UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA, LITOQUÍMICA E QUÍMICA MINERAL DO GRUPO IRICOUMÉ E DA FORMAÇÃO QUARENTA ILHAS NO DISTRITO MINEIRO DE PITINGA – AM – BRASIL

RONALDO PIEROSAN

ORIENTADOR – **Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima**

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer – Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS

Prof. Dr. Márcia Aparecida de Sant Ana Barros – Universidade Federal do Mato Grosso – UFMT

Prof. Dr. Valmir da Silva Souza – Universidade de Brasília – UnB

Tese de Doutorado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Doutor em Ciências.

Porto Alegre – 2009

Livros Grátis

http://www.livrosgratis.com.br

Milhares de livros grátis para download.

Pierosan, Ronaldo
Geologia, litoquímica e química mineral do Grupo Iricoumé e da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga – AM – Brasil. / Ronaldo Pierosan – Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2009.
[241 f.].+ CD-ROM com anexos. il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS - BR, 2009.
Orientação: Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima.

1. Geoquímica. 2.Craton Amazônico. 3. Uatumã. 4. Riolitos. 5. Gabros. I. Título.

Catalogação na Publicação
Biblioteca do Instituto de Geociências - UFRGS
Miriam Alves CRB 10/1947

Aos meus pais, Moacir e Fani

Agradecimentos

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul e seus funcionários por propiciarem essa oportunidade de trabalho. Ao Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGGeo/UFRGS) e à Pró-reitoria de Pós-graduação e seus funcionários pelo empenho e suporte no desenvolvimento desse trabalho. Ao CNPq pelo apoio financeiro através do Projeto CT-MINERAL (505625/2004-0), pela bolsa de doutorado e pelas bolsas de produtividade de E. F. Lima, L. V. S. Nardi e A. C. Bastos Neto. À CAPES-PDEE e a Pró-reitoria de Pós-graduação pela concessão da bolsa de estágio sanduíche (1432/07-9).

Ao orientador Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima pelo inestimável incentivo e apoio em todas as atividades realizadas durante esse longo caminho. Pelo conhecimento repassado e pelas experiências compartilhadas desde o terceiro semestre da graduação. Ao co-orientador Prof. Dr. Lauro Valentin Stoll Nardi pelo apoio e pelos fundamentais ensinamentos geoquímicos, transmitidos desde o período de graduação. Ao Prof. Dr. Artur Cesar Bastos Neto pela dedicação imprescindível na coordenação dos projetos em Pitinga. Ao Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer pelo companheirismo desde os tempos da graduação e pelas empolgadas discussões sobre vulcanismo. Ao Prof. Dr. Vitor Paulo Pereira pelas explanações geológicas e mineralógicas. Aos colegas de trabalho da 102, grande figuras Dr. Joaquim Daniel de Liz (o Delizinho), Luis Vedana, Moisés, Vinícius e mais uma galera que veio chegando no finalzinho. Um grande abraço a todos.

À Mineração Taboca S.A. – Grupo Paranapanema e seus funcionários, especialmente aos geólogos José Maximino Tadeu Miras Ferron e Maurício Prado, pela apoio e dedicação em garantir todo o suporte nas campanhas de campo.

À Ludwig-Maximilians-Universität München (LMU) pela acolhida e à Prof. Dra. Cristina P. de Campos pela pronta disponibilidade e pela supervisão durante o estágio. À Dra. Saskia Bernstein (LMU) pelo auxílio fundamental nos procedimentos analíticos de microssonda.

Ao meu pai Moacir e à minha mãe Fani, pelo amor, carinho, dedicação e compreensão. Pelo constante incentivo e compreensão em nossos rumos e decisões. Muito obrigado. Aos meus irmãos Rafael e Lícia pela amizade, parceria e paciência de sempre. Aos demais familiares, tios, tias, primos, primas, um grande abraço e obrigado. Aos conterrâneos Calunga, João, Pulga, Chico, Andrei, Rafa, Minhoni e Viel, pela insubstituível amizade e pelas sagas travadas desde os períodos remotos na famosa Guaporé.

Resumo

O Grupo Iricoumé e a Formação Quarenta Ilhas caracterizam duas importantes atividades magmáticas paleoproterozóicas do Distrito Mineiro de Pitinga, Amazonas, Brasil. O conhecimento geológico da região esteve restrito, até recentemente, aos granitos portadores de mineralizações de Sn, Ta, Nb e F da Suíte Madeira. O desenvolvimento de trabalhos de cunho científico referentes ao Grupo Iricoumé vem aumentando significativamente nos últimos anos, no entanto, o conhecimento sobre a Formação Quarenta Ilhas se encontra num estágio consideravelmente precoce. Os objetivos relacionados ao presente trabalho estão focados principalmente na geração e publicação de dados de campo, petrográficos, litoquímicos e de química mineral de ambas as unidades. O Grupo Iricoumé é o mais expressivo vulcanismo paleoproterozóico do Escudo das Guianas, cuja gênese está vinculada ao Magmatismo Uatumã (1,88 Ga) no Craton Amazônico. Na região de Pitinga, é constituído por traquitos a riolitos, associados com ignimbritos ricos em cristais, tufos co-ignimbríticos de queda e de *surge* e depósitos vulcanoclásticos. A morfologia e abundância de fenocristais, aliadas as características da matriz, podem ser utilizadas como critério diagnóstico na distinção entre rochas efusivas, hipabissais e ignimbritos. As temperaturas de cristalização de zircão são em torno de 850±50ºC. Os anfibólios caracterizam-se por dois grupos químicos (alto-Fe e alto-Mg) com termos ricos em Fe cristalizados a ~15 km (~4,5 kbar) e intermediária fO_2, enquanto os anfibólios ricos em Mg foram cristalizados/reequilibrados a ~1,5 km (<1,0 kbar) e alta fO_2. Os zircões de riolitos e ignimbritos caracterizam-se pela alta razão Th/U e alto ETRP, típicos de zircões cristalizados a partir de magmas félsicos. As feições geoquímicas das rochas félsicas do Grupo Iricoumé são compatíveis com magmas tipo-A metaluminoso a fracamente peraluminoso. Os conteúdos de Nb, Y, Rb e ETRL sugerem relação com fontes de manto litosférico modificado por subducção, além de participação de material crustal, posicionadas em ambiente pós-colisional. A distribuição de riolitos ao longo de falhas anelares, a presença expressiva de ignimbritos soldados ricos em cristais e tufos co-ignimbríticos, aliados a termos subvulcânicos como corpos hipabissais e intrusões graníticas epizonais, sugerem uma origem relacionada a sistemas de complexo de caldeira. A Formação Quarenta Ilhas consiste de rochas subvulcânicas básicas a intermediárias, de afinidade toleíticas e idade em torno de 1,78 Ga. A mineralogia magmática é constituída por olivina, substituída pseudomorficamente por ferro-saponita, plagioclásio labradorita a oligoclásio ($An_{65}Ab_{35}$ a $An_{20}Ab_{80}$), óxidos de Fe-Ti (Ilm_{87-95} e Usp_{22-37}), diopsídio a augita ($Wo_{44-35}En_{44-21}Fs_{38-16}$), com ferro-hornbelnda, feldspato alcalino e quartzo nos termos mais diferenciados. A diferenciação até magmas

intermediários ocorreu por cristalização fracionada de olivina+ilmenita, magnetita+plagioclásio+augita, e cristalização de ferro-hornblenda, feldspato alcalino e quartzo em estágios tardios. Os padrões de elementos maiores, as proporções de minerais normativos (olivina+hiperstênio e quartzo+hiperstênio) e as elevadas razões Y/Nb e La/Yb indicam afinidade com magmas toleíticos. Os elevados conteúdos de Cs, Rb, Ba e K, e baixos de Nb, Ta e Zr indicam participação de manto litosférico enriquecido em LILE e previamente modificado por subducção. O padrão de ETR é marcado por enriquecimento de ETRL em relação às ETRP, o que sugere uma fonte com composição compatível a um granada lherzolito.

Abstract

The Iricoumé Group and the Quarenta Ilhas Formation caracterize two important paleoproterozoic magmatic activity of the Pitinga Mining District, Amazonas, Brazil. The geological knowledge was concentrated, at least recently, on the Sn, Ta, Nb and F mineralized granites of the Madeira Suite. Scientific works concerning the Iricoumé Group have increased in recent years, however, the knowledge about Quarenta Ilhas Formation is still in an early stage. The purpose of this work is focused mainly on the survey and publication of field, petrographic, litogeochemical and mineral chemistry data of both units. The Iricoumé Group consists of the most expressive Paleoproterozoic volcanism in the Guyana Shield, which genesis is related to the Uatumã magmatism, widespread in the Amazonian craton. In the Pitinga region, is composed by trachyte to rhyolite, associated with crystal-rich ignimbrites, fall and surge co-ignimbritic tuffs, and volcanoclastic deposits. The morphology and abundances of fragmented crystals, allied to the groundmass characteristics, can be used as diagnostic criteria on the distinction among effusive and hypabyssal rocks and ignimbrites. Zircon crystallization temperatures are of 850±50ºC. Amphibole composition indicate two chemical groups (high-Fe and high-Mg), where the Fe-rich crystallized at around 15 km (~4,5 kbar) and under intermediate fO_2, while the Mg-rich were crystallized/reequilibrated at ~1,5 km and under high fO_2. The zircon of rhyolites and ignimbrites are characterized by high Th/U ratios and high ETRP, typical of magmatic zircon crystallized from felsic magma. Geochemical features of Iricoumé felsic rocks are consistent with metaluminous to slightly peraluminous A-type magma. The Nb, Y, Rb and ETRL contents suggest relation with lithosphere mantle sources modified by subduction, with addition of crustal material, emplaced in a post-collisional setting. The distribution of rhyolite dome along ring faults, the common presence of welded crystal-rich ignimbrites and co-ignimbritic tuffs, allied with subvolcanic units, such as hypabyssal rocks and shallow granitic intrusions, suggest relation with a caldera complex system. The Quarenta Ilhas Formation consists of basic to intermediate rocks, with tholeiitic affinity and ages around 1.78 Ga. The primary mineralogy is composed by olivine, pseudomorfosed by ferrous-saponite, labradorite to oligoclase ($An_{65}Ab_{35}$ to $An_{20}Ab_{80}$) plagioclase, Fe-Ti oxides (Ilm_{87-95} e Usp_{22-37}), diopside to augite ($Wo_{44-35}En_{44-21}Fs_{38-16}$), with ferro-hornblende, alkali-feldspar and quartz in the more differentiated units. The magma differentiation to intermediate composition proceeded through fractional crystallization of olivine+ilmenita, magnetite+plagioclase+augite, ferro-hornblende, alkali-feldspar and quartz crystallization at the latter stages. The major elements

features, normative minerals abundances (olivine+hyperstene and quartz+hyperstene) and high Y/Nb and La/Yb ratios indicated affinity with tholeiitic magma. High Cs, Rb, Ba and K, and low Nb, Ta and Zr, suggest a lithospheric mantle source, enriched in LILE and depleted by subduction. The REE pattern is LREE enriched faced to HREE, which suggest a source of garnet lherzolitic composition.

Lista de Figuras

Figura 1 – Mapa de localização do Distrito Mineiro de Pitinga. OBS: o quadro tracejado representa a área do mapa geológico do projeto "Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia"..... 21

Figura 2 – Mapa Tectônico simplificado da América do Sul (modificado de Hartmann *et al.*, 2001)..... 24

Figura 3 – Mapa esquemático ilustrando a correlação entre os continentes sul-americano e africano, destacando as associações do Ciclo Orogênico Transamazônico (modificado de Zaho *et al.*, 2002)..... 25

Figura 4 – Mapas esquemáticos do Craton Amazônico ilustrando os modelos geotectônico-geocronológicos propostos originalmente por Tassinari *et al.* (2000) e Santos *et al.* (2000). Modificados de: (a) – Tassinari & Macambira (2004); (b) - Santos *et al.* (2006)..... 27

Figura 5 – Distribuição do magmatismo do Supergrupo Uatumã na porção brasileira do Craton Amazônico (modificado de Bizzi *et al.*, 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, CPRM)..... 29

Figura 6 – Mapa geológico da Província de Pitinga (modificado de Ferron *et al.*, 2006)..... 32

Figura 7 – Distribuição da associação vulcano-plutônica do Supergrupo Uatumã, sedimentação siliciclástica paleoproterozóica (tipo Roraima) e magmatismo toleítico (Magmatismo Crepori), na porção brasileira do Escudo das Guianas, Craton Amazônico (modificado de Bizzi *et al.*, 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, CPRM)..... 36

Figura 8 – Distribuição da associação vulcano-plutônica do Supergrupo Uatumã, sedimentação siliciclástica paleoproterozóica (tipo Roraima) e magmatismo toleítico (Magmatismo Crepori), no Escudo Guaporé, Craton Amazônico (modificado de Bizzi *et al.*, 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, CPRM)..... 38

Figura 9 – Distribuição do Supergrupo Roraima e seqüências correlatas no Escudo das Guianas, craton Amazônico (modificado de Santos *et al.*, 2003)..... 43

Figura 10 – Distribuição das fácies dos granitos Madeira e Água Boa – Suíte Madeira (modificado de Costi, 2000)..... 45

Figura 11 – Principais modelos de geração de magmas tipo-A em ambientes pós-orogênicos e anorogênico: a,b) Modelo de delaminação litosférica (modifica do Nelson, 1992); c,d) Modelo de *slab breakoff* (modificado Davies & Blanckenburg, 1995); e,f) modelo de ascensão (*Uplift*) mantélica (modificado de Condie, 1997). Obs.: croquis esquemáticos, sem escala..... 55

Figura 12 – Mapa das províncias geocronológicas da Austrália, destacando os cinturões Lachlan, New England e Adelaide, do orógeno Tasmaniano (modificado de Zhao *et al.*, 2002 e de Huleatt, 2005)..... 56

Figura 13 – Mapa de localização da Suíte Magmática White Mountain, destacando o Batólito White Mountain e o Complexo Anelar Ossippe (modificado de Creazy & Eby, 1993)..... 61

Figura 14 – Mapa de localização da Ilha de Newfoundland, com destaque aos sistemas de arco vulcânicos da Zona Dunnage. NFLD – Newfoundland; PEI – Ilha Príncipe Edward; BCI – Ilha Cape Breton; NB – New Brunswick; NS – Nova Scotia (modificado de Whalen *et al.*, 1996)..... 63

Figura 15 – Mapa de localização dos Granitos Rapakivi Finnish. a) Escudo Fenoescandinávo e principais unidades estruturais (modificado de Rämö *et al.*, 2005 - Eurogranites); b) parte do Domínio Svecofeniano (modificado de Rämö & Haapala, 1995)..... 64

Figura 16 – Mapa de localização dos principais complexos anelares da Província Younger Granites da Nigéria (modificado de Ogunleye *et al.*, 2005)..... 65

Figura 17 – Mapa de localização da ilha da Córsica, com destaque aos complexos anelares, principalmente os complexos Evisa e Tana-Peloso (modificado de Bonin *et al.*, 1978 e Bonin, 2004)..... 66

Figura 18 – Diagramas classificatórios de magmas tipo-A para as rochas efusivas e hipabissais do Grupo Iricoumé na região do Distrito Mineiro de Pitinga, AM (dados compilados de Ferron *et al.*, 2006b). a) Diagrama Ga/Al de Whalen *et al.* (1987). b) Diagrama Rb/Y+Nb de Pearce *et al.* (1984) com campo de granitos pós-colisionais de Pearce (1996). Abreviações: Syn-COLG – granitos sin-colisionais, WPG – granitos intraplaca; VAG – granitos de arco vulcânico; ORG – granitos de cadeia meso-oceânica; Post-COLG – granitos pós-colisionais. c) Diagrama A_1xA_2 de Eby (1992)..... 68

Figura 19 – Diagramas multi-elementares para amostras representativas das rochas efusivas e hipabissais do Grupo Iricoumé na região do Distrito Mineiro de Pitinga, AM. a) normalizados segundo o condrito de Thompson (1982); b) normalizados segundo o padrão de Ocean Ridge Granites (ORG) de Pearce *et al.* (1984); c) normalizados segundo o condrito de Haskin *et al.* (1968)..... 68

Figura 20 – Diagramas classificatórios de magmas tipo-A para os exemplos compilados e comparados com o Grupo Iricoumé, em um mesmo intervalo de sílica. a,d,g,j) Diagrama Ga/Al de Whalen *et al.* (1987). b,e,h,l) Diagrama Rb/Y+Nb de Pearce *et al.* (1984) com campo de granitos pós-colisionais de Pearce (1996). Abreviações: Syn-COLG – granitos sin-colisionais, WPG – granitos intraplaca; VAG – granitos de arco vulcânico; ORG – granitos de cadeia meso-oceânica; Post-COLG – granitos pós-colisionais. c,f,i,m) Diagrama A_1xA_2 de Eby (1992)..... 71

Figura 21 – Diagramas multi-elementares para amostras representativas do magmatismo tipo-A na Austrália, comparadas com as rochas efusivas e hipabissais do Grupo Iricoumé - Pitinga, em um mesmo intervalo de sílica. a,d,g,j) normalizados segundo o condrito de Thompson (1982); b,e,h,k) normalizados segundo o padrão de Ocean Ridge Granites (ORG) de Pearce *et al.* (1984); c,f,i) normalizados segundo o condrito de Haskin *et al.* (1968)..... 72

Figura 22 – Diagramas multi-elementares para amostras representativas da Série Magmática White Mountain – Estados Unidos, e da Suíte Ígnea Topsails, comparadas com as rochas efusivas e hipabissais do Grupo Iricoumé - Pitinga, em um mesmo intervalo de sílica. a,d,g) normalizados segundo o condrito de Thompson (1982); b,e,h) normalizados segundo o padrão de Ocean Ridge Granites (ORG) de Pearce *et al.* (1984); c,f,i) normalizados segundo o condrito de Haskin *et al.* (1968)..... 73

Figura 23 – Diagramas multi-elementares para amostras representativas do magmatismo da Província Younger Granites – Nigéria, e dos Granitos Rapakivi Finnish - Fenoscandinávia, comparadas com as rochas efusivas e hipabissais do Grupo Iricoumé - Pitinga, em um mesmo intervalo de sílica. a,d) normalizados segundo o condrito de Thompson (1982); b,e) normalizados segundo o padrão de Ocean Ridge Granites (ORG) de Pearce *et al.* (1984); c,f) normalizados segundo o condrito de Haskin *et al.* (1968)..... 74

Figura 24 – Diagramas multi-elementares para amostras representativas do magmatismo dos complexos Evisa e Tana-Peloso - Córsica, comparadas com as rochas efusivas e hipabissais do Grupo Iricoumé - Pitinga, em um mesmo intervalo de sílica. a,d,f) normalizados segundo o condrito de Thompson (1982); b,e,g) normalizados segundo o padrão de Ocean Ridge Granites (ORG) de Pearce *et al.* (1984); c) normalizados segundo o condrito de Haskin *et al.* (1968)..... 74

Figure 25 – Location (a) and geological map (b) of Pitinga Mining District. (modified from (a) Hartmann & Delgado, 2001 and (b) Ferron *et al.*, 2006)..... 85

Figure 26 – Petrographic features of coherent units and ignimbrites. a) subhedral hornblende rounded by thin layer of leucoxene in effusive trachyte; b) micropoikilitic texture and acicular quartz in hypabyssal rhyolite; c) flow foliation in hand-specimen of effusive rhyolite; d) interbedding of fine phaneritic to vitric layers of the foliated rhyolite; e) euhedral phenocryst rotated by flow; f) elongated vesicle along the flow foliation; g) idealized section of a pyroclastic flow unit; h) top of intermediate showing subhorizontal eutaxitic structure; i) eutaxitic texture in thin section of an ignimbrite; j) compacted vesicle filled with quartz, opaque minerals and chlorite; k) perlitic cracks in an originally glassy matrix; l) devitrification features: spherulitic intergrowing at the centre of the fiamme and axiolitic intergrowing at the edge; m) hand specimen of a ignimbrite with cognate lithic clasts; n) Y-U-shaped and bubble-wall shards within a cognate lithic clast (center-left portion)..... 90

Figure 27 – Field and petrographic characteristics of the surge deposits of the Iricoumé Group: a) outcrop A13 – see figure 5 for location; b) Sketch of outcrop A13 showing the six bedsets; c) microscopic feature showing the dominant massiveness of co-ignimbritic deposits; d) internal organization of the surge deposits; e) plane parallel stratification in weathered and fresh surface close to the boundary between sets 1 and 2; f) erosional boundary between bedsets 3 and 4; g) level of lithic fragment close to the top of the bedset 4; h) tuffaceous cognate lithic fragment with dropping feature in thin section; i) low-angle truncation between bedsets 4 and 5..... 94

Figure 28 – Viscosity estimation for Iricoumé samples - non-Arrhenian model. Solid lines represent best fit curves. a) viscosity as a function of temperature on dry and hydrous condition; b) viscosity as a function of water content. Vertical bars represent the temperature range from 800-900ºC..... 98

Figure 29 – Numerical model of terrain of the Pitinga Mining District area. Elevation data from SRTM database: 90x90m..... 100

Figure 30 - Distribution of Uatumã Magmatism in the Brazillian portion of the Amazonian Craton and location of Pitinga Mining District (modified from (a) Hartmann & Delgado, 2001 and (b) from Bizzi *et al.*, 2003 – Geology, Tectonic and Mineral Resources of Brazil - CPRM)..... 111

Figure 31 – Geological map of Pitinga Mining District (modified from Ferron *et al.*, 2006) 113

Figure 32 – Summary of geochronological data of the Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association. Data sources: 1,19,22 – Ferron *et al.* (2009); 2-4,21 – Santos *et al.* (2002); 5-10,12,13,15,16,18 – Ferron *et al.* (2006); 11 – Valério *et al.* (2006b); 14 – Valério *et al.* (2005); 17 – Costi *et al.* (2000); 20 – Macambira et al (2002)..... 114

Figure 33 – Classificatory diagrams for effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group. a – part of TAS plot of Le Bas (1986); b – Zr/TiO_2 vs SiO_2 plot of Winchester and Floyd (1977)..... 118

Figure 34 – Maniar and Piccoli (1989) plot based on Shand indexes for effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group..... 118

Figure 35 – Alkali-lime index of Peacock vs SiO_2 plot (field A to calcic-alkaline rocks, from Brown, 1981, and B to metaluminous granitoids from alkaline associations, from Nardi, 1991). Dashed line represents the linear fit distribution of the effusive and hypabyssal samples, excluding the two analyses with lack of sodium..... 121

Figure 36 – Tectonic discriminating diagram of Pearce *et al.* (1984) for effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group. Abreviations: Syn-COLG – syn-collisional granites; VAG – volcanic arc granites: ORG – ocean ridge granites; WPG – within plate granites; Post-COLG (from Pearce, 1996) – post-collisional granites..... 121

Figure 37 – Granitoids discriminating diagram for effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group. a) Zr vs Ga/Al plot of Whalen *et al.* (1987); b) A-type granitoids discriminating plot of Eby (1992)..... 122

Figure 38 – Sipergrams of felsic volcanic rocks of Pitinga Mining District. a,d) Chondrite-normalized pattern Thompson et al (1982); b,e) ORG-normalized pattern of Pearce et al. (1984); c,f) C1 chondrite-normalized pattern of Sun & McDonough (1989)..... 123

Figure 39 – Binary plots of felsic volcanic rocks of Pitinga Mining District. Oxides are expressed in wt.% and trace elements in ppm. Symbols: filled circles – effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group; x – ignimbrites of Iricoumé Group; + - ignimbrites of Urupi Formation…..... 124

Figure 40 – a) Rb vs Sr, b) Sr vs Ba and c) Rb/Sr vs Sr/Ba plots for effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group. Dashed arrow indicate trends during fractional crystallization. Abreviations: Pl – plagioclase, KF – K-feldspar, Bt – biotite, Hb – hornblende. Vectors from Dall'Agnol *et al.* (1999b) geochemical modeling for 1.88Ga A-type Jamon and Musa granites, southeastern Amazonian Craton..... 125

Figure 41 – Classificatory diagrams for amphiboles of the Iricoumé Group (from Leake *et al.*, 1997). Symbols: filled circles – amphiboles from trachydacite (sample A67a); holed circles – amphiboles from rhyolite (sample A10a)..... 126

Figure 42 – Cationic ratios diagrams for calcic amphiboles of the Iricoumé Group. Symbols: as in figure 41..... 128

Figure 43 – Crystallization pressure and oxigen fugacity plots for calcic amphiboles of the Iricoumé Group. a) Fe/(Fe+Mg) vs Al^{tot} diagram for pressure estimation (from Anderson & Smith, 1995); b) Fe/(Fe+Mg) vs Al^{IV} diagram for oxygen fugacity estimation (from Anderson & Smith, 1995) Symbols: as in figure 41..... 128

Figure 44 – Chondrite-normalized pattern of trace elements in zircon from rhyolite (a) and ignimbrite (b) of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area. C1 chondrite of Sun & McDonough (1989)..... 130

Figure 45 – Chondrite-normalized mean REE contents in zircon (a) from LSSA granodiorite (GD) and rhyolites (RD) and (b) from Iricoumé volcanic rocks. LSSA data from Liz et al (2009)..... 131

Figure 46 – R1-R2 diagram for effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group. Arrows indicate evolutionary trends from orogenic-related sources. (After Batchelor & Bowden, 1985)..... 135

Figura 47 – Mapa Geológico de parte do Distrito Mineiro de Pitinga (modificado de Ferron *et al.*, 2006)..... 147

Figura 48 – Feições petrográficas das rochas básicas e intermediárias da Formação Quarenta Ilhas. a) diabásio com plagioclásio euédrico, olivina subédrica substituída por saponita, e augita intersticial; b) diabásio com textura ofítica a subofítica; c) diorito com textura coronítica; d) quartzo diorito com intercrescimento micrográfico e feldspato alcalino pertítico. Abreviações: Pl-plagioclásio; Aug-augita; Ol-olivina, Hbl-hornblenda; FldAlc-feldspato alcalino; Qz-quartzo..... 152

Figura 49 – Diagrama ternário de classificação dos feldspatos da Formação Quarenta Ilhas 154

Figura 50 – Seção borda-centro-borda representativa do zoneamento composicional do plagioclásio em diabásio (amostra A88a) da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga..... 154

Figura 51 – Diagrama de Morimoto (1988) para classificação dos clinopiroxênios cálcicos da Formação Quarenta Ilhas..... 158

Figura 52 – Principais trocas catiônicas nos sítios T (a), M1 (b) e M2 (c). Símbolos: idem figura 51..... 159

Figura 53 – Substituições catiônicas em relação a nMg em clinopiroxênios da Formação Quarenta Ilhas. Retas: regressões lineares que melhor se ajustam aos dados de cada grupo. a) ^{T}Al vs nMg; b) ^{T}Ti vs nMg; c) $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ vs nMg. Símbolos: idem a figura 51..... 160

Figura 54 – Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos de Leake *et al.* (1997)..... 161

Figura 55 – Variação composicional em piroxênio e anfibólio de textura ofítica em diorito da Formação Quarenta Ilhas. a) Imagem EDS com localização do perfil composicional do núcleo do piroxênio (A) para a borda do anfibólio (A'); b) Variação de SiO_2, FeO^t, CaO e MgO; c) Variação de Al_2O_3, Na_2O, F e K_2O. Abreviações: f-h: ferro-hornblenda; f-a: ferro-actinolita..... 163

Figura 56 – Substituição edenítica nos anfibólios da Formação Quarenta. Simbolos: ○ - ferro-hornblendas; x - ferro-actinolitas; + - ferro-edenitas..... 164

Figura 57 – Feições petrográficas dos óxidos de Fe-Ti. a) ilmenita inclusa em magnetita; b) ilmenita euédrica; c) magnetita com textura em peneira e textura treliça; d) lamelas de ilmenita ao longo dos planos {111} da magnetita. Abreviações: mt-magnetita, ilm-ilmenita, pi-pirita..... 165

Figura 58 – Variações composicionais de ilmenita e magnetita coexistentes nas rochas básicas e intermediárias da Formação Quarenta Ilhas..... 166

Figura 59 – Ordem de cristalização de gabros a quartzo diorito da Formação Quarenta Ilhas. Abreviações: Ol-olivina; Ilm-ilmenita; Mag-magnetita; Pl-plagioclásio; Aug-augita; Hbl-hornblenda; FAlc-feldspato alcalino; Qz-quartzo..... 168

Figura 60 – Diagramas binários das rochas básicas a intermediárias da Formação Quarenta Ilhas. Símbolos: ● – diabásios alto-Nb; ○ – diabásios baixo-Nb; x – gabros e dioritos. As setas indicam sentido da diferenciação..... 171

Figura 61 – Diagramas de classificação química das rochas básicas a intermediárias. a) parte do diagrama TAS de Middlemost (1994), b) Diagrama Zr/TiO_2vsNb/Y de Winchester & Floyd (1977)..... 172

Figura 62 – Diagramas multi-elementos das rochas básicas e intermediárias. a,b) padrão de manto primitivo de Sun & McDonough (1989); c) padrão condrítico de Boynton (1984)..... 173

Figura 63 – Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) para as rochas básicas a intermediárias. Símbolos: idem a figura 60..... 174

Figura 64 – Diagrama TiO_2vsFeO^t/MgO de Miyashiro (1974) para as rochas básicas. Símbolos: idem a figura 60..... 174

Figura 65 – Diagrama multi-elementos das rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas, normalizados segundo o padrão E-MORB de Sun & McDonough (1989)..... 175

Figura 66 – Imagens por elétrons retro-espalhados (a,c) e espectros por dispersão de energia (b,d) de prata em amostras de riolito (A42a) e de traquidacito (A67a) do Grupo Iricoumé no Distrito Mineiro de Pitinga (L α1: 2,985 keV; L α2: 2,979 keV; L β1: 3,151 keV; L β2: 3,348 keV)..... 185

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Quadro geochronológico do Magmatismo Uatumã..... 38

Tabela 2 – Principais características litogeoquímicas das ocorrências de magmatismo tipo-A... 57

Tabela 3 – Chemical composition and temperature estimation of representative samples of trachytes and rhyolites of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area..... 95

Tabela 4 – Viscosity data of Iricoumé samples..... 97

Tabela 5 – Chemical composition of felsic volcanic rocks of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area..... 119

Tabela 6 – Representative microprobe analysis of amphiboles of the Iricoumé Group..... 127

Tabela 7 – Trace element content (expressed in ppm) of representative zircon from Iricoumé Group of the Pitinga Mining District area and #1 – average of trace element in zircon from rhyolite (n=11), #2 – average of trace element in rhyolite (n=14), #3 – mineral/rock ratio..... 129

Tabela 8 – Análises representativas de feldspatos da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga..... 153

Tabela 9 – Análises representativas de ferro-saponita da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga..... 155

Tabela 10 – Análises representativas de piroxênios da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga..... 157

Tabela 11 – Análises representativas de anfibólios da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga..... 162

Tabela 12 – Análises representativas de óxidos de Fe-Ti da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga..... 167

Tabela 13 – Dados litoquímicos das rochas básicas e intermediárias da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga..... 170

Tabela 14 – Análise de microssonda eletrônica do grão de Ag do riolito A42a..... 185

SUMÁRIO

Resumo..... 5
Abstract..... 7
Lista de Figuras..... 9
Lista de Tabelas..... 14
Estrutura e organização da Tese..... 18
1 – INTRODUÇÃO..... 20
Objetivos..... 23
2 – CONTEXTO GEOTECTÔNICO..... 24
3 – GEOLOGIA DA ÁREA..... 31
Complexo Guianense..... 31
Suíte Intrusiva Água Branca..... 33
Supergrupo Uatumã..... 33
- Grupo Iricoumé..... 39
- Suíte Intrusiva Mapuera..... 41
Formação Urupi..... 42
Suíte Madeira..... 44
Formação Quarenta Ilhas..... 45
Formação Seringa..... 46
4 – SÍNTESE DO ESTADO DA ARTE - MAGMATISMO TIPO-A..... 48
Classificações..... 50
Mineralogia e rochas associadas..... 50
Ambientes Geotectônicos..... 51
Mineralizações associadas..... 52
Modelos Petrogenéticos..... 53
Principais ocorrências de magmatismo tipo-A..... 55
- Magmatismo tipo-A na Austrália..... 56
Suítes Gabo e Mumbulla – sudeste do Lachlan Fold Belt..... 58
Complexo Chaelundi – New England Fold Belt..... 59
Suíte Padthaway – Adelaide Fold Belt..... 59
Vulcanismo terciário anorogênico..... 60
- Série Magmática White Mountain, Estados Unidos..... 61
- Suíte Ígnea Topsails, Newfoundland, Canadá..... 62
- Granitos Rapakivi Finnish, Fenoescandinávia, Finlândia/Rússia..... 63
- Magmatismo Younger Granites da Nigéria, Níger e Nigéria..... 64
- Magmatismo tipo-A na Córsica, França..... 66
Características litoquímicas do Magmatismo tipo-A comparadas às do Grupo Iricoumé..... 67
Discussões..... 75
5 – MATERIAIS E MÉTODOS..... 77
Levantamento bibliográfico..... 77
Trabalho de Campo..... 77
Petrografia..... 77
Litoquímica..... 78
Química Mineral – Microssonda Eletrônica..... 78
Química Mineral – ICP-MS *Laser Ablation*..... 79
Elaboração da Tese..... 80

6 – ARTIGO I - Paleoproterozoic (~1.88Ga) felsic volcanism of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area, Amazonian Craton, Brazil: insights in ancient volcanic processes from field and petrologic data..... 81
Introduction..... 83
Local Geology..... 84
Methods..... 86
Field and petrographic characteristics of Iricoumé Group..... 86
- Phenocryst contents and characteristics..... 86
- Coherent units (effusive and hypabyssal rocks) 88
- Pyroclastic rocks..... 89
Ignimbrites..... 89
Co-ignimbritic tuffs..... 92
Physical parameters..... 93
- Crystallization temperatures..... 95
- Viscosity estimation..... 96
Volcanic environment..... 99
Conclusions..... 102
Acknowledgements..... 103
References..... 103
7 – ARTIGO II - Geochemical features of the Paleoproterozoic volcanic rocks of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area, Amazonian Craton, Brazil..... 108
Introduction..... 110
Geological setting..... 111
Methods..... 115
Petrography of Iricoumé Group rocks..... 116
Compositional features of Iricoumé Group rocks and minerals..... 117
- Geochemistry..... 117
- Chemistry of hornblende and zircon..... 126
Petrological considerations on the Iricoumé volcanism..... 131
Tectonic setting and magmatic source..... 134
Concluding remarks..... 136
Acknowledgements..... 136
References..... 136
8 – ARTIGO III - Litoquímica e química mineral da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga, AM..... 144
Introdução..... 146
Contexto Geológico..... 146
Métodos..... 149
Geologia da Formação Quarenta Ilhas..... 150
- Ocorrências estudadas e relações de contato..... 150
- Petrografia e Química Mineral..... 150
Feldspatos..... 151
Olivina (ferro-saponita)..... 154
Clinopiroxênios..... 155
Anfibólios..... 161
Óxidos de Fe-Ti..... 164
- Ordem de Cristalização..... 168
Geoquímica..... 168
Conclusões..... 175
Agradecimentos..... 176
Referências..... 177

9 – POTENCIALIDADE METALOGENÉTICA..... 181
Indícios e ocorrências de minerais de minério 184
10 – CONCLUSÕES..... 187
11 – REFERÊNCIAS..... 190
ANEXO I – Pontos de descrição, amostragem e análises das amostras..... 206
ANEXO II – Mapa Geológico e de Pontos..... 210
ANEXO III – Conjunto completo de dados (litoquímica+microssonda+laser ablation) 212
ANEXO IV – Trabalhos científicos publicados durante a elaboração da tese..... 234
ANEXO V – Cartas de aceite de submissão dos artigos..... 458

Estrutura e Organização da Tese

O presente trabalho consiste da tese de conclusão do curso de doutoramento junto ao Programa de Pós-graduação em Geociências do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. A apresentação da tese segue o modelo de integração de artigos científicos, subdivididos em quatro partes principais: capítulos introdutórios; capítulos de apresentação e discussão de resultados; capítulos de conclusão; e anexos.

No **Capítulo 1** é descrita a localização da área de estudo, as justificativas e os objetivos da tese. O contexto geotectônico no qual as unidades geológicas do Distrito Mineiro de Pitinga estão inseridas é descrito no **Capítulo 2**. A geologia do Distrito Mineiro de Pitinga, incluindo uma breve descrição das unidades presentes na área, é descrita no **Capítulo 3**. No **Capítulo 4** é apresentada uma revisão bibliográfica, envolvendo a síntese do estado da arte do magmatismo do tipo-A. Este capítulo originou-se da monografia do Exame de Qualificação, defendido no decorrer do doutorado, adaptado para as normas de apresentação da tese. O **Capítulo 5** consiste da descrição dos materiais e métodos empregados no desenvolvimento da tese.

Os capítulos de apresentação e discussão dos resultados são constituídos por três artigos científicos submetidos a revistas indexadas, atendendo a exigência do Programa de Pós-graduação da UFRGS, e um capítulo complementar. Os artigos estão formatados de acordo com as normas gerais da tese. Dessa forma, a numeração das figuras e tabelas obedece a sequência da tese e não dos artigos individualmente. O **Capítulo 6** consiste do artigo intitulado "***Paleoproterozoic (~1.88Ga) felsic volcanism of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area, Amazonian Craton, Brazil: insights in ancient volcanic processes from field and petrologic data***", e submetido aos *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Neste artigo são apresentadas as feições que caracterizam o vulcanismo Iricoumé na região de Pitinga, visando discutir os aspectos genéticos da unidade. O **Capítulo 7** é constituído pelo artigo "***Geochemical features of the Paleoproterozoic volcanic rocks of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area, Amazonian Craton, Brazil***", submetido ao periódico *International Geology Review*. Neste artigo são apresentadas as principais características geoquímicas do vulcanismo, integrando dados de litoquímica e química mineral. Procurou-se enfatizar os aspectos relacionados a fonte magmática, e a evolução e posicionamento do magmatismo. No **capítulo 8**, são apresentadas e discutidas as características petrográficas e geoquímicas (litoquímica e química mineral) do magmatismo da

Formação Quarenta Ilhas. Este capítulo é composto pelo artigo "***Litoquímica e química mineral da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga, AM***", submetido à *Revista Brasileira de Geociências*. O **Capítulo 9** consiste de discussões referentes a potencialidade metalogenética dos litotipos que compõem o Grupo Iricoumé e a Formação Quarenta Ilhas, e apresentação dos resultados de litoquímica, química mineral, levando-se em conta o contexto geológico no qual as unidades estão inseridas.

As conclusões consideradas mais relevantes no âmbito da tese são apresentadas de forma sucinta no **Capítulo 10**. Discussões e conclusões detalhadas são apresentadas nas seções de conclusão de cada artigo científico. As referências utilizadas nos capítulos introdutórios (Capítulos 1 a 5) e no Capítulo 9, constam no **Capítulo 11**. As referências utilizadas nos artigos científicos são apresentadas individualmente, ao final de cada um deles.

No **Anexo I** é apresentada uma tabela com os pontos de descrição, coleta e análise das amostras incluídas na tese. O mapa geológico do Distrito Mineiro de Pitinga, com detalhamento dos pontos de estudo, consta no **Anexo II**. O conjunto completo dos dados litoquímicos e de química mineral do Grupo Iricoumé e da Formação Quarenta Ilhas é apresentado no **Anexo III**. No **Anexo IV** são apresentados os trabalhos científicos produzidos com a colaboração do autor, durante o desenvolvimento da tese. Na versão impressa, consta uma lista dos trabalhos, enquanto na versão digital os trabalhos são apresentados em suas versões integrais. O **Anexo V** é composto pela certificação de submissão dos artigos que compõem a presente tese.

1 – INTRODUÇÃO

O Distrito Mineiro de Pitinga está localizado no Estado do Amazonas, a 325 km ao norte de Manaus (Fig. 1). O acesso, a partir de Manaus, é feito por rodovia asfaltada até o Km 259 da BR-174 (Manaus-Boa Vista), seguindo por mais 66 km a leste até a Mina Pitinga. Atualmente, a mina de Pitinga caracteriza-se no âmbito nacional como um importante produtor de cassiterita primária, minérios de Ta e Nb (pirocloro e columbita) e criolita (Na_3AlF_6). O distrito possui ainda potencial de extração de minérios de Zr, ETR, Y, Li e U como subprodutos. A ampla diversidade mineralógica de interesse econômico, identificada principalmente na fácies albítica do Granito Madeira, impulsionou a investigação dessas ocorrências resultando na publicação de diversos trabalhos científicos (Carvalho Filho *et al.*, 1984; Daoud & Antonietto Jr., 1985; Horbe *et al.*, 1985; Macambira *et al.*, 1987; Daoud & Fuck, 1990; Horbe *et al.*, 1991; Costi *et al.*, 1997; Lenharo, 1998; Costi, 2000; Costi *et al.*, 2000; Borges, 2002; Lenharo *et al.*, 2003; Minuzzi, 2004; Pires, *et al.*, 2006, Prado *et al.*, 2007).

O conhecimento geológico na região de Pitinga até o fim da década de 70 consistia fundamentalmente de trabalhos de reconhecimento e mapeamento, de cunho regional (Mandeta *et al.*, 1974; Araujo *et al.*, 1976; Lourenço *et al.*, 1978; Veiga Jr. *et al.*, 1979). Esses trabalhos propiciaram significativos avanços para a geologia da região, incluindo as primeiras descrições de cassiterita aluvionar, e constituem a base do conhecimento geológico da área. Definições referentes a distribuição espacial e a configuração estratigráfica de diversas unidades geológicas permanecem coerentes e de uso recorrente. Outros trabalhos de cunho regional, nas proximidades de Pitinga, também contribuíram consideravelmente para o entendimento da geologia local (Araujo Neto & Moreira, 1976; Costi *et al.*, 1984; Jorge João *et al.*, 1984).

O projeto de pesquisa FINEP/DNPM/ADIMB denominado “Estudos e projetos direcionados a depósitos minerais e distritos mineiros: Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia” foi subdividido em dois subprojetos: Estanho e Criolita. Estes subprojetos foram desenvolvidos em parceria com a Mineração Taboca Ltda. – Grupo Paranapanema, por grupos de pesquisa de duas universidades: UFPA e UFRGS respectivamente. O subprojeto Criolita, executado entre 2003 e 2004, teve a coordenação do Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto e visou o aprofundamento dos estudos do depósito criolítico e a geração de um mapa geológico na escala 1:100.000. O mapeamento geológico da região envolveu técnicas de sensoriamento remoto, campanhas de campo e estudos

litogeoquímicos e geocronológicos, numa área equivalente a 1 grau quadrado (entre 0°15’S – 1°15’S e 59°30’ – 60°30’). O desenvolvimento do projeto resultou, entre outros trabalhos, na elaboração de duas dissertações de mestrado (Pires, 2005 e Prado, 2006) e duas teses de doutorado (Minuzzi, 2004 e Ferron, 2006). Uma síntese dos principais resultados são apresentados em Bastos Neto *et al.* (2006).

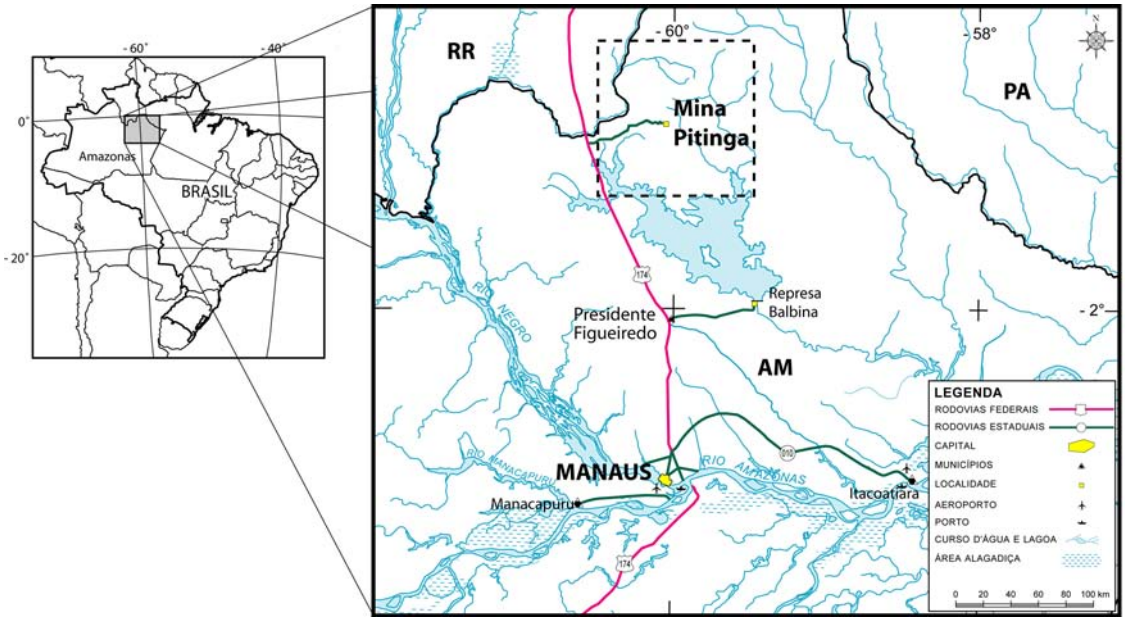


Figura 1 – Mapa de localização do Distrito Mineiro de Pitinga. Observação: o quadro tracejado representa a área do mapa geológico do projeto “Estudos e projetos direcionados a depósitos minerais e distritos mineiros: Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia”.

O projeto de pesquisa CNPq/CT-MINERAL “Modelos genéticos e prospectivos do Distrito Mineiro de Pitinga – AM” iniciou-se em 2005 e visou dar continuidade ao projeto anterior. Os objetivos concentraram-se no detalhamento mineralógico do Albita Granito (Granito Madeira) enfocando duas espécies minerais novas (Waimirita e Atroarita – Minuzzi *et al.*, 2003), minerais portadores de Y e ETR (gagarinita e F-ítriocerita) e das diferentes gerações de zircão. Além disso, procurou-se aprofundar o conhecimento da geologia regional através de investigações geobotânicas e litogeoquímicas, desenvolvidas nas regiões da mina Pitinga e do município de Presidente Figueiredo.

A presente tese de doutorado é parte integrante do projeto CNPq/CT-MINERAL e aborda os vulcanitos do Grupo Iricoumé e as rochas hipabissais da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga. O projeto originalmente tratava da prospecção litogeoquímica do Grupo Iricoumé. O andamento do trabalho e os dados analíticos obtidos não permitiram a identificação de áreas geoquimicamente anômalas, que justificassem um maior detalhamento do ponto de vista da prospecção mineral. Este fato determinou uma

mudança do foco da tese para o magmatismo do Grupo Iricoumé, sua ambientação e principais litofácies. Adicionalmente, foi investigada a Formação Quarenta Ilhas, do ponto de vista de sua ambientação, geoquímica de rocha e mineral. Este novo enfoque visou a compreensão de todo o contexto magmático, estabelecido no Distrito Mineiro de Pitinga.

O conhecimento geológico referente ao Grupo Iricoumé na região de Pitinga vem sendo aprofundado nos últimos anos. A tese de doutorado de Costi (2000), desenvolvida na principal reserva mineral do distrito, aborda as rochas vulcânicas no contexto geológico da região. Em artigo relacionado a tese de doutorado Costi *et al.* (2000) atribuíram uma idade de 1.888±3 Ma para o Grupo Iricoumé, contrapondo a idade de 1.962 +42/-33 Ma, anteriormente atribuída por Schobenhaus *et al.* (1994). Na tese de doutorado de Ferron (2006), vinculada aos dois projetos de pesquisa anteriormente mencionados, são discutidas as características da associação vulcano-plutônica Iricoumé-Mapuera em Pitinga e seu significado no contexto geológico do Escudo das Guianas (norte da Amazônia). Diversas determinações isotópicas foram publicadas em Ferron *et al.* (2006, 2009), relacionadas a tese, indicam um intervalo de idade de 28 Ma, entre 1.899 Ma e 1.871 Ma, para o magmatismo da associação vulcano-plutônica Iricoumé-Mapuera. A afinidade geoquímica compatível com magmas do tipo-A, e a relação com ambiente de caldeira desenvolvido em um estágio pós-colisional, foi atribuída para o magmatismo Iricoumé-Mapuera por Ferron *et al.* (2009). Além disso, Valério *et al.* (2006a, 2009), atribuem idades e assinaturas geoquímicas para o Grupo Iricoumé e para a Suíte Mapuera na região de Presidente Figueiredo, similares àquelas obtidas por Ferron *et al.* (2006, 2009). No entanto, ainda podem-se aprofundar as discussões referentes s litofácies e processos vulcânicos, ambiente de formação e características de fontes magmáticas.

O número de publicações referentes ao Supergrupo Uatumã tem sido recorrente (Basei, 1977; Santos, 1984; Dall'Agnol, *et al.*, 1987, 1994, 1999b, 2005, Schobbenhaus *et al.*, 1994, Faria *et al.*, 2000; Costi *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2000, 2004; Lamarão *et al.* 2002, 2005; Macambira *et al.*, 2002; Valério *et al.*, 2005; Ferron *et al.*, 2006, 2009; Dall'Agnol & Oliveira, 2007; Valério *et al.*, 2009). À medida que os dados vêem sendo obtidos, as heterogeneidades dos litotipos pertencentes ao Supergrupo Uatumã tornam-se mais evidentes. Diversos autores (Dall'Agnol, *et al.*, 1987, 1994, 1999b; Lamarão *et al.*, 1999, 2002; Reis *et al.*, 1999, 2000; Costi *et al.*, 2000; Pinho *et al.*, 2001; Lenharo *et al.*, 2003; Santos *et al.*, 2004, Barros *et al.*, 2009) destacam a importância de uma melhor caracterização dos litotipos geralmente assumidos como pertencentes a essa unidade, com o intuito de se estabelecer critérios para uma melhor definição.

A Formação Quarenta Ilhas caracteriza uma importante atividade magmática da região de Pitinga, cujo estágio de conhecimento é ainda mais precoce. Publicações referentes à Formação Quarenta Ilhas restringem-se essencialmente ao trabalho de mapeamento que definiu a unidade (Veiga Jr. *et al.*, 1979), a uma monografia de conclusão de curso abordando aspectos petrográficos (Silva Jr., 1992), e a um artigo científico onde Santos *et al.* (2002a) atribui uma idade de 1780±3 Ma. Dessa forma, a obtenção de dados petrográficos e geoquímicos sobre a Formação Quarenta Ilhas torna-se de fundamental relevância, e podem contribuir significativamente para o conhecimento geológico da região de Pitinga.

Objetivos

A tese envolve o levantamento e integração de dados de campo, petrografia, litoquímica e química mineral (EPMA e ICP-MS-LA) de litotipos do Grupo Iricoumé e da Formação Quarenta Ilhas, visando à geração de modelos genéticos que podem auxiliar em pesquisas de prospecção mineral.

Os objetivos podem ser sumarizados em:

- geração de dados inéditos de campo, petrográficos, litoquímicos e de química mineral;
- caracterização petrográfica e geoquímica das unidades (litoquímica e química mineral);
- caracterização do ambiente geológico de formação e potencialidade metalogenética das unidades;
- caracterização do ambiente geotectônico de geração, fontes e afinidade magmática e metalogenética;
- sugestão de áreas alvos para prospecções detalhadas;
- integração com dados regionais e de detalhe visando a geração de modelos petrogenéticos e prospectivos;
- publicação de artigos científicos em revistas nacionais e/ou internacionais indexadas.

2 – CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A Plataforma Sul-Americana é definida como uma porção de crosta continental, tectonicamente estável, que atuou como uma área cratônica para os episódios tectonomagmáticos fanerozóicos da formação do cinturão andino (Cordani & Sato, 1999). No contexto da Plataforma Sul-Americana, por sua vez, as áreas cratônicas são assumidas como terrenos não afetados pela orogênese neoproterozóica do Ciclo Orogenético Brasiliano (Hartmann & Delgado, 2001). Esses cratons possuem, em geral, idades superiores a 900 Ma (cratons São Francisco, Rio de La Plata e Amazônico), e estão circundados por cinturões móveis Brasilianos com idades entre 900 Ma e 520 Ma, ambos parcialmente cobertos por bacias fanerozóicas (Fig. 2).

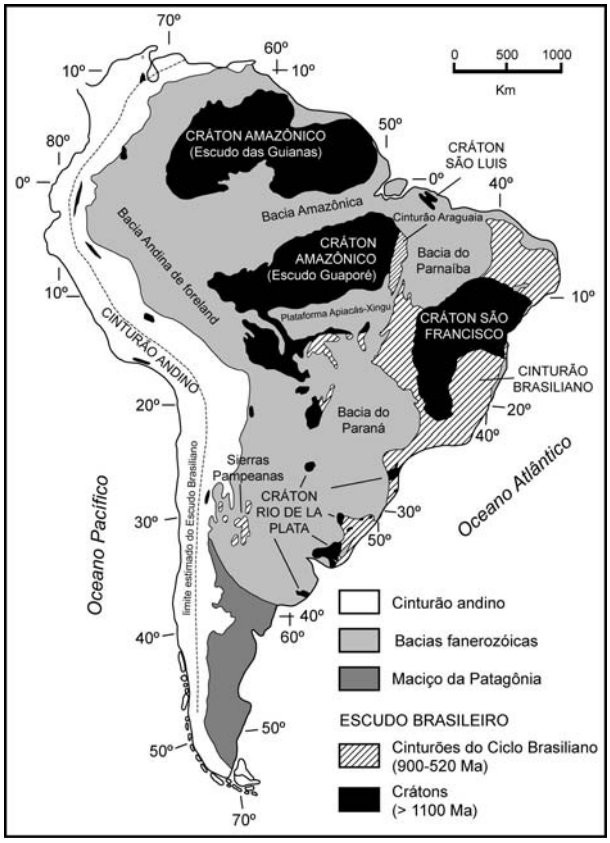


Figura 2 – Mapa Tectônico simplificado da América do Sul (modificado de Hartmann *et al.*, 2001).

O Craton Amazônico localiza-se no norte do continente sul-americano e está limitado pelos cinturões neoproterozóicos Araguaia e Tocantins, a sul e a leste respectivamente, e pelo Cinturão Fanerozóico Andino, a oeste. As bacias sedimentares Rio Negro-Solimões e do Amazonas separam geograficamente o craton em dois escudos: Guianas

a norte e Guaporé ao sul. A evolução do Craton Amazônico permite correlacioná-lo, no contexto da Plataforma Sul-Americana, aos cratons São Francisco e Rio de La Plata. No continente africano (Fig. 3), os cratons do Congo e Oeste Africano, possuem seqüências evolutivas semelhantes a dos cratons pré-cambrianos sul-americanos (Rogers & Santosh, 2002, Zaho *et al.*, 2002, 2004, Cordani *et al.*, 2009, Rogers & Santosh, 2009).

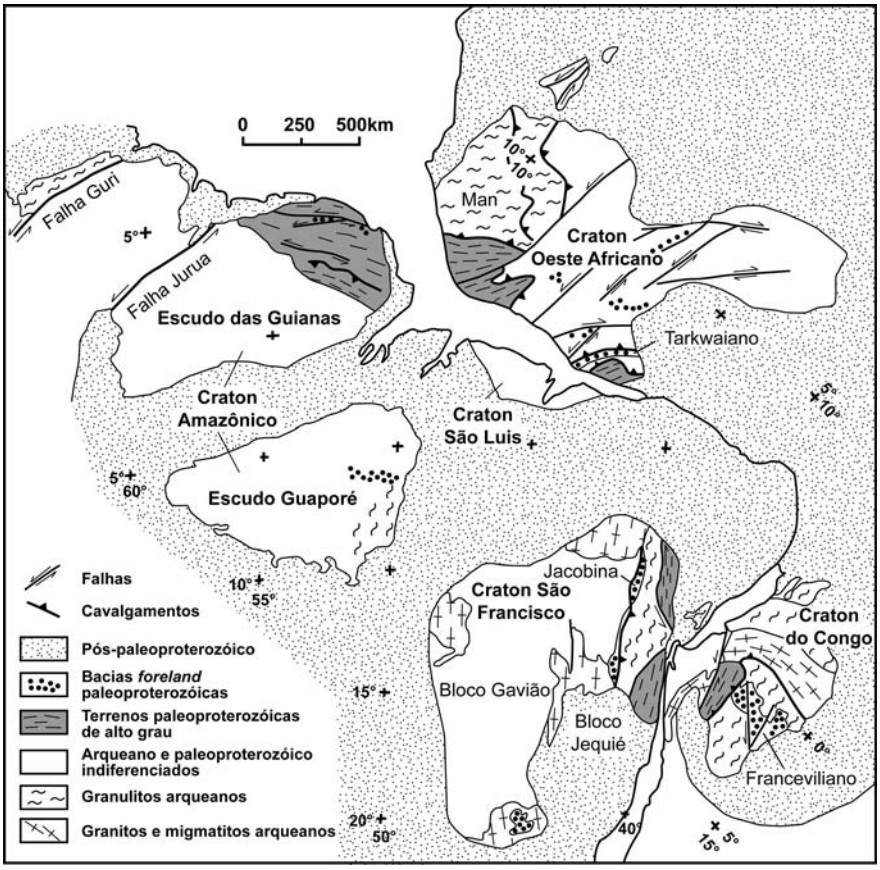


Figura 3 – Mapa esquemático ilustrando a correlação entre os continentes sul-americano e africano, destacando as associações do Ciclo Orogênico Transamazônico (modificado de Zaho *et al.*, 2002).

Dois modelos geotectônico-geocronológicos vêm sendo utilizados para caracterizar a evolução do Craton Amazônico. Esses modelos foram propostos originalmente por Tassinari & Macambira (1999) Santos *et al.* (2000) e têm sido atualizados (Tassinari *et al.*, 2000, Tassinari & Macambira, 2004, Santos *et al.*, 2006) a medida que novos dados são adquiridos. Cordani *et al.* (2009) descrevem a evolução do Craton Amazônico dentro do contexto de formação dos supercontinentes Columbia, Rodinia e Gondwana, assumindo um modelo geotectônico semelhante ao apresentado por Tassinari & Macambira (1999).

Tassinari & Macambira (1999) propõem um modelo geotectônico-geocronológico para o Craton Amazônico que, segundo os autores, segue os princípios

adotados por Stockwell (1968) para definir as províncias geocronológicas e estruturais do Escudo Canadense. Cada província é definida como uma zona contida em uma área cratônica onde predomina um padrão geocronológico característico com determinações isotópicas obtidas por diferentes metodologias e consistentes entre si. Os limites e os períodos de tempo de cada província foram definidos de acordo com as características geológicas e geocronológicas de seus embasamentos. Dessa forma o Craton Amazônico está subdividido em seis províncias geocronológicas (Fig. 4a):

- Província Amazônica Central – > 2,5 Ga
- Província Maroni – Itacaiúnas – 2,2-1,95 Ga
- Província Ventuari – Tapajós – 1,95-1,8 Ga
- Província Rio Negro – Juruena – 1,8-1,55 Ga
- Província Rondônia – San-Ignácio – 1,55-1,3 Ga
- Província Sunsás – 1,3-1,0 Ga

O modelo proposto por Santos *et al.* (2000) está fundamentado em dados geocronológicos Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb convencional e U-Pb SHRIMP, integrados a dados geofísicos e de mapeamento regional. Esse modelo subdivide o Craton Amazônico em sete províncias geológicas (Fig. 4b):

- Província Carajás – 3,0-2,5 Ga
- Província Amazonas Central – supostamente arqueana
- Província Transamazonas – 2,26-2,01 Ga
- Província Tapajós-Parima – 2,03-1,88 Ga
- Província Rio Negro – 1,82-1,52 Ga
- Província Rondônia-Juruena – 1,82-1,54 Ga
- Província Sunsas e K’Mudku – 1,45-1,10 Ga

Os modelos geotectônicos possuem significativas diferenças quanto à interpretação e delimitação das províncias. No entanto, de um modo geral, apresentam dados geocronológicos relativamente consistentes entre si e descrevem uma seqüência evolutiva que pode ser sumarizada da seguinte maneira:

- núcleos arqueanos localmente retrabalhados durante o Paleoproterozóico;
- orogênese paleoproterozóica (~2,2 Ga a 1,8 Ga) com significativa adição de material mantélico associado à retrabalhamento de crosta ensiálica;
- magmatismo pós-tectônico intraplaca (~1,88 Ga), sucedido por sedimentação intracratônica e magmatismo anorogênico (entre ~1,88 Ga e ~1,76 Ga);
- sucessivas acresções continentais e consequente formação de cinturões móveis entre ~1,9 Ga e ~1,4 Ga;
- orogênese mesoproterozóica (~1,4 Ga a ~1,0 Ga), dominantemente ensiálica;
- magmatismo pós-orogênico (~1,1 Ga) e anorogênico (~0,99 Ga).

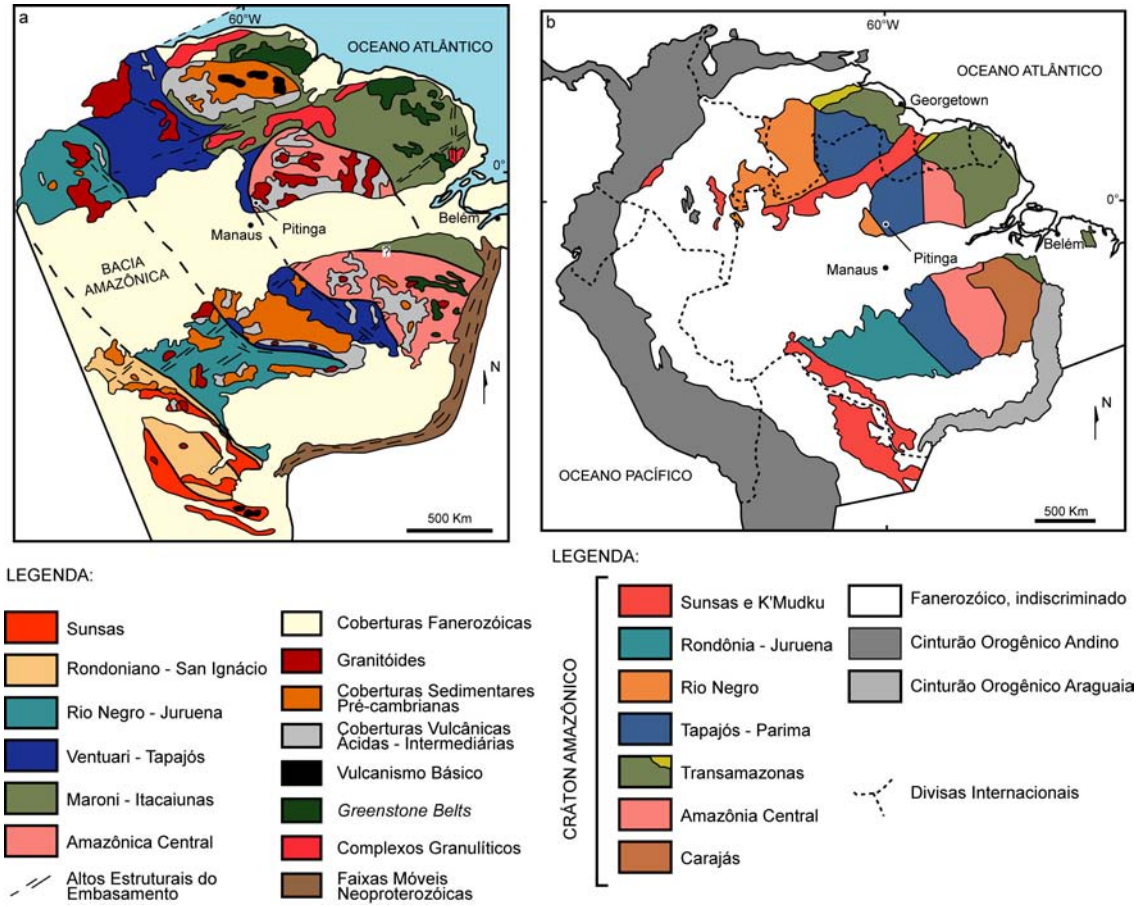


Figura 4 – Mapas esquemáticos do Craton Amazônico ilustrando os modelos geotectônico-geocronológicos propostos originalmente por Tassinari *et al.* (2000) e Santos *et al.* (2000). Modificados de: (a) – Tassinari & Macambira (2004); (b) - Santos *et al.* (2006).

Os núcleos arqueanos afloram nas regiões de Carajás (PA) e Imataca (AP) e consistem de terrenos granito-greenstone (3,1 - 2,85 Ga - ex: Terreno Cupixi, terrenos Granito-Greenstone Rio Maria e Greenstone Andorinhas) associados a coberturas vulcano-sedimentares (~2,76 Ga - ex: Grupo Grão Pará), ambos parcialmente metamorfisados a ~2,5

Ga. Caracterizam-se por estarem intrudidos localmente por granitóides relacionados ao evento vulcano-plutônico Uatumã (~1,88 Ga – suítes Velho Guilherme, Jamon e Serra dos Carajás) e por não terem sido significativamente afetados pelo Ciclo Orogenético Transamazônico (~2,2 – 1,8 Ga).

Cinturões orogênicos com idades entre 2,2 Ga e 1,8 Ga têm sido identificados em diversos continentes a atribuídos a formação de supercontinentes no Paleoproterozóico (Rogers & Santosh, 2002; Zhao *et al.*, 2002). Na Plataforma Sul-Americana, os eventos orogenéticos com essas características têm sido genericamente relacionados ao Ciclo Transamazônico (Swapp & Onstott, 1989; Bertrand & Jardim Sá, 1990; Ledru *et al.*, 1994; Alkmin & Marshak, 1998) e estão relacionados à formação do Supercontinente Atlântica. Os litotipos gerados durante a orogênese Transamazônica, nos cratons Amazônico e São Francisco, consistem de terrenos metamórficos de alto grau com unidades correlatas nos cratons do Congo (Formação Ogooué – Orógeno Eburnean) e Oeste Africano (Formação Birmian) (Fig. 3). No Craton Amazônico as unidades que compõem o Orógeno Transamazônico são descritas genericamente como seqüências metavulcânicas e metassedimentares de fácies xistos verdes a anfibolitos (ex: seqüências Paramacá-Bonidoro e Vila Nova), associadas a terrenos gnássico-migmatíticos e granulíticos (ex: Cinturão Granulítico Guiana Central). Possuem idades que variam de 2,2 Ga a 1,95 Ga, aflorantes na porção norte-nordeste do craton (Província Maroni-Itacaiunas de Tassinari *et al.*, 2000, e Transamazonas de Santos *et al.*, 2000) e intrudidos por granitóides cálcico-alcalinos sin-tectônicos.

Na porção central do Craton Amazônico (províncias Ventuari-Tapajós de Tassinari *et al.*, 2000, e Tapajós-Parima de Santos *et al.*, 2000) dominam unidades com idades entre 2,0 Ga e 1,95 Ga, que se distribuem segundo um *trend* SE-NW, desde o estado do Mato Grosso até o norte do estado de Roraima. Consistem dominantemente de associações TTG (ex: Tonalito Conceição) e granitóides cálcico-alcalinos não metamorfisados (ex: suítes Parauari, Água Branca, Saracura) com equivalentes vulcânicos (ex: Grupo Surumu), e estão associados a terrenos gnássicos-migmatíticos com *trend* estrutural N-NW (ex: Grupo Jacareacanga e Complexo Guianense).

Após ~1,9Ga ocorre na porção central do Craton Amazônico (Província Amazonas Central) um período de relativa estabilidade tectônica, acompanhada pelo desenvolvimento de associações vulcano-plutono-sedimentares intraplaca. Essas estão distribuídas em uma área que se estende desde o nordeste do estado do Mato Grosso até o sudeste de Roraima. As rochas magmáticas estão agrupadas no Supergrupo Uatumã (~1,88

Ga) e consistem dominantemente de manifestações vulcânicas félsicas (ex: grupos Iricoumé e Iriri) associadas a granitóides co-magmáticos (ex: suítes Mapuera e Maloquinha). Essa associação vulcano-plutônica caracteriza-se pela expressiva homogeneidade geoquímica e geocronológica com ampla distribuição espacial no craton (Fig. 5).

A sedimentação que sucede a atividade vulcano-plutônica de ~1,88 Ga é constituída por depósitos siliciclásticos plataformais (ex: Supergrupo Roraima, Formação Urupi), com manifestações piroclásticas contemporâneas, localmente intercaladas aos sedimentos. Granitos anorogênicos com ~1,82 Ga (ex: Suíte Madeira, Granito Moderna) ocorrem localmente e algumas vezes estão associados a mineralizações de Sn, Nb e Ta. A idade mínima geralmente atribuída às sucessões sedimentares é determinada por intrusões de afinidade toleítica com idades em torno de 1,78 Ga (ex: Magmatismo Avanavero e Formação Quarenta Ilhas). Manifestações vulcano-plutônicas anorogênicas félsicas (ex: Suíte Teles Pires) de ~1,76 Ga são identificadas no norte do estado de Mato Grosso e sul do Pará.

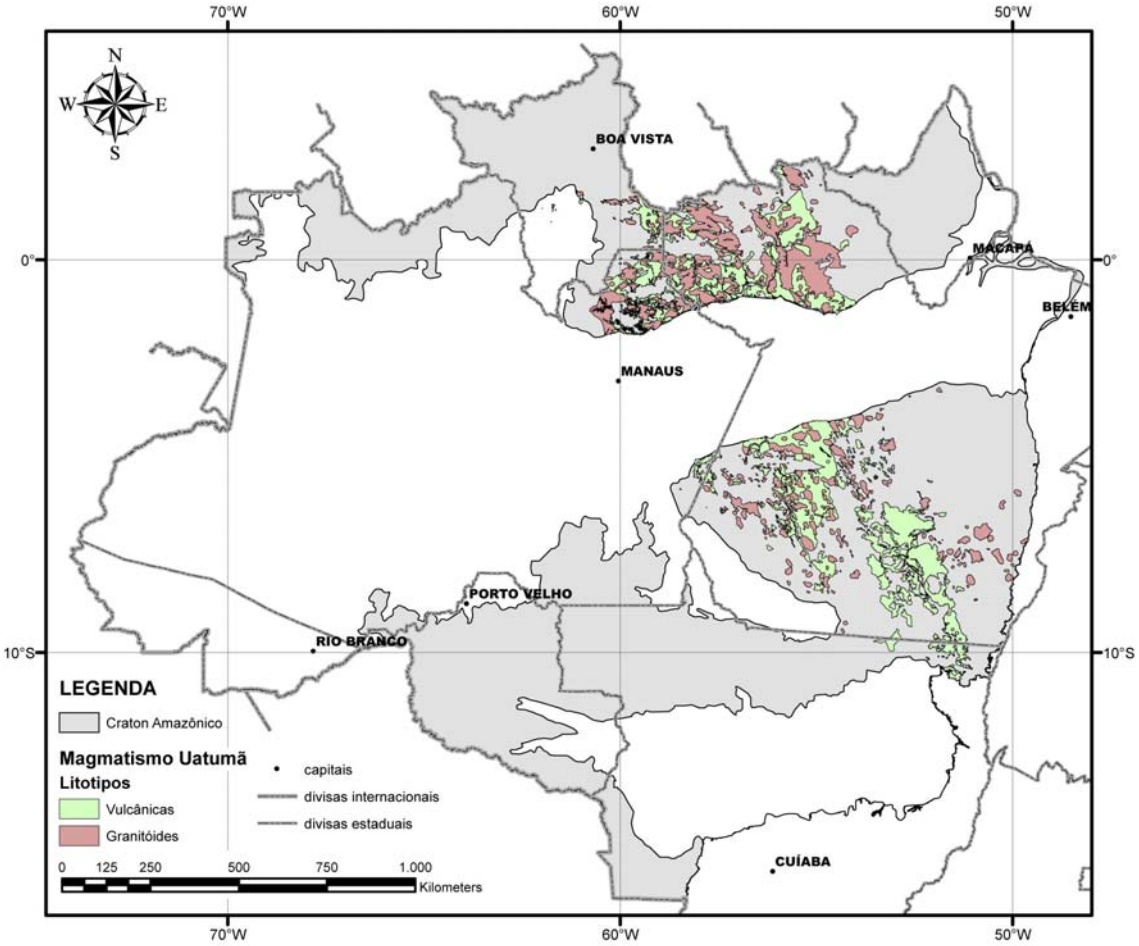


Figura 5 – Distribuição do magmatismo do Supergrupo Uatumã na porção brasileira do Craton Amazônico (modificado de Bizzi *et al.*, 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, CPRM).

Sucessivos eventos acrescionais, dispostos segundo um *trend* SE-NW e com idades entre ~1,9 Ga e ~1,4 Ga, são identificados na porção oeste do Craton Amazônico (províncias Rio Negro-Juruena e Rondoniano-San Ignácio de Tassinari *et al.*, 2000; e províncias Rio Negro e Rondônia-Juruena de Santos *et al.*, 2000). Na região do Rio Negro (porção noroeste do craton, Escudo das Guianas) ocorrem dominantemente granitóides de composições tonalíticas e granodioríticas cálcico-alcalinas (ex: Granito Uaupés). Esses litotipos são intrusivos em terrenos gnássicos (ex: Gnaisse Macabana) e em granitóides sin-tectônicos (ex: Granito Cassiquiarie) com idades entre ~1,9 Ga a ~1,7 Ga. Na porção centro-sudeste do craton (Província Rondônia-Juruena de Santos *et al.*, 2000 e porção sul da Província Rio Negro-Juruena de Tassinari *et al.*, 2000) ocorrem dominantemente terrenos granito-migmatíticos e gnáissicos tonalíticos associados a granitóides, e com idades entre ~1,8 Ga e ~1,5 Ga. Seqüências vulcano-sedimentares com idades magmáticas de ~1,74 Ga, metamorfisadas sob condições de fácies xistos verdes a 1,56 Ga, possuem expressiva distribuição nas regiões norte do estado do Mato Grosso e sul do Amazonas (ex: Grupo Roosevelt). Terrenos granito-gnássico-migmatíticos de fácies anfibolito ou granulito e idades entre 1,55 Ga e 1,37 Ga, ocorrem associados ao Arco vulcano-plutônico Santa Helena (~1,5Ga), na porção sudoeste do Craton Amazônico.

Associações vulcano-plutônica-sedimentares metamorfisadas entre ~1,3 Ga e ~1,0 Ga são identificadas no extremo oeste do craton, compondo o Cinturão Orogênico Sunsás (ex: Grupo Aguapeí, Seqüência Nova Brasilândia e Complexo Colômbia). O desenvolvimento do Cinturão Sunsás está relacionado à Orogênese Greenviliana (formação do Supercontinente Rodínia), quando do evento colisional entre o Craton Amazônico e o continente Laurentia. Rochas magmáticas pós-orogênicas de ~1,1 Ga (ex: Suíte Santa Clara) e anorogênicas de ~0,99 Ga (ex: granitos mineralizados de Rondônia), associadas a coberturas sedimentares (ex: Formação Pacaás Novo), constituem as unidades mais jovens do Craton Amazônico.

3 – GEOLOGIA DA ÁREA

As unidades geológicas presentes no Distrito Mineiro de Pitinga são constituídas dominantemente por rochas paleoproterozóicas, com restrita ocorrência de rochas mesoproterozóicas. Os litotipos paleoproterozóicos consistem de associações granito-gnássicas com idades em torno de 2,0 Ga (Complexo Guianense), granitogênese cálcico-alcalina entre 1,96 Ga e 1,89 Ga (Suíte Intrusiva Água Branca), vulcano-plutonismo intraplaca Iricoumé-Mapuera (~1,88 Ga), seguido de sedimentação siliciclástica plataformal (Formação Urupi) e intrusão de granitóides anorogênicos a ~1,82 Ga (Suíte Madeira) e subvulcânicas básicas a intermediárias a ~1,78 Ga (Formação Quarenta Ilhas). Localmente ocorrem derrames basálticos mesoproterozóicos (~1,2 Ga) relacionados à Formação Seringa. Coberturas bauxíticas/lateríticas e depósitos alúvio-coluvionares são recorrentes na região e não estão representadas no mapa da figura 6.

A área mapeada abrange partes das folhas Rio Alalaú (SA.20-X-B), Rio Curiaú (SA.20-X-D), Rio Jatapú (SA.21-V-A) e Rio Capucapu (SA.21-V-C), e faz limite com as reservas indígenas Waimiri-Atroari e Trombetas-Mapuera e pela Reserva Biológica do Uatumã.

Complexo Guianense

A área de ocorrência do Complexo Guianense no Distrito Mineiro de Pitinga está inteiramente inserida na reserva indígena Waimiri-Atroari. Segundo Issler *et al.* (1974) e Araújo *et al.* (1976) é constituído por rochas ortometamórficas e parametamórficas de fácies anfibolito e granulito, associadas a migmatitos de composição granodiorítica, granitóides, gabros e dioritos. Araujo Neto & Moreira (1976) descrevem, em área a sul de Pitinga, anfibolitos, gnaisses, migmatitos, dioritos e granitóides, enquadrando-as no Grupo Anauá de Ramgrab & Damião (1970).

Faria *et al.* (2000) utiliza a denominação Complexo Metamórfico Anauá para reunir rochas metamórficas de baixo a alto grau e ígneas ácidas a ultrabásicas subordinadas, aflorantes na região sul-sudeste do estado de Roraima. Esses litotipos são intrudidos por granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca e pelo Granito Igarapé Azul, e estão cobertas por rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e sedimentares da Formação Urupi. Os autores sugerem que metamorfismo que gerou estas rochas está relacionado com o desenvolvimento do Ciclo Orogênico Transamazônico, entre 2,2 Ga e 2,0 Ga. Almeida *et al.* (2002) incluem as rochas

do Complexo Metamórfico Anauá no Terreno Martins Pereira-Anauá, definido-o como uma associação TTG cálcico-alcalina alto-K. A evolução dessa associação está relacionada com a Orogenia Anauá entre 2,03 Ga e 1,96 Ga (Almeida *et al.*, 2007).

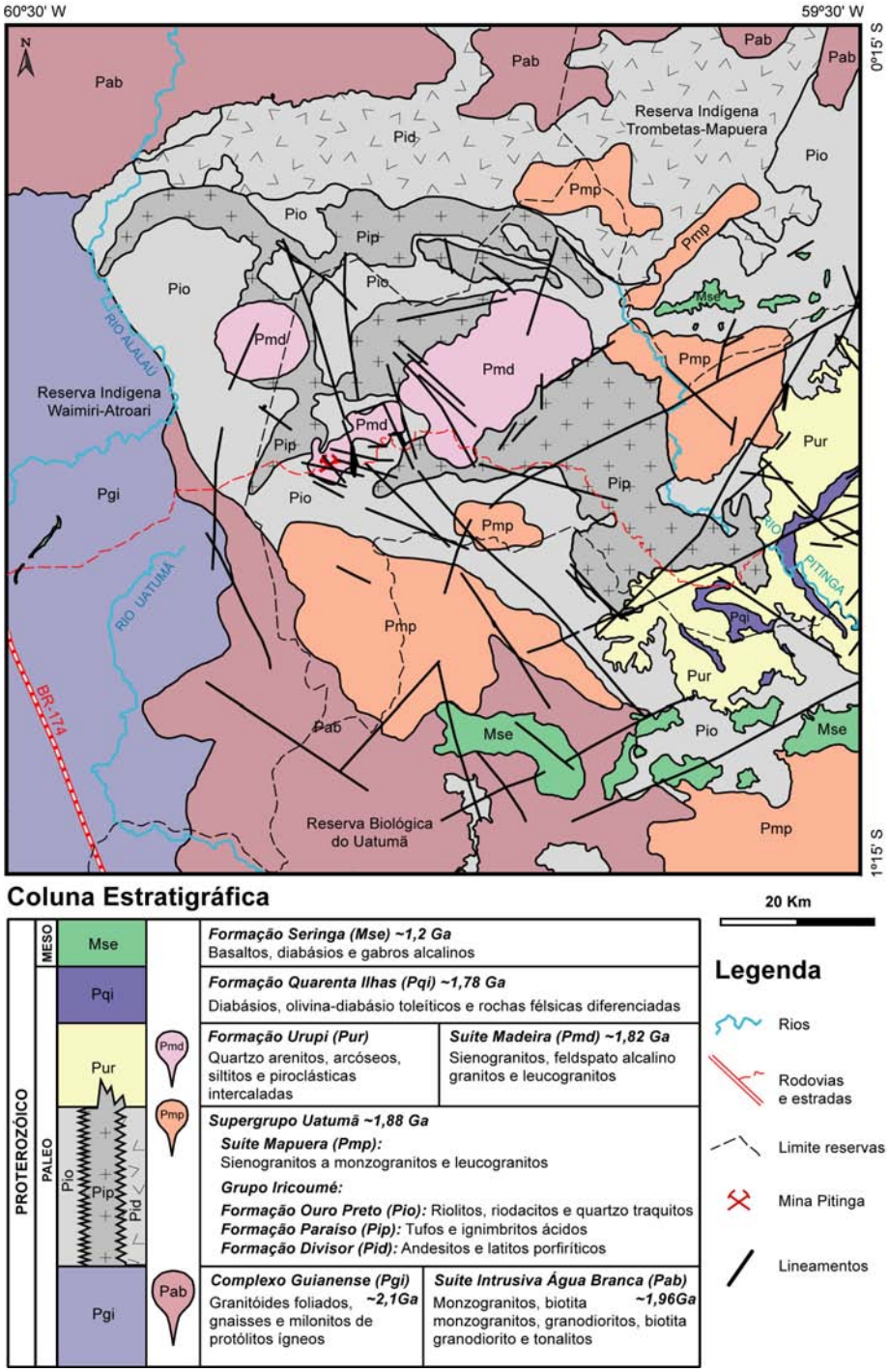


Figura 6 – Mapa geológico da Província de Pitinga (modificado de Ferron *et al.*, 2006).

O contexto geológico no qual o Complexo Guianense está inserido é similar àquele observado para Complexo Metamórfico Anauá. No entanto, devido a escassez de

dados referentes a essa unidade na região de Pitinga, Dall'Agnol *et al.* (2003) alertam que definições quanto à gênese, significado tectônico e idade de formação dessas rochas são pouco conclusivas.

Suíte Intrusiva Água Branca

O termo Adamelito Água Branca foi empregado por Veiga Jr. *et al.* (1979) em substituição ao Granodiorito Água Branca de Araújo Neto e Moreira (1976). Oliveira *et al.* (1996) agrupa granitóides peraluminosos e cálcico-alcalinos metaluminosos do sudeste de Roraima sob a denominação de Suíte Intrusiva Água Branca. Faria *et al.* (2000) propõem o termo Granito Igarapé Azul para os termos marcadamente peraluminosos, restringindo o termo Suíte Intrusiva Água Branca às rochas cálcico-alcalinas dominantemente metaluminosas. Os litotipos descritos por Faria *et al.* (2000) variam de quartzo dioritos a hornblenda granodioritos de caráter cálcico-alcalino, típicos de granitóides gerados a partir de fusão parcial do manto e/ou material crustal com assinatura de subducção. Os autores destacam a continuidade física dessa unidade (SE de Roraima, NE do Amazonas e NW do Pará) e a correlaciona com a Suíte Intrusiva Pedra Pintada (NE de Roraima) e com o Granito South Savanna na Guiana. Dados geocronológicos indicam idades de cristalização entre 1,89 Ga e 1,90 Ga (Santos e Reis Neto, 1982, Jorge João *et al.*, 1984, Almeida *et al.*, 1997, Valério *et al.*, 2006b, Almeida *et al.*, 2007).

Na região de Pitinga foram identificados biotita-hornblenda monzogranitos e biotita-hornblenda granodioritos (Araujo Neto & Moreira, 1976, Veiga Jr. *et al.*, 1979), que na área de domínio da mineradora ocorrem apenas localmente. Valério *et al.* (2006b, 2009) caracteriza a unidade na região do município de Presidente Figueiredo como pertencente a uma série cálcico-alcalina alto-K, posicionada a ~1,89 Ga em ambiente de arco vulcânico. Costi *et al.* (1984) relacionam a origem dessa unidade com uma fonte mantélica e posicionamento vinculado aos estágios finais do Ciclo Transamazônico. Jorge João *et al.*, (1984) relaciona a origem desses litotipos com fusão mantélica ou de crosta inferior, no estágio pós-Transamazônico.

Supergrupo Uatumã

A primeira referência à ocorrência de rochas vulcânicas relacionadas ao Supergrupo Uatumã, segundo Araujo *et al.*, (1976), deve-se a Derby (1877) quando descreve:

"Achamos no rio Trombetas uma série muito semelhante a uma parte do Tapajós ... A rocha varia de cor, tem camadas coradas de roxo-escuro, outras de purpúreo e, como a do Tapajós, é marcada por pontos verdes. A massa é amorpha, feldspáthica, e as vezes com pequenos grãos de quartzo, podendo classificá-la como felsito ou eurito."

Segundo Lourenço *et al.* (1978), o primeiro autor a realizar uma descrição detalhada dos vulcanitos foi Albuquerque (1922), quando descreveu na cachoeira da Balbina e nos 63 Km a montante, no Rio Uatumã:

"...uma rocha vermelha de grã fina, parecendo o porphyro, pois foi colhida entre estes, de estrutura eurítica, como sendo um arenito digerido pelo porphyro..."

Posteriormente, foram atribuídas diversas designações, destacando-se os seguintes trabalhos:

- Oliveira & Leonardos (1940) denominou de Série Uatumã uma seqüência de rochas vulcânicas e sedimentares metamorfizadas por intrusões graníticas;
- Barbosa (1966) empregou o termo Grupo Uatumã ao descrever na região do médio rio Tapajós, vulcanitos de composição andesítica com arcóseos intercalados;
- Oliveira *et al.* (1975) obtiveram a primeira idade para rochas vulcânicas do Uatumã indicando 1.835±35 Ma pelo método Rb/Sr;
- Pessoa *et al.* (1977) denominaram de Grupo Uatumã apenas as rochas vulcânicas e, ao reconhecer a ampla heterogeneidade dessa seqüência vulcânica na região de Tapajós, elevaram a Formação Iriri para Grupo Iriri, admitindo que futuramente a unidade Uatumã poderia ser elevada à categoria de supergrupo;
- Melo *et al.* (1978), em trabalhos realizados no estado de Roraima, redefiniu a unidade Uatumã como uma seqüência vulcano-plutônica denominada Supergrupo Uatumã.

A expressiva ocorrência de rochas vulcânicas e plutônicas dominantemente félsicas e com característica litoquímicas relativamente semelhantes, permitiu o agrupamento de rochas com idades e de associações magmáticas distintas sob a denominação de Supergrupo Uatumã. A exemplo disso observa-se que unidades como o Grupo Surumu, de afinidade cálcico-alcalina e idades em torno de ~1,96 Ga, e a Suíte vulcano-plutônica Teles Pires, de afinidade tipo-A e idades de ~1,76 Ga, já estiveram agrupadas no Supergrupo

Uatumã. A vinculação do Grupo Surumu e da Suíte Teles Pires com o Magmatismo Uatumã tem sido desaconselhada por Macambira *et al.* (2002) e Pinho *et al.* (2001), respectivamente.

Atualmente, o Supergrupo Uatumã pode ser descrito como uma associação vulcano-plutônica de composição dominantemente félsica (ácida a intermediária), de assinatura geoquímica alcalina, compatível com magmas tipo-A metaluminosos a fracamente peraluminosos, e idade em torno de 1,88 Ga. A associação das rochas vulcânicas com sequências sedimentares siliciclásticas pode ser observada na região de Tapajós e sul do Escudo das Guianas. Adicionalmente, observa-se que as sequências sedimentares são intrudidas por rochas subvulcânicas toleíticas com idades em torno de 1,78 Ga. Em outras regiões, como na Província Mineral Carajás, os granitóides relacionados ao magmatismo Uatumã ocorrem associados a diques riolíticos com características geoquímicas e geocronológicas semelhantes aos granitóides (Rivalenti *et al.*, 1998). Esses diques podem estar relacionados a condutos alimentadores de um evento vulcânico. Dessa forma, a região de Carajás pode estar representando um nível crustal mais profundo em relação as demais áreas (Tapajós e Escudo das Guianas) (Figs. 7 e 8).

No Escudo das Guianas os termos plutônicos recebem genericamente a denominação de Suíte Intrusiva Mapuera e as vulcânicas de Grupo Iricoumé. As unidades vulcânicas equivalentes no território venezuelano estão vinculadas aos grupos Cuchivero e Paracaima e ao Grupo Burro-Burro e a Formação Dalbana no Suriname (Faria *et al.*, 2000). No Escudo Guaporé as rochas vulcânicas correlatas estão agrupadas na Formação Moraes Almeida do Grupo Iriri, enquanto os granitóides pertencem às suítes intrusivas Maloquinha e Rio Dourado na região de Tapajós, e suítes Jamon, Serra dos Carajás e Velho Guilherme no sudeste do Pará.

Os litotipos relacionados ao Supergrupo Uatumã possuem idades dominantemente entre 1,87 e 1,89 Ga (Tab. 1) e características litoquímicas compatíveis com magmas tipo-A, caracterizados por altos conteúdos de álcalis, FeO^t, F, Zr, Ce, Ga, Y e ETRP, e baixas concentrações de CaO, Ba, Sr e Eu. O posicionamento dessa associação vulcano-plutônica é geralmente atribuído a um ambiente geotectônico anorogênico (Veiga Jr. *et al.*, 1979; Dall'Agnoll *et al.*, 1994, 1999b, 2005; Costi *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2000; Tassinari *et al.*, 2000; Lamarão *et al.*, 2002). No entanto, um vínculo com ambiente pós-colisional também é sugerido por alguns autores (Faria *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2004; Valério *et al.*, 2005; Ferron *et al.*, 2006, 2009; Valério *et al.*, 2009). A relação com um magmatismo de caráter bimodal é sugerida principalmente pela presença frequente de enclaves máficos associados a rochas félsicas (Ferron *et al.*, 2006, 2009), pela presença de rochas básicas a

intermediárias associadas a riolitos (Valério *et al.*, 2005, Fernandes *et al.*, 2006) e pela associação de diques básicos com diques ácidos de afinidade tipo-A (Rivalenti *et al.*, 1998, Dall'Agnol *et al.*, 2005).

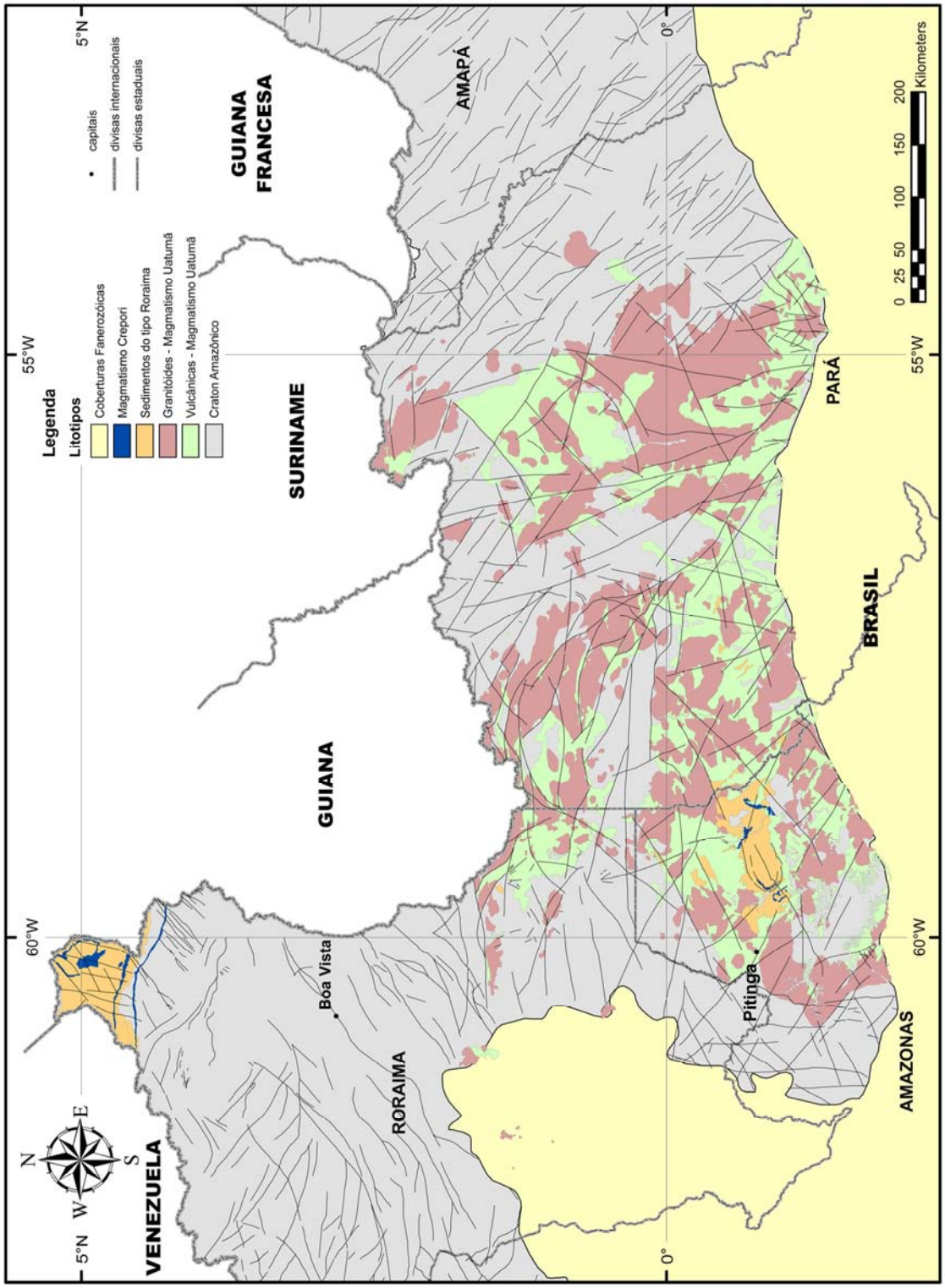


Figura 7 - Distribuição da associação vulcano-plutônica do Supergrupo Uatumã, sedimentação siliciclástica paleoproterozóica (tipo Roraima) e magmatismo toleítico (Magmatismo Crepori), na porção brasileira do Escudo das Guianas, Craton Amazônico (modificado de Bizzi *et al.*, 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, CPRM).

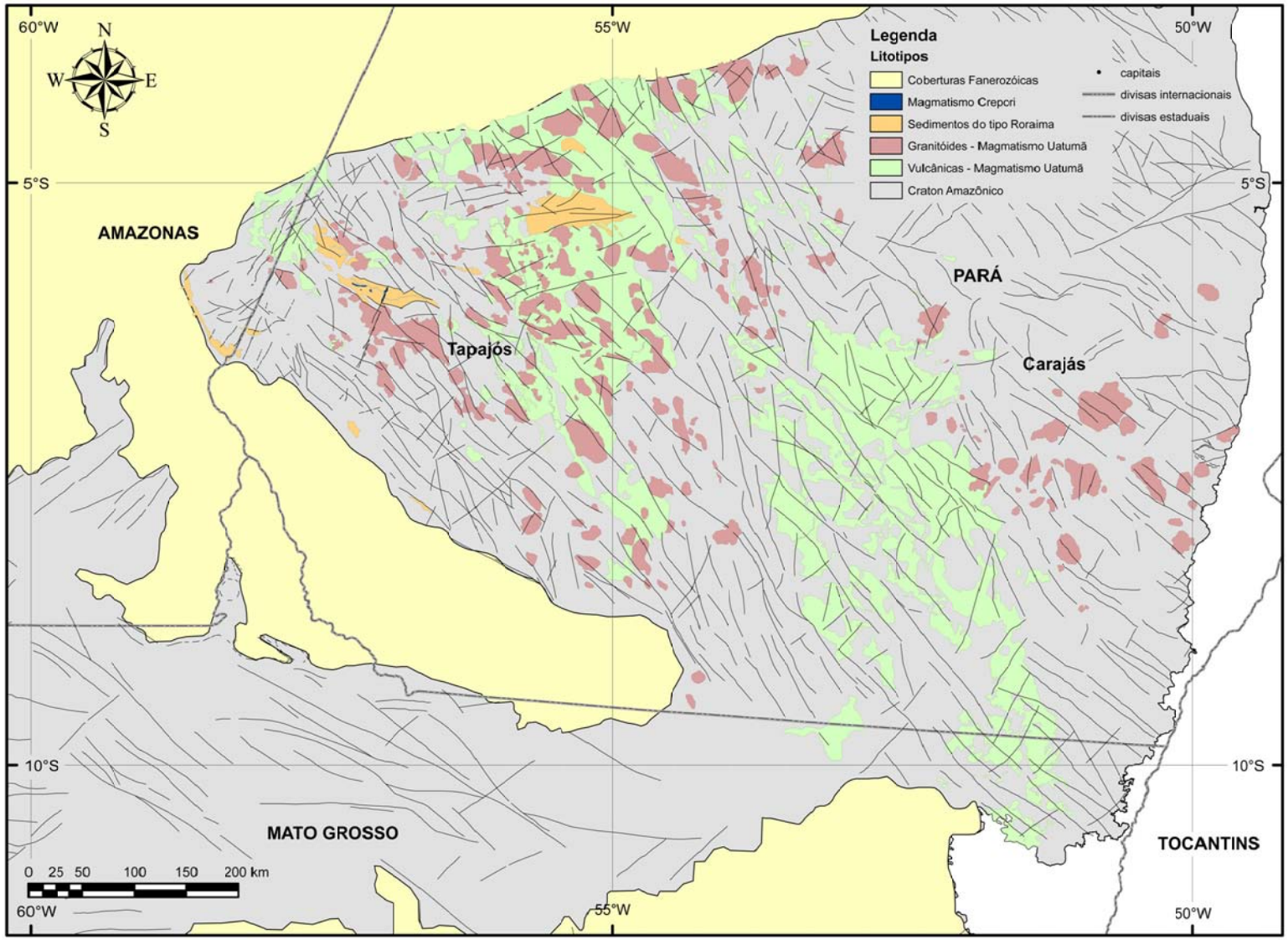


Figura 8 - Distribuição da associação vulcano-plutônica do Supergrupo Uatumã, sedimentação siliciclástica paleoproterozóica (tipo Roraima) e magmatismo toleítico (Magmatismo Crepori), no Escudo Guaporé, Craton Amazônico (modificado de Bizzi *et al.*, 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, CPRM).

Tabela 1 – Quadro geocronológico do Magmatismo Uatumã (modificado de Ferron, 2006).

Unidade Estratigráfica	Rocha	Idade (Ma)	Método	Referência
Craton Amazônico – Escudo das Guianas				
Grupo Iricoumé				
Formação Ouro Preto	riolito	1881 ± 2	[1] Pb-Pb zr	Ferron *et al.* (2006)
Formação Ouro Preto	riolito	1882 ± 2	[1] Pb-Pb zr	Ferron *et al.* (2006)
	riolito	1883 ± 4	[1] Pb-Pb zr	Valério *et al.* (2005)
Formação Ouro Preto	riodacito	1885 ± 8	[1] Pb-Pb zr	Ferron *et al.* (2006)
Formação Ouro Preto	riolito	1886 ± 6	[1] Pb-Pb zr	Ferron *et al.* (2006)
	riolito	1888 ± 3	[1] Pb-Pb zr	Costi *et al.* (2000)
Formação Paraíso	ignimbrito riolítico	1890 ± 2	[1] Pb-Pb zr	Ferron *et al.* (2006)
Formação Divisor	andesito	1892 ± 2	[1] Pb-Pb zr	Ferron *et al.* (2009)
	dacito	1893 ± 2	[1] Pb-Pb zr	Macambira *et al.* (2002)
Formação Divisor	andesito	1897 ± 2	[1] Pb-Pb zr	Ferron *et al.* (2009)
	riodacito	1896 ± 7	[2] U-Pb zr	Santos *et al.* (2002b)
	riolito	1962 +42/-33	U-Pb zr	Schobenhaus *et al.* (1994)
Suíte Intrusiva Mapuera				
Granito Simão	biotita sienogranito	1875 ± 4	[1] Pb-Pb zr	Ferron *et al.* (2006)
Granito Alalaú	-	1876 ± 4	[2] U-Pb zr	Santos *et al.* (2002b)
Granito Alalaú	-	1879 ± 3	[2] U-Pb zr	Santos *et al.* (2002b)
Granito Alalaú	-	1880 ± 3	[2] U-Pb zr	Santos *et al.* (2002b)
Granito Simão	biotita granito	1882 ± 4	[1] Pb-Pb zr	Ferron *et al.* (2006)
Granito Rastro	biotita felds. alc. granito	1882 ± 2	[1] Pb-Pb zr	Ferron *et al.* (2006)
Granito Bom Futuro	sienogranito	1882 ± 3	[1] Pb-Pb zr	Ferron *et al.* (2006)
Granito Alto Pitinga	biotita monzogranito	1885 ± 3	[1] Pb-Pb zr	Ferron *et al.* (2006)
Granito Simão	biotita felds. alc. granito	1885 ± 4	[1] Pb-Pb zr	Ferron *et al.* (2006)
Granito Alto Pitinga	biotita monzogranito	1888 ± 3	[1] Pb-Pb zr	Ferron *et al.* (2006)
Batólito São Gabriel	biotita sienogranito	1889 ± 2	[1] Pb-Pb zr	Valério *et al.* (2006a)
Craton Amazônico – Escudo Guaporé				
Grupo Iriri				
Formação Moraes Almeida	ignimbrito	1875 ± 4	[1] Pb-Pb zr	Lamarão *et al.* (2002)
	riodacito	1870 ± 8	[2] U-Pb zr	Santos *et al.* (1997)
Formação Moraes Almeida	traquito	1881 ± 4	[1] Pb-Pb zr	Lamarão *et al.* (2002)
Formação Moraes Almeida	riolito	1890 ± 6	[1] Pb-Pb zr	Lamarão *et al.* (2002)
Suíte Intrusiva Maloquinha				
Granito Maloquinha	biotita leucogranito	1880 ± 9	[1] Pb-Pb zr	Lamarão *et al.* (2002)
Granito Maloquinha	biotita-anfibólio granito	1882 ± 4	[1] Pb-Pb zr	Vasquez & Klein *et al.* (2000)
Suíte Serra dos Carajás				
Granito Pojuca	-	1874 ± 2	U-Pb rt	Machado *et al.* (1991)
Granito Serra dos Carajás	-	1880 ± 2	U-Pb rt	Machado *et al.* (1991)
Granito Cigano	-	1883 ± 2	U-Pb rt	Machado *et al.* (1991)
Suíte Jamon				
Granito Redenção	-	1870 ± 68	Pb-Pb rt	Barbosa *et al.* (1995)
Granito Musa	-	1883 +5/-2	U-Pb rt	Machado *et al.* (1991)
Granito Jamon	monzogranito	1885 ± 32	[1] Pb-Pb zr	Dall'Ágnol *et al.* (1999a)
Granito Seringa	feldspato alcalino granito	1893 ± 30	[1] Pb-Pb zr	Avelar *et al.* (1994)
diques félsicos	-	1885 ± 2	[1] Pb-Pb zr	Oliveira (2001)
	-	1885 ± 4	[1] Pb-Pb zr	Oliveira (2001)
Suíte Velho Guilherme				
Granito Mocambo	-	1862 ± 32	[1] Pb-Pb zr	Teixeira *et al.* (2002)
Granito Rio Xingu	-	1866 ± 3	[1] Pb-Pb zr	Teixeira *et al.* (2002)
Granito Antônio Vicente	-	1867 ± 4	[1] Pb-Pb zr	Teixeira *et al.* (2002)
Granito Velho Guilherme	-	1874 ± 30	Pb-Pb rt	Macambira & Lafon (1995)
Granito Antônio Vicente	-	1896 ± 9	[1] Pb-Pb zr	Teixeira *et al.* (2002)
Granito Rio Xingu	-	1906 ± 29	[1] Pb-Pb zr	Teixeira *et al.* (2002)

Abreviacoes: zr - zircão; rt - rocha total; [1] - evaporacao; [2] - SHRIMP.

- Grupo Iricoumé

A denominação Formação Iricoumé foi atribuída por Oliveira *et al.*, (1975), para rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, não metamorfizadas, associadas a granitóides mais jovens. Veiga Jr. *et al.* (1979) descrevem corpos hipabissais relacionados ao Iricoumé e intrusivos em granitóides da Suíte Intrusiva Água, elevando a unidade à categoria de grupo e relacionando-a ao magmatismo Uatumã.

No Distrito Mineiro de Pitinga os vulcanitos possuem expressiva homogeneidade litoquímica e geocronológica e ampla distribuição espacial. Consistem de riolitos, traquitos e andesitos efusivos e hipabissais com termos básicos subordinados. Rochas piroclásticas ocorrem com freqüência e são constituídas dominantemente por ignimbritos soldados, associados a tufos co-ignimbríticos de queda e de *surge*, e rochas sedimentares vulcanoclásticas. Ferron *et al.* (2006) subdividiram o Grupo Iricoumé em três unidades litoestratigráficas: Formação Ouro Preto (rochas efusivas e hipabissais ácidas); Formação Divisor (rochas efusivas intermediárias); e Formação Paraíso (rochas piroclásticas ácidas e seus produtos de redeposição).

Na região de Presidente Figueiredo são descritos andesitos, traqui-andesitos, dacitos e riolitos porfiríticos, associados a ignimbritos soldados, brechas autoclásticas ou co-ignimbríticas e tufos vulcânicos (Valerio *et al.*, 2005, Souza & Nogueira, 2009). Nessa região, os vulcanitos do Grupo Iricoumé são intrudidos por granitóides da Suíte Intrusiva Mapuera e estão sobrepostos pelos sedimentos da Formação Prosperança. Xenólitos de ignimbritos são observados em granitóides relacionados à Suíte Intrusiva Mapuera.

As feições geoquímicas do Grupo Iricoumé apontam altos conteúdos de FeO^t, álcalis, com $K_2O>Na_2O$ e K_2O+Na_2O geralmente maior que 8,0%, e baixo Al_2O_3, CaO, MgO, P_2O_5. Os elementos traço indicam alto Rb, Ga, Zr, Hf, Th, U e ETR (exceto Eu), moderado Nb e Ta e baixo Sr e baixo a moderado Ba, com altas razões Rb/Sr, K/Rb, Ga/Al, e FeO^t/MgO (Ferron *et al.*, 2009, Valério *et al.*, 2005, 2009). Essas feições indicam afinidade com magmas tipo-A, de caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso, compatíveis com o tipo-A2 de Eby (1992). O ambiente geotectônico de posicionamento do Grupo Iricoumé tem sido interpretado como extensional pós-colisional (Ferron *et al.*, 2009, Valério *et al.*, 2005, 2009). Discussões referentes a fonte magmática tem sido desenvolvidas a medida que dados litoquímicos e isotópicos vem sendo adquiridos e publicados.

O Grupo Iricoumé tem sido genericamente correlacionado com seqüências vulcânicas associadas a intrusões graníticas e recobertas por sedimentação paleoproterozóica.

A partir desses critérios, pode ser correlacionado com o Grupo Surumu, na porção central e norte de Roraima, e com a Formação Moraes Almeida do Grupo Iriri, no Escudo Guaporé, além do Grupo Burro-Burro e Formação Dalbana no Suriname, e grupos Cuchivero e Paracaima na Venezuela.

Os vulcanitos do Grupo Iricoumé foram inicialmente relacionados a séries cálcico-alcalinas (Dall'Agnol *et al.*, 1999b, Reis *et al.*, 1999). No entanto, estudos sistemáticos na região de Pitinga (Bastos Neto *et al.*, 2006, Ferron *et al.*, 2006, 2009) e na região do município de Presidente Figueiredo-AM (Valério *et al.*, 2005, Valério *et al.*, 2009) vêem sugerindo afinidade com magmas subalcalinos a alcalinos compatíveis com tipo-A.

O Grupo Surumu, por outro lado, possui dados litoquímicos indicando afinidade cálcico-alcalina alto-K (Fraga *et al.*, 1999; Faria *et al.*, 2000) e idades de 2,00 Ga a 1,96 Ga (Almeida *et al.*, 1997; Costa *et al.*, 2001; Santos *et al.*, 2003). Essas características sugerem associação com o magmatismo das suítes intrusivas Água Branca e Pedra Pintada. Macambira *et al.* (2002) ao reconhecerem diferentes idades entre os grupos Surumu e Iricoumé sugerem que estes não sejam descritos como correlacionáveis entre si. Dados isotópicos e litoquímicos apresentados por Valério *et al.* (2005, 2009) e Ferron *et al.* (2006 e 2009) corroboram com as afirmativas de Macambira *et al.* (2002).

No Escudo Guaporé uma ampla variedade de rochas vulcânicas ocorrem intrudidas por granitóides e cobertas por seqüências sedimentares. Lamarão *et al.* (1999, 2002) subdividem o Grupo Iriri em duas formações (Vila Riozinho e Moraes Almeida) com características geoquímicas e geocronológicas distintas. A Formação Moraes Almeida possui idades de ~1,88 Ga e afinidade com magmas tipo-A, enquanto a Formação Vila Riozinho possui idades mais antigas (~2,0 Ga) e afinidade cálcico-alclina alto-K.

Na porção leste da Província Mineral de Carajás, são identificados diques félsicos de ~1,88 Ga e afinidade tipo-A (Rivalenti *et al.*, 1998; Dall'Agnol *et al.*, 2005), que podem estar representando os equivalentes vulcânicos dos granitóides das suítes Velho Guilherme, Jamon e Serra dos Carajás, relacionados ao Supergrupo Uatumã (Dall'Agnol *et al.*, 2005). Fernandes *et al.* (2006) descreve na região de Félix do Xingu, oeste da Província Mineral de Carajás, lavas traquibasálticas, andesito-basálticas, traquiandesíticas, andesíticas, dacíticas, traquíticas e riolíticas, e depósitos de fluxo piroclástico representados por tufos vítreos e de cristais e brechas polimíticas, relacionadas a Formação Sobreiro e ao Grupo Iriri, ambos vinculados ao magmatismo Uatumã.

- Suíte Intrusiva Mapuera

O termo Mapuera foi utilizado inicialmente pela Geomineração (1972) para descrever granitóides aflorantes na região do rio homônimo, no estado do Pará. Essa denominação foi utilizada por outros autores (Montalvão, 1974; Lima *et al.*, 1974; Oliveira *et al.*, 1975) para designar granitos com características semelhantes e de ampla distribuição no Escudo das Guianas. A unidade foi elevada a categoria de suíte por Araújo Neto & Moreira (1976) e posteriormente utilizadas por Veiga Jr. *et al.*, (1979), Costi *et al.* (1984) e Faria *et al.* (2000) para designar granitóides similares no NE do Amazonas, NW do Pará e SE de Roraima, respectivamente.

Na região de Pitinga ocorrem como batólitos e *stocks* intrusivos nas vulcânicas do Grupo Iricoumé. Veiga Jr., *et al.* (1979) interpretam os granitóides Mapuera como equivalentes plutônicos do Grupo Iricoumé, associando ambos ao magmatismo do Supergrupo Uatumã. Costi *et al.* (2000) reconhecem diferença de idade de ~50 Ma entre os granitóides da Suíte Madeira e os vulcanitos do Grupo Iricoumé. Os autores agrupam sob a denominação de Suite Madeira os granitóides com idades em torno de 1,82 Ga e similares características petrográficas (granitos Madeira, Água Boa e Europa), desvinculando essas ocorrências da Suite Intrusiva Mapuera. Ferron *et al.* (2006, 2009) apresentam dados geoquímicos e geocronológicos que comprovam a contemporaneidade e co-magmaticidade entre os granitóides da Suíte Intrusiva Mapuera e os vulcanitos do Grupo Iricoumé. Bastos Neto *et al.* (2006) e Ferron *et al.* (2009) reconhecem o desenvolvimento do vulcano-plutonismo Iricoumé-Mapuera como relacionado a ambiente de caldeira vulcânica, com granitóides associados à estágios de ressurgência. Na região do Município de Presidente Figueiredo, Valério *et al.* (2009) apresentam dados litoquímicos e geocronológicos que indicam co-magmaticidade entre vulcânicas do Grupo Iricoumé e o Granito São Gabriel, o qual os autores correlacionam com a Suíte Intrusiva Mapuera.

No Escudo Guaporé, região de Tapajós, os granitóides correlacionáveis com a Suíte Intrusiva Mapuera são genericamente agrupados sob a denominação de Suite Maloquinha. Os granitóides da Suíte Paruari, granitos Jardim do Ouro, São Jorge Jovem, Cumaru, Tropas, Rosa de Maio e Penedo possuem idades próximas a 1,88 Ga (Lamarão *et al.*, 2002). Além disso, os autores apresentam dados litoquímicos dos granitóides Maloquinha e Jardim do Ouro, compatíveis com magmas do tipo-A, e sugerem co-magmaticidade com os vulcanitos da Formação Moraes Almeida, Grupo Iriri. As suítes Velho Guilherme (granitos Antônio Vicente, Velho Guilherme, Mocambo, Benedita, Ubim/Sul e Rio Xingu), Jamon

(granitos Musa, Jamon, Seringa, Redenção, Marajoara, Manda Saia, Banach, Gradaús, São João, granitos relacionados ao Terreno Granito-Greenstone Rio Maria, e diques félsicos associados) e Serra dos Carajás (granitos Cigano, Serra dos Carajás e Pojuca), são os representantes plutônicos do magmatismo Uatumã na Província Mineral de Carajás (Teixeira *et al.*, 2002, Dall'Agnol *et al.*, 2005). Os granitóides das suítes Jamon e Serra dos Carajás estão frequentemente associados a diques félsicos co-magmáticos, enquanto os granitóides da Suíte Velho Guilherme ocorrem associados às vulcânicas do Grupo Iriri. As estimativas de pressão de cristalização de anfibólios desses granitóides (Dall'Agnol *et al.*, 2005), indicam elevados valores para a Suíte Jamon (3,2±0,7 kbar), tendendo a diminuir nas suítes Serra dos Carajás (2,0±1,0 kbar) e Velho Guilherme (1,0±0,5 kbar).

Formação Urupi

As rochas sedimentares aflorantes à leste do Rio Pitinga foram descritas por Mandetta *et al.* (1974) e denominadas por Formação Pitinga. Consistem de quartzitos e arcóseos associados a tufos vulcânicos ácidos, distribuídos ao longo de uma estrutura em forma sinclinal que se estende para leste (Braquissinclinal de Pitinga – Mandetta *et al.*, 1974). As camadas estão significativamente basculadas nas bordas da estrutura, sendo cortadas pelos diques de rochas básicas a intermediárias da Formação Quarenta Ilhas. Em direção ao interior da estrutura as camadas estão horizontalizadas e em contato transicional com rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (Veiga Jr. *et al.*, 1979).

A Braquissinclinal de Pitinga representa, em planta, uma geometria elíptica alongada segundo E-W com aproximadamente 60 km x 20 km de extensão. Mandetta *et al.* (1974) e Veiga Jr. *et al.* (1979) descrevem a estrutura como uma feição tectônica originada pelo dobramento da seqüência sedimentar da Formação Urupi, cuja geometria é ressaltada pela intrusão de *sills* da Formação Quarenta Ilhas. Outros autores (Montalvão, 1975 e Araújo *et al.*, 1976, Dall'Agnol *et al.*, 1999a) relacionam a origem dessa estrutura a processos formadores de caldeira vulcânica.

Veiga Jr *et al.* (1979) descrevem conglomerados, quartzo arenitos, arenitos arcoseanos, arcóseos e siltitos, de expressiva continuidade lateral e localmente intercalados com tufos piroclásticos. Essa seqüência encontra-se disposta no interior e nas adjacências da braquissinclinal, hospedam *sills* de rochas básicas toleíticas e sobrepõem os vulcanitos do Grupo Iricoumé. Os autores atribuem um ambiente deposicional continental e sugerem que o vulcanismo associado ocorreu pela reativação de antigos falhamentos, como resposta

isostática da deposição sedimentar. No sudeste do estado de Roraima, Faria *et al.* (2000) identificam uma sucessão sedimentar similar, relacionando-as a Formação Urupi, e sugerindo um ambiente deposicional continental de bacias restritas. Cunha (2001) atribui, para uma seqüência da Formação Urupi, aflorante na hidrelétrica de Pitinga, um ambiente deposicional costeiro sob regimes de ondas e correntes de marés, associado a canais fluviais.

A ocorrência de outras seqüências sedimentares inseridas no mesmo contexto observado em Pitinga permitiu Veiga Jr. *et al.* (1979) a correlacionar a Formação Urupi com o Supergrupo Roraima. Essa sucessão sedimentar ocorre na região norte do estado de Roraima e sul da Venezuela, Guiana e Suriname (Fig. 9). O ambiente deposicional é assumido como fluvial deltaico e marinho raso, provenientes de rochas do Ciclo Transamazônico (Pinheiro *et al.*, 1988; Reis *et al.*, 1990; Reis & Carvalho, 1996). O embasamento consiste de rochas vulcânicas do Grupo Surumu e granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada, possuem tufos piroclásticos intercalados e são intrudidas por *sills* máficos relacionados ao Magmatismo Avanavero. Santos *et al.* (2003) obtiveram idades de 1862 ± 15 Ma e 1873 ± 3 Ma para tufos piroclásticos de queda da Formação Uaimapué, intercalados a sucessão sedimentar e aflorantes no norte de Roraima. Segundo esses autores, o Supergrupo Roraima pode ser correlacionado com as formações Urupi (NE do Amazonas), Palmares e Boiucu (SW do Pará).

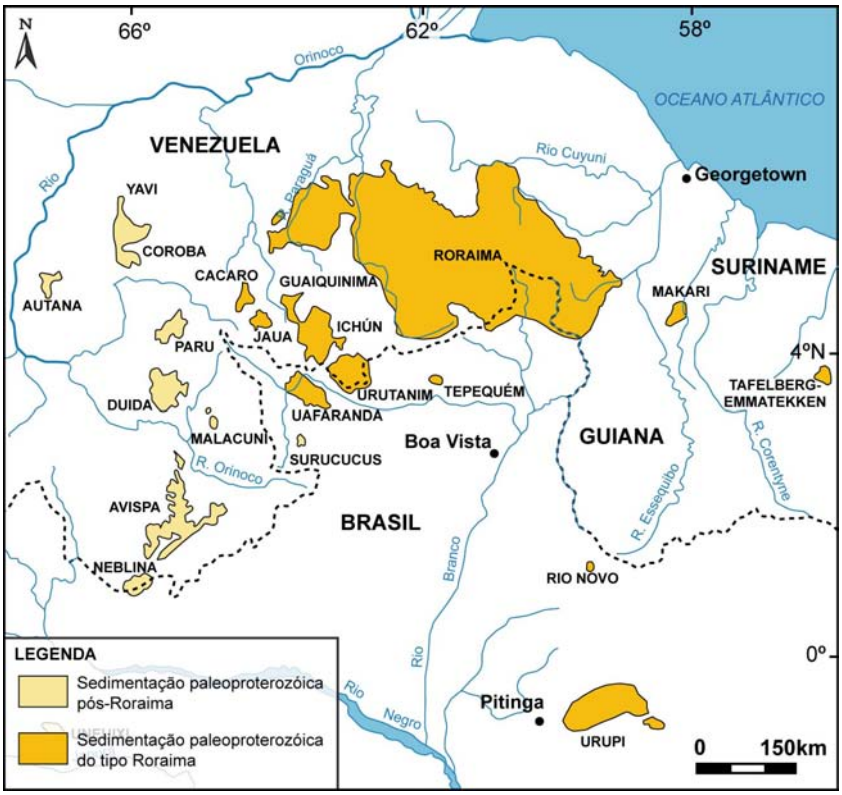


Figura 9 – Distribuição do Supergrupo Roraima e seqüências correlatas no Escudo das Guianas, craton Amazônico (modificado de Santos *et al.*, 2003).

Suíte Madeira

Os granitos mineralizados da mina de Pitinga foram caracterizados inicialmente por Horbe *et al.* (1985) e Daoud & Antonietto Jr. (1985) como granitóides alcalinos metaluminosos a peraluminosos, localmente peralcalinos. O posicionamento dos corpos é atribuído a um ambiente tectônico anorogênico, com afinidade magmática a granitos tipo-A e incluídos inicialmente na Suíte Intrusiva Abonari. Lenharo (1998) obtem idades U-Pb SHRIMP de 1.815±5 Ma e 1.798±10 Ma para o Granito Água Boa (facies topázio e rapakivi, respectivamente) e de 1.810±6 Ma e 1.794±19 Ma para o Granito Madeira (biotita granito e albita granito respectivamente). As determinacoes Pb-Pb apresentadas por Costi (2000) sugerem uma idade em torno de 1,82 Ga para o Granito Madeira (1.824±2 Ma para o rapakivi granito e 1.818±2 para o albita granito). Com base em dados geocronológicos e litoquímicos, Costi (2000) propôs o termo Suíte Madeira para individualizar os granitos de tendência peralcalina (Europa, Água Boa e Madeira) dos maciços graníticos Bom Futuro e Simão, os quais vinculou a Suíte Intrusiva Mapuera.

Os corpos mineralizados (Madeira e Água Boa – Fig. 10) são constituídos dominantemente por anfibólio-biotita granitos e biotita granitos freqüentemente com textura rapakivi. A fácies mais diferenciada do Granito Água Boa é constituída por topázio granito, sendo que a cassiterita ocorre disseminada nas fácies biotita granito, topázio granito, em greisens e episienitos. As mineralizações associadas ao Granito Madeira (Sn, Ta, Nb, Zr, Y, U, F e ETR) concentram-se na fácies albita granito (mais diferenciada), a qual hospeda corpos criolíticos maciços (Horbe *et al.*, 1985; Daoud & Antonietto Jr., 1985; Costi, 2000). Prado (2006) identifica, na porção leste do Granito Europa, duas fácies peralcalinas constituídas por anfibólio alcalino granito com diferentes graus de diferenciação. A fácies mais diferenciada possui menor conteúdo de minerais máficos e está associada a anomalias de solo com elevados conteúdos de Nb e Ta.

Os granitóides da Suíte Madeira tem sido invariavelmente classificados como granitos tipo-A, originados em ambiente anorogênico a partir de fontes crustais (Veiga Jr. *et al.*, 1979; Santos, 1984; Costi *et al.*, 1995; Lenharo, 1998; Dall'Agnol *et al.*, 1999b; Costi, 2000; Santos *et al.*, 2000; Tassinari *et al.*, 2000 Ferron, 2006). O posicionamento dos corpos graníticos tem sido atribuído a estágios de ressurgência de ambiente de caldeira (Dall'Agnol *et al.*, 1999b; Costi *et al.*, 2000; Prado, 2006).

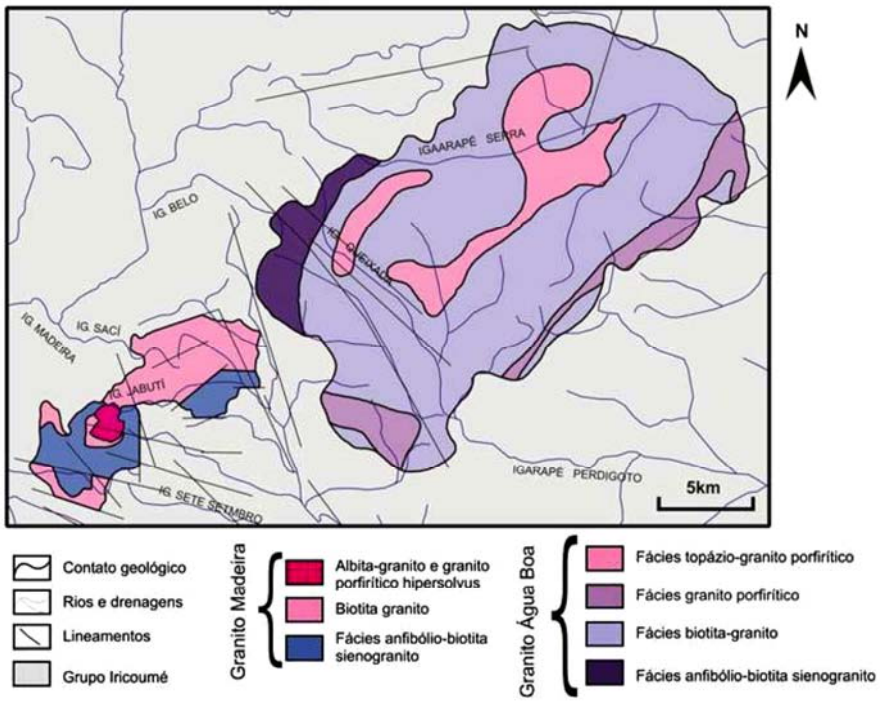


Figura 10 – Distribuição das fácies dos granitos Madeira e Água Boa – Suíte Madeira (modificado de Costi, 2000).

Formação Quarenta Ilhas

A Formação Quarenta Ilhas ocorre na região de Pitinga sob forma de diques, *sills* e *stocks* de diabásios, gabros, monzogabros dioritos, monzodioritos e quartzo monzonitos (Mandetta *et al.*, 1974; Veiga Jr. *et al.*, 1979). Esses corpos subvulcânicos intrudem rochas sedimentares da Formação Urupi, com posicionamento parcialmente controlado pelas estruturas da Braquissinclinal de Pitinga. A associação com depósitos sedimentares siliciclásticos e a afinidade geoquímica toleítica, permitiu Veiga Jr. *et al.* (1979) correlacionar os litotipos da Formação Quarenta Ilhas com o magmatismo Avanavero. As rochas básicas vinculadas ao magmatismo Avanavero ocorrem como diques e *sills* de afinidade toleítica, intrusivos no Supergrupo Roraima e aflorantes na Guiana, Guiana Francesa, Venezuela, Suriname e no norte do estado de Roraima (Hebeda *et al.*, 1973, Norcross *et al.*, 2000, Santos *et al.*, 2002a, Nomade *et al.*, 2002).

A afinidade geoquímica toleítica da Formação Quarenta Ilhas foi inicialmente atribuída por Veiga Jr. *et al.* (1979), quando individualizou os termos subalcalinos toleíticos de basaltos e gabros alcalinos (Formação Seringa), anteriormente agrupados sob a denominação de Gabro Suretama. Silva Jr. (1992) identifica termos mais diferenciados, como

quartzo sienito e feldspato alcalino sienito, e destaca que essa unidade pode estar relacionada a série subalcalina monzonítica.

Veiga Jr. *et al.* (1979) obtiveram idades K-Ar (plagioclásio) de 1452±71 Ma e 1090±13 Ma para as formações Quarenta Ilhas e Seringa, respectivamente. Norcross *et al.* (2000) obtiveram idade Pb-Pb em badeleíta de 1794±4Ma para um dique de diabásio da região de Omai (Guiana), o qual os autores relacionaram com o magmatismo Avanavero. Dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em badeleíta e zircão fornecem idades de 1787±14 Ma e 1782±3 Ma para rochas básicas do magmatismo Avanavero no estado de Roraima (Santos *et al.*, 2003). Santos *et al.* (2002) atribuíram uma idade U-Pb (badeleíta) de 1780±3Ma para um diabásio da Formação Quarenta Ilhas, correlacionando-o ao magmatismo Avanavero e ao diabásio Crepori, na Província Mineral do Tapajós. As rochas básicas de afinidade toleítica relacionadas ao Diabásio Crepori (Santos & Loguércio, 1984), possuem idade U-Pb em badeleíta de 1780±7Ma (Santos *et al.*, 2002) e são intrusivas em sequência sedimentar siliciclástica (Formação Palmares de Bizzinella *et al.*, 1980 ou Formação Boiuçu de Klein *et al.* (2001).

Santos *et al.* (2002) sugerem que as rochas básicas com afinidade toleítica e idades em torno de 1,78 Ga pertencentes as unidade Avanavero, Crepori e Quarenta Ilhas pertencem a um mesmo evento ao qual denomiam Magmatismo Crepori e que possivelmente foi gerado segundo a migração de uma pluma mantélica.

A presença de magmatismo básico toleítico de mesma idade (1785 ± 4 Ma; Halls *et al.*, 2001) no Craton Rio de La Plata e no Terreno Piedras Altas, Uruguai (1766 ± 124 Ma; Teixeira *et al.*, 1998), levou Santos *et al.* (2002) a correlacionarem essas ocorrências com as do Magmatismo Crepori. Os autores assumem por tanto, que essa atividade magmática, amplamente distribuída na Plataforma Sul-Americana, pode estar relacionada à fragmentação do paleocontinente Atlântica.

Formação Seringa

As rochas básicas de afinidade alcalina, aflorantes na região leste de Pitinga, foram agrupadas por Veiga Jr. *et al.* (1979) sob a denominacao de Formação Seringa. Esses autores identificam derrames e diques basálticos de afinidade alcalina sódica, correlacionando-os com o magmatismo Cachoeira Seca na região de Tapajós. Determinações isotópicas K-Ar em rocha total e em feldspatos indicam idades de 1.090±13 Ma (Veiga Jr. *et*

al., 1979). Santos *et al.* (2002) obtem idade U-Pb SHRIMP de 1192±15 Ma para troctolitos do magmatismo Cachoeira Seca na região de Tapajós.

Araújo Neto & Moreira (1976) e Veiga Jr. *et al.* (1979) sugerem que a origem das rochas básicas alcalinas esteve vinculada a um regime distencional gerado nos estágios finais do evento K'Mudku. Segundo Dall'Agnol *et al.* (2003) o magmatismo básico alcalino potássico da Formação Seringa está relacionado a processos distensivos de escala crustal. Santos *et al.* (2002) interpretam os derrames e intrusões básicas alcalinas de ~1,2 Ga, aflorantes na região de Tapajós (Cachoeira Seca), nordeste (Seringa e Pardo) e sul (Siriquiqui) do Amazonas, como resultado de processos de rifteamento intracratônico resultantes dos eventos colisionais da Orogênese Sunsás.

O modelo evolutivo do magmatismo paleoproterozóico do Distrito Mineiro de Pitinga proposto por Ferron (2006), está fundamentado em observações de campo, dados petrográficos, litoquímicos e geocronológicos. Esse modelo descreve a Suíte Intrusiva Água Branca como um magmatismo félsico cálcico-alcalino alto-K (tipo-I) originado por diferenciação de magmas mantélicos associados à subducção. O evento vulcano-plutônico Iricoumé-Mapuera (Supergrupo Uatumã) ocorre associado a um ambiente tectônico distensivo relacionado ao término da subducção, ocasionando fusão da base da crosta e mistura de magmas mantélicos e crustais. A formação de bacias deposicionais de retro-arco teria originado a sequência vulcano-sedimentar da Formação Urupi. A Suíte Madeira representa um plutonismo francamente anorogênico com posicionamento controlado por estruturas geradas em ambiente de complexo de caldeiras durante o magmatismo Iricoumé-Mapuera. As rochas toleíticas da Formação Quarenta Ilhas intrudem a seqüência vulcano-sedimentar da Formação Urupi delimitando sua idade mínima de deposição em ~1,78 Ga.

4 – SÍNTESE DO ESTADO DA ARTE - MAGMATISMO TIPO-A

O termo “tipo-A” é amplamente difundido no estudo de rochas ígneas félsicas e foi empregado inicialmente por Loiselle & Wones (1979) para descrever granitos anidros, cristalizados a partir de magmas alcalinos e posicionados em ambientes anorogênicos. Essa nomenclatura seguiu a terminologia de Chappell & White (1974) empregada para granitóides do Lachlan Fold Belt (tipos -I e -S) no sudeste da Austrália. A origem dos granitos tipo-A tem sido atribuída a fusões de protólitos crustais e/ou fracionamento de magmas mantélicos, o que os difere de granitos tipo-I e tipo-S com origens vinculadas a fusão crustal de protólitos ígneos e sedimentares, respectivamente.

O termo tipo-M foi proposto por White (1979) para agrupar granitóides originados por fracionamento de magmas máficos, gerados por fusão de manto litosférico ou crosta oceânica associada à zona de subducção. White & Chappell (1983) destacam as principais características de granitóides dos tipos -A, -I e -S do leste australiano. Collins *et al.* (1982), e posteriormente Whalen *et al.* (1987) e Creaser *et al.* (1991), assumindo que a origem de granitóides tipo-A estaria vinculada a fusões de rochas ígneas, sugeriram que o termo tipo-A fosse considerado um subgrupo dos granitóides tipo-I.

Eby (1992) define os subgrupos A_1 e A_2 vinculando a origem do primeiro à atividade de pluma mantélica ou *hotspots* em ambiente de rifte intraplaca e o segundo a uma origem crustal ou mantélica em ambientes tectônicos extensionais. Em oposição às afirmativas de Collins *et al.* (1982) e Creaser *et al.* (1991) o autor sugere ainda que o termo tipo-A seja mantido como um grupo individual, justificando que o subgrupo A_1 pertenceria ao tipo-M e o subgrupo A_2 ao tipo-I.

A distinção entre os *trends* geoquímicos peralcalino e metaluminoso a fracamente peraluminoso identificados em granitóides tipo-A tem sido destacada por diversos autores (Jacobson *et al.*, 1958, Bonin *et al.*, 1978, King *et al.*, 1997, Patino Douce, 1999).

O estudo de rochas graníticas em diferentes ambientes geotectônicos permitiu identificar ocorrências de granitos tipo-A associados a regimes não-compressionais tanto pós-colisionais quanto pós-orogênicos ou anorogênicos. Uma intrínseca associação de granitos tipo-A com rochas vulcânicas félsicas co-genéticas (Bowden & van Breemen, 1972, Bonin *et al.*, 1978, Collins *et al.*, 1982, Eby, 1990, Nardi & Bonin, 1991, Turner *et al.*, 1992a, Rämö & Haapala, 1995, Whalen *et al.*, 1996, Ogunleye *et al.*, 2005, Hergt *et al.*, 2007) tem sido observada freqüentemente. Além disso, podem ser observadas seqüências exclusivamente vulcânicas com afinidade geoquímica com magmas tipo-A (Ewart, 1981, Henry *et al.*, 1990).

O posicionamento desses granitóides ocorre a baixas profundidades (<3km), o que os caracterizam como corpos intrusivos epizonais freqüentemente associados a processos formadores de caldeiras vulcânicas. Dessa maneira, observa-se que o termo “tipo-A” é abrangente e reúne rochas formadas desde o Paleoproterozóico até o Mesozóico, com diferentes características geoquímicas, associadas a processos petrogenéticos distintos e geradas em diferentes ambientes geotectônicos.

Na porção brasileira do Craton Amazônico são descritas rochas com afinidade tipo-A desde idades em torno de 2,5Ga, como o Complexo Granítico Estrela (Barros *et al.*, 1997) na região de Carajás (Pará), até ~1,4 Ga, como o Batólito Santa Helena e as suítes Rio Branco e Cachoeirinha (Geraldes *et al.*, 2001) na porção leste do estado de Rondônia e oeste do Mato Grosso. A similaridade geoquímica das unidades vulcano-plutônicas félsicas do Craton Amazônico limitava o agrupamento dessas unidades sob a denominação de evento Uatumã.

A medida que os trabalhos foram sendo desenvolvidos, e especialmente com o aperfeiçoamento das técnicas analíticas em litoquímica e geocronologia, os diferentes litotipos puderam ser individualizados. Dessa forma, as unidades vulcano-plutônicas atualmente agrupadas no Supergrupo Uatumã (Melo *et al.*, 1978) possuem idades de ~1,88Ga e, no Escudo das Guianas, são denominadas de Grupo Iricoumé (Veiga Jr. *et al.*, 1979), intrudido por granitóides co-magmáticos da Suíte Intrusiva Mapuera (Araujo Neto & Moreira, 1976). No Escudo Guaporé, particularmente na região de Tapajós (sudoeste e sul do Pará) os vulcanitos estão agrupados sob a denominação de Grupo Iriri (Pessoa *et al.*, 1977) que por sua vez, são intrudidos por granitóides da Suíte Intrusiva Maloquinha e granitos correlatos. Na região da Província Mineral de Carajás (sudeste do Pará) ocorrem termos plutônicos com afinidade do tipo-A, relacionados às suítes Serra dos Carajás, Jamon e Velho Guilherme e intrusivos em terrenos arqueanos (CPRM/DNPM, 1997, Teixeira *et al.*, 2002, Dall’Agnol *et al.*, 2005). Destaca-se ainda a presença de diques basálticos a riolíticos onde os termos félsicos são compatíveis com magmas tipo-A (Rivalenti *et al.*, 1998). No Distrito Mineiro de Pitinga são identificados dois eventos magmáticos cujas rochas possuem características litoquímicas que permitem classificá-las como do tipo-A: Magmatismo Uatumã de ~1,88 Ga (Grupo Iricoumé e Suíte Intrusiva Mapuera) e Suíte Madeira de ~1,29 Ga (Costi, 2000).

Classificações

As diferentes sistemáticas de classificação de granitos utilizam critérios de campo, petrográficos, mineralógicos, geoquímicos e de ambiente geotectônico. Com isso, os granitóides tipo-A são referidos de diferentes maneiras em diferentes esquemas classificatórios. Barbarin (1999) classifica-os como granitos peralcalinos e alcalinos (PAG) correlacionando-os aos granitos tipo-A de Loiselle & Wones (1979), que correspondem aos granitos peralcalinos de Shand (1927), aos granitos de séries alcalinas de Lameyre & Bowden (1982), aos granitóides relacionados a riftes (RRG) e granitóides de soerguimento epirogênicos (CEUG) de Maniar & Picolli (1989), aos granitos do tipo Nigeriano de Pitcher (1983) e aos granitos intraplaca de Pearce *et al.* (1984).

Whalen *et al.* (1987) propõem um diagrama classificatório para granitos, utilizando elementos maiores e traços para individualizar granitos do tipo-A dos tipos -I e -S. Eby (1992), também com base em dados litogeoquímicos, propõe a subdivisão entre A_1 e A_2 e sugere que sejam considerados como do tipo-A somente as rochas que ocupem o campo intraplaca do diagrama de Pearce *et al.* (1984) e o campo tipo-A do diagrama de Whalen *et al.* (1987). Os granitos das séries magnetita e ilmenita de Ishihara (1977), e granitóides peraluminsos a duas micas foram sugeridos como subgrupos de granitos tipo-A por Anderson & Bender (1989). Haapala & Rämö (1992) destacam as similaridades entre granitos Rapakivi e do tipo-A. Na classificação geoquímica de Frost *et al.* (2001), granitos tipo-A são referidos como granitóides ferrosos alcali-cálcicos a alcalinos. Discussões detalhadas sobre classificação de granitóides e referencias complementares podem ser encontradas em Barbarin (1999) e Frost *et al.* (2001).

A ocorrência comum de associações vulcano-plutônicas com afinidade geoquímica compatível com magmas do tipo-A (Bonin *et al.*, 1978, Ewart, 1981, Eby, 1990, Turner *et al.*, 1992a, Whalen *et al.*, 1996, Ogunleye *et al.*, 2005) permite estender a classificação dos granitóides às rochas vulcânicas.

Mineralogia e rochas associadas

O magmatismo tipo-A ocorre como seqüências vulcano-plutônicas constituídas dominantemente por termos félsicos (intermediários a ácidos) ou como associações bimodais. Os termos ácidos possuem composições monzograníticas a feldspato alcalino graníticas e as

rochas intermediárias são preferencialmente sieníticas. O pólo máfico, quando presente, caracteriza-se por composições gabróicas a quartzo dioríticas.

A mineralogia essencial indica tanto condições *hipersolvus* quanto *subsolvus*, sendo os minerais máficos geralmente ricos em ferro, com termos anidros (olivina faialita) ou hidratados (biotita anita e/ou ferro-hornblenda). Muscovita tardia pode estar presente nos termos mais diferenciados pertencentes a *trends* metaluminosos a fracamente peraluminosos, enquanto arfvedsonita ocorre associada a magmas de *trends* peralcalinos. Litotipos francamente peraluminosos compatíveis com granitóides a duas micas, geralmente classificados com do tipo-S, também podem possuir afinidade com magmas do tipo-A.

Ambientes Geotectônicos

O fato de os granitos tipo-A ocorrerem em zonas de rifte ou blocos continentais estáveis levou Loiselle & Wones (1979) a proporem o posicionamento em um ambiente geotectônico anorogênico. No entanto, a identificação de granitos com afinidade tipo-A relacionados a cinturões orogenéticos, especialmente nos seus estágios finais da orogênese, permitiu diferentes autores (Brown *et al.*, 1984; Whalen *et al.*, 1987; Sylvester, 1989; Eby, 1990, 1992; Rämö & Haapala, 1995, King *et al.*, 1997; Bonin *et al.*, 1998) a sugerir que o magmatismo tipo-A não está exclusivamente vinculado a ambientes anorogênicos.

Segundo Sylvester (1989) os granitos alcalinos anorogênicos tendem a ser sucedidos por processos de rifteamento continental, e em ambientes pós-colisionais podem estar associados à falhamentos transcorrentes. Bonin *et al.* (1998) e Bonin (2004) sugerem que os episódios subseqüentes ao evento colisional principal, podem ser considerados intraplaca continentais e subdivididos em:

- pós-colisional: episódio ligeiramente posterior ao evento colisional principal, também denominado de tardi-orogênico. Magmatismo máfico a félsico, metaluminoso, podendo variar de cálcico-alcalino médio-K a alto-K, shoshonítico e ultrapotássico. Possui fonte litosférica subcontinental e pode ter contribuição de materiais crustais previamente subductados. Pode ocorrer associado à deformação em zonas de cisalhamento e a magmatismo félsico anatético peraluminoso (granitos tipo-S);
- pós-orogênico: episódio subseqüente ao pós-colisional, posterior aos eventos orogenéticos e desenvolvido em ambiente francamente intraplaca. O

magmatismo tende a apresentar, além de composição potássica, um *trend* sódico bem definido, comumente como associações bimodais, de caráter metaluminoso álcali-cálcico a alcalino e peralcalino. Possui fonte dominantemente mantélica enriquecida. Ocorre associado a zonas de cisalhamento, com magmatismo marcadamente alcalino, semelhante a suítes alcalinas anorogênicas, podendo apresentar características geoquímicas de arco vulcânico; e

- anorogênico: magmatismo típico de ambiente intraplaca, sem evidência de associação com convergência de placas. Afinidade fortemente alcalina a partir de fonte mantélica enriquecida, similar a de magmatismo de rifte.

De modo geral, o ambiente geotectônico de geração de magmatismo tipo-A está condicionado por regimes extensionais vinculados a ambientes pós-colisionais, pós-orogênicos, anorogênicos, de rifte continental e em ilhas oceânicas. O caráter extensional condiciona a ocorrência dos corpos graníticos como intrusões epizonais vinculadas a complexos anelares, com equivalentes vulcânicos, e geralmente relacionados à ambientes de caldeiras.

Mineralizações associadas

Eventos plutônicos e/ou vulcânicos silicosos freqüentemente possuem depósitos minerais geneticamente associados e vinculados a ambientes de formação de caldeiras. Dentre as classes de depósitos minerais associadas a magmatismo félsico destacam-se os sistemas Cu/Mo pórfiros, skarníticos, epitermais e de sulfetos vulcanogênicos exalativos (Whitney, 1989).

Mineralizações de Sn, Mo, Bi, Nb, W, Ta e F freqüentemente ocorrem associadas e magmatismo de tendência fortemente peralcalina (Collins *et al.*, 1982, Pitcher, 1983, Whalen *et al.*, 1987) particularmente em granitos alta sílica de ambientes anorogênicos. O magmatismo alcalino vinculado a ambientes pós-colisionais e pós-orogênicos, especialmente aqueles enriquecidos em potássio, é favorável ao desenvolvimento de mineralizações de Cu, Pb, Zn, Au, ETR e U (Elston, 1994). Haapala (1995) reconhece dois tipos principais de mineralizações geneticamente vinculadas a magmas tipo-A (Rapakivi): (i) depósitos de Sn (Mo, Be, Zn, Cu, Pb) em graisens, veios e skarns associados a fácies tardias de cristalização (ex: granitos Salmi, Wiborg e Eurajoki, no escudo Fenoescandinavo, Batólito

Serra da Providência e Younger Granitos de Rondônia, e Suite Madeira, Pitinga, no Craton Amazônico – Horbe *et al.*, 1985, Daoud & Antonietto Jr., 1985, Costi, 2000); e (ii) depósitos de Fe, Cu (U, Au, Ag) em veios e/ou disseminados (ex: Complexo Granítico St. Francois, EUA, Granito Roxby Downs, depósito Olympic Dam, sul da Austrália).

Rytuba (1994) destaca que caldeiras estão geralmente localizadas ao longo de importantes zonas de falhas regionais que podem permanecer ativas mesmo depois do ciclo de caldeira. Os depósitos podem estar controlados por estruturas desenvolvidas durante a formação da caldeira e por falhas regionais que intersectam e reativam as estruturas relacionadas à caldeira.

Modelos Petrogenéticos

Os modelos petrogenéticos vinculam a origem do magmatismo tipo-A a fusão parcial de protólitos crustais, influenciada por atividade mantélica (magma ou voláteis), ou ao fracionamento de magmas máficos mantélicos com variável participação crustal.

Os modelos de fusão de crosta inferior sugerem fusão de restitos granulíticos (Barker *et al.*, 1975; Collins *et al.*, 1982; Clemens *et al.*, 1986; Whalen *et al.*, 1987), charnoquíticos previamente submetidos a fusões que geraram granitos tipo-I (Landenberger & Collins, 1996) e fusão parcial de rochas tonalíticas ou graníticas cálcico-alcalinas (Cullers *et al.*, 1981; Anderson, 1983; Sylvester, 1989; Creaser, *et al.*, 1991; Skjerlie & Johnston, 1993; Patiño Douce, 1997).

As altas temperaturas (~900-1000°C) necessárias para que fusões parciais de crosta gerem líquidos intermediários a ácidos são freqüentemente atribuídas ao ingresso de fluxo de voláteis derivados de manto (Bailey, 1978; Harris & Marriner, 1980; Taylor *et al.*, 1981) e/ou ascensão de magma mantélico até a base da crosta (Barker *et al.*, 1975; Clemens *et al.*, 1986; Whalen *et al.*, 1987).

Uma origem vinculada a fracionamento de magma básico mantélico é sugerida por diversos autores (Loiselle & Wones, 1979; Brown, *et al.*, 1984; Eby, 1990; Foland & Allen, 1991; Turner *et al.*, 1992a; Bonin, 1998, 2004; Kumar *et al.*, 2007). A ausência de rochas intermediárias é freqüentemente utilizada como justificativa contrária ao modelo de fracionamento de magmas básicos (Collins *et al.*, 1982; Clemens *et al.*, 1986; Whalen *et al.*, 1987). No entanto, essa bimodalidade pode ser uma conseqüência normal e direta de processos de fracionamento em câmaras magmáticas (Rice, 1981; Baker & McBirney, 1985; McBirney *et al.*, 1985) e não necessariamente vinculada a uma origem crustal (Bonin, 1998).

Bonin (1998) assume que magmas alcalinos com afinidade tipo-A são produzidos pelo fracionamento de líquidos derivados do manto superior. Esses líquidos migram do manto superior para a base da crosta, podendo atingir a superfície. A ascensão é favorecida por processos de equilíbrio gravitacional por diferença de densidade entre o magma e as encaixantes (*neutral buoyancy*) e, aliada aos processos de diferenciação, gera vulcanismo ácido em ambiente de caldeira e complexos graníticos anelares subvulcânicos a profundidades menores que 2km. Nesse modelo, a crosta constitui uma importante fonte de voláteis que possibilitam a geração de líquidos residuais supersaturados em sílica e aceleram a cinética dos processos de diferenciação.

Em complemento às afirmativas publicadas em Eby (1992), Eby (2006) sugere que granitóides tipo-A podem ser originados de três maneiras:

- diferenciação de magma basáltico derivado de fontes similares às de basaltos de ilhas oceânicas (OIB), com variáveis graus de contaminação crustal, formando magma A_1;
- diferenciação a partir de basaltos toleíticos continentais com variável interação crustal, formando magma A_2; e
- fusão crustal de protólito previamente fundido, também formando magma A_2.

A participação mantélica é, invariavelmente, vinculada a origem do magmatismo tipo-A, e condições de mistura de componentes mantélicos e crustais, são favorecidas nos diversos modelos petrogenéticos propostos. Em ambientes pós-colisionais e pós-orogênicos a participação de magma e/ou voláteis mantélicos pode estar relacionada a delaminação litosférica (Nelson, 1992, Turner *et al.*, 1992b), gerando descompressão e fusão do manto astenosférico e hibridização por fusão parcial de rochas crustais (Fig. 11a,b). O modelo de *slab breakoff* (Davies & Blanckenburg, 1995) relaciona a contribuição mantélica à processos de desprendimento da porção mais densa da litosfera subductada (manto+crosta oceânica), permitindo ascensão astenosférica e gerando fusão do manto litosférico, aliada a hibridização por líquidos crustais (Fig 11c,d). Em ambientes anorogênicos, ocorre ascensão astenosférica (*mantle upwelling*), geralmente vinculada a plumas mantélicas, gerando descompressão devido ao regime francamente extensional, e conseqüente fusão de manto astensoférico e da base da crosta por *underplating* (Fig. 11e,f).

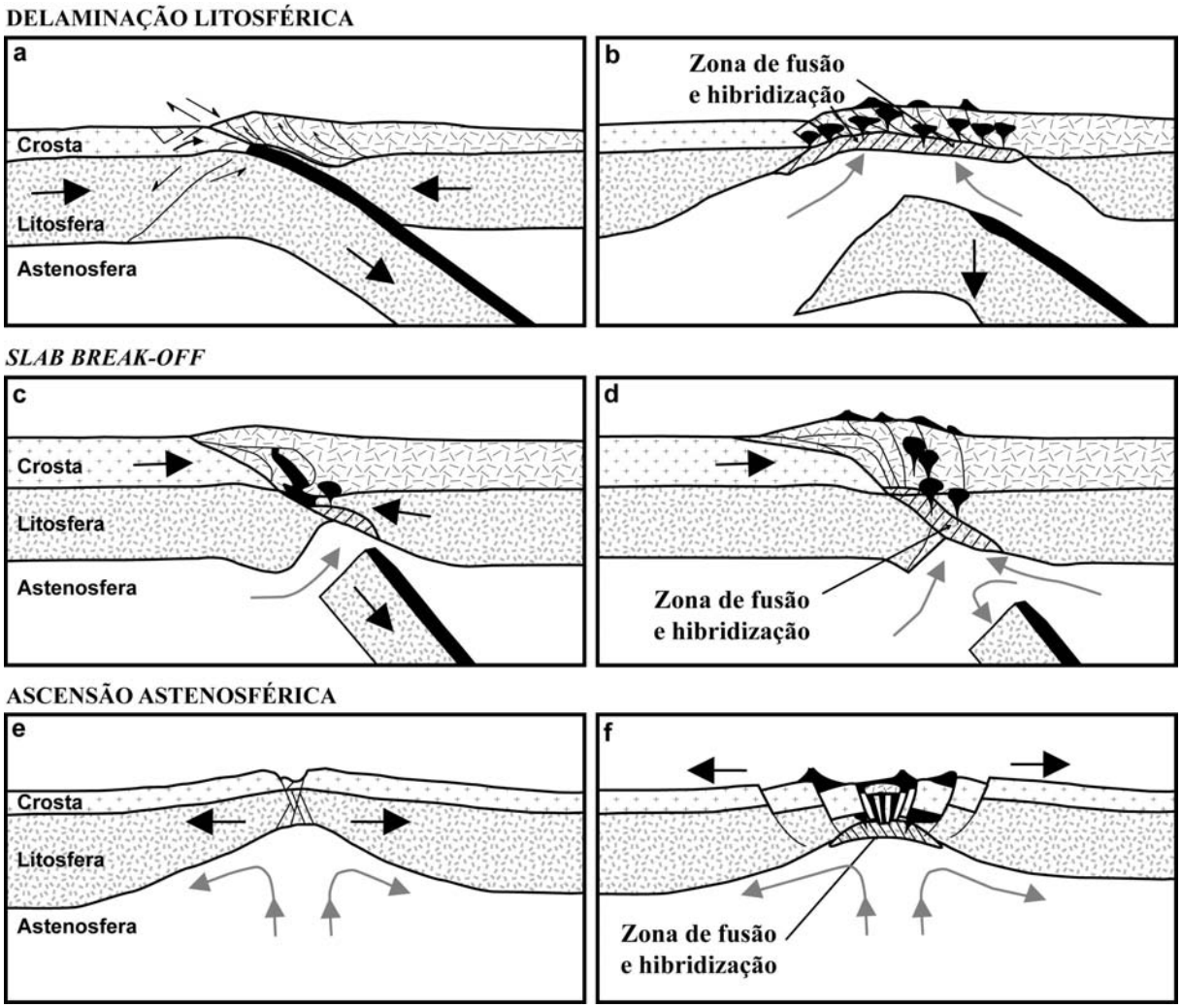


Figura 11 – Principais modelos de geração de magmas tipo-A em ambientes pós-orogênicos e anorogênico: a,b) Modelo de delaminação litosférica (modifica do Nelson, 1992); c,d) Modelo de *slab breakoff* (modificado Davies & Blanckenburg, 1995); e,f) modelo de ascensão (*Uplift*) mantélica (modificado de Condie, 1997). Obs.: croquis esquemáticos, sem escala.

Principais ocorrências de magmatismo tipo-A

Dentre os exemplos de rochas com afinidade tipo-A mais detalhadamente estudadas destacam-se a Série Magmática White Mountain, Estados Unidos; Suíte Ígnea Malani e Granito Ambalavayal, Índia; Suítes Gabo e Mumbulla, Austrália; magmatismo do *graben* de Oslo, Noruega e granitos rapakivi, na península Fenoescandinava; Suíte Topsails, Canadá; complexos alcalinos do Sudão; magmatismo do platô de Yemen e granitos peralcalinos da península arábica; magmatismo Younger Granites da Nigéria; complexos alcalinos da Córsica, França; Província Ígnea Terciária Britânica; e magmatismo félsico das ilhas oceânicas Reunion e Ascencion, no Oceano Índico. Essas ocorrências representam de forma consistente as variações composicionais e de ambientes tectônicos observadas nesse

magmatismo. Uma síntese de alguns dos exemplos citados é apresentada abaixo e as principais características litoquímicas estão sumarizadas na tabela 2. Outras referências sobre ocorrências de rochas graníticas e vulcânicas com características similares ao magmatismo tipo-A podem ser encontrada em Turner *et al.* (1992a).

- Magmatismo tipo-A na Austrália

O magmatismo tipo-A na Austrália ocorre dominantemente associado a rochas orogênicas ligeiramente mais antigas e de afinidade tipo-I e tipo-S. Essa configuração geotectônica pode ser identificada no Lachlan Fold Belt (Collins *et al.*, 1982; White & Chappel, 1983; Whalen *et al.*, 1987; King *et al.*, 1997), no Adelaide Fold Belt (Turner *et al.*, 1992a) e no New England Fold Belt (Landenberger & Collins, 1996). O vulcanismo anorogênico terciário estudado por Ewart (1981) que ocorre no nordeste da Austrália, região do New England Fold Belt, no entanto não possui relação genética com a formação do mesmo (Fig. 12).

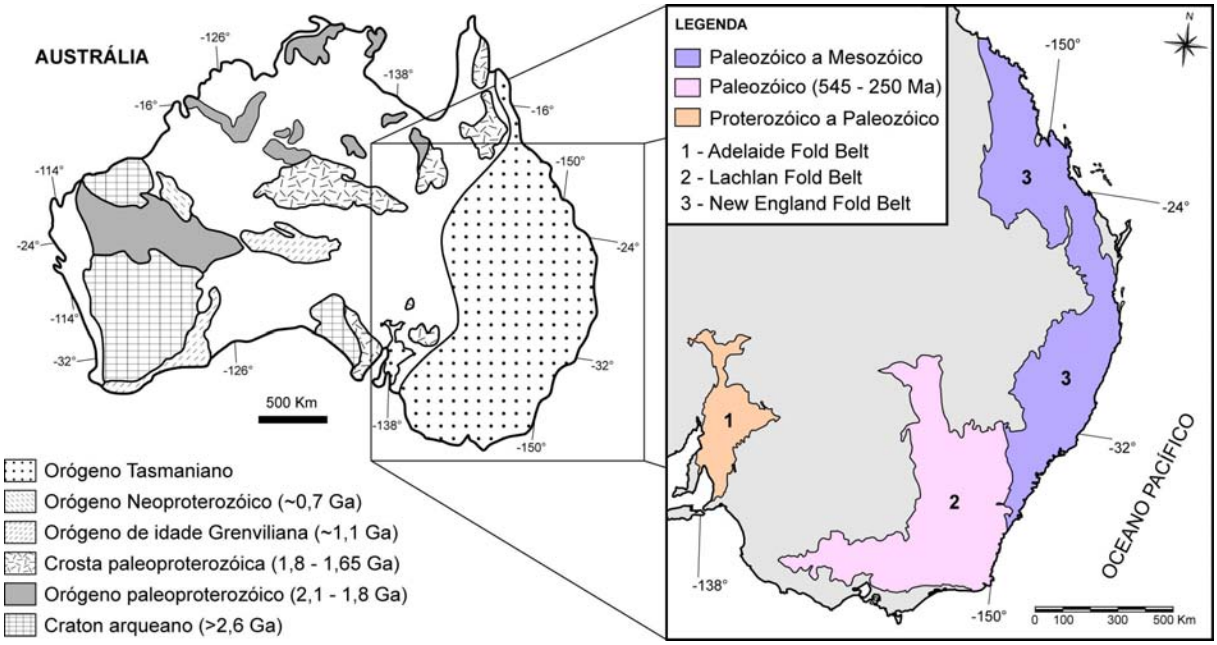


Figura 12 – Mapa das províncias geocronológicas da Austrália, destacando os cinturões Lachlan, New England e Adelaide, do orógeno Tasmaniano (modificado de Zhao *et al.*, 2002 e de Huleatt, 2005).

Tabela 2 - Principais características litogeoquímicas das ocorrências de magmatismo tipo-A.

Unidade	**Localidade**	**n**	**SiO_2** (% peso)	**$FeO^t/(FeO^t+MgO)$**	**IA**	**K_2O/Na_2O**	**Y/Nb**	**Sr** (ppm)	**Nb** (ppm)	**Zr** (ppm)	**Referência**
Grupo Iricoumé	Pitinga, AM	32	64,18 – 74,93 (69,97) *	0,81 – 0,99 (0,91)	0,70 – 0,94 (0,84)	1,16 – 3,54 (1,9)	1,8 – 9,89 (2,55)	17 – 318 (142)	15 – 26,7 (20,5)	194 – 464 (367)	Ferron *et al.* (2009)
Suíte Gabo	LFB, Austrália	9	71,46 – 73,71 (73,04)	0,87 – 0,93 (0,9)	0,77 – 0,88 (0,84)	1,04 – 1,2 (1,11)	2,96 – 3,63 (3,27)	95 – 205 (148,4)	23,5 – 28,0 (25,3)	457 – 589 (489,7)	Collins *et al.* (1982)
Suíte Mumbulla	LFB, Austrália	8	76,84 – 77,77 (77,21)	0,95 – 0,98 (0,96)	0,88 – 0,91 (0,89)	1,56 – 1,67 (1,63)	4,16 – 5,56 (4,77)	31 – 53 (42,7)	17,0 – 21,0 (18,9)	159 – 187 (170,3)	Collins *et al.* (1982)
Complexo Chaelundi	NEFB, Austrália	12	66,46 – 76,89 (72,32)	0,78 – 0,97 (0,87)	0,7 – 0,89 (0,8)	0,82 – 1,39 (1,06)	1,00 – 11,03 (3,55)	4 – 282 (134)	6,0 – 44,0 (20,1)	119 – 444 (257,4)	Landenberger & Collins (1996)
Suíte Padthaway	AFB, Austrália	27	66,75 – 77,71 (74,53)	0,74 – 0,99 (0,89)	0,53 – 0,98 (0,86)	1,15 – 1,62 (1,39)	1,21 – 7,53 (2,89)	2,2 – 153 (40,3)	10,9 – 75,0 (26)	94 – 511 (247)	Turner *et al.* (1992)
Vulcanismo Terciário Anorogênico	NEFB, Austrália	10	63,15 – 76,72 (71,72)	0,86 – 0,99 (0,94)	0,85 – 1,1 (0,92)	0,92 – 1,59 (1,2)	0,41 – 2,83 (1,19)	1 – 164 (45,6)	12,0 – 198 (94,8)	137 – 1228 (610,2)	Ewart (1981)
Suíte Magmática White Mountain	Estados Unidos	16	67,83 – 76,19 (71,82)	0,85 – 1,0 (0,94)	0,71 – 1,0 (0,91)	1,0 – 1,65 (1,25)	0,45 – 1,14 (0,76)	3,5 – 130 (47,5)	60 – 155 (89)	208 – 732 (417)	Eby (1990)
Complexo Ígneo Topsails	Canadá	10	66,8 – 77,15 (73,51)	0,66 – 0,98 (0,9)	0,74 – 1,15 (0,94)	0,82 – 1,56 (1,16)	2,26 – 3,72 (2,76)	5 – 150 (50,2)	14,0 – 61,0 (28,4)	215 – 1660 (611,2)	Whalen *et al.* (1996)
Granitos Rapakivi Finnish**	Fenoescandinávia		71,56	0,91	0,81	1,98	2,07	85	46	384	Rämö & Haapala (1995)
Magmatismo Younger Granites	Níger-Nigéria	16	71,23 – 77,1 (74,15)	0,97 – 0,99 (0,98)	0,82 – 1,31 (1,11)	0,47 – 1,42 (0,87)	0,06 – 0,92 (0,4)	3 – 15 (8,6)	158 – 2390 (1049)	195 – 7114 (3055)	Ogunleye *et al.* (2006)
Granitos do Complexo Evisa	Corisca, França	7	60,4 – 76,9 (73,68)	0,80 – 0,96 (0,96)	0,88 – 1,16 (0,98)	0,95 – 1,36 (1,17)	1,55 – 3,84 (2,38)	0,5 – 83 (21,93)	13 – 84 (34)	82 – 1751 (621,1)	Whalen *et al.* (1987)
Granitos do Complexo Tana	Corisca, França	12	62,02 – 77,33 (72,68)	0,91 – 0,96 (0,95)	0,82 – 0,98 (0,93)	1,03 – 1,65 (1,29)	1,46 – 3,95 (2,51)	3 – 53 (20,8)	8,8 – 37,5 (21,1)	62 – 1051 (325)	Poitrasson *et al.* (1994)

Abreviações: LFB - Lachlan Fold Belt; AFB - Adelaide Fold Belt; NEFB - New England Fold Belt.

* Os valores apresentados entre parênteses representam as médias dos dados compilados.

** Os valores compilados representam os conteúdos médios de 100 amostras.

A origem por fusão parcial de crosta continental tem sido freqüentemente atribuída ao magmatismo tipo-A na Austrália. O modelo de fonte residual, proposto por Collins *et al.* (1982), sugere que o restito da fusão crustal que originou os granitóides tipo-I é novamente fundido (*remelting*) gerando os granitóides tipo-A. Composições granulíticas (Barker *et al.*, 1975; Collins *et al.*, 1982; Clemens *et al.*, 1986; Whalen *et al.*, 1987) ou charnoquíticas (Landenberger & Collins, 1996) têm sido atribuídas a esses protólitos restíticos no Lachlan Fold Belt e no New England Fold Belt respectivamente. Fusão parcial de crosta continental de composição tonalítica tipo-I é assumida por Anderson (1983), Sylvester (1989) e Creaser *et al.* (1991) como a fonte geradora de magmas tipo-A.

O modelo de geração de magmas tipo-A por cristalização fracionada a partir de um magma parental basáltico foi primeiramente proposta por Loiselle & Wones (1979). Turner *et al.* (1992a) utiliza um modelo similar para explicar a origem do magmatismo tipo-A da Suíte Padthaway, associada ao Adelaide Fold Belt. Ewart (1981) atribui uma origem dominantemente mantélica relacionada a processos de intenso fracionamento de magmas máficos parentais para seqüências riolíticas peralcalinas e aluminosas do New England Fold Belt, no leste da Austrália. A ocorrência subordinada de riolitos alta sílica é interpretada como magmas gerados por fusão parcial de crosta relativamente desidratada.

Suítes Gabo e Mumbulla – sudeste do Lachlan Fold Belt

As suítes Gabo, Mumbulla, Monga e Wangrah ocorrem no Lachlan Fold Belt (Fig. 12), estão espacialmente associadas aos granitos tipo-I e -S de Chappell & White (1974), foram intrudidas no Devoniano Superior e possuem características geoquímicas de magmatismo tipo-A aluminoso.

Os granitóides da Suíte Gabo estão ocorrem como seis corpos composicionalmente homogêneos e intrudindo metassedimentos ordovicianos e riolitos co-magmáticos do Complexo Vulcânico Boyd. Os litotipos variam de granodioritos a granitos *sensu stricto* com biotita em pequena quantidade e raros grãos intersticiais de anfibólio sódico.

A suíte Mumbulla é constituída por dois corpos que intrudem granitóides tipo-I do Batólito Bega e metassedimentos ordovicianos. Consiste de granitos *sensu stricto* com plagioclásio subordinado e biotita como única fase máfica.

A Suíte Gabo, comparada a Mumbulla, possui um maior conteúdo de minerais máficos e menor teor de sílica. Ambas possuem um caráter aluminoso (metaluminoso a

fracamente peraluminoso) e características geoquímicas similares. Os estudos petrogenéticos apresentados por Collins *et al.* (1982) sugerem uma origem relacionada à fusão parcial de crosta continental de composição granulítica félsica. Os termos granulíticos são interpretados como resíduos de fusões crustais precedentes que geraram granitos tipo-I. Sylvester (1989) e Eby (1990) sugerem que o magmatismo ácido alcalino do Lachlan Fold Belt está vinculado a estágios pós-colisionais em relação ao Lachlan Fold Belt.

Complexo Chaelundi – New England Fold Belt

O Complexo Chaelundi ocorre na porção sudeste da Austrália (Fig. 12) é constituído dominantemente por granitos e granodioritos com afinidade tipo-I e por quartzo monzonitos a leucogranitos tipo-A, com idades entre 233 Ma e 235 Ma (Landenberger & Collins, 1996). Os granitóides desse complexo intrudem uma associação de rochas metassedimentares carboníferas a permianas, relacionadas a processos de acresção e subducção do New England Fold Belt, e, portanto, estão vinculadas a estágios pós-orogênicos. Sylvester (1989) posiciona esse magmatismo alcalino no New England Fold Belt em um ambiente pós-colisional.

Os granitóides com características tipo-A consistem de rochas leucocráticas ricas em feldspatos, de caráter *subsolvus* com ortoclásio pertítico abundante e quartzo subordinado. Biotita é a fase máfica dominante, ocorrendo hornblenda e hiperstênio exclusivamente nos termos quartzo monzoníticos. Cristalização fracionada, envolvendo preferencialmente plagioclásio, ortoclásio, quartzo, biotita e hornblenda, com graus de fracionamento de ~71%, é atribuída como fator atenuante das feições geoquímicas. Landenberger & Collins (1996) atribuem sua origem a fusão parcial de crosta continental inferior máfica-intermediária, de composição charnoquítica e adotam o modelo de fonte residual de Collins *et al.* (1982).

Suíte Padthaway – Adelaide Fold Belt

As rochas graníticas e riolíticas dessa suíte possuem idades ordovicianas (~490 Ma) e suas relações de campo indicam uma origem posterior aos granitos tipo-I e -S relacionadas ao Adelaide Fold Belt (Fig. 12). Gabros e basaltos indeformados afloram localmente associados aos termos félsicos indicando um caráter bimodal para o magmatismo,

e um amplo volume de magmatismo básico é sugerido pela presença de anomalias gravimétricas e magnéticas (Turner *et al.*, 1992a).

Os granitos *hipersolvus* consistem de feldspato alcalino granitos, com fases máficas escassas e denominados Marcollat, Kongal e Christmas. Os granitos Willalooka, Gip Gip, Coonalpyn e Tintinara são *subsolvus*, com plagioclásio subordinado em relação ao feldspato alcalino e minerais máficos abundantes. Os equivalentes vulcânicos dos granitóides pertencem às unidades Mount Monster, Papineau, Bin Bin, Gip Gip e Didicoolum, e possuem variáveis conteúdos de fenocristais de plagioclásio e quartzo, com feldspato alcalino dominante e máficos subordinados a raros. Os termos básicos associados a essas unidades são constituídos por gabros, que ocorrem dominantemente como pequenos corpos em subsuperfície.

O modelamento geoquímico apresentado por Turner *et al.* (1992a) indica que o magmatismo félsico aluminoso da Suíte Padthaway foi gerado por intenso fracionamento (~90%) de magma básico toleítico, relativamente anidro e de alta temperatura. Os principais minerais fracionados consistem de plagioclásio e máficos nos estágios iniciais, seguidos por feldspato potássico e fases acessórias.

Vulcanismo terciário anorogênico

O vulcanismo marcadamente bimodal da região leste da Austrália, estudado por Ewart (1981), está espacialmente associado ao New England Fold Belt (Fig. 12). A atividade vulcânica se estende uniformemente desde ~70 Ma até 20 Ma e está distribuída em diversos complexos vulcânicos.

Os termos máficos (basaltos, hawaiítos e andesitos toleíticos) predominam em relação aos félsicos, ambos ocorrendo como derrames, pequenos corpos intrusivos rasos, e subordinadamente como depósitos piroclásticos. Os traquitos e riolitos aluminosos são *subsolvus* com ferroaugita e hiperstênio e raramente anfibólio cálcico, além de olivina nos termos intermediários. Os comenditos consistem de feldspato alcalino riolitos com piroxênios da série aegerina-augita.

Segundo Ewart (1981) a formação do magma silicoso é intensamente controlada por processos de fracionamento mineral. Comenditos, traquitos e riolitos aluminosos são interpretados como diferenciados do magma parental basáltico ou hawaiítico associado, com participação crustal. Os riolitos alta sílica são considerados característicos

representantes de fusão parcial de crosta continental, também modificados por expressiva cristalização fracionada.

- Série Magmática White Mountain, Estados Unidos

A Série Magmática White Mountain (Fig. 13) possui dois períodos principais de atividade relacionados aos estágios iniciais de abertura do Atlântico Norte (Eby, 1990). O período inicial (200 Ma a 165 Ma) é composto dominantemente por batólitos e *plutons* de sienitos alcalinos, quartzo sienitos e granitóides metaluminosos e peralcalinos. Equivalentes vulcânicos dos termos ácidos, rochas básicas e subsaturadas em sílica, ocorrem raramente. O maior complexo intrusivo desse período é o Batólito White Mountain, constituído por granitos metaluminosos a peralcalinos, com comenditos e sienitos freqüentemente associados. Esse batólito é constituído pelos granitóides Mount Osceola e Conway, que representam ~80% em área.

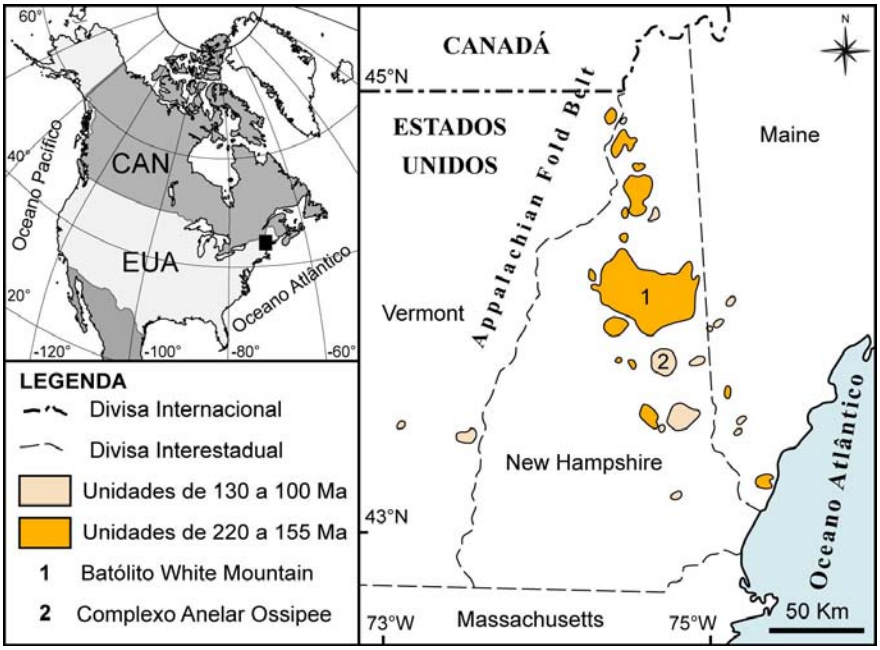


Figura 13 – Mapa de localização da Suíte Magmática White Mountain, destacando o Batólito White Mountain e o Complexo Anelar Ossippe (modificado de Creazy & Eby, 1993).

O granito Mount Osceola é constituído por granitos *hipersolvus* onde domina biotita granito com anfibólio cálcico, que localmente grada para biotita granito com anfibólio cálcio-sódico a sódico, e caráter fracamente peralcalino. O granito Conway consiste de biotita granito *subsolvus* com anfibólio cálcico e caráter aluminoso. Os equivalentes extrusivos estão

vinculados às Vulcânicas Moats e são constituídos por riolitos alcalinos e comenditos, associados a termos piroclásticos.

O segundo período (140 Ma a 110 Ma) ocorre dominantemente como complexos anelares e pequenos corpos intrusivos. Associações bimodais ocorrem freqüentemente e são caracterizadas por gabros, dioritos, sienitos, quartzo sienitos e granitos, de caráter metaluminoso a peraluminoso, com equivalentes vulcânicos.

O Complexo Anelar Ossipee está vinculado ao segundo período de atividade ígnea e é constituído por uma associação bimodal com termos plutônicos e vulcânicos. As rochas vulcânicas são caracterizadas por derrames de basaltos e andesitos. Os litotipos intrusivos possuem caráter alcalino aluminoso, cristalizados sob condições *subsolvus*, sendo constituídos dominantemente por quartzo sienitos, biotita granitos e riolitos porfiríticos hipabissais.

O modelo proposto por Eby (1990) para a Série Magmática White Mountain sugere um ambiente de rifte continental, onde os termos félsicos teriam se originados por diferenciação dos magmas máficos associados, com pouca contaminação de material crustal.

- Suíte Ígnea Topsails, Newfoundland, Canadá

A Suíte Ígnea Topsails caracteriza-se por uma associação vulcano-plutônica bimodal, localizada na ilha de Newfoundland, Canadá (Fig. 14). Esse magmatismo ocorreu durante o Ordoviciano superior e Siluriano inferior (~440 Ma – 425 Ma) e está vinculado aos estágios finais de formação dos arcos magmáticos que constituem a Subzona Notre Dame. A formação desses arcos resultou dos processos colisionais de fechamento do oceano Iapetus no Canadá e conseqüente amalgamação entre Laurência e o Gondwana.

O litotipo mais abundante é um arfvedsonita-ferroedenita granito *hipersolvus*, que intrude uma seqüência vulcânica constituída por basalto, riolito alta sílica e piroclásticas associadas, geneticamente vinculadas a suite. Outros litotipos, como monzonito, sienito, biotita-anfibólio granito e biotita granito *subsolvus* ocorrem freqüentemente, porém representam volumetricamente menos de 5% da suíte (Whalen *et al.* 1996).

A origem atribuída por Whalen *et al.* (1996) para o magmatismo da Suíte Ígnea Topsails sugere um magmatismo pós-orogenético originado por fusão da cunha de manto litosférico devido a processo de *slab breakoff* ou delaminação litosférica. A heterogeneidade identificada nos termos félsicos é atribuída a expressivos processos de

cristalização fracionada, assimilação crustal e mistura de magmas aos quais os magmas máficos a intermediário foram submetidos.

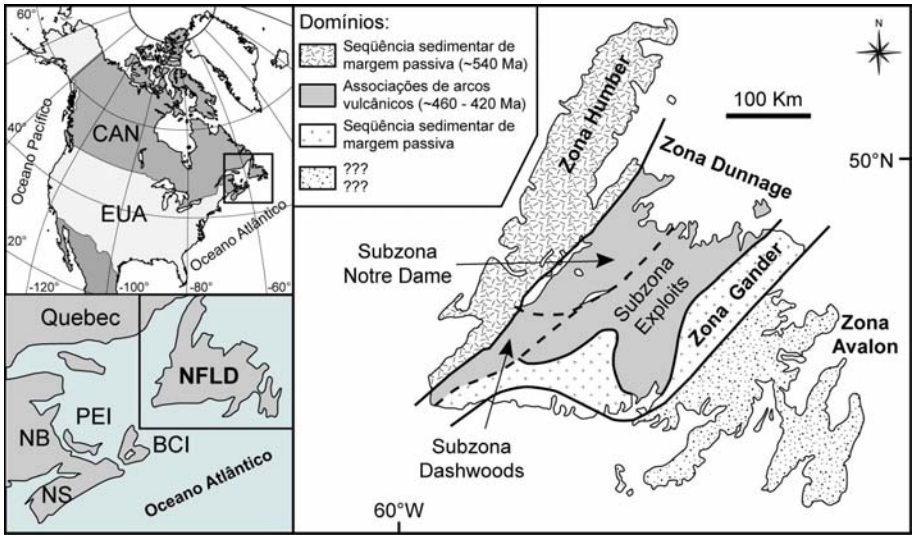


Figura 14 – Mapa de localização da Ilha de Newfoundland, com destaque aos sistemas de arco vulcânicos da Zona Dunnage. NFLD – Newfoundland; PEI – Ilha Príncipe Edward; BCI – Ilha Cape Breton; NB – New Brunswick; NS – Nova Scotia (modificado de Whalen *et al.*, 1996).

- Granitos Rapakivi Finnish, Fenoescandinávia, Finlândia/Rússia

O magmatismo mesoproterozóico dos Granitos Rapakivi, no Escudo Fenoescandinavo, é constituído por diversos corpos intrusivos vinculados aos processos de fragmentação do Supercontinente Laurência-Baltica. Os Granitos Rapakivi Finnish representam as principais ocorrências desse magmatismo e ocorrem intrudindo terrenos orogênicos de idades entre 1,9 Ga e 1,87 Ga. Destacam-se cinco batólitos principais (Wiborg, Laitila, Vehmaa, Aland e Salmi) associados a diversos corpos intrusivos menores (Fig. 15).

As fácies dominantes possuem caráter *subsolvus* metaluminoso a fracamente peraluminoso, constituídas por faialita-biotita-hornblenda granito, biotita-hornblenda granito e biotita granito, subordinadamente associados a microclínio-albita granito com topázio peralcalinos. Monzonitos e sienitos são os termos intermediários mais comuns. A contemporaneidade com ambiente vulcânico é sugerida pela expressiva ocorrência de diques de diabásio toleíticos e riolíticos associados a estruturas regionais circulares. Rämö & Haapala (1995) sugerem que a origem dos Granitos Rapakivi Finnish, e de granitos rapakivi de modo geral, está relacionada a fusão de protólitos crustais intermediários a ácidos por desidratação

de biotita e/ou anfibólio ricos em F. A fusão parcial da crosta está associada a processos de ascensão mantélica de grande escala em ambiente anorogênico.

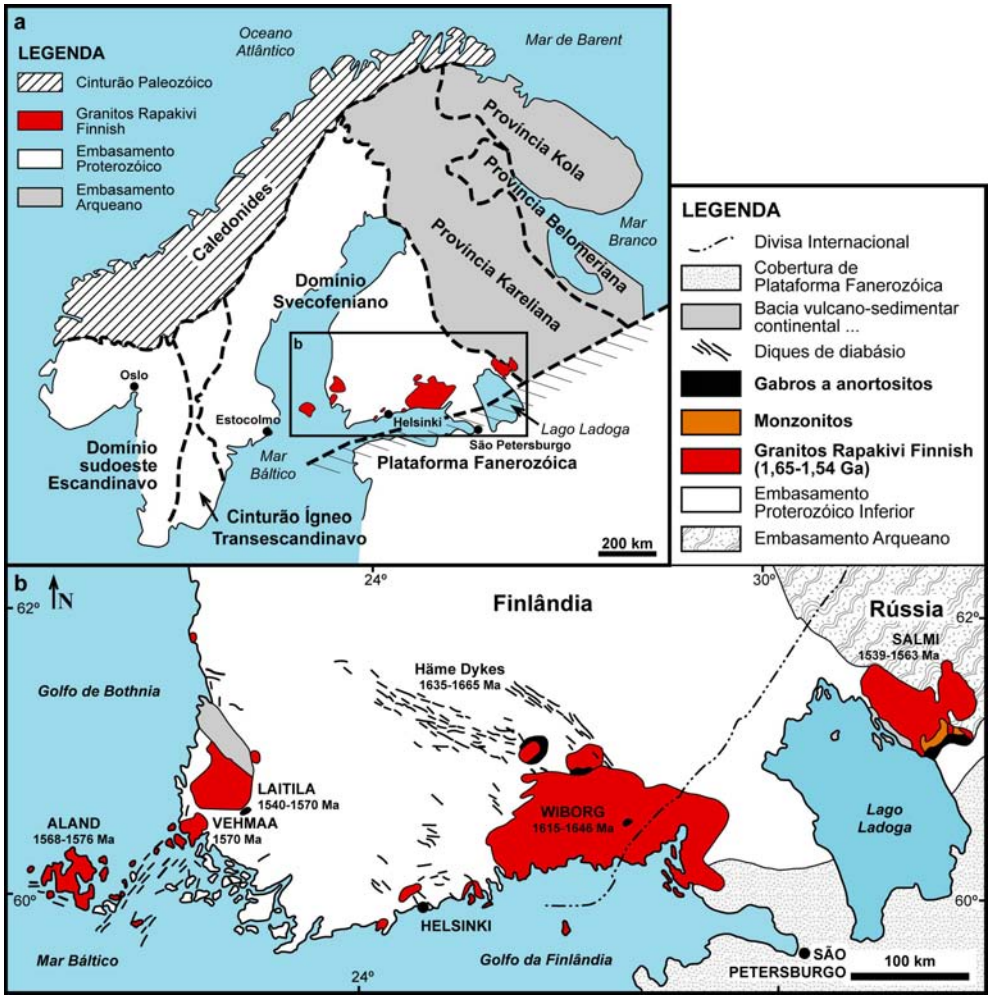


Figura 15 – Mapa de localização dos Granitos Rapakivi Finnish. a) Escudo Fenoescandinávo e principais unidades estruturais (modificado de Rämö *et al.*, 2005 - Eurogranites); b) parte do Domínio Svecofeniano (modificado de Rämö & Haapala, 1995).

- Magmatismo Younger Granites da Nigéria, Níger e Nigéria

A Província Younger Granites da Nigéria possui idades jurássicas e ocorre dominantemente no norte da Nigéria (Fig. 16) com algumas ocorrências no sul de Níger. Os complexos anelares que constituem essa província ocorrem como granitos epizonais e diques anelares, constituídos dominantemente por feldspato alcalino granitos, associados a riolitos e subordinadamente sienitos e gabros (Ogunleye *et al.*, 2005).

Bowden & van Breemen (1972), seguindo as premissas de Jacobson *et al.* (1958), individualizaram dois grupos de rochas graníticas. Um grupo constituído dominantemente por feldspato alcalino arfvedsonita granito de caráter *hipersolvus*, e outro

com mineralogia essencial *subsolvus*, constituído por biotita granito metaluminoso a peraluminoso. Termos vulcânicos e intrusões subvulcânicas ocorrem freqüentemente em diversos desses complexos anelares e possuem composições similares a dos granitóides.

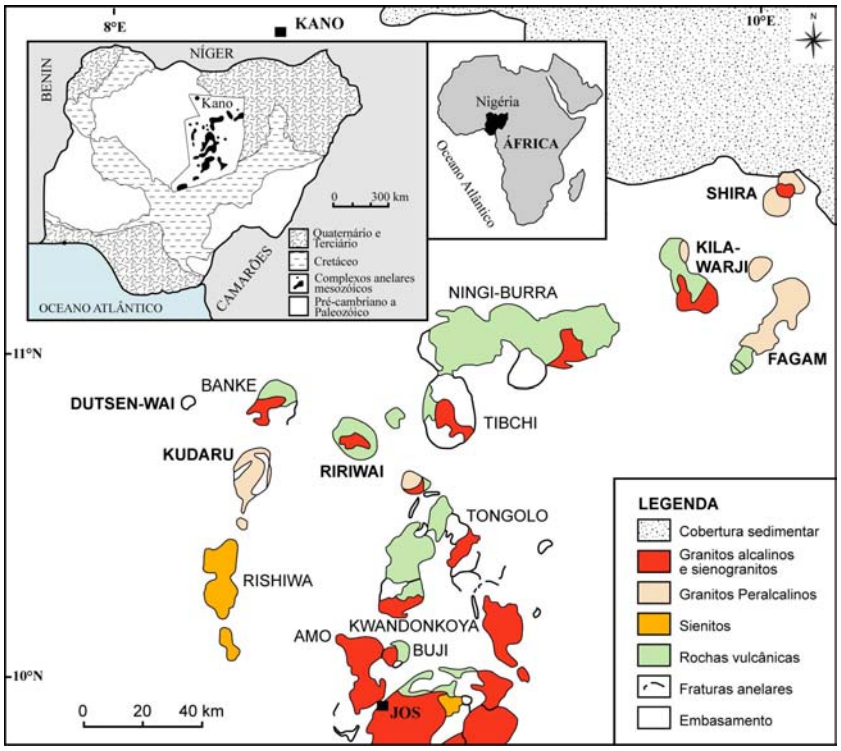


Figura 16 – Mapa de localização dos principais complexos anelares da Província Younger Granites da Nigéria (modificado de Ogunleye *et al.*, 2005).

Bowden & Turner (1974) sugere que a origem do magmatismo da província Younger Granites da Nigéria está relacionada a diferentes graus de fusão crustal, a partir de um protólito de composição compatível a quartzo-faialita monzonitos. Os líquidos peralcalinos são interpretados como resultantes de baixos graus de fusão, enquanto os termos aluminosos estão relacionados a graus de fusão elevados. Segundo Black (1969), um alto fluxo de calor associado à pluma mantélica foi o processo responsável pelo fornecimento de calor para essas fusões. O período de geração dos Younger Granites da Nigéria é coincidente com o ambiente anorogênico que antecede o início da fragmentação do Gondwana no oeste da África.

- Magmatismo tipo-A na Córsica, França

Na ilha da Córsica, sul da França, ocorrem diversos complexos anelares vulcano-plutônicos de afinidade alcalina e idades Permo-Triássicas entre 280 Ma e 235 Ma (Bonin, 2004). Esses complexos são constituídos dominantemente por granitos, quartzo monzonitos, quartzo sienitos, dioritos e gabros.

Bonin *et al.* (1978) destaca que os produtos magmáticos dos complexos da Córsica definem dois *trends*: um aluminoso, com biotita granitos constituindo os termos mais diferenciados; e outro com granitóides peralcalinos. Os complexos Evisa e Tana-Peloso, ocorrem no noroeste e sul da ilha da Córsica, respectivamente (Fig. 17), e exemplificam os dois *trends* observados.

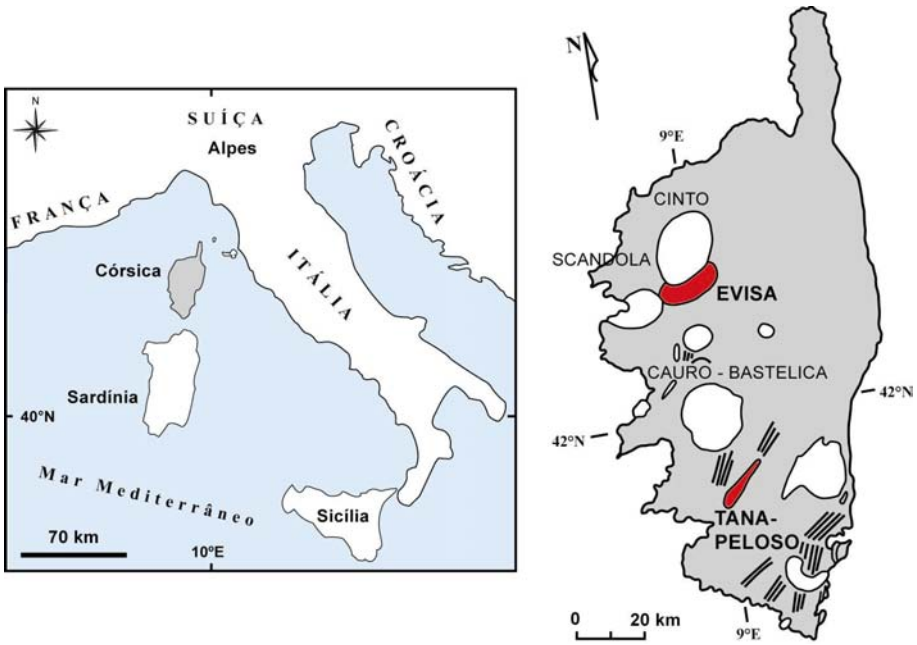


Figura 17 – Mapa de localização da ilha da Córsica, com destaque aos complexos anelares, principalmente os complexos Evisa e Tana-Peloso (modificado de Bonin *et al.*, 1978 e Bonin, 2004).

O complexo Evisa ocorre como um maciço elíptico onde dominam duas fácies peralcalinas, ambas *hipersolvus* e constituídas por riebequita granitos e riebequita-aegerina granitos albíticos. A origem do magmatismo do complexo Evisa é interpretada por Bonin *et al.* (1978) como vinculado a expressivo fracionamento mineral a partir de magma mantélico, posicionados em ambientes pós-orogênicos (Bonin, 2004).

O complexo Tana-Peloso é constituído por um granito aluminoso *subsolvus*, associado temporalmente e espacialmente a complexos máficos acamadados e a uma intrusão monzonítica (Poitrasson *et al.*, 1994). A origem do granito aluminoso do complexo Tana-

Peloso, conforme sugerida por Poitrasson *et al.* (1994), está relacionada à cristalização fracionada do magma monzonítico associado, sendo que ambos os magmas félsicos foram gerados por fusão parcial dos cumulados máficos.

Os complexos Evisa e Tana-Peloso foram interpretados como anorogênicos por Bonin *et al.* (1978) e Poitrasson *et al.* (1994, 1998). Posteriormente, Bonin (2004) interpreta essas ocorrências, bem como os demais complexos alcalinos da Córsica, como típicos de ambientes pós-orogênicos intraplaca, e sugere uma origem relacionada a cristalização fracionada de magmas mantélicos com participação crustal.

Características litoquímicas do Magmatismo tipo-A comparadas às do Grupo Iricoumé

Os magmas tipo-A caracterizam-se por possuírem limitadas variações geoquímicas dentre as quais destacam-se os altos conteúdos de SiO_2, FeO^t, álcalis, Rb, Ga, Zr, Hf, Th, U e ETR (exceto Eu), baixos conteúdos de Al_2O_3, CaO, MgO, P_2O_5 e Sr (Loiselle & Wones, 1979; Collins *et al.*, 1982; White & Chappell, 1983) e altas razões Rb/Sr, K/Rb, Ga/Al, Y/Sc, Fe_2O_3/MgO, K_2O/MgO e K_2O+Na_2O/CaO (Whalen *et al.*, 1987; Eby, 1990, Rämö & Haapala, 1995).

O Grupo Iricoumé na região de Pitinga é constituído dominantemente por rochas efusivas e hipabissais riolíticas a traquíticas, cristalizadas sob condições *subsolvus* e associadas a considerável volume de ignimbritos félsicos soldados, com mineralogia félsica compatível com as efusivas e hipabissais. Localmente ocorrem depósitos de queda co-ignimbríticos quartzo-feldspáticos e de *surge*, além de raros termos máficos aflorantes.

As rochas efusivas e hipabissais apresentam características litoquímicas (Tabela 2) similares as ignimbríticas e caracterizam-se por conteúdos de sílica entre 64% e 75%, altos conteúdos de álcalis, com razões $K_2O/Na_2O>1$ e caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso (aluminoso). Possuem teores relativamente elevados de Rb, Zr, Hf, Ga, Y e ETR, com baixos conteúdos de CaO, TiO_2, P_2O_5, Sr, Ba e Eu. As razões Ga/Al e os conteúdos de HFSE permitem classificá-las como do tipo-A e a razão Y/Nb é compatível com aquelas atribuídas por Eby (1992) para magmas do tipo-A_2 (Fig. 18a,b,c).

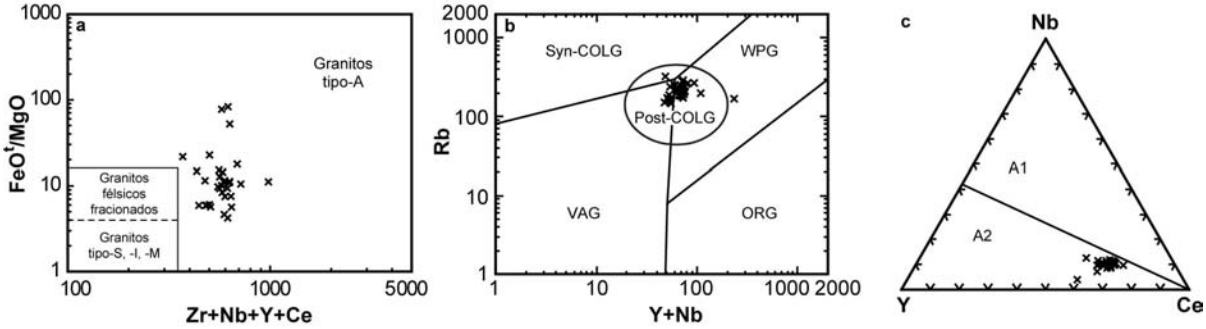


Figura 18 – Diagramas classificatórios de magmas tipo-A para as rochas efusivas e hipabissais do Grupo Iricoumé na região do Distrito Mineiro de Pitinga, AM (dados compilados de Ferron *et al.*, 2006b). a) Diagrama Ga/Al de Whalen *et al.* (1987). b) Diagrama Rb/Y+Nb de Pearce *et al.* (1984) com campo de granitos pós-colisionais de Pearce (1996). Abreviações: Syn-COLG – granitos sin-colisionais, WPG – granitos intraplaca; VAG – granitos de arco vulcânico; ORG – granitos de cadeia meso-oceânica; Post-COLG – granitos pós-colisionais. c) Diagrama A_1xA_2 de Eby (1992).

Os conteúdos de elementos traços normalizados pelo padrão condrítico de Thompson (1982) mostram expressivas anomalias negativas de Nb, Ta, Sr e Ti, com variáveis conteúdos de P e Ba (Fig. 19a). Quando normalizados pelo padrão empírico de granitos de cordilheira meso-oceânica (Fig. 19b), os valores de Ba e Sr constituem desde fortes anomalias negativas nos termos mais diferenciados e anomalias pouco expressivas nos demais. Os conteúdos de Nb e Ta, no entanto, mantém o padrão observado na figura 19a. Os elementos terras raras normalizados segundo o padrão condrítico de Haskin *et al.* (1968), mostram enriquecimento em ETRL em relação a ETRP, com padrão horizontalizado de ETRP e conteúdos variáveis de Eu, caracterizado por pronunciada anomalia negativa nos termos mais diferenciados (Fig. 19c).

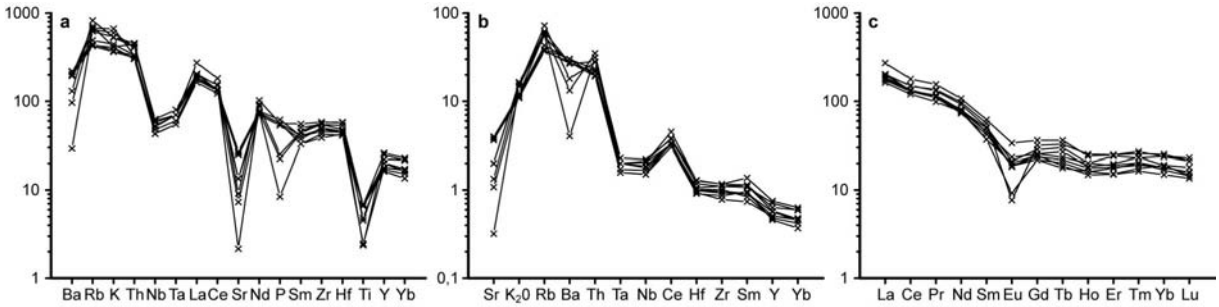


Figura 19 – Diagramas multi-elementares para amostras representativas das rochas efusivas e hipabissais do Grupo Iricoumé na região do Distrito Mineiro de Pitinga, AM. a) normalizados segundo o condrito de Thompson (1982); b) normalizados segundo o padrão de Ocean Ridge Granites (ORG) de Pearce *et al.* (1984); c) normalizados segundo o condrito de Haskin *et al.* (1968).

As suítes Gabo, Mumbula, Chaelundi e Padthaway (Austrália), a Série Magmática White Mountain, os Granitos Rapakivi Finnish e os granitóides do Complexo Tana-Peloso, caracterizam-se por apresentarem índices agpaíticos (IA) invariavelmente

menores que a unidade e similares aos observados no Grupo Iricoumé. Os altos conteúdos de álcalis (invariavelmente maiores que 8,0%) e os altos valores médios de $FeO^t/(FeO^t+MgO)$ são característicos de magmatismo relacionado a séries alcalinas. As amostras representativas do Vulcanismo Terciário Anorogênico da Austrália, do Magmatismo Younger Granites da Nigéria, e dos complexos Topsails e Evisa, possuem índices agpaíticos compatíveis com litotipos peralcalinos. Os valores de K_2O/Na_2O são maiores que a unidade nas ocorrências sem minerais máficos alcalinos. Exceções feitas para o Complexo Chaelundi, onde esses menores valores ocorrem em rochas menos diferenciadas, e para a Suíte Magmática White Mountain, onde observa-se mineralogia alcalina e razão K_2O/Na_2O igual ou maior que a unidade.

No diagrama de Whalen *et al.* (1987) a maioria das amostras concentra-se no campo dos granitos tipo-A (Figs. 20a,d,g,j). Algumas amostras do Complexo Evisa, por serem mais diferenciadas, plotam no campo dos granitos félsicos fracionados. No entanto, as amostras pouco diferenciadas da Suíte Padthaway e do Complexo Chaelundi que plotam no campo dos granitos félsicos fracionados e o baixo conteúdo em Zr+Nb+Y+Ce pode estar refletindo uma característica composicional das unidades.

No diagrama de Pearce *et al.* (1984) algumas amostras ocupam o campo exclusivamente dos granitos intraplaca e outras, a porção do diagrama ocupada por granitos pós-colisionais e intraplaca (Figs. 20b,e,h,l). Algumas amostras dos complexos Chaelundi e Tana-Peloso ocupam o campo dos granitos pós-colisionais e de arco vulcânico, o que pode estar indicando uma fonte relativamente mais próxima daquelas relacionadas a arcos vulcânicos, ou refletindo variações composicionais decorrentes da diferenciação.

No diagrama de Eby (1992) o campo A_1 é ocupado pelas amostras do vulcanismo terciário anorogênico do leste da Austrália, da Série Magmática White Mountain e dos granitos da Província Younger Granites da Nigéria (Figs. 20c,f,i). Eby (1992, 2006) sugere uma origem relacionada à diferenciação de magma basáltico, com variável interação crustal, derivado de fontes similares àquelas de basaltos de ilhas oceânicas (OIB). As amostras proterozóicas e paleozóicas da Austrália, abordadas nesse trabalho (suítes Gabo e Padthaway e Complexo Chaelundi), da Suíte Ígnea Topsails, dos Granitos Rapakivi Finnish e dos Complexos Alcalinos da Córsica, ocupam o campo A_2. Nesse caso, Eby (1992, 2006) sugere uma origem relacionada à diferenciação de toleítos com variáveis graus de interação crustal, ou por fusão parcial de fontes crustais anteriormente submetidas a um episódio de fusão.

Para fins de comparação, nos diagramas multi-elementares (Figs. 21, 22, 23 e 24) foram utilizadas amostras dentro do mesmo intervalo de sílica identificado nos vulcanitos do Grupo Iricoumé (entre 64% e 75%). De modo geral, as ocorrências abordadas apresentam significativa semelhança com o magmatismo do Grupo Iricoumé. Algumas das unidades com tendência peralcalina (IA>1 ou mineralogia varietal alcalina) possuem mais pronunciadas anomalias negativas de Sr, Ba e Eu. Essa característica pode estar relacionada a intensos graus de fracionamento mineral, especialmente de feldspatos. Os conteúdos relativamente mais elevados de Zr em alguns dos exemplos com tendência peralcalina são sugestivos de cristalização tardia de zircão ocasionada pelo excesso de álcalis em relação à alumina (Whalen *et al.*, 1987). Em alguns dos exemplos as anomalias negativas de Nb e Ta, bem marcadas no magmatismo do Grupo Iricoumé, não são observadas. Essa característica pôde ser observada no vulcanismo anorogênico do leste australiano, na Série Magmática White Mountain, nos granitos da Província Younger Granites da Nigéria e em algumas amostras dos Complexos Alcalinos da Córsica, e sugere uma fonte não afetada por subducção. Essa afirmativa é coerente com a interpretação dos autores que indicam uma origem relacionada a ambiente anorogênico para os exemplos estudados, exceto para o magmatismo alcalino da Córsica.

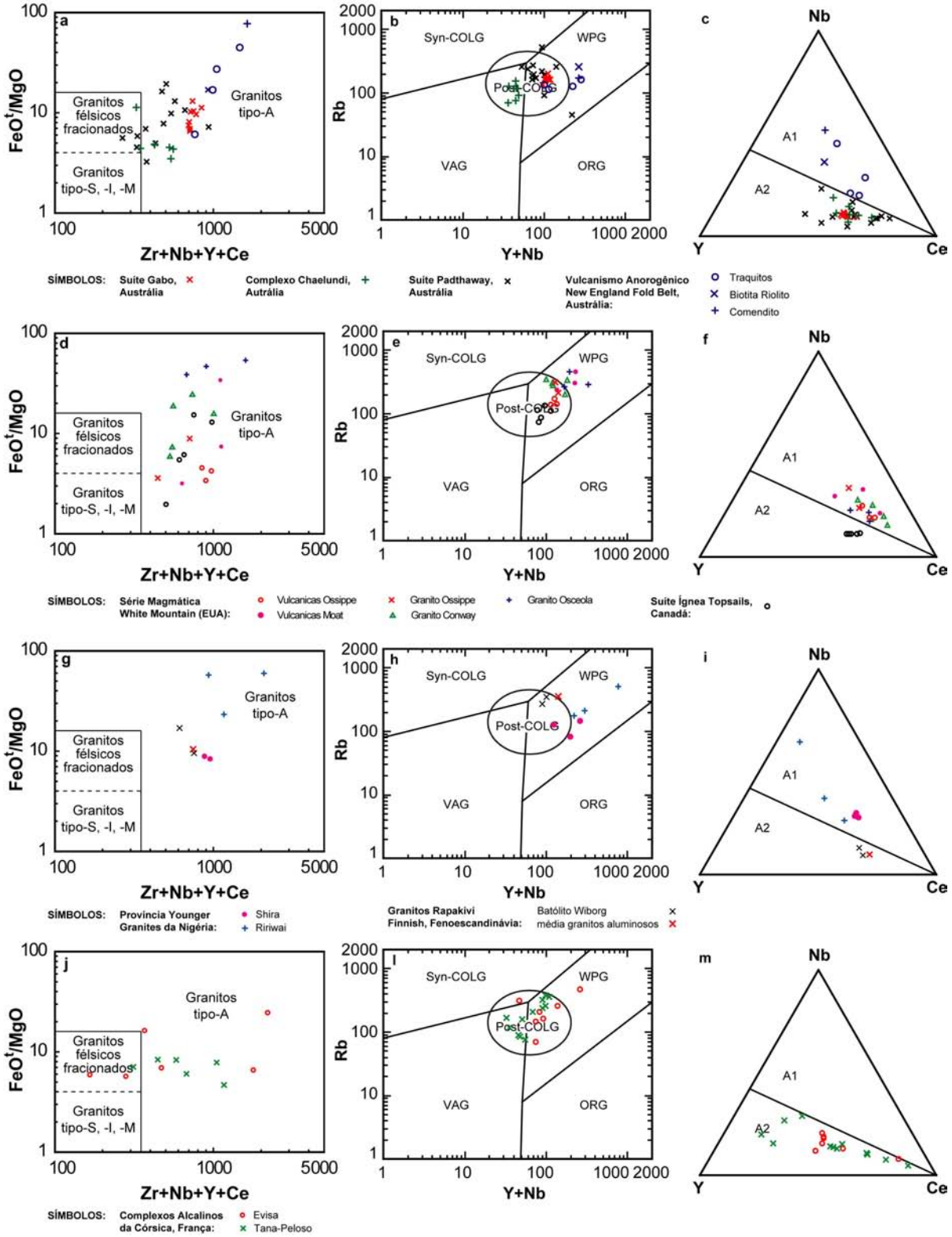


Figura 20 – Diagramas classificatórios de magmas tipo-A para os exemplos compilados e comparados com o Grupo Iricoumé, em um mesmo intervalo de sílica. a,d,g,j) Diagrama Ga/Al de Whalen *et al.* (1987). b,e,h,l) Diagrama Rb/Y+Nb de Pearce *et al.* (1984) com campo de granitos pós-colisionais de Pearce (1996). Abreviações: Syn-COLG – granitos sin-colisionais, WPG – granitos intraplaca; VAG – granitos de arco vulcânico; ORG – granitos de cadeia meso-oceânica; Post-COLG – granitos pós-colisionais. c,f,i,m) Diagrama A_1xA_2 de Eby (1992).

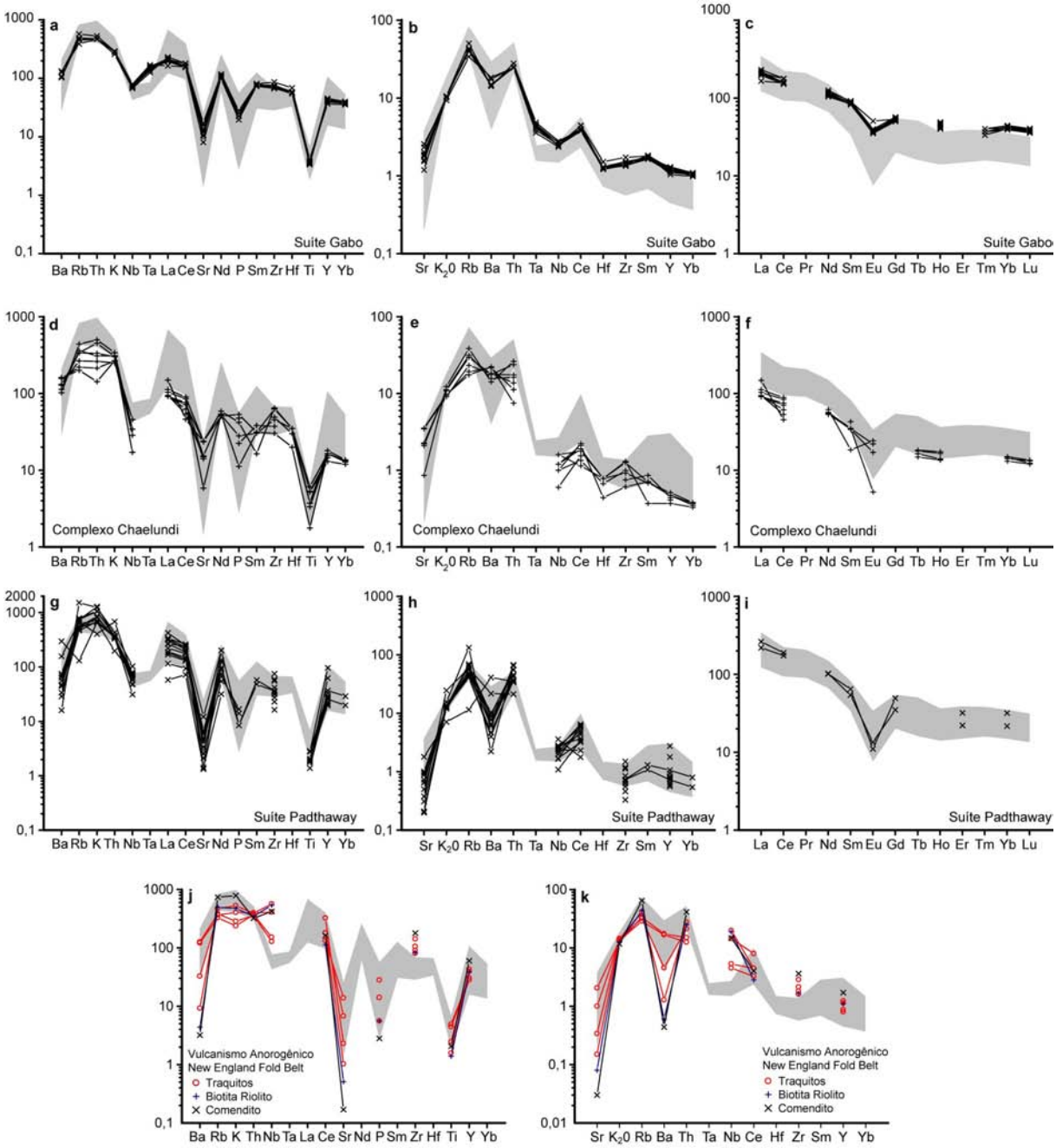


Figura 21 – Diagramas multi-elementares para amostras representativas do magmatismo tipo-A na Austrália, comparadas com as rochas efusivas e hipabissais do Grupo Iricoumé - Pitinga, em um mesmo intervalo de sílica. a,d,g,j) normalizados segundo o condrito de Thompson (1982); b,e,h,k) normalizados segundo o padrão de Ocean Ridge Granites (ORG) de Pearce *et al.* (1984); c,f,i) normalizados segundo o condrito de Haskin *et al.* (1968).

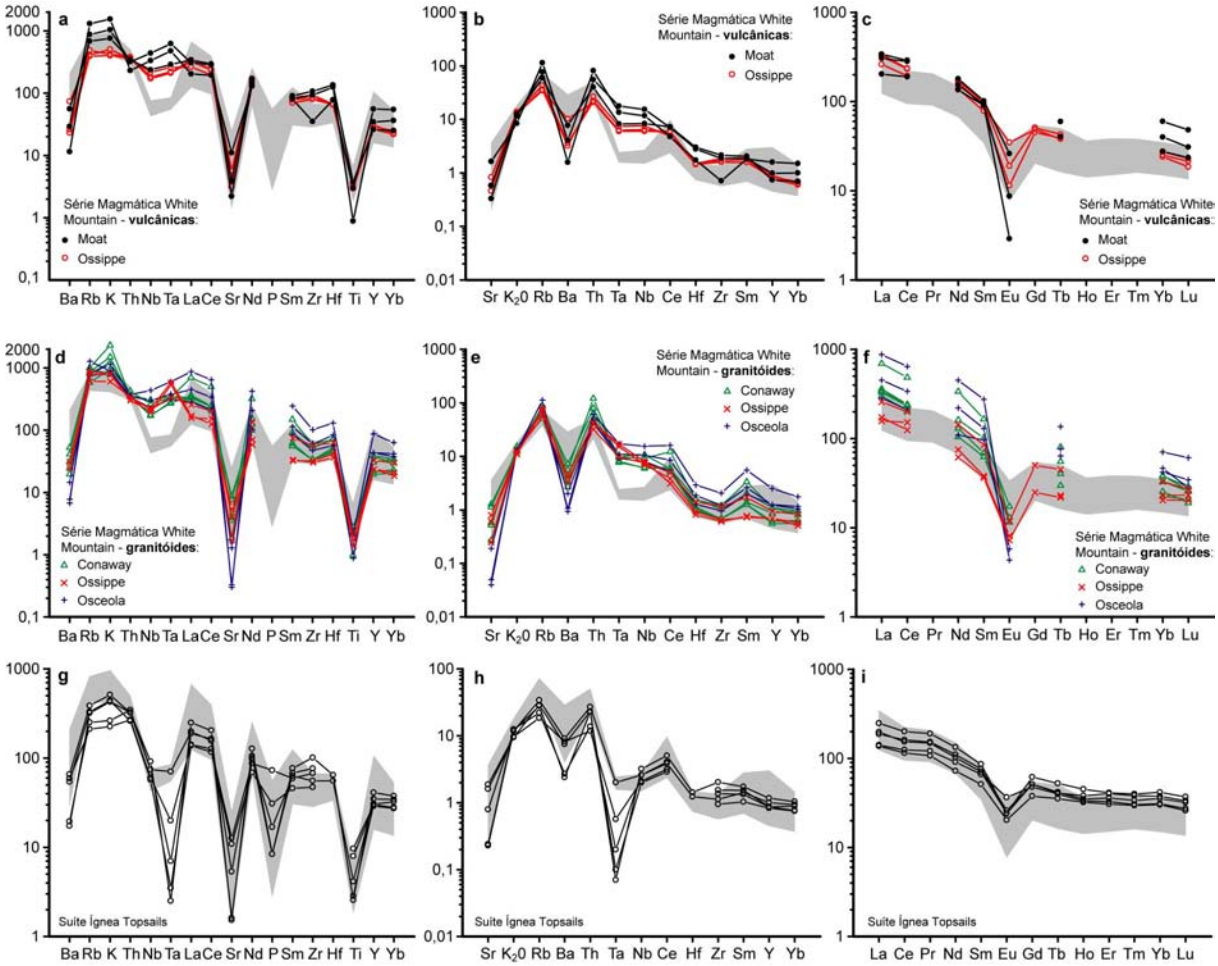


Figura 22 – Diagramas multi-elementares para amostras representativas da Série Magmática White Mountain – Estados Unidos, e da Suíte Ígnea Topsails, comparadas com as rochas efusivas e hipabissais do Grupo Iricoumé - Pitinga, em um mesmo intervalo de sílica. a,d,g) normalizados segundo o condrito de Thompson (1982); b,e,h) normalizados segundo o padrão de Ocean Ridge Granites (ORG) de Pearce *et al.* (1984); c,f,i) normalizados segundo o condrito de Haskin *et al.* (1968).

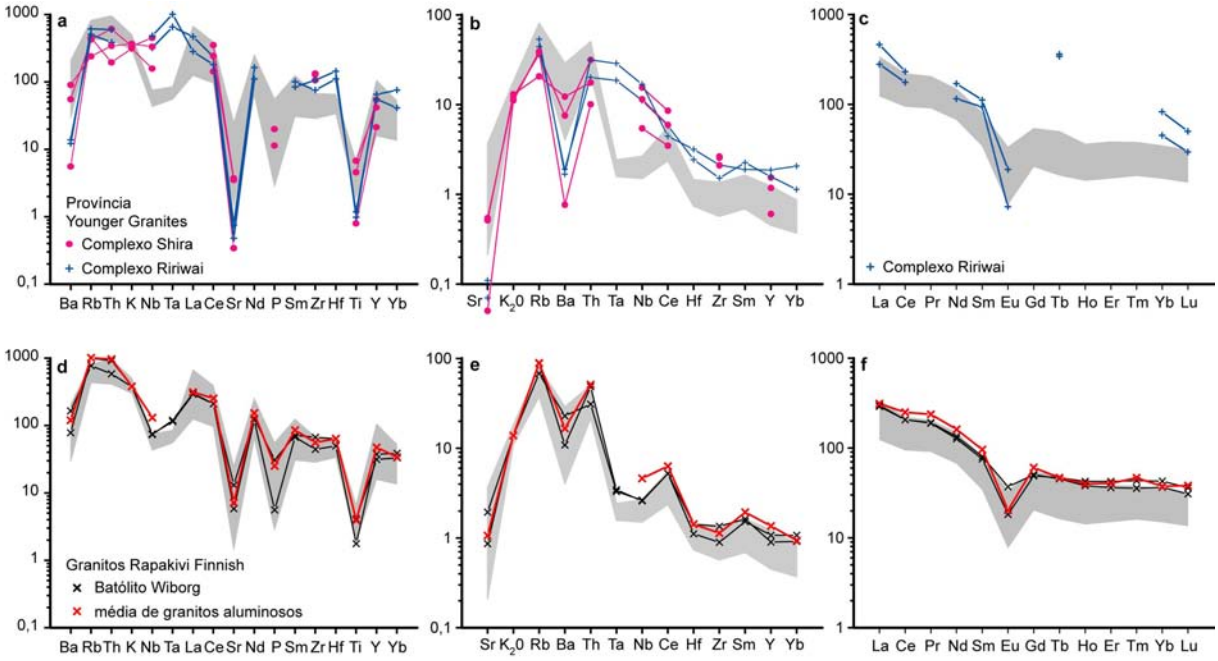


Figura 23 – Diagramas multi-elementares para amostras representativas do magmatismo da Província Younger Granites – Nigéria, e dos Granitos Rapakivi Finnish - Fenoscandinávia, comparadas com as rochas efusivas e hipabissais do Grupo Iricoumé - Pitinga, em um mesmo intervalo de sílica. a,d) normalizados segundo o condrito de Thompson (1982); b,e) normalizados segundo o padrão de Ocean Ridge Granites (ORG) de Pearce *et al.* (1984); c,f) normalizados segundo o condrito de Haskin *et al.* (1968).

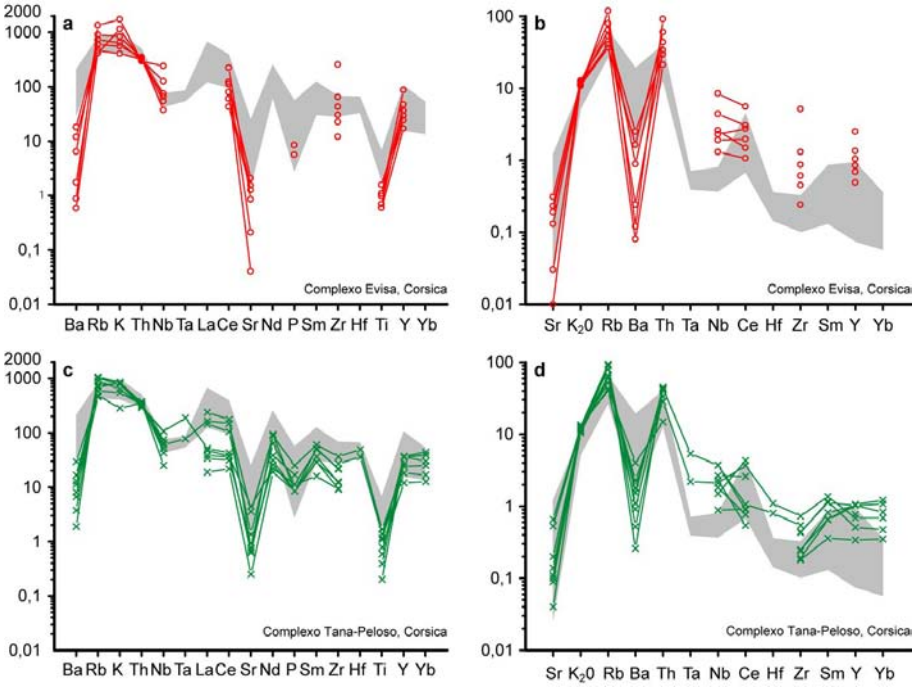


Figura 24 – Diagramas multi-elementares para amostras representativas do magmatismo dos complexos Evisa e Tana-Peloso - Córsica, comparadas com as rochas efusivas e hipabissais do Grupo Iricoumé - Pitinga, em um mesmo intervalo de sílica. a,d,f) normalizados segundo o condrito de Thompson (1982); b,e,g) normalizados segundo o padrão de Ocean Ridge Granites (ORG) de Pearce *et al.* (1984); c) normalizados segundo o condrito de Haskin *et al.* (1968).

Discussões

O magmatismo tipo-A possui tendência geoquímica alcalina, podendo conter variáveis conteúdos de H_2O e ocorrer em ambientes geotectônicos não compressionais pós-orogênicos, pós-colisional e anorogênicos. A afinidade alcalina pode ser expressa pela associação, em alguns casos, com rochas félsicas portadoras de minerais máficos alcalinos (termos peralcalinos). Os valores de IA, os altos conteúdos de álcalis e as razões $FeO^t/(FeO^t+MgO)$, freqüentemente acima de 0,9, também corroboram com a natureza alcalina desse magmatismo.

A condição inicialmente anidra, com supersaturação em voláteis apenas em estágios finais de cristalização, é sugerida por alguns autores (Loiselle & Wones, 1979, Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987). No entanto, trabalhos experimentais (Clemens *et al.*, 1986; Dall'Agnol *et al.*, 1999b; Holtz *et al.*, 2001; Klimm *et al.*, 2003) indicam significativos conteúdos de água (>2 a 6,5% em peso) em granitóides tipo-A (Dall'Agnol *et al.*, 2005).

Enquanto o regime tectônico não compressional de formação de magmas tipo-A, seja pós-orogênico, pós-colisional ou anorogênico, é uma questão de relativo consenso, os modelos petrogenéticos ainda são um assunto controverso. Os principais modelos relacionados com ambientes pós-orogênicos ou pós-colisionais (delaminação litosférica e *slab break-off*) ou anorogênico (ascensão astenosférica relacionada a plumas mantélicas), sugerem participação de fontes crustais e mantélicas (litosférica ou astenosférica) na geração de magmas tipo-A. Sylvester (1989) reconhece que o magmatismo alcalino tipo-A em ambientes anorogênico e pós-colisional são similares e assume que não é possível distinguir plenamente o ambiente geotectônico de magmatismo tipo-A apenas com base em dados litoquímicos. Pearce *et al.* (1984) salienta que as características litoquímicas devem estar relacionadas preferencialmente à fonte magmática e não exclusivamente ao ambiente tectônico. Para uma tentativa adequada de determinação do ambiente de posicionamento do magmatismo tipo-A devem ser consideradas informações quanto à geologia local e períodos de formação e duração de eventos orogenéticos regionais.

A ausência de rochas intermediárias é freqüentemente utilizada como argumento contrário ao modelo de fracionamento de magmas básicos (Collins *et al.*, 1982; Clemens *et al.*, 1986; Whalen *et al.*, 1987). No entanto, essa bimodalidade pode ser uma conseqüência normal e direta de processos de fracionamento associado à convecção em

câmaras magmáticas (Rice, 1981; Baker & McBirney, 1985; McBirney *et al.*, 1985) e não deve ser utilizada como argumento para uma origem crustal (Bonin, 1998).

A origem das altas temperaturas requeridas para anatexia (>830-900°C, Clemens *et al.*, 1986) também vem sendo um assunto de amplo questionamento para os modelos de fusão crustal. Os processos de ascensão astenosférica, sejam aqueles relacionados a *mantle upwelling*, delaminação litosférica ou *slab breakoff*, fornecem argumentos suficientes para sustentar as hipóteses de fusão de protólitos crustais. Segundo Whalen *et al.* (1996), a complexidade dos processos recorrentes em câmaras magmáticas e durante a geração de magmas com afinidade tipo-A, é a razão pela qual a origem petrogenética desse tipo de magmatismo permanece controversa.

Os modelos petrogenéticos genéricos não se enquadram adequadamente a maioria das ocorrências conhecidas. Com isso, de modo semelhante ao que ocorre em relação ao posicionamento geotectônico das suítes, para cada evento magmático se faz necessária a elaboração de um modelo petrogenético exclusivo.

5 – MATERIAIS E MÉTODOS

A execução deste trabalho envolveu o levantamento bibliográfico, amostragem dos vulcanitos do Grupo Iricoumé e rochas hipabissais da Formação Quarenta Ilhas, preparação de amostras representativas para estudos petrográficos e análises químicas. As etapas de trabalho podem ser individualizadas em:

Levantamento bibliográfico

Revisão bibliográfica sobre assuntos pertinentes ao tema da tese, como trabalhos de mapeamento regional executados na área de estudo e em áreas adjacentes ou inseridas em contexto geológico similar, bem como artigos científicos, monografias e resumos publicados em eventos. Revisão dos principais conceitos e classificações de rochas e minerais relacionados com as unidades em estudo. Compilação de dados de campo, petrográficos e geoquímicos de relatórios internos disponibilizados pela empresa mineradora.

Trabalho de Campo

Descrição de afloramentos e coleta de aproximadamente 200 amostras de rochas representativas das unidades investigados, segundo caminhamentos preferencialmente transversais às estruturas. O planejamento do trabalho de campo foi baseado principalmente em mapas geológicos e imagens de satélite disponibilizadas pela empresa mineradora e adquiridas pelos projetos FINEP/DNPM/ADIMB e CNPq/CT-MINERAL. Os pontos amostrados estão discriminados na tabela 1 (Anexo I) e representados na figura 1 (Anexo II).

Petrografia

As análises petrográficas foram baseadas em amostras de mão e em lâminas delgadas de ~30µm de espessura. Foram confeccionadas, junto ao Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 69 lâminas delgadas para descrição sob luz transmitida polarizada e refletida. As descrições petrográficas fundamentaram a seleção de amostras paras as análises litoquímicas e de química mineral.

Litoquímica

A preparação de 43 amostras de rocha (36 do Grupo Iricoumé e 12 da Formação Quarenta Ilhas) para análise química de rocha total envolveu inicialmente a retirada de superfícies de alteração e posterior cominuição mecânica, até tamanho inferior a 200 mesh. A preparação das amostras foi executada nas dependências do Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFRGS.

As análises litoquímicas foram obtidas em laboratório comercial, seguindo metodologias relacionadas a ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma – Optical Emission Spectrometry*) para elementos maiores e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) para elementos menores, traços. Os Elementos do Grupo da Platina e o Au, foram analisados por ICP-MS *Fire Assay*. O flúor foi analisado segundo a técnica ISE (*Ion Sensitive Electrode*). O conjunto completo dos dados litoquímicos do Grupo Iricoumé e da Formação Quarenta Ilhas, são apresentados nas tabelas 1 e 2 do Anexo III.

Química Mineral – Microssonda Eletrônica

A preparação das amostras para o estudo de química mineral de elementos maiores envolveu a confecção de lâminas delgadas com 1” de diâmetro e espessura de ~50µm. As lâminas delgadas foram confeccionadas no laboratório de química mineral da LMU (*Ludwig-Maximilian-Universität München*).

A análise de elementos maiores em fases félsicas (plagioclásio e feldspato alcalino), máficas (olivina, anfibólios e piroxênios) e minerais opacos (ilmenita e magnetita) foi executada em 8 amostras representativas (2 do Grupo Iricoumé e 6 da Formação Quarenta Ilhas). Para obtenção dos dados foi utilizada a microssonda eletrônica do laboratório de química mineral da LMU (*Ludwig-Maximilian-Universität München*) sob a supervisão da Prof. Dr. Cristina P. de Campos. O modelo utilizado foi a CAMECA SX-100, equipada com cinco espectrômetros, contendo ao todo nove cristais dos tipos TAP, LIF, LLIF, PET, LPET e três pseudocristais (PC1, PC2, PC3).

As condições analíticas para feldspatos e piroxênios consistiram de corrente elétrica de 40nA com aceleração de voltagem de 15kv e feixe elétrico de 1µm. Para os anfibólios o feixe foi aumentado para 10µm. Os óxidos de Fe-Ti foram analisados sob corrente elétrica de 40nA, aceleração de voltagem de 20kv e feixe elétrico de 1µm. Para cada elemento foi utilizado os seguintes cristais, raias de raios-X e padrões analíticos: Si- TAP, Kα,

wollastonita; Ti- PET, Kα, ilmenita; Al- TAP, Kα, albita; Fe- LIF, Kα, Fe2O3; Mn- LIF, Kα, ilmenita; Mg- TAP, Kα, periclásio; Ca- PET, Kα, wollastonita; Na- TAP, Kα, albita; K- PET, Kα, ortoclásio; Cr- LIF, Kα, Cr2O3; F- PC1, Kα, LiF; Cl- PET, Kα, vanadinita. O procedimento analítico consistiu basicamente de três etapas: estabelecimento das rotinas analíticas para cada mineral; calibração dos elementos químicos a serem analisados e obtenção dos conteúdos dos elementos nos minerais em estudo.

As rotinas analíticas foram estabelecidas segundo os elementos de maior abundância contidos em cada mineral, definidos através da obtenção de espectros por dispersão de energia (EDS). A sequência de análise definidas pelas rotinas priorizou a obtenção dos conteúdos dos elementos mais móveis ao feixe elétrico, como F, Cl e Na.

A calibração de cada elemento químico foi executada medindo-se os padrões analíticos e comparando o conteúdo medido com o conteúdo conhecido de cada espécie. A calibração foi considerada satisfatória quando a razão I_x/I_{std} (I_x: conteúdo medido no padrão; I_{std}: conteúdo calculado para o padrão) variou entre 0,98 e 1,02.

As possíveis variações composicionais de cada mineral foram verificadas através da obtenção de imagens por elétrons retro-espalhados (BSI). Dessa forma, buscou-se analisar as variações representativas de cada mineral através da escolha de pontos aleatórios de análise e da execução de perfis químicos ao longo dos cristais. Os resultados foram expressos na forma de óxidos. A classificação e o cálculo das fórmulas estruturais para cada mineral estão especificados juntamente com a apresentação dos resultados. Nas tabelas 3 e 4 do Anexo III constam os conjuntos completos dos dados de química mineral do Grupo Iricoumé e da Formação Quarenta Ilhas, respectivamente.

Química Mineral – ICP-MS *Laser Ablation*

A preparação das amostras para analise de elementos tração em zircão envolveu a cominuição das amostras até tamanho aproximado de 100 mesh, seleção manual de cristais representativos e confecção de pastilhas de epóxi com 1” de diâmetro. Os grãos de zircão foram disposto próximos a superfície da pastilha, que posteriormente recebeu polimento até a exposição dos mesmo. A etapa de preparação de amostras foi executada por Msc. Leondres Oliveira.

Os elementos traços em zircão foram analisados em 30 cristais extraídos de uma amostra de riolito e 22 cristais de uma amostra de ignimbrito. As análises por ICP-MS *Laser Ablation* foram executadas pelo Prof. Dr. Lauro V. S. Nardi, junto a Kingston

University, UK, sob a supervisão da Dr. Kym Jarvis e Dr. Kathryn Lange. Os procedimentos analíticos consistiram de um laser do tipo CETAC LSX100 Nd:YAG de 266 nm. A frequência do feixe foi de 10 Hz com energia de 200 µJ. O padrão analítico interno utilizado foi 90Zr com obtenção de calibração externa utilizando NIST 610 glass. O tempo de análise para cada ponto foi de 6s. Cada ponto de análise foi replicado 3 vezes. Os resultados foram expressos em ppm. Na tabela 5 do Anexo III consta o conjunto completo dos dados de elementos traço em zircões do Grupo Iricoumé.

Elaboração da Tese

A etapa de elaboração da tese envolveu o processamento, a interpretação e a discussão dos resultados de todas as etapas anteriores. O desenvolvimento da tese envolveu a publicação parcial dos resultados, principalmente na forma de resumos submetidos a eventos científicos. Além disso, o desenvolvimento do projeto CT-MINERAL propiciou a participação em trabalhos científicos relacionados ao tema da tese. Os trabalhos publicados no período de elaboração da tese, com participação do autor, são apresentados no Anexo IV. A apresentação dos resultados é na forma de artigos científicos submetidos a revistas indexadas.

6 – ARTIGO I – submetido aos Anais da Academia Brasileira de Ciências

Paleoproterozoic (~1.88Ga) felsic volcanism of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area, Amazonian Craton, Brazil: insights in ancient volcanic processes from field and petrologic data

Ronaldo Pierosan

Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGGeo), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) - Av. Bento Gonçalves, 9500. 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil. e-mail: ronaldo.pierosan@ufrgs.br

Evandro Fernandes de Lima

Centro de Pesquisas em Geoquímica (CPGq), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) - Av. Bento Gonçalves, 9500. Cx. Postal 15001, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil. e-mail: evandro.lima@ufrgs.br

Lauro Valentin Stoll Nardi

Centro de Pesquisas em Geoquímica (CPGq), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) - Av. Bento Gonçalves, 9500. Cx. Postal 15001, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil. e-mail: lauro.nardi@ufrgs.br

Cristina P. de Campos

Department für Geo- und Umweltwissenschaften – Ludwig-Maximilians-Universität München (LMU). Theresienstrasse, 41. 80333, München, Deutschland. e-mail: campos@min.uni-muenchen.de

Artur Cesar Bastos Neto

Centro de Pesquisas em Geoquímica (CPGq), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) - Av. Bento Gonçalves, 9500. Cx. Postal 15001, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil. e-mail: artur.bastos@ufrgs.br

José Maximino Tadeu Miras Ferron

Mineração Taboca S.A. – Grupo Paranapanema, Presidente Figueiredo, Vila Pitinga, AM, Brasil. 69735-000. e-mail: jmaxferron@bol.com.br

Mauricio Prado

Mineração Taboca S.A. – Grupo Paranapanema, Presidente Figueiredo, Vila Pitinga, AM, Brasil. 69735-000. e-mail: mauricio_geo@yahoo.com.br

Abstract

The Iricoumé Group is the most expressive Paleoproterozoic volcanism in the Guyana Shield, Amazonian craton. These volcanics are coeval with Mapuera granitoids, and belong to the Uatumã magmatism. They have U-Pb ages of around 1.88Ga and geochemical signatures of A-type magmas. Iricoumé volcanics consist of trachyte to rhyolite, associated to ignimbrites, and co-ignimbritic fall tuffs and surges. Effusive rhyolites have phenocrysts contents around 10vol% while hypabyssal have 40vol%. Fragmented phenocrysts in effusive rocks around 15vol% lower than in hypabyssal rocks. Ignimbrites have crystal contents around 30vol% and fragments that reach 75vol%. Devitrification and welding features are diagnostic features in some ignimbrite. Morphology of ignimbrites crystals permits the distinction between effusives and ignimbrites where the diagnostic features are absent. Crystallization temperatures are of 850±50ºC and compatible with most of experimental works on A-type magmas. Viscosities of rhyolite and trachyte, at 850ºC, decrease respectively from $10^{9.74}$ Pa s to $10^{4.21}$ Pa s, and from $10^{7.93}$ Pa s to $10^{3.52}$ Pa s with 6.0wt% of H_2O addition. The emplacement of the Iricoumé volcanics and part of Mapuera granitoids were controlled by ring-faults. A genesis related to caldera complex setting can be assumed for the Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association in the Pitinga Mining District.

Keywords

Amazonian Craton, caldera complex, ignimbrite, Iricoumé volcanism, surge deposits, Uatumã magmatism

Introduction

Around 1.1 million km^2 of the Amazonian Craton (Guyana and Guaporé Shields) is covered by the Uatumã Supergroup. This magmatic province consists of a predominantly felsic volcano-plutonic association, with ages around 1.88 Ga and A-type geochemical signatures (Dall'Agnol et al., 1987, 1994, 1999a, Tassinari and Macambira 1999, Tassinari et al., 2000, Santos et al., 2000, 2004).

Volcanic rocks of the Iricoumé Group are widespread distributed over the Guyana Shield. They were firstly identified in the XIX century when Derby (1877) described along the Uatumã River, an amorphous feldspathic rock with quartz grains of which the author classified as felsite or eurite (Araujo et al., 1976). Since then, several authors (Albuquerque, 1922, Oliveira and Leonardos, 1940, Oliveira et al., 1975, Basei, 1977, Melo et al., 1978, Veiga Jr. et al., 1979, Costi et al., 1984, Schobbenhaus et al., 1994, Faria et al., 2000, Tassinari and Macambira, 1999, Santos et al., 2000, Costi et al., 2000, Valerio, et al., 2009, Ferron et al., 2009) mapped and studied the geochemical and geochronological aspects of these volcanic sequence and pointed out to their relation with granitic bodies of similar characteristics and to the Uatumã Magmatism.

In the Pitinga Mining District area the Iricoumé volcanics outcrop dominantly as felsic rocks of which were intruded by the mineralized (Sn-Nb-Ta-F ores) granitic bodies of the Madeira Suite (~1.82 Ga). Since the primary cassiterite mineralization discovery in the beginning of the 80s, the geologist concern has been concentrated mainly on the mineralized bodies. The main regional work consisted of the Veiga Jr. et al. (1979) geological mapping of the vicinity areas of the Pitinga Mining District. U-Pb and Pb-Pg geochronological data of Iricoumé Group in the area were presented by Schobbenhaus et al. (1994) and Costi et al. (2000), yielding ages of 1962 +42/-33 Ma and 1888 ± 3 Ma respectively. Costi et al. (2000) suggested that the relation of Iricoumé volcanic with the mineralized granites (Madeira Suite) should be abandoned. Ferron et al. (2006, 2009) have presented detailed geochemical and geochronological studies concerning the Iricoumé Group genesis and its relation with the coeval subvolcanic bodies of the Mapuera Suite. They concluded that the Iricoumé Group have A-type magma signatures and ages varying from 1871 Ma to 1899 Ma. A genetic relation of the Iricoumé volcanics with the granitoids of the Mapuera Suite was established. Detailed studies concerning the genesis of the Iricoume lithofacies, and its volcanic processes, have not been fully explorated.

In this manuscript we provide detailed information of the different lithofacies and stratigraphy of the Iricoumé volcanics in the Pitinga area. Using whole rock geochemical data we also calculated physical parameters, such as crystallization temperatures and viscosity ranges. Although the results are rather qualitative, some important conclusions, on possible ancient volcanic processes and their relation to the Pitinga Mining District geology, will be discussed.

Local Geology

The Pitinga Mining District geological context is composed dominantly by unmetamorphosed magmatic and sedimentary assemblages emplaced and deposited on a metamorphic and granitic basement (Fig. 25). This basement consists of gneisses of amphibolite to granulite facies, associated with migmatites and granitoids, grouped in the Guianense Complex (~2.0 Ga), and calc-alkaline granitoids of Água Branca Suite (1.96-1.89 Ga).

Volcanics of the Iricoumé Group are expressive in the area and consist dominantly of porphyritic andesite to rhyolite, associated to ignimbrite and acid tuffs (Ferron et al., 2006). Quartz syenites to alkali-feldspar granites of the Mapuera Suite have been interpreted as co-magmatic with the Iricoumé volcanic (Veiga Jr. et al., 1979, Ferron et al., 2006, 2009). Both units present similar ages of crystallization (1.90 to 1.87 Ga) and geochemical affinity compatible with A-type magma (Costi et al., 2000, Ferron et al., 2009). Therefore, they have been included in the Uatumã Magmatism (Melo et al., 1978, Veiga Jr. et al., 1979, Costi et al., 2000, Ferron et al., 2006, 2009). The Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic activity is followed by the intracratonic deposition of quartz sandstones, arcoseous, conglomerates and pyroclastic rocks of the Urupi Formation (Veiga Jr. et al., 1979). Ignimbrites and acid tuffs that occur interbedded with the Urupi sandstones have been recognized as the final stages of the Iricoumé volcanic activity (Ferron et al., 2006).

The mineralized granitoids of Madeira Suite were emplaced at around 1.82 Ga ago in an entirely anorogenic setting and represent an outstanding Sn and Nb-Ta ore producer (Horbe et al., 1991, Lenharo, 1998, Costi et al., 2000, Lenharo et al., 2003). Mafic tholeiitic to intermediate rocks of the Quarenta Ilhas Formation have ~1.78 Ga and consist of subvolcanic bodies emplaced throughout pre-existing volcano-plutonic structures (Veiga Jr. et al., 1979, Santos et al., 2002).

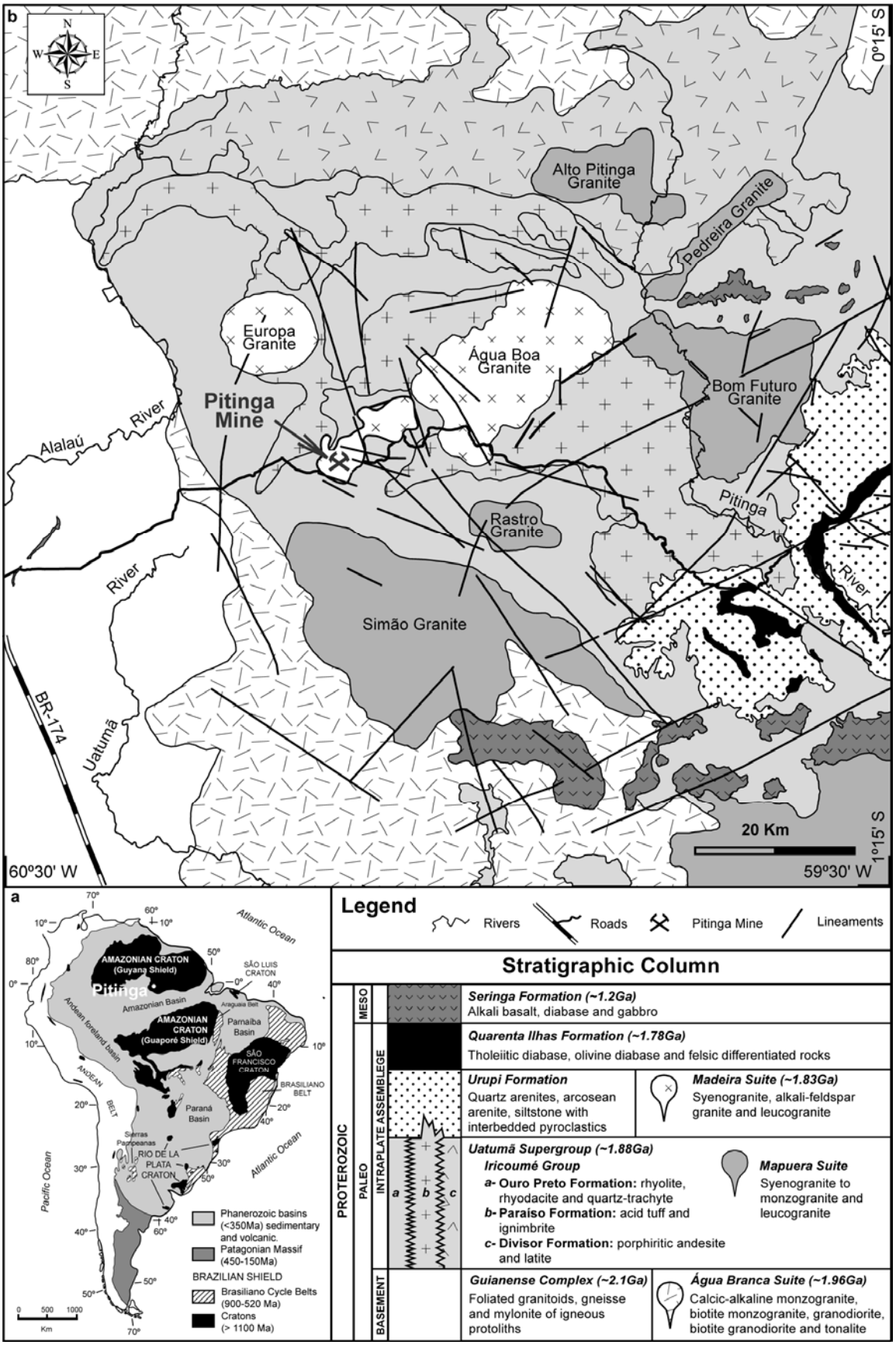


Figure 25 – Location (a) and geological map (b) of Pitinga Mining District. (modified from (a) Hartmann & Delgado, 2001 and (b) Ferron et al., 2006).

Methods

Field work was based on previous geological and exploration mapping and point maps available from the mining company. Were selected for study the Areas containing the main volcanic structures and key outcrops. More than 150 samples were collected of which 47 were selected for thin section confection and chemical analysis. The thin sections were confected in the UFRGS labs. Three representative thin sections (1 effusive rhyolite, 1 hypabyssal rhyolite and 1 rhyolitic ignimbrite) were selected to phenocrysts study and quantification. Whole-rock chemical analyses were carried out by commercial lab Major elements were analysed through ICP-OES procedure and Zr through ICP-MS. Fluorine was analyzed by ISE. Four representative samples of effusive rocks (two trachytes and two rhyolites) were selected for calculation of crystallization temperature and viscosity.

Field and petrographic characteristics of Iricoumé Group

The volcanic rocks of Iricoumé Group cover an area of around 4.500km² in the Pitinga Mining District. They crop out mainly as metric to decametric boulders and bedrocks along creeks and rivers margins, both without significant lateral continuity. Therefore, petrographic features, as phenocryst content, shape and orientation and groundmass characteristics, become important parameters for distinguish the volcanic units in the area.

Effusive and hypabyssal rocks are dominant among all volcanic units while ignimbrites are dominant over the others pyroclastic rocks. The amount, shape and size of phenocrysts become the main feature for distinguish between effusive and hypabyssal units. Most of the ignimbrite occurrence do not show typical characteristic of volcanic rocks originated by hot pyroclastic flows, as lithic and/or vitric fragments and those originated by welding processes. Thus, low content of fragmented phenocrysts consist the main feature for distinguish effusive and hypabyssal units from ignimbrites lacking diagnostic welding features.

- Phenocryst contents and characteristics

From a study focusing the phenocryst fragments features of rhyolitic lava and ignimbrites from Taupo Volcanic Zone (New Zeland) and Yali, Nisyros and Milos volcanism (Greece), Allen and McPhie (2003) pointed out to the importance of a criteria to discriminate

lava from pyroclastic facies, especially in ancient, deformed, altered and/or poorly exposed volcanic successions. The authors defined the abundance and shape of phenocrysts, and the amount of fragmented phenocrysts among total content of crystals, as important petrographic parameters to discriminate lava from pyroclastic facies. Based on these principles, three representative thin sections of Iricoumé volcanics were photographed and digitalized: one sample of rhyolite from a lava dome, one hypabyssal rhyolite and one rhyolitic ignimbrite from the middle portion of a idealized pyroclastic flow unit, which is composed essentially by crystals within a glassy groundmass. Phenocrysts and crystal abundances were calculated based on the area occupied by grains and groundmass.

Phenocrysts in effusive rhyolite are medium (1-5mm) to fine (<1mm) grained and comprise ~10 modal% of the rock. Feldspar phenocrysts are originally euhedral to subhedral. Alkali feldspar is characterized as nearly equant prismatic crystals while plagioclase is dominantly tabular prismatic shaped. Perthite lamellas, with almost equal proportions between orthoclase and albite components, frequently occur within alkali feldspar, whereas the plagioclase have polysynthetic twinning and weak compositional zoning. Glomeroporphyritic aggregates, consisting of fine to medium grained feldspar phenocrysts of subhedral to euhedral form, can be observed locally. Feldspar fragments are common and consist mainly of broken euhedral phenocrysts of medium size, with straight to irregular margins. Triangular and smaller fragments from strongly fractured phenocrysts can be found scattered distributed throughout the thin section. Quartz phenocrysts are usually euhedral, medium sized, with reabsorption features. When fragmented, they show small splinter forms with regular margins.

Crystal abundances in rhyolitic ignimbrite stand at around 30 modal% and are medium to fine grained. Feldspars are similar to those described for the effusive rhyolite. However, fragments predominate over originally euhedral or subhedral shapes. Anhedral and small fragments, frequently detached from strongly fractured phenocrysts, are more abundant than just broken euhedral phenocrysts. Similarly, conjugate fragments slightly dislocated and separated only by a thin portion of groundmass, in a jigsaw-fit arrangement, are very common in Iricoumé rhyolitic ignimbrites. Quartz crystals are medium to fine grained and show intense reabsorption features.

Phenocrysts in the hypabyssal rhyolite reach up to 40 modal% and consist of medium to coarse (>5.0mm) grains with less fine grains. Phenocrysts are anhedral to subhedral feldspars and quartz grains, usually with intense reabsorption features. Glomeroporphyritic aggregates of subhedral and medium size grains are commonly observed.

Subhedral phenocrysts fragments with few straight and broken surfaces are common. Smaller grains tend to be rounded subhedral.

The investigation of phenocrysts abundances and characteristics, in representative samples of the Iricoumé volcanism in the Pitinga Mining District area, support the recognition of differences between effusive and hypabyssal rhyolite, and rhyolitic ignimbrite. Rhyolitic ignimbrite and effusive rhyolite both contain original medium sized phenocrysts, which are predominantly euhedral to subhedral. While common broken margins dominant in effusive rhyolite, strongly fragmented and euhedral edges prevail in rhyolitic ignimbrite. The amount of crystals in the ignimbrite is 3x higher than in the effusive rhyolite. This feature is indicative of physical fractionation from a probable elutriation processes. This enrichment is considerably higher in ignimbrites with coarse lithic fragments. Reabsorption features in quartz grains are observed with similar intensity and frequency in the lava dome rhyolite and ignimbrite. Phenocrysts in hypabyssal rhyolite on the other hand, tend to be anhedral to subhedral, medium- to coarse-sized with abundant and intense reabsorption features. Fragments, however, are less frequent than in effusive rhyolite and consist of straight broken surfaces.

- Coherent units (effusive and hypabyssal rocks)

Porphyritic rhyolite and trachyte have phenocrysts modal contents varying from 8% to 40%. Effusive units usually host low content of phenocrysts (around 10%), mostly euhedral with common reabsorption features and few fragmented terminations. Hypabyssal rocks host higher phenocryst contents (>10% to 40%) of which show subhedral to euhedral shapes, frequent and intense reabsorption features, and common fragmented terminations.

The phenocrysts in the rhyolites (effusive and hypabyssal) consist mainly of alkali-feldspar and quartz with less frequent plagioclase. Trachytes differ petrographically from rhyolites by their lower content, or absence, of quartz phenocrysts. Hornblende occurs rarely in a few trachyte and rhyolite samples and show pale-brown to bluish-green pleochroism with hexagonal monoclinic morphology when euhedral (Fig. 26a). Green biotite and Fe-Ti oxides are common as subhedral grains within the groundmass. Apatite is the most abundant accessory mineral in trachyte while zircon is more common in rhyolite. Titanite, allied to less allanite, are present subordinately in the whole compositional trend.

The groundmass is mostly quartz-feldspathic in composition and, in effusive rhyolite, is fine phaneritic to aphanitic and originally vitric as well. The fine phaneritic matrix from effusive shows locally a micropoikilitic texture that allied to spherulitic features within aphanitic groundmass suggest devitrification processes. In the hypabyssal rhyolites the fine phaneritic groundmass shows common micropoikilitic texture with acicular quartz (Fig. 26b) which may indicate crystallization of a quartz-feldspathic residual melt under relatively lower cooling rates. Vertical orientation of phenocryst, locally observed in hypabyssal rhyolites, points towards vertical magmatic flow in a feeder dike.

Flow foliation is frequently observed in effusive rhyolites and trachytes. It varies from moderate, from microlites orientation especially around the phenocrysts corners, to well developed, due to flow layering. Flow layering (Dadd, 1992) occur locally in a rhyolite dome in the northern portion of the area (see Fig. 29) and consists of a planar to stretched and folded structure (Fig. 26c) with predominantly subvertical orientation. This fabric is characterized by the interbedding of thin layers with different crystallization degrees, since primary vitric to fine phaneritic (Fig. 26d). Rotation of unbroken phenocrysts could have been promoted by shear stress, as the laminar viscous flow evolved (Fig. 26e). Elongated vesicles along the layering were only seldom observed (Fig. 26f), suggesting, at least, local volatile oversaturation. Chlorite, epidote and part of opaque minerals are possibly related to late-magmatic fluids and metassomatism. These fluids concentrate preferentially in the midst of fine phaneritic layers and vesicles. In the flow-layered rhyolite, despite the lack of micropoikilitic texture and spherulite, the flow layering structure may have been enhanced by devitrification. Flow bands, folds and elongated vesicles can be a diagnostic feature of silicic lava flows (Henry et al., 1990). The restrict clast size variation, low content of fragmented phenocrysts and lithic fragments that are common features of ignimbrites are also suggestive of an effusive origin.

- Pyroclastic rocks

Ignimbrites

Ignimbrites have trachytic to rhyolitic compositions. Based on the clast size classification (Le Maitre, 2002) the ignimbrites can be named as lapilli tuff. Lapilli size components are dominantly composed of crystals and subordinate lithic fragments, which

rarely reach block size, within a fine ash to dust size matrix composed by crystal and vitric fragments.

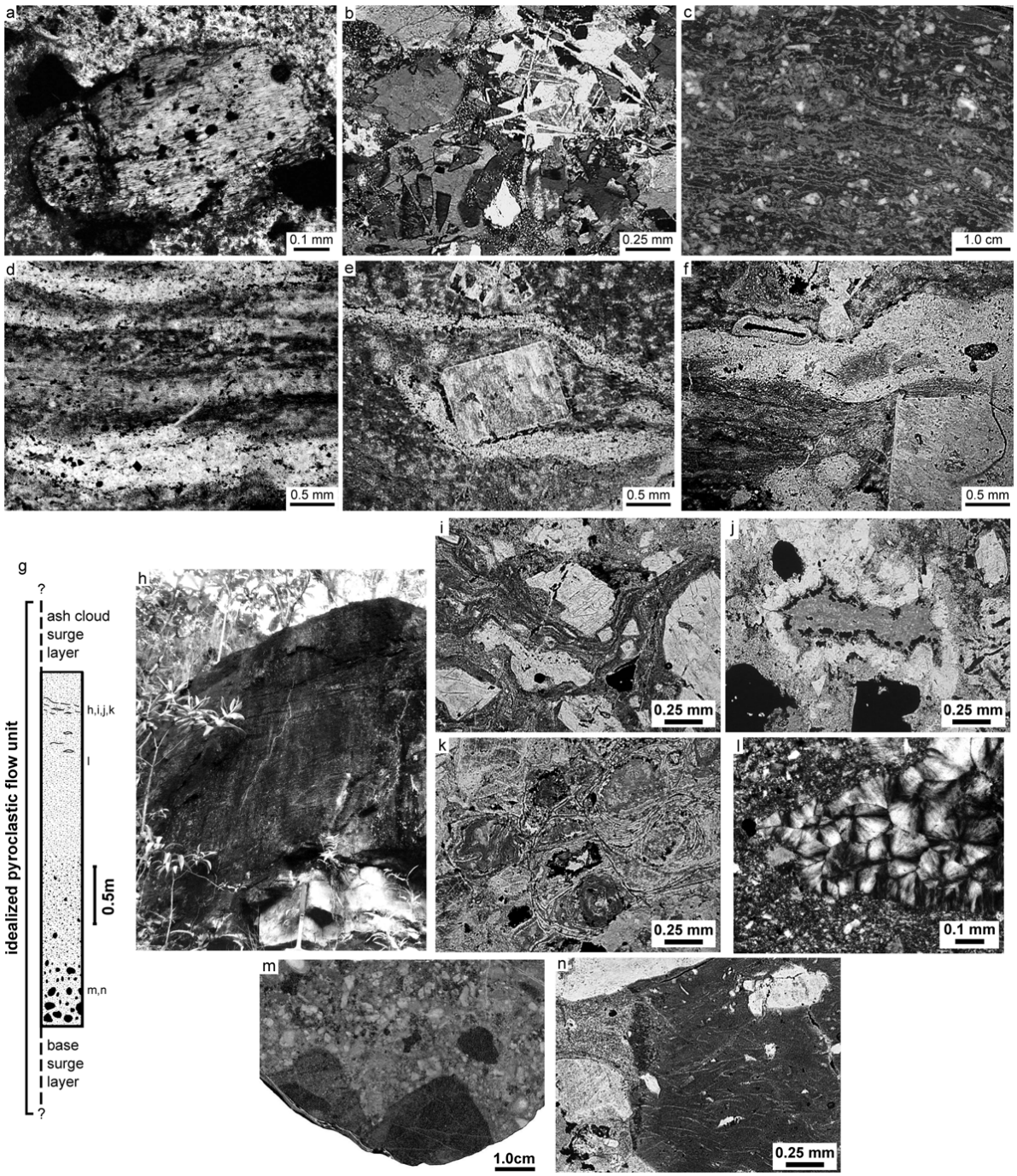


Figure 26 – Petrographic features of coherent units and ignimbrites. a) subhedral hornblende rounded by thin layer of leucoxene in effusive trachyte; b) micropoikilitic texture and acicular quartz in hypabyssal rhyolite; c) flow foliation in hand-specimen of effusive rhyolite; d) interbedding of fine phaneritic to vitric layers of the foliated rhyolite; e) euhedral phenocryst rotated by flow; f) elongated vesicle along the flow foliation; g) idealized section of a pyroclastic flow unit; h) top of intermediate showing subhorizontal eutaxitic structure; i) eutaxitic texture in thin section of an ignimbrite; j) compacted vesicle filled with quartz, opaque minerals and chlorite; k) perlitic cracks in an originally glassy matrix; l) devitrification features: spherulitic intergrowing at the centre of the fiamme and axiolitic intergrowing at the edge; m) hand specimen of a ignimbrite with cognate lithic clasts; n) Y- U-shaped and bubble-wall shards within a cognate lithic clast (center-left portion).

The main lithofacies characterizes by high amount of juvenile crystal fragment with less vitric fragments. The matrix is fine ash grained. Lithic cognate and accidental fragments occur only locally. Lapilli grained crystals (phenoclasts) are dominantly alkali-feldspars and subordinate quartz and plagioclase. They show abundant fragmented shapes, less euhedral terminations and intense reabsorption features, indicating high thermal and strain activity after deposition. Phenoclasts content reach 35modal% which is considerably higher than the amount of phenocrysts content in the effusive rocks (~10%). Denser fragments enrichment points towards physical fractionation and sorting processes associated with the eruption and transportation (elutriation processes), as suggested by Cas & Wright (1987). Such features are suggestive of the deposition by high particle concentration pyroclastic flow and the lithofacies would represent a portion of the internal layer of a pyroclastic flow unit (Sparks and Walker, 1973, Cas & Wright, 1987).

The outcrop shown in figure 26g-n could be interpreted as an intermediate layer of an idealized pyroclastic flow unit, that consist of ignimbrites with reverse grading of low density vitric fragments and normal grading of high density lithics. Crystal fragments tend to concentrate slightly more in the lower part than in the upper part. The lowest and upper layers of an idealized pyroclastic flow unit, base surge and ash cloud surge, were not observed in this outcrop.

The originally vitric fragments consist mainly of lens-shaped massive fiamme to thin and stretched *fiamme* that, in higher amount, form an eutaxitic texture. In an outcrop scale the welding feature is recognized as horizontal to subhorizontal bedding structure (Fig. 26h). Stretched *fiamme* are usually found moulded against the sharp corners of crystals (Fig. 26i). This is indicative of welding compactation processes, especially when allied to perlitic cracks and spherulitic intergrowing in glassy matrix and/or vitric fragments (Gifkins et al., 2005). Compacted vesicles (Fig. 26j) can also indicate compactation processes.

Different intensities of devitrification processes are characterized by perlitic cracks (Fig. 26k), spherulitic to axiolitic intergrowing in *fiamme* (Fig. 26l), and micropoikilitic textures in a glassy matrix. Lithic fragments consist mainly of cognate rocks, such as fine tuffs, which are composed by crystals and Y- and U-shaped shards fragments (Fig. 26m,n).

Co-ignimbritic tuffs

Massive and stratified tuffs are well sorted fine-grained deposits that occur associated to ignimbrites. Both kinds of deposits are composed by crystal and lithic fragments where crystals, but in the case of co-ignimbritic tuffs, crystals widely predominate over lithic fragments. Vitric fragments are not observed. However, due to the moderate weathering of the rocks in this region, we cannot exclude them as an important component. Massive tuffs consist of thick and homogeneous beds, lacking grain size gradation. They mainly consist of angular quartz and feldspar fragments, with irregular borders that could indicate a juvenile origin. Lithic components consist of angular fragments of tuffaceous cognate rocks. An origin related to fallout tuff deposit could be suggested for the massive tuffs.

The constituents of stratified deposits are the same as those from massive tuffs. In turn, the bedsets vary from 20 cm to 50 cm thick, with planar, wavy and cross-bedded stratifications. Bedforms are internally well sorted and predominantly massive, without vertical grading. In the figure 27 is shown a representative outcrop of at least six successive well stratified deposits (Fig. 27a,b). All bedsets have massive internal layers showing only local organization (Fig. 27c,d). Bedset 1 consist of a ~50 cm thick layer with very regular planar stratification, with thicknesses of around 3.0 cm. Bedset 2 lies conformably on bedset 1 (Fig. 27e) and its planar stratification is characterized by thickness increase toward the layer's middle. Bedset 3 depicts long wavelength cross stratification, consisting of low angle stratification at the base, grading to ~30º dip at the top. There, it makes an erosional boundary with the upper bedset (Fig. 27f). The fourth bedset consists of a ~25cm thick layer with wavy-planar stratification. Cognate lithic fragments with less than 1cm up to 4cm are sparsely disposed along a well defined level, close to the top of the bedset 4 (Fig. 27g). Soft deformation and layering rupture, just below the lithics (Fig. 27h), suggests that those were ejected as ballistic fragments. Bedsets 5 and 6 are characterized by wavy-planar stratification varying laterally to short wavelength cross stratification. This feature, usually showing truncation with the lower layers, has been already observed and described at the boundary between bedsets 4 and 5 (Fig. 27i).

Most features described in the stratified deposits of Iricoumé Group in the Pitinga Mining District, such as grain size, sorting and bedforms, are usually observed in modern pyroclastic surge deposits (Sparks and Walker, 1973, Fisher, 1979, Allen, 1982, Cas and Wright, 1987). Increased thickness of planar lamination, as observed in bedset 2, can be related to higher particle concentrations and faster deposition rates. Thinner planar lamination,

as well as cross-stratification, would reflect lower particle concentration (Cas & Wright, 1987). Other variations, such as wavy-planar lamination grading to cross-stratification (bedsets 5 and 6), changes of repose angle of cross-stratification (bedset 3), could be related to a more complex flow regime, involving different deposition rates, temperature and moisture contents (Allen, 1982; Cas and Wright, 1987; Allen & Cas, 1998).

Genetic relations between stratified deposits with their supposed source vents or parental pyroclastic flow units could not be established for the Pitinga region. Some characteristics of the stratified deposits in this area, such as change in the layer thickness and deposition of successive surge layers, are usually observed in other base surge deposits. On the other hand, well sorted ash grained deposits are typical features of ash-cloud surge. Therefore, based on spatial relation between stratified deposits and ignimbrites, that underwent physical fractionation, in the studied area, one could suggest an origin related to elutriation processes.

Physical parameters

The use of physical parameters based on chemical composition, such as crystallization temperatures and viscosity, is herein applied with the purpose of testing how the current composition of Iricoumé volcanics approximate to an original melt. Geochemical work of the Iricoumé volcanics in the Pitinga Mining District (Ferron et al., 2009) has indicated little chemical changes due to metassomatism, weathering and recrystallization processes. In this study, major elements, Zr and F were analysed in four representative samples for crystallization temperature (Tab. 3) and viscosity estimation (Tab. 4).

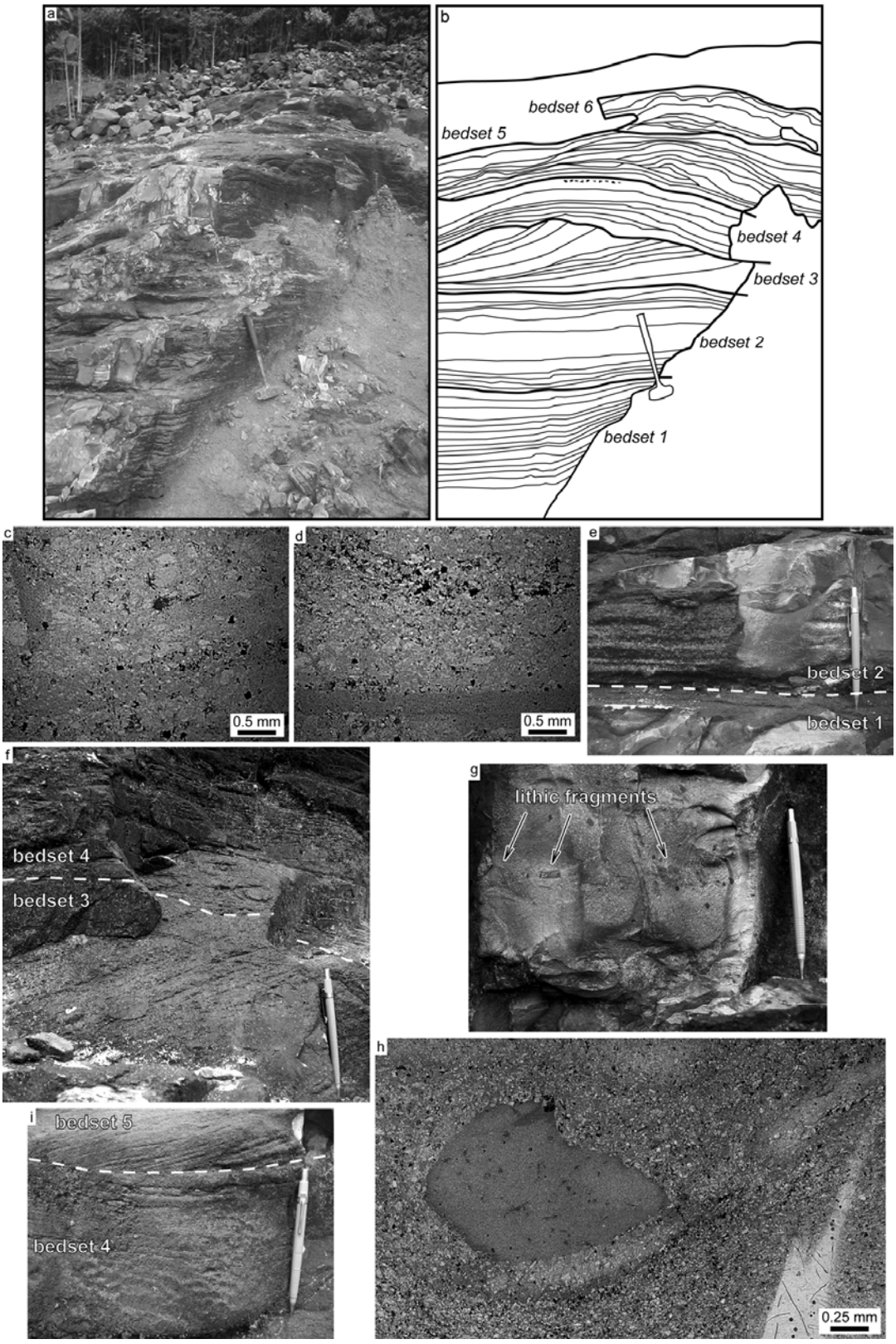


Figure 27 – Field and petrographic characteristics of the surge deposits of the Iricoumé Group: a) outcrop A13 – see figure 5 for location; b) Sketch of outcrop A13 showing the six bedsets; c) microscopic feature showing the dominant massiveness of co-ignimbritic deposits; d) internal organization of the surge deposits; e) plane parallel stratification in weathered and fresh surface close to the boundary between sets 1 and 2; f) erosional boundary between bedsets 3 and 4; g) level of lithic fragment close to the top of the bedset 4; h) tuffaceous cognate lithic fragment with dropping feature in thin section; i) low-angle truncation between bedsets 4 and 5.

- Crystallization temperatures

Temperature estimation calculated from major element composition and Zr content (Watson, 1979, Watson & Harrison, 1983) can be applied as a geotermometer for metaluminous acid melts with H_2O>2% and M parameter values [M = (Na+K+2×Ca)/(Al×Si)] between 0.9 and 2.1 (Hanchar & Watson, 2003). Estimated temperature for zircon saturation in acidic rocks of Iricoumé Group in the Pitinga Mining District have presented temperatures of 845°C and 886°C (Tab. 3). Other seventeen samples that attend the specifications have presented values varying from 798°C to 884°C and means of around 855°C.

Table 3 – Chemical composition and temperature estimation of representative samples of trachytes and rhyolites of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area.

Sample **Type**	**A66a** trachyte	**A76a** trachyte	**A61a** rhyolite	**A62a** rhyolite
SiO_2	63.46	68.15	72.03	76.20
Al_2O_3	14.61	14.52	12.21	11.67
$Fe_2O_3^t$	6.39	3.50	3.54	2.38
MnO	0.11	0.08	0.09	0.03
MgO	1.37	0.64	0.07	0.05
CaO	3.67	1.62	0.91	0.24
Na_2O	3.52	3.93	3.91	3.46
K_2O	4.27	5.69	4.92	4.91
TiO_2	0.88	0.54	0.33	0.20
P_2O_5	0.33	0.14	0.04	0.03
F	0.11	0.1	0.02	<0.01
LOI	0.92	0.66	0.63	0.47
SUM	99.53	99.40	98.61	99.61
Zr	303	384	342	395
M	2.24	1.66	1.52	1.21
Temp. (°C)	778	845	845	886

Notes: Major elements were analyzed by ICP-OES, fluorine by ISE and Zr by ICP-MS.
Major elements and F expressed as wt.%. Zr as ppm.
M = (Na+K+2*Ca)/(Al*Si)
Abreviations: LOI – Loss on ignition.

The calculated temperatures are in agreement with those presented by Ferron et al. (2009) for acidic rocks of Iricoumé Group in the Pitinga area, A-type Jamon Granite and associated rocks in the Carajás Metallogenic Province (between 818°C and 851ºC – Dall'Agnol et al., 1999b), A-type rocks of the Lachlan Fold Belt, Australia (between 779°C and 873°C – King et al., 1997), A-type granites and rhyolites from Grampians region,

Western Lachlan Fold Belt (771°C-887°C – Hergt et al., 2007), all using the zircon saturation method. Furthermore, these estimations are also in agreement with experimentally determined temperatures for A-type melt (>830°C – Clemens et al., 1986; 770°C-850°C – Dall'Agnol et al., 1999b). Temperatures as high as 950°C were achieved experimentally by Patino Douce (1997) for generation of A-type melts. Assuming zircon as an early mineral phase in the rock crystallization pathway of Iricoumé volcanics, we can suggest a range of 850±50°C as the magmatic temperature of crystallization.

- Viscosity estimation

Viscosity data of Iricoumé volcanic rocks were calculated using whole rock analysis. For this calculation, we assume that the bulk rock composition approximates to the original melt composition. The empirical non-Arrhenian Newtonian model for multicomponent silicate melts of Giordano et al. (2008) has been applied. The purpose of this calculation is to achieve approximated viscosity and compare with those measured from melt compositions. Major elements (SiO_2, Al_2O_3, $Fe_2O_3^t$, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2, P_2O_5) and F were analyzed into four whole-rock samples (Tab. 4). The temperature range for modelling was 800ºC to 900ºC, estimated from the temperature gap calculated for the Iricoumé samples through the Zr concentration model (Watson, 1979, Watson and Harrison, 1983, Hanchar and Watson, 2003). Dry and hydrous conditions (0.0 - 6.0 wt%) have been tested, within the range determined by experimental works on A-type magmas (Clemens et al., 1986; Dall'Agnol et al., 1999b; Holtz et al., 2001; Klimm et al., 2003). Results are shown on table 4 and figure 28.

Calculated viscosity values for Iricoumé samples, on dry conditions and 800ºC temperature, are of $10^{8.85}$ Pa s for the less differentiated trachyte (sample A66a) and $10^{10.66}$ Pa s for the most acidic rhyolite (sample A62a). An increase of the temperature to 900ºC decreases the viscosity to $10^{7.13}$ Pa s and $10^{8.92}$ Pa s, respectively (Fig. 28a). Water addition up to 6.0 wt% decrease the rhyolite (A62a) viscosity around 6 orders-of-magnitude at 800ºC and around 5 at 900ºC. For the trachyte (A66a), the same water content decreases the viscosity values a bit less: around 5 orders-of-magnitude at 800ºC and 4 orders-of-magnitude at 900ºC (Fig. 28b).

Table 4 - Viscosity data of Iricoumé samples*.

Trachyte (sample A66a: SiO_2 = 63.46wt%) – viscosity data in log η (Pa s)							
H_2O (wt%)	**0**	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**
T (ºC)							
800	8.85	6.65	5.75	5.15	4.68	4.29	3.96
825	8.37	6.31	5.46	4.88	4.43	4.05	3.74
850	7.93	6.00	5.18	4.62	4.19	3.83	3.52
875	7.52	5.69	4.92	4.38	3.97	3.62	3.32
900	7.13	5.41	4.67	4.16	3.75	3.42	3.13
Trachyte (sample A76a: SiO_2 = 68.15wt%) – viscosity data in log η (Pa s)							
H_2O (wt%)	**0**	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**
T (ºC)							
800	9.28	7.04	6.07	5.41	4.89	4.46	4.10
825	8.84	6.71	5.79	5.15	4.66	4.24	3.89
850	8.42	6.41	5.53	4.91	4.43	4.03	3.69
875	8.02	6.12	5.28	4.68	4.22	3.83	3.50
900	7.65	5.85	5.04	4.47	4.02	3.64	3.32
Rhyolite (sample A61a: SiO_2 = 72.03wt%) – viscosity data in log η (Pa s)							
H_2O (wt%)	**0**	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**
T (ºC)							
800	10.03	7.41	6.39	5.69	5.15	4.70	4.32
825	9.56	7.09	6.11	5.44	4.92	4.48	4.11
850	9.13	6.79	5.85	5.20	4.70	4.28	3.92
875	8.72	6.50	5.60	4.97	4.48	4.08	3.73
900	8.33	6.22	5.36	4.76	4.28	3.89	3.55
Rhyolite (sample A62a: SiO_2 = 76.20wt%) – viscosity data in log η (Pa s)							
H_2O (wt%)	**0**	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**
T (ºC)							
800	10.66	7.87	6.79	6.06	5.49	5.02	4.61
825	10.18	7.54	6.51	5.80	5.25	4.80	4.41
850	9.74	7.23	6.24	5.56	5.03	4.59	4.21
875	9.31	6.94	5.99	5.33	4.81	4.38	4.02
900	8.92	6.66	5.74	5.11	4.61	4.19	3.83

* - viscosities data calculated through the non-Arrhenian model of Giordano et al. (2008), in excel spreadsheet available on: http://www.eos.ubc.ca/~krussell/VISCOSITY/grdViscosity.html

Note: whole rock original compositions of table 01 are normalized to 100%.

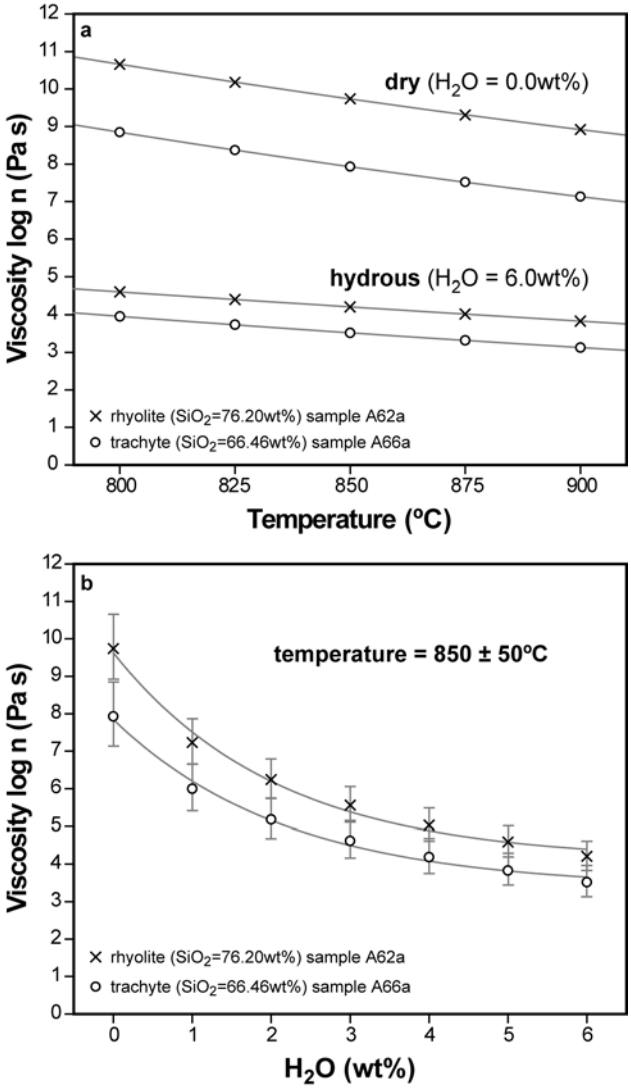


Figure 28 – Viscosity estimation for Iricoumé samples - non-Arrhenian model. Solid lines represent best fit curves. a) viscosity as a function of temperature on dry and hydrous condition; b) viscosity as a function of water content. Vertical bars represent the temperature range from 800-900ºC.

The slightly peraluminous rhyolite have yielded similar viscosity values to those obtained by Giordano et al. (2008) for rhyolitic melts of similar composition, within the same temperature range and under dry condition. At 3.0wt% of water, the Iricoumé rhyolite (sample A62a) have yielded viscosity values around one order-of-magnitude lower than those of Giordano et al (2008). The viscosity values shown by one metaluminous trachyte (sample A76a) is 0.5 an order-of-magnitude lower than those obtained by Giordano et al. (2006) for the trachytic tephra of the Campanian Ignimbrite. Goto et al. (2005) presented viscosity data for dry rhyolite melts, within the same temperature range, around one order-of-magnitude higher than those calculated for the Iricoumé rhyolite (sample A62a).

Viscosity values of the Paleoproterozoic volcanic rocks of Iricoumé Group were calculated from whole rock analysis, based on the similarity between actual whole rock

and the original melt compositions. The non-Newtonian strain-rate dependence of viscosity in highly crystalline volcanic rocks (Webb and Dingwell, 1990, Lavalle et al., 2007 and references therein) could not be properly evaluated for the Iricoumé samples. Therefore, the viscosity estimations in this work must be considered with caution, and interpreted as an approximation.

Volcanic environment

From the image on figure 29, the topography of Pitinga Mining District area could be divided into two main domains: western and central-eastern. The western domain is flat to slightly rugged, has elevations in the range 60-100m, and consists mostly of basement metamorphic rocks (Guianense Complex). The drainage system frames highly eroded terrains and depicts a fine texture, sub-parallel dendritic pattern, indicating stream directions coming from the boundary to the central-eastern domain, westwards and southwestwards. The central-eastern domain shows a more complex topographic configuration, that reflects its geological heterogeneity. It is mainly rugged, with elevation levels from 80m to 320m. Several drainage patterns, broadly indicate a stream direction from west and north, towards the central area, and then southwards.

Areas occupied by Iricoumé volcanics are comparatively lower (mostly 100-200m) and depict an extremely rugged relief with a drainage system depicting a fine to medium dendritic pattern. In the northern portion, two semicircular features of high lands, usually over 200m and up to 320m, stand out. A medium to coarse dendritic drainage pattern, forms another rugged relief, bordering annular drainages. Mostly effusive rhyolites crops out in this area. Annular drainage patterns are widespread throughout the volcanic terrain, however their relation with the volcanic processes could not always be directly established. Granitic batholiths consist of comparatively high-lands (over 200m) with coarse dendritic, partially radial, drainage patterns. They may be locally limited by annular drainages (eastern portion of Simão Granite).

The southern portion, composed by the conglomerate-sandstone assemblage of the Urupi Formation, is characterized by flat high-lands at around 250m. There straight drainage lines and borders step down around 150m with incise narrow valleys. The sedimentary sequence rests over Iricoumé volcanics and dips significantly when close to the ring dike of basic rocks of the Quarenta Ilhas Formation. The elliptical topographic feature

formed by the ring dikes consist of a regional structure of around 20x60km, originally named as the Pitinga Brachysyncline (Mandetta et al., 1974 and Veiga Jr. et. al., 1979).

Figure 29 – Numerical model of terrain of the Pitinga Mining District area. Elevation data from SRTM database: 90x90m.

The so called Pitinga Brachysyncline consists of an elliptical depression with annular drainage pattern, at the dike margins, surrounded by higher lands where sedimentary strata dip toward the inner portion of the structure, and lower lands (100-120m). The inner rugged relief is composed by sedimentary and volcanic rocks. The origin of the Pitinga Brachysyncline was originally interpreted as a tectonic structure formed by regional folding of sedimentary and volcanic beds (Mandetta et al., 1974 and Veiga Jr. et. al., 1979). In turn, Montalvão (1975), Araujo et al., (1976) and Dall'Agnol et al. (1999a) suggested that the Pitinga Brachysyncline formation would be related to caldera collapse processes, though a straight relation between volcanic rocks and the Pitinga Bachysyncline cannot be directly established through surface features. However, Ferron et al. (2006) studied in detail the co-magmatic volcanics and granitoids (Iricoumé Group and Mapuera Suite respectively) arrangement, and conclude that it widely outlines the Pitinga Bachysyncline. The caldera complex system related to the Iricoumé volcanics and Mapuera granitoids in the Pitinga Mining District was then proposed.

Despite the lack of evidences on emplacement processes of the volcanic and subvolcanic units, mainly due to their limited exposure, some discussion concerning the origin of the Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association can still be made. Present exposure of Paleoproterozoic volcanics in the Pitinga Mining District area indicate that the Iricoumé Group consists of a predominant felsic volcanism (trachyte to rhyolite) mostly composed by effusive and hypabyssal rocks, associated to expressive ignimbritic deposits. The ignimbrites characteristics – such as abundant juvenile and cognate fragments, meaningful enriched in denser components – indicate deposition under high temperatures. The presence of co-ignimbritic deposits suggests phreatomagmatic eruptions and lava dome collapse for the formation of the pyroclastic deposits. Large explosive eruptions are usually related to large silicic calderas (Newhall and Dzurisin, 1988, in Gudmundsson, 2008).

Two recognizable semicircular structures occur at the northern portion of the area, extending around 5x35km and 5x25km (Fig. 29) and mostly consisting of rhyolite with subvertical flow foliation (Fig. 26c-e). The current geomorphology of these structures seems to have kept part of the lava dome original morphology. Their distribution suggests an overlapping of two structures. The emplacement of successive lava domes in the area could be associated to ring faults. Ring faults seem to have also controlled, at least partially, the emplacement of two subvolcanic granitic bodies (Simão and Pedreira Granites – Fig. 29), that have been interpreted as coeval with the Iricoumé volcanism, as supported by petrologic and geochronological data (Costi et al., 2000, Ferron et al., 2006, 2009).

Ring faults are usually generated from silicic caldera collapse processes or subsidence stages and indicate shallow magma chamber (Lipman, 1997, Cole et al., 2005, Acocella, 2007, Gudmundsson, 2008). Silicic lava domes and subvolcanic granitic bodies, emplaced throughout regional ring faults frequently occur at caldera resurgence stages. Moreover, solidified plutons and batholiths emplaced within a few kilometres depth from regional volcanic surface are commonly exposed in deeply eroded ash-flow calderas. These granitic bodies could then be interpreted as subcaldera magma chambers, brought to the volcanic crustal level due to erosion and/or tectonic uplift (Lipman, 1997, Cole et al., 2005). Rhyolite caldera complexes generated by overlapping of calderas events have been recognized in well documented, as in the Taupo Volcanic Zone, New Zeland (Wilson et al., 1995, Cole et al., 2005, Spinks et al., 2005). Lipman (1997) and Cole et al. (2005) pointed out that the overlapping of subsidence events would result in a complex structure and geometry of the caldera system.

Paleoproterozoic sedimentary covers (Urupi Formation) and marginal faults, which were replenished by basic-intermediate intrusions (Quarenta Ilhas Formation) are the main handicap to revealing the genesis of the so-called Pitinga Brachysyncline and its relation with the Iricoumé volcanism. Anyhow, the area served as a preferential depositional *locus* for the Urupi sedimentation and the marginal faults were deep enough to serve as preferential conduits for the basic-intermediate intrusion, 100 Ma younger than the Iricoumé volcanism. If interpreted as related to Iricoumé volcanism, the elliptical shape and large dimension of the Pitinga Brachysyncline would suggest the presence of a shallow silicic magma chamber developed within an extensional tectonic regime.

Conclusions

Geological information of the Paleoproterozoic Iricoumé volcanism, in the Pitinga Mining District, reveals heterogeneous and complex configuration of the volcanic products. Detailed investigation on key outcrops support the interpretation of the volcanic processes presented here. These are in accordance with other examples of ancient volcanic successions in the southernmost Brazil, such as the alkaline magmatism of Taquarembó Plateau (Wildner et al., 1999) and Ramada Plateau (Matos et al., 2002, Sommer et al., 2003, 2005).

Coherent units (effusive and hypabyssal) have particular features, especially morphology and relative abundances of phenocrysts and groundmass characteristics, which

differentiate them from ignimbrites, where diagnostic features, such as *fiamme* and welding foliation, may not be observed. Perlitic cracks in glassy matrix and crystal and lithic fragments have been exclusively observed in the ignimbrites. Massive and particularly the stratified co-ignimbritic tuffs characteristics suggest an origin related to primary pyroclastic deposits, however, a relation with resedimented volcaniclastic deposits is not discarded. Investigation of phenocrysts abundances and characteristics yield important information for the distinction among effusive, hypabyssal and ignimbrite units. Temperature and viscosity determination approximate to experimentally measured values suggesting that the bulk composition of Iricoumé volcanics comes up with expectations for the original melt composition.

The distribution of rhyolite dome along ring faults, the common presence of welded crystal-rich ignimbrites and co-ignimbritic tuffs, allied with subvolcanic units, such as hypabyssal rocks and shallow granitic intrusions, suggest a caldera complex system for the studied area. Structures originated during the caldera complex development seem to have controlled not only the emplacement of coeval volcanic and subvolcanic units but the emplacement of younger basic to intermediate intrusions as well. The current drainage system seems to have been strongly influenced by the imprints of the caldera setting.

Acknowledgements

This paper is part of the first author thesis, which is included in the CT-Mineral project (505625/2004-0). The thesis was supported by a CNPq grant (140716/2005-0) and a CAPES probation grant at LMU (1432/07-9). The financial support was provided by the CNPq CT-Mineral project (505625/2004-0). The authors thank the UFRGS and LMU universities and their staffs, and the Mineração Taboca S.A.-Paranapanema Group for the field work support and historic data availability.

References

Acocella, V. 2007. Understanding caldera structure and development: an overview of analogue modelas compared to natural calderas. Earth Scien. Rev. 85: 125-160.

Albuquerque, O. R. 1922. Reconhecimentos geológicos no valle do Amazonas: campanhas de 1918 a 1919. B. Serv. Geol. Mineral. Bras., Rio de Janeiro, 3: 1-84.

Allen, J. R. L. 1982. Sedimentary structures: their character and physical basis. Amsterdam. Elsvier, v. 1, 593p.

Allen, S. R. and Cas, R. A. F. 1998. Rhyolite fallout and pyroclastic density current deposits from phreatoplinian eruption in the eastern Aegean Sea, Greece. Journ. of Volcan. and Geoth. Res. 86: 219-251.

Allen, S. R. and McPhie, J. 2002. The Eucarro Rhyolite, Gawler Range Volcanics, South Australia: a >675 km³ compositionally zoned lava of Mesoproterozoic age. Geol. Soc. of Am. Bull. 114: 1592-1609.

Araujo, J. F. V., Montalvão, R. M. G., Lima, M. I. C., Fernandes, P. E. C. A., Cunha, F. M. B., Fernandes, C. A. C., Basei, M. A. S. 1976. Geologia da Folha SA.21 - Santarém. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.21 - Santarém. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais, v. 10, p. 17-130.

Basei, M. A. S. 1977. Idade do Vulcanismo ácido a intermediário na Região Amazônica. São Paulo, 133p. Dissertação de Mestrado em Geociências. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H. (eds.) 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, CPRM (CD-ROM).

Cas, R. A. F. and Wright, J. V. 1987. Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions. London, Allen & Unwin, 528p.

Clemens, J. D., Holloway, J. R., White, A. J. R. 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. Am. Min., 71:317-324.

Cole, J., Milner, D. M., Spinks, K. D. 2005. Calderas and calderas structures: A review. Earth Scien. Rev. 69: 1-26.

Costi, H. T., Santiago, A. F., Pinheiro, S. D. A. S. 1984. Projeto Uatumã-Jatapú: análises petrográficas e mapas. Relatório Final. CPRM-SUREG-MA, Manaus. 133p.

Costi, H. T., Dall'Agnol, R., Moura, C. A. V. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. Int. Geol. Rev. 42: 832-849.

Dadd, K A. 1992. Structures within large volume rhyolite lava flows of the Devonian Comerong Volcanics, southeastern Australia, and the Pleistocene Ngongotha lava dome, New Zealand. Journ. of Volc. and Geoth. Res. 54: 33-25.

Dall'Agnol, R., Bettencourt, J. S., Jorge João, X. S., Medeiros, H., Costi, H. T., Macambira, M. J. B. 1987. Granitogenesis in the northern brasilian region: a review. Rev. Bras. de Geoc., 17(4): 382-403.

Dall'Agnol, R., Lafon, J. M., Macambira, M. J. B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. Min. and Petr 50(1/3): 113-138.

Dall'Agnol, R., Rämö, O. T., Magalhães, M. S., Macambira, M. J. B. 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. Precam. Res. 95: 9-39.

Dall'Agnol, R., Scaillet, B., Pichavant, M. 1999b. An experimental study of a Lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian Craton, Brazil. Journ. of Petr. 40(11): 1673-1698.

Derby, O. A., 1877. Contribuições para a geologia da região do Baixo Amazonas. Arch. Mus. Nac. Rio de Janeiro. 3: 77-104.

Faria, M. S. G., Luzardo, R., Pinheiro, S. S., Reis, N. J.; Oliveira, M. J. R., Riker, S. R. L. 2000. Projeto Caracaraí. Relatório Final. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. CPRM Caracaraí, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A. Estado de Roraima. Escala 1:500.000 – Brasília, CPRM. (CD-ROM).

Ferron, J. M. T. M., Bastos Neto, A. C., Lima, E. F., Costi, H. T., Moura, C. A. V., Prado. M., Pierosan, R., Galarza, M. A. 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. Rev. Bras. de Geoc. 36(3): 499-512.

Ferron, J. M. T. M., Bastos Neto, A. C., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Costi, H. T., Pierosan, R., Prado, M. 2009. Petrology, geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.87 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. Journ. of South Am. Earth Sci. accepted paper. doi: 10.1016/j.jsames.2009.05.001.

Fisher, R. V. 1979. Models of pyroclastic surges and pyroclastic flows. Journ. of Volc. and Geoth. Res. 6: 305-318.

Gifkins, C. C., Allen, R. L., McPhie, J. 2005. Apparent welding textures in altered pumice-rich rocks. Journ. of Volc. and Geoth. Res. 142: 29-47.

Giordano, D., Mangiacapra, A., Potuzak, M., Russel, J. K., Romano, C., Dingwell, D. B., Di Muro, A. 2006. An expanded non-Arrhenian model for silicate melt viscosity: A treatment for matealuminous, peraluminous and peralkaline liquids. Chem. Geol. 229: 42-56.

Giordano, D., Russell. J. K., Dingwell, D. B. 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. Earth and Plan. Sci. Lett. 271: 123-134.

Goto, A., Taniguchi, H., Kitakaze, A. 2005. Viscosity measurements of hydrous rhyolitic melts using the fiber elongation method. Bull. of Volc. 67: 590-596.

Gudmundsson, A. 2008. Magma-chamber geometry, fluid transport, local stresses and rock behaviour. In: Gottsmann, J. and Martí, J. (eds.). Caldera Volcanism: analysis, modelling and response – Developments in Volcanology. First Edition. Elsvier. Amsterdam.

Hanchar, J. M. and Watson, E. B. 2003. Zircon saturation thermometry. In: Hanchar, J. M. & Hoskin, P. W. O. (eds) Zircon. Rev. in Min. and Geoch. 53, 89–112.

Henry, C. D., Price, J. G., Rubin, J. N., Laubach, S. E. 1990. Case study of an extensive silicic lava: the Bracks Rhyolite, Trans-Pecos Texas. Journ. of Volc. and Geoth. Res. 43: 113-132.

Hergt, J., Woodhead, J., Schofield, A. 2007. A-type magmatism in the Western Lachlan Fold Belt? A study of granites and rhyolites from the Grampians region, Western Victoria. Lithos, 97: 122-139.

Holtz, F., Johannes, W., Tamic, N., Behrens, H. 2001. Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications. Lithos. 56: 1-14.

Horbe, M. A., Horbe, A. C., Costi, H. T., Teixeira, J. T. 1991. Geochemical charateristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga Mine, northwestern Brazil: a review. Journ. of Geoch. Expl. 40: 227-249.

King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W., Allen, C. M. 1997. Characterization and Origin of Aluminous A-type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. Journ. of Petr. 38(3):371-391.

Klimm, K., Holtz, F., Johannes, W., King, P. L. 2003. Fractionation of metaluminous A-type granites: an experimental study of the Wangrah Suite, Lachlan Fold Belt, Australia. Precam. Res. 124: 327-341.

Lavallée, Y., Hess, K. U., Cordonnier, B., Dingwell, D. B. 2007. Non-newtonian rheological law for highly crystalline dome lavas. Geology. 35(9): 843-846.

Le Maitre, R. W. 2002. A classification of Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission of the systematic of igneous rocks. Publisher: Cambridge University Press, 2nd edition, 252 p.

Lenharo, S. L. 1998. Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil. Tese de Doutorado. Escola Politécnica, Universidade de São Paulo. 290 p.

Lenharo, S. L., Pollard, P. J., Born, H. 2003. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. Lithos, 66: 37-61.

Lipmann, P. W. 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. Bull. Volcanol., 59: 198-218.

Mandetta, P., Veiga Jr., J. P., Oliveira, J. R. 1974. Reconhecimento geológico ao longo do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã. CPRM/Manaus, p. 31.

Matos, D. F., Lima, E. F., Sommer, C. A., Nardi, L. V. S., Liz, J. D., Figueiredo, A. M. G., Pierosan, R. 2002. Riolitos Neoproterozóicos Pós-colisionais na Área do Santuário, sul do Brasil: litoquímica, química mineral e origem das heterogeneidades texturais. Rev. Bras. de Geoc., 32(2): 255-266.

Melo, A. F. F., Santos, A. J., Cunha, M. T. P., Campos, M. J. F., D'Antona, R. J. G. 1978. Projeto Molibdênio em Roraima: relatório final. MME/DNPM Manaus. 6v.

Montalvão, R. M. G. 1975. Grupo Uatumã no Craton Guianês, In: Conferência Geológica Interguianas, 10, Anais…, Belém, DNPM, p. 286-339.

Newhall, C. G. and Dzurisin, D. 1988. Historical unrest of large calderas of the World. U. S. Geol. Surv. Bull.. v. 1855, Reston, VA.

Oliveira, A. I. and Leonardos, O. H. 1940 (eds.). Geologia do Brasil. Rio de Janeiro, comissão brasileira dos centenaries Portugal. 472p.

Oliveira, A. S., Fernandes, C. A. C., Issler, R. S., Montalvão, R. M. G., Teixeira, W. 1975. Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21. BRASIL, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.21 - Tumucumaque, e parte da Folha NB.21. Levantamento de Recursos Minerais, Rio de Janeiro. v. 9. p. 21-118.

Patiño Douce, A. E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. Geology, 25(8):743-746.

Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., McNaughton, N. J., Fletcher, L. R. A. 2000. New understanting of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. Gond. Res. 3(4): 453-488.

Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R. 2002. Timming of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. Journ. of South Am. Earth Sci. 15: 409-429.

Santos, J. O. S., Van Breemen, O. B., Groves, D. I., Hartmann, L. A., Almeida, M. E., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the

Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. Precam. Res. 131: 73-109.

Schobbenhaus, C., Hoppe, A., Lork, A., Baumann, A. 1994. Idade U/Pb do Magmatismo Uatumã no Norte do Craton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): Primeiros Resultados. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38. Anais, Balneário Camboriú, SBG. v. 1, p. 395-397.

Sparks, R. S. J. and Walker, G. P. L. 1973. The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. Nat. Phys. Sci., 241: 62-64.

Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, E. F., Liz, J. D., Pierosan, R. 2003. Depósitos de fluxo piroclástico primários: caracterização e estudo de um caso no Vulcanismo Ácido Neoproterozóico do Escudo Sul-Rio-Grandense. Rev. Pesq., 30(3): 3-25.

Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Figueiredo, A. M. G., Pierosan, R. 2005. Potassic and Low- and High-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, Southernmost Brazil. Journ. of South Am. Earth Sci., 18: 237-254.

Spinks, K. D., Acocella, V., Cole, J. M., Basset, K. N. 2005. Structural control of volcanism and caldera development in the transtensional Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Journ. of Volcan. and Geoth. Res. 144: 7-22.

Tassinari, C. C. G. and Macambira, M. J. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton, Episodes, 22(3): 174-182.

Tassinari, C. C. G., Bettencourt, J. S., Geraldes, M. C., Macambira, M. J. B., Lafon, J. M., 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomas Filho, A., Campos, D. A. (eds.). Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro. SBG. p. 41-95.

Valerio, C. S., Souza, V. S., Macambira, M. J. B. 2009. The 1.90-1.88 Ga magmatism in the center-southernmost Guyana Shield, Brazil: geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implications. Journ. of South Am. Earth Sci. doi: 10.1016/j.jsames.2009.04.001.

Veiga Jr., J. P., Nunes, A. C. B., Fernandes, A. S., Amaral, J. E., Pessoa, M. R., Cruz, S. A. S. 1979. Projeto Sulfetos de Uatumã. Relatório Final, Manaus, DNPM/CPRM, 7 v.

Watson, E. B. 1979. Zircon saturation in felsic liquids: experimental data and application to trace element geochemistry. Contrib. to Min. and Petr. 70: 407-419.

Watson, E. B. and Harrison, T. M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth and Plan. Sci. Lett. 64: 295-304.

Webb, S. L. and Dingwell, D. B. 1990. The onset on non-Newtonian rheology of silicate melts – a fiber elongation study. Phys. Chem. Miner. 17: 125-132.

Wildner, W., Nardi, L. V. S., Lima, E. F. 1999. Post-collisional alkaline magmatism on the Taquarembó Plateau: a well preserved Neoproterozoic-Cambrian Plutono-Volcanic Association in southern Brazil. Int. Geol. Rev., 41: 1082-1098.

Wilson, C. J. N., Noughton, B. F., McWilliams, M. O., Lanphere, M.A., Weaver, S. D., Briggs, R. M. 1995. Volcanic and structural evolution of Taupo Volcanic Zone, New Zeland: a review. Journ. of Volcan. and Geoth. Res., 68: 1-28.

7 – ARTIGO II – submetido ao International Geology Review

Geochemistry of Paleoproterozoic volcanic rocks of the Iricoumé Group, Pitinga Mining District, Amazonian craton, Brazil

Ronaldo Pierosan

Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGGeo), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) - Av. Bento Gonçalves, 9500. 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil. e-mail: ronaldo.pierosan@ufrgs.br

Evandro Fernandes de Lima (corresponding author)

Centro de Pesquisas em Geoquímica (CPGq), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) - Av. Bento Gonçalves, 9500. Cx. Postal 15001, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil. e-mail: evandro.lima@ufrgs.br

Lauro Valentin Stoll Nardi

Centro de Pesquisas em Geoquímica (CPGq), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) - Av. Bento Gonçalves, 9500. Cx. Postal 15001, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil. e-mail: lauro.nardi@ufrgs.br

Artur Cesar Bastos Neto

Centro de Pesquisas em Geoquímica (CPGq), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) - Av. Bento Gonçalves, 9500. Cx. Postal 15001, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil. e-mail: artur.bastos@ufrgs.br

Cristina P. de Campos

Department für Geo- und Umweltwissenschaften – Ludwig-Maximilians-Universität München (LMU). Theresienstrasse, 41. 80333, München, Deutschland. e-mail: campos@min.uni-muenchen.de

Kym Jarvis

Imperial College, Centre for Environmental Policy
Silwood Park Campus, Ascot, Berkshire, SL5 7PY, London, England

José Maximino Tadeu Miras Ferron

Mineração Taboca S.A. – Grupo Paranapanema, Presidente Figueiredo, Vila Pitinga, AM, Brasil. 69735-000. e-mail: jmaxferron@bol.com.br

Mauricio Prado

Mineração Taboca S.A. – Grupo Paranapanema, Presidente Figueiredo, Vila Pitinga, AM, Brasil. 69735-000. e-mail: mauricio_geo@yahoo.com.br

Abstract

The Iricoumé Group includes 1.88 Ga volcanic units of the Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association, part of the Uatumã magmatic series in the Guyana shield, portion of the Amazonian craton. In the Pitinga Mining District, these rocks consist dominantly of felsic trachyte to rhyolite, associated with voluminous ignimbrite and minor ash-fall tuffs and surge deposits. Mafic rocks are present as basaltic clasts within volcanic breccias and mostly as mafic microgranular enclaves in the associated Mapuera plutonic rocks. The felsic rocks have high contents of SiO_2, FeO^t, K_2O, Rb and alkalis, low TiO_2, CaO, Sr, Ba, Nb, Ta and Eu, and show metaluminous to weakly peraluminous bulk-rock compositions. They exhibit alkaline geochemical features, expressed by Na_2O+K_2O averages of 8.8wt%, $FeO^t/(FeO^t+MgO)\geq0.8$, and high Ga/Al ratios, compatible with A-type magmas. The studied samples plot in the field of within-plate or post-collisional rocks in a (Nb+Y) versus Rb diagram. Nb/Y ratios indicate that they are comparable to A2-type rocks which, allied with their high LREE/Nb ratios, suggest that they were produced from mantle sources modified by previous subduction, in a post-collisional setting. Two compositional populations of Ca-amphibole: a Mg-rich (actinolite to Mg-hornblende) and a Fe-rich one (Fe-edenite to Fe-pargasite, Fe-hornblende and Fe-actinolite), characterize the Iricoumé Group volcanics. The Fe-rich amphiboles crystallized under lower fO_2 and higher pressure conditions, compared with the Mg-rich amphiboles, indicating different levels of crystallization or re-equilibration during ascent of the magmas. Zircons from rhyolites show trace-element compositions typical of magmatic crystals with high Th/U ratios, and REE patterns compatible with zircon-melt partition coefficients for silicic magma compositions. Their relatively lower zircon/rock partition coefficients are due to early apatite crystallization. Fractional crystallization mainly of plagioclase-hornblende and biotite-alkali feldspar with minor amounts of apatite explains the geochemical trends observed in the felsic Iricoumé volcanic rocks.

Keywords: Geochemistry, Amphibole Chemistry, Zircon chemistry, Amazonian craton, Uatumã volcanism, Pitinga Mining District

Introduction

Paleoproterozoic felsic volcanic rocks are widespread in the Amazonian craton. They are typically related to volcano-plutonic associations, and have ages ranging from ~2.0 Ga (Vila Riozinho Formation) to ~1.74 Ga (Roosvelt Formation). The largest of these associations is the Uatumã Supergroup (Melo et al., 1987), which represents a widespread within-plate volcano-plutonic event in the central-eastern part of the craton (Fig. 30). Several volcanic associations, historically included in the Uatumã Supergroup have yielded ages around 1.88 Ga and geochemical signatures compatible with A-type magmas (Albuquerque, 1922; Pessoa et al., 1977; Veiga Jr. et al., 1979; Costi et al., 2000; Faria et al., 2000; Tassinari et al., 2000; Santos et al., 2000; Klein et al., 2001; Lamarão et al., 2002; Ferron et al., 2006, 2009, Valério et al., 2009). Due to the recently published data, knowledge regarding Uatumã magmatism has been significantly improved. Geochronological, compositional and tectonic constraints have been developed and used in a more consistent way (Dall'Agnol, et al., 1987, 1994, 1999a, 2005; Reis et al., 2000; Costi et al., 2000; Pinho et al., 2001; Lamarão et al., 2002; Lenharo et al., 2003; Santos et al., 2004).

Volcanic rocks of the Uatumã Supergroup in the Guyana shield (northern part of the Amazonian craton) are represented by the Iricoumé Group. In the Pitinga Mining District they consist of a widespread occurrence covering more than 5.000 km^2. The economic status of the Sn-Ta-Nb-F mineralized granitoids of Pitinga led to the publication of several works concerning the ore and host granites genesis (Carvalho Filho et al., 1984; Daoud & Antonietto Jr., 1985; Macambira et al., 1987; Daoud & Fuck, 1990; Horbe et al., 1991; Costi et al., 1997; Lenharo, 1998; Costi, 2000; Costi et al., 2000; Borges, 2002; Lenharo et al., 2003; Minuzzi, 2004; Pires et al., 2006, Prado et al., 2007). Studies referring the Iricoumé volcanics in the area have been less numerous. Veiga Jr. et al. (1979) published a geological map of the Pitinga region. Schobbenhaus et al. (1994) and Costi et al. (2000) released, respectively, the first U-Pb and Pb-Pb ages of Iricoumé zircon. Ferron et al. (2006) and Ferron et al. (2009) published detailed works about the geochronology and geochemistry of the Iricoumé Group in the area. However, discussions concerning magma genesis and its emplacement setting are still in progress.

In this paper we provide new whole-rock (ICP-OES and -MS) and mineral chemistry data (microprobe and ICP-MS-LA analysis) of the Iricoumé volcanics, improving our knowledge of these rocks. Moreover, we attempt to contribute to a fuller understanding of

the evolution of the Pitinga ore-bearing rocks and, consequently, of Paleoproterozoic magmatism in the Guyana shield.

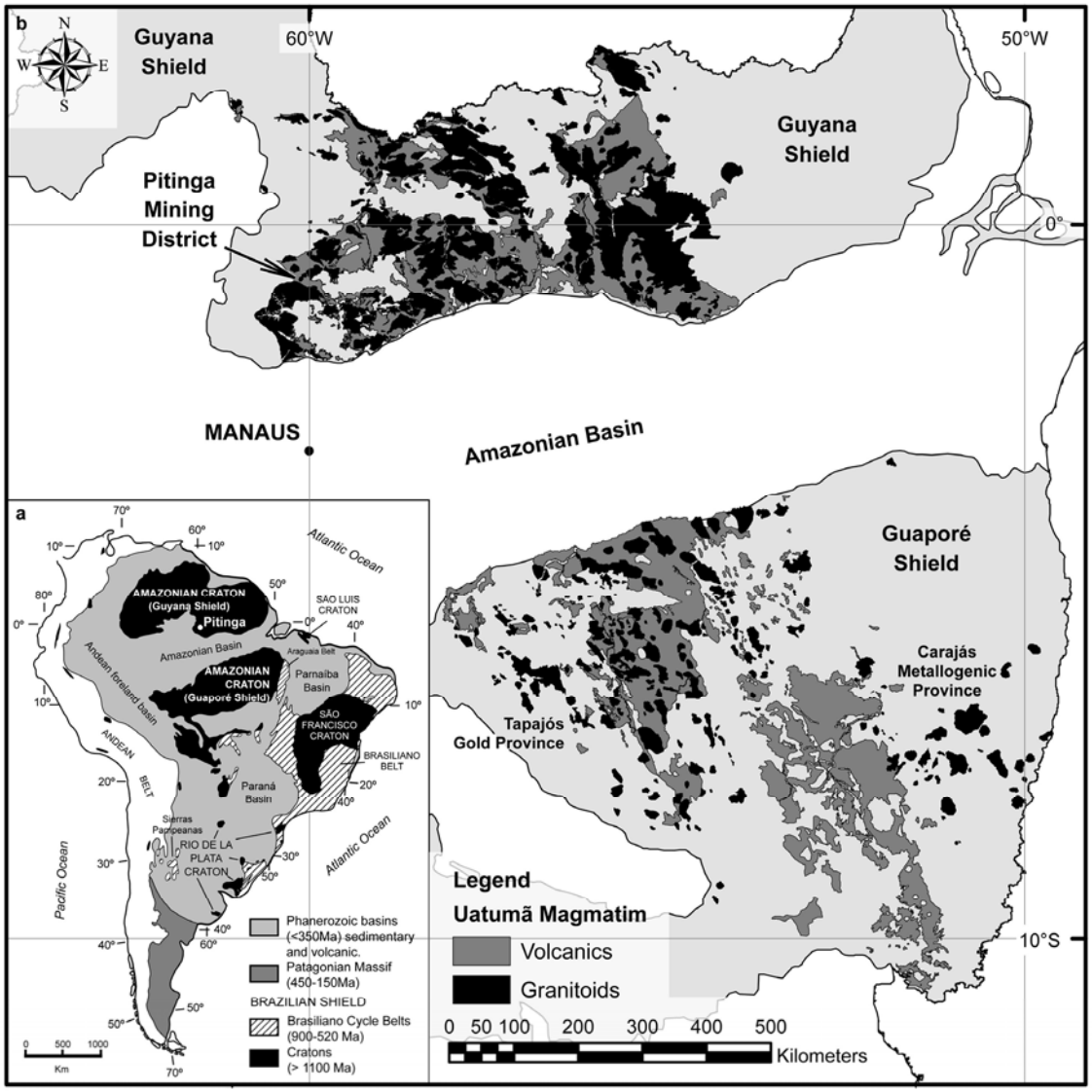


Figure 30 - Distribution of Uatumã Magmatism in the Brazilian portion of the Amazonian Craton and location of Pitinga Mining District (modified from (a) Hartmann & Delgado, 2001 and (b) from Bizzi et al., 2003 – Geology, Tectonic and Mineral Resources of Brazil - CPRM).

Geological setting

There are two main models based on geotectonic and geochronological data for the evolution of Amazonian craton (Santos et al., 2000 and Tassinari et al., 2000). In general lines, they assume an Archean nucleus partially reworked by the Transamazonian Orogeny that added a significant amount of mantle material to an ensialic crust, in between 2.2 Ga and 1.9 Ga. At around, the central-eastern part of the Amazonian Craton experienced a

voluminous within-plate, post-orogenic to anorogenic volcano-plutonic event. This event is represented by the Uatumã magmatism that is followed by continental sedimentary deposition and mafic and felsic magmatism, with ages from 1.88 Ga to 1.76 Ga. Successive continental accretions, forming mobile belts between 1.9 Ga and 1.44 Ga, took place from the central-western towards the western part of the craton. A younger orogenic belt (Sunsas Orogeny) occurred in the southwestern region between 1.4 and 1.0 Ga, and was followed by post-orogenic (~1.1 Ga) to anorogenic (~0.99 Ga) magmatic events.

In the Pitinga area (Fig. 31), the basement (Guianense Complex) consists of gneisses of amphibolite to granulite facies, associated with migmatites and granitoids of 2.0 Ga (Issler et al., 1974 and Araújo et al., 1976). High-K calcic-alkaline magmatism (Água Branca Suite) has ages around 1.96 Ga and is composed of quartz diorites to granodiorites and monzogranites (Oliveira et al., 1996, Valério et al., 2006).

The Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association has aluminous A-type affinity and ages form 1.87 Ga to 1.9 Ga (Costi et al., 2000, Ferron et al., 2006, 2009). Iricoumé volcanics consist of effusive and hypabyssal andesite to rhyolite, voluminous ignimbrites, and minor co-ignimbritic fall tuffs, surge and volcanoclastic deposits (Ferron et al., 2006). U-Pb and Pb-Pb data indicate ages from ca1877 Ma to ca1904 Ma for the volcanic rocks, whilst the Mapuera Suite granitoids have ages from ca.1871 Ma to ca1891 Ma (Fig. 32). The Iricoumé-Mapuera event is followed by the deposition of quartz sandstones, arkoses and conglomerates of Urupi formation (Veiga Jr. et al., 1979). Fall tuffs and ignimbrites are interbedded with Urupi sandstones in the basal portion of the sedimentary sequence. The Urupi volcanism is interpreted as a later stage of Iricoumé volcanism (Ferron et al., 2006).

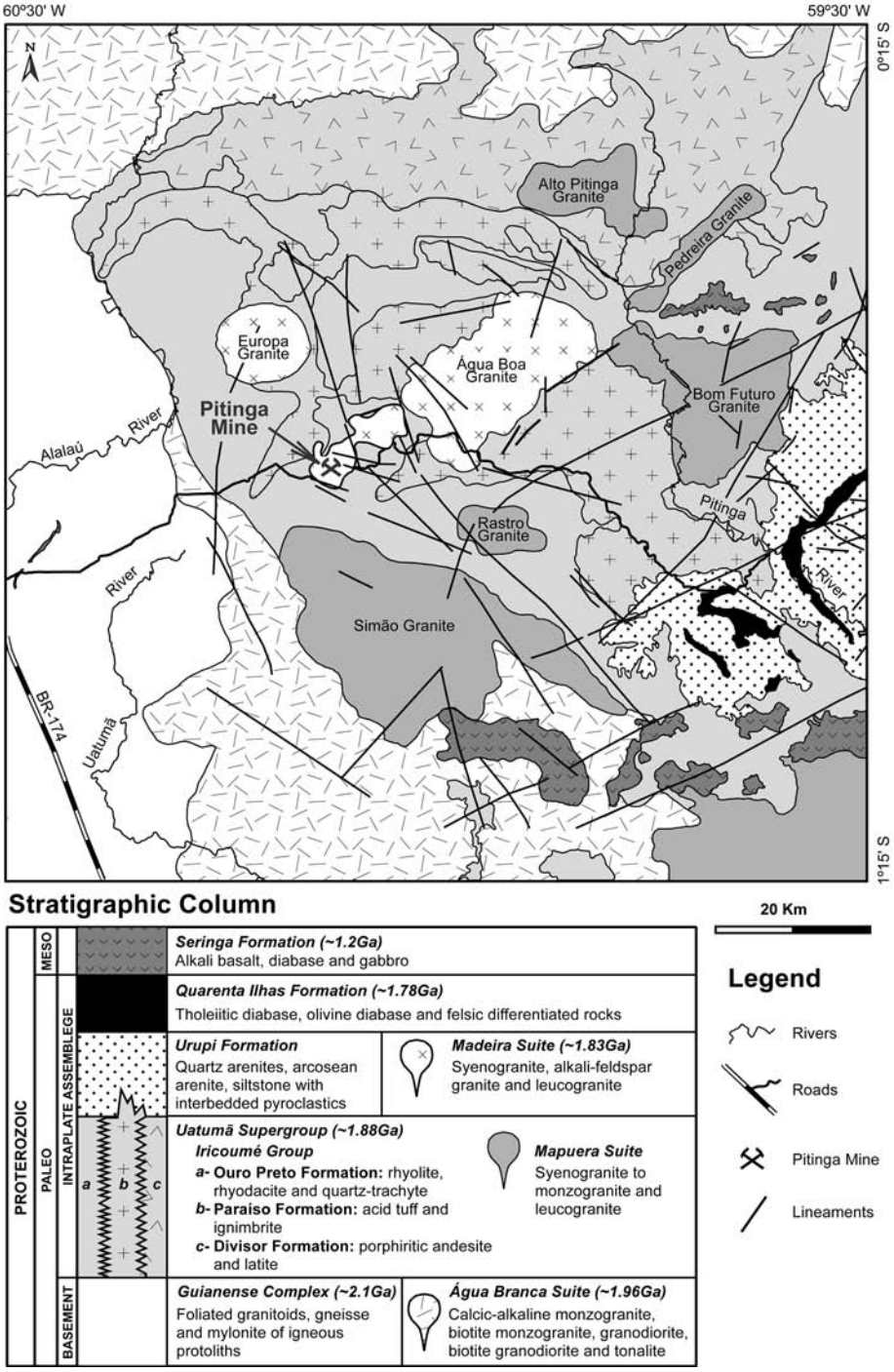


Figure 31 – Geological map of Pitinga Mining District (modified from Ferron et al., 2006).

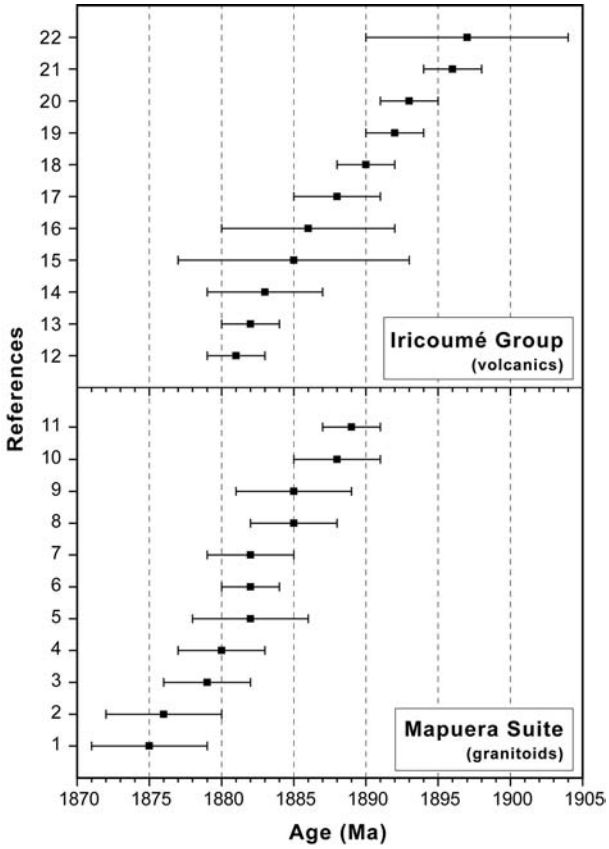


Figure 32 – Summary of geochronological data of the Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association. Data sources: 1,19,22 – Ferron et al. (2009); 2-4,21 – Santos et al. (2002); 5-10,12,13,15,16,18 – Ferron et al. (2006); 11 – Valério et al. (2006b); 14 – Valério et al. (2005); 17 – Costi et al. (2000); 20 – Macambira et al (2002).

Volcanic rocks of Iricoumé Group were described by Valério et al. (2005) in the southernmost portion of the Guyana Shield. They show compatible ages and geochemical features with the Iricoumé Group in Pitinga area. Lamarão et al. (2002, 2005) recognized a similar volcano-plutonic association (Moraes Almeida Formation, Iriri Group-Maloquinha Suite) in the Tapajós Gold Province area. This volcano-plutonic association represent the counterpart of the Uatumã magmatism in the Guaporé Shield, south Amazonian craton.

The mineralized granitoids of Madeira Suite are individualized in biotite, albite, topaz and rapakivi facies. Geochemical data indicate A-type signature with peralkaline affinity. An anorogenic setting at ca.1.93 Ga have been assumed for their emplaced (Horbe et al., 1991, Lenharo, 1998, Costi et al., 2000, Lenharo et al., 2003). Subvolcanic bodies, composed by gabbros to quartz diorites of tholeiitic affinity, are included in the Quarenta Ilhas Formation (Veiga Jr. et al., 1979). They crosscut the Urupi sequence and were emplaced occurred throughout pre-existing volcano-plutonic structures. U-Pb data indicate ages of 1.78

Ga (Santos et al., 2002). The later magmatic activity in Pitinga area consist of alkaline basalts of Seringa Formation (Veiga Jr. et al., 1979). Araújo et al. (1976) presented ages of 1.2 Ga for a correlated sequence in the Guyana Shield. Recent bauxitic and lateritic covers and alluvial deposits are abundant in the Pitinga area. These deposits are not represented on figure 31.

Methods

Geological mapping and sampling were based on previous mapping and exploration activities reported by mining companies. More than one hundred and fifty representative samples were collected, and forty seven were selected for thin-section studies and chemical analysis.

Whole-rock chemical analyses of effusive and hypabyssal rocks and ignimbrites were carried out by Activation Laboratories, Canada, following ICP-OES and ICP-MS procedures for major and trace elements, respectively. Fluorine was analyzed by ISE. All samples of effusive and hypabyssal rocks belong to the Iricoumé Group as well as ten ignimbrite samples. Other two samples of pyroclastic rocks are from ignimbrites interbedded with sandstones of the Urupi Formation (samples A25a and A27a).

Chemical analyses of amphiboles were carried out through a CAMECA SX-100 electron microprobe of the Department of Earth and Environmental Sciences of Ludwig-Maximilians-Universität München, Germany, under supervision of Dr. Cristina P. de Campos. Analytical procedures consisted of acceleration voltage of 15kv, size of electron beam of 10µm and current of 40nA. Counting time was 10s for peak position and 5s for each background position. Major elements were analysed according to the following crystal, X-ray lines and standards: Si- TAP, Kα, wollastonite; Ti- PET, Kα, ilmenite; Al- TAP, Kα, albite; Fe- LIF, Kα, Fe_2O_3; Mn- LIF, Kα, ilmenite; Mg- TAP, Kα, periclase; Ca- PET, Kα, wollastonite; Na- TAP, Kα, albite; K- PET, Kα, orthoclase; Cr- LIF, Kα, Cr_2O_3; F- PC1, Kα, LiF; Cl- PET, Kα, vanadinite. Structural formulas were calculated on 23O basis and 13 CNK normalization factor using the MINPET 2.0® software.

Fifty-two zircon grains from one rhyolite (30 grains) and one ignimbrite (22 grains) were studied under optic microscope. The trace elements were analyzed by LA ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) at the Kingston University, UK, under the supervision of Dr. Kym Jarvis and Dr. Kathryn Lange. Analytical procedures consisted of CETAC LSX100 Nd:YAG laser, operating at 266 nm. The laser power was optimised so that a clean ablation pit was created during each ablation with a view

to minimising damage around the ablation pit. The typical ablation pit is 20µm diameter. The shot repetition rate was 10Hz and the energy delivery 200 µJ. Single spot analyses were performed with 3 replicate measurements being made during analysis time of 6s. 90Zr was used as an internal standard and external calibration was carried out using NIST 610 glass as a single point calibration forced through the origin after blank correction. Results were blank corrected using 'gas' blanks collected at the start of each run. The raw integrals were blank corrected using a minimum of 5 'gas' blanks collected at the start of each run. These blanks are generated by carrying out an analysis with the laser firing but the shutter closed – thus no ablation is taking place. Data were processed manually using MS Excel®.

Petrography of Iricoumé Group rocks

Iricoumé porphyritic rhyolite and trachyte have modal contents of phenocrysts varying from 8 to 40 vol%. They show euhedral to subhedral shapes, resorption features and fragmented terminations. Alkali-feldspar and quartz are the dominant phases in rhyolite and trachyte, with rare plagioclase. Hornblende shows pale-brown to bluish-green pleochroism with hexagonal monoclinic morphology when euhedral. Frequently, the hornblende grains are involved by a thin rim of leucoxene. Green biotite is common mainly in the rhyolites, occurring as subhedral grains dispersed in the groundmass. Apatite is the most abundant accessory mineral in trachyte, while zircon dominates in rhyolite. Allanite, magnetite and titanite occur in the entire compositional range.

The quartz-feldspathic groundmass is fine phaneritic to aphanitic and locally vitreous. Micrographic texture within the groundmass of hypabyssal units can indicate low-cooling rates of quartz-feldspathic residual melt. Micropoikilitic texture allied to spherulitic structures in the aphanitic groundmass of effusive units, suggests that devitrification processes did occur. Subvertical flow foliation, that promoted rotation of euhedric phenocrysts, can be observed in samples from a rhyolitic dome in the northern part of the studied area. The flow foliation structure is characterized by the interbedding of quartz-feldspathic thin layers with different crystallization degrees, since originally glassy until fine-grained phaneritic.

Iricoumé ignimbrites are the dominant pyroclastic lithotypes and are composed dominantly by fragmented crystals of quartz and feldspar. Cognate lithic fragments are frequently observed. The amount of dense fragments (crystals and lithic fragments) in ignimbrite is around 35vol%, which is considerably higher than the amount of phenocrysts in the effusive rocks (mean of ~10vol%). This enrichment can indicate the actuation of

elutriation processes during eruption and transportation (Cas & Wright, 1987). Glassy components are common and consist mainly of stretched *fiamme* showing eutaxitic texture, which suggest welding process by load. Perlitic cracks, micropoikilitic texture in glassy matrix and spherulitic and axiolitic intergrowing in *fiamme* are evidences of devitrification processes. Some ignimbrites occur interbedded with sandstones of Urupi Formation and share many petrographic features with the Iricoumé ignimbrites.

Massive fall- and surge-deposits consist of fine-grained tuffs. These deposits are spatially associated to ignimbrites and can be interpreted as co-ignimbritic tuffs. They are quartz-feldspathic in composition, internally poor-organized, and have a few cognate lithic fragments. Surge deposits are characterized by planar bedding and sandwaves bedforms, which suggest transportation dominantly by traction in a two-phase (particle and gas) flow, of high to moderate particle concentration. An origin related to pyroclastic density currents can be assumed.

Compositional features of Iricoumé Group rocks and minerals

- Geochemistry

The effusive and hypabyssal rocks are characterized by SiO_2 contents between 63.46 wt.% and 77.2 wt.%, with K_2O+Na_2O usually higher than 8.0 wt% and $K_2O>Na_2O$. They show high $FeO^t/(FeO^t+MgO)$ ratio, high Rb, Zr, HREE and alkali contents, and low TiO_2, CaO, Sr, and Ba (Tab. 5). The ignimbrites have a more restrict silica range (from 68.0 to 76.57 wt.%) and similar contents of major and trace elements faced to the effusive and hypabyssal. In the TAS plot (Fig 33a) the effusive and hypabyssal rocks can be classified as trachyte, trachydacite or rhyolite. Samples with SiO_2 content lower than 69.0 wt% show a trend compatible with an alkaline series trend. The two less differentiated samples show loss of alkali elements, possibly related to post-magmatic processes, such as devitrification. In the Zr/TiO_2 vs SiO_2 plot of Winchester and Floyd (1977) the studied samples occupy the rhyodacite/dacite and the rhyolite fields. The samples plot in the metaluminous field of this diagram, forming a parallel trend to the boundary of rhyolites-rhyodacite-dacite/trachyte commendite-pantelerite fields (Fig. 33b). The metaluminous character is confirmed by Shand indexes, which evolution point to a slightly peraluminous trend (Fig. 34). $FeO^t/(FeO^t+MgO)$ are higher than 0.8 and increase toward the more differentiated rocks. Alkali-lime index of Peacock, in the Brown's (1981) diagram, indicate an alkali-calcic affinity for the effusive and

hypabyssal rocks (Fig. 35). The samples plot preferentially in or near the field of metaluminous granitoids related to alkaline series (Nardi, 1991). Only the less differentiated rocks plot in the field of calc-alkaline compositions. In the Y+Nb vs Rb diagram (Fig. 36) the studied rocks occupy the area shared by post-collisional, volcanic arc-related and within-plate granites, showing a preference for the within-plate field.

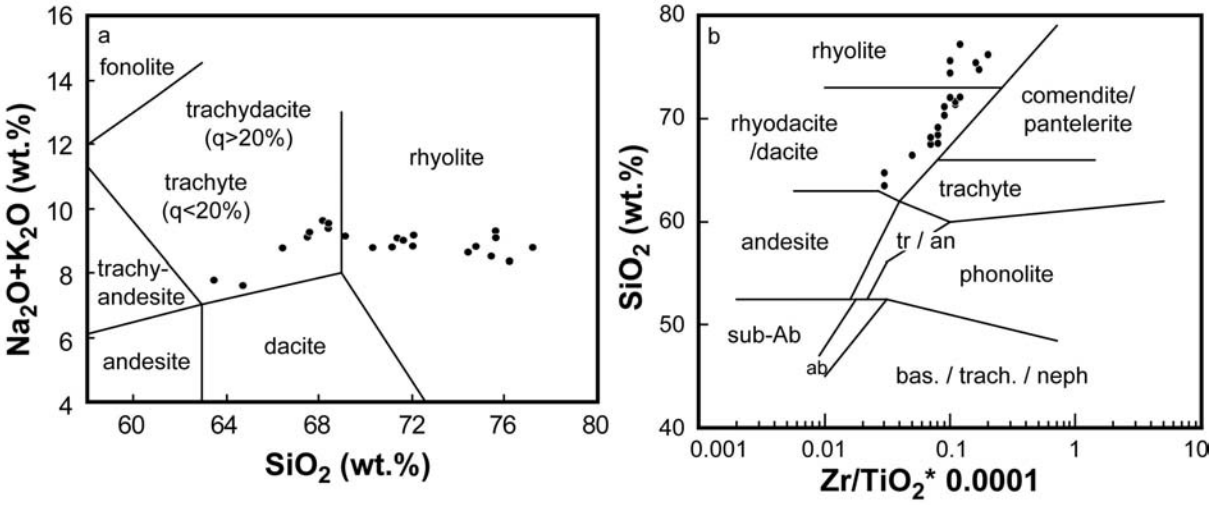


Figure 33 – Classificatory diagrams for effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group. a) part of TAS plot of Le Bas (1986); b) Zr/TiO_2 vs SiO_2 plot of Winchester and Floyd (1977).

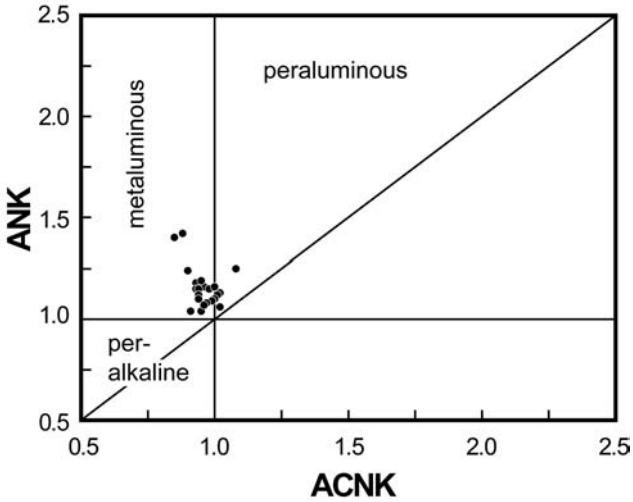


Figure 34 – Maniar and Piccoli (1989) plot based on Shand indexes for effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group.

Table 5 – Chemical composition of felsic volcanic rocks of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area.

Sample	**A02a**	**A44c**	**A44e**	**A03i**	**A71a**	**A58a**	**A36a**	**A93a**	**A27a**	**A25a**	**A66a**	**A67a**	**A77b**	**A70a**	**A75a**	**A76a**
Type	**I**	**I**	**I**	**I**	**I**	**I**	**I**	**I**	**I****	**I****	**T**	**T**	**T**	**T**	**T**	**T**
SiO_2	68.00	68.20	68.39	68.45	68.89	69.61	69.95	71.18	75.36	76.57	63.46	64.71	66.42	67.49	67.58	68.15
Al_2O_3	13.78	13.89	14.08	13.44	14.40	14.64	13.35	13.09	13.52	12.81	14.61	14.56	14.56	14.18	14.31	14.52
$Fe_2O_3^t$	4.23	3.79	3.60	4.14	3.49	3.32	3.68	2.72	3.58	3.41	6.39	6.17	4.90	3.57	3.57	3.50
MnO	0.08	0.07	0.06	0.07	0.07	0.05	0.08	0.06	0.01	0.04	0.11	0.11	0.11	0.07	0.10	0.08
MgO	0.62	0.85	0.64	0.58	0.51	0.64	0.55	0.29	0.05	0.09	1.37	1.38	0.93	0.66	0.74	0.64
CaO	1.65	1.43	2.15	0.98	1.54	0.66	0.99	1.07	0.01	0.02	3.67	3.44	2.39	1.80	1.41	1.62
Na_2O	3.53	3.66	4.07	3.62	3.86	3.93	3.81	3.33	0.05	0.06	3.52	3.49	3.97	3.85	4.08	3.93
K_2O	5.66	5.22	4.97	5.85	5.67	5.50	5.14	5.67	4.25	3.91	4.27	4.13	4.80	5.26	5.18	5.69
TiO_2	0.57	0.54	0.53	0.57	0.54	0.54	0.48	0.38	0.39	0.41	0.88	0.88	0.72	0.54	0.54	0.54
P_2O_5	0.15	0.11	0.14	0.24	0.14	0.14	0.11	0.08	0.11	0.06	0.33	0.32	0.23	0.14	0.15	0.14
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.11	0.09	n.d.	0.04	0.04	0.1
LOI	0.88	0.97	0.71	0.86	0.80	1.03	0.92	1.22	2.50	2.50	0.92	1.09	0.89	0.97	1.08	0.66
SUM	99.07	98.66	99.28	98.73	99.84	100.01	98.98	99.03	99.82	99.84	99.53	100.26	99.81	98.50	98.68	99.40
K_2O+Na_2O	9.19	8.88	9.04	9.47	9.53	9.43	8.95	9.00	4.30	3.97	7.79	7.62	8.77	9.11	9.26	9.62
K_2O/Na_2O	1.60	1.43	1.22	1.62	1.47	1.40	1.35	1.70	85.0	65.2	1.21	1.18	1.21	1.37	1.27	1.45
$FeO^t/(FeO^t+MgO)$	0.86	0.80	0.84	0.87	0.86	0.82	0.86	0.89	0.98	0.97	0.81	0.80	0.83	0.83	0.81	0.83
Ba	1158	1361	1174	1052	1440	1441	1585	858	491.4	584.8	1372	1624	1502	1353	1325	1443
Rb	220	164	149	208	193	174	177	255	134.9	160	171	117	157	174	179	192
Sr	137	178	208	163	249	230	130	95	85	59.1	381	380	282	187	168	244
Zr	378	392	383	382	419	414	323	407	356.4	340	303	303	340	395	411	384
Hf	10.3	9.9	9.6	10.5	10.1	10	8.6	10.8	10.1	10.3	7.6	7.8	8.1	9.7	9.5	9.1
Nb	20	17	15	21	15.5	15.6	17	22.7	21.3	22.6	13.8	13.5	14.6	15.7	15.6	15.3
Ta	1.5	1.2	1.2	1.5	1.3	1.29	1.3	1.91	1.5	1.5	1.05	1.07	1.16	1.34	1.25	1.26
Y	42	41	34	41	42.7	69	39	60.8	40.4	35.1	38.4	39.5	38.5	36	46.9	34.4
Ga	20	20	19	19	21	21	18	21	15.6	18.3	22	23	21	20	21	21
Sc	-	-	-	-	7	6	-	4	-	-	12	13	10	7	7	6
Th	22.2	17.9	17.7	22.4	17.1	16.9	18.5	27.4	25.8	23.1	13.1	13.2	15.3	17.1	16.2	15.7
U	5	4.3	4.2	5.1	4	4.54	4.4	6.87	3.6	3.3	3.55	3.38	3.83	5.05	4.3	4.25
Pb	29	24	23	32	24	29	28	24	9.4	31	26	21	16	27	17	26
Zn	60	50	40	100	70	70	80	70	5	10	110	100	100	80	70	70
V	25	27	26	28	26	23	10	7	28	5	81	79	46	30	30	22
W	3	< 1	< 1	2	5.1	1.4	< 1	1.3	3.5	1.6	1.2	1.6	1.6	2.6	2.3	1.4
Sn	< 1	< 1	< 1	< 1	4	2	< 1	4			2	2	3	3	2	2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.6	0.6	< 0.5	1.3	< .1	< .1	1.8	1.8	< 0.5	2.4	2.3	2.2
Au*	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.8	0.6	< 2	< 2	n.d.	< 2	< 2	< 2
La	71	65.8	55.9	77.4	64.1	88.9	58	89	127.8	114	57.1	59.2	59.7	63	65.4	59.6
Ce	137	118	105	147	119	160	113	160	224.9	184.2	113	116	117	121	124	113
Pr	14.9	12.9	11.4	16.2	12.7	16.7	12.5	17.4	28.2	20.08	12.4	12.5	12.3	12.7	13	11.9
Nd	50.7	44.3	39.1	54.7	44.7	62.3	43.4	60.4	103.4	67.4	45.3	46.7	44.8	44.6	46.2	42.4
Sm	8.6	7.2	6.5	9.3	7.74	10.7	7.8	10.2	15.4	9.7	7.97	8.24	7.75	7.46	7.78	7.11
Eu	1.57	1.45	1.25	1.66	1.53	2.17	1.72	1.53	2.49	1.5	1.99	2.04	1.65	1.57	1.63	1.56
Gd	7.2	6.7	5.6	7.6	6.4	9.8	6.8	9.48	10.83	6.54	7.52	7.74	6.02	6.76	7.5	6.44
Tb	1.3	1.1	0.9	1.3	1.12	1.71	1.2	1.61	1.85	1.2	1.18	1.22	1.05	1.07	1.19	1.01
Dy	7.1	6	5	7.1	6.76	10.3	6.4	9.57	9	6.33	6.54	6.84	6.33	6	6.92	5.67
Ho	1.4	1.2	1	1.4	1.32	2.09	1.3	1.92	1.71	1.22	1.31	1.36	1.23	1.19	1.4	1.13
Er	4.5	3.9	3.3	4.5	4.15	6.33	3.9	6.02	4.18	3.67	4	4.12	3.72	3.7	4.48	3.53
Tm	0.71	0.6	0.51	0.71	0.649	0.943	0.6	0.945	0.67	0.56	0.613	0.625	0.572	0.577	0.698	0.555
Yb	4.6	3.8	3.3	4.6	4.18	5.94	3.9	6.16	3.76	4.08	3.93	4.09	3.72	3.84	4.49	3.64
Lu	0.65	0.53	0.47	0.64	0.636	0.904	0.57	0.939	0.67	0.63	0.587	0.601	0.565	0.589	0.69	0.559
$(La/Sm)_N$	5.33	5.90	5.55	5.37	5.35	5.36	4.80	5.63	5.36	7.59	4.63	4.64	4.97	5.45	5.43	5.41
$(Gd/Yb)_N$	1.37	1.56	1.47	1.47	1.24	1.34	1.47	1.25	2.00	1.28	1.58	1.59	1.32	1.42	1.34	1.42
Eu/Eu*	0.61	0.64	0.63	0.60	0.66	0.65	0.72	0.48	0.59	0.58	0.79	0.78	0.74	0.68	0.65	0.70
Ga/Al	2.74	2.72	2.55	2.67	2.75	2.71	2.55	3.03	2.18	2.70	2.84	2.98	2.72	2.66	2.77	2.73
Y/Nb	2.10	2.41	2.27	1.95	2.75	4.42	2.29	2.68	1.90	1.55	2.78	2.93	2.64	2.29	3.01	2.25

Table 5 – *continued*

Sample	**A81a**	**A81b**	**A53a**	**A05u**	**A07a**	**A94b**	**A79a**	**A61a**	**A50a**	**A18a**	**A40b**	**A42a**	**A19a**	**A51a**	**A62a**	**A59a**
Type	**T**	**T**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**
SiO_2	68.39	68.40	69.12	70.30	71.14	71.36	71.62	72.03	72.07	74.41	74.75	75.41	75.60	75.61	76.20	77.20
Al_2O_3	14.12	13.92	13.90	13.56	13.37	13.31	12.98	12.21	13.52	11.88	11.83	11.38	12.85	12.25	11.67	11.52
$Fe_2O_3^t$	3.92	3.62	4.33	3.58	3.28	2.91	3.07	3.54	2.78	2.61	2.70	2.80	1.99	1.18	2.38	1.27
MnO	0.09	0.04	0.07	0.06	0.08	0.06	0.06	0.09	0.11	0.05	0.05	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03
MgO	0.65	0.75	0.53	0.36	0.43	0.33	0.23	0.07	0.26	0.25	0.03	0.05	0.08	0.13	0.05	0.07
CaO	1.54	1.33	1.57	0.92	1.11	0.69	0.67	0.91	1.01	0.63	0.55	0.53	0.71	1.03	0.24	0.65
Na_2O	3.78	3.65	3.22	2.34	3.79	3.48	3.32	3.91	3.10	2.50	3.30	2.21	3.28	2.23	3.46	2.23
K_2O	5.60	5.89	5.92	6.44	5.01	5.60	5.69	4.92	6.07	6.14	5.52	6.31	6.02	6.86	4.91	6.56
TiO_2	0.53	0.50	0.59	0.44	0.44	0.40	0.39	0.33	0.34	0.35	0.24	0.24	0.26	0.20	0.20	0.16
P_2O_5	0.14	0.14	0.17	0.11	0.10	0.09	0.09	0.04	0.07	0.06	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	0.03
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<0.01	n.d.
PF	0.80	0.79	0.83	0.89	0.82	0.88	0.80	0.63	0.73	0.96	0.59	0.66	< 0.01	0.81	0.47	0.47
SOMA	99.47	98.99	100.18	98.94	99.49	99.05	98.89	98.61	99.95	99.79	99.53	99.61	100.83	100.34	99.61	100.16
K_2O+Na_2O	9.38	9.54	9.14	8.78	8.80	9.08	9.01	8.83	9.17	8.64	8.82	8.52	9.30	9.09	8.37	8.79
K_2O/Na_2O	1.48	1.61	1.84	2.75	1.32	1.61	1.71	1.26	1.96	2.46	1.67	2.86	1.84	3.08	1.42	2.94
$FeO^t/(FeO^t+MgO)$	0.84	0.81	0.88	0.90	0.87	0.89	0.92	0.98	0.91	0.90	0.99	0.98	0.96	0.89	0.98	0.94
Ba	1095	1131	1249	918	942	892	1039	405	1018	675	220	272	545	669	163	269
Rb	212	222	220	286	190	221	223	180	232	280	227	237	264	354	206	253
Sr	163	140	164	108	106	105	99	28	118	61	16	27	100	73	32	87
Zr	422	413	442	417	413	428	431	342	409	365	390	379	256	196	395	197
Hf	10.2	10.3	11.1	10.7	10.9	11.7	11	9	10.6	10.2	10.6	10.1	7.7	6	10.2	6
Nb	18.9	19.1	19.7	20	21	23.6	19.9	16.8	20.8	22	20	20	23	15.7	17.7	16.2
Ta	1.56	1.58	1.6	1.4	1.4	1.96	1.61	1.41	1.72	1.7	1.6	1.5	1.9	1.64	1.66	1.58
Y	65	71.2	54.8	43	49	60	48	55.1	54.3	57	49	52	73	38.4	49	42.1
Ga	21	22	25	26	23	23	20	23	22	19	21	17	18	16	19	14
Sc	7	7	8	-	-	5	5	4	2	-	-	-	-	2	2	2
Th	22.2	22.5	21.3	20.4	21.1	27.1	19.9	16.8	22	27.4	23.3	22	34.4	28.9	20.7	24.2
U	7.92	5.51	6.36	4.6	4.8	7.29	4.96	3.59	5.95	5.1	5.4	6.7	7.4	7.69	4.56	8.37
Pb	26	23	30	35	24	37	24	33	37	27	29	165	46	31	32	22
Zn	50	50	60	80	60	80	70	100	70	70	80	110	30	30	60	< 30
V	27	29	32	18	13	16	9	< 5	< 5	11	< 5	< 5	12	< 5	< 5	< 5
W	2	1.8	2.5	2	< 1	1.9	3.4	2.2	3.9	< 1	1	< 1	1	1.4	2.6	1.3
Sn	3	3	3	< 1	< 1	4	3	3	3	< 1	< 1	< 1	1	2	2	3
Ag	0.7	1.2	1	< 0.5	< 0.5	3.5	2.6	2	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.6	< 0.5	< 0.5	2.6	< 0.5
Au*	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	< 2	< 2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	< 2	n.d.
La	91.3	95.2	78.5	70.9	78.5	90.8	74.9	92	77.9	82.1	71	73	116	72.1	72	68.1
Ce	161	163	151	138	147	171	146	152	153	155	136	136	176	138	152	128
Pr	16.9	18.7	16.3	15.6	16.5	18.4	15.9	20.4	16.4	16.8	15.2	15.6	21.7	13.9	16.1	13.3
Nd	60.6	67.1	58.3	53.7	56.6	65.2	56.9	76.5	57.7	55.9	53.4	55.2	71.1	45.7	57.7	44.8
Sm	10.3	11.5	10.1	8.9	9.8	10.7	9.95	13.5	10	9.2	9.4	9.9	11.6	7.32	10.2	7.39
Eu	1.83	2.01	1.94	1.37	1.53	1.48	1.66	1.53	1.45	1.16	0.54	0.62	1.23	0.894	0.53	0.415
Gd	9.26	10.5	8.91	7.5	8.2	9.91	9.15	12.5	8.18	8.1	8.6	9.4	10.5	5.72	9.3	5.86
Tb	1.54	1.76	1.5	1.3	1.4	1.65	1.48	1.93	1.5	1.4	1.5	1.6	1.8	0.99	1.49	1.07
Dy	9.02	10.6	8.97	7.1	7.9	9.56	8.34	10.7	9.1	8.2	8.1	8.7	9.8	6.05	8.53	6.62
Ho	1.81	2.12	1.77	1.4	1.6	1.87	1.66	2.01	1.78	1.7	1.6	1.7	2	1.22	1.71	1.36
Er	5.58	6.51	5.43	4.6	5.1	5.89	5.05	5.98	5.54	5.7	5.2	5.4	6.2	3.88	5.38	4.32
Tm	0.831	0.981	0.847	0.74	0.79	0.92	0.776	0.908	0.879	0.93	0.84	0.82	0.95	0.635	0.847	0.707
Yb	5.36	6.12	5.59	4.8	5	6.07	5.1	5.83	5.69	5.6	5.4	5.1	5.8	4.22	5.56	4.63
Lu	0.821	0.919	0.844	0.67	0.71	0.925	0.776	0.871	0.856	0.79	0.74	0.74	0.77	0.633	0.863	0.704
$(La/Sm)_N$	5.72	5.34	5.02	5.14	5.17	5.48	4.86	4.40	5.03	5.76	4.88	4.76	6.46	6.36	4.56	5.95
$(Gd/Yb)_N$	1.39	1.41	1.30	1.38	1.43	1.32	1.46	1.77	1.18	1.27	1.44	1.57	1.69	1.12	1.33	1.03
Eu/Eu*	0.57	0.56	0.63	0.51	0.52	0.44	0.53	0.36	0.49	0.41	0.18	0.20	0.34	0.42	0.17	0.19
Ga/Al	2.81	2.98	3.40	3.62	3.25	3.26	2.91	3.56	3.07	3.02	3.35	2.82	2.65	2.47	3.07	2.30
Y/Nb	3.44	3.73	2.78	2.15	2.33	2.54	2.41	3.28	2.61	2.59	2.45	2.60	3.17	2.45	2.77	2.60

Notes: Major elements and F expressed as wt.%. trace elements expressed as ppm. Au* contents expressed as ppb. Abreviations: I - ignimbrite; T - trachyte; R - rhyolite; LOI – Loss on ignition. Ignimbrites marked with ** are formally included in the Urupi Formation.

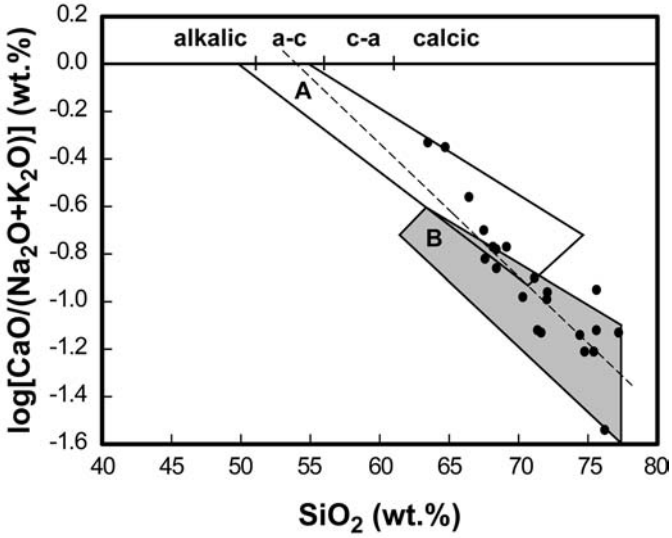


Figure 35 – Alkali-lime index of Peacock vs SiO_2 plot (field A to calcic-alkaline rocks, from Brown, 1981, and B to metaluminous granitoids from alkaline associations, from Nardi, 1991). Dashed line represents the linear fit distribution of the effusive and hypabyssal samples, excluding the two analyses with lack of sodium.

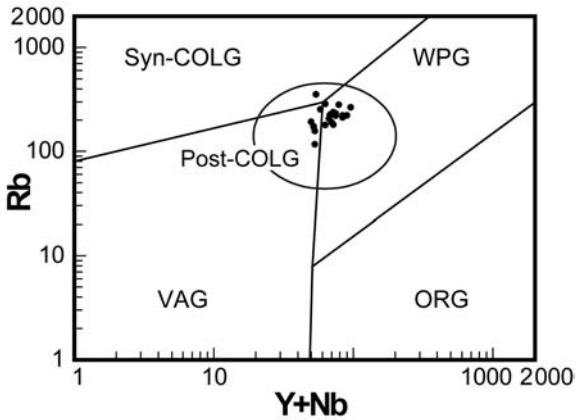


Figure 36 – Tectonic discriminating diagram of Pearce et al. (1984) for effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group. Abreviations: Syn-COLG – syn-collisional granites; VAG – volcanic arc granites: ORG – ocean ridge granites; WPG – within plate granites; Post-COLG (from Pearce, 1996) – post-collisional granites.

Volcanic rocks co-genetic with granites of A-type affinity have been recognized by several authors (Bowden & van Breemen, 1972, Bonin et al., 1978, Collins et al., 1982, Eby, 1990, Turner et al., 1992, Rämö & Haapala, 1995, Christiansen et al., 2007) and indicate that this nomenclature, originally defined for granitoids, can be applied for volcanic rocks. General geochemical features shown by the Iricoumé volcanics are similar to those of A-type rocks (according to Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Eby, 1992; King

et al., 1997; Frost et al., 2001, Bonin, 2007, Nardi & Bitencourt, 2009). They occupy mostly the A-type field in the Whalen et al. (1987) plot, except for two samples where the apatite is widely dominant over zircon (Fig. 37a). The Nb/Y ratios higher than 1.2 indicate affinity with the A2-type rocks, following the Eby (1992) classification (Fig. 37b).

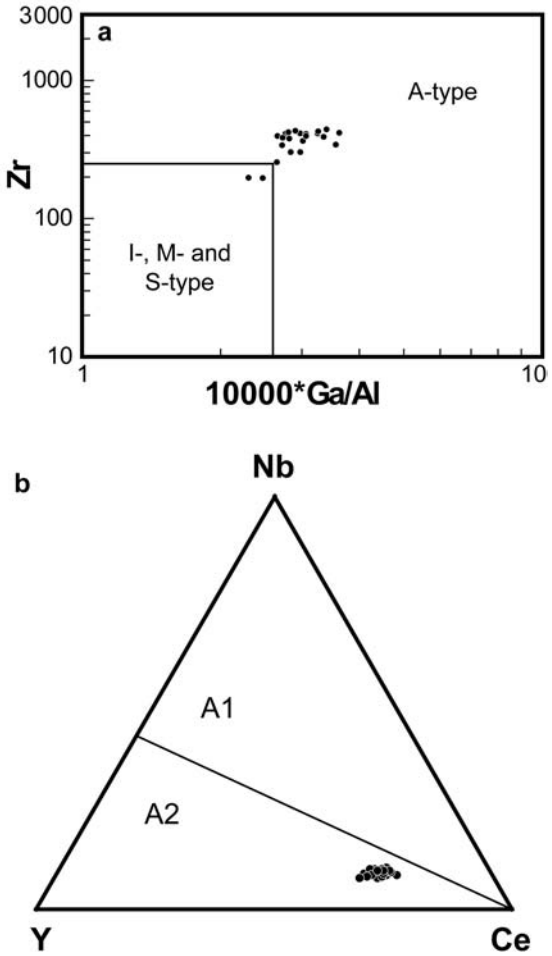


Figure 37 – Granitoids discriminating diagram for effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group. a) Zr vs Ga/Al plot of Whalen et al. (1987); b) A-type granitoids discriminating plot of Eby (1992).

In the C1 chondrite- and ORG-normalized spidergrams (Fig 38a-c) the effusive and hypabyssal samples depict negative anomalies of Sr, Ba, Eu and Ti, varying from moderate to strong toward the more differentiated rhyolite. Phosphorus shows since a weak positive anomaly, where apatite is dominant, until strong negative anomalies in the more differentiated samples. Nb and Ta show negative anomalies without significant variation with differentiation. REE normalized patterns are characterized by a relative high LREE content (La_N mean of 319), slight to strong negative Eu-anomalies (Eu/Eu* ratio from 0.79 to 0.17) and flat distribution of HREE (Gd_N/Yb_N mean of 1.55). Ignimbrites of Urupi Formation show

depletion in some major elements due to strong hydrothermal alteration and devitrification, but keep a trace element patterns similar to those of effusive and hypabyssal rocks (Fig 38d-f).

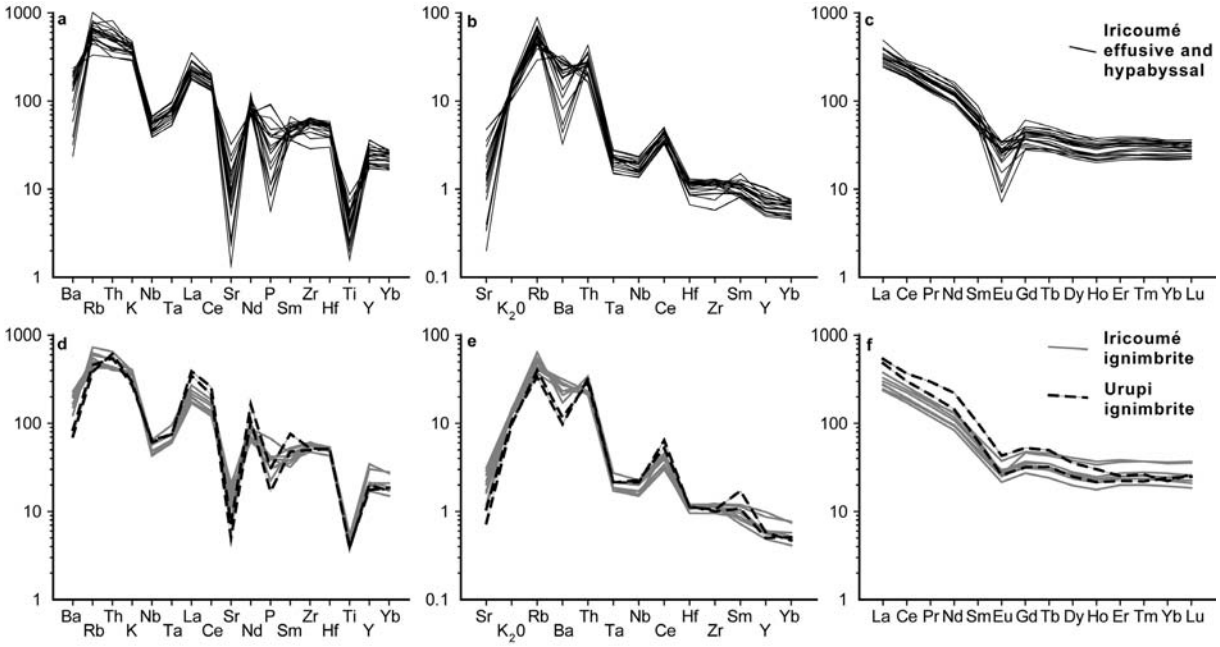


Figure 38 – Sipergrams of felsic volcanic rocks of Pitinga Mining District. a,d) Chondrite-normalized pattern Thompson et al (1982); b,e) ORG-normalized pattern of Pearce et al (1984); c,f) C1 chondrite-normalized pattern of Sun & McDonough (1989).

Decrease of Al_2O_3, CaO, Sr, Ba and Eu/Eu* with differentiation, displayed in plots against SiO_2 (Fig. 39), allied to negative Eu-anomalies in spidergrams, suggest plagioclase fractionation during differentiation. The negative Ti-anomaly allied to its inverse correlation with the differentiation index and the decrease of FeO^t with differentiation, can be interpreted as result of Ti-magnetite fractionation. Similarly, FeO^t and MgO inverse correlation against silica can have been promoted by hornblende and biotite fractionation. Zr and Hf contents reach their higher concentration at around 70 wt.% of silica and point to zircon fractionation only at the very late stage of differentiation. The behaviour of P in chondrite-normalized patterns is consistent with apatite fractionation. Weak positive anomaly of P in chondrite-normalized diagrams suggests apatite accumulation in less differentiated rocks. A strong negative anomaly, as well as the inverse linear correlation of P_2O_5 and SiO_2, indicate apatite fractionation during the differentiation. Furthermore, F decreases from 0.11wt% in trachytes to less than 0.01wt% in rhyolites, showing positive correlation with P_2O_5 and so, suggests that apatite was the main accessory phase to host F. K_2O and Rb tend to increase with the differentiation what suggest their incompatible behaviour. Spreading of

K_2O, Rb and Na_2O in the later crystallization stages can be indicative of mobilization by hydrothermal alteration.

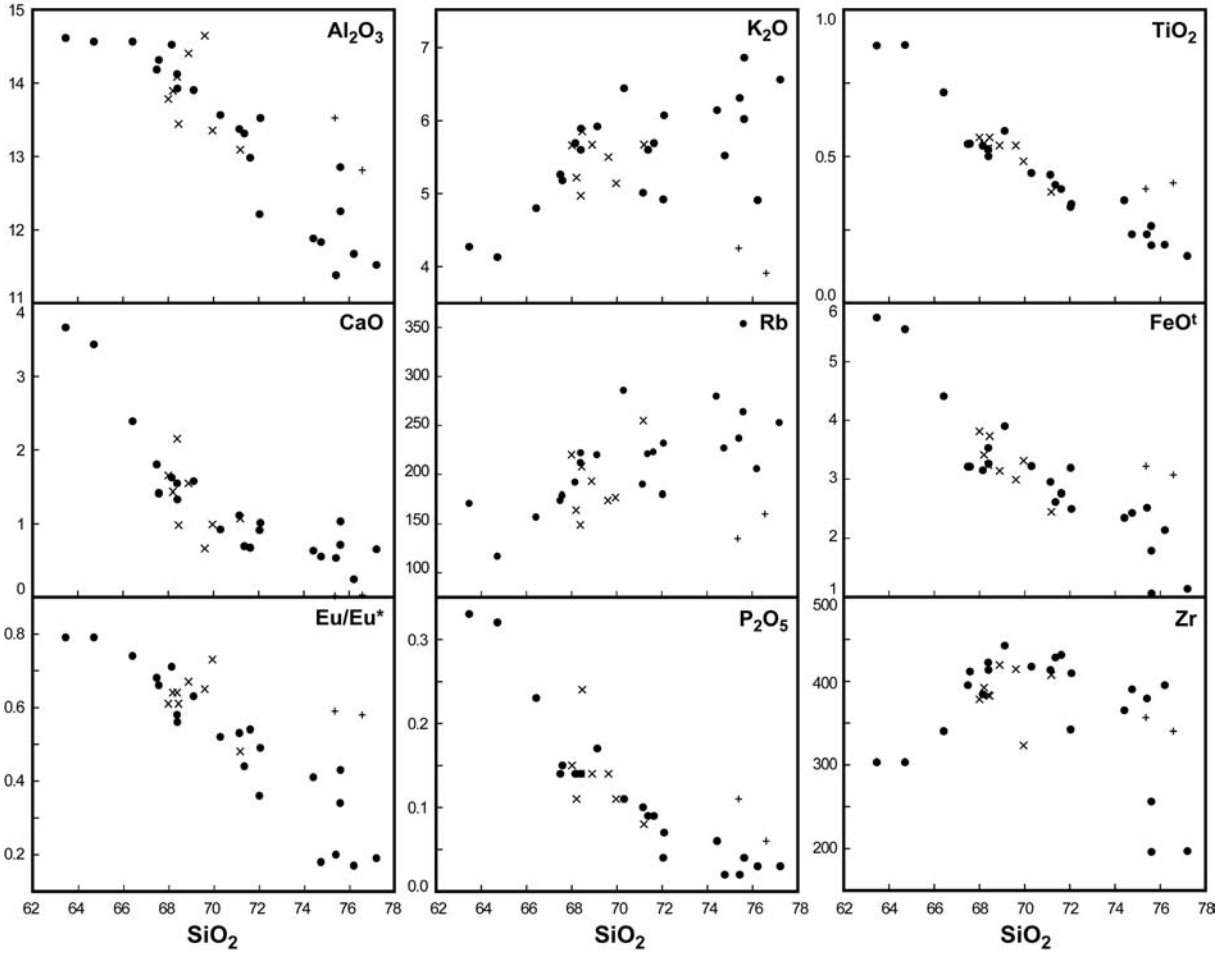


Figure 39 – Binary plots of felsic volcanic rocks of Pitinga Mining District. Oxides are expressed in wt.% and trace elements in ppm. Symbols: ● – effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group; x – ignimbrites of Iricoumé Group; + - ignimbrites of Urupi Formation.

The plot of figure 40a show inverse correlation between Rb and Sr in the less differentiated rocks, suggesting that plagioclase was the main fractionated mineral during this stage. The change observed in the more differentiated rocks, when Rb becomes compatible, suggests a more expressive participation of alkali feldspar and biotite in the later stage of crystallization. The trend displayed by Sr and Ba (Fig. 40b) confirm the predominance of plagioclase and alkali feldspar fractionation in the less differentiated rocks, as well as, the predominance of alkali feldspar and biotite as the fractionated phases in the later stages. Hydrothermal alteration may have contributed to the dispersion in these diagrams. These patterns are confirmed in the Rb/Sr vs Sr/Ba plot (Fig. 40c). Fractionation of hornblende in the less differentiated rocks can have been masked by the greater influence of plagioclase and

alkali-feldspar fractionation. The variation of REE (Fig. 38) and major elements in the Harker diagrams (Fig. 39) corroborate the inclusion of hornblende among the fractionated phases in the less differentiated rocks, and the predominance of feldspars among the fractionated phases.

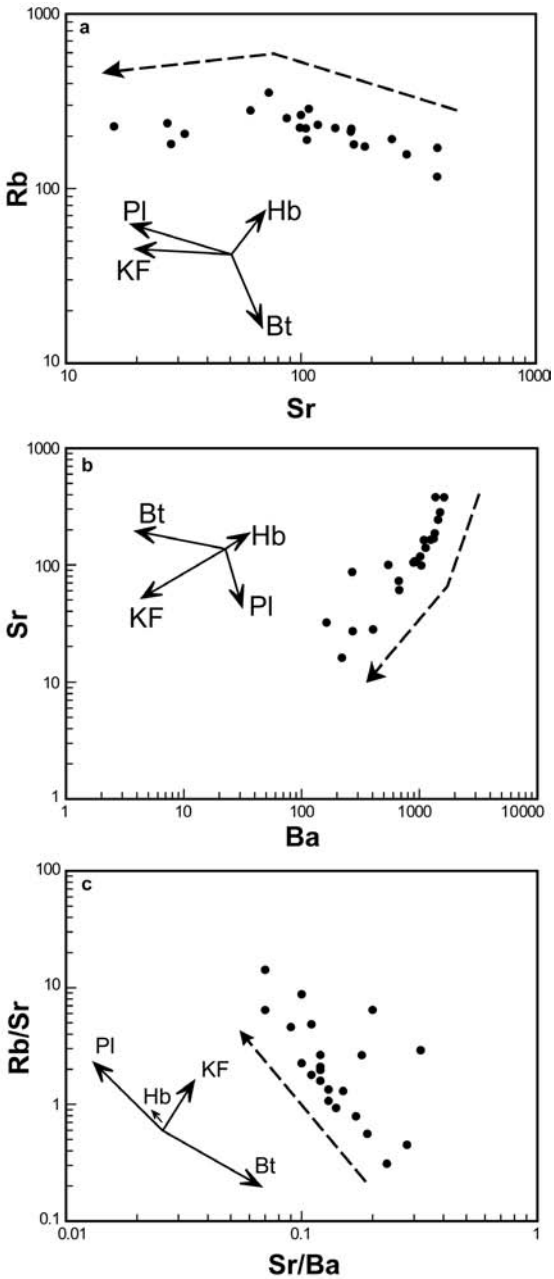


Figure 40 – a) Rb vs Sr, b) Sr vs Ba and c) Rb/Sr vs Sr/Ba plots for effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group. Dashed arrow indicate trends during fractional crystallization. Abreviations: Pl – plagioclase, KF – K-feldspar, Bt – biotite, Hb – hornblende. Vectors from Dall'Agnol et al. (1999b) geochemical modeling for 1.88Ga A-type Jamon and Musa granites, southeastern Amazonian Craton.

- Chemistry of hornblende and zircon

Hornblende crystals were analyzed in one rhyolite and one trachyte sample. The trachyte (sample A67a) has subhedral crystals without internal compositional zoning. In the rhyolite the hornblende represent crystal remnants showing anhedral forms. In both samples, they are partially altered to leucoxene plus magnetite, mainly along the crystal rims. The whole set of analyzed hornblende fit with the calcic-amphibole group (Leake et al., 1997) and can be divided into two groups: Mg-rich (in trachyte) and Fe-rich (in rhyolite) amphibole. The Mg-rich amphibole comprises mainly actinolite and subordinate magnesiohornblende, with high Si content (mean of 7.53 apfu) and low Al (mean of 0.5 apfu). Ferro-edenite is the main variety of the Fe-rich group, with minor occurrences of ferropargasite, ferrohornblende and ferroactinolite, Si and Al contents are moderate with mean of 6.81 apfu and 1.19 apfu, respectively (Tab. 6, Fig 41a, b).

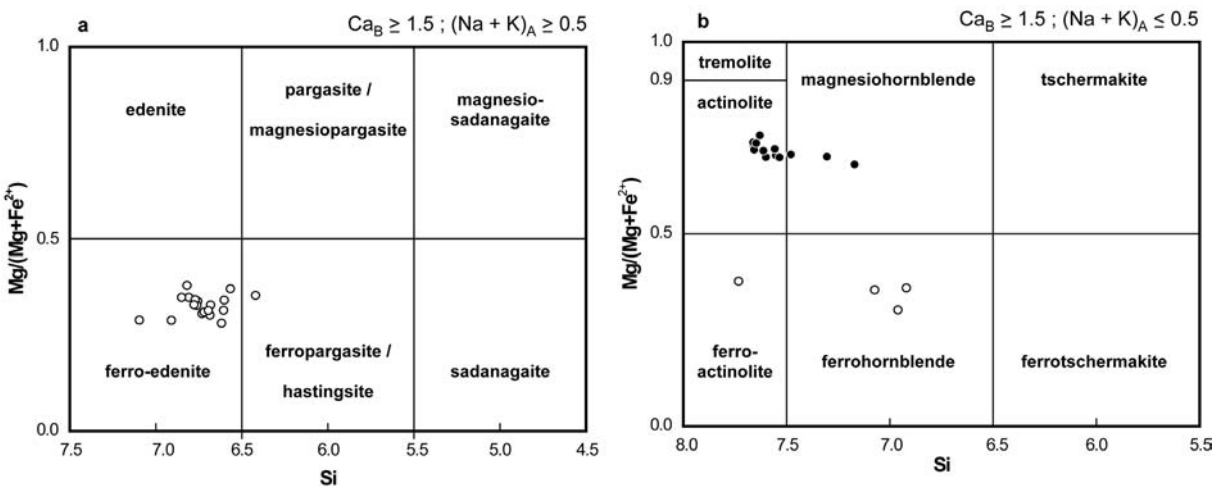


Figure 41 – Classificatory diagrams for amphiboles of the Iricoumé Group (from Leake et al., 1997). Symbols: ● – amphiboles from trachydacite (sample A67a); ○ – amphiboles from rhyolite (sample A10a).

The correlation between Al^{IV} and A site, mostly occupied by alkalis, suggests that Edenitic substitution played an important role in the amphibole differentiation. Similarly, the inverse correlation between Si plus divalent cations and Al^{tot}, indicate that Tschermak substitution was also important when Al became the main cation to occupy the divalent site (Fig. 42).

Estimations of pressure and oxygen fugacity for calcic amphiboles of Iricoumé volcanics, based on Anderson & Smith (1995) method, indicate a sharp distinction of the crystallization conditions between Fe-rich and Mg-rich amphiboles. Fe-rich amphibole

Table 6 – Representative microprobe analysis of amphiboles of the Iricoumé Group.

Sample	**A67a**	**A67a**	**A67a**	**A67a**	**A67a**	**A67a**	**A67a**	**A67a**	**A10a**	**A10a**	**A10a**	**A10a**	**A10a**	**A10a**	**A10a**	**A10a**
Analysis	**4-b**	**5-e**	**3-c**	**3-a**	**4-c**	**1-b**	**2-b**	**5-d**	**1-12**	**1-23**	**1-13**	**1-14**	**1-05**	**1-25**	**1-08**	**1-07**
Type	**Mg-hbl**	**Actinl**	**Actinl**	**Mg-hbl**	**Actinl**	**Mg-hbl**	**Mg-hbl**	**Mg-hbl**	**Fe-parg**	**Fe-eden**	**Fe-eden**	**Fe-eden**	**Fe-hbl**	**Fe-eden**	**Fe-hbl**	**Fe-hbl**
SiO_2 (wt.%)	49.220	50.690	51.780	51.930	52.050	53.110	53.690	54.050	40.261	41.262	42.044	43.645	44.043	44.221	45.739	50.356
TiO_2	0.320	0.360	0.320	0.240	0.140	0.130	0.130	0.220	0.012	0.344	0.011	0.058	0.315	0.296	0.323	0.078
Al_2O_3	5.390	4.400	3.070	2.710	2.540	2.540	2.170	2.320	8.778	7.757	8.505	6.867	6.188	7.711	5.762	1.778
FeO	15.660	14.900	14.130	14.260	13.720	14.760	12.870	13.080	25.724	26.572	25.063	24.836	24.664	24.957	24.593	23.615
MnO	0.750	0.800	0.720	0.760	0.750	0.720	0.800	0.680	1.042	1.481	1.168	1.097	1.130	1.392	1.195	1.310
MgO	13.200	14.030	14.690	14.560	14.930	14.500	15.610	15.690	5.707	4.648	6.158	6.518	6.378	5.103	6.462	7.539
CaO	12.050	12.240	12.390	12.410	12.310	12.210	12.300	12.430	10.734	10.768	10.659	10.618	11.029	10.597	10.970	11.652
Na_2O	0.880	0.730	0.570	0.480	0.470	0.430	0.440	0.410	1.985	1.720	2.170	1.797	1.420	1.917	1.390	0.377
K2O	0.440	0.350	0.260	0.190	0.170	0.130	0.150	0.100	1.349	1.279	1.126	1.084	0.965	1.099	0.947	0.268
Cr_2O_3	0.000	0.000	0.020	0.010	0.000	0.080	0.030	0.010	0.030	0.000	0.053	0.024	0.061	0.029	0.063	0.000
F	0.070	0.070	0.040	0.070	0.020	0.100	0.000	0.080	0.923	0.463	1.104	0.861	0.709	0.444	0.688	0.280
Cl	0.080	0.040	0.030	0.030	0.030	0.020	0.010	0.020	0.020	0.020	0.005	0.011	0.011	0.027	0.010	0.003
Sum	98.060	98.610	98.020	97.650	97.130	98.730	98.200	99.090	96.565	96.315	98.062	97.415	96.913	97.794	98.140	97.257
O=F+Cl	0.020	0.040	0.020	0.040	0.050	0.050	0.000	0.040	0.390	0.200	0.460	0.360	0.300	0.190	0.290	0.120
Sum	98.040	98.570	98.000	97.610	97.080	98.680	98.200	99.050	96.175	96.115	97.602	97.055	96.613	97.604	97.850	97.137
23 oxigens basis (a.p.f.u.)																
Site T																
Si	7.559	7.306	7.481	7.536	7.172	7.601	7.663	7.649	6.419	6.617	6.566	6.818	6.923	6.909	7.077	7.737
Al^{IV}	0.434	0.694	0.519	0.463	0.828	0.399	0.337	0.351	1.581	1.383	1.434	1.182	1.077	1.091	0.923	0.263
Ti^{IV}	0.006	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sum site T	7.999	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Site C (M1, M2, M3)																
Al^{VI}	0.000	0.053	0.004	0.000	0.097	0.029	0.028	0.036	0.068	0.083	0.131	0.082	0.069	0.328	0.126	0.059
Cr	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.009	0.003	0.001	0.004	0.000	0.006	0.002	0.007	0.004	0.007	0.000
Fe^{3+}	0.421	0.515	0.400	0.382	0.568	0.445	0.366	0.367	0.951	0.720	0.846	0.768	0.587	0.339	0.473	0.185
Ti^{VI}	0.009	0.039	0.035	0.026	0.035	0.014	0.014	0.023	0.001	0.041	0.001	0.007	0.037	0.035	0.037	0.009
Mg	3.232	3.015	3.164	3.150	2.867	3.094	3.322	3.310	1.357	1.112	1.434	1.518	1.495	1.188	1.490	1.727
Fe^{2+}	1.245	1.281	1.307	1.348	1.340	1.322	1.170	1.181	2.479	2.843	2.427	2.476	2.654	2.922	2.708	2.850
Mn	0.092	0.098	0.088	0.093	0.093	0.087	0.097	0.082	0.140	0.201	0.155	0.146	0.150	0.184	0.157	0.170
Sum site C	4.999	5.001	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	4.999	4.999	5.000	4.998	5.000
Site B (M4)																
Ca	1.915	1.890	1.918	1.929	1.881	1.872	1.881	1.885	1.833	1.851	1.784	1.777	1.858	1.774	1.819	1.918
Na	0.085	0.110	0.082	0.071	0.119	0.119	0.119	0.113	0.167	0.149	0.216	0.223	0.142	0.226	0.181	0.082
Sum site B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	1.992	2.000	1.997	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Site A																
Na	0.048	0.094	0.078	0.065	0.130	0.000	0.003	0.000	0.448	0.385	0.441	0.322	0.290	0.356	0.236	0.031
K	0.031	0.064	0.048	0.035	0.082	0.024	0.027	0.018	0.275	0.262	0.225	0.215	0.193	0.219	0.188	0.053
Sum site A	0.079	0.159	0.126	0.100	0.212	0.024	0.030	0.018	0.723	0.647	0.666	0.537	0.483	0.575	0.424	0.084
Sum cations	15.079	15.159	15.126	15.100	15.212	15.015	15.030	15.015	15.723	15.647	15.666	15.536	15.482	15.575	15.422	15.084

Notes: iron analysed as Fe^{2+}

Abreviations: a.p.f.u.: atoms per formula unit; Mg-hbl: magnesiohornblende; Actinl: actinolite; Fe-parg: ferropargasite; Fe-eden: ferro-edenite; Fe-hbl: ferrohornblende.

composition suggests lower oxygen fugacity and higher pressure of crystallization than for the Mg-rich amphibole (Fig. 43a, b). Fe-rich compositions indicate crystallization at deeper levels, while Mg-rich amphibole suggests re-equilibration at shallow levels.

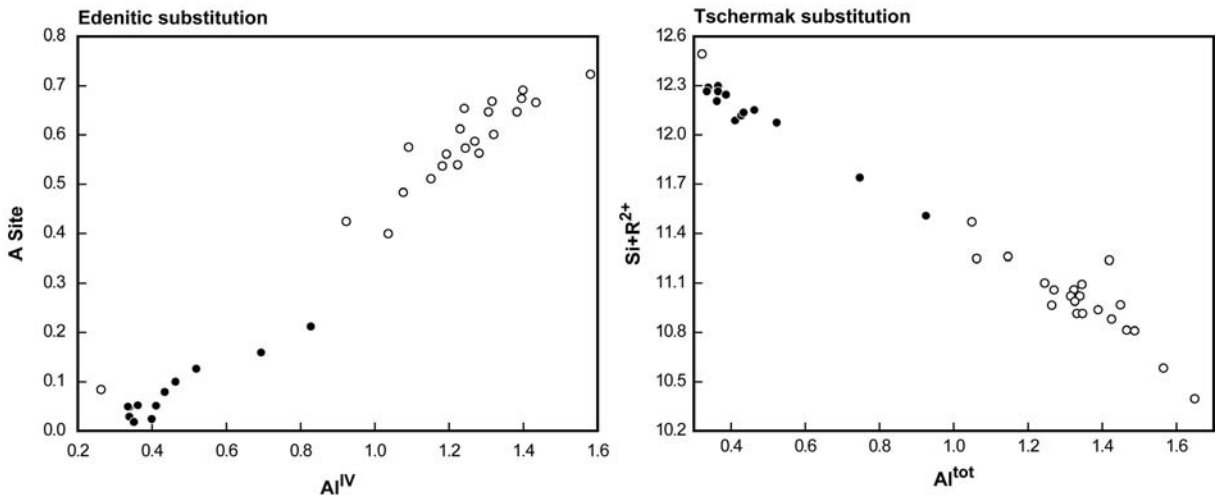


Figure 42 – Cationic ratios diagrams for calcic amphiboles of the Iricoumé Group. Symbols: as in figure 41.

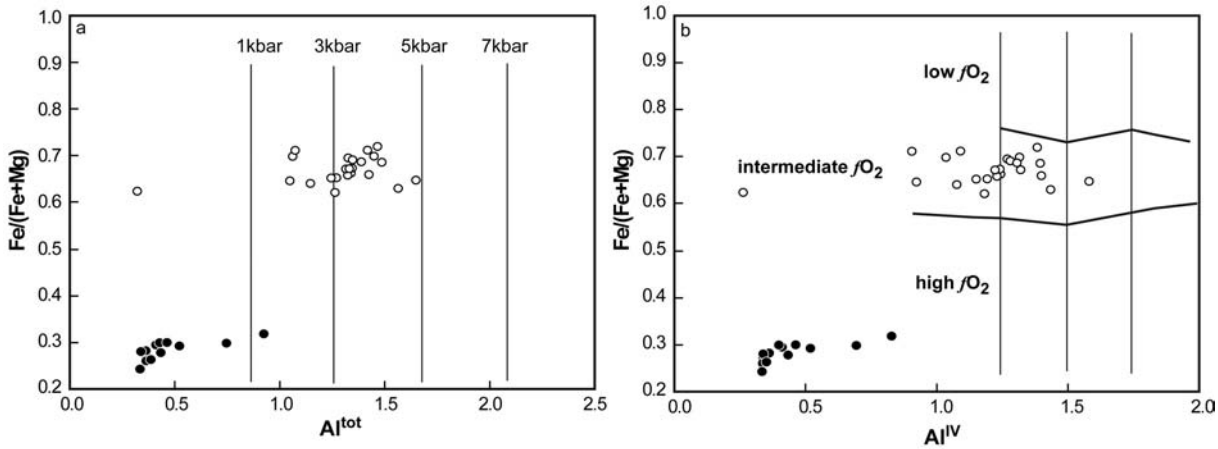


Figure 43 – Crystallization pressure and oxigen fugacity plots for calcic amphiboles of the Iricoumé Group. a) Fe/(Fe+Mg) vs Altot diagram for pressure estimation (from Anderson & Smith, 1995); b) Fe/(Fe+Mg) vs AlIV diagram for oxygen fugacity estimation (from Anderson & Smith, 1995) Symbols: as in figure 41.

Zircon of Iricoumé volcanics consist of prismatic phenocrysts with euhedral to subehdral forms and dimensions from 0.1 to 0.5 mm. They generally show compositional zoning, as usually observed in magmatic zircon (Pupin, 1980, Hoskin & Black, 2000, Fowler et al. 2002). Inherited cores were not observed. Zircon from rhyolite and ignimbrite yielded consistent trace element contents, which indicates that they crystallized from the same magma or from magmas with very similar composition (Tab. 7). LIL elements, such as Rb, Sr and Ba, have concentration usually lower than 30 ppm. Yb and Er are frequently over 100 ppm, while

Table 7 – Trace element content (expressed in ppm) of representative zircon from Iricoumé Group of the Pitinga Mining District area and #1 – average of trace element in zircon from rhyolite (n=11), #2 – average of trace element in rhyolite (n=14), #3 – mineral/rock ratio.

Label	**P-91**	**P-45**	**P-46**	**P-54**	**P-55**	**P-56**	**P-57**	**P-65**	**P-68**	**P-74**	**P-75**	**P-78**	**P-82**	**#1**	**#2**	**#3**
Rock	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**I**	**I**	**I**	**I**	**I**	**I**			
Rb	20	8	9	1	3	1	1	2	6	1	4	1	4	7	241	0.03
Ba	37	20	21	3	6	3	3	26	15	4	19	17	7	20	663	0.03
Sr	59	11	6	1	13	14	3	33	17	6	5	4	3	13	80.0	0.16
Th	107	127	126	88	328	93	56	152	172	191	151	126	128	140	23.5	5.97
U	103	110	132	95	172	83	45	155	151	159	162	127	141	110	5.91	18.58
Pb	23	23	32	8	36	10	7	33	17	19	28	13	18	22	40.86	0.53
Y	924	1290	1661	923	2202	428	367	1153	1677	1487	1124	910	1123	1259	52	24.33
Hf	7801	8004	9267	11099	12353	11999	10597	11278	12199	12099	12224	12554	11293	10131	9.7	1044
Nb	3	8	9	2	3	1	2	4	3	2	4	8	6	4	19.7	0.20
Ta	1	1	1	1	1	1	1	2	1	2	2	1	1	1	1.62	0.64
La	52	24	9	4	3	1	2	29	5	18	9	3	18	10.47	79.84	0.13
Ce	77	53	22	16	27	17	17	37	16	38	27	13	40	27.79	148.50	0.19
Pr	6	12	3	1	3	1	1	7	1	3	4	0	6	2.74	16.58	0.17
Nd	28	37	15	11	18	6	8	47	8	20	12	5	29	16.33	57.76	0.28
Sm	81	18	10	24	18	11	6	35	19	13	16	6	8	20.23	9.85	2.05
Eu	5	3	2	4	2	1	0	2	1	1	1	1	1	1.99	1.17	1.70
Gd	31	26	37	11	56	9	6	22	51	30	20	25	25	27.26	8.70	3.13
Tb	6	7	10	6	19	3	3	8	12	10	7	6	9	8.55	1.47	5.81
Dy	51	84	113	82	204	33	26	88	142	117	90	72	82	97.58	8.41	11.61
Ho	26	28	41	30	75	13	7	32	47	41	36	26	36	35.83	1.67	21.45
Er	117	136	191	132	321	66	42	158	235	197	171	137	151	162.76	5.26	30.93
Tm	22	32	39	26	69	15	8	33	48	39	35	32	36	34.11	0.83	41.21
Yb	211	304	417	286	647	121	101	337	459	421	333	284	391	333.86	5.31	62.83
Lu	37	57	78	59	129	30	22	67	98	85	77	61	61	65.04	0.78	83.59
∑REE	748	820	988	692	1592	326	249	905	1141	1032	838	672	892	844.55	346.14	
Ce/Ce*	1.03	0.77	1.15	2.28	2.41	3.91	3.42	0.62	1.77	1.28	1.05	3.37	0.98	2.11	1.01	
Eu/Eu*	0.28	0.35	0.31	0.71	0.29	0.35	0.22	0.21	0.08	0.18	0.17	0.21	0.25	0.30	0.39	
$(La/Yb)_N$	0.175	0.056	0.015	0.011	0.003	0.007	0.011	0.063	0.007	0.030	0.020	0.007	0.033	0.029	0.49	
Th/U	1.04	1.16	0.96	0.92	1.90	1.13	1.24	0.98	1.14	1.20	0.93	0.99	0.91	1.23	4.08	
U/Pb	4.45	4.68	4.08	11.77	4.72	8.22	6.48	4.64	9.08	8.31	5.72	9.42	7.91	5.89	0.18	
Nb/Ta	2.31	5.84	7.42	1.60	3.44	1.47	2.05	2.41	3.06	1.26	1.65	7.58	6.48	3.95	12.24	

Abreviations: R – rhyolite; I – ignimbrite.

Y reach 2,000 ppm. Hf contents are in the range 1±0.2 wt%, close to the values referred by Hoskin & Schaltegger (2003) as typical of magmatic zircon. Th/U ratios vary from 0.91 to 1.9. These values are relatively high and usually found in magmatic zircons from mafic rocks (Heaman et al. 1990). Nb/Ta ratios show values about 3.0 in zircon and close to 13 in the host rocks. That reveals the preference of Ta for zircon structure, whilst Nb is preferentially captured by other accessory minerals. When normalized against C1-chondrite values (Fig. 44) the trace elements depict a spreading of elements with higher ionic radius and an enrichment of HREE, characterized by La/Yb_N around 0.025. Negative Eu anomaly (Eu/Eu* from 0.71 to 0.08) in zircon (Fig. 45) probably reflect the host-rock patterns, since they are usually found in zircon from A-type magmas (Nardi et al. submitted). The LREE contents are higher and flatter than those referred as typical of magmatic zircons by Hoskin & Schaltegger (2003). Since there are no evidence of hydrothermalism that could crystallize zircon in the Iricoumé volcanic samples and no positive correlation of Sr with LREE, which could suggest the influence of apatite microinclusions, these patterns are considered to be of magmatic zircons.

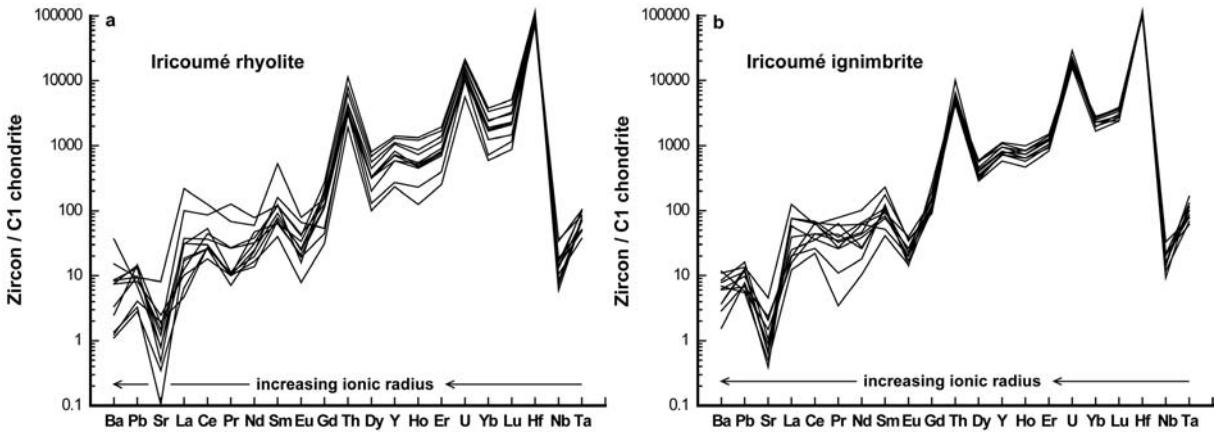


Figure 44 – Chondrite-normalized pattern of trace elements in zircon from rhyolite (a) and ignimbrite (b) of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area. C1 chondrite of Sun & McDonough (1989).

The REE patterns of Iricoumé zircon are comparable with those described in zircon from granodiorites and rhyolites of the Lavras do Sul Shoshonitic Association (Fig 45) by Liz et al. (2009). The contents of REE in zircon divided by the contents of host rocks – zircon/rock partition coefficient (D) – vary from <1 for La up to 148 for Lu. That is the usual behaviour of REE in zircon, and the D values obtained are lower, but close to those referred by other authors (Hanchar & Westrenen 2007, Liz et al. 2009).

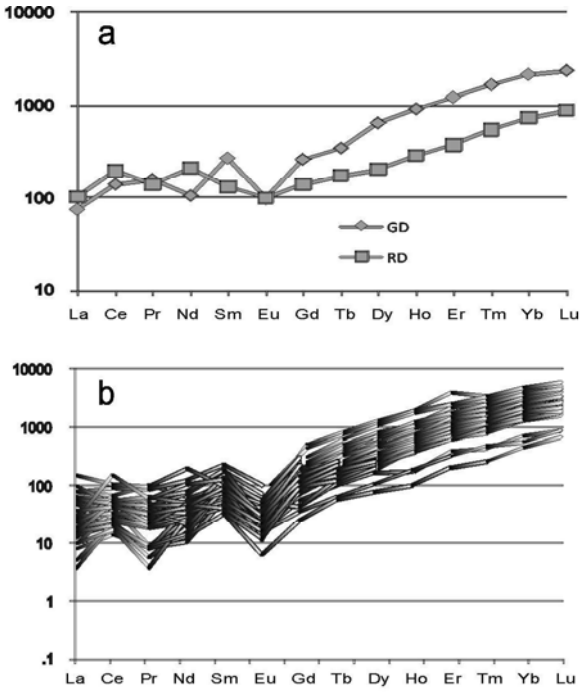


Figure 45 – Chondrite-normalized mean REE contents in zircon (a) from LSSA granodiorite (GD) and rhyolites (RD) and (b) from Iricoumé volcanic rocks. LSSA data from Liz et al (2009).

Petrological considerations on the Iricoumé volcanism

The Iricoumé volcanic sequence in Pitinga Mining district, is composed of extensive effusive, hypabyssal and ignimbrite occurrences, associated to minor ash-fall tuffs and surge deposits with a minor mafic rocks. Extensional structures as ring domes and feeder dikes control the emplacement of the volcanic rocks. The Mapuera granitoids consist of shallow intrusions whose emplacement was also partially controlled by extensional faults. A caldera complex setting has been proposed by Ferron et al. (2006) for the Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association in the Pitinga region.

Effusive and hypabyssal rhyolites and trachytes of Iricoumé Group have shown the typical geochemical patterns of metaluminous to weakly peraluminous A-type magmas (e.g. high values of alkali content, FeO^t/MgO and Ga/Al ratios, and, Rb, Zr, Y, Nb, REE, except for Eu, and, low CaO, Sr, Ba and Ti contents (Collins et al., 1982, Whalen et al., 1987, Eby, 1990, Nardi & Bitencourt, 2009). Ignimbrites were deposited under still high temperatures that allowed welding and resorption of phenocrysts. Features of enrichment in dense constituents (especially crystals) can be observed, however, the geochemical patterns of the ignimbrites are similar to those of the effusive and hypabyssal rocks. Ignimbrites that

occur interbedded with sandstone, included in the Urupi Formation, undergone hydrothermal alteration that promoted deviations of some major element trends. However, trace element contents kept the original pattern, which indicates affinity with the Iricoumé ignimbrites. These data, allied to the Ferron et al. (2006) conclusions, indicate that the Urupi ignimbrites can represent the waning stages of the Iricoumé volcanism.

Mafic rocks are rarely exposed and were observed as clasts in Iricoumé volcanic breccias and as mafic microgranular enclaves. Mafic microgranular enclaves were also observed in Mapuera granitoids (Ferron et al., 2006). Andesitic compositions within the Iricoumé group were identified locally by Valerio et al. (2005), in the southern portion of the Guyana Shield. Despite the lack of more evidences, such as fresh rock chemical analysis of basic rocks or gravimetric data, the magmatic activity that generated the Iricoumé volcanic sequence can be identified as a bimodal association.

Bimodal distribution has been identified in many volcano-plutonic associations, that show geochemical features of A-type magmas (e.g. Tertiary volcanism of Queensland, northeastern Australia (Ewart, 1981); Ossipee ring-dike Complex of the White Mountain Magmatic Series, northeastern USA (Eby, 1990); Trans-Pecos, Texas, USA (Henry et al., 1990); Padthaway Suite, southern Australia (Turner et al., 1992); Topsails Igneous Suite, Newfoundland Island, Canada (Whalen et al., 1996); Malani Igneous Suite, India (Bhushan, 2000); Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil (Sommer et al., 2005), among others. This bimodality, with the typical Daly gap, is assumed as a normal consequence of magmatic differentiation (Rice, 1981, Baker & McBirney, 1985, Bonin, 1998, 2007). Turner et al. (1992) developed a consistent model for the Padthaway A-type felsic rocks, modelling the fractional crystallization from the associated tholeiitic basic magma. That mafic body occurs mostly in subsurface, as suggested by large gravity anomalies. Moreover, the emplacement of mafic rocks, tend to occur in deeper crustal level than the felsic ones, since that is favoured by their higher densities which implies in a different neutral buoyancy level of emplacement, controlled by the wall rocks densities and discontinuities (Bonin, 1998, 2007).

Major and trace elements indicate that plagioclase + hornblende played an important role on fractional crystallization, especially in the less differentiated melts. K-feldspar (+ biotite) fractionation was dominant in the late stage of differentiation. Other processes such as hydrothermal alteration are admitted as modifiers of original K_2O and Rb contents in some samples.

Calcic amphiboles have been identified only locally in the Iricoumé volcanic. Their compositional variations provide important information on the reservoirs conditions, as suggested by the presence of more than one population of amphibole. Similar amphibole compositions were obtained by Lamarão & Dall'Agnol (2004) in Paleoproterozoic granitoids of Tapajós Gold Province. Very high Si contents (~7.5 apfu) were observed in the Mg-rich amphiboles, suggesting that Si was the main divalent cation to replace Al, masking the estimated pressure conditions. Indeed, actinolitic compositions of amphiboles of igneous rocks can have been originated by deuteric processes related to H_2O saturated fluids under *subsolidus* or late magmatic condition. Roberts et al. (2000) pointed out the occurrence of cumingtonite and actinolite within gabbros and ultramafic rocks of Quérigut Complex, French Pyrenees. Those authors considered the comingtonite and actinolite crystallization as a result of *subsolidus* reactions caused by a fluid phase released by the felsic residual melts.

Pressure conditions at around 4.5 kbar obtained for Fe-rich amphiboles of Iricoumé Group are in agreement with the structural level suggested by Bonin (1998) and Bonin (2007) for crystallization of rapakivi massifs (~15km depth). Bonin (1998) and Bonin (2007) indicate that rapakivi massifs can be related to ring complexes and caldera volcanoes of A-type affinity. Furthermore, the Fe-rich amphiboles are compatible with lower fO_2 conditions than those estimated for the Mg-rich ones. The composition of Mg-rich amphibole, indicates lower pressure conditions and higher fO_2 (Fig. 43a,b) which are in agreement with crystallization in shallower crustal level (~2km depth), compatible with crystallization conditions in ring complexes (Bonin, 1998 and Bonin, 2007).

Several authors (Nagasawa, 1970; Pupin 2000, Belousova et al., 2002; Hoskin & Schaltegger, 2003; Barros et al. 2009; Liz et al., 2009) have pointed out the importance of zircon chemistry, especially of REE, for the identification of its igneous and/or metamorphic origin. Rare-earth element contents of Iricoumé rhyolites, as well as of zircon from rhyolite, have shown very regular distribution pattern. Another studied magmatic sequence that have shown a regular distribution pattern in rocks and in zircon is the Neoproterozoic Lavras do Sul Shoshonitic Association (LSSA) in southernmost Brazil (Lima & Nardi, 1998; Liz et al., 2009). Trace-element distribution in zircon of Iricoumé Group differ from LSSA zircon by its higher Y and Hf concentrations, lower contents of Th, U and LREE, and a slightly distinct REE distribution pattern (Fig. 45). Zircon of Iricoumé rhyolites show negative Eu-anomalies and high enrichment of HREE, with $(La/Yb)_N$ average of 0.029.

Apatite partition coefficients for LREE are 10 times higher than for zircon. The very high contents of apatite in the less differentiated trachytes from Iricoumé Group suggest

that early apatite crystallization may have depleted the melt in REE, causing decrease of zircon/rock partition coefficients. F and P_2O_5 contents in effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group decrease with differentiation and are positively correlated. That may indicate that apatite fractionation controlled, at least partially, the decrease of F content towards more evolved rhyolite magma. High F contents in Fe-rich calcic amphibole (Tab. 6) suggest that its fractionation can have contributed for the compatible behaviour of F. Moreover, Zr reaches its maximum concentration in the rhyolites, when silica reach 70wt%. Y and HREE behave in a similar way. Since Zr, Y and HREE form stable complexes with F, increasing their mobility in the magmas, the zircon crystallization can have been effective when the F content in magma decreased due to apatite crystallization. Indeed, the effect of zircon and apatite crystallization on the REE pattern in melts is assumed by Nagasawa (1970) and Bogaerts et al. (2003) as of great importance and that should be taken into account together with the effect of hornblende (or clinopyroxene) and feldspar crystallization.

Tectonic setting and magmatic source

The relationship of A-type felsic magmas and mantle sources has been admitted in several cases, either assuming their generation by fractional crystallization from a co-genetic basic magma (Ewart, 1981, Turner et al., 1992, Whalen et al., 1996, Bonin, 1998, 2007); or proposing that the basic magmas produced the high temperatures (>830ºC and possibly >940ºC – Clemens et al., 1986, ~950ºC – Patiño Douce, 1997) necessary to promote A-type compositions by crustal melting in non-orogenic settings (Creaser et al., 1991, Haapala & Rämö, 1992, Patiño Douce, 1997, Lamarão et al., 2002, 2005, Dall'Agnol et al., 2005). The underplating of mafic magmas at the base of lithosphere and/or crust has been admitted either in post-collisional/post-orogenic (Whalen et al., 1996, Bonin, 1998, 2007) or anorogenic settings (Dall'Agnol et al., 2005, Haapala & Rämö, 1992).

Geochemical characteristics of Iricoumé volcanics, as high K and Rb contents and low Nb and Ta normalized values, suggest a relation with subducted-related lithospheric mantle. High K and Rb contents could in turn be related also, to crustal sources. Multicationic R1-R2 values (De La Roche et al., 1980) depict a trend from late-orogenic to post-orogenic fields (Batchelor & Bowden, 1985), suggesting the influence of sources related to an orogenic cycle (Fig. 46). Furthermore, the emplacement of the 1.88 Ga Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association in the Pitinga Mining Distric,t is preceded by an high-K calc-alkaline magmatism of 1.96-1.89 Ga (Oliveira et al., 1996, Valério et al., 2006), that can be related to

the final stages of a Paleoproterozoic orogeny on a continental margin of 2.1 Ga. That points to a within-plate post-collisional environment for the Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association. Increased contents of HFSE have been observed in mantle derived rocks that occur in mature-arc lithological associations (Brown et al., 1984). Alkalis, Zr, Nb, Y, REE contents in the Iricoumé volcanics are higher than those observed in some post-collisional and orogenic associations but, not as high as in some anorogenic rocks of asthenospheric mantle derivation (Ewart, 1981, Eby, 1990, 1992), which point to a lithospheric source rather than asthenospheric mantle source for the Iricoumé Group rocks.

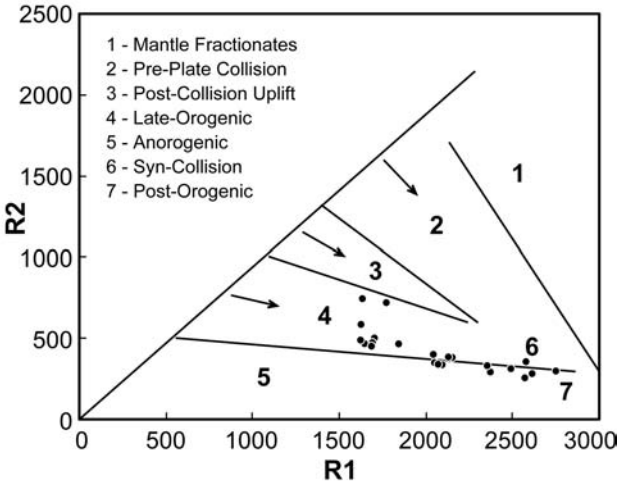


Figure 46 – R1-R2 diagram for effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group. Arrows indicate evolutionary trends from orogenic-related sources. (After Batchelor & Bowden, 1985).

A petrogenetic model involving melting mainly of lithospheric mantle at the end of an orogenic cycle could be assumed to explain the participation of subducted-related sources during a post-collisional setting for the Iricoumé volcanics generation. Slab-breakoff processes (Davies & Blackenburg, 1995), promoting thermal perturbation due to asthenosphere upwell and leading to melting of the metasomatised overriding mantle lithosphere, can have been involved. Further investigations, especially through isotopic data and experimental petrology, would improve the knowledge about the genesis of the Iricoumé Group.

Concluding remarks

Iricoumé volcanism in the Pitinga Mining District (Guyana Shield – Amazonian Craton) consists of a caldera-related volcanic succession associated to a co-magmatic plutonism (Mapuera Suite). This lithological association has ages around 1.88 Ga, bimodal composition, where the felsic rocks show A-type metaluminous to weakly peraluminous features.

Major and trace-element in minerals (amphibole and zircon) combined with whole-rock data, yield important information on magma composition, differentiation and reservoir of Iricoumé magmatism. Amphibole composition suggests a 15km deep site of crystallization and a shallow (around 2km) site of re-equilibration. Trace-elements in zircon of Iricoumé rhyolites are typical of magmatic zircons. Their lower zircon/rock partition coefficients are probably caused by early apatite fractionation which caused the decrease of REE in the more differentiated melts.

Geochemical features of Iricoumé volcanic rocks are consistent with primary magma sources related to lithospheric mantle modified by fluids during previous subduction. Crustal melts may have contaminated the parental magmas of rhyolites and other felsic rocks. The geotectonic context of the Pitinga Mining District, as suggested by geochemical and field-geology data, is a within-plate extensional regime, in a post-collisional setting. The emplacement of the Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association was immediately followed by the sedimentary deposition of Urupi Formation, and subsequently by the emplacement of the mineralized anorogenic granitoids of Madeira Suite at ~1.82 Ga, and then by the tholeiitic magmatism of the Quarenta Ilhas Formation at ~1.78 Ga.

Acknowledgements

The authors thank the UFRGS and LMU universities and staff, the CNPq for the financial support through the CT-MINERAL Project (505625/2004-0) and for the CNPq PhD grant (140716/2005-0), the CAPES for the PhD probation grant at LMU (1432/07-9) and the Mineração Taboca S.A.-Paranapanema Group for the field work support. We also thank Dr. Saskia Bernstein (LMU, Germany) for her support on microprobe procedures.

References

Albuquerque, R. 1922. Reconhecimentos geológicos no vale do Amazonas: campanhas de 1918 a 1919. B. Serv. Geol. Mineral. Bras., Rio de Janeiro, 3: 1-84.

Anderson, J. L. & Smith, D. R. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. American Mineralogist, 80: 549-559.

Araújo, J. F. V., Montalvão, R. M. G., Lima, M. I. C., Fernandes, P. E. C. A., Cunha, F. M. B., Fernandes, C. A. C., Basei, M. A. S. 1976. Geologia da Folha SA.21 - Santarém. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.21 - Santarém. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais, v. 10, p. 17-130.

Baker, B. H. & McBirney, A. R. 1985. Liquid fractionation, Part III: geochemistry of zoned magmas and the compositional effects of liquid fractionation. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 24: 55-81.

Barros, C. E., Nardi, L. V. S., Dillenburg, S. R., Ayup, R., Jarvis, K., Baitelli, R. 2009. Detrital minerals of modern beach sediments in southern Brazil: a provenance study based on chemistry of zircon. Journal of Coastal Research, In press.

Batchelor, A. R. & Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology, 48: 43-55.

Belousova, E. A., Griffin, W. L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator on source rock type. Contribution to Mineralogy and Petrology, 143: 602-622.

Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H. (eds.) 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, CPRM (CD-ROM).

Bogaerts, M., Scaillet, B., Liegeois, J. P., Auwera, J. V. 2003. Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallisation in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites. Precambrian Research, 124: 149-184.

Bonin, B. 1998. Alkaline rocks and geodynamics. Transactions Journal of Earth Sciences, 7:105-118.

Bonin, B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. Lithos, 97: 1-29.

Bonin, B., Grelou-Orisini, C., Vialette, Y. 1978. Age, origin and evolution of the Anorogenic Complex of Evisa (Corsica): a K-Li-Rb-Sr study. Contributions to Mineralogy and Petrology, 65:425-432.

Borges, R. M. K. 2002. Greisins e epi-sienitos potássicos associados ao Granito Água Boa, Pitinga (AM): um estudo dos processos hidrotermais geradores de mineralizacoes estaníferas. PhD Thesis. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 348 p.

Bowden, P. & van Breemen, O. 1972. Isotopic and chemical studies on Younger Granites from northern Nigeria. In: DESSAUVAGIE, T. F. & WHITEMAN, A. J. (eds) African Geology. University of Ibadan Press, Ibadan, Nigeria. p. 105-120.

Bhushan, S. K. 2000. Malani rhyolites – A Review. Gondwana Research, 3(1): 65-77.

Brown, G. C. 1981. Space and time in granite plutonism. Phillosophical Transactions of the Royal Society of London. A301: 321-336.

Brown, G. C., Thorpe, R. S., Webb, P. C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and coments on magma sources. Journal of Geological Society of London, 141: 413-426.

Carvalho Filho, N. B., Horbe, M. A., Souza, P. C. B. 1984. A natureza dos depósitos de cassiterita do setor Madeira, regiao do Pitinga, Amazonas, Brasil. In: Symposium Amazônico, II, Anais. SBG/Núcleo Manaus, Manaus, Amazonas. p. 459-461.

Cas, R. A. F. & Wright, J. V. 1987. Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions. London, Allen & Unwin, 528p.

Christiansen, E. H., Haapala, I., Hart, G. L. 2007. Are Cenozoic topaz rhyolites the erupted equivalents of Proterozoic rapakivi granites? Examples from western United States and Finland. Lithos, 97: 219-246.

Clemens, J. D., Holloway, J. R., White, A. J. R. 1986. Origin of an A-type granite: Exeprimental constraints. American Mineralogists, 71: 371-324.

Collins, W. J., Beams, A. J. R., White, A. J. R., Chappell, B. W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference of southeastern Australia. Contribution to Mineralogy and Petrology, 80:189-200.

Costi, H. T. 2000. Petrologia dos granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do albita-granito da mina Pitinga, Amazonas, Brasil. PhD Thesis, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 345 p.

Costi, H. T., Borges, R. M. K., Dall'Agnol, R. 1997. Primary mineralization of the Pitinga Tin Province, Amazonian Craton, north Brazil. International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, II, Belém, Pará. p. 44-45.

Costi, H. T., Dall'Agnol, R., Moura, C. A. V. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. International Geology Review. 42: 832-849.

Creaser, R. A., Price, R. C., Wormald, R. J. 1991. A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. Geology, 19:163-166.

Dall'Agnol, R., Bettencourt, J. S., Jorge João, X. S., Medeiros, H., Costi, H. T., Macambira, M. J. B. 1987. Granitogenesis in the northern brasilian region: a review. Revista Brasileira de Geociências, 17(4): 382-403.

Dall'Agnol, R., Lafon, J. M., Macambira, M. J. B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. Mineralogy and Petrology, 50(1/3): 113-138.

Dall'Agnol, R., Costi, H. T., Leite, A. A. S., Magalhães, M. S., Teixeira, N. P. 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. Precambrian Research, 95: 9-39.

Dall'Agnol, R., Rämö, O T., Magalhães, M. S., Macambira, M. J. B. 1999b. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implication for the genesis of proterozoi A-type granites. Lithos, 46: 431-462.

Dall'Agnol, R., Teixeira, N. P., Rämö, O. T., Moura, C. A. V., Macambira, M. J. B., Oliveira, D. C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. Lithos, 80:101-129.

Daoud, W. E. K. & Antonietto Jr., A. 1985. A geologia do granito estanífero Água Boa, Pitinga, AM. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, II, Anais, SBG/Núcleo Norte, Belém, Pará. p. 17-33.

Daoud, W. E. K. & Fuck, R. A. 1990. Contexto geológico e depósitos minerais associados aos granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXXVI, Boletim de Resumos. SBG, Natal. Rio Grande do Norte. p.114-115.

Davies, J. H. & Blanckenburg, F. von. 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and ist test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth and Planetary Science Letters, 129: 85-102.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P., Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses – its relationships and current nomenclature. Chemical Geology, 29: 183-210.

Eby, G. N. 1990. The A-type granitoids: a review of the ocurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. Lithos, 26:115-134.

Eby, G. N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implication. Geology, 20:641-644.

Ewart, A. 1981. The mineralogy and chemistry of the anorogenic Tertiary silicic volcanics of the S.E. Queensland and N.E. New South Wales, Australia. Journal of Geophysical Research, 86(B11):10242-10256.

Faria, M. S. G., Luzardo, R., Pinheiro, S. S., Reis, N. J.; Oliveira, M. J. R., Riker, S. R. L. 2000. Projeto Caracaraí. Relatório Final. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. CPRM Caracaraí, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A. Estado de Roraima. Escala 1:500.000 – Brasília, CPRM. (CD-ROM).

Ferron, J. M. T. M., Bastos Neto, A. C., Lima, E. F., Costi, H. T., Moura, C. A. V., Prado. M., Pierosan, R., Galarza, M. A. 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. Revista Brasileira de Geociências, 36(3): 499-512.

Ferron, J. M. T. M., Bastos Neto, A. C., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Costi, H. T., Pierosan, R., Prado, M. 2009. Petrology, geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.87 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. Journal of South American Earth Science, Accepted Paper. doi: 10.1016/j.jsames.2009.05.001.

Fowler, A., Prokoph, A., Stern, R., Dupuis, C. 2002. Organization of oscillatory zoning in zircon: analisys, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada. Geochimica Cosmochima Acta, 66: 311-328.

Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculuc, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology, 42(11): 2033-2048.

Haapala, I. & Rämö, O. T. 1992. Tectonic settings and origin of the Proterozoic rapakivi granites of the southeastern Fennoscandia. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Science, 83: 165-171.

Hanchar, J.M. & Westrenen, W. 2007. Rare earth element behavior in zircon-melt systems. Elements, 3: 37-42.

Hartmann, L. A. & Delgado, I. M. 2001. Cratons and orogenic belts of the Brazilian Shield and their contained gold deposits. Minerallium Deposita, 36: 207-217.

Heaman, L.M., Bowins, R., Crocket, J. 1990. The chemical composition of igneous zircon suites:implications for geochemical tracer studies. Geochimica Cosmochimca Acta, 54, 1597-1607.

Henry, C. D., Price, J. G., Rubin, J. N., Laubach, S. E. 1990. Case study of an extensive silicic lava: the Bracks Rhyolite, Trans-Pecos Texas. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 43: 113-132.

Horbe, M. A., Horbe, A. C., Costi, H. T., Teixeira, J. T. 1991. Geochemical charateristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga Mine, northwestern Brazil: a review. Journal of Geochemical Exploration, 40: 227-249.

Hoskin, P. W. O. & Black, L. P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. Journal of Metamorphic Geology, 18; 423-439.

Hoskin, P.W.O. & Schaltegger, U. 2003. The composition of zircon and igneous and Metamorphic petrogenesis. Reviews in Mineralogy and Geochemistry,., Mineralogical Society of America, 53, 27-62.

Issler, R. S., Andrade, A. R. F., Montalvão, R. M. G., Guimarães, G., Silva, G. G., Lima, M. I. C. 1974. Geologia da Folha SA.22 - Belém. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.22 - Belém. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais, v. 5, p. 7-182.

King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W., Allen, C. M. 1997. Characterization and Origin of Aluminous A-type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. Journal of Petrology, 38(3):371-391.

Klein, E. L., Almeida, M. E., Vasques, M. L., Bahia, R. B. C., Santo, M. L. E., Ferreira, A. L. 2001 (orgs.). Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas - Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:500.000. Brasília, CPRM/DIEDIG/DEPAT.

Lamarão, C. N., Dall'Agnol, R., Lafon, J. M., Lima, E. F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. Precambrian Research, 119(1): 189-223.

Lamarão, C. N. & Dall'Agnol, R. 2004. Química mineral de anfibólios e biotitas e condições de cristalização de granitóides paleoproterozóicos da região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, Craton Amazônico. Revista Brasileira de Geociências, 34(1): 95-108.

Lamarão, C. N., Dall'Agnol, R., Pimentel, M. M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon Craton. Journal of South American Earth Sciences. 18: 277-292.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A classification of volcanic rocks based on the total alcalis-silica diagram. Journal of Petrology, 27: 745–750.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G. 1997. Nomenclature of Amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. Mineralogical Magazine, 61: 295-321.

Lenharo, S. L. 1998. Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da regiao de Pitinga, Amazonas, Brasil. PhD Thesis. Escola Politécnica, Universidade de São Paulo. 290 p.

Lenharo, S. L., Pollard, P. J., Born, H. 2003. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. Lithos, 66: 37-61.

Lima, E. F. & Nardi, L. V. S. 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in the southernmost Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 11(1): 67-77.

Liz, J. D., Nardi, L. V. S., Lima, E. F., Jarvis, K. 2009. Geochemistry of trace elements (Rb, Ba, Sr, U, Th, Nb, Ta, Y, and REE) in zircon from the Lavras do Sul Shoshonitic Association, southernmost Brazil. The Canadian Mineralogist, 47: 833-846

Macambira, M. J. B., Teixeira, J. T., Daoud, W. E. K., Costi, H. T. 1987. Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites from Pitinga, northwestern Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 17(4): 562-570.

Macambira, M. J. B., Almeida, M. E., Santos, L. J. 2002. Idade de zircão de vulcânicas Iricoumé do sudeste de Roraima: contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2. Boletim de Resumos e Guia de Excursão. UFPA-CG/SBG-NO, Belém. p.22.

Maniar, P. D. & Picolli, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101:635-643.

Melo, A. F. F., Santos, A. J., Cunha, M. T. P., Campos, M. J. F., D'Antona, R. J. G. 1978. Projeto Molibdênio em Roraima: relatório final. MME/DNPM Manaus. 6v.

Minuzzi, O. R. R. 2004. A columbitização do Pirocloro da subfácies Albita Granito de Núcleo do Granito Madeira, Pitinga-AM: relações com a gênese da mineralização criolítica. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 182 p.

Nagasawa, H. 1970. Rare earth concentrations in zircons and apatites and their hosy dacites and granites. Earth and Planetary Science Letters. 9: 369-364.

Nardi, L. V. S., 1991. Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos Granitos Metaluminosos da Associação Alcalina: Revisão. Pesquisas, 18(1): 44-57.

Nardi, LVS and Bitencourt, MF. 2009. A-type granitoids in post-collisional settings from southernmost Brazil: their classification and relationship with magmatic series. Canadian Mineralogist, In press.

Nardi, L.V.S., Formoso, M.L.L., Jarvis, K., Oliveira, L., Bastos Neto, A.C. Geochemistry of zircons in the magmatic-hydrothermal F-rich system of Sn-Nb- cryolite mineralized granites from the Pitinga Mine region, Amazonia, Brazil. The Canadian Mineralogist. Submitted paper.

Oliveira, M. J. R., Luzardo, R., Faria, M. S. G., PinheiroO, S. S. 1996. A Suíte Intrusiva Água Branca no sudeste do Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. Belém, Pará. Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões. Belém. SBG-Núcleo Norte. v. 2, p.86-89.

Patiño Douce, A. E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. Geology, 25(8):743-746.

Pearce, J. A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. Episodes, 19:120-125.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25: 956-983.

Pessoa, M. R., Santiago, A. F., Andrade, A. F., Nascimento, J.O., Santos, J. O. S., Oliveira, J. R., Lopes, R. C.; Prazeres, W. V. 1977. Projeto Jamanxim, Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, v. 9.

Pinho, M. A. S. B., Fetter, A., Chemale Jr. F., Lima, E. F. 2001. Caracterizacao petrografica e dados geocronologicos preliminares de rochas vulcanicas da Formação Iriri, porção centro-sul do Craton Amazonico-Aripuana-MT. Revista Brasileira de Geociencias. 31(3): 37-42.

Pires, A. C., Bastos Neto, A. C., Pereira, V. P., Botelho, N. F., Minuzzi, O. R. R. 2006. A gagarinita-Y do Granito Madeira (Pitinga, Amazonas): exsolução de ETRL a partir de fluoreto metaestável e Formação de um possível novo mineral semelhante a fluorcerita. Revista Brasileira de Geociências, 36: 155-164.

Prado, M., Ferron, J. M. T. M., Lima, E. F., Bastos Neto, A. C., Pereira, V. P., Minuzzi, O. R. R., Pierosan, R. 2007. Caracterizacao petrográfica e geoquímica do leste do Granito Europa, Distrito Mineiro de Pitinga, AM. Pesquisas em Geociências, 34(1): 77-90.

Pupin, J. P. 1980. Zircon and granite petrology. Contributions to Mineralogy and Petrology, 73: 207-220.

Rämö. O. T. & Haapala, I. 1995. One hundred years of Rapakivi Granites. Mineralogy and Petrology, 52: 129-185.

Reis, N. J., Faria, M. S. G., Fraga, L. M. B., HaddadD, R. C. 1999. Vulcanismo cálci-alcalino paleoproterozóico do Setor Oriental do Estado de Roraima – Escudo das Guianas, In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1. Boletim de Resumos, Gramado, RS. v.1, p. 78.

Reis, N. J., Faria, M. S. G., Fraga, L. M. B., Haddad, R. C. 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the northern Amazonian craton, eastern Roraima state, Brazil. Revista Brasileira de Geociências 30, 380–383.

Rice, A. 1981. A convective fractionation: a mechanism to provide cryptic zoning (macrosegregation), layering, crescumulates, banded tuff and explosive volcanism in igneous processes. Journal of Geophysical Research, 86:405-417.

Roberts, M. P., Pin, C., Clemens, D., Paquette, J. L. 2000. Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrenees. Journal of Petrology, 41(6): 809-844.

Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaufette, H. E., Groves, D. I., McNaugthon, N. J., Fletcher, L. R. A. 2000. New understanting of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. Gondwana Research, 3(4): 453-488.

Santos, J. O. S., Faria, M. S. G., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J. 2002. Significant presence of the Tapajós-Parima belt in Roraima region, Amazon Craton: based on SHRIMP U-Pb geochronology. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, Boletim de Resumos, SBG, p. 336.

Santos, J. O. S., Breemen, O. B. V., Groves, D. I., Hartmann, L. A., Almeida, M. E., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. Precambrian Research, 131: 73-109.

Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Figueiredo, A. M. G., Pierosan, R. 2005. Potassic and Low- and High-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, Southernmost Brazil. Journal of South America Earth Science, 18: 237-254.

Sun, S. S. & McDonough, W. E. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (eds.). Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication, 42: 313-345.

Tassinari, C. C. G., Bettencourt, J. S., Geraldes, M. C., Macambira, M. J. B., Lafon, J. M., 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomas Filho, A., Campos, D. A. (eds.). Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro. SBG. p. 41-95.

Thompson, R. N. 1982. British Tertiary volcanic province. Scottish Journal of Geology, 18:49-107.

Turner, S. P., Foden, J. D., Morrison, R. S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South Australia. Lithos, 28:151-179.

Valério; C. S., Souza, V. S., Macambira, M. J. B., Milliotti, C. A., Carvalho, A. S. 2005. Geoquímica e idade Pb-Pb do Grupo Iricoumé na regiao da borda norte da Bacia do Amazonas, município de Presidente Figueiredo-AM. In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 3. Anais, Cabo Frio-RJ. (CD-ROM).

Valério, C. S., Souza, V. S., Macambira, M. J. B., Galarza, M. A. 2006a. Geoquímica e geocronologia Pb-Pb em zircao da Suíte Intrusiva Água Branca, município de Presidente Figueiredo (AM): evidências de colisao no Paleoproterozóico da Amazônia Ocidental. Revista Brasileira de Geociências, 36(2): 359-370.

Valério, C. S., Souza, V. S., Macambira, M. J. B. 2006b. Aspectos geoquímicos e idade Pb-Pb da borda sudeste do Batólito São Gabriel, Município de Presidente Figueiredo (AM), Escudo das Guianas: implicações tectônicas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9. Seção Temática III. Belém-PA. CD-ROM.

Valério, C. S., Souza, V. S., Macambira, M. J. B. 2009. The 1.90-1.88 Ga magmatism in the center-southernmost Guyana Shield, Brazil: geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implications. Journal of South American Earth Sciences. Accepted Paper, doi: 10.1016/j.jsames.2009.04.001.

Veiga, Jr., J. P., Nunes, A. C. B., Fernandes, A. S., Amaral, J. E., Pessoa, M. R., Cruz, S. A. S. 1979. Projeto Sulfetos de Uatumã. Relatório Final, Manaus, DNPM/CPRM, 7 v.

Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95:407-419.

Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. J., Robert, F., Cariépy, C. 1996. Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails Igneous Suite, Newfoundland Appalachians. Journal of Petrology, 37(6):1463-1489.

Winchester, J. A. & Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20: 325-343.

8 – ARTIGO III – submetido à Revista Brasileira de Geociências

Litoquímica e química mineral da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga, AM

Ronaldo Pierosan

Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGGeo), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre-RS-Brasil. e-mail: ronaldo.pierosan@ufrgs.br

Evandro Fernandes de Lima

Centro de Pesquisas em Geoquímica (CPGq), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) Porto Alegre-RS-Brasil. e-mail: evandro.lima@ufrgs.br

Cristina P. de Campos

Department für Geo- und Umweltwissenschaften – Ludwig-Maximilians-Universität München (LMU), München, Deutschland. e-mail: campos@min.uni-muenchen.de

Artur Cezar Bastos Neto

Centro de Pesquisas em Geoquímica (CPGq), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre-RS-Brasil. e-mail: artur.bastos@ufrgs.br

Lauro Valentin Stoll Nardi

Centro de Pesquisas em Geoquímica (CPGq), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre-RS-Brasil. e-mail: lauro.nardi@ufrgs.br

José Maximino Tadeu Miras Ferron

Mineração Taboca S.A. – Grupo Paranapanema, Presidente Figueiredo-Vila Pitinga-AM-Brasil. e-mail: jmaxferron@bol.com.br

Mauricio Prado

Mineração Taboca S.A. – Grupo Paranapanema, Presidente Figueiredo-Vila Pitinga-AM-Brasil. e-mail: mauricio_geo@yahoo.com.br

Resumo

A Formação Quarenta Ilhas consiste de rochas subvulcânicas básicas a intermediárias, de afinidade toleíticas e idade em torno de 1,78 Ga. A mineralogia magmática é constituída por olivina, substituída pseudomorficamente por ferro-saponita, plagioclásio variando de labradorita a oligoclásio ($An_{65}Ab_{35}$ a $An_{20}Ab_{80}$), óxidos de Fe-Ti (Ilm_{87-95} e Usp_{22-37}), diopsídio a augita ($Wo_{44-35}En_{44-21}Fs_{38-16}$), com ferro-hornbelnda (textura coronítica), feldspato alcalino e quartzo nos termos mais diferenciados. Dados petrográficos e litoquímicos apontam para uma evolução por cristalização fracionada de diabásio/gabro até quartzo dioritos, compatível com fracionamento de olivina+ilmenita, magnetita+plagioclásio+augita, e cristalização de ferro-hornblenda, feldspato alcalino e quartzo em estágios tardios. A afinidade com magmas subalcalinos toleíticos é indicada pelos padrões de elementos maiores, proporções de minerais normativos (olivina+hiperstênio e quartzo+hiperstênio) e pelas elevadas razões Y/Nb e La/Yb. Os elevados conteúdos de Cs, Rb, Ba e K, e baixos de Nb, Ta e Zr indicam participação de manto litosférico enriquecido em LILE e previamente modificado por subducção. O padrão de ETR é marcado por enriquecimento de ETRL em relação às ETRP, o que sugere uma fonte com composição compatível a um granada lherzolito. O posicionamento dos corpos subvulcânicos da Formação Quarenta Ilhas é sucedido pelas atividades orogenéticas relacionadas ao Ciclo Transamazônico (~2,0 Ga), o magmatismo pós-collisional Uatumã (~1,88 Ga) e o magmatismo anorogênico da Suíte Madeira (~1,82 Ga), num ambiente francamente intracratônico.

Palavras-chave: Craton Amazônico, Pitinga, Geoquímica, Química mineral, magmatismo toleítico

Introdução

A Formação Quarenta Ilhas (Veiga Jr. *et al.*, 1979) é constituída por diabásios, gabros e dioritos de afinidade toleítica e idade em torno de 1,78 Ga. Os litotipos ocorrem sob a forma de corpos subvulcânicos, intrusivos nas rochas sedimentares da Formação Urupi. Nesse contexto, são identificadas outras ocorrências no norte do Escudo das Guianas – evento Avanavero (Hebeda *et al.*, 1973), e no Escudo Guaporé – evento Crepori (Pessoa *et al.*, 1977, Bizinella *et al.*, 1980, Santos & Loguércio, 1984). Santos *et al.* (2002) sugere que o magmatismo que gerou os eventos Avanavero-Quarenta Ilhas-Crepori pode estar relacionado com os processos de fragmentação do Supercontinente Atlântica.

Na região do Distrito Mineiro de Pitinga, o conhecimento da Formação Quarenta Ilhas está vinculado a três trabalhos. O primeiro consiste de dados geoquímicos e geocronológicos provenientes do mapeamento geológico publicado por Veiga Jr. *et al.* (1979), quando da definição da unidade. O segundo está relacionado aos dados petrográficos publicados por Silva Jr. (1992). O terceiro diz respeito a idade de 1780±3 Ma atribuída por Santos *et al.* (2002) para um dique de diabásio. Dessa forma, a obtenção de dados geoquímicos (litoquímica e química mineral), disponibilizados neste trabalho, veem a contribuir para conhecimento geológico do magmatismo Quarenta Ilhas.

Contexto Geológico

A Formação Quarenta Ilhas se originou durante um período de estabilidade geotectônica no Escudo das Guianas. Os principais modelos geotectônicos do Craton Amazônico (Tassinari & Macambira, 1999, Santos *et al.*, 2000 e respectivas revisões) descrevem para a região, intensa atividade orogênica relacionada ao Ciclo Transamazônico entre 2,2 Ga e 1,9 Ga. A atividade orogênica foi seguida por um expressivo evento vulcano-plutônico em ambiente intraplaca (Magmatismo Uatumã, ~1,88 Ga), e posterior estabilização geotectônica, caracterizada por sedimentação siliciclástica e magmatismo anorogênico a aproximadamente 1,82 Ga e 1,78 Ga.

Na região de Pitinga (Fig. 47), as unidades orogênicas consistem de gnaisses de fácies anfibolito a granulito, associados à migmatitos e granitóides de 2,0 Ga, agrupados no Complexo Guianense (Issler *et al.*, 1974, Araújo *et al.*, 1976). A Suíte Intrusiva Água Branca é constituída por quartzo dioritos a granodioritos e monzogranitos, de afinidade cálcico-alcalina médio a alto potássio, e idades entre 1,96 Ga e 1,89 Ga (Oliveira *et al.*, 1996, Valério

et al., 2006). O ambiente geotectônico de posicionamento da Suíte Intrusiva Água Branca é interpretado como sin- a pós-colisional (Valério *et al.*, 2006).

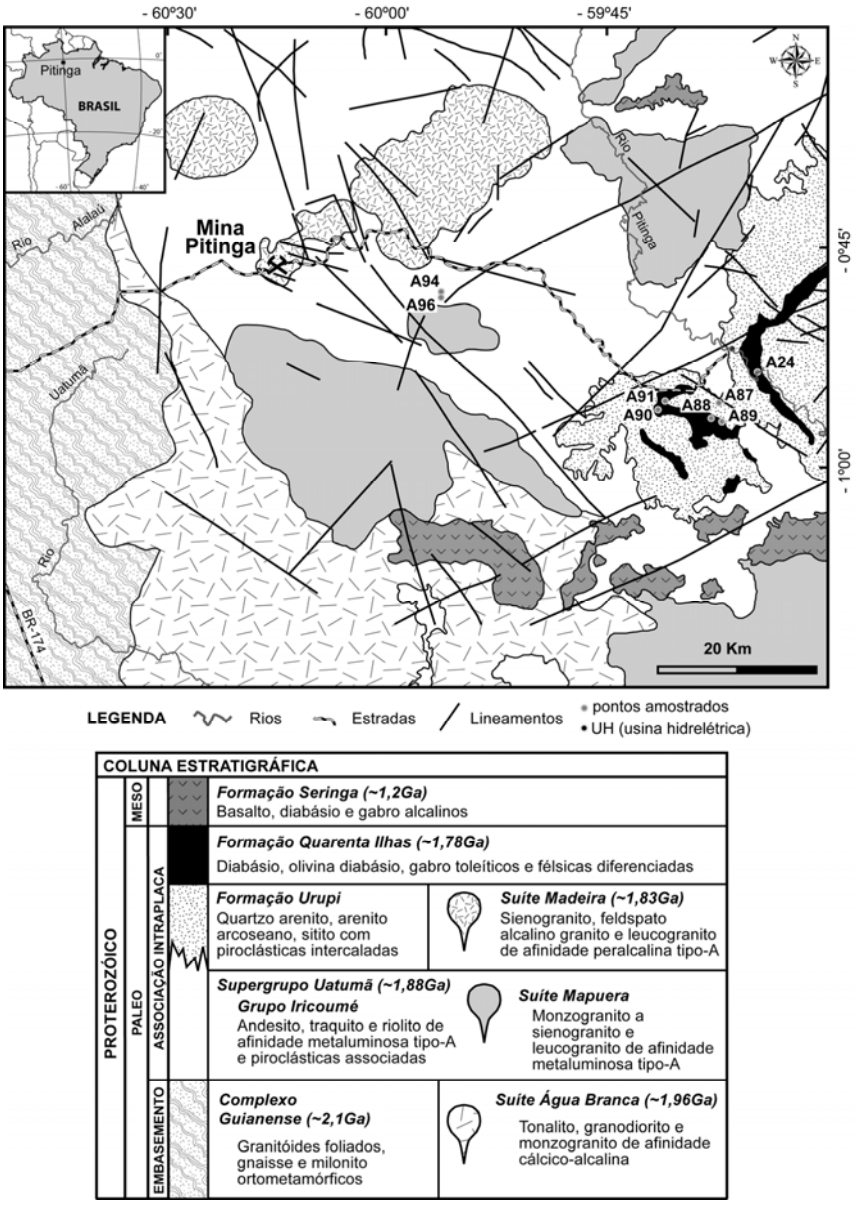


Figura 47 – Mapa Geológico de parte do Distrito Mineiro de Pitinga (modificado de Ferron *et al.*, 2006).

O Magmatismo Uatumã, no Escudo das Guianas, é constituído pela associação vulcano-plutônica Iricoumé-Mapuera. As características geoquímicas indicam afinidade com magmas tipo-A, de caráter metaluminosos a fracamente peraluminosos (Ferron *et al.*, 2009). O posicionamento dessa associação ocorreu entre 1,90 Ga e 1,87 Ga (Costi *et al.*, 2000, Ferron *et al.*, 2006), em regime extensional intra placa, e ambiente pós-colisional (Ferron *et al.*, 2009). A Suíte Intrusiva Mapuera é constituída por quartzo sienitos, e monzogranitos a feldspato-alcalino leucogranitos. As vulcânicas do Grupo Iricoumé consistem de andesitos a

riolitos, associados a expressivos depósitos ignimbríticos, e tufos de queda, depósitos de surge e vulcanoclásticos subordinados (Ferron *et al.*, 2006).

A deposição de pelitos, quartzo arenitos, arcóseos e conglomerados da Formação Urupi (Veiga Jr. *et al.*, 1979) ocorre nos estágios subsequentes ao vulcano-plutonismo Iricoumé-Mapuera. Tufos de queda e ignimbritos intercalados à sequencia sedimentar e estão possivelmente vinculados aos estágios finais do vulcanismo do Grupo Iricoumé (Ferron *et al.*, 2006). A espessura da sequencia sedimentar é estimada em mais de 800m (Veiga Jr. *et al.*, 1979), e marca a transição para um estágio francamente intracratônico na região. O posicionamento dos granitóides mineralizados (Sn, Ta, Nb, Zr, Y, U, F e ETR) da Suíte Madeira (Costi *et al.*, 2000) indica um estágio anorogênico para a região a cerca de 1,82 Ga. Esses granitóides são constituídos por anfibólio-biotita sienogranito (rapakivi), biotita feldspato alcalino granito, albita granito e topázio granito, com assinaturas geoquímica de magmas tipo-A com afinidade peralcalina (Horbe *et al.*, 1991, Lenharo, 1998, Costi *et al.*, 2000, Lenharo *et al.*, 2003).

A Formação Quarenta Ilhas ocorre na região de Pitinga sob forma de diques, *sills* e *stocks* de diabásios, gabros, dioritos e quartzo dioritos. Esses corpos subvulcânicos intrudem rochas sedimentares da Formação Urupi através de estruturas regionais pré-existentes, e vulcânicas do Grupo Iricoumé. A estrutura mais expressiva da região é denominada de Braquissinclinal de Pitinga, caracterizada como uma feição topográfica elíptica com 20x60 km de extensão, onde os corpos intrusivos da Formação Quarenta Ilhas sustentam o relevo. Originalmente foi interpretada como uma estrutura tectônica formada pelo dobramento regional da sequência sedimentar (Mandetta *et al.*, 1974, Veiga Jr. et. al., 1979). Montalvão (1975), Araujo *et al.*, (1976) e Dall'Agnol *et al.* (1999), sugerem uma origem relacionada a processos de colapso de caldeira, geneticamente vinculados ao magmatismo Iricoumé-Mapuera. No entanto, uma relação da estrutura com os litotipos vulcânicos não pode ser diretamente estabelecida. Estudos referentes às rochas vulcânicas da região de Pitinga (Ferron *et al.*, 2006, 2009, Pierosan *et al.*, no prelo) tem atribuído uma origem relacionada a ambiente de complexo de caldeira para o vulcanismo Iricoumé.

A afinidade geoquímica toleítica da Formação Quarenta Ilhas foi inicialmente atribuída por Veiga Jr. *et al.* (1979), quando individualizou os termos toleíticos de basaltos e gabros alcalinos (Formação Seringa), anteriormente agrupados sob a denominação de Gabro Suretama. Veiga Jr. *et al.* (1979) obtiveram idades K-Ar (plagioclásio) de 1452±71 Ma e 1090±13 Ma para as formações Quarenta Ilhas e Seringa, respectivamente. Os autores correlacionaram o magmatismo da Formação Quarenta Ilhas com o magmatismo toleítico

Avanavero. As rochas básicas vinculadas ao magmatismo Avanavero ocorrem como diques e *sills*, intrusivos na sequência sedimentar do Supergrupo Roraima e aflorantes na Guiana, Guiana Francesa, Suriname, Venezuela e norte do estado de Roraima (Hebeda *et al.*, 1973, Norcross *et al.*, 2000, Santos *et al.*, 2002, Nomade *et al.*, 2002). Norcross *et al.* (2000) obtiveram idade Pb-Pb em badeleíta de 1794±4 Ma para um dique de diabásio da região de Omai (Guiana), o qual os autores relacionaram ao Magmatismo Avanavero. Santos *et al.* (2002) atribuíram uma idade U-Pb (badeleíta) de 1780±3Ma para um diabásio da Formação Quarenta Ilhas. Doleritos (Avanavero) associados aos sedimentos do Supergrupo Roraima fornecem idades U-Pb SHRIMP de 1787±14 Ma e 1782±3 Ma (Santos *et al.*, 2003). As rochas básicas de afinidade toleítica relacionadas ao Diabásio Crepori (Santos & Loguércio, 1984), possuem idade U-Pb em badeleíta de 1780±7Ma (Santos *et al.*, 2002) e são intrusivas em sequência sedimentar siliciclástica (Formação Palmares de Bizzinella *et al.*, 1980 ou Formação Boiuçu de Klein *et al.* (2001). Dessa forma, Santos *et al.* (2002) sugerem que as rochas básicas com afinidade toleítica, idades em torno de 1,78 Ga e intrusivas em sequências siliciclásticas, pertencem ao evento denominado Magmatismo Crepori, possivelmente associado a migração de uma pluma mantélica.

Métodos

O mapeamento geológico e a amostragem foram baseados em mapas geológicos e prospectivos disponibilizados pela companhia mineradora. Foram coletadas em torno de 35 amostras representativas das variações texturais e composicionais da Formação Quarenta Ilhas. As lâminas delgadas foram confeccionadas junto ao Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS. As análises litoquímicas foram realizadas em laboratório comercial seguindo metodologias relacionadas a ICP-OES para elementos maiores, ICP-MS para elementos traços. Os Elementos do Grupo da Platina e Au foram analisados por ICP-MS *Fire Assay*. O flúor foi analisado segundo a técnica ISE.

Os dados de química mineral foram obtidos em microssonda eletrônica do tipo CAMECA SX-100 do Setor de Mineralogia da Ludwig-Maximilians-Universität München, Alemanha. As condições analíticas para feldspatos e piroxênios consistiram de corrente elétrica de 40nA com aceleração de voltagem de 15kv e feixe elétrico de 1µm. Para os anfibólios o feixe foi aumentado para 10µm. Os óxidos de Fe-Ti foram analisados sob corrente elétrica de 40nA, aceleração de voltagem de 20kv e feixe elétrico de 1µm. Para cada elemento foi utilizado os seguintes cristais, raias de raios-X e padrões analíticos: Si- TAP, Kα,

wollastonita; Ti- PET, Kα, ilmenita; Al- TAP, Kα, albita; Fe- LIF, Kα, Fe_2O_3; Mn- LIF, Kα, ilmenita; Mg- TAP, Kα, periclásio; Ca- PET, Kα, wollastonita; Na- TAP, Kα, albita; K- PET, Kα, ortoclásio; Cr- LIF, Kα, Cr_2O_3; F- PC1, Kα, LiF; Cl- PET, Kα, vanadinita.

Geologia da Formação Quarenta Ilhas

- Ocorrências estudadas e relações de contato

As ocorrências relacionadas à Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga consistem de corpos subvulcânicos de diabásio, gabro, diorito e quartzo diorito. Três ocorrências foram abordadas neste trabalho (Fig. 47): a primeira (ponto A24) consiste de um extenso afloramento ao longo do Rio Pitinga, constituído por gabros a quartzo dioritos de textura fanerítica média a grossa. Essa ocorrência foi mapeada por Veiga Jr. *et al.* (1979) como um espesso *sill* intrusivo na sequência sedimentar da Formação Urupi, segundo estruturas relacionadas à Braquissinclinal de Pitinga. A segunda ocorrência, também mapeada por Veiga Jr. *et al.* (1979), consiste de blocos e matacões de diabásio com textura fanerítica fina (pontos A87, A88, A89, A90 e A91). No ponto A90 foi observado um dique de diabásio de ~4,0m de espessura, em contato com arenito da Formação Urupi. A terceira ocorrência foi identificada em trabalhos prospectivos da mineradora (pontos A94 e A96). Esses litotipos consistem de diabásios de textura fanerítica fina. Uma relação de contato intrusiva entre o diabásio e ignimbritos do Grupo Iricoumé pode ser observada no ponto A94.

- Petrografia e Química Mineral

A Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga pode ser individualizada em dois grupos texturais: rochas com textura fanerítica fina (diabásios) e rochas com textura fanerítica média a grossa (gabros e dioritos). As primeiras afloram em duas regiões: a ~22 km a leste da Mina Pitinga (pontos A94 e A96); e nas proximidades da usina hidrelétrica (~10 km a sudoeste – pontos A87, A88, A89, A90, A91). Os gabros e dioritos afloram nas margens do Rio Pitinga a ~4 km a sudeste da usina hidrelétrica (ponto A24).

Os diabásios e gabros são constituídos dominantemente por plagioclásio prismático, augita intersticial a prismática, e óxidos de ferro e titânio. Olivina ocorre de forma subordinada, como grãos subédricos substituídos pseudomorficamente por ferro-saponita. A

augita consiste preferencialmente de grãos prismáticos euédricos a subédricos. Nos diabásios onde ocorre olivina, a augita possui forma anédrica a subédrica intersticial (Fig 48a). Óxidos de Fe-Ti consistem de ilmenita prismática em quantidades subordinadas e frequentemente inclusas em magnetita subédrica. Feições de acumulação de augita e plagioclásio prismáticos podem ser observadas localmente em gabros e diabásios. Textura ofítica a subofítica ocorre localmente nas rochas básicas e é caracterizada por grão anédricos tardios de plagioclásio envolvendo grão euédricos de augita (Fig. 48b). Os minerais acessórios consistem de apatita euédrica a subédrica e titanita subédrica.

Dioritos e quartzo dioritos possuem textura fanerítica equigranular grossa constituída dominantemente por plagioclásio, augita e óxidos de Fe-Ti subordinados. Localmente são observados cristais prismáticos alongados de augita. A hornblenda ocorre preferencialmente formando textura coronítica (Fig. 48c). O feldspato alcalino consiste de grãos subédricos, geralmente formando textura micrográfica quando aliado ao quartzo (Fig. 48d). A apatita atinge quantidades varietais (>5%modal) nos dioritos, apresentando hábito prismático acicular.

Os minerais secundários são pouco abundantes e consistem de mica branca, clorita, ferro-saponita, titanita, carbonatos, epidoto e sulfetos. A mica branca é proveniente da sericitização do plagioclásio. Clorita e ferro-saponita são produtos de substituição pseudomórfica de hornblenda e de olivina, respectivamente. A titanita ocorre como produto de alteração dos óxidos de Fe-Ti. Carbonatos, epidoto e sulfetos (pirita e calcopirita) ocorrem localmente como produtos de alteração hidrotermal.

Feldspatos

O plagioclásio é o feldspato mais abundante e é caracterizado pelo zoneamento composicional, variando de labradorita ($An_{64}Ab_{35}Or_1$) a andesina e oligoclásio ($An_{18}Ab_{73}Or_9$) (Tab. 8, Fig. 49). O zoneamento composicional consiste de um aumento, do centro para a borda, de SiO_2, Na_2O e K_2O, e diminuição em Al_2O_3 e CaO (Fig. 50). Os conteúdos de FeO^t variam de 0.28% a 1.52% e tendem a diminuir de labradorita para oligoclásio. Núcleos de plagioclásio com composição labradorítica são observados preferencialmente em gabros e diabásios, enquanto os dioritos e quartzo dioritos possuem plagioclásio com núcleos de composição de andesina. Os grãos de plagioclásio d as texturas ofíticas e subofíticas possuem composições de andesina a oligoclásio.

O feldspato alcalino ocorre em quantidades em torno de 5% e invariavelmente possui lamelas de exsolução. As lamelas são preferencialmente caracterizadas por composições que variam de Ab_2Or_{98} a $Ab_{99}Or_1$. No entanto, algumas lamelas possuem composição de sanidina desde $Ab_{60}Or_{40}$ até $Ab_{12}Or_{88}$, sugerindo exsolução parcial dos componentes ortoclásio e albita.

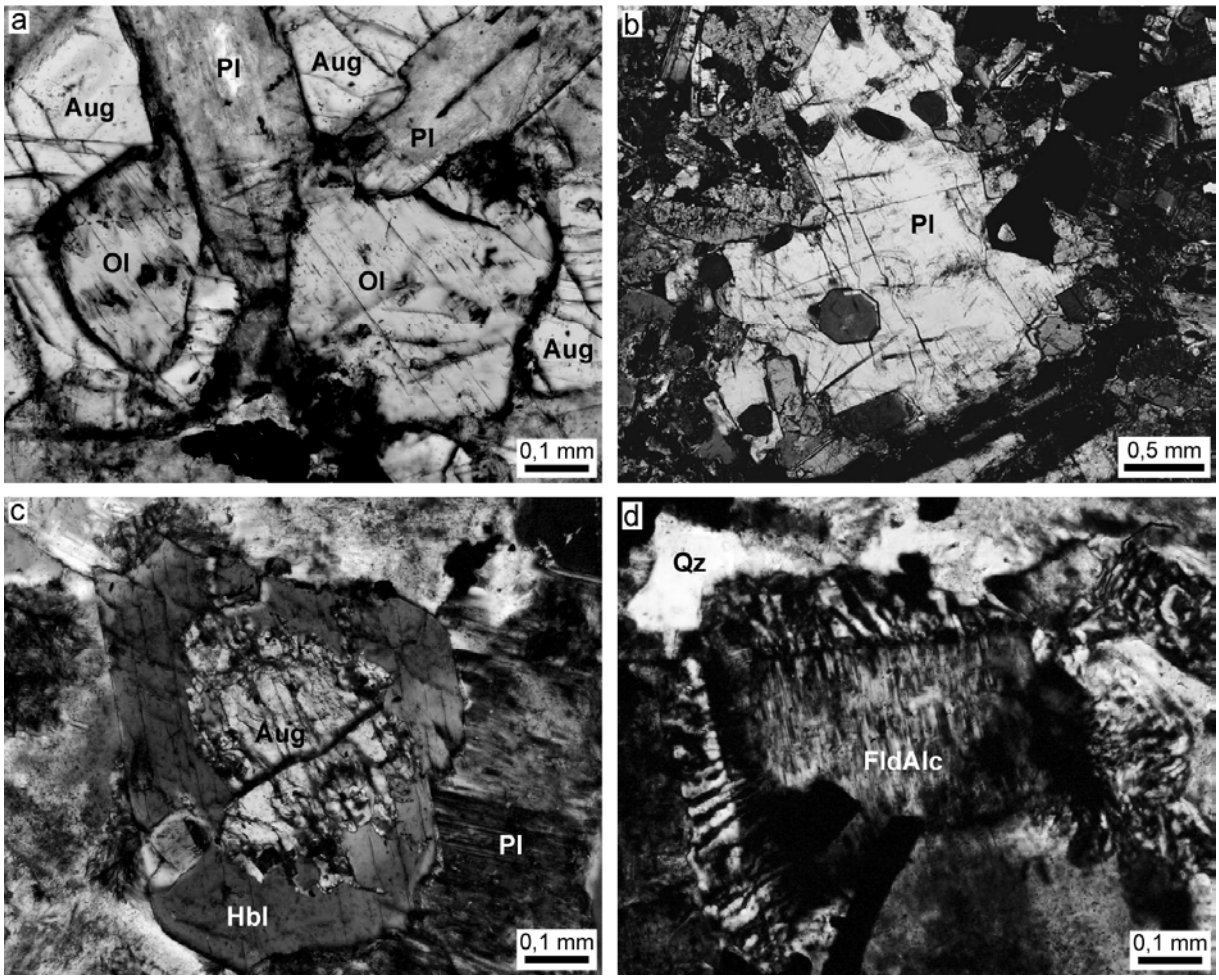


Figura 48 – Feições petrográficas das rochas básicas e intermediárias da Formação Quarenta Ilhas. a) diabásio com plagioclásio euédrico, olivina subédrica substituída por saponita, e augita intersticial; b) diabásio com textura ofítica a subofítica; c) diorito com textura coronítica; d) quartzo diorito com intercrescimento micrográfico e feldspato alcalino pertítico. Abreviações: Pl-plagioclásio; Aug-augita; Ol-olivina, Hbl-hornblenda; FldAlc-feldspato alcalino; Qz-quartzo.

Tabela 8 – Análises representativas de feldspatos da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga.

Amostra	**A89b**	**A89b**	**A89b**	**A89b**	**A24a**	**A87a**	**A88a**	**A88a**	**A96a**	**A96a**	**A96a**	**A96a**	**A24z**	**A24h**	**A24h**	**A24z**
Análise	**09**	**20**	**02**	**16**	**04**	**05**	**05**	**25**	**01**	**04**	**08**	**18**	**09**	**09**	**17**	**04**
Tipo	**labr**	**labr**	**labr**	**labr**	**and**	**and**	**and**	**and**	**olig**	**olig**	**olig**	**olig**	**ort**	**san**	**san**	**alb**
% em peso																
SiO_2	55,03	54,56	53,48	58,19	57,83	56,75	58,59	60,99	62,67	62,71	62,63	61,37	64,78	66,34	67,58	69,18
TiO_2	0,03	0,01	0,04	0,04	0,06	0,03	0,02	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	27,25	27,55	29,02	24,90	26,14	26,46	25,17	23,72	22,61	22,75	22,88	23,50	17,68	17,61	17,82	18,45
FeO	0,79	1,09	0,65	1,11	0,62	0,71	0,62	0,45	0,39	0,43	0,42	0,58	0,00	0,15	0,17	0,04
MnO	0,01	0,05	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
MgO	0,07	0,08	0,04	0,19	0,06	0,10	0,04	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
CaO	10,99	11,73	12,98	11,57	9,53	10,00	8,28	6,35	5,01	5,15	4,88	5,90	0,01	0,15	0,21	0,17
Na_2O	5,16	4,83	4,31	4,04	6,29	5,82	6,65	7,60	8,48	8,33	8,04	7,83	0,18	2,96	6,78	11,92
K_2O	0,30	0,28	0,25	0,26	0,42	0,36	0,59	0,78	1,01	0,73	1,05	0,92	16,33	11,92	6,84	0,05
Soma	99,71	100,26	100,89	100,39	100,96	100,31	100,05	99,99	100,26	100,18	99,97	100,19	98,99	99,14	99,41	99,85
a.p.f.u.																
Si	10,004	9,9	9,657	10,451	10,329	10,222	10,533	10,901	11,142	11,143	11,147	10,953	12,093	12,16	12,151	12,108
Al	5,834	5,887	6,171	5,267	5,498	5,613	5,329	4,993	4,734	4,761	4,796	4,939	3,887	3,801	3,773	3,803
Ti	0,004	0,001	0,005	0,005	0,008	0,004	0,003	0,001	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,120	0,165	0,098	0,167	0,093	0,107	0,093	0,067	0,058	0,064	0,063	0,087	0,000	0,023	0,026	0,006
Mn	0,002	0,008	0,006	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Mg	0,019	0,022	0,011	0,051	0,016	0,027	0,011	0,008	0,008	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,005
Ca	2,141	2,280	2,511	2,226	1,824	1,930	1,595	1,216	0,954	0,980	0,931	1,128	0,002	0,029	0,040	0,032
Na	1,819	1,699	1,509	1,407	2,178	2,033	2,318	2,634	2,923	2,870	2,775	2,710	0,065	1,052	2,364	4,045
K	0,070	0,065	0,058	0,060	0,096	0,083	0,135	0,178	0,229	0,165	0,238	0,209	3,889	2,787	1,569	0,011
Soma cátions	20,013	20,027	20,026	19,636	20,042	20,019	20,019	19,998	20,055	19,986	19,956	20,029	19,936	19,852	19,923	20,013
Ab	45,10	42,00	37,00	38,10	53,10	50,20	57,30	65,40	71,20	71,50	70,40	67,00	1,60	27,20	59,50	98,90
An	53,10	56,40	61,60	60,30	44,50	47,70	39,40	30,20	23,20	24,40	23,60	27,90	0,10	0,70	1,00	0,80
Or	1,70	1,60	1,40	1,60	2,30	2,10	3,30	4,40	5,60	4,10	6,00	5,20	98,30	72,10	39,50	0,30

Observações: fórmulas estruturais calculadas na base de 32 oxigênios; ferro analisado como Fe^{2+}

Abreviações: a.p.f.u.: átomos por fórmula unitária; labr: labradorita; and: andesina; olig: oligoclásio; ort: ortoclásio; san: sanidina; alb: albita.

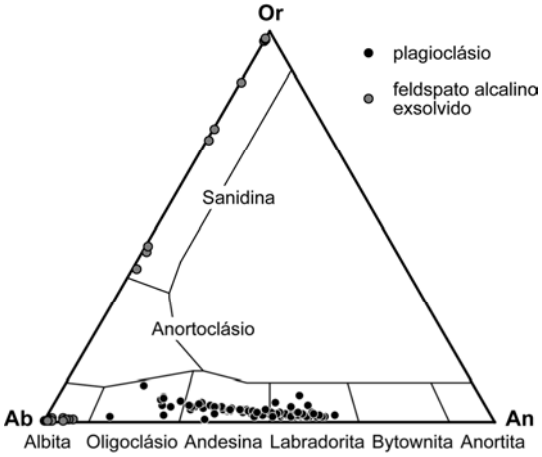


Figura 49 – Diagrama ternário de classificação dos feldspatos da Formação Quarenta Ilhas.

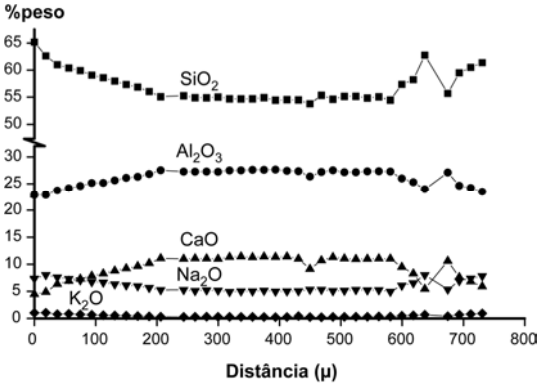


Figura 50 – Seção borda-centro-borda representativa do zoneamento composicional do plagioclásio em diabásio (amostra A88a) da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga.

Olivina (ferro-saponita)

Os grãos de olivina estão invariavelmente substituídos pseudomorficamente por minerais secundários. A geometria desta fase indica que esta ocorria como subédricas em quantidades subordinadas, essencialmente nos diabásios onde a augita é intersticial (amostras A87, A89 e A90). Os resultados de química mineral indicam conteúdos de SiO_2 em torno de 33,5%, Al_2O_3 próximos a 12,35%, FeO de 20,63% a 25,55%, e MgO entre 17,36% e 17,97%. Os conteúdos de Na_2O, CaO e K_2O são inferiores a 1% (Tab. 9). O fechamento das análises é próximo a 88,0%, e sugere moderado conteúdo de fluidos (H_2O, OH). Essa composição sugere relação com mineral do grupo das esmectitas do tipo ferro-saponita.

Tabela 9 – Análises representativas de ferro-saponita da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga.

Amostra	**A87a**	**A87a**	**A87a**	**A87a**	**A87a**	**A87a**
Análise	**01**	**07**	**09**	**20**	**24**	**33**
Tipo	**Fe-sap**	**Fe-sap**	**Fe-sap**	**Fe-sap**	**Fe-sap**	**Fe-sap**
% em peso						
SiO_2	34,28	33,95	33,53	33,20	33,75	32,56
TiO_2	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,00
Al_2O_3	11,51	13,39	13,48	13,86	11,39	13,37
FeO	24,66	20,98	21,32	21,05	25,55	22,61
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,07	0,06	0,00	0,00
MnO	0,15	0,48	0,48	0,52	0,18	0,36
MgO	17,68	17,72	18,48	18,91	17,41	18,70
CaO	0,15	0,52	0,30	0,46	0,19	0,20
Na_2O	0,04	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04
K_2O	0,12	0,01	0,02	0,01	0,09	0,01
Soma	88,62	87,15	87,76	88,16	88,66	87,85
a.p.f.u.						
Si	5,613	5,608	5,512	5,439	5,545	5,371
Al	2,221	2,607	2,611	2,676	2,205	2,599
Ti	0,003	0,003	0,001	0,002	0,004	0,000
Fe^{2+}	3,376	2,898	2,930	2,883	3,509	3,118
Cr	0,000	0,000	0,009	0,008	0,000	0,000
Mn	0,017	0,055	0,055	0,059	0,021	0,041
Mg	4,316	4,365	4,529	4,618	4,264	4,599
Ca	0,026	0,092	0,053	0,081	0,033	0,035
Na	0,011	0,021	0,020	0,020	0,017	0,012
K	0,024	0,003	0,005	0,003	0,019	0,003
Soma cátions	15,608	15,652	15,726	15,789	15,618	15,778

Observações: fórmulas estruturais calculadas na base de 24 oxigênios; ferro analisado como Fe^{2+}. Abreviações: a.p.f.u.: átomos por fórmula unitária; Fe-sap: ferro-saponita.

Clinopiroxênios

Os clinopiroxênios são abundantes nas rochas básicas e consistem dominantemente de grãos subédricos a euédricos prismáticos. Nos diabásios onde ocorre olivina, o clinopiroxênio possui formas anédricas intersticiais. O pleocroismo é fraco e varia de incolor a castanho claro rosado e incolor a verde claro.

Nas rochas intermediárias os clinopiroxênios são menos abundantes e possuem pleocroismo fraco, de incolor a verde claro. Consistem geralmente de grãos subédricos prismáticos, e localmente como prismas euédricos alongados, atingindo até 1,2cm. A textura coronítica é comum nas rochas intermediárias, caracterizadas por hornblenda envolvendo clinopiroxênio.

As fórmulas estruturais foram calculadas segundo a nomenclatura de Morimoto (1988) utilizando o programa Minpet 2.0. Os valores de Fe^{3+} foram obtidos pelo método de balanço de cargas, na base de 6 oxigênios. Os clinopiroxênios são cálcicos e estão

classificados dominantemente como augitas, com diopsídio em quantidades subordinadas (Fig. 51). Os diopsídios possuem composições próximas a $Wo_{45}En_{40}Fs_{15}$ e ocorrem somente em diabásios menos diferenciados. As augitas de rochas básicas possuem um *trend* evolutivo caracterizado pela diminuição do componente wolastonita (Wo) de 44% a 35%, seguido do aumento do componente ferrosilita (Fs) de 16% a 31%. Os conteúdos do componente enstatita (En) diminuem de 44% a 33% em direção as augitas dos diabásios mais diferenciados. As augitas das rochas intermediárias seguem esse *trend* evolutivo, com aumento de Wo de 38% a 41%, acompanhado do aumento de Fs de 31% a 38% e consequente diminuição de En de 29% a 21%. O *trend* evolutivo dos clinopiroxênios, desde diabásios até quartzo dioritos, segue a tendência usual de cristalização observada por Deer *et al.* (1992), caracterizada pela diminuição inicial de CaO, seguida do aumento de FeO^t, diminuição de MgO e sutil aumento de CaO nas augitas mais diferenciadas. (Tab. 10). Com base em seus conteúdos relativos, foi possível individualizar quatro grupos de clinopiroxênios:

- Grupo I – diopsídios e augitas com alto CaO e baixo FeO^t e TiO_2 (diabásio A89a);
- Grupo II – augitas com alto TiO_2 e MgO, moderado CaO e baixo FeO^t (diabásios A87a e A88a, e gabro A24a);
- Grupo III – augitas com moderado FeO^t e baixo CaO (diabásio A96a);
- Grupo IV – augitas com alto FeO^t e baixo MgO, TiO_2 e Al_2O_3 (dioritos A24h e A24z).

Tabela 10 – Análises representativas de piroxênios da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga.

Amostra	**A89b**	**A89b**	**A89b**	**A89b**	**A24a**	**A87a**	**A88a**	**A88a**	**A96a**	**A96a**	**A96a**	**A96a**	**A24h**	**A24h**	**A24z**	**A24z**
Análise	**09**	**20**	**02**	**16**	**04**	**05**	**05**	**25**	**01**	**04**	**08**	**18**	**03**	**05**	**01**	**10**
Grupo	**I**	**I**	**I**	**I**	**II**	**II**	**II**	**II**	**III**	**III**	**III**	**III**	**IV**	**IV**	**IV**	**IV**
Tipo	**diop**	**diop**	**aug**	**aug**	**aug**	**aug**	**aug**	**aug**	**aug**	**aug**	**aug**	**aug**	**aug**	**aug**	**aug**	**aug**
% em peso																
SiO_2	50,97	53,72	50,85	51,57	50,33	50,71	51,03	50,22	49,99	50,15	50,07	50,15	50,24	50,45	51,01	50,79
TiO_2	0,34	0,03	0,36	0,25	1,10	0,88	0,78	0,85	0,37	0,30	0,42	0,42	0,24	0,26	0,16	0,22
Al_2O_3	3,01	0,47	2,97	2,30	2,84	3,31	2,23	2,30	2,14	1,55	3,60	3,44	0,83	0,95	0,55	0,88
FeO	9,29	9,54	10,45	9,42	11,74	10,73	10,60	10,74	16,42	18,44	12,96	12,04	19,66	18,08	21,02	18,46
Cr_2O_3	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,37	0,17	0,02	0,00	0,02	0,03
MnO	0,33	0,32	0,26	0,34	0,37	0,25	0,32	0,40	0,40	0,48	0,30	0,25	0,78	0,78	0,83	0,73
MgO	13,84	14,02	14,21	14,21	14,68	13,62	15,14	14,86	12,74	11,47	14,10	13,38	8,36	9,92	7,46	9,44
CaO	22,13	22,53	20,39	21,16	18,60	20,06	19,58	20,07	17,08	16,91	17,07	19,32	19,14	18,81	18,78	18,71
Na_2O	0,36	0,18	0,39	0,36	0,39	0,39	0,32	0,37	0,28	0,30	0,35	0,37	0,29	0,31	0,33	0,25
K_2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma	100,27	100,82	99,90	99,62	100,08	99,95	100,01	99,81	99,42	99,65	99,25	99,56	99,57	99,56	100,17	99,51
a.p.f.u.																
Sítio T																
Si	1,890	1,991	1,894	1,925	1,878	1,896	1,898	1,873	1,910	1,931	1,889	1,887	1,969	1,958	2,001	1,979
Al^{IV}	0,110	0,009	0,106	0,075	0,122	0,104	0,098	0,101	0,090	0,069	0,111	0,113	0,031	0,042	0,000	0,021
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,026	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma sítio T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000
Sítio M1																
Al^{VI}	0,012	0,023	0,000	0,164	0,124	0,000	0,089	0,103	0,070	0,071	0,033	0,073	0,085	0,033	0,063	0,054
Ti	0,004	0,003	0,001	0,001	0,000	0,001	0,005	0,000	0,002	0,000	0,007	0,002	0,000	0,006	0,000	0,005
Fe^{3+}	0,510	0,342	0,724	0,504	0,406	0,803	0,650	0,713	0,546	0,507	0,524	0,340	0,475	0,481	0,301	0,280
Fe^{2+}	0,059	0,055	0,030	0,013	0,012	0,019	0,011	0,015	0,002	0,008	0,024	0,016	0,008	0,000	0,041	0,014
Cr	1,355	1,333	1,857	1,168	1,491	1,939	1,105	0,947	1,142	1,202	1,725	1,638	1,296	0,923	1,897	1,290
Mg	2,997	3,173	2,318	3,007	2,884	2,171	3,006	3,101	3,036	3,077	2,621	2,834	3,004	3,271	2,577	3,124
Soma sítio M1	5,001	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,001	5,000	4,999	5,000	5,000	5,000	5,000	5,001	5,001	5,000
Sítio M2																
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,084	0,082	0,149	0,117	0,217	0,160	0,187	0,159	0,267	0,263	0,274	0,185	0,148	0,169	0,157	0,176
Mn	0,010	0,010	0,008	0,011	0,012	0,008	0,010	0,013	0,013	0,016	0,010	0,008	0,026	0,026	0,028	0,024
Ca	0,879	0,895	0,814	0,846	0,743	0,803	0,780	0,802	0,699	0,698	0,690	0,779	0,804	0,782	0,789	0,781
Na	0,026	0,013	0,028	0,026	0,028	0,028	0,023	0,027	0,021	0,022	0,026	0,027	0,022	0,023	0,025	0,019
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma sítio M2	0,999	1,000	0,999	1,000	1,000	0,999	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	1,000
Soma cátions	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,999	4,000	4,000	4,000	4,000
Wo	45,26	45,30	42,02	43,58	38,37	42,16	39,82	40,59	35,63	35,49	36,29	40,65	40,96	39,73	40,63	39,95
En	39,38	39,22	40,75	40,72	42,13	39,83	42,84	41,82	36,98	33,50	41,71	39,17	24,89	29,16	22,46	28,05
Fs	15,36	15,48	17,23	15,70	19,51	18,02	17,34	17,59	27,40	31,01	22,01	20,19	34,16	31,11	36,92	32,00

Observações: fórmulas estruturais calculadas na base de 6 oxigênios; ferro analisado como Fe^{2+}

Abreviações: a.p.f.u.: átomos por fórmula unitária; diop: diopsídio; aug: augita.

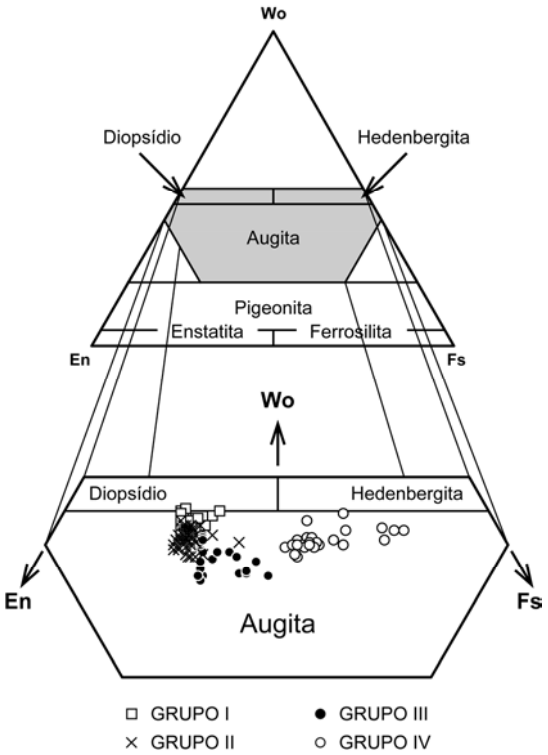


Figura 51 – Diagrama de Morimoto (1988) para classificação dos clinopiroxênios cálcicos da Formação Quarenta Ilhas.

A distribuição de Si e Al no sítio T, nos quatro grupos, definem uma correlação negativa. As augitas dos grupos I e III possuem conteúdos de ^{T}Al intermediários, enquanto no Grupo II variam de elevados a intermediários. O Grupo IV possuem baixos conteúdos de ^{T}Al e consequentemente elevados conteúdos de ^{T}Si (Fig. 52a). No sítio M1, Fe e Mg se correlacionam negativamente, com conteúdos elevados de ^{M1}Mg nas augitas dos grupos I, II e III. As augitas do Grupo IV possuem elevados conteúdos de $^{M1}Fe^{2+}$, e melhor se correlacionam com as augitas do Grupo III (Fig. 52b). A correlação negativa de Ca e Fe no sítio M2 é caracterizada pelos elevados conteúdos de ^{M2}Ca nas augitas do Grupo I, baixos nas augitas do Grupo III e intermediários nos grupos II e IV (Fig. 52c). As principais substituições catiônicas observadas nos quatro grupos consistem de trocas simples do tipo Si↔Al no sítio T, Mg↔Fe^{2+} no sítio M1 e Fe^{2+}↔Ca no sítio M2. Os valores médios de Fe^{3+} variam de 0,061apfu a 0,072apfu nas augitas dos grupos I, II e III, algumas vezes excedendo 0,1apfu nas augitas dos grupos I e II. Nas augitas do Grupo II os conteúdos de Fe^{3+} atingem 0,136apfu, frequentemente ocupando o sítio T. Os conteúdos ^{M2}Mn aumentam significativamente das augitas dos grupos I, II e III para as augitas do Grupo IV, com valores médios entre 0,010 e 0,012apfu para 0,026apfu no Grupo IV.

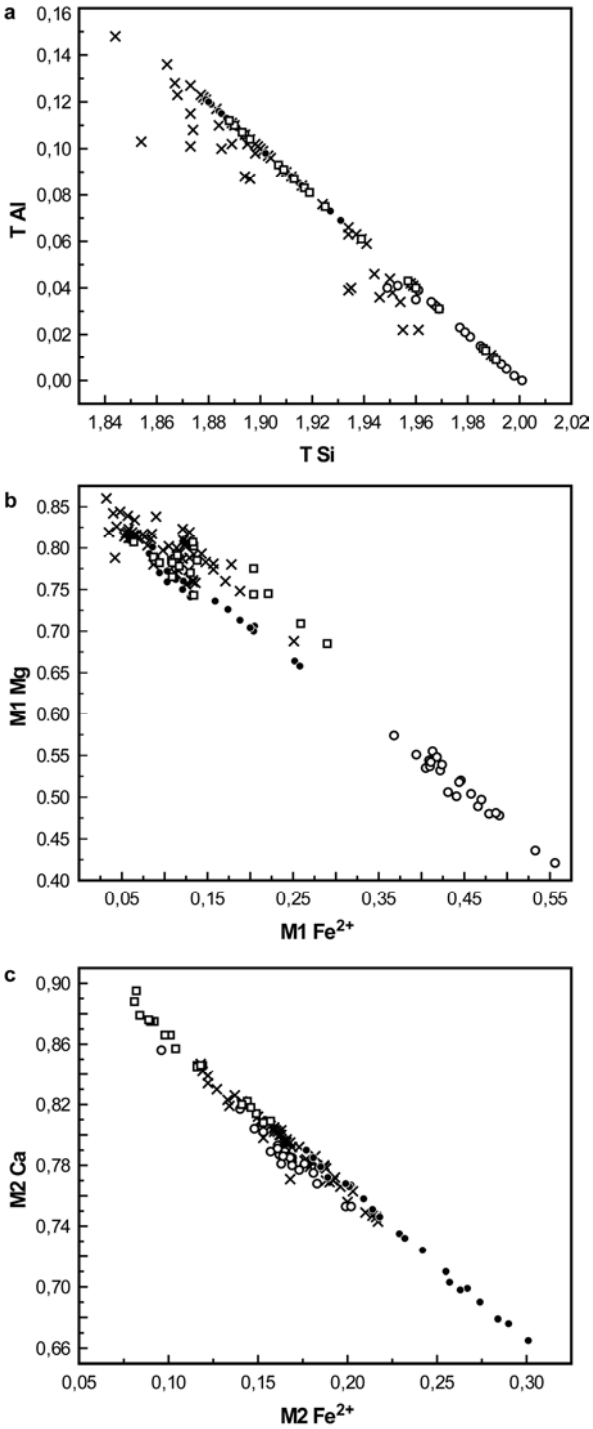


Figura 52 – Principais trocas catiônicas nos sítios T (a), M1 (b) e M2 (c). Símbolos: idem figura 51.

A distribuição dos conteúdos de ^{T}Al, ^{M1}Ti e $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})_{total}$, quando comparados ao índice nMg (nMg = $Mg/(Mg+Fe^{2+})$), ilustram as particularidades composicionais observadas nos grupos I, II, III e IV (Fig. 53a,b,c). Os conteúdos de ^{T}Al e $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})_{total}$ das augitas dos grupos I e II apresentam padrão de distribuição paralelos entre si, enquanto o padrão de ^{M1}Ti das augitas do grupo II é significativamente mais elevado

que o do grupo I. As augitas dos grupos III e IV apresentam correlação entre si quanto aos conteúdos de ^{T}Al e ^{M1}Ti em relação a nMg. No entanto, a distribuição de $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})_{total}$ nas augitas do grupo III sugere que parte se correlaciona com as augitas do Grupo IV e parte acompanha o padrão das augitas dos grupos I e II.

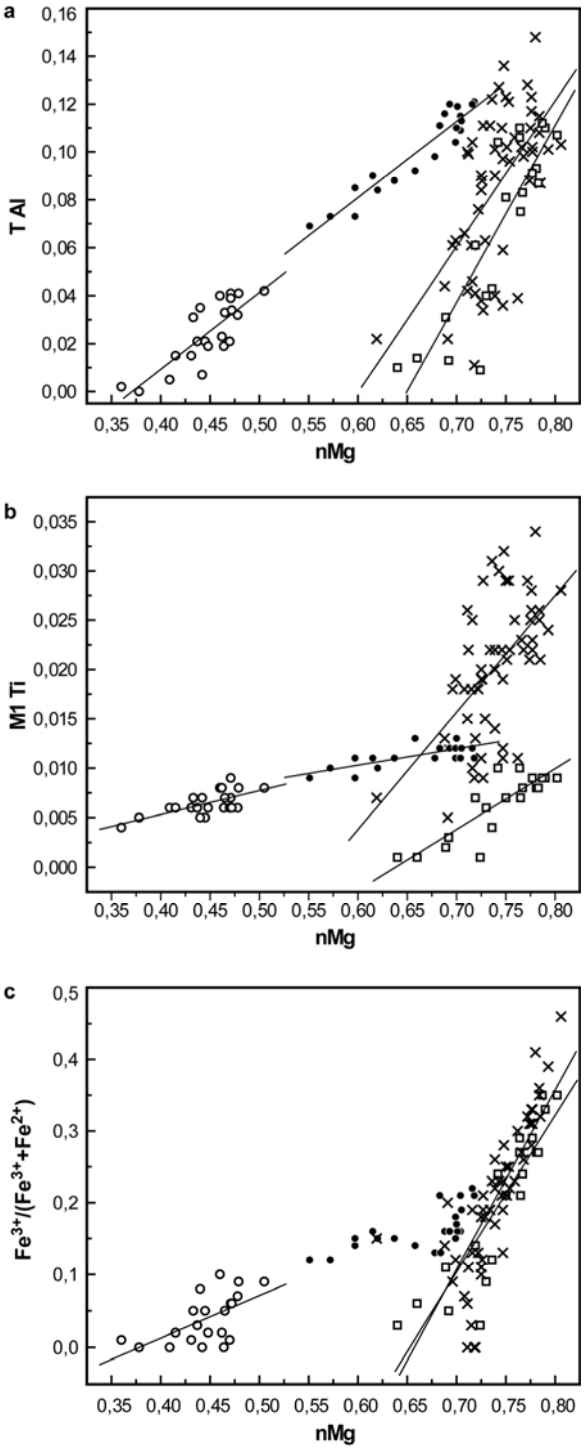


Figura 53 – Substituições catiônicas em relação a nMg em clinopiroxênios da Formação Quarenta Ilhas. Retas: regressões lineares que melhor se ajustam aos dados de cada grupo. a) ^{T}Al *vs* nMg; b) ^{T}Ti *vs* nMg; c) $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ *vs* nMg. Símbolos: idem a figura 51.

Anfibólios

A hornblenda ocorre em dioritos e gabro dioritos, como constituinte da textura coronítica e como grãos isolados. As hornblendas de textura coronítica possuem terminações subédricas a euédricas, enquanto os grãos isolados tendem a possuir formas euédricas. O pleocroismo varia de castanho claro a verde claro e verde escuro.

A composição das hornblendas caracteriza-se por conteúdos de SiO_2 variáveis entre 44,21% e 51,94%, Al_2O_3 entre 0,93% e 6,33%, altos conteúdos de FeO^t (entre 22,97% e 29,48%), e baixos de MgO (de 3,99% a 8,77%). O conteúdo médio de CaO é de 10,25%, com Na_2O entre 0,3% e 2,64%, K_2O de 0,13% a 0,91% e F de 0,0% a 2,0% (Tab. 11). A fórmula estrutural dos anfibólios e a proporção Fe^{2+}/Fe^{3+} foram calculadas com o programa MINPET 2.0, na base de 23 átomos de oxigênio. Para obtenção dos valores de Fe^{2+} e Fe^{3+} utilizou-se o sistema de normalização de Robinson *et al.* (1981). Segundo a nomenclatura de Leake *et al.* (1997), os anfibólios se enquadram no grupo dos anfibólios cálcicos, com composição de ferro-hornblenda, ferro-actinolita (Fig. 54) e ferro-edenita.

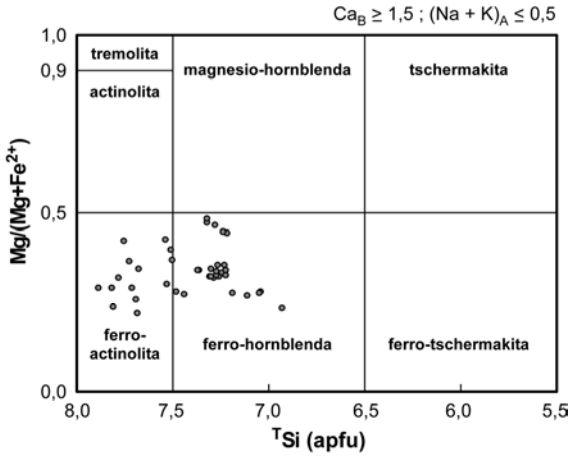


Figura 54 – Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos de Leake *et al.* (1997).

A ferro-hornblenda é a composição dominante, com rara ferro-edenita. A ferro-actinolita restringe-se às bordas dos anfibólios (Fig. 55a). A composição da ferro-hornblenda é caracterizada por pequenas variações nos conteúdos de SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, MgO e F. A transição para ferro-actinolita é marcada pelo aumento inicial no conteúdo de Al_2O_3, e diminuição brusca de FeO^t. Os conteúdos de MgO aumentam gradualmente em direção a borda das ferro-hornblendas. Na_2O, K_2O, CaO e F diminuem em direção a borda da ferro-hornblenda (Fig. 55b,c).

Tabela 11 – Análises representativas de anfibólios da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga.

Amostra	**A24h**	**A24h**	**A24h**	**A24z**	**A24z**	**A24z**	**A24z**	**A24z**	**A24z**	**A24z**	**A24h**	**A24h**	**A24z**	**A24z**	**A24z**	**A24z**
Análise	**20**	**21**	**25**	**06**	**09**	**15**	**18**	**22**	**23**	**25**	**26**	**27**	**17**	**24**	**35**	**36**
Tipo	**Fe-eden**	**Fe-eden**	**Fe-hbl**	**Fe-hbl**	**Fe-hbl**	**Fe-hbl**	**Fe-hbl**	**Fe-hbl**	**Fe-hbl**	**Fe-hbl**	**Fe-actn**	**Fe-actn**	**Fe-actn**	**Fe-actn**	**Fe-actn**	**Fe-actn**
% em peso																
SiO_2	46,22	44,48	47,95	44,78	48,01	48,42	45,68	44,21	48,11	48,44	49,80	51,26	48,85	49,54	51,77	51,94
TiO_2	0,50	0,45	0,30	0,11	0,10	0,32	0,09	0,13	0,02	0,07	0,21	0,14	0,07	0,00	0,36	0,12
Al_2O_3	4,31	4,20	4,37	6,05	4,20	3,71	5,32	6,33	3,43	3,24	2,93	1,94	3,06	1,89	1,73	0,93
FeO	26,85	25,89	24,15	26,70	25,64	23,51	28,07	29,08	27,68	27,75	24,93	25,17	26,99	28,91	22,97	26,80
MnO	0,48	0,52	0,55	1,07	0,64	0,52	1,02	0,91	1,53	1,03	0,52	0,76	1,01	2,18	0,96	1,81
MgO	5,82	5,51	8,27	4,98	6,52	8,60	4,76	4,05	4,95	5,22	7,67	7,29	5,64	3,99	8,49	5,70
CaO	9,65	9,90	10,48	11,16	11,39	9,88	11,03	11,05	11,03	11,02	10,74	11,01	10,98	10,86	11,04	11,16
Na_2O	2,40	2,13	1,72	1,20	0,92	1,71	1,11	1,27	0,72	0,70	1,18	0,78	0,71	0,46	0,68	0,30
K_2O	0,91	0,91	0,55	0,67	0,32	0,59	0,53	0,60	0,29	0,34	0,31	0,21	0,28	0,22	0,29	0,13
Cr_2O_3	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,02	0,00	0,06	0,02	0,00	0,05	0,00	0,04
F	1,64	0,89	0,99	0,06	0,20	0,84	0,10	0,03	0,00	0,00	0,38	0,00	0,08	0,00	0,35	0,00
Cl	0,0	0,0	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
Soma	98,78	94,88	99,33	96,78	97,93	98,12	97,76	97,66	97,77	97,82	98,67	98,56	97,69	98,10	98,65	98,93
O=F+Cl	0,69	0,37	0,42	0,03	0,09	0,35	0,04	0,01	0,00	0,00	0,16	0,00	0,03	0,00	0,15	0,00
Sum	99,47	95,25	99,75	96,81	98,02	98,47	97,80	97,67	97,77	97,82	98,83	98,56	97,72	98,10	98,80	98,93
a.p.f.u.																
Sítio T																
Si	7,219	7,220	7,221	7,043	7,366	7,323	7,114	6,934	7,445	7,482	7,512	7,728	7,530	7,687	7,757	7,888
Al^{IV}	0,781	0,780	0,775	0,957	0,634	0,661	0,886	1,066	0,555	0,518	0,488	0,272	0,470	0,313	0,243	0,112
Ti^{IV}	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma sítio T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,001	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Sítio C (M1, M2, M3)																
Al^{VI}	0,012	0,023	0,000	0,164	0,124	0,000	0,089	0,103	0,070	0,071	0,033	0,073	0,085	0,033	0,063	0,054
Cr	0,004	0,003	0,001	0,001	0,000	0,001	0,005	0,000	0,002	0,000	0,007	0,002	0,000	0,006	0,000	0,005
Fe^{3+}	0,510	0,342	0,724	0,504	0,406	0,803	0,650	0,713	0,546	0,507	0,524	0,340	0,475	0,481	0,301	0,280
Ti^{VI}	0,059	0,055	0,030	0,013	0,012	0,019	0,011	0,015	0,002	0,008	0,024	0,016	0,008	0,000	0,041	0,014
Mg	1,355	1,333	1,857	1,168	1,491	1,939	1,105	0,947	1,142	1,202	1,725	1,638	1,296	0,923	1,897	1,290
Fe^{2+}	2,997	3,173	2,318	3,007	2,884	2,171	3,006	3,101	3,036	3,077	2,621	2,834	3,004	3,271	2,577	3,124
Mn	0,064	0,071	0,070	0,143	0,083	0,067	0,135	0,121	0,201	0,135	0,066	0,097	0,132	0,287	0,122	0,233
Soma sítio C	5,001	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,001	5,000	4,999	5,000	5,000	5,000	5,000	5,001	5,001	5,000
Sítio B (M4)																
Ca	1,615	1,722	1,691	1,881	1,872	1,601	1,840	1,857	1,829	1,824	1,736	1,778	1,813	1,806	1,772	1,816
Na	0,385	0,278	0,309	0,119	0,128	0,399	0,160	0,143	0,171	0,176	0,264	0,222	0,187	0,138	0,198	0,088
Soma sítio B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,944	1,970	1,904
Sítio A																
Na	0,342	0,392	0,193	0,247	0,146	0,102	0,176	0,243	0,045	0,033	0,081	0,007	0,025	0,000	0,000	0,000
K	0,181	0,188	0,106	0,134	0,063	0,114	0,105	0,120	0,057	0,067	0,060	0,040	0,055	0,044	0,055	0,025
Soma sítio A	0,523	0,581	0,299	0,762	0,418	0,432	0,562	0,726	0,204	0,200	0,141	0,047	0,160	0,088	0,110	0,050
Soma cátions	15,524	15,580	15,299	15,381	15,209	15,217	15,282	15,363	15,101	15,100	15,141	15,047	15,080	14,989	15,026	14,929

Observações: fórmulas estruturais calculadas na base de 23 oxigênios; ferro analisado como Fe^{2+}

Abreviações: a.p.f.u.: átomos por fórmula unitária; F-eden: ferro-edenite; Fe-hbl: ferro-hornblenda; Fe-actn: ferro-actinolita.

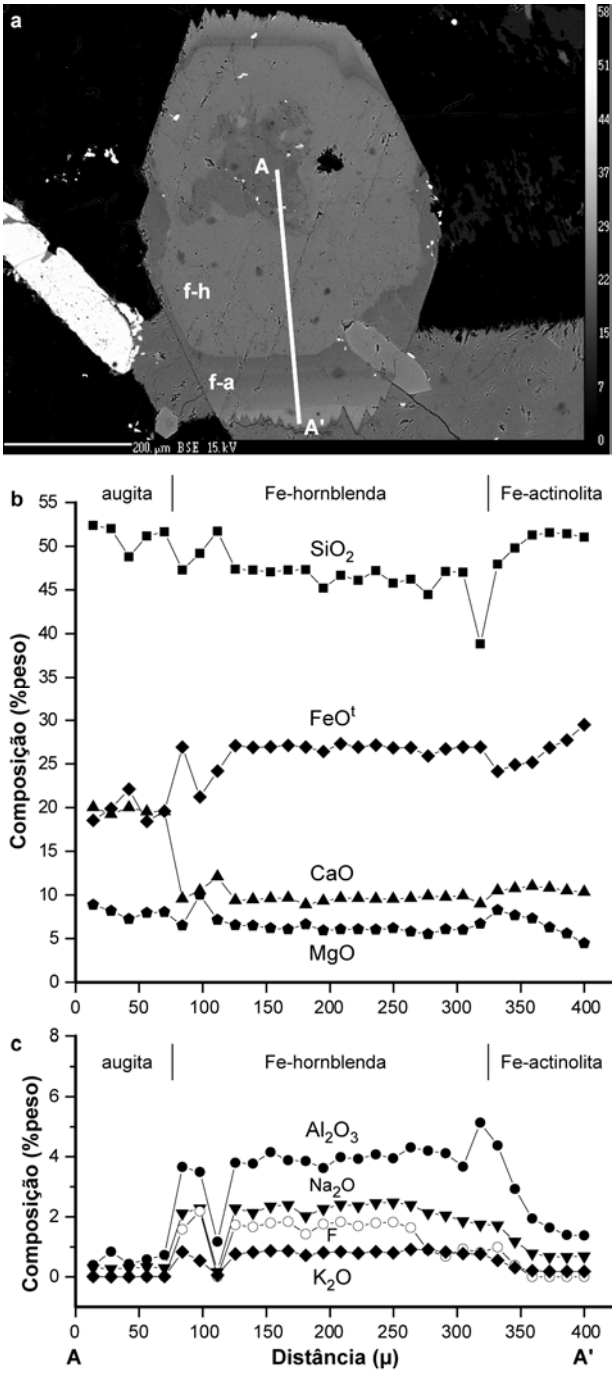


Figura 55 – Variação composicional em piroxênio e anfibólio de textura ofítica em diorito da Formação Quarenta Ilhas. a) Imagem EDS com localização do perfil composicional do núcleo do piroxênio (A) para a borda do anfibólio (A'); b) Variação de SiO_2, FeO^t, CaO e MgO; c) Variação de Al_2O_3, Na_2O, F e K_2O. Abreviações: f-h: ferro-hornblenda; f-a: ferro-actinolita.

A ferro-actinolita possui composição heterogênea quando comparada à ferro-hornblenda. Essa variação é marcada pelo aumento gradual dos conteúdos de SiO_2 até próximo da borda das ferro-actinolitas, e sutil diminuição próximo a extremidade. FeO^t e

MgO possuem padrões inversos entre si, sendo que o FeO^t tende a aumentar e o MgO tende a diminuir gradualmente em direção a extremidade. Os conteúdos de CaO indicam uma sutil variação, marcada por um aumento inicial e pequena diminuição em direção a extremidade. Al_2O_3, Na_2O, K_2O e F tendem a diminuir em direção a borda, possuindo conteúdos menos variáveis quando próximos a extremidade das ferro-actinolitas (Fig. 55b,c). Roberts *et al.* (2000) assumem que a cristalização de actinolita em gabros e rochas ultramáficas ocorre como resultado de reações com resíduos félsicos tardios, em um estágio *subsolidus*.

As variações composicionais indicam substituição simples do tipo Si→Al no sítio T, Mg→Fe^{2+} no sítio C, Ca→Na no sítio B e Na→K no sítio A. Trocas duplas como $^{T}Si+^{A}\square \rightarrow {}^{T}Al+^{A}(Na+K)$, indicam atuação de substituição edenítica (Fig. 56) na evolução dos anfibólios da Formação Quarenta Ilhas.

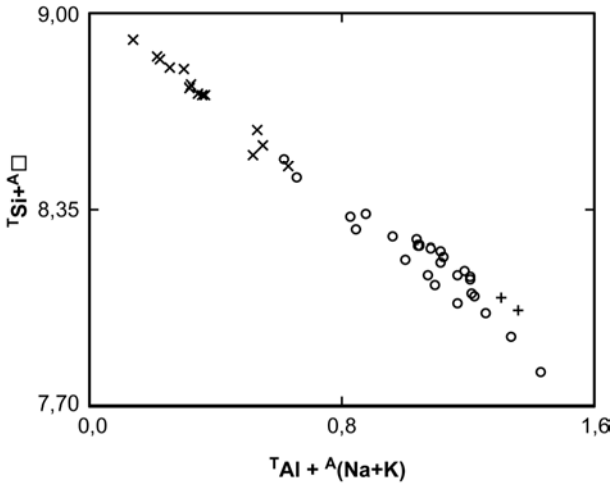


Figura 56 – Substituição edenítica nos anfibólios da Formação Quarenta. Simbolos: ○ - ferro-hornblendas; **x** - ferro-actinolitas; + - ferro-edenitas.

Óxidos de Fe-Ti

Os óxidos de Fe-Ti pertencem às séries de solução sólida ulvoespinélio-magnetita ($magnetita_{ss}$) e ilmenita-hematita ($ilmenita_{ss}$). O conteúdo modal dos óxidos de Fe-Ti é de ~10% em dioritos, e varia de 15% a 25% em diabásios e gabros. A magnetita consiste de grãos subédricos a anédricos, sendo mais abundante que a ilmenita. A ilmenita ocorre como cristais subédricos inclusos em magnetita, segundo contatos retos sugerindo condições de equilíbrio (Fig. 57a). Grãos anédricos de ilmenita ocorrem ao longo das bordas da magnetita, o que pode estar indicando reações de oxidação *subsolidus* (Buddington &

Lindsley, 1964). A ilmenita também ocorre como finas lamelas de exsolução/oxidação em magnetita. Grãos isolados de ilmenita ocorrem localmente (Fig. 57b).

Feições típicas de desequilíbrio nos óxidos de Fe-Ti consistem de textura em peneira em magnetita, e textura treliça. A textura treliça ocorre de forma localizada em alguns grãos de magnetita, caracterizada por lamelas delgadas de ilmenita distribuídas ao longo de dois dos planos {111} da magnetita (Fig. 57c). Nas rochas intermediárias, algumas magnetitas possuem lamelas relativamente mais espessas (<15µm) de ilmenita ao longo dos planos {111} da magnetita (Fig. 57d). Essas feições indicam que o resfriamento relativamente lento das rochas intermediárias, aliado a mais alta fO_2, devem ter favorecido reações de oxidação/exsolução de ilmenita em magnetita (Buddington & Lindsley, 1964). A titanita está frequentemente associada à magnetita e ilmenita, o que sugere oxidação em estágios *subsolidus* (Carmichael & Nicholls, 1967).

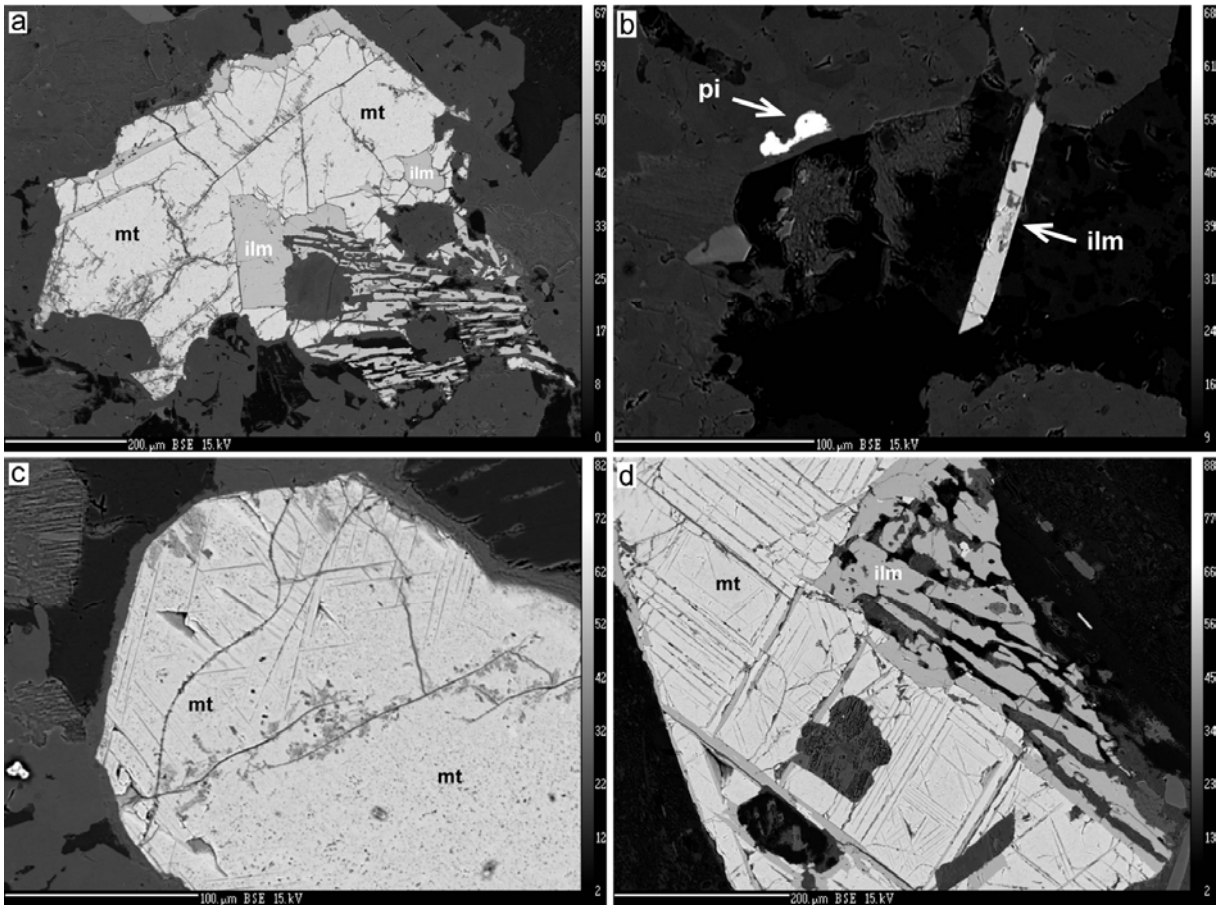


Figura 57 – Feições petrográficas dos óxidos de Fe-Ti. a) ilmenita inclusa em magnetita; b) ilmenita euédrica; c) magnetita com textura em peneira e textura treliça; d) lamelas de ilmenita ao longo dos planos {111} da magnetita. Abreviações: mt-magnetita, ilm-ilmenita, pi-pirita.

A ocorrência de grãos isolados de ilmenita, seguidos de magnetita com textura treliça (em estágios iniciais e avançados), e grânulos de ilmenita nas bordas de magnetita, indica aumento sistemático do grau de oxidação e difusão de óxidos de Fe-Ti (Buddington & Lindsley, 1964). Frost & Lindsley (1991) atribuem esse processo à fenômenos de oxi-exsolução.

As formulas estruturais de magnetita e ilmenita foram recalculadas na base de 4 e 3 oxigênios, respectivamente (Tab. 12). Os conteúdos de FeO e Fe_2O_3 e as proporções moleculares (Usp-Mt e Ilm-Hem) foram recalculados segundo os procedimentos de Carmichael (1967). O gráfico da figura 58 ilustra a proporção entre TiO_2, FeO e Fe_2O_3 segundo as séries de solução sólida Usp-Mt e Ilm-Mt. A composição da magnetita varia de Usp_{22-37} e é caracterizada por moderados conteúdos de TiO_2 (de 7,36% a 14,69%), alto Fe_2O_3 (de 35,47% a 50,07%) e FeO entre 36,82% e 43,54%. Os conteúdos de Al_2O_3 variam de 0,35% a 1,95%, MnO de 0,18% a 0,87% e V_2O_3 entre 0,82% a 1,21%. A ilmenita possui composição no intervalo Ilm_{87-95} com conteúdos de TiO_2 entre 46,35% e 49,34%, FeO de 38,82% a 42,47% e Fe_2O_3 entre 3,16% e 11,33%. V_2O_3 varia de 1,66% a 2,04% e o MnO de 1,79% a 3,59%.

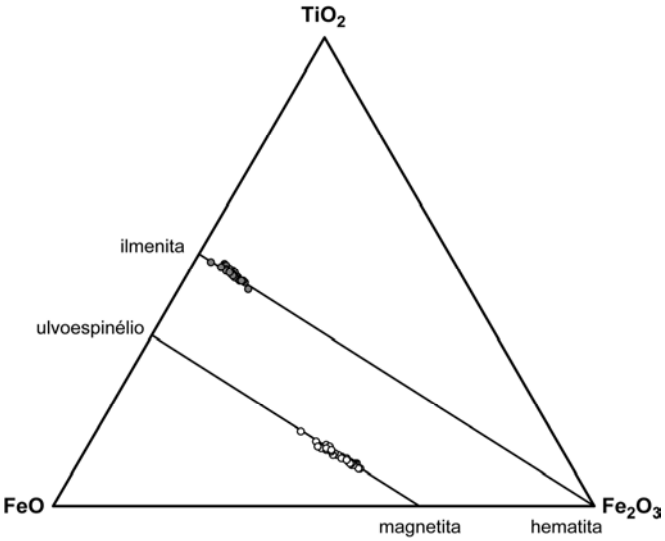


Figura 58 – Variações composicionais de ilmenita e magnetita coexistentes nas rochas básicas e intermediárias da Formação Quarenta Ilhas.

Temperaturas de equilíbrio entre os pares de ilmenita e magnetita, segundo o geotermômetro de Carmichael (1967), indicam valores entre 868ºC e 703ºC. Bellieni *et al.* (1986) obteve temperaturas entre 600ºC e 1100ºC para óxidos de Fe-Ti de rochas hipabissais

Tabela 12 – Análises representativas de óxidos de Fe-Ti da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga.

Amostra	**A24a**	**A24a**	**A24a**	**A24a**	**A88a**	**A88a**	**A88a**	**A88a**	**A88a**	**A88a**	**A89b**	**A89b**	**A89b**	**A89b**	**A89b**	**A89b**
Análise	**06**	**11**	**07**	**12**	**22**	**32**	**14**	**16**	**12**	**11**	**05**	**04**	**03**	**01**	**16**	**11**
Tipo	**ilm**	**mt**	**ilm**	**mt**	**ilm**	**mt**	**ilm**	**mt**	**ilm**	**mt**	**ilm**	**mt**	**ilm**	**mt**	**ilm**	**mt**
% em peso																
SiO_2	0,11	0,52	0,09	0,72	0,45	0,14	0,03	0,09	0,06	0,52	0,05	0,13	0,07	0,07	0,05	0,08
TiO_2	47,87	7,43	48,06	9,39	47,85	8,08	46,78	9,60	46,35	7,43	48,39	10,59	47,57	9,63	47,49	11,46
Al_2O_3	0,00	1,50	0,00	1,56	0,00	2,98	0,00	1,56	0,00	1,50	0,00	1,68	0,00	1,20	0,00	2,49
Fe_2O_3	6,20	49,46	5,53	45,00	6,41	47,87	9,30	46,06	9,21	49,46	7,38	44,71	8,32	47,51	8,91	41,90
FeO	39,88	36,82	39,84	39,09	40,54	38,36	40,03	39,04	39,28	36,82	41,23	40,60	40,77	39,44	40,70	41,05
MnO	3,21	0,62	3,40	0,59	2,43	0,35	1,96	0,64	2,27	0,62	2,12	0,50	1,90	0,58	1,95	0,64
MgO	0,00	0,14	0,00	0,26	0,03	0,01	0,03	0,00	0,01	0,14	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
CaO	0,05	0,08	0,04	0,04	0,40	0,07	0,01	0,06	0,04	0,08	0,04	0,03	0,05	0,01	0,04	0,07
Cr_2O_3	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,04	0,04	0,02	0,00	0,02
ZnO	0,00	0,77	0,00	0,32	0,03	0,10	0,03	0,05	0,12	0,77	0,15	0,00	0,08	0,18	0,01	0,08
V_2O_3	1,87	1,10	1,95	1,08	1,74	0,87	1,80	1,00	1,77	1,10	1,86	0,98	2,02	1,02	1,92	1,01
NiO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01
Soma	99,21	98,47	98,93	98,07	99,94	98,85	99,98	98,14	99,12	98,47	101,24	99,28	100,85	99,71	101,08	98,84
a.p.f.u.																
Si	0,003	0,020	0,002	0,028	0,011	0,005	0,001	0,004	0,001	0,020	0,001	0,005	0,002	0,003	0,001	0,003
Ti	0,919	0,215	0,924	0,271	0,910	0,231	0,892	0,278	0,892	0,215	0,911	0,303	0,899	0,275	0,895	0,327
Al	0,000	0,068	0,000	0,071	0,000	0,134	0,000	0,071	0,000	0,068	0,000	0,075	0,000	0,054	0,000	0,111
Fe^{3+}	0,119	1,428	0,106	1,299	0,122	1,368	0,177	1,334	0,177	1,428	0,139	1,278	0,157	1,358	0,168	1,197
Fe^{2+}	0,851	1,182	0,852	1,254	0,857	1,218	0,849	1,257	0,840	1,182	0,862	1,290	0,856	1,253	0,853	1,303
Mn	0,069	0,020	0,074	0,019	0,052	0,011	0,042	0,021	0,049	0,020	0,045	0,016	0,040	0,019	0,041	0,021
Mg	0,000	0,008	0,000	0,015	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,008	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ca	0,001	0,003	0,001	0,002	0,011	0,003	0,000	0,002	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,003
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001
Zn	0,000	0,022	0,000	0,009	0,001	0,003	0,001	0,002	0,002	0,022	0,003	0,000	0,002	0,005	0,000	0,002
V	0,038	0,034	0,040	0,033	0,035	0,026	0,037	0,031	0,036	0,034	0,037	0,030	0,041	0,031	0,039	0,031
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Soma cátions	2,000	3,000	2,000	3,000	2,000	3,000	2,000	3,000	2,000	3,000	2,000	3,000	2,000	3,000	2,000	3,000
Ilm (Mol%)	92,12		92,68		92,10		89,30		89,32		91,18		90,06		89,66	
Usp (Mol%)		23,45		29,86		23,60		28,15		23,45		30,78		27,79		33,03
Temp. (ºC)	737		748		738		797		815		777		783		810	

Observações: fórmulas estruturais calculadas na base de 3 oxigênios para ilmenita e na base de 4 oxigênios para magnetita.

Abreviações: a.p.f.u.: átomos por fórmula unitária; ilm: ilmenita; mt: magnetita; Ilm: ilmenita; Usp: ulvoespinélio.

toleíticas da Formação Serra Geral. Esses autores assumem que as temperaturas inferiores a 1000ºC representam um estágio de reequilíbrio e resfriamento pós-intrusivo.

- Ordem de Cristalização

A ordem de cristalização dos minerais das rochas básicas a intermediárias e sua evolução por cristalização fracionada foi estabelecida de acordo com dados petrográficos e de química mineral (Fig. 59). Nos diabásios e gabros a cristalização inicia com olivina, seguida de augita+plagioclásio, ilmenita e posteriormente titanomagnetita. O plagioclásio, tanto nas rochas básicas quanto nas intermediárias, possui núcleo labradorítico evoluindo até oligoclásio nas bordas dos cristais. A cristalização de ferro-hornblenda inicia no magma diorítico, formando textura coronítica em augita e indicando aumento da atividade de voláteis com a diferenciação. O resíduo de cristalização é constituído por feldspato alcalino e quartzo formando intercrescimentos micrográficos, possivelmente acompanhado da cristalização de oligoclásio. A cristalização de ferro-actinolita, desenvolvimento das pertitas e as feições de reequilíbrio nas titanomagnetitas, estão relacionadas ao estágio *subsolvus*. A substituição pseudomórfica de olivina por ferro-saponita, a geração de micas brancas e a cristalização de carbonatos e sulfetos, são provenientes da percolação de fluidos hidrotermais.

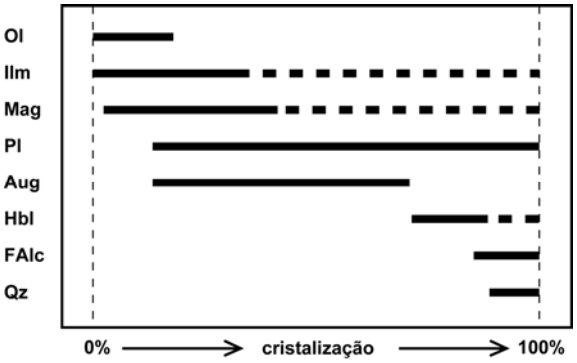


Figura 59 – Ordem de cristalização de gabros a quartzo diorito da Formação Quarenta Ilhas. Abreviações: Ol-olivina; Ilm-ilmenita; Mag-magnetita; Pl-plagioclásio; Aug-augita; Hbl-hornblenda; FAlc-feldspato alcalino; Qz-quartzo.

Geoquímica

As rochas básicas e intermediárias da Formação Quarenta Ilhas possuem conteúdos de SiO_2, recalculados para base anidra, de 44,49% a 54,99%. Caracterizam-se por

altos teores de TiO_2 (>2,0%), alto $Fe_2O_3^t$ (13,29% - 20,23%), MgO entre 1,98% e 6,81%, K_2O de 0,54 a 2,34%, CaO entre 5,29% e 11,17%, e P_2O_5 entre 0,24% e 0,99% (Tab. 13). O conteúdo relativo de elementos traço, principalmente de Nb, permite individualizar dois grupos químicos de diabásios: alto-Nb e baixo-Nb. O conteúdo de Nb varia de 2,4 ppm a 5,3 ppm no grupo baixo-Nb, enquanto os diabásios alto-Nb possuem Nb entre 12,9 ppm e 13,5 ppm. Nos termos mais diferenciados, dioríticos e quartzo dioríticos, os conteúdos de Nb concentram-se entre 8,8 ppm e 11,6 ppm. Os diabásios baixo-Nb possuem baixo Hf, Rb, Ta, Th, U, Cu e Zr, e elevado Sr e MnO (amostras A87b, A88a, A89a, A90a e A91a). Os elevados conteúdos de Nb, Hf, Rb, Ta, Th, U e Zr dos diabásios alto-Nb (amostras A94a e A96a) se aproximam daqueles observados nos dioritos e quartzo dioritos. A amostra de gabro (A24a) é quimicamente compatível aos diabásios baixo-Nb. As amostras de diorito e quartzo diorito (A24f, A24e, A24h e A24z) possuem padrão composicional semelhante ao de diabásios baixo-Nb, entretanto com teores relativamente mais elevados.

As variações composicionais são melhores expressas utilizando-se MgO como índice de diferenciação. O MgO diminui com a diferenciação e apresenta correlação positiva com CaO, $Fe_2O_3^t$, V e Co, sugerindo fracionamento de augita e óxidos de Fe-Ti (Fig. 60). A correlação negativa entre o índice de diferenciação P_2O_5, aliada a dados petrográficos, sugere acumulação de apatita. As variações de Th, Nb, Zr, Y e ETR em relação ao índice atestam o comportamento incompatível desses elementos durante a cristalização. Os baixos conteúdos de Cr e Ni podem estar indicando fracionamento de olivina e piroxênio.

No diagrama TAS (Fig. 61a) ocupam preferencialmente o campo do basalto, com poucas amostras no campo do picrobasalto e do traquiandesito. As amostras mais diferenciadas ocupam o campo do traquiandesito basáltico. Segundo a sistemática de Winchester & Floyd (1977), as rochas básicas são classificadas como basaltos de afinidade subalcalina. Os termos mais diferenciados consistem de andesitos basálticos e andesitos (Fig. 61b).

Os elementos maiores e traços, normalizados segundo o padrão de manto primitivo, indicam diminuição nos conteúdos dos elementos de maior incompatibilidade (Fig. 62a,b). Anomalias negativas de Rb, Nb e Zr podem ser observadas nas amostras de diabásio baixo-Nb, gabro e dioritos. Essas feições podem estar associadas a características da fonte magmática. Em algumas amostras de diabásio baixo-Nb (A91a, A87b e A89a), as anomalias positivas de Sr e Eu (Fig. 62a,c) sugerem acumulação de plagioclásio. Nas amostras de diabásio alto-Nb (A94a e A96a) não são observadas anomalias negativas de Rb e Zr, enquanto a anomalia de Nb é menos acentuada. Observam-se, no entanto, anomalias negativas de Sr e

Tabela 13 – Dados litoquímicos das rochas básicas e intermediárias da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga.

Amostra	**A91a**	**A89c**	**A87b**	**A90a**	**A88a**	**A24a**	**A94a**	**A96a**	**A24f**	**A24e**	**A24h**	**A24z**
Litotipo	**Db**	**Db**	**Db**	**Db**	**Db**	**Gb**	**Db**	**Db**	**Dr**	**Dr**	**Dr**	**Dr**
SiO_2	45,20	44,49	46,54	47,56	47,24	47,74	49,68	49,84	50,98	51,73	54,90	54,99
TiO_2	2,23	2,74	2,13	2,91	2,51	2,62	2,38	2,39	2,97	2,65	2,12	2,11
Al_2O_3	15,52	11,54	15,96	12,24	12,16	13,30	13,52	13,88	12,60	12,85	13,43	12,94
$Fe_2O_3^t$	18,40	20,23	16,48	18,57	17,31	17,65	16,13	15,81	16,62	15,57	14,40	13,69
MnO	0,26	0,25	0,27	0,29	0,26	0,29	0,22	0,21	0,32	0,34	0,35	0,32
MgO	6,81	6,55	6,16	4,98	6,11	5,46	5,28	5,04	3,72	3,40	1,98	2,06
CaO	6,77	11,17	6,96	8,78	10,80	8,41	8,06	8,04	7,23	6,86	5,29	5,84
Na_2O	3,16	2,24	2,95	3,12	2,63	3,28	2,61	2,82	4,18	3,99	4,25	5,41
K_2O	1,34	0,54	2,16	1,03	0,66	0,81	1,74	1,60	0,62	1,80	2,34	1,64
P_2O_5	0,31	0,24	0,39	0,53	0,32	0,44	0,38	0,37	0,75	0,81	0,93	0,99
Soma	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
P.F.	3,12	1,14	1,54	1,73	1,52	1,5	1,86	2,06	2,01	1,34	0,02	1,37
FeO^t/MgO	0,86	0,80	0,84	0,87	0,86	0,82	0,86	0,89	0,98	0,97	0,81	0,80
Cs	1,6	0,9	2,7	2,6	1,3	1,4	6,4	3,0	1,2	1,1	2,8	2,4
Rb	40	14	101	31	17	22	162	95	15	49	47	42
Ba	739	293	2076	685	416	602	363	360	320	987	1174	1160
Sr	436	276	433	384	307	370	156	166	316	311	343	327
Ga	24	24	25	25	23	23	23	26	23	24	22	26
Th	1,31	1,08	1,66	2,31	1,45	2,33	4,25	4,27	3,57	3,8	4,72	5,93
U	0,37	0,31	0,45	0,63	0,41	0,55	1,12	1,13	0,92	1,0	1,26	1,54
Pb	n.d.	n.d.	n.d.	6	n.d.	9	8	9	13	6	6	19
Nb	3,1	2,4	3,9	4,9	3,1	5,3	12,9	13,5	8,8	9,7	9,4	11,6
Ta	0,2	0,16	0,26	0,37	0,2	0,26	0,97	0,93	0,44	0,46	0,74	0,67
Zr	86	76	106	152	104	136	240	229	205	207	282	320
Hf	2,6	2,6	3,2	4,5	3,1	3,5	6,3	6,5	5,4	5,4	7,7	8,2
Y	29,7	32,2	35,1	50,5	36,8	45	53,1	53,3	67,9	71,2	66,8	92,6
Cr	90	n.d.	110	n.d.	n.d.	n.d.	90	100	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	220	190	210	170	160	20	180	160	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
V	448	716	374	471	507	435	358	353	275	225	27	40
Co	60	60	56	44	48	51	45	50	34	29	13	18
As	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9,6	5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ag	0,6	n.d.	0,8	1,0	0,8	n.d.	1,4	1,8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pt	0,3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	n.d.	2,3	-	-	-	-
Pd	1,1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	n.d.	1,4	-	-	-	-
La	14,7	11,9	17,6	23,3	15,2	21,6	29,8	29,4	36,6	38,3	38,7	54,6
Ce	33,8	28,3	40,8	53,8	35,9	49,7	65,7	64,7	83,1	86,7	89,7	123
Pr	4,41	3,84	5,28	7,12	4,80	5,97	8,10	8,04	9,93	10,3	12,6	14,4
Nd	20,3	18,5	24,2	32,9	22,7	26,4	35,0	35,1	42,5	44,3	52,6	59,6
Sm	4,92	4,95	5,89	8,34	5,89	6,97	8,28	8,09	11,0	11,5	13,1	15,3
Eu	1,93	1,92	2,49	3,05	2,28	2,34	2,56	2,49	3,44	3,69	4,35	4,58
Gd	5,11	5,28	6,11	8,63	6,32	7,14	8,83	8,59	11,1	11,6	13,5	15,0
Tb	0,89	0,96	1,05	1,53	1,14	1,24	1,59	1,53	1,90	1,97	2,14	2,58
Dy	5,41	5,89	6,3	9,31	6,91	7,65	9,61	9,35	11,8	12,1	12,7	15,9
Ho	1,06	1,15	1,25	1,82	1,35	1,56	1,89	1,8	2,43	2,51	2,61	3,26
Er	3,08	3,28	3,55	5,2	3,86	4,50	5,52	5,34	6,91	7,20	7,86	9,43
Tm	0,45	0,48	0,52	0,76	0,57	0,64	0,83	0,78	0,97	1,01	1,15	1,37
Yb	2,88	3,01	3,34	4,81	3,62	3,89	5,26	4,93	5,99	6,26	6,97	8,35
Lu	0,43	0,45	0,49	0,72	0,53	0,59	0,77	0,76	0,91	0,97	1,02	1,27
$(La/Yb)_N$	3,09	2,40	3,19	2,94	2,54	3,37	3,43	3,61	3,70	3,71	3,37	3,96
La/Nb	4,74	4,96	4,51	4,76	4,90	4,08	2,31	2,18	4,16	3,95	4,12	4,71
Y/Nb	9,58	13,42	9,00	10,31	11,87	8,49	4,12	3,95	7,72	7,34	7,11	7,98

Observações: elementos maiores recalculados para base anidra e expressos em % em peso, elementos traço expressos em ppm, exceto Pt e Pd, expressos em ppb. Abreviações: Db - diabásio; Gb - gabro; Dr - diorito; P.F. – perda ao fogo; n.d. não detectado.

Ti, as quais não estão presentes em diabásios baixo-Nb. A anomalia de Ti pode estar associada ao fracionamento de óxidos de Fe-Ti. O baixo conteúdo de Sr em diabásios alto-Nb, aliado a anomalia de Eu, devem ter sido ocasionado devido à alteração de plagioclásio, conforme corroborado por dados petrográficos. Nas rochas intermediárias, as anomalias negativas de Sr e Ti sugerem fracionamento óxidos de Fe-Ti e plagioclásio (Fig. 62b). A ausência de anomalia negativa de Eu nos dioritos, quando observada em diagrama de ETR normalizado (Fig. 62c), pode estar relacionada ao fracionamento de augita concomitante ao de plagioclásio. O fracionamento de augita compensaria o empobrecimento em Sr gerado pelo fracionamento de plagioclásio.

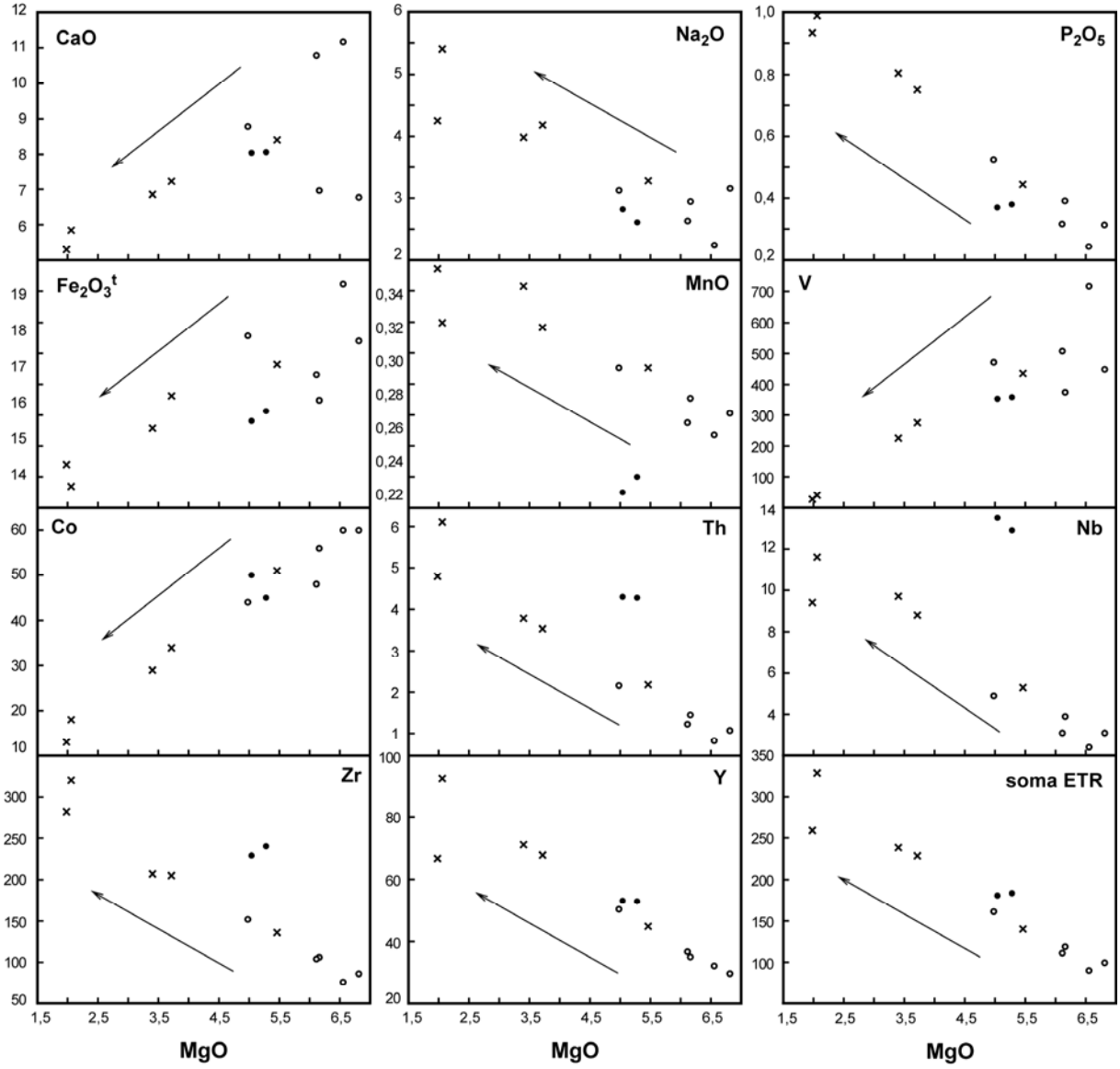


Figura 60 – Diagramas binários das rochas básicas a intermediárias da Formação Quarenta Ilhas. Símbolos: ● – diabásios alto-Nb; ○ – diabásios baixo-Nb; **x** – gabros e dioritos. As setas indicam sentido da diferenciação.

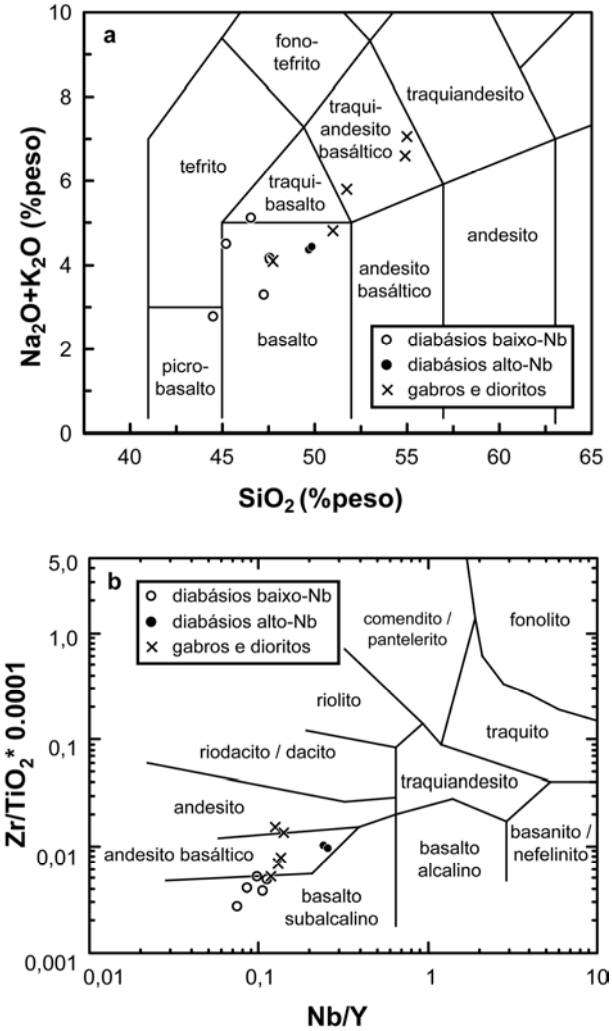


Figura 61 – Diagramas de classificação química das rochas básicas a intermediárias. a) parte do diagrama TAS de Middlemost (1994), b) Diagrama Zr/TiO_2 *vs* Nb/Y de Winchester & Floyd (1977).

A afinidade geoquímica toleítica das rochas da Formação Quarenta Ilhas pode ser ilustrada no diagrama AFM (Fig. 63). A razão Y/Nb nas rochas básicas baixo-Nb varia de 8,49 a 13,42, enquanto nos diabásios alto-Nb, essa razão é de aproximadamente 4,0. Segundo Pearce & Cann (1973), razões Y/Nb maiores que a unidade indicam afinidade com magmas toleíticos. O caráter toleítico também é sugerido pelo conteúdo de minerais normativos: segundo o sistema haplobasáltico de Yoder & Tilley (1962), as rochas básicas podem ser classificadas como toleítos supersaturados (quartzo+hiperstênio normativos) e como olivina toleítos (olivina+hiperstênio normativos). Além disso, no diagrama de Miyashiro (1974), as rochas básicas apresentam um *trend* paralelo com aquele observado em magmas toleíticos (Fig. 64). A razão $(La/Yb)_N$ com valores próximos a 3 é similar a de toleítos havaianos. A razão Zr/Nb em torno de 29,5 para a associação baixo-Nb, e de aproximadamente 17,0 para

diabásios alto-Nb, além da razão Th/La próxima a 0,1, sugerem afinidade com magmas do tipo MORB.

As razões Ti/V variam de 23 a 41 e são compatíveis com aquelas sugeridas por Shervais (1982) para basaltos de províncias continentais ou de cordilheira mesoceânica. As razões La/Nb indicam valores médios de 4,7 para a associação baixo-Nb e em torno de 2,2 para diabásios alto-Nb. Fitton *et al.* (1988) e Leat *et al.* (1988) sugerem que magmas com altas razões La/Nb (>1,5) podem estar relacionados a fontes de manto litosférico subcontinental. Thompson & Morrinson (1988) sugerem que basaltos toleíticos com baixos conteúdos de Nb em relação a ETRL podem estar a fontes de manto litosférico modificado por subducção.

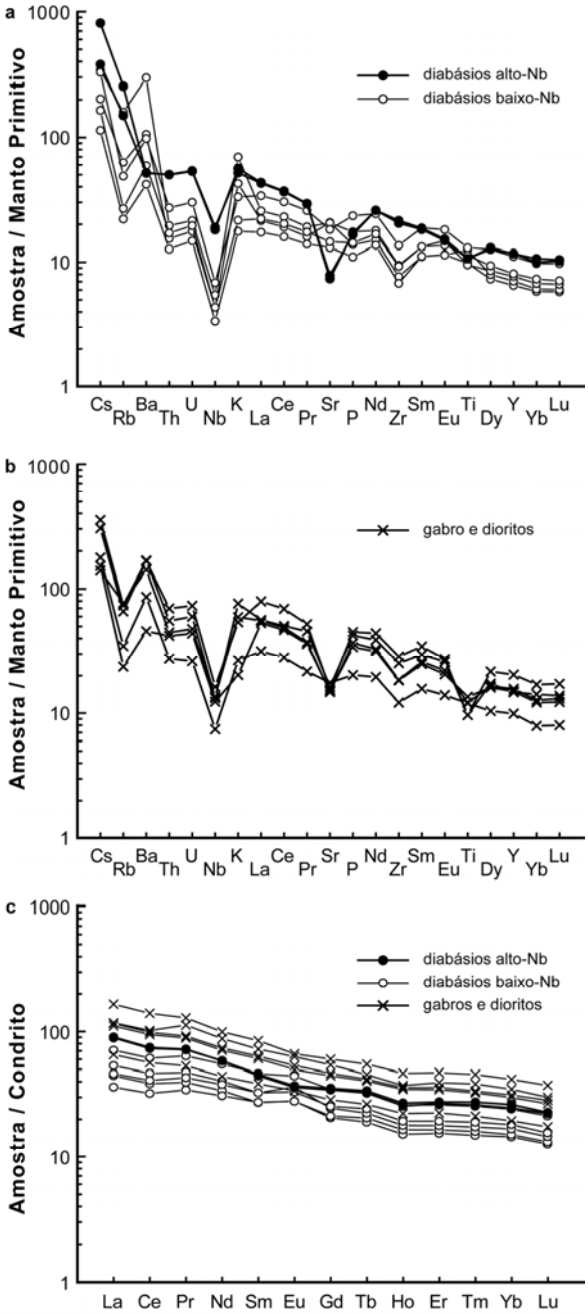


Figura 62 – Diagramas multi-elementos das rochas básicas e intermediárias. a,b) padrão de manto primitivo de Sun & McDonough (1989); c) padrão condrítico de Boynton (1984).

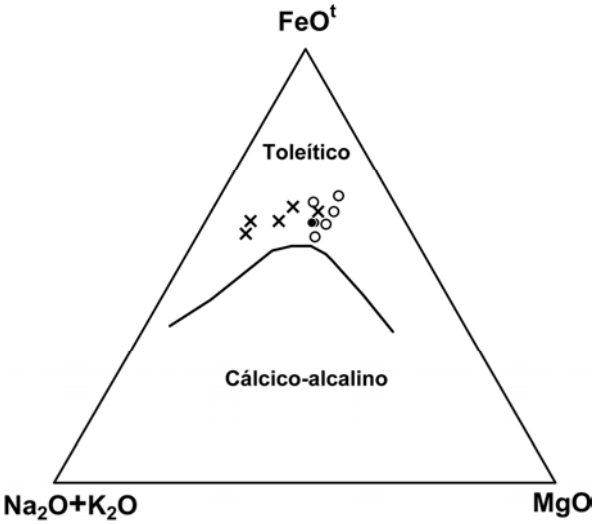


Figura 63 – Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) para as rochas básicas a intermediárias. Símbolos: idem a figura 60.

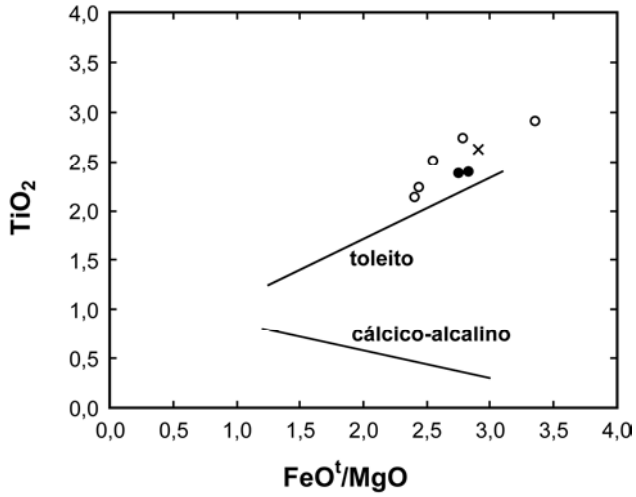


Figura 64 – Diagrama TiO_2*vs*FeO^t/MgO de Miyashiro (1974) para as rochas básicas. Símbolos: idem a figura 60.

Os conteúdos de elementos maiores e traços das rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas, quando comparados ao padrão E-MORB (Fig. 65), são marcados pelo enriquecimento em Cs, Rb, Ba e K, e empobrecimento em Nb e Zr. Best, (1975) e Saunders & Tarney, (1979) consideram essa variação como o resultado do enriquecimento do manto litosférico por fluidos derivados da subducção. Elementos alcalinos e alcalinos terrosos seriam liberados na fase aquosa gerada pela desidratação de minerais secundários, enquanto

elementos de alto potencial iônico permaneceriam nas fases residuais da litosfera subductada. A distribuição dos ETR normalizados (Fig. 62c) indica conteúdos superiores a 10 vezes o padrão condrítico, com crescimento de ETRL em relação a ETRP (La/Yb entre 3,9 e 6,5). Esse padrão sugere que os magmas básicos podem ter sido extraídos de uma fonte do tipo granada lherozlito.

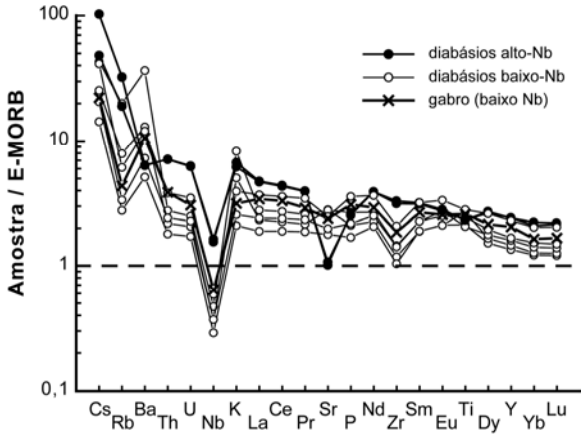


Figura 65 – Diagrama multi-elementos das rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas, normalizados segundo o padrão E-MORB de Sun & McDonough (1989).

Conclusões

O posicionamento dos corpos subvulcânicos da Formação Quarenta Ilhas (~1,78 Ga) é precedido pelas atividades orogenéticas relacionadas ao Ciclo Transamazônico (~2,0 Ga), o magmatismo pós-collisional Uatumã (~1,88 Ga) e o magmatismo anorogênico da Suíte Madeira (~1,82 Ga), num ambiente francamente intracratônico. As rochas básicas possuem afinidade toleítica e evoluem até termos intermediários por cristalização fracionada. As ocorrências estudadas consistem de intrusões rasas constituídas por rochas de textura fina (diabásios) a grossa (gabros e dioritos). O plagioclásio precoce possui composição labradorítica nas rochas básicas e de andesina nas intermediárias, ambos evoluindo até oligoclásio. A olivina está substituída pseudomorficamente por ferro-saponita. Os piroxênios possuem composições dominantemente augíticas, seguindo um enriquecimento em Fe em direção aos termos mais diferenciados, o que favorece a hipótese de cristalização fracionada como mecanismo principal na evolução das rochas básicas. Diopsídios ocorrem nos termos mais primitivos. O anfibólio ocorre nos termos dioríticos e origina-se do aumento da atividade de H_2O no magma. Consiste de ferrohornblenda parcialmente reequilibrada para

ferroactinolita. Os óxidos de Fe-Ti são constituídos por ilmentita e magnetita reequilibrada por processos *subsolvus*, gerando feições de exsolução/oxidação, que podem estar indicando aumento da fO_2.

As rochas básicas são toleitos saturados a supersaturados em SiO_2, alto TiO_2 (>2,0%) e médio-K, exibindo *trend* evolutivo para as composições dioríticas compatíveis com processos de cristalização fracionada. Os padrões de elementos traço e ETR sugerem a participação de uma fonte de manto litosférico enriquecido, do tipo granada lherzolito, previamente modificada por subducção. Duas amostras de diabásio possuem maiores conteúdos de Nb, Ta, Zr, Th, U e mais baixo conteúdo de Sr. Essas amostras ocorrem intrudindo vulcanitos do Grupo Iricoumé, num contexto geológico relativamente distinto das amostras com baixo-Nb, as quais intrudem as rochas sedimentares da Formação Urupi. Estas características podem estar indicando mais de um evento na evolução da Formação Quarenta Ilhas, ou um evento temporalmente distinto, relacionada a Suíte Madeira (1,82 Ga), ou mesmo manifestação mais jovens relacionadas a Formação Seringa (1,2 Ga). Destaca-se ainda a presença de anomalias de Pt, Pd, Cu, As e Ag nas amostras alto-Nb (Tab. 13), apontando para um cenário prospectivo mais favorável daquele observado para os ocorrências típicas da Formação Quarenta Ilhas. Neste contexto, a aquisição de dados geocronológicos e isotópicos pode vir a contribuir para um melhor entendimento das ocorrências de rochas básicas no Distrito Mineiro de Pitinga.

Agradecimentos

Os autores agradecem a UFRGS e a LMU e seus funcionários pela contribuição e suporte ao desenvolvimento da tese. Ao CNPq pelo suporte financeiro através do Projeto CT-MINERAL (505625/2004-0), pela bolsa de doutorado do primeiro autor e pelas bolsas de produtividade de E. F. Lima, L. V. S. Nardi e A. C. Bastos Neto. A CAPES-PDEE e a Pró-reitoria de Pós-graduação pela concessão da bolsa de estágio sanduíche na LMU (1432/07-9). À Dra. Saskia Bernstein (LMU) pelo auxílio nos procedimentos analíticos de microssonda. À Mineração Taboca S.A. – Grupo Paranapanema, pelas informações disponibilizadas e pelo suporte nas campanhas de campo. Aos revisores *ad hoc* pelas críticas e sugestões.

Referências

Araújo, J.F.V., Montalvão, R.M.G., Lima, M.I.C., Fernandes, P.E.C.A., Cunha, F.M.B., Fernandes, C.A.C., Basei, M.A.S. 1976. *Geologia da Folha SA.21 - Santarém. Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL*. Levantamento de Recursos Naturais, v.10, p.17-130.

Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Nardy, A.J.R., Papatrechas, C., Piccirillo, E.M., Roisenberg, A., Stolfa, D. 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from

the Paraná Plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *J. Petrol.*, 27:915-944.

Best, M.G. 1975. Amphibole-bearing cumulate inclusions, Grand Canyon, Arizona, and their bearing on silica undersaturated hydrous magmas in the upper mantle. *J. Petrol.*, 16:212-236.

Bizzinella, G.A., Andrade, A.F., Yamaguti, H.S., Oliveira, J.R., Carmona, J.R.M., D'Antona, R.J.G., Lopes, R.C., Melo, A.F.F., 1980. *Projeto Tapajós-Sucunduri. Relatório Final*, CPRM-DNPM, Manaus, v.6.

Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *In:* Henderson, P. (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, p.63–114.

Buddington, A.F. & Lindsley, D.H., 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, 5(2):310-357.

Carmichael, I.S.E., 1967. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contr. Min. Petrol.*, 14(1):36-64.

Carmichael I.S.E. & Nicholls J. 1967. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, 72:4665-4687.

Costi, H.T., Dall'Agnol, R., Moura, C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, 42:832-849.

Dall'Agnol, R., Rämö, O.T., Magalhães, M.S., Macambira, M.J.B. 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambr. Res.*, 95: 9-39.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals.* 2.ed., Longman. 696p.

Ferron, J.M.T.M., Bastos Neto, A.C., Lima, E.F., Costi, H.T., Moura, C.A.V., Prado. M., Pierosan, R., Galarza, M.A. 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, 36(3):499-512.

Ferron, J.M.T.M., Bastos Neto, A.C., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Costi, H.T., Pierosan, R., Prado, M. 2009. Petrology, geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.87 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Journ. South Am. Earth Sci.*, Accepted Paper.

Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S., Leeman, W.P. 1988. The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States. *In:* Cox, K.G. & Menzies, M.A. (eds.). Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences. *J. Petrol. Spec. Vol.*, p.109-138.

Frost, B.R. & Lindsley, D.H. 1992. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxene, olivine and quartz: Part II. Application. *Am. Min.*, 77:1004-1020.

Hebeda, E.H., Boelrijk, N.A.I.M., Priem, H.N.A., Verdurmen, E.A.T.H., Vershure, R.A. 1973. Excess radiogenic argon in the Precambrian Avanavero Dolerite in western Surinam (South America). *Earth Plan. Sci. Let.*, 20(2):189-200.

Horbe, M.A., Horbe, A.C., Costi, H.T., Teixeira, J.T. 1991. Geochemical charateristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga Mine, northwestern Brazil: a review. *J. Geoch. Expl.*, 40:227-249.

Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8:523-548.

Issler, R.S., Andrade, A.R.F., Montalvão, R.M.G., Guimarães, G., Silva, G.G., Lima, M.I.C. 1974. *Geologia da Folha SA.22 - Belém. Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL*. Levantamento de Recursos Naturais, v.5, p.7-182.

Klein, E.L., Almeida, M.L.V., Bahia, R.B.C., Espírito Santo, M.L., Ferreira, A.L. (orgs.) 2001. *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas: Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C). Escala 1:500.000*. CPRM/DIEDIG/DEPAT, Brasília. CD-ROM.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Marsech, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G. 1997. Nomenclature of Amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Min. Mag.*, 61:295-321.

Leat, P.T., Thompson, R.N., Morrinson, M.A., Hemdry, G.L., Dickin, A.P. 1988. Compositionally diverse Miocene-Recent rift-related magmatism in northwest Colorado: partial melting and mixing of mafic magmas from 3 different asthenospheric and lithospheric mantle sources. *In:* Cox, K.G. & Menzies, M.A. (eds.). Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences. *J. Petrol. Spec. Vol.*, p.109-138.

Lenharo, S.L. 1998. Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil. *Tese de Doutorado*. Escola Politécnica, Universidade de São Paulo. 290 p.

Lenharo, S.L., Pollard, P.J., Born, H. 2003. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. *Lithos*, 66:37-61.

Mandetta, P., Veiga Jr., J.P., Oliveira, J.R. 1974. *Reconhecimento geológico ao longo do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã.* CPRM/Manaus, p. 31.

Middlemost, E.A.K. 1994. Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, 37:215-224.

Miyashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274:321-355.

Montalvão, R.M.G. 1975. Grupo Uatumã no Craton Guianês, *In:* Conferência Geológica Interguianas, 10, *Anais…*, Belém, DNPM, p. 286-339.

Morimoto, C,N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Am. Min.*, 73:1123-1133.

Nomade, S., Poulclet, A., Chen, Y. 2002. The French Guyana doleritic dykes: geochemical evidences of three populations and new data for the Jurassic Central Atlantic Magmatic Province. *J. Geodyn.*, 34:595-614.

Norcross, C., Davis, D.W., Spooner, E.T.C., Rust, A. 2000. U-Pb and Pb-Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guyana Shield. *Precam. Res.*, 102:69-86.

Oliveira, M.J.R., Luzardo, R., Faria, M.S.G., Pinheiro, S.S. 1996. A Suíte Intrusiva Água Branca no sudeste do Estado de Roraima. *In:* SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 5. *Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões. Belém.* v.2, p.86-89.

Pearce, J.A. & Cann, J.R. 1973. Tectonic settings of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Plan. Sci. Let.*, 19:290-300.

Pessoa, M.R., Santiago, A.F., Andrade, A.F., Barreto, E.L., Nascimento, J.O., Santos, J.O.S., Oliveira, J.R., Lopes, R.C., Prazeres, W.V. 1977. *Projeto Jamanxim. Relatório Final.* CPRM/DNPM. 3v, 614p.

Pierosan, R., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., de Campos, C.P., Bastos Neto, A.C., Ferron, J.M.T.M., Prado, M. (no prelo). Paleoproterozoic (~1.88Ga) felsic volcanism of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area, Amazonian Craton, Brazil: insights in ancient volcanic processes from field and petrologic data. *Anais da Acad. Bras. Cien.* (no prelo).

Roberts, M.P., Pin, C., Clemens, D., Paquette, J.L. 2000. Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrenees. *J. Petrol.*, 41(6):809-844.

Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.W., Doolan, B.L. 1981. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. *Rev. in Min.*, 9B:1-228.

Santos, J.O.S. & Loguércio, S.O.C. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as Bacias do Alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu. *In:* Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (coords.) 1984. *Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica adjacente incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2.500.000.* Brasília, DNPM. 501p.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, L.R.A. 2000. New understanting of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gond. Res.*, 3(4):453-488.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2002. Timming of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *J. South Am. Earth Sci.*, 15:409-429.

Saunders, A.D. & Tarney, J. 1979. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. *Geochim. Cosmo. Acta*, 43:555-572.

Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Plan. Sci. Let.*, 59:101-118.

Silva Jr., R.O. 1992. Estudo petrográfico de rochas hipoabissais da Formação Quarenta Ilhas – Região de Pitinga – AM. *Trabalho de conclusão de curso*. Universidade Federal do Pará. 38p.

Sun, S.S. & McDonough, W.E. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. *In:* Saunders, A.D. & Norry, M.J. (eds.). Magmatism in the Ocean Basins. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 42:313-345.

Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182.

Thompson, R.N. & Morrison, M.A. 1988. Asthenospheric and lower-lithospheric mantle contributions to continental extension magmatism: an example from British Tertiary Province. *Chem. Geol.*, 68:1-15.

Valério, C.S., Souza, V.S., Macambira, M.J.B., Galarza, M.A. 2006. Geoquímica e geocronologia Pb-Pb em zircao da Suíte Intrusiva Água Branca, município de Presidente Figueiredo (AM): evidências de colisao no Paleoproterozóico da Amazônia Ocidental. *Rev. Bras. Geoc.*, 36(2):359-370.

Veiga, Jr., J.P., Nunes, A.C.B., Fernandes, A.S., Amaral, J.E., Pessoa, M.R., Cruz, S.A.S. 1979. *Projeto Sulfetos de Uatumã.* Relatório Final, Manaus, DNPM/CPRM, 7v.

Winchester, J.A. & Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20:325-343.

Yoder, H.S. & Tilley, C.E. 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, 3:342-532.

POTENCIALIDADE METALOGENÉTICA

O Grupo Iricoumé é caracterizado como um vulcanismo dominantemente félsico, desenvolvido em ambiente de complexo de caldeiras. Possui assinaturas geoquímicas compatíveis com magma tipo-A de tendência peraluminosa, desenvolvido em ambiente pós-colisional, possivelmente relacionado a processos de *slab-breakoff*. O vulcanismo Iricoumé é sucedido pela deposição de sedimentos siliciclásticas plataformais, localmente associados a vulcanismo félsico. A Formação Quarenta Ilhas consiste de intrusões subvulcânicas básicas a intermediárias, com posicionamento parcialmente controlado por estruturas regionais em ambiente intraplaca. As características geoquímicas indicam afinidade de magma subalcalino toleítico, e fonte de composição granada lherzolito a partir de um manto litosférico enriquecido.

O contexto geológico em que se inserem o Grupo Iricoumé e a Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga, e suas características petrogenéticas, sugerem fatores favoráveis ao desenvolvimento de mineralizações. Nesse capítulo são mencionados alguns exemplos de mineralizações, formados em contextos que se aproximam daquele observado para o Grupo Iricoumé e para a Formação Quarenta Ilhas. Esses exemplos podem servir como guia para a caracterização de alvos potenciais a mineralização. A caracterização desses alvos pode fornecer subsídios que auxiliem na aplicação de técnicas prospectivas.

O Grupo Iricoumé é constituído por rochas efusivas e hipabissais félsicas, associadas a expressivos volumes de ignimbritos, com tufos co-ignimbríticos subordinados, indicando uma importante participação de voláteis na atividade vulcânica. O caráter geoquímico do magmatismo Iricoumé é compatível a magmas tipo-A, de afinidade potássica e tendência fracamente peraluminosa. O vulcanismo foi gerado em um ambiente intraplaca pós-colisional, associado a intrusão de granitóides epizonais co-magmáticos (Suíte Mapuera), relacionados a complexos de caldeiras. Os estágios finais do vulcanismo estão associados a formação da bacia sedimentar continental que gerou a deposição dos sedimentos da Formação Urupi, intercalados com depósitos piroclásticos.

Cadeiras vulcânicas estão frequentemente associadas a mineralizações, como sistemas do tipo pórfiro, epitermal e veios polimetálicos (Acocella, 2007). Acocella (2007) salienta que o elevado volume de magma presente em câmaras magmáticas associadas a caldeiras fornece uma expressiva quantidade de calor e voláteis, favoráveis ao desenvolvimento de mineralizações. Além disso, a presença de estruturas regionais pré-existentes, ou originadas por processos de colapso de caldeiras, favorece a ascensão de

voláteis até níveis crustais mais rasos (Acocella, 2007). O caráter dispersivo de erupções piroclásticas torna este estágio desfavorável ao desenvolvimento de mineralizações. No entanto, estágios tardios do ciclo de caldeira são favoráveis a concentração de minerais formadores dos depósitos (Elston, 1994). Rytuba (1994) sugere que falhas anelares originadas por processos de colapso, especialmente aquelas seccionadas por estruturas regionais, são as estruturas mais favoráveis para o posicionamento de magma e mineralizações associadas a fases ressurgentes. Estruturas originadas durante a formação de caldeiras podem também controlar o posicionamento de intrusões e depósitos minerais mesmo em atividades posteriores e não relacionadas geneticamente com o vulcanismo (Rytuba, 1994, Elston, 1994, Lipman, 2000).

Mineralizações de Mo, Sn, W, Nb, Ta, ETR, Be e Li estão frequentemente associados a magmas do tipo-A (Clemens *et al.*, 1996), especialmente aqueles de afinidade fortemente peralcalina em ambientes anorogênicos (Collins *et al.*, 1982, Pitcher, 1983, Whalen *et al.*, 1987). Mineralizações associadas a magmatismo alcalino vinculado a ambientes pós-colisionais e pós-orogênicos, especialmente aqueles enriquecidos em potássio, consistem de depósitos de Cu, Pb, Zn, Au, ETR e U (Elston, 1994). Haapala (1995) reconhece dois tipos principais de mineralizações geneticamente vinculadas a magmas tipo-A (Rapakivi): (i) depósitos de Sn (Mo, Be, Zn, Cu, Pb) em graisens, veios e *skarns* associados a fácies tardias de cristalização (ex: granitos Salmi, Wiborg e Eurajoki, no escudo Fenoescandinavo; Younger Granites da Nigéria – Kinnaird, 1985, Ogunleye *et al.*, 2005; Batólito Serra da Providência e Younger Granites de Rondônia – Bettencourt *et al.*, 1995, Tosdal *et al.*, 1996; e Suite Madeira, Pitinga, no Craton Amazônico – Horbe *et al.*, 1985; Daoud & Antonietto Jr., 1985; Costi, 2000); e (ii) depósitos de Fe, Cu (U, Au, Ag) em veios e/ou disseminados (ex: Complexo Granítico St. Francois, EUA, Granito Roxby Downs, depósito Olympic Dam, sul da Austrália).

A formação de mineralizações do tipo Cu-Mo-Au pórfiro ou veios polimetálicos é observada em magmatismo originado durante ciclos orogênicos do tipo Alpino. Processos pós-colisionais, principalmente aqueles associados a *slab-breakoff* ou delaminação litosférica, promovem significativo aumento do fluxo de calor proveniente da astenosfera, para a cunha do manto, favorecendo o desenvolvimento de mineralizações (Blundel *et al.*, 2005). Depósitos de do tipo pórfiro (Cu-Mo-Au) e epitermal (Cu-Au alta sulfetação) associados a intrusões subvulcânicas félsicas, em ambiente pós-collisional, são descritos na Bulgária (Von Quadt *et al.*, 2005).

Mineralizações associadas a eventos extensionais pós-orogenéticos em terrenos metamórficos de alto grau, sequências sedimentares continentais e associações de rochas ígneas são descritas por Marchev *et al.* (2005) no Maciço Rhodope, Bulgária/Grécia. Os depósitos de Pb-Zn hospedados em terrenos metamórficos (Central Rhodopean Dome) estão espacialmente associados com falhas de baixo ângulo, ignimbritos e diques de rochas félsicas são coexistentes com magmatismo e domos ressurgentes pós-extensionais. Depósitos de Pb-Zn-Ag-Au de intermediária a alta sulfetação e mineralizações do tipo Cu-Mo pórfiro (Eastern Rhodope) são predominantemente hospedados por veios em rochas vulcânicas com tendência alcalina alto potássio (shoshoníticas e cálcico-alcalina alto-K) com idades similares a mineralização.

A Formação Quarenta Ilhas consiste de diques, *sills* e *stocks* de composição básica a intermediária e afinidade geoquímica toleítica. Os corpos subvulcânicos são intrusivos nas rochas sedimentares de Formação Urupi e posicionados em ambiente inteiramente intraplaca. O posicionamento desses corpos subvulcânicos esteve parcialmente controlado por estruturas regionais, possivelmente relacionadas ao ambiente de complexo de caldeiras, desenvolvimento durante o magmatismo Iricoumé-Mapuera.

Mineralizações que podem estar associadas a magmatismo toleítico continental consistem dominantemente de associações Cu-Ni-EGP e sulfetos maciços. Dentre eles destacam-se os depósitos hospedados por sulfetos de Cu e Ni, como no Complexo Ígneo de Sudbury, Canadá (Ames & Farrow, 2007) e em Noril'sk-Talnakh, Rússia (Naldret, 1992, Li *et al.*, 2009), em intrusões estratiformes de Bushveld, África do Sul e do complexo intrusivos máfico-ultramáfico, com baixo teor de sulfetos de Lac des Iles, Canadá (Hinchey *et al.*, 2005).

A relação de mineralizações de EGP e sulfetos maciços nos basaltos toleíticos continentais da Formação Serra Geral foi abordada por diversos autores (Mincato & Schrank, 1998, Nakamura *et al.*, 2002, Mincato, 2004). Trabalhos sistemáticos de levantamento geológico e prospecção geoquímica e geofísica, visando mineralizações de Ni-Cu-EGP e sulfetos na Formação Serra Geral, vêm sendo desenvolvidos nos últimos anos (Wildner *et al.*, 2006, Abram *et al.*, 2008). Os resultados ressaltam áreas potenciais para mineralizações de Ni-Cu e EGP em sulfetos, possivelmente associadas a corpos máfico-ultramáfico não aflorantes.

Indícios e ocorrências de minerais de minério

Os dados litoquímicos e de química mineral sugerem três contextos favoráveis ao desenvolvimento de mineralizações no Grupo Iricoumé e na Formação Quarenta Ilhas, conforme descritos a seguir.

Em uma amostra de riolito (A42a – Tab. 1, Anexo III), associado a um domo riolítico tardio e posicionado ao longo de falhas anelares (Fig. 1 – Anexo II), o conteúdo de Pb é de 165 ppm. O conteúdo médio de Pb nas amostras de rochas efusivas, hipabissais e piroclásticas é de 27,17 ppm, com desvio padrão de 6,92 ppm. Dessa forma, o conteúdo de 165 ppm está 20x o desvio padrão acima da média das demais amostras. De forma semelhante, o conteúdo Zn na amostra A42a é de 110 ppm e está aproximadamente 4x o desvio padrão (21,74 ppm), acima da média (4,32 ppm) dos conteúdos de Zn das demais amostras. Os conteúdos de Bi e Ag na amostra A42a são de 1,9 ppm e 0,6 ppm, respectivamente. O teor de Bi é consideravelmente maior que o observado nas demais amostras, que algumas vezes, não foram detectados. O conteúdo de Ag é inferior ao observado em amostras menos diferenciadas (A66a, A67a, A70a, A75a, A76a, A81a, A81b – Tabela 1, Anexo III).

Os dados de química mineral indicaram a presença de prata nativa nas amostras A42a e A67a (Fig. 66a-d). No traquidacito A67a, a prata nativa ocorre inclusa em magnetita com textura treliça, enquanto no riolito A42a está associada a um agregado de minerais secundários, com clorita e epidoto dominantes. Devido ao tamanho de grão, a análise quantitativa por microssonda eletrônica forneceu resultado satisfatório apenas na amostra de riolito (Tab. 14). O teor de Ag obtido é de 95,18% e se aproxima do valor de fechamento da análise (96,39%). O fechamento de 96,39% deve-se possivelmente ao pequeno tamanho de grão da prata nativa, o que pode ter ocasionado a excitação de elementos dos minerais adjacentes, não inclusos na rotina de análise. Teores significativos de elementos como Au, Cd, Pd, U e Pb, não foram detectados nos espectros e na análise quantitativa.

Os ignimbritos intercalados com sedimentos da Formação Urupi ocorrem a leste da mina, próximos a usina hidrelétrica de Pitinga e a ~1,5 km a oeste do contato entre gabros e dioritos da Formação Quarenta Ilhas e os sedimentos da Formação Urupi. Os ignimbritos são caracterizados por elevados conteúdos de minerais secundários, especialmente mica branca, e intensa silicificação. Brechas hidráulicas, constituídas por matriz de quartzo e carbonatos com clastos de ignimbritos, são observadas localmente. Os dados litoquímicos de duas amostras de ignimbrito (A25a e A27a; Fig. 1 – Anexo II) indicam

altos valores de perda ao fogo (2,5% em ambas amostras), e conteúdos de Au de 1,8 ppb e 0,6 ppb, respectivamente (Tabela 1, Anexo III). Essa sugere intensa atividade hidrotermal e possível remobilização de fluidos contidos nos sedimentos da Formação Urupi. A origem desta atividade pode estar relacionada aos estágios finais do vulcanismo Iricoumé, quando da deposição de ignimbritos associados aos sedimentos, ou à intrusão das rochas básicas a intermediárias da Formação Quarenta Ilhas.

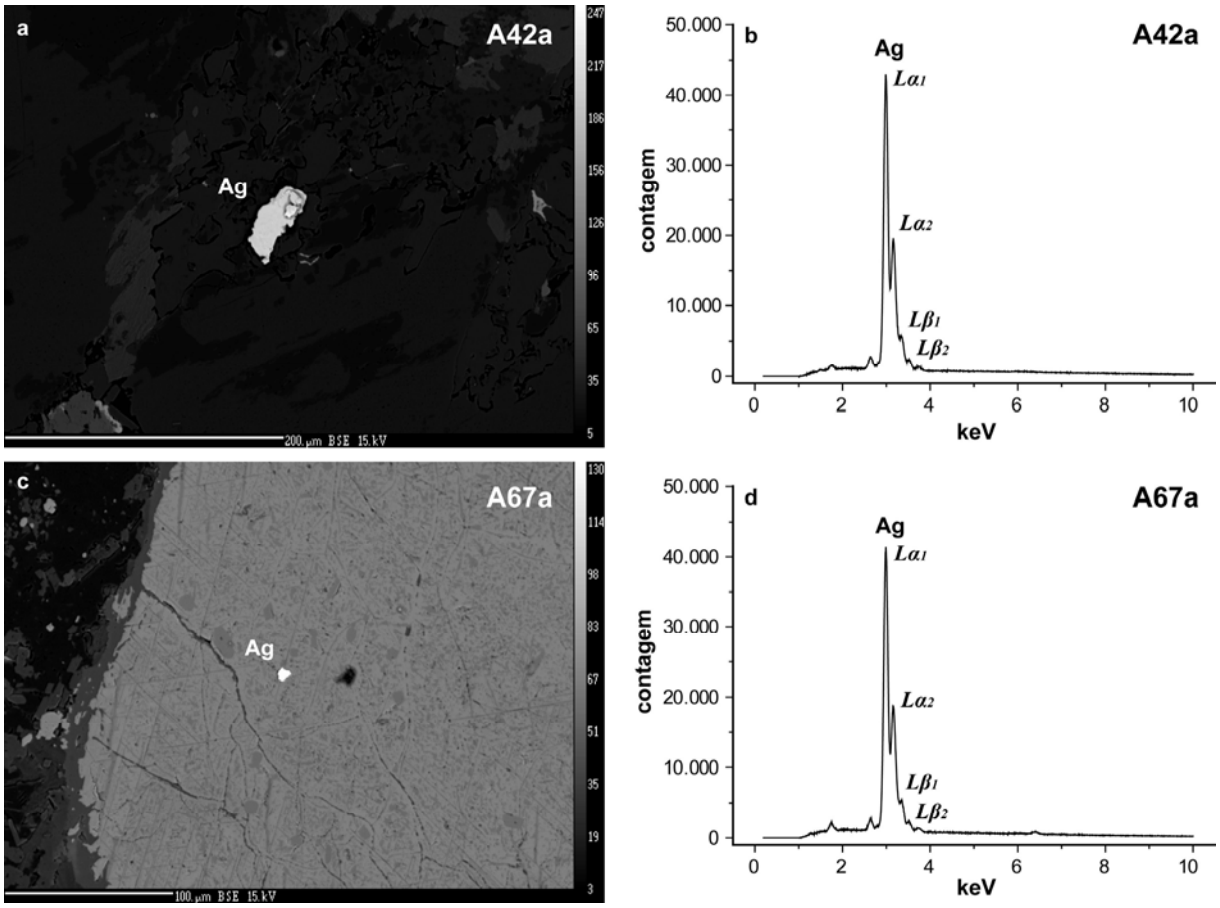


Figura 66 – Imagens por elétrons retro-espalhados (a,c) e espectros por dispersão de energia (b,d) de prata em amostras de riolito (A42a) e de traquidacito (A67a) do Grupo Iricoumé no Distrito Mineiro de Pitinga (L α_1: 2,985 keV; L α_2: 2,979 keV; L β_1: 3,151 keV; L β_2: 3,348 keV).

Tabela 14 – Análise de microssonda eletrônica do grão de Ag do riolito A42a.

	S	As	Si	Ag	Pb	Fe	Al	Cd	Ti	U	Total
A42a-Ag-01	0,00	0,00	0,03	95,18	0,00	0,06	0,11	0,00	0,04	0,98	96,39

OBS: valores expressos em % em peso.

Os dados litoquímicos da Formação Quarenta Ilhas indicam elevado conteúdo de Pt, Pd, Cu, As e Ag em amostras de diabásio (amostras A94a e A96a – Tabela 2, Anexo III). O conteúdo de Pt e Pd na amostra A96a é de 2,3 ppb e 1,4 ppb, respectivamente. Nas

demais amostras de rochas básicas, os teores desses elementos estão geralmente abaixo do limite de detecção ou são consideravelmente inferiores. Os teores de Ag e As apresentam um comportamento semelhante ao observado para Pt e Pd, com conteúdos de Ag de 1,4 ppm e 1,8 ppm e de As de 9,6 ppm e 5,0 ppm. O conteúdo de Cu é de 170 ppm e 190 ppm nas amostras A94a e A96a, respectivamente, e varia de 30 ppm a 120 ppm nas demais amostras de rochas básicas. As amostras A94a e A96a possuem conteúdos relativamente mais elevados de Nb, Hf, Rb, Ta, Th, U e Zr, em relação às demais rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas, caracterizando o grupo de diabásios alto-Nb, conforme salientado no capítulo anterior.

O posicionamento dos diabásios alto-Nb ocorreu num contexto geológico relativamente distinto dos diabásios baixo-Nb. Os diabásios alto-Nb são intrusivos em vulcanitos do Grupo Iricoumé, enquanto os diabásios baixo-Nb, e as rochas intermediárias, intrudem os sedimentos da Formação Urupi. A Formação Quarenta Ilhas, e as demais unidades correlatas no Craton Amazônico (magmatismo Avanavero no Escudo das Guianas e magmatismo Crepori no Escudo Guaporé), caracterizam-se como intrusões em sucessões sedimentares relativamente mais jovens (Supergrupo Roraima no Escudo das Guianas e Formação Palmares ou Formação Boiuçu no Escudo Guaporé). Dessa forma, os diabásios alto-Nb podem representar um evento distinto dentro da evolução da Formação Quarenta Ilhas, ou ainda um evento temporalmente distinto, relacionado à Suíte Madeira (1,82 Ga) ou mesmo a manifestações mais jovens, como a Formação Seringa (1,2 Ga).

A caracterização geológica e os dados litoquímicos e de química mineral do Grupo Iricoumé e da Formação Quarenta Ilhas, sugerem alguns alvos favoráveis ao desenvolvimento de mineralizações. As falhas anelares relacionadas ao vulcanismo do Grupo Iricoumé serviram como estruturas preferenciais para o posicionamento de domos riolíticos, típicos de estágios ressurgentes em ambientes de complexo de caldeira. Os dados litoquímicos e de química mineral indicam que essas ocorrências apresentam um prospecto mais favorável ao desenvolvimento de mineralizações, quando comparadas aos demais litotipos da unidade. A intrusão de magmas básicos a intermediários de alta temperatura (Formação Quarenta Ilhas) em sequência vulcanossedimentar (Formação Urupi) favorece a remobilização de elementos incompatíveis formadores de mineralizações. Os dados litoquímicos de ignimbritos da Formação Urupi, associados a brechas hidrotermais, sugerem um ambiente de elevada circulação de fluidos mineralizantes. Além disso, os diabásios alto-Nb da Formação Quarenta Ilhas possuem conteúdos de Elementos do Grupo da Platina, Cu, As e Ag que se destacam das demais rochas básicas da unidade.

CONCLUSÕES

O vulcanismo paleoproterozóico do Grupo Iricoumé no Distrito Mineiro de Pitinga é caracterizado por fácies coerentes (efusivas e hipabissais) e piroclásticas, onde predominam ignimbritos, com tufos de queda correlatos e *surge* subordinados. A morfologia e abundância relativa de fenocristais fragmentados ou com formas originais preservadas e as características da matriz, podem ser utilizadas como feições diagnósticas na distinção entre rochas efusivas, hipabissais e ignimbritos.

As estimativas de viscosidade do magma e de temperatura de cristalização através da composição de traquitos e riolitos aproximam-se dos valores obtidos experimentalmente para magmas com similares características químicas. Essas informações sugerem que os dados químicos de rocha-total representam líquidos magmáticos.

A distribuição de riolitos ao longo de falhas anelares, a presença comum de ignimbritos soldados ricos em cristais e tufos co-ignimbríticos, aliados a termos subvulcânicos como corpos hipabissais e intrusões graníticas epizonais, sugerem uma origem relacionada a sistemas de complexo de caldeira. As estruturas originadas durante a evolução do complexo de caldeiras controlaram parcialmente o posicionamento das unidades vulcânicas e subvulcânicas do Grupo Iricoumé e da Suíte Intrusiva Mapuera, e dos corpos básicos a intermediários da Formação Quarenta Ilhas.

Os anfibólios ricos em ferro (ferro-edenita, ferro-hornblenda e ferro-actinolita), do Grupo Iricoumé, indicam pressões de cristalização entre 3,0 kbar e 5,0 kbar e intermediária fO_2, enquanto os anfibólios ricos em magnésio (magnésio-hornblenda e actinolita) sugerem alta fO_2 e pressões de cristalização <1,0 kbar. A profundidade estimada para anfibólios ricos em ferro aproxima-se de 15 km, compatível com ambientes de cristalização de maciços rapakivi. Os anfibólios ricos em magnésio indicam um ambiente raso de cristalização e re-equlíbrio, possivelmente relacionado ao posicionamento de corpos subvulcânicos epizonais e complexos anelares.

Os conteúdos de elementos traços em zircões do Grupo Iricoumé são típicos de zircões magmáticos cristalizados a partir de magmas félsicos. A cristalização precoce de apatita em relação ao zircão promoveu o empobrecimento em ETRL nos líquidos mais diferenciados, conforme sugerido pelos baixos coeficientes de partição desses elementos entre zircão e rocha. O conteúdo de ETRP em zircão e a cristalização relativamente tardia do zircão no magma félsico, fortemente controlado pelo conteúdo de F no líquido, tiveram significativa influência no padrão de ETRP das rochas félsicas.

As feições geoquímicas das rochas félsicas do Grupo Iricoumé são compatíveis com magmas tipo-A de afinidade metaluminosa a fracamente peraluminosa, com diferenciação controlada por cristalização fracionada, e fonte magmática primária relacionada a manto litosférico, modificada por fluidos durante prévia subducção. Líquidos crustais podem ter contaminado os magmas parentais de riolitos e outras rochas félsicas. A associação com magma máfico, indicado pela presença de clastos de rochas máficas em brechas vulcânicas e de enclaves máficos microgranulares nos vulcanitos do Iricoumé e em granitóides da Suíte Mapuera, sugere um caráter bimodal para o magmatismo Iricoumé-Mapuera.

As rochas básicas a intermediárias (diabásios, gabros, dioritos e quartzo dioritos) da Formação Quarenta Ilhas caracterizam-se como intrusões subvulcânicas rasas, parcialmente controladas por estruturas regionais, possivelmente relacionadas ao desenvolvimento do ambiente de complexo de caldeiras do magmatismo Iricoumé. O posicionamento dos corpos subvulcânicos ocorreu em ambiente intraplaca anarogênico.

A caracterização geoquímica dos minerais primários da Formação Quarenta Ilhas indica composições labradoríticas para o plagioclásio precoce das rochas básicas e de andesina nas intermediárias, ambos evoluindo até oligoclásio. Os piroxênios possuem composições dominantemente augíticas, seguindo um enriquecimento em Fe em direção aos termos mais diferenciados, típico de magmas básicos submetidos a processos de cristalização fracionada. A presença de anfibólio nos termos dioríticos indica aumento da atividade de voláteis no magma com a diferenciação. As feições de exsolução/oxidação em óxidos de Fe-Ti e as temperaturas obtidas pelo geotermômetro ilmenita-magnetita entre 868ºC e 703ºC, sugerem processos de reequilíbrio *subsolvus* aliados ao aumento da fO_2.

Os termos básicos possuem assinaturas geoquímicas de magmas toleíticos saturados a supersaturados em SiO_2, alto TiO_2, médio-K e baixo Nb, originados por fusão de manto litosférico enriquecido e previamente modificado por subducção. Os padrões de ETR indicam uma fonte magmática de composição compatível com granada lherzolitos. O magma básico evoluiu até composições dioríticas por cristalização fracionada, controlada principalmente pela extração de plagioclásio, olivina, óxidos de Fe-Ti e piroxênio cálcico.

As relações de campo e os dados geoquímicos sugerem um contexto geotectônico compatível com regime extensional intraplaca em ambiente pós-colisional, para a associação vulcano-plutônica Iricoumé-Mapuera. Os ignimbritos intercalados aos sedimentos siliciclásticos da Formação Urupi podem estar representando os estágios finais do magmatismo Iricoumé-Mapuera. Essa condição sugere transição entre uma atividade

dominantemente magmática de ambiente pós-colisional e um período de relativa estabilidade tectônica, aliada ao desenvolvimento de uma bacia deposicional intraplaca dominantemente sedimentar. O posicionamento de granitóides mineralizados de afinidade tipo-A e tendência peralcalina a 1,82 Ga (Suíte Madeira), e de corpos subvulcânicos máficos a intermediários de afinidade toleítica a 1,78 Ga (Formação Quarenta Ilhas) atesta o desenvolvimento de um ambiente francamente anorogênico na região.

A caracterização geológica e os dados litoquímicos e de química mineral do Grupo Iricoumé indicam as falhas anelares relacionadas ao posicionamento de domos riolíticos em estágios ressurgentes, como alvos preferenciais para o desenvolvimento de mineralizações. A intrusão dos magmas toleíticos de alta temperatura da Formação Quarenta Ilhas, na sequência vulcanossedimentar da Formação Urupi pode ter promovido a remobilização de elementos incompatíveis formadores de mineralizações. Mineralizações relacionadas a minerais portadores de EGP podem estar associadas com diabásios com Nb mais elevado da Formação Quarenta Ilhas.

REFERÊNCIAS

ABRAM, M. B., FERREIRA, F. J. F., LICHT, O. A. B., JOST, H., BRITO, R. S. C., WILDNER, W., ARIOLI, E. E., KIRCHNER, C. A., CERQUEIRA, D. B. 2008. Potencialidade para mineralizações de Ni-Cu e EGP na região sudoeste do Paraná. In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 4. Foz do Iguaçu. Resumos. CD-ROM. 6p.

ACOCELLA, V. 2007. Understanding caldera structure and development: an overview of analogue modelas compared to natural calderas. Earth Sciences Review. 85: 125-160.

ALBUQUERQUE, O. R. 1922. Reconhecimentos geológicos no valle do Amazonas: campanhas de 1918 a 1919. B. Serv. Geol. Mineral. Bras., Rio de Janeiro, 3: 1-84.

ALKMIN, F. F. & MARSHAK, S. 1998. Transamazonian Orogen in the Southern Sao Francisco Craton region, Minas Gerasi, Brazil: evidence for Paleoproterzoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. Precambrian Research, 90: 29-58.

ALLEN, S. R. & CAS, R. A. F. 1998. Rhyolite fallout and pyroclastic density current deposits from phreatoplinian eruption in the eastern Aegean Sea, Greece. Journal of Volcanology and Geothermal research. 86: 219-251.

ALLEN, S. R. & McPHIE, J. 2002. The Eucarro Rhyolite, Gawler Range Volcanics, South Australia: a >675 km³ compositionally zoned lava of Mesoproterozoic age. Geological Society of America Bulletin, 114: 1592-1609.

ALLEN, S. R. & McPHIE, J. 2003. Phenocryst fragments in rhyolitic lavas and lava domes. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 126: 263-283.

ALMEIDA, M. E., FRAGA, L. M. B., MACAMBIRA, M. J. B. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids fo Roraima State, Brazil. In: South American symposium on isotope geology, 1. Campos do Jordão, São Paulo. p. 34-37.

ALMEDIA, M. E., MACAMBIRA, M. J. B., FARIA, M. S. G. 2002. A granitogênese paleoproterozóica do sul de Roraima. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41. Anais, SBG, Joao Pessoa. p. 434.

ALMEDIA, M. E. & MACAMBIRA, M. J. B. 2003. Aspectos geológicos e litoquímicos dos granitóides cálcico-alcalinos paleoproterozóicos do sedeste de Roraima. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 9. Anais, SBGq, Belém. p. 775-778.

ALMEIDA, M. E., MACAMBIRA, M. J. B., OLIVEIRA, E. C. 2007. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97 – 1.96 Ga) in central portion fo Guyana Shield. Precambiran Research, 155: 69-97.

AMES, D.E., & FARROW, C.E.G., 2007, Metallogeny of the Sudbury mining camp, Ontario. *In:* Goodfellow, W.D. (ed). Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 329-350.

ANDERSON, J. L. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. Geol. Soc. Am. Mem., 161:133-154.

ANDERSON, J. L. & BENDER, E. E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. Lithos, 23: 19-52.

ANDERSON, J. L. & SMITH, D. R. 1995. The effects of temperature and fO2 on the Al-in-hornblende barometer. American Mineralogist, 80: 549-559.

ARAUJO, J. F. V., MONTALVÃO, R. M. G., LIMA, M. I. C., FERNANDES, P. E. C. A., CUNHA, F. M. B., FERNANDES, C. A. C. & BASEI, M. A. S. 1976. Geologia da Folha SA.21 - Santarém. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.21 - Santarém. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais, v. 10, p. 17-130.

ARAÚJO NETO, H. & MOREIRA, H. L. 1976. Projeto Estanho do Abonari. Relatório Final, DNP/CPRM, Manaus, 2 v.

AVELAR, V. G., LAFON, J. M., SCHELLER, T., ARAÚJO, O. J. B., MACAMBIRA, E. M. B. 1994. Geocronologia Pb-Pb por evaporação de zircão e Rb-Sr em rocha total do Granito Seringa, Província Mineral do Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camburiú. Boletim de resumos expandidos. SBG, v.2, p: 387-389.

BAILEY, D. K. 1978. Continental rifting and mantle degassing. In: NEUMAN, E. R. & RAMBERG, I. B. (eds.) Petrology and Geochemical of Continental Rifts. Dordrecht: D. Reidel. p.1-13.

BAKER, B. H. & McBIRNEY, A. R. 1985. Liquid fractionation, Part III: geochemistry of zoned magmas and the compositional effects of liquid fractionation. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 24:55-81.

BARBARIN, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic enviroments. Lithos, 46:605-626.

BARBOSA, A. A., LAFON, J. M., NEVES, A. P., VALE, A. G. 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: implicacoes para a evolucao do magmatismo proterozóico da região de Redencao. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 7: 147-164.

BARBOSA, O. 1966. Geologia básica e econômica da área da região do médio Tapajós, estado do Pará. B. Div. Fom. Prod. Min. – DNPM. Rio de Janeiro, v. 126, 55p.

BARKER, F., WONES, D. R., SHARP, W. N., DESBOROUGH, G. A. 1975. The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anortosite-syenite-potassic granite suite. Precambrian Research, 2:97-160.

BARROS, C. E. M., DALL'AGNOL, R., BARBEY, P., BOULLIER, A. M. 1997. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás region, Brazil: an example of an Archean A-type granitoid. Journal of South American Earth Sciences, 10(3/4):321-330.

BARROS, C. E., NARDI, L. V. S., DILLENBURG, S. R., AYUP, R., JARVIS, K., BAITELLI, R. 2007. Detrital minerals of modern beach sediments in southern Brazil: a provenance study based on chemistry of zircon. Submitted to Journal of Coastal Research in December/2006.

BARROS, M. A. S., CHEMALE Jr., F., NARDI, L. V. S., LIMA, E. F. 2009. Paleoproterozoic bimodal post-collisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil. Geochemistry and isotopic evidence. Jorunal of South American Earth Sciences. 27: 11-23.

BASEI, M. A. S. 1977. Idade do Vulcanismo ácido a intermediário na Região Amazônica. São Paulo, 133p. Dissertação de Mestrado em Geociências. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

BASTOS NETO, A. C., PEREIRA, V. P., LIMA, E. F., FERRON, J. M. T. M., MINUZZI, O. R. R., PRADO, M., RONCHI, L. H., FLORES, J. A., FRANTZ, J. C., PIRES, A., PIEROSAN, R., HOFF, R., BOTELHO, N. F., ROLIM, S. B., ROCHA, F., ULMANN, L. 2006. A jazida de criolita da Mina Pitinga (Amazonas). p. 481-552. In: MARINI, O. J., QUEIROZ, E. T., RAMOS, B. W. (eds.) 2006. Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. DNPM/FINEP/ADIMB. 1ed. Brasília. 782p.

BATCHELOR A.R. & BOWDEN P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical geology, v. 48, p.43-55, 1985.

BERTRAND, J. M. & JARDIM de SÁ, E. F. 1990. Where are the Eburnean-Transamazonian collisional belts? Canadian Journal of Earth Science, 27: 1382-1393.

BHUSHAN, S. K. 2000. Malani rhyolites – A Review. Gondwana Research, 3(1): 65-77.

BIZZI, L. A., SCHOBBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M., GONÇALVES, J. H. (eds.) 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, CPRM (CD-ROM).

BIZZINELA, G. A., ANDRADE, A. F., YAMAGUTI, H. S., OLIVEIRA, J. R., CARMONA, J. R. M., D'ANTONA, R. J. G., LOPES, R. C., MELO, A. F. F. 1980. Projeto Recursos Minerais – DNPM, Manaus. v. 6.

BLANCKENBURG, F. von & DAVIES, J. H. 1995. Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. Tectonics, 14(1): 120-131.

BLUNDEL, D., ARNDT, N., COBBOLD, P. R., HEINRICH, C. 2005. Processes of tectonism, magmatism and mineralization: lessons from Europe. Ore Geology Reviews, 27:333-349.

BONIN, B. 1998. Alkaline rocks and geodynamics. Transactions Journal of Earth Sciences, 7:105-118.

BONIN, B. 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. Lithos, 78:1-24.

BONIN, B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. Lithos, 97: 1-29.

BONIN, B., GRELOU-ORISINI, C., VIALETTE, Y. 1978. Age, origin and evolution of the Anorogenic Complex of Evisa (Corsica): a K-Li-Rb-Sr study. Contributions to Mineralogy and Petrology, 65:425-432.

BONIN, B., AZZOUNI-SEKKAL, A., BUSSY, F., FERRAG, S. 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. Lithos, 45:45-70.

BONNICHSEN, B. & KAUFFMAN, D. F. 1987. Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southeastern Idaho. In: FINK, J. H. (ed.). The emplacement fo silicic domes and lava flows. Geological Society of America, Special Papers, 212: 119-145.

BORGES, R. M. K. 2002. Greisins e epi-sienitos potássicos associados ao Granito Água Boa, Pitinga (AM): um estudo dos processos hidrotermais geradores de mineralizacoes estaníferas. Tese de Doutorado. Centro de Geociências, Universidade Federeal do Pará. 348 p.

BOWDEN, P. & van BREEMEN O. 1972. Isotopic and chemical studies on Younger Granites from northern Nigeria. In: DESSAUVAGIE, T. F. & WHITEMAN, A. J. (eds) African Geology. University of Ibadan Press, Ibadan, Nigeria. p. 105-120.

BOWDEN, P. & TURNER, D. C. 1974. Peralkaline and associated ring complexes in the Nigeria Niger Province West Africa, In: Sorensen, H. (ed.) The Alkaline Rocks. Wiley, London, p.330-351.

BROWN, G. C., 1981. Space and time in granite plutonism. Phillosofical Trasactions of the Royal Society of London. A301:321-336.

BROWN, G. C., THORPE, R. S., WEBB, P. C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and coments on magma sources. Journal of Geological Society of London, 141:413-426.

CARVALHO FILHO, N. B., HORBE, M. A., SOUZA, P. C. B. 1984. A natureza dos depósitos de cassiterita do setor Madeira, região do Pitinga, Amazonas, Brasil. In: Symposium Amazônico, II, Anais. SBG/Núcleo Manaus, Manaus, Amazonas. p. 459-461.

CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V. 1987. Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions. London, Allen & Unwin, 528p.

CHAPPELL, B. W. & WHITE, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8:173-174.

CHRISTIANSEN, E. H., BURT, D. M., SHERIDAN, M. F., 1986. The geology of topaz rhyolites from the western United States. Geological Society of America Special Paper 205 (82 pp.).

CHRISTIANSEN, E. H., HAAPALA, I., HART, G. L. 2007. Are Cenozoic topaz rhyolites the erupted equivalents of Proterozoic rapakivi granites? Examples from western United States and Finland. Lithos, 97: 219-246.

CLEMENS, J. D., HOLLOWAY, J. R., WHITE, A. J. R. 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. American Mineralogists, 71:317-324.

COLE, J., MILNER, D. M., SPINKS, K. D. 2005. Calderas and calderas structures: A review. Earth Sciences Review. 69: 1-26.

COLLINS, W. J., BEAMS, A. J. R., WHITE, A. J. R., CHAPPELL, B. W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference of southeastern Australia. Contribution to Mineralogy and Petrology, 80:189-200.

CORDANI, U. G. & SATO, K. 1999. Crustal evolution of the South American Plataform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. Episodes, 22(3): 167-173.

CORDANI, U. G., TEIXEIRA, W., D'AGRELLA-FILHO, M. S., TRINDADE, R. I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. Gondwana Research, 15: 396-407.

COSTA, J. A. V., COSTA, J. B. S., MACAMBIRA, M. J. B. 2001. Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura, RR – Novas idades Pb-Pb em zircao e interpretacao tectônica. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 8. Belém, PA. CD-ROM.

COSTI, H. T. 2000. Petrologia dos granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do albita-granito da mina Pitinga, Amazonas, Brasil. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 345 p.

COSTI, H. T., SANTIAGO, A. F., PINHEIRO, S. D. A. S. 1984. Projeto Uatumã-Jatapú: análises petrográficas e mapas. Relatório Final. CPRM-SUREG-MA, Manaus. 133p.

COSTI, H. T., DALL'AGNOL, R., TEIXEIRA, J. T., POPINI, M. V. 1995. The albite granite of Pitinga mine: petrography, geochemistry and mineralization. In: DALL'AGNOL, R., MACAMBIRA, M. J. B., COSTI, H. T. (eds.). Symposium in Rapakivi Granites and related rocks, Abstract Volume. Center of Geoscience, Federal University of Pará, Brazil. p. 20-21.

COSTI, H. T., BORGES, R. M. K., DALL'AGNOL, R. 1997. Primary mineralization of the Pitinga Tin Province, Amazonian Craton, north Brazil. International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, II, Belém, Pará. p. 44-45.

COSTI, H. T., DALL'AGNOL, R., MOURA, C. A. V. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. International Geology Review. 42: 832-849.

CPRM/DNPM. 1997. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB-22-Y-B. Estado do Pará. Brasília. 244p.

CREASER, R. A., PRICE, R. C., WORMALD, R. J. 1991. A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. Geology, 19:163-166.

CREASY, J. W. & EBY, G. N. 1993. Ring dikes and plutons: A deeper view of calderas as illustrated by the White Mountain igneous province, New Hampshire. In: Cheney, J. T. and Hepburn, J. C. (eds.) Field Trip Guidebook for the Northeastern United States: 1993 Boston GSA, Vol. 1. Contribution No. 67, Department of Geology and Geography, University of Massachusetts, Amherst, MA, pp. N1-N25.

CULLERS, R. L. KOCH, R. J., BICKFORD, M. E. 1981. Chemical evolution of magmas in the Proterozoic terrane of the St. Francois Mountains, southeastern Missouri. 2. Trace element data. Journal of Geophysical Research, B86: 10388-10401.

CUNHA, E. F. S. 2001. Análise faciológica e estratigráfica das rochas sedimentares da Formação Urupi (Paleoproterozóico), aflorantes na hidrelétrica da mina Pitinga – município de Presidente Figueiredo – Amazonas. Monografia de conclusão de curso (Graduação em Geologia), Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas. Manaus.

DADD, K A. 1992. Structures within large volume rhyolite lava flows of the Devonian Comerong Volcanics, southeastern Australia, and the Pleistocene Ngongotha lava dome, New Zealand. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 54: 33-25.

DALL'AGNOL, R., BETTENCOURT, J. S., JORGE JOÃO, X. S., MEDEIROS, H., COSTI, H. T., MACAMBIRA, M. J. B. 1987. Granitogenesis in the northern brasilian region: a review. Revista Brasileira de Geociências, 17(4): 382-403.

DALL'AGNOL, R., LAFON, J. M., MACAMBIRA, M. J. B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. Mineralogy and petrology, 50(1/3): 113-138.

DALL'AGNOL, R., COSTI, H. T., LEITE, A. A. S., MAGALHAES, M. S., TEIXEIRA, N. P. 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. Precambrian Research, 95: 9-39.

DALL'AGNOL, R., RÄMÖ, O T., MAGALHAES, M. S., MACAMBIRA, M. J. B. 1999b. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implication for the genesis of proterozoi A-type granites. Lithos, 46: 431-462.

DALL'AGNOL, R., COSTI H. T., BORGES, R. M. K. 2003. Estudos e projetos direcionados a depósitos minerais e distritos mineiros: "Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia", subprojeto: Pitinga-Estanho; Relatório de compilação e integração de dados/Nota Explicativa ao Mapa Geológico 1:25.000; UFPA, Belém, 11-23p.

DALL'AGNOL, R., TEIXEIRA, N. P., RÄMÖ, O. T., MOURA, C. A. V., MACAMBIRA, M. J. B., OLIVEIRA, D. C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. Lithos, 80:101-129.

DALL'AGNOL, R. & OLIVEIRA, D. C. 2007. Oxidizes, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications and petrogenesis of A-type granites. Lithos, 93: 215-233.

DALTON, L. V. 1912. On the geology of Venezuela. Geological Magazine, 9: 203-210.

DAOUD, W. E. K. & ANTONIETTO Jr., A. 1985. A geologia do granito estanífero Água Boa, Pitinga, AM. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, II, Anais, SBG/Núcleo Norte, Belém, Pará. p. 17-33.

DAOUD, W. E. K. & FUCK, R. A. 1990. Contexto geológico e depósitos minerais associados aos granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXXVI, Boletim de Resumos. SBG, Natal. Rio Grande do Norte. p.114-115.

DAVIES, J. H. & BLANCKENBURG, F. von. 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and ist test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth and Planetary Science Letters, 129: 85-102.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDE CLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses – its relationships and current nomenclature. Chemical Geology, 29: 183-210.

DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. 2001. Rock-forming minerals. Framework Silicates – Feldspars. 2nd. Edition, The Geological Society, London. The Alden Press, Oxford, UK.

DERBY, O. A., 1877. Contribuições para a geologia da região do Baixo Amazonas. Arch. Mus. Nac. Rio de Janeiro. 3: 77-104.

DINGWELL, D. B. and WEBB, S. L. 1989. Structural relaxation on silicate melts and non-Newtonian melt rheology in geological processes. Phys. Chem. Miner. 16: 508-516.

EBY, G. N. 1990. The A-type granitoids: a review of the ocurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. Lithos, 26:115-134.

EBY, G. N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implication. Geology, 20:641-644.

EBY, G. N. 2006. Distinction between A-type granites and petrogenetic pathways. In: … Belém, Brazil. CD-ROM.

ELSTON, W. E. 1994. Siliceous volcanic centers as guides to mineral exploration: review and summary. Economic Geology, 89(4): 1662-1686.

EWART, A. 1981. The mineralogy and chemistry of the anorogenic Tertiary silicic volcanics of the S.E. Queensland and N.E. New South Wales, Australia. Journal of Geophysical Research, 86(B11):10242-10256.

FARIA, M. S. G.; LUZARDO, R.; PINHEIRO, S. S.; REIS, N. J.; OLIVEIRA, M. J. R. & RIKER, S. R. L. 2000. Projeto Caracaraí. Relatório Final. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. CPRM Caracaraí, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A. Estado de Roraima. Escala 1:500.000 – Brasília, CPRM. (em CD-ROM).

FERNANDES, C. M. D., LAMARÃO, C. N., TEIXEIRA, N. P. 2006. O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. Revista Brasileira de Geociências, 36(3): 523-534.

FERRON, J. M. T. M. 2006. Geologia regional, geoquímica e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 331 p.

FERRON, J. M. T. M., BASTOS NETO, A. C., LIMA, E. F., COSTI, H. T., MOURA, C. A. V., PRADO. M., PIEROSAN, R., GALARZA, M. A. 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. Revista Brasileira de Geociências, 36(3): 499-512.

FERRON, J. M. T. M., BASTOS NETO, A. C., LIMA, E. F., NARDI, L. V. S., COSTI, H. T., PIEROSAN, R., PRADO, M. 2009. Petrology, geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.87 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. Journal of South American Earth Science, accepted paper. doi: 10.1016/j.jsames.2009.05.001.

FOLAND, K. A. & ALLEN, J. C. 1991. Magma sources for Mesozoic anorogenic granites of the White Mountain magma series, New England, USA. Contributions to Mineralogy and Petrology, 109:195-211.

FOWLER, A., PROKOPH, A., STERN, R., DUPUIS, C. 2002. Organization of oscillatory zoning in zircon: analisys, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada. Geochimica Cosmochima Acta, 66: 311-328.

FRAGA, L. M., SOUZA, M. M., PINHEIRO, S. S., LARIZZATTI, J. H., ESTEVES, M. A., RIKER, S. R. L., BRITO, M. F. L., REIS, N. J., PESSOA, M. R. 1999. Projeto Roraima Central. Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais), Roraima. Programas de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM-SUREG/MA, Manaus.

FROST, B. R., BARNES, C. G., COLLINS, W. J., ARCULUS, R. J., ELLIS, D. J., FROST, C. D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology, 42(11): 2033-2048.

GEOMINERAÇÃO LTDA. 1972. Projeto Mapuera. Reconhecimento geológico/geoquímico. Relatório Final. S.1./ICOMI. 101 p.

GERALDES, M. C., SCHMUS, W. R. V., CONDIE, K. C., BELL, S., TEIXEIRA, W., BABINSKI, M. 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso state, Brazil. Precambrian Research, 111:91-128.

GIFKINS, C. C., ALLEN, R. L., McPHIE, J. 2005. Apparent welding textures in altered pumice-rich rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 142: 29-47.

GIORDANO, D., MANGIACAPRA, A., POTUZAK, M., RUSSEL, J. K., ROMANO, C., DINGWELL, D. B., DI MURO, A. 2006. An expanded non-Arrhenian model for silicate melt viscosity: A treatment for matealuminous, peraluminous and peralkaline liquids. Chemical Geology. 229: 42-56.

GIORDANO, D., RUSSEL. J. K., DINGWELL, D. B. 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. Earth and Planetary Science Letters. 271: 123-134.

GOTO, A., TANIGUCHI, H., KITAKAZE, A. 2005. Viscosity measurements of hydrous rhyolitic melts using the fiber elongation method. Bulletin of Volcanology. 67: 590-596.

GUDMUNDSSON, A. 2008. Magma-chamber geometry, fluid transport, local stresses and rock behaviour. In: GOTTSMANN, J. and MARTÍ, J. (eds.). Caldera Volcanism: analysis, modelling and response – Developments in Volcanology. First Edition. Elsvier. Amsterdam.
HAAPALA, I. 1995. Metallogeny of the Rapakivi Granites. Mineralogy and Petrology, 54:149-160.

HAAPALA, I. & RÄMÖ, O. T. 1992. Tectonic settings and origin of the Proterozoic rapakivi granites of the southeastern Fennoscandia. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Science, 83: 165-171.

HALLS, H. C., CAMPAL, N., DAVIS, D. W., BOSSI, J. 2001. Magnetic studies and U-Pb geochronology of the Uruguayan dike swarm, La Plata craton, Uruguay: paleomagnetic and economic implications. Journal of South American Earth Sciences, 14: 349-361.

HAMMARSTROM, J. M. & ZEN, E. A. 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. American Mineralogist, 71: 1297-1313.

HARRIS, N. B. W. & MARRINER, G. F. 1980. Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite complex from the Midian Mountains, Saudi Arabia. Lithos, 13:325-337.

HARTMANN, L. A. & DELGADO, I. M. 2001. Cratons and orogenic belts of the Brazilian Shield and their contained gold deposits. Mineralium Deposita, 36: 207-217.

HASKIN, L. A., HASKIN, M. A., FREY, F. A., WILDEMAN, T. R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of Rare Earths. In: AHRENS, L. H. (ed.) Origin and Distribution of Elements. Oxford: Pergamon. 1:889-911.

HEBEDA, E. H., BOELRIJK, N. A. I. M., PRIEM, H. N. A., VERDUMEN, E. A. T., VERSHURE, R. H. 1973. Excess radiogenic argon in the Precambrian Avanavero dolerite in western Suriname. Earth and Planetary Science Letters, 20: 189-200.

HENRY, C. D., PRICE, J. G., RUBIN, J. N., PARKER, D. F., WOLFF, J. A., SELF, S., FRANKLIN, R., BARKER, D. S. 1988. Widespread, lavalike silicic volcanic rocks of Trans-Pecos, Texas. Geology, 16: 509-512.

HENRY, C. D., PRICE, J. G., RUBIN, J. N., LAUBACH, S. E. 1990. Case study of an extensive silicic lava: the Bracks Rhyolite, Trans-Pecos Texas. Journal o f Volcanology and Geothermal Research. 43: 113-132.

HERGT, J., WOODHEAD, J., SCHOFIELD, A. 2007. A-type magmatism in the Western Lachlan Fold Belt? A study of granites and rhyolites from the Grampians region, Western Victoria. Lithos, 97: 122-139.

HOLTZ, F., JOHANNES, W., TAMIC, N., BEHRENS, H. 2001. Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications. Lithos. 56: 1-14.

HORBE, M. A., HORBE, A. C., TEIXEIRA, J. T., COSTI, H. T. 1985. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizacoes. In: Simpósio de Geologia da Amazôna, II, Anais, SBG/Núcleo Norte, Belém, Pará. p. 284-320.

HORBE, M. A., HORBE, A. C., COSTI, H. T., TEIXEIRA, J. T. 1991. Geochemical charateristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga Mine, northwestern Brazil: a review. Journal of Geochemical Exploration, 40: 227-249.

HOSKIN, P. W. O. & BLACK, L. P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. Journal of Metamorphic Geology, 18; 423-439.

HOSKIN, P. W. O. & IRELAND, T. R. 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. Geology 28(7), 627-630.

HOSKIN, P.W.O. & SCHALTEGGER, U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. Rev. Mineral. Geochem., Mineral. Soc. Am. 53, 27-62.

HULEATT, M. 2005. Australian Mines and Mineral Deposits – commodities and operating status (1:5.000.000 map scale). Geoscience Australia, Canberra, Australia.

ISHIHARA, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Mining Geology, 27: 293-305.

ISSLER, R. S., ANDRADE, A. R. F., MONTALVÃO, R. M. G., GUIMARÃES, G., SILVA, G. G., LIMA, M. I. C. 1974. Geologia da Folha SA.22 - Belém. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.22 - Belém. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais, v. 5, p. 7-182.

JACOBSON, R. R. E., MACLEOD, W. N., BLACK, R. 1958. Ring complexes in the Younger Granite Province of Northern Nigeria. Mem. Soc. Geol. London, 1.

JORGE JOAO, X. S., SANTOS, C. A., FARACO, M. T. L. 1984. Projeto Trombetas-Mapuera. Relatório Final v. 1 e mapas. CPRM-SUREG-BE, Belém. p.

KINNAIRD, J. A., BOWDEN, P., IXER, R. A., ODLING, N. W. A. 1985. Mineralogy, geochemistry and mineralization of the Ririwai complex, northern Nigeria. Journal of African Earth Sciences, 3:185-222.

KING, P. L., WHITE, A. J. R., CHAPPELL, B. W., ALLEN, C. M. 1997. Characterization and Origin of Aluminous A-type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. Journal of Petrology, 38(3):371-391.

KLEIN, E. L., ALMEIDA, M. E., VASQUEZ, M. L., BAHIA, R. B. C., SANTO, M. L. E., FERREIRA, A. L. 2001 (orgs.). Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas - Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:500.000. Brasília, CPRM/DIEDIG/DEPAT.

KLIMM, K., HOLTZ, F., JOHANNES, W., KING, P. L. 2003. Fractionation of metaluminous A-type granites: an experimental study of the Wangrah Suite, Lachlan Fold Belt, Australia. Precambrian Research. 124: 327-341.

LAMARÃO, C. N. & DALL'AGNOL, R. 2004. Química mineral de anfibólios e biotitas e condições de cristalização de granitóides paleoproterozóicos da região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, Craton Amazônico. Revista Brasileira de Geociências, 34(1): 95-108.

LAMARÃO, C. N., DALL'AGNOL, R., LAFON, J. M., LIMA, E. F. 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Morais Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do estado do Pará. In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1. Boletim de resumos, Gramado, RS, v. 1. p. 93.

LAMARÃO, C. N., DALL'AGNOL, R., LAFON, J. M. & LIMA, E. F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. Precambrian Research, 119(1): 189-223.

LAMARÃO, C. N., DALL'AGNOL, R., PIMENTEL, M. M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon Craton. Journal of South American Earth Sciences. 18: 277-292.

LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 14:169-186.

LANDENBERGER, B. & COLLINS, W. J. 1996. Derivation of A-type granites from a Dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Autralia. Journal of Petrology, 37(1):145-170.

LAVALLE, Y., HESS, K. U., CORDONNIER, B., DINGWELL, D. B. 2007. Non-newtonian rheological law for highly crystalline dome lavas. Geology. 35(9): 843-846.

LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B. 1986. A classification of volcanic rocks based on the total alcalis-silica diagram. Journal of Petrol 27: 745–750.

LE MAITRE, R. W. 2002. A classification of Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission of the systematic of igneous rocks. Publisher: Cambridge University Press, 2nd edition, 252 p.

LEAKE, B. E., WOOLLEY, A. R., ARPS, C. E. S., BIRCH, W. D., GILBERT, M. C., GRICE, J. D., HAWTHORNE, F. C., KATO, A., KISCH, H. J., KRIVOVICHEV, V. G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J., MARESCH, W. V., NICKEL, E. H., ROCK, N. M. S., SCHUMACHER, J. C., SMITH, D. C., STEPHENSON, N. C. N., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E. J. W., YOUZHI, G. 1997. Nomenclature of Amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. Mineralogical Magazine, 61: 295-321.

LEDRU, P., JOHAN, V., MILÉSI, J. P., TEGYEY, M. 1994. Makers of the last stage of the Paleoproterozoic collision: evidence for 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. Precambiran Research, 69: 169-191.

LENHARO, S. L. 1998. Evolucao magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil. Tese de Doutorado. Escola Politécnica, Universidade de Sao Paulo. 290 p.

LENHARO, S. L., POLLARD, P. J., BORN, H. 2003. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. Lithos, 66: 37-61.

LI, C., RIPLEY, E. M., NALDRET, A. J. 2009. A new genetic model for the giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits associated with the Siberian Flood Basalts. Economic Geology, 104(2): 291-301.

LIMA, E. F. & NARDI, L. V. S. 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in the southernmost Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 11(1): 67-77.

LIMA, M. I. C., MONTALVAO, R. M. G., ISSLER, R. S., OLIVEIRA, A. S., BASEI, M. A. S., ARAÚJO, J. V. F., SILVA, G. G. 1974. Geologia da Folha NA/NB.22 – Macapá. Brasil. Departamento Nacional de Producao Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA/NB.22 – Macapá. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais, v. 6, p. 2-129.

LIPMAN, P. W. 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. Bulletin of Volcanology, 59:198-218.

LIPMAN, P. W. 2000. Calderas. In: Sigurdsson, H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H., Stix, J. Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press. p. 643-662.

LIZ, J. D., NARDI, L. V. S., LIMA, E. F., JARVIS, K. 2007. Geochemistry of trace elements (Rb, Ba, Sr, U, Th, Nb, Ta, Y, and REE) in zircon from the Lavras do Sul Shoshonitic Association, southernmost Brazil. Canadian Mineralogists. Submitted.

LOISELLE, M. C. & WONES, D. R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Geological Society of America - Abstract with Programs, 11: 468.

LOURENÇO, R. S., MONTALVÃO, R. M. G., PINHEIRO, S. S., FERNANDES, P. E. C. A., PEREIRA, E. R., FERNANDES, C. A. C. & TEIXEIRA, W., 1978. Geologia da Folha SA.20 - Manaus. Brasil, Departamento

Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.20 - Manaus. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais, v. 18, p. 17-164.

MACAMBIRA, M. J. B., TEIXEIRA, J. T., DAOUD, W. E. K., COSTI, H. T. 1987. Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites from Pitinga, northwestern Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 17(4): 562-570.

MACAMBIRA, M. J. B., ALMEIDA, M. E., SANTOS, L. J. 2002. Idade de zircao de vulcânicas Iricoumé do sudeste de Roraima: contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2. Boletim de Resumos e Guia de Excursão. UFPA-CG/SBG-NO, Belém. p.22.

MACAMBIRA, M. J. B. & LAFON, J. M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. Boletim do Museu Paraens Emílio Goeldi, 7: 263-288.

MACHADO, N., LINDENMAYER, Z., KROGH, T. E., LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. Precambrian Research, 49: 329-354.

MAHOOD, G. & HILDRETH,W. 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. Geochimica et Cosmochimca Acta, 47: 11-30.

MANDETTA, P., VEIGA Jr., J. P., OLIVEIRA, J. R. 1974. Reconhecimento geológico ao longo do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã. CPRM/Manaus, p. 31.

MANIAR, P. D. & PICOLLI, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101:635-643.

MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. D. R., BRITO NEVES, B. B. (orgs.) 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo. Beca. p. 471-485.

MARCHEV, P., KAISER-ROHRMEIER, M., HEINRICH, C., OVTCHAROVA, M., VON QUADT, A., RAICHEVA, R. 2005. Hydrothermal ore deposits related to post-orogenic extensional magmatism and core complex formation: The Rhodope Massif of Bulgaria and Greece. Ore Geology Reviews, 27:53-89.

McBIRNEY, A. R., BAKER, B. H., NILSON, R. H. 1985. Liquid fractionation, Part I: basic principles and experimental techniques. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 24:1-24.

MELO, A. F. F., SANTOS, A. J., CUNHA, M. T. P., CAMPOS, M. J. F., D'ANTONA, R. J. G. 1978. Projeto Molibdênio em Roraima: relatório final. MME/DNPM Manaus. 6v.

MINCATO, R.L. 2004. Metalogenia dos Elementos do Grupo da Platina com base na estratigrafia e geoquímica da província ígnea
continental do Paraná. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 172p.

MINCATO, R. & SCHRANK, A. 1998. Evaluation of the Ni-Cu-PGE mineralization potential for the Paraná Continental Igenous Province based on the Noril'sk and Insizwa models. In: Laverov, N. P. & Distler, V. V. (eds.). International Platinum. St. Petersburg-Athens: Theophraustus Publications, p.107-115.

MINUZZI, O. R. R. 2004. A columbitizacao do Pirocloro da subfácies Albita Granito de Núcleo do Granito Madeira, Pitinga-AM: relacoes com a gênese da minerlaizacao criolítica. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 182 p.

MINUZZI, O. R. R., FERRON, J. M. T. M., BASTOS NETO, A. C., PEREIRA, V. P. 2003. Primeira notícia da descoberta de Waimirita e Atroarita, dois novos minerias na Mina de Pitinga, AM, Brasil. Pesquisas em Geociências, 30(1):99-101.

MONTALVÃO, R. M. G. 1974. Esboço geológico-tectônico do Craton Guianês. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28. Resumo das Comunicações, SBG, Porto Alegre. p. 541-547.

MONTALVÃO, R. M. G. 1975. Grupo Uatumã no Craton Guianês, In: Conferência Geológica Interguianas, 10, Anais…, Belém, DNPM, p. 286-339.

MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A. K., GINZBURG, I. V., ROSS, M., SEIFERT, F. A., ZUSSMAN, J., AOKI, K., GOTTARDI, G. 1988. Nomenclature of pyroxenes. American Mineralogist, 73: 1123-1133.

MORIMOTO, N. & KITAMURA, M. (1983) *Q-J* diagram for classification of pyroxenes. Journal of Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists, 78: 141 (em Japonês).

NAGASAWA, H. 1970. Rare earth concentrations in zircons and apatites and their hosy dacites and granites. Earth and Planetary Science Letters. 9: 369-364.

NAKAMURA, K., SHIBUYA, A., MASUTA, K., MURAKAMI,T., WILDNER, W., DIAS, A. A., KIRCHNER, C. A., LESS, A,N. 2002. Mineral exploration in the Paraná Basin area, the Federal Republic of Brazil, phase I. Rio de Janeiro, Metal Mining Agency of Japan – MMAJ. CPRM Geological Survey of Brazil.

NALDRET, A. J. 1992. A model for the Ni-Cu-PGE ores of Noril'sk region and its implication to the other areas of flood basalt. Economic Geology, 87(8): 1945-1962.

NARDI, L. V. S., 1991. Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos Granitos Metaluminosos da Associação Alcalina: Revisão. Pesquisas, Instituto de Geociências – UFRGS, Porto Alegre-RS. v. 18 n.1, p. 44-57.

NELSON, K. D. 1992. Are crustal thickness variations in old mountain belts like the Appalachians a consequence of lithospheric delamination?. Geology, 20: 498-502.

NEWHALL, C. G. And DZURISIN, D. 1988. Historical unrest of large calderas of the World. U. S. Geological Survey Bulletin. v. 1855, Reston, VA.

NOMADE, S., POUCLET, A., CHEN, Y. 2002. The Franch Guyana doleritic dykes: geochemical evidence of three populations and new data for the Jurassic Central Atlantic Magmatic Province. Journal of Geodynamics, 34: 595-614.

NORCROSS, C. E., DAVIS, D. W., SPOONER, E. T. C., RUST, A. 2000. U-Pb and Pb-Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guyana Shield. Precambrian Research, 102: 69-86.

OGUNLEYE, P. O., IKE, E., GARBA, I. 2005. Geochemical characteristics of the niobium-rich arfvedsonite granites, Younger Granites Province of Nigeria. Chemie der Erde, 65:279-296.

OLIVEIRA, A. I. & LEONARDOS, O. H. 1940 (eds.). Geologia do Brasil. Rio de Janeiro, comissão brasileira dos centenaries Portugal. 472p.

OLIVEIRA, A. S., FERNANDES, C. A. C., ISSLER, R. S., MONTALVÃO, R. M. G., TEIXEIRA, W. 1975. Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21. BRASIL, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.21 - Tumucumaque, e parte da Folha NB.21. Levantamento de Recursos Minerais, Rio de Janeiro. v. 9. p. 21-118.

OLIVEIRA, D. C. 2001. Geologia, geoquímica e petrologia magnética do granito paleoproterozóico Redenção, SE do Craton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará.

OLIVEIRA, M. J. R., LUZARDO, R., FARIA, M. S. G., PINHEIRO, S. S. 1996. A Suíte Intrusiva Água Branca no sudeste do Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. Belém, Pará. Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões. Belém. SBG-Núcleo Norte. v. 2, p.86-89.

PATINO DOUCE, A. E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. Geology, 25(8):743-746.

PATINO DOUCE, A. E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: CASTRO, A., FERNANDEZ, C., VIGNERESSE, J. L. (eds.)

Understanding Granites: new and classical techniques. Geological Society, London, Special Publication, 168: 55-75.

PEARCE, J. A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. Episodes, 19:120-125.

PEARCE, J. A. & CANN, J. R. 1973. Tectonic settings of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19: 290-300.

PEARCE, J. A. & NORRY, M. J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 69: 33-47.

PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W., TINDLE, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25:956-983.

PESSOA, M. R., SANTIAGO, A. F., ANDRADE, A. F., NASCIMENTO, J.O., SANTOS, J. O. S., OLIVEIRA, J. R., LOPES, R. C.; PRAZERES, W. V. 1977. Projeto Jamanxim, Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, v. 9.

PINHEIRO, S. S., REIS, N. J., COSTI, H. T., CRUZ, C. E. S. 1988. Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais da Formação Arai, Supergrupo Roraima, nas regiões de Caju e Uiramuta. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Anais. Belém. SBG. v. 2, p. 700-712.

PINHO, M. A. S. B., FETTER, A., CHEMALE Jr. F., LIMA, E. F. 2001. Caracterizacao petrografica e dados geocronologicos preliminares de rochas vulcânicas da Formação Iriri, porção centro-sul do Craton Amazonico-Aripuana-MT. Revista Brasileira de Geociencias. 31(3): 37-42.

PINHO, M. A. S. B. 2002. Proposta de nova terminologia estratigráfica para rochas vulcano-plutônicas paleoproterozóicas do norte do estado do Mato Grosso, porcao ocidental sul do Craton Amazônico. Revista Brasileira de Geociências, 32(1): 153-156.

PIRES, A. C. 2005. A gagarinita e fases associadas no Granito Madeira (Pitinga-AM). Dissertacao de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

PIRES, A. C., BASTOS NETO, A. C., PEREIRA, V. P., BOTELHO, N. F., MINUZZI, O. R. R. 2006. A gagarinita-Y do Granito Madeira (Pitinga, Amazonas): exsolucao de ETRL a partir de fluoreto metaestável e Formação de um possível novo mineral semelhante a fluorcerita. Revista Brasileira de Geociências, 36: 155-164.

PITCHER, W. S. 1983. Granite type and tectonic enviroment. In: Hsu, K. (ed.) Mountain building processes, Academic Press, London, p.19-40.

POITRASSON, F., PIN, C., DUTHOU, J. L., PLATEVOET, B. 1994. Aluminous subsolvus anorogenic granite genesis in the light of Nd isotopic heterogeneity. Chemical Geology, 112:199-219.

POITRASSON, F., PAQUETTE, J. L., MONTEL, J. M., PIN, C., DUTHOU, J. L. 1998. Importance of late-magmatic and hydrothermal fluids on the Sm-Nd isotope mineral systematics of hypersolvus granites. Chemical Geology, 146:187-203.

PRADO, M. 2006. O Granito Europa e o Grupo Iricoumé na parte leste do Distrito Mineiro de Pitinga (Amazonas). Dissertacao de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 96 p.

PRADO, M., FERRON, J. M. T. M., LIMA, E. F., BASTOS NETO, A. C., PEREIRA, V. P., MINUZZI, O. R. R., PIEROSAN, R. 2007. Caracterizacao petrográfica e geoquímica do leste do Granito Europa, Distrito Mineiro de Pitinga, AM. Pesquisas em Geociências, 34(1): 77-90.

PUPIN, J. P. 1980. Zircon and granite petrology. Contributions to Mineralogy and Petrology, 73: 207-220.

RAMGRAB, G. E. & DAMIAO, R. N. 1970. Reconhecimento geológico dos rios Anauá e Barauana. Relatório Inédito. DNPM, Boa Vista. 40p.

RÄMÖ. O. T. & HAAPALA, I. 1995. One hundred years of Rapakivi Granites. Mineralogy and Petrology, 52: 129-185.

REIS, N. J., PINHEIRO, S. S., COSTI, H. T., SENA COSTA, J. B. 1990. A cobertura sedimentar e proterozóica média do Supergrupo Roraima no norte do estado de Roraima, Brasil: atribuicoes aos seus sistemas deposicionais e esquema evolutivo da sua borda meridional. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Anais, SBG, Natal. v. 1, p. 66-81.

REIS, N. J. & CARVALHO, A. S. 1996. Coberturas sedimentares do mesoproterozóico do Estado de Roraima: avaliacao e discussao de seu modo de ocorrência. Revista Brasileira de Geociências, 26(4): 217-226.

REIS, N. J., FARIA, M. S. G., FRAGA, L. M. B. & HADDAD, R. C. 1999. Vulcanismo cálci-alcalino paleoproterozóico do Setor Oriental do Estado de Roraima – Escudo das Guianas, In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1. Boletim de Resumos, Gramado, RS. v.1, p. 78.

REIS, N. J., FARIA, M. S. G., FRAGA, L. M. B., HADDAD, R. C. 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the northern Amazonian craton, eastern Roraima state, Brazil. Revista Brasileira de Geociências 30, 380–383.

RICE, A. 1981. A convective fractionation: a mechanism to provide cryptic zoning (macrosegregation), layering, crescumulates, banded tuff and explosive volcanism in igneous processes. Journal of Geophysical Research, 86:405-417.

RIVALENTI, G., MAZZUCCHELLI, M., GIRARDI, V. A. V., CAVAZZINI, G., FINATTI, C., BARBIERI, M. A., TEIXEIRA, W. 1998. Petrogenesis of the Paleoproterozoic basalt-andesite-rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian Craton. Lithos, 43: 235-265.

ROBERTS, M. P., PIN, C., CLEMENS, D., PAQUETTE, J. L. 2000. Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrenees. Journal of Petrology, 41(6): 809-844.

ROGERS, J. J. W. & SANTOSH, M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. Gondwana Research, 5: 5-22.

ROGERS, J. J. W. & SANTOSH, M. 2009. Tectonics and surface effects of the supercontinent Columbia. 15: 373-380.

RYTUBA, J. J. 1994. Evolution of volcanic and tectonic features in caldera settings and their importance in the location of ore deposits. Economic Geology, 89(8): 1687-1696.

SANTOS, J. O. S. & REIS NETO, J. M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Anais, v.1, SBG, Salvador. p. 339-348.

SANTOS, J. O. S. 1984. Classificacao das rochas vulcânicas Uatumã. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Anais, SBG/NSE, Rio de Janeiro. p. 4526-4538.

SANTOS, J. O. S., HARTMANN, L. A., GAUDETTE, H. E. 1997. Reconaissance U-Pb in zircon, Pb-Pb sulphides and review of Rb-Sr geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará-Amazonas States, Brazil. In: Proceedings of the First South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts. Campos do Jordão, Brazil. pp. 280-282.

SANTOS, J. O. S., HARTMANN, L. A., GAUDETTE, H. E., GROVES, D. I., McNAUGTHON, N. J., FLETCHER, L. R. A. 2000. New understanting of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. Gondwana Research, 3(4): 453-488.

SANTOS, J. O. S., HARTMANN, L. A., McNAUGHTON, N. J. & FLETCHER, I. R. 2002a. Timming of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. Journal of South America Earth Science, 15: 409-429.

SANTOS, J. O. S., FARIA, M. S. G., HARTMANN, L. A., McNAUGHTON, N. J. 2002b. Significant presence of the Tapajós-Parima belt in Roraima region, Amazon Craton: based on SHRIMP U-Pb geochronology. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, Boletim de Resumos, SBG, p. 336.

SANTOS, J. O. S., POTTER, P. E., REIS, N. J., HARTMANN, L. A., FLETCHER, I. R., McNAUGHTON, N. J. 2003. Age, source and stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. Geological Society of America Bulletin. 115(3): 331-348.

SANTOS, J. O. S., BREEMEN, O. B. V., GROVES, D. I., HARTMAN, L. A., ALMEIDA, M. E., McNAUGHTON, N. J., FLETCHER, I. R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. Precambrian Research, 131: 73-109.

SANTOS; J. O. S., HARTMANN, L. A., FARIA, M. S., RIKER, S. R., SOUZA, M. M., ALMEIDA, M. E., McNAUGHTON, N. J. 2006. A compartimentacao do Craton Amazônico em províncias: avancos ocorridos no período de 2000-2006. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9. Secao Tematica III, Belem, Pará. CD-ROOM.

SCHOBBENHAUS, C., HOPPE, A., LORK, A., BAUMANN, A. 1994. Idade U/Pb do Magmatismo Uatumã no Norte do Craton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): Primeiros Resultados. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38. Anais, Balneário Camboriú, SBG. v. 1, p. 395-397.

SHAND, S. J. 1927. The eruptive rocks. Wiley, New York.

SILVA Jr., R. O. 1992. Estudo petrográfico de rochas hipoabissais da Formação Quarenta Ilhas – Região de Pitinga – AM. Trabalho de conclusão de curso. Belém, Departamento de Geologia, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 38p.

SKJERLIE, K. P. & JOHNSTON, A. D. 1993. Fluid-absent melting behaviour of a F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implication for the generaion of anorogenic granites. Journal of Petrology, 34:785-815.

SOMMER, C. A., LIMA, E. F., NARDI, L. V. S., FIGUEIREDO, A. M. G., PIEROSAN, R. 2005. Potassic and Low- and High-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, Southernmost Brazil. Journal of South America Earth Science, 18: 237-254.

SOUZA, V. S., MARQUES, S. N. S., NASCIMENTO, R. S., VALÉRIO, C. S. 2007. Texturas e estruturas em rochas piroclásticas do Grupo Iricoumé, sudeste do Município de Presidente Figueiredo (AM). In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 10. SBG-Núcleo Norte, Porto Velho-RO. CD-ROM.

SOUZA, V. S. & NOGUEIRA, A. C. R. 2009. Seção Geológica Manaus – Presidente Figueiredo (AM), borda norte da Bacia do Amazonas: um guia para excursão de campo. Revista Brasileira de Geociências, 39(1): 16-29.

SPARKS, R. S. J. & WALKER, G. P. L. 1973. The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. Nature Physics Sciences, 241: 62-64.

SPINKS, K. D., ACOCELLA, V., COLE, J. M., BASSET, K. N. 2005. Structural control of volcanism and caldera development in the transtensional Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 144: 7-22.

SUN, S. S. & McDONOUGH, W. E. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A. D. & NORRY, M. J. (eds.). Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication, 42: 313-345.

SWAPP, S. M. & ONSTOTT, T. C. 1989. P-T-time characterization of the Trans-Amazonian orogeny in the Imataca Complex, Venezuela. Precambrian Research, 42: 293-314.

SYLVESTER, P. J. 1989. Post-collisional alkaline granites. Journal of Geology, 97:261-280.

TASSINARI, C. C. G. & MACAMBIRA, M. J. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton, Episodes, 22(3): 174-182.

TASSINARI, C. C. G. & MACAMBIRA, M. J. 2004. A evolução tectônica do Craton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. D. R., BRITO NEVES, B. B. (orgs.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo. Beca. 647p.

TASSINARI, C. C. G., BETTENCOURT, J. S., GERALDES, M. C., MACAMBIRA, M. J. B. & LAFON, J. M., 2000. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAS FILHO, A., CAMPOS, D. A. (eds.). Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro. SBG. p. 41-95.

TAYLOR, R. P., STRONG, D. F., FRYER, B. J. 1981. Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rocks. Contribution on Mineralogy and Petrology, 77: 267-271.

TEIXEIRA, W., RENNE, P. R., BOSSI, J., CAMPAL, N., D'AGRELL FILHO, M. S. 1998. ^{40}Ar-^{39}Ar and Rb-Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de La Plata craton and implications for the Proterozoic intraplate activity in western Gondwana. Precambrian Research, 93: 153-180.

TEIXEIRA, N. P., BETTENCOURT, J. S., MOURA, C. A. V., DALL'AGNOLL, R., MACAMBIRA, E. M. B. 2002. Archean crustal sources of Paleoproterozoic tin.mineralized granites in the Carajás province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. Precambrian Research, 119: 257-275.

THOMPSON, R. N. 1982. British Tertiary volcanic province. Scott. J. Geol., 18:49-107.

TURNER, S. P., FODEN, J. D., MORRISON, R. S. 1992a. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South Australia. Lithos, 28:151-179.

TURNER, S., SANDIFORD, M., FODEN, J., 1992b. Some geodynamic and compositional constraints on "postorogenic" magmatism. Geology, 20: 931-934.

VALÉRIO; C. S., SOUZA, V. S., MACAMBIRA, M. J. B., MILLIOTTI, C. A., CARVALHO, A. S. 2005. Geoquímica e idade Pb-Pb do Grupo Iricoumé na região da borda norte da Bacia do Amazonas, município de Presidente Figueiredo-AM. In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 3. Anais, Cabo Frio-RJ. CD-ROM.

VALÉRIO; C. S., SOUZA, V. S., MACAMBIRA, M. J. B. 2006a. Aspectos geoquímicos e idade Pb-Pb da borda sudeste do Batólito São Gabriel, Município de Presidente Figueiredo (AM), Escudo das Guianas: implicações tectônicas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9. Secao Temática III. Belém-PA. CD-ROM.

VALÉRIO; C. S., SOUZA, V. S., MACAMBIRA, M. J. B., GALARZA, M. A. 2006b. Geoquímica e geocronologia Pb-Pb em zircao da Suíte Intrusiva Água Branca, município de Presidente Figueiredo (AM): evidências de colisao no Paleoproterozóico da Amazônia Ocidental. Revista Brasileira de Geociências, 36(2): 359-370.

VALERIO, C. S., SOUZA, V. S., MACAMBIRA, M. J. B. 2009. The 1.90-1.88 Ga magmatism in the center-southernmost Guyana Shield, Brazil: geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implications. Journal of South American Earth Sciences. doi: 10.1016/j.jsames.2009.04.001.

VASQUEZ, M. L. & KLEIN, E. L. 2000 (orgs.). Projeto especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A), Estado do Pará, Escala 1:250.000. Nota Explicativa. CPRM-Serviço Geológico do Brasil. CD-ROM.

VEIGA JR., J. P., NUNES, A. C. B., FERNANDES, A. S., AMARAL, J. E., PESSOA, M. R., CRUZ, S. A. S. 1979. Projeto Sulfetos de Uatumã. Relatório Final, Manaus, DNPM/CPRM, 7 v.

VON QUADT, A., MORTIZ, R., PEYTCHEVA, I., HEINRICH, C. 2005. Geochronology and geodynamics of Late Cretaceous magmatism and Cu-Au mineralization in the Panagyurishte region of Apuseni-Banat-Timok-Srednogorie belt, Bulgaria. Ore Geology Reviews, 27:95-126.

WATSON, E. B. 1979. Zircon saturation in felsic liquids: experimental data and application to trace element geochemistry. Contributions to Mineralogy and Petrology. 70: 407-419.

WATSON, E. B. and HARRISON, T. M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth and Planetary Science Letters. 64: 295-304.

WEBB, S. L. and DINGWELL, D. B. 1990. The onset on non-Newtonian rheology of silicate melts – a fiber elongation study. Phys. Chem. Miner. 17: 125-132.

WHALEN, J. B., CURRIE, K. L., CHAPPELL, B. W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contribution to Mineralogy and Petrology, 95:407-419.

WHALEN, J. B., JENNER, G. A., LONGSTAFFE, F. J., ROBERT, F., CARIÉPY, C. 1996. Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails Igneous Suite, Newfoundland Appalachians. Journal of Petrology, 37(6):1463-1489.

WHITE, A. J. R. 1979. Sources of granite magmas. Geological Society of American Abstract Programs. 11:539.

WHITE, A. J. R. & CHAPPELL, B. W. 1983. Granitoids types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. Geol. Soc. Am. Mem., 159:21-34.

WHITNEY, J. A. 1989. Origin and evolution of silicic magmas. In: WHITNEY, J. A. & NALDRETT, A. J. (eds.). Ore deposition associated with magmas. Reviews in Economic Geology, v. 4, 250p.

WILDNER, W., BRITO, R. S., LICHT, O. A. B., ARIOLI, E. E. (coords). 2006. Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do estado do Paraná – Escala 1:200.000, Brasília. CPRM, 95p + mapas. CD-ROM.

WILSON, C. J. N., NOUGHTON, B. F., McWILLIAMS, M. O., LANPHERE, M.A., WEAVER, S. D., BRIGGS, R. M. 1995. Volcanic and structural evolution of Taupo Volcanic Zone, New Zeland: a review. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 68: 1-28.

WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20: 325-343.

ZHAO, G., CAWOOD, P. A., WILDE, S. A., SUN, M. 2002. Review of global 2.1 – 1.8 Ga orogens: implications for pre-Rodinia supercontinent. Earth-Science Reviews, 59:125-162.

ZAHO, G., SUN, M., WILDE, S. A., LI, S. 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. Earth-Science Reviews. 67: 91-123.

ANEXO I

Pontos de descrição, amostragem e análises das amostras

Tabela 1 – Pontos de descrição, amostragem e análises das amostras.

Pontos	**Coordenadas Geográficas**		**Coordenadas UTM (zona 20 S)**		**Litologias**	**L. D.**	**Q. R. T.**	**Q. M.**
	S	**W**	**m E**	**m N**		**(n)**	**(n)**	**(n)**
A01	0° 45' 10"	60° 09' 18"	816683	9916706	Ignimbrito a cristal soldado, traquítico			
A02	0° 45' 11"	60° 09' 25"	816475	9916658	Ignimbrito a cristal soldado, traquítico	1	1	
A03	0° 45' 13"	60° 09' 29"	816329	9916612	Ignimbrito a cristal e vítrico soldado, traquítico	6	1	
A04	0° 45' 15"	60° 09' 30"	816312	9916550	Tufo fino macico quartzo-feldspático	3		
A05	0° 46' 02"	60° 04' 41"	825256	9915086	Traquito a riolito porfirítico, matriz fanerítica fina	5	2	
A06	0° 46' 37"	60° 05' 55"	822971	9914010	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina			
A07	0° 46' 48"	60° 05' 59"	822832	9913664	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina	1	1	
A08	0° 46' 58"	60° 06' 00"	822813	9913354	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina			
A09	0° 47' 04"	60° 06' 18"	822236	9913180	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina			
A10	0° 47' 10"	60° 06' 28"	821940	9913010	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina	1		25
A11	0° 47' 15"	60° 06' 36"	821697	9912834	Feldspato alcalino granito, fanerítico grosso			
A12	0° 47' 19"	60° 06' 25"	822022	9912733	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina			
A13	0° 44' 14"	59° 56' 28"	840513	9918411	Tufo fino acamadado quartzo-feldspático	3		
A14	0° 44' 17"	59° 56' 32"	840380	9918311	Tufo fino acamadado quartzo-feldspático			
A15	0° 44' 09"	59° 56' 27"	840534	9918563	Tufo fino acamadado quartzo-feldspático			
A16	0° 44' 58"	60° 01' 32"	831116	9917036	Tufo fino a médio acamadado quartzo-feldspático	1		
A17	0° 42' 47"	59° 44' 49"	862165	9921067	Siltitos, arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados	2		
A18	0° 43' 02"	59° 44' 14"	863228	9920610	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina	1	1	
A19	0° 50' 28"	59° 39' 14"	872502	9906883	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina	1	1	
A20	0° 51' 57"	59° 36' 29"	877611	9904145	Siltitos, arenitos e conglomerados	1		
A21	0° 52' 15"	59° 35' 48"	878891	9903564	Arenito arcoseano			
A22	0° 53' 06"	59° 35' 30"	879458	9902006	Arenito arcoseano			
A23	0° 53' 54"	59° 34' 42"	880923	9900531	Arenito arcoseano	1		
A24	0° 53' 19"	59° 34' 23"	881505	9901591	Gabros a quartzo dioritos faneríticos médio a grosso	6	5	302
A25	0° 52' 16"	59° 36' 44"	877148	9903555	Ignimbrito a cristal soldado, riolítico	1	1	
A26	0° 52' 23"	59° 36' 46"	877102	9903321	Ignimbrito a cristal soldado, riolítico			
A27	0° 52' 32"	59° 36' 54"	876830	9903061	Ignimbrito a cristal soldado, riolítico	2	1	
A28	0° 52' 32"	59° 37' 02"	876597	9903060	Arenito arcoseano			
A29	0° 52' 20"	59° 36' 47"	877047	9903425	Ignimbrito a cristal soldado, riolítico			
A30	0° 52' 08"	59° 36' 52"	876917	9903784	Ignimbrito a cristal soldado, riolítico			

Abreviações: L.D. – lâminas delgadas; Q.R.T. – análise química de rocha total; Q. M. – análise química de mineral; n – número de amostras ou análises químicas.

Tabela 1 – continuação.

Pontos	Coordenadas Geográficas		Coordenadas UTM (zona 20 S)		Litologias	L. D.	Q. R. T.	Q. M.
	S	W	m E	m N		(n)	(n)	(n)
A31	0° 51' 52"	59° 36' 47"	877066	9904286	Arenito arcoseano			
A32	0° 51' 53"	59° 36' 38"	877340	9904251	Ignimbrito a cristal soldado, riolítico			
A33	0° 52' 00"	59° 36' 36"	877410	9904051	Arenito arcoseano			
A34	0° 48' 08"	59° 50' 43"	851177	9911203	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina	1		
A35	0° 32' 16"	59° 54' 34"	844055	9940487	Riolito porfirítico, matriz afanítica a vítrea			
A36	0° 32' 33"	59° 54' 34"	844055	9939937	Ignimbrito a cristal soldado, riolítico	1	1	
A37	0° 32' 56"	59° 54' 34"	844055	9939247	Ignimbrito a cristal soldado, riolítico			
A38	0° 33' 09"	59° 54' 34"	844055	9938837	Ignimbrito a cristal soldado, riolítico	1		
A39	0° 34' 01"	59° 54' 34"	844055	9937237	Biotita granito (Granito Água Boa)			
A40	0° 30' 41"	59° 54' 34"	844055	9943387	Riolito porfirítico, matriz afanítica a vítrea	1	1	
A41	0° 29' 58"	59° 53' 58"	845169	9944700	Riolito porfirítico, matriz afanítica a vítrea	1		
A42	0° 29' 44"	59° 53' 44"	845618	9945149	Riolito porfirítico, matriz afanítica a vítrea	1	1	
A43	0° 29' 28"	59° 53' 28"	846106	9945637	Riolito porfirítico foliado, matriz vítrea a afanítica	1		
A44	0° 28' 53"	59° 52' 53"	847195	9946726	Ignimbrito a cristal soldado, traquítico	2	2	
A50	0° 46' 31"	60º 09' 21"	816542	9914164	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina	1	1	
A51	0° 46' 29"	60º 09' 41"	815915	9914217	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina / Ignimbrito a cristal soldado	1	1	
A52	0° 35' 42"	59º 46' 36"	858862	9934141	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina	1	1	
A53	0° 45' 14"	60º 03' 48"	826879	9916570	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina	1	1	
A54	0° 45' 33"	59º 56' 25"	840611	9915957	Regolito argiloso com granulos de quartzo e feldspato			
A55	0° 50' 11"	59º 46' 32"	858944	9907398	Regolito pelítico com lentes areníticas quartzo-feldspáticas			
A56	0° 53' 34"	59º 43' 19"	864909	9901149	Pelitos, arenitos arcoseanos e arenitos conglomeráticos			
A57	0° 46' 40"	60° 00' 03"	833861	9913922	Brecha peperítica	4		
A58	0° 33' 04"	59° 47' 22"	857438	9938995	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina / Ignimbrito a cristal soldado	1	1	
A59	0° 33' 52"	59º 47' 12"	857723	9937515	Riolito porfirítico, matriz afanítica	1	1	
A60	0° 33' 56"	59° 47' 36"	856994	9937398	Ignimbrito a cristal soldado, riolítico			
A61	0° 34' 03"	59º 48' 21"	855612	9937124	Riolito porfirítico foliado, matriz afanítica a vítrea	1	1	
A62	0° 34' 08"	59° 48' 31"	855280	9937037	Riolito porfirítico foliado, matriz afanítica a vítrea	1	1	
A63	0° 33' 35"	59° 47' 57"	856332	9938027	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina / Ignimbrito a cristal soldado			
A64	0° 33' 03"	59° 47' 56"	856383	9939017	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina / Ignimbrito a cristal soldado			
A65	0° 31' 06"	59º 46' 57"	858202	9942704	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina / Ignimbrito a cristal soldado			
A66	0° 29' 47"	59° 47' 20"	857494	9945056	Traquito porfirítico, matriz fanerítica fina	1	1	

Tabela 1 – continuação.

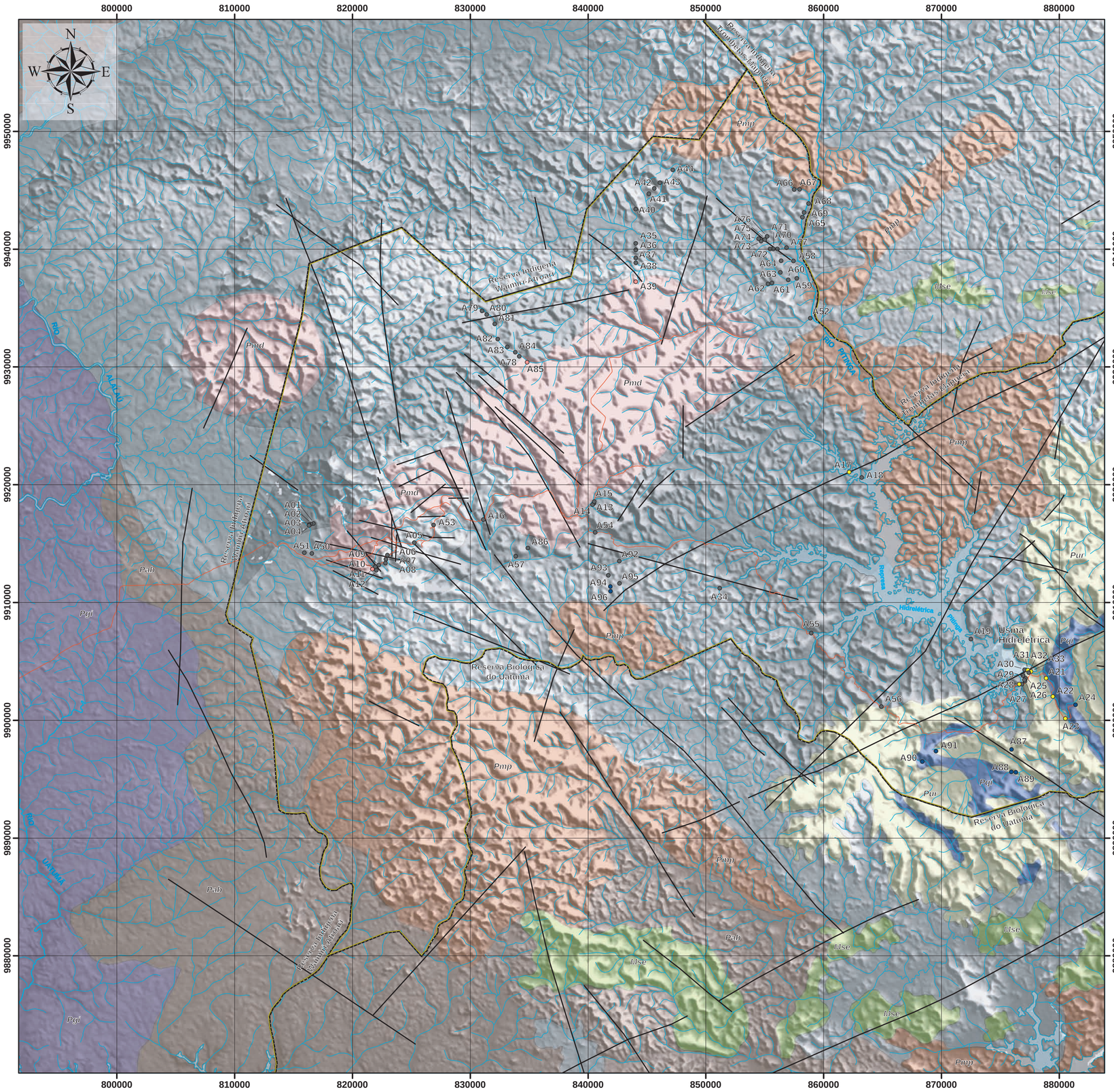
Pontos	Coordenadas Geográficas		Coordenadas UTM (zona 20 S)		Litologia	L. D.	Q. R. T.	Q. M.
	S	W	m E	m N		(n)	(n)	(n)
A67	0° 29' 46"	59° 47' 05"	857959	9945078	Traquito porfirítico, matriz fanerítica fina	1	1	17
A68	0° 30' 28"	59º 46' 19"	858727	9943867	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina			
A69	0° 30' 49"	59º 46' 53"	858339	9943112	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina / Ignimbrito a cristal soldado			
A70	0° 32' 31"	59° 48' 06"	856074	9940016	Traquito porfirítico, matriz fanerítica fina	1	1	
A71	0° 32' 31"	59° 48' 17"	855725	9940006	Ignimbrito a cristal soldado, riolítico	1	1	
A72	0° 32' 31"	59° 48' 26"	855457	9940006	Traquito porfirítico, matriz fanerítica fina / Ignimbrito a cristal soldado			
A73	0° 32' 09"	59° 48' 51"	854684	9940680	Traquito porfirítico, matriz fanerítica fina / Ignimbrito a cristal soldado			
A74	0° 32' 03"	59° 48' 57"	854484	9940880	Traquito porfirítico, matriz fanerítica fina / Ignimbrito a cristal soldado			
A75	0° 32' 05"	59° 48' 40"	855001	9940807	Traquito porfirítico, matriz fanerítica fina	1	1	
A76	0° 31' 56"	59º 48' 34"	855194	9941071	Traquito porfirítico, matriz fanerítica fina	1	1	
A77	0° 32' 27"	59° 47' 41"	856843	9940119	Traquito porfirítico, matriz fanerítica fina	1	1	
A78	0° 37' 27"	59° 59' 54"	834154	9930903	Riolito porfirítico foliado, matriz afanítica	1		
A79	0° 35' 22"	60° 01' 36"	831000	9934760	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina	1	1	
A80	0° 35' 33"	60° 01' 23"	831400	9934430	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina			
A81	0° 35' 58"	60° 01' 01"	832080	9933645	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina	1	2	
A82	0° 36' 40"	60° 00' 52"	832340	9932360	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina	1	1	
A83	0° 37' 02"	60° 00' 26"	833150	9931685	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina			
A84	0° 37' 16"	60° 00' 04"	833830	9931240	Riolito porfirítico, matriz fanerítica fina			
A85	0° 37' 44"	59° 59' 32"	834820	9930384	Anfibólio-biotita sienogranito (Granito Água Boa)			
A86	0° 46' 17"	59° 59' 30"	834891	9914613	Ignimbrito a cristais soldado, riolítico	1	1	
A87	0° 55' 32"	59° 37' 22"	875957	9897519	Diabásio fanerítico fino a médio	2	1	47
A88	0° 56' 34"	59° 37' 23"	875934	9895608	Diabásio fanerítico fino a médio	1	1	127
A89	0° 56' 35"	59° 37' 11"	876324	9895587	Diabásio fanerítico fino a médio	1	1	105
A90	0° 56' 06"	59° 41' 27"	868371	9896481	Diabásio fanerítico fino a médio e arenito arcoseano	1	1	
A91	0° 55' 37"	59° 40' 50"	869533	9897370	Diabásio fanerítico fino a médio	1	1	
A92	0° 46' 53"	59° 55' 19"	842658	9913508	Ignimbrito a cristal soldado, riolítico	1		
A93	0° 47' 32"	59° 55' 49"	841716	9912304	Ignimbrito a cristal soldado, riolítico	1	1	
A94	0° 48' 03"	59° 55' 43"	841895	9911353	Diabásio fanerítico fino e traquito porfirítico, matriz fanerítica fina	2	1	
A95	0° 47' 54"	59° 55' 18"	842666	9911617	Traquito porfirítico, matriz fanerítica fina			
A96	0° 48' 16"	59° 55' 43"	841910	9910953	Diabásio fanerítico fino	1	1	48

Abreviações: L.D. – laminas delgadas; Q.R.T. – análise química de rocha total; Q. M. – análise química de mineral; n – número de amostras ou análises químicas.

ANEXO II

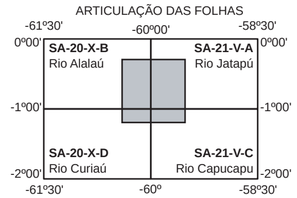
Mapa Geológico e de Pontos

MAPA GEOLÓGICO E DE PONTOS
DISTRITO MINEIRO DE PITINGA



LOCALIZAÇÃO DAS FOLHAS

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS



1:250.000

5 2,5 0 5 10 15 20 km

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
Datum horizontal: SAD 1969 - Meridiano central: 60ºW Gr.
Base planimétrica (drenagens e estradas): IBGE
Base altimétrica SRTM: 90x90m

Base geológica originada de Veiga Jr. *et al.* (1979), Ferron (2006), dos projetos FINEP/DNPM/ADIMB - "Estudos e projetos direcionados a depósitos minerais e distritos mineiros: Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia" e CNPq/CT-MINERAL "Modelos genéticos e prospectivos do Distrito Mineiro de Pitinga - AM" e de mapas internos da Mineração Taboca S.A. - Grupo Paranapanema.

Legenda

- Limites de Reservas
- Estradas
- Lineamentos
- Drenagens
- Corpos d'água

Pontos de Mapeamento

- Formação Quarenta Ilha
- Formação Urupi
- Grupo Iricoumé
- Suite Madeira

Coluna Estratigráfica

PROTEROZÓICO	MESO	Mse		***Formação Seringa (Mse) ~ 1,2 Ga*** Basaltos, diabásios e gabros alcalinos
	PALEO	Pqi		***Formação Quarenta Ilhas (Pqi) ~ 1,78 Ga*** Diabásios, olivina-diabásio toleíticos e rochas félsicas diferenciadas
		Pur	Pmd	***Formação Urupi (Pur)*** Quartzo arenitos, arcóseos, siltitos e piroclásticas intercaladas ***Suíte Madeira (Pmd) ~ 1,82 Ga*** Sienogranitos, feldspato alcalino granitos e leucogranitos
		Pio, Pip, Pid	Pmp	***Supergrupo Uatumã ~ 1,88 Ga*** ***Suíte Mapuera (Pmp):*** Sienogranitos a monzogranitos e leucogranitos ***Grupo Iricoumé:*** ***Formação Ouro Preto (Pio):*** Riolitos, riodacitos e quartzo traquitos ***Formação Paraíso (Pip):*** Tufos e ignimbritos ácidos ***Formação Divisor (Pid):*** Andesitos e latitos porfiríticos
		Pgi	Pab	***Complexo Guianense (Pgi) ~2,1 Ga*** Granitóides foliados, gnaisses e milonitos de protólitos ígneos ***Suíte Intrusiva Água Branca (Pab) ~1,96 Ga*** Monzogranitos, biotita monzogranitos, granodioritos, biotita granodiorito e tonalitos

Mapa publicado como parte integrante da tese de doutoramento "Geologia, litoquímica e química mineral do Grupo Iricoumé e da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga - AM - Brasil (Pierosan, 2009 - PPGGeo/UFRGS - CNPq - CAPES)

ANEXO III

Dados Geoquímicos (litoquímica, microssonda e *laser ablation*)

Tabela 1 - Dados litoquímicos de elementos maiores e tracos do Grupo Iricoumé no Distrito Mineiro de Pitinga (valores de elementos maiores e F expressos em % peso e de elementos traco espressos em ppm, exceto Au).

Código	**A02a**	**A44c**	**A44e**	**A03i**	**A71a**	**A58a**	**A36a**	**A93a**	**A27a**	**A25a**	**A86a**	**A66a**	**A67a**	**A77b**	**A70a**	**A75a**	**A76a**
Rocha	**I**	**I**	**I**	**I**	**I**	**I**	**I**	**I**	**I**	**I**	**I**	**T**	**T**	**T**	**T**	**T**	**T**
SiO_2	68,00	68,20	68,39	68,45	68,89	69,61	69,95	71,18	75,36	76,57	81,42	63,46	64,71	66,42	67,49	67,58	68,15
Al_2O_3	13,78	13,89	14,08	13,44	14,40	14,64	13,35	13,09	13,52	12,81	8,50	14,61	14,56	14,56	14,18	14,31	14,52
$Fe_2O_3^t$	4,23	3,79	3,60	4,14	3,49	3,32	3,68	2,72	3,58	3,41	2,21	6,39	6,17	4,90	3,57	3,57	3,50
MnO	0,08	0,07	0,06	0,07	0,07	0,05	0,08	0,06	0,01	0,04	0,06	0,11	0,11	0,11	0,07	0,10	0,08
MgO	0,62	0,85	0,64	0,58	0,51	0,64	0,55	0,29	0,05	0,09	0,14	1,37	1,38	0,93	0,66	0,74	0,64
CaO	1,65	1,43	2,15	0,98	1,54	0,66	0,99	1,07	0,01	0,02	1,36	3,67	3,44	2,39	1,80	1,41	1,62
Na_2O	3,53	3,66	4,07	3,62	3,86	3,93	3,81	3,33	0,05	0,06	2,21	3,52	3,49	3,97	3,85	4,08	3,93
K_2O	5,66	5,22	4,97	5,85	5,67	5,50	5,14	5,67	4,25	3,91	3,08	4,27	4,13	4,80	5,26	5,18	5,69
TiO_2	0,57	0,54	0,53	0,57	0,54	0,54	0,48	0,38	0,39	0,41	0,32	0,88	0,88	0,72	0,54	0,54	0,54
P_2O_5	0,15	0,11	0,14	0,24	0,14	0,14	0,11	0,08	0,11	0,06	0,12	0,33	0,32	0,23	0,14	0,15	0,14
F												0,11	0,09		0,04	0,04	0,1
PF	0,88	0,97	0,71	0,86	0,80	1,03	0,92	1,22	2,50	2,50	0,69	0,92	1,09	0,89	0,97	1,08	0,66
SOMA	99,07	98,66	99,28	98,73	99,84	100,01	98,98	99,03	99,82	99,84	100,05	99,53	100,26	99,81	98,50	98,68	99,40
Au*									1,8	0,6		< 2	< 2		< 2	< 2	< 2
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	0,1	0,2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Cu	< 10	< 10	10	10	20	20	< 10	10	2	0,9	< 10	20	30	20	10	10	10
Pb	29	24	23	32	24	29	28	24	9,4	31	22	26	21	16	27	17	26
Zn	60	50	40	100	70	70	80	70	5	10	60	110	100	100	80	70	70
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	20	0,2	0,3	< 20	60	60	20	40	30	30
As	7	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	2,1	4	7	4,9	5,2	6	5,9	6,1	5,8
Sb	2	1	0,8	1,9	< 0.2	< 0.2	1,3	< 0.2	0,6	0,8	0,3	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Bi	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	0,1	0,2	< 0.4	0,3	0,1	0,1	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0,6	0,6	< 0.5	1,3	< .1	< .1	0,9	1,8	1,8	< 0.5	2,4	2,3	2,2
Au									0,6	1,8		< 2	< 2	--	< 2	< 2	< 2
Tl	1,1	0,8	0,8	1,1	0,76	0,72	0,8	1,11	< .1	0,1	0,46	0,67	0,69	0,69	0,81	0,74	0,8
Se									< .5	< .5		< 3	< 3	--	< 3	< 3	< 3
Sc					7	6		4			4	12	13	10	7	7	6
Be	3	3	2	3	2	2	3	3	< 1	5	1	2	2	2	2	2	2
Br												< 0.5	< 0.5	--	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cr					< 20	< 20		< 20			< 20	15	< 5	--	< 5	< 5	< 5
Co	5	5	5	6	5	5	3	2	4,4	3	3	14	14	9	5	6	5
Cs	6,1	1,6	1,4	5,7	3,2	3,9	3,8	2,4	2,5	4	15	4	3,3	2,8	1,6	1,5	3,4
Ga	20	20	19	19	21	21	18	21	15,6	18,3	8	22	23	21	20	21	21
Ge					1,6	1,5		1,2			1,3	1,7	1,6	1,5	1,2	1,4	1,5
Hf	10,3	9,9	9,6	10,5	10,1	10	8,6	10,8	10,1	10,3	6,9	7,6	7,8	8,1	9,7	9,5	9,1
Nb	20	17	15	21	15,5	15,6	17	22,7	21,3	22,6	13,1	13,8	13,5	14,6	15,7	15,6	15,3
Rb	220	164	149	208	193	174	177	255	134,9	160	89	171	117	157	174	179	192
In					< 0.1	< 0.1		< 0.1			< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	< 1	< 1	< 1	< 1	4	2	< 1	4			2	2	2	3	3	2	2
Sr	137	178	208	163	249	230	130	95	85	59,1	153	381	380	282	187	168	244
Ta	1,5	1,2	1,2	1,5	1,3	1,29	1,3	1,91	1,5	1,5	1,17	1,05	1,07	1,16	1,34	1,25	1,26
Th	22,2	17,9	17,7	22,4	17,1	16,9	18,5	27,4	25,8	23,1	15,5	13,1	13,2	15,3	17,1	16,2	15,7
U	5	4,3	4,2	5,1	4	4,54	4,4	6,87	3,6	3,3	3,98	3,55	3,38	3,83	5,05	4,3	4,25
V	25	27	26	28	26	23	10	7	28	5	15	81	79	46	30	30	22
W	3	< 1	< 1	2	5,1	1,4	< 1	1,3	3,5	1,6	1,3	1,2	1,6	1,6	2,6	2,3	1,4
Zr	378	392	383	382	419	414	323	407	356,4	340	258	303	303	340	395	411	384
Y	42	41	34	41	42,7	69	39	60,8	40,4	35,1	38	38,4	39,5	38,5	36	46,9	34,4
Ba	1158	1361	1174	1052	1440	1441	1585	858	491,4	584,8	817	1372	1624	1502	1353	1325	1443
La	71	65,8	55,9	77,4	64,1	88,9	58	89	127,8	114	56,6	57,1	59,2	59,7	63	65,4	59,6
Ce	137	118	105	147	119	160	113	160	224,9	184,2	98,9	113	116	117	121	124	113
Pr	14,9	12,9	11,4	16,2	12,7	16,7	12,5	17,4	28,2	20,08	11,6	12,4	12,5	12,3	12,7	13	11,9
Nd	50,7	44,3	39,1	54,7	44,7	62,3	43,4	60,4	103,4	67,4	41,5	45,3	46,7	44,8	44,6	46,2	42,4
Sm	8,6	7,2	6,5	9,3	7,74	10,7	7,8	10,2	15,4	9,7	7,18	7,97	8,24	7,75	7,46	7,78	7,11
Eu	1,57	1,45	1,25	1,66	1,53	2,17	1,72	1,53	2,49	1,5	1,11	1,99	2,04	1,65	1,57	1,63	1,56
Gd	7,2	6,7	5,6	7,6	6,4	9,8	6,8	9,48	10,83	6,54	6,29	7,52	7,74	6,02	6,76	7,5	6,44
Tb	1,3	1,1	0,9	1,3	1,12	1,71	1,2	1,61	1,85	1,2	1,04	1,18	1,22	1,05	1,07	1,19	1,01
Dy	7,1	6	5	7,1	6,76	10,3	6,4	9,57	9	6,33	6	6,54	6,84	6,33	6	6,92	5,67
Ho	1,4	1,2	1	1,4	1,32	2,09	1,3	1,92	1,71	1,22	1,18	1,31	1,36	1,23	1,19	1,4	1,13
Er	4,5	3,9	3,3	4,5	4,15	6,33	3,9	6,02	4,18	3,67	3,66	4	4,12	3,72	3,7	4,48	3,53
Tm	0,71	0,6	0,51	0,71	0,649	0,943	0,6	0,945	0,67	0,56	0,573	0,613	0,625	0,572	0,577	0,698	0,555
Yb	4,6	3,8	3,3	4,6	4,18	5,94	3,9	6,16	3,76	4,08	3,73	3,93	4,09	3,72	3,84	4,49	3,64
Lu	0,65	0,53	0,47	0,64	0,636	0,904	0,57	0,939	0,67	0,63	0,563	0,587	0,601	0,565	0,589	0,69	0,559

Abreviacoes: I - ignimbrito; T - traquito; R - riolito; PF - perda ao fogo

* - valores de Au em ppb

Tabela 1 – *continuação*.

Código	A81a	A81b	A53a	A05u	A07a	A94b	A79a	A61a	A50a	A18a	A40b	A42a	A19a	A51a	A62a	A59a
Rocha	**T**	**T**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**	**R**
SiO_2	68,39	68,40	69,12	70,30	71,14	71,36	71,62	72,03	72,07	74,41	74,75	75,41	75,60	75,61	76,20	77,20
Al_2O_3	14,12	13,92	13,90	13,56	13,37	13,31	12,98	12,21	13,52	11,88	11,83	11,38	12,85	12,25	11,67	11,52
$Fe_2O_3^t$	3,92	3,62	4,33	3,58	3,28	2,91	3,07	3,54	2,78	2,61	2,70	2,80	1,99	1,18	2,38	1,27
MnO	0,09	0,04	0,07	0,06	0,08	0,06	0,06	0,09	0,11	0,05	0,05	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,65	0,75	0,53	0,36	0,43	0,33	0,23	0,07	0,26	0,25	0,03	0,05	0,08	0,13	0,05	0,07
CaO	1,54	1,33	1,57	0,92	1,11	0,69	0,67	0,91	1,01	0,63	0,55	0,53	0,71	1,03	0,24	0,65
Na_2O	3,78	3,65	3,22	2,34	3,79	3,48	3,32	3,91	3,10	2,50	3,30	2,21	3,28	2,23	3,46	2,23
K_2O	5,60	5,89	5,92	6,44	5,01	5,60	5,69	4,92	6,07	6,14	5,52	6,31	6,02	6,86	4,91	6,56
TiO_2	0,53	0,50	0,59	0,44	0,44	0,40	0,39	0,33	0,34	0,35	0,24	0,24	0,26	0,20	0,20	0,16
P_2O_5	0,14	0,14	0,17	0,11	0,10	0,09	0,09	0,04	0,07	0,06	0,02	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03
F							0,03	0,02							<0.01	
PF	0,80	0,79	0,83	0,89	0,82	0,88	0,80	0,63	0,73	0,96	0,59	0,66	< 0.01	0,81	0,47	0,47
SOMA	99,47	98,99	100,18	98,94	99,49	99,05	98,89	98,61	99,95	99,79	99,53	99,61	100,83	100,34	99,61	100,16
Au*							< 2	< 2							< 2	
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	3	2	< 2	< 2	< 2	< 2
Cu	10	< 10	< 10	< 10	< 10	10	< 10	10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	10	< 10	< 10
Pb	26	23	30	35	24	37	24	33	37	27	29	165	46	31	32	22
Zn	50	50	60	80	60	80	70	100	70	70	80	110	30	30	60	< 30
Ni	20	20	20	< 20	< 20	20	20	20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
As	< 5	9	12	< 5	< 5	--	11,1	5,1	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	5,4	< 5
Sb	< 0.2	0,7	1,3	1,3	1,2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	1,2	0,9	2	1,1	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Bi	0,1	0,2	0,3	< 0.4	< 0.4	0,3	< 0.1	0,2	0,2	< 0.4	< 0.4	1,9	< 0.4	< 0.1	0,2	0,3
Ag	0,7	1,2	1	< 0.5	< 0.5	3,5	2,6	2	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0,6	< 0.5	< 0.5	2,6	< 0.5
Au	--	--	--			--	< 2	< 2	--					--	< 2	--
Tl	0,95	0,89	1,01	1,3	0,8	0,83	0,91	0,72	1,01	1,3	1	1,4	1,4	1,48	0,85	1,42
Se	--	--	--			--	< 3	< 3	--					--	< 3	--
Sc	7	7	8			5	5	4	2					2	2	2
Be	3	2	2	3	3	2	2	2	3	3	3	4	5	2	2	2
Br	--	--	--			--	< 0.5	< 0.5	--					--	< 0.5	--
Cr	--	--	--			--	< 5	< 5	--					--	< 5	--
Co	6	5	5	3	3	3	2	< 1	2	2	< 1	< 1	2	1	< 1	< 1
Cs	6,4	7,4	7,4	21	4,1	1,2	5,3	2,4	4,9	2,7	1,8	2,4	6,2	5,3	5,1	2
Ga	21	22	25	26	23	23	20	23	22	19	21	17	18	16	19	14
Ge	1,6	1,7	1,9			1,2	1,4	1,4	1,2					1	1,3	1,4
Hf	10,2	10,3	11,1	10,7	10,9	11,7	11	9	10,6	10,2	10,6	10,1	7,7	6	10,2	6
Nb	18,9	19,1	19,7	20	21	23,6	19,9	16,8	20,8	22	20	20	23	15,7	17,7	16,2
Rb	212	222	220	286	190	221	223	180	232	280	227	237	264	354	206	253
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1			< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1					< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	3	3	3	< 1	< 1	4	3	3	3	< 1	< 1	< 1	1	2	2	3
Sr	163	140	164	108	106	105	99	28	118	61	16	27	100	73	32	87
Ta	1,56	1,58	1,6	1,4	1,4	1,96	1,61	1,41	1,72	1,7	1,6	1,5	1,9	1,64	1,66	1,58
Th	22,2	22,5	21,3	20,4	21,1	27,1	19,9	16,8	22	27,4	23,3	22	34,4	28,9	20,7	24,2
U	7,92	5,51	6,36	4,6	4,8	7,29	4,96	3,59	5,95	5,1	5,4	6,7	7,4	7,69	4,56	8,37
V	27	29	32	18	13	16	9	< 5	< 5	11	< 5	< 5	12	< 5	< 5	< 5
W	2	1,8	2,5	2	< 1	1,9	3,4	2,2	3,9	< 1	1	< 1	1	1,4	2,6	1,3
Zr	422	413	442	417	413	428	431	342	409	365	390	379	256	196	395	197
Y	65	71,2	54,8	43	49	60	48	55,1	54,3	57	49	52	73	38,4	49	42,1
Ba	1095	1131	1249	918	942	892	1039	405	1018	675	220	272	545	669	163	269
La	91,3	95,2	78,5	70,9	78,5	90,8	74,9	92	77,9	82,1	71	73	116	72,1	72	68,1
Ce	161	163	151	138	147	171	146	152	153	155	136	136	176	138	152	128
Pr	16,9	18,7	16,3	15,6	16,5	18,4	15,9	20,4	16,4	16,8	15,2	15,6	21,7	13,9	16,1	13,3
Nd	60,6	67,1	58,3	53,7	56,6	65,2	56,9	76,5	57,7	55,9	53,4	55,2	71,1	45,7	57,7	44,8
Sm	10,3	11,5	10,1	8,9	9,8	10,7	9,95	13,5	10	9,2	9,4	9,9	11,6	7,32	10,2	7,39
Eu	1,83	2,01	1,94	1,37	1,53	1,48	1,66	1,53	1,45	1,16	0,54	0,62	1,23	0,894	0,53	0,415
Gd	9,26	10,5	8,91	7,5	8,2	9,91	9,15	12,5	8,18	8,1	8,6	9,4	10,5	5,72	9,3	5,86
Tb	1,54	1,76	1,5	1,3	1,4	1,65	1,48	1,93	1,5	1,4	1,5	1,6	1,8	0,99	1,49	1,07
Dy	9,02	10,6	8,97	7,1	7,9	9,56	8,34	10,7	9,1	8,2	8,1	8,7	9,8	6,05	8,53	6,62
Ho	1,81	2,12	1,77	1,4	1,6	1,87	1,66	2,01	1,78	1,7	1,6	1,7	2	1,22	1,71	1,36
Er	5,58	6,51	5,43	4,6	5,1	5,89	5,05	5,98	5,54	5,7	5,2	5,4	6,2	3,88	5,38	4,32
Tm	0,831	0,981	0,847	0,74	0,79	0,92	0,776	0,908	0,879	0,93	0,84	0,82	0,95	0,635	0,847	0,707
Yb	5,36	6,12	5,59	4,8	5	6,07	5,1	5,83	5,69	5,6	5,4	5,1	5,8	4,22	5,56	4,63
Lu	0,821	0,919	0,844	0,67	0,71	0,925	0,776	0,871	0,856	0,79	0,74	0,74	0,77	0,633	0,863	0,704

Abreviacoes: I - ignimbrito; T - traquito; R - riolito; PF - perda ao fogo

* - valores de Au em ppb

Tabela 2 - Dados litoquímicos de elementos maiores e tracos do Grupo Iricoumé no Distrito Mineiro de Pitinga (valores de elementos maiores e F expressos em % peso e de elementos traco espressos em ppm, exceto Au, Pt e Pd).

Código	**A89a**	**A91a**	**A87b**	**A88a**	**A90a**	**A94a**	**A96a**
Rocha	**B**	**B**	**B**	**B**	**B**	**B**	**B**
SiO_2	44,49	45,20	46,54	47,24	47,56	49,68	49,84
Al_2O_3	11,54	15,52	15,96	12,16	12,24	13,52	13,88
$Fe_2O_3^t$	20,23	18,40	16,48	17,31	18,57	16,13	15,81
MnO	0,25	0,26	0,27	0,26	0,29	0,22	0,21
MgO	6,55	6,81	6,16	6,11	4,98	5,28	5,04
CaO	11,17	6,77	6,96	10,80	8,78	8,06	8,04
Na_2O	2,24	3,16	2,95	2,63	3,12	2,61	2,82
K_2O	0,54	1,34	2,16	0,66	1,03	1,74	1,60
TiO_2	2,74	2,23	2,13	2,51	2,91	2,38	2,39
P_2O_5	0,24	0,31	0,39	0,32	0,53	0,38	0,37
SOMA*	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
PF	1,14	3,12	1,54	1,52	1,73	1,86	2,06
Au	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Pt	< 0.1	0,3	< 0.1	< 0.1	< 0.1	--	2,3
Pd	< 0.1	1,1	0,2	< 0.1	< 0.1	--	1,4
Br	--	--	--	--	--	< 0.5	--
Cr	< 20	90	110	< 20	< 20	90	100
Ir	--	--	--	--	--	< 5	--
Sc	72	29	30	66	52	35	33
Se	--	--	--	--	--	< 3	--
Sb	--	--	--	--	--	0,7	--
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Cu	120	100	60	50	60	170	190
Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	6	8	9
Zn	210	180	180	190	230	200	240
Ni	190	220	210	160	170	180	160
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	8
Sb	3,7	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Bi	0,1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0,1	0,1
Ag	< 0.5	0,6	0,8	0,8	1	1,4	1,8
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Au	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 2	< 1
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	9,6	5
Tl	0,07	0,25	0,48	0,1	0,23	0,84	0,43
Be	2	1	1	2	2	2	2
Co	60	60	56	48	44	45	50
Cs	0,9	1,6	2,7	1,3	2,6	6,4	3
Ga	24	24	25	23	25	23	26
Ge	1,9	1,2	1,5	1,8	1,9	1,6	1,7
Hf	2,6	2,6	3,2	3,1	4,5	6,3	6,5
Nb	2,4	3,1	3,9	3,1	4,9	12,9	13,5
Rb	14	40	101	17	31	162	95
Sn	1	1	1	2	2	2	2
Sr	276	436	433	307	384	156	166
Ta	0,16	0,2	0,26	0,2	0,37	0,97	0,93
Th	1,08	1,31	1,66	1,45	2,31	4,25	4,27
U	0,31	0,37	0,45	0,41	0,63	1,12	1,13
V	716	448	374	507	471	358	353
W	1,5	0,8	0,6	1,3	1,9	5,6	0,9
Zr	76	86	106	104	152	240	229
Y	32,2	29,7	35,1	36,8	50,5	53,1	53,3
Ba	293	739	2076	416	685	363	360
La	11,9	14,7	17,6	15,2	23,3	29,8	29,4
Ce	28,3	33,8	40,8	35,9	53,8	65,7	64,7
Pr	3,84	4,41	5,28	4,8	7,12	8,1	8,04
Nd	18,5	20,3	24,2	22,7	32,9	35	35,1
Sm	4,95	4,92	5,89	5,89	8,34	8,28	8,09
Eu	1,92	1,93	2,49	2,28	3,05	2,56	2,49
Gd	5,28	5,11	6,11	6,32	8,63	8,83	8,59
Tb	0,96	0,89	1,05	1,14	1,53	1,59	1,53
Dy	5,89	5,41	6,3	6,91	9,31	9,61	9,35
Ho	1,15	1,06	1,25	1,35	1,82	1,89	1,8
Er	3,28	3,08	3,55	3,86	5,2	5,52	5,34
Tm	0,478	0,445	0,519	0,568	0,762	0,825	0,783
Yb	3,01	2,88	3,34	3,62	4,81	5,26	4,93
Lu	0,447	0,43	0,493	0,527	0,723	0,774	0,758

Abreviacoes: B - basalto; PF - perda ao fogo
* - valores de elementos maiores recalculados para 100%
** - valores de Au em ppb

Tabela 3 - Dados de química mineral do Grupo Iricoumé no Distrito Mineiro de Pitinga (valores expressos em % peso).

ANFIBÓLIOS													
Elemento	**SiO_2**	**Al_2O_3**	**FeO^t**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**TiO_2**	**Cr_2O_3**	**F**	**Cl**	**soma**
Amostra													
A10a-amp-01	43,16	6,84	25,21	1,12	6,05	10,88	1,68	1,04	0,19	0,03	1,00	0,01	97,19
A10a-amp-02	42,91	7,23	25,29	1,16	5,88	11,08	1,55	1,15	0,29	0,04	0,73	0,02	97,34
A10a-amp-03	41,27	7,89	25,85	1,11	5,32	10,90	1,76	1,27	0,24	0,00	0,71	0,02	96,34
A10a-amp-04	42,67	7,21	25,24	1,17	5,74	10,85	1,93	1,09	0,33	0,00	0,86	0,02	97,10
A10a-amp-05	44,04	6,19	24,66	1,13	6,38	11,03	1,42	0,96	0,31	0,06	0,71	0,01	96,91
A10a-amp-06	43,49	6,71	24,96	1,16	6,03	10,77	1,54	1,11	0,31	0,09	0,81	0,01	96,99
A10a-amp-07	50,36	1,78	23,62	1,31	7,54	11,65	0,38	0,27	0,08	0,00	0,28	0,00	97,26
A10a-amp-08	45,74	5,76	24,59	1,20	6,46	10,97	1,39	0,95	0,32	0,06	0,69	0,01	98,14
A10a-amp-09	42,15	7,76	25,88	1,13	5,23	10,87	1,86	1,23	0,36	0,03	0,69	0,02	97,22
A10a-amp-10	57,64	13,55	14,52	0,69	3,54	6,96	5,89	0,59	0,16	0,00	0,10	0,01	103,64
A10a-amp-11	99,55	0,01	0,57	0,04	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	100,29
A10a-amp-12	40,26	8,78	25,72	1,04	5,71	10,73	1,99	1,35	0,01	0,03	0,92	0,02	96,56
A10a-amp-13	42,04	8,51	25,06	1,17	6,16	10,66	2,17	1,13	0,01	0,05	1,10	0,00	98,06
A10a-amp-14	43,65	6,87	24,84	1,10	6,52	10,62	1,80	1,08	0,06	0,02	0,86	0,01	97,41
A10a-amp-15	42,65	7,08	24,96	1,18	5,95	10,92	1,69	1,16	0,21	0,01	0,87	0,02	96,69
A10a-amp-16	43,14	7,11	25,63	1,22	5,68	10,94	1,53	1,16	0,37	0,04	0,57	0,01	97,41
A10a-amp-17	43,11	5,54	23,78	1,34	5,44	13,42	1,27	0,88	0,27	0,04	0,34	0,01	95,42
A10a-amp-18	43,78	5,67	26,60	1,27	5,22	11,01	1,08	0,93	0,19	0,03	0,32	0,02	96,12
A10a-amp-19	40,82	6,91	25,19	1,29	5,42	10,73	1,53	1,12	0,30	0,02	0,50	0,02	93,85
A10a-amp-20	40,46	7,42	24,75	1,17	5,72	10,87	1,69	1,23	0,36	0,00	0,64	0,02	94,35
A10a-amp-21	41,24	6,90	25,48	1,33	5,07	10,62	1,59	1,09	0,33	0,05	0,56	0,01	94,29
A10a-amp-22	42,06	7,16	25,97	1,44	5,16	10,74	1,59	1,14	0,32	0,02	0,53	0,01	96,15
A10a-amp-23	41,26	7,76	26,57	1,48	4,65	10,77	1,72	1,28	0,34	0,00	0,46	0,02	96,31
A10a-amp-24	42,05	7,41	25,72	1,44	5,32	10,81	1,83	1,17	0,25	0,05	0,79	0,01	96,84
A10a-amp-25	44,22	7,71	24,96	1,39	5,10	10,60	1,92	1,10	0,30	0,03	0,44	0,03	97,79
A67a-amp-1	52,20	2,41	14,77	0,85	14,49	12,34	0,38	0,17	0,16	0,01	0,08	0,01	97,87
A67a-amp-2	53,11	2,54	14,76	0,72	14,50	12,21	0,43	0,13	0,13	0,08	0,10	0,02	98,73
A67a-amp-3	53,83	2,18	13,19	0,78	15,54	12,47	0,46	0,11	0,12	0,00	0,15	0,00	98,83
A67a-amp-4	53,69	2,17	12,87	0,80	15,61	12,30	0,44	0,15	0,13	0,03	0,00	0,01	98,20
A67a-amp-5	51,93	2,71	14,26	0,76	14,56	12,41	0,48	0,19	0,24	0,01	0,07	0,03	97,65
A67a-amp-6	53,81	1,45	13,88	0,70	15,40	12,45	0,29	0,10	0,08	0,00	0,06	0,04	98,26
A67a-amp-7	51,78	3,07	14,13	0,72	14,69	12,39	0,57	0,26	0,32	0,02	0,04	0,03	98,02
A67a-amp-8	53,41	1,60	13,76	0,79	15,35	12,52	0,27	0,10	0,07	0,00	0,09	0,03	97,99
A67a-amp-9	53,56	1,69	14,41	0,79	14,96	12,30	0,39	0,10	0,11	0,00	0,04	0,01	98,36
A67a-amp-10	52,52	2,12	13,95	0,71	14,96	12,33	0,39	0,15	0,10	0,02	0,01	0,04	97,30
A67a-amp-11	52,05	2,54	13,72	0,75	14,93	12,31	0,47	0,17	0,14	0,00	0,02	0,03	97,13
A67a-amp-12	49,22	5,39	15,66	0,75	13,20	12,05	0,88	0,44	0,32	0,00	0,07	0,08	98,06
A67a-amp-13	53,41	2,01	13,66	0,75	15,24	12,47	0,34	0,10	0,13	0,00	0,04	0,01	98,16
A67a-amp-14	52,90	2,33	13,31	0,74	15,63	12,42	0,38	0,16	0,19	0,01	0,15	0,01	98,23
A67a-amp-15	53,34	1,99	12,33	0,69	16,16	12,57	0,34	0,15	0,26	0,00	0,04	0,01	97,88
A67a-amp-16	54,05	2,32	13,08	0,68	15,69	12,43	0,41	0,10	0,22	0,01	0,08	0,02	99,09
A67a-amp-17	50,69	4,40	14,90	0,80	14,03	12,24	0,73	0,35	0,36	0,00	0,07	0,04	98,61

Tabela 4 - Dados de química mineral da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga (valores expressos em % peso).

PLAGIOCLÁSIO											
Elemento	**SiO_2**	**Al_2O_3**	**FeO^t**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**TiO_2**	**P_2O_5**	**soma**
Amostra											
A24a-pl-01	59,04	24,79	0,65	0,02	0,03	8,14	6,96	0,61	0,06	0,01	100,31
A24a-pl-02	60,81	24,13	0,59	0,01	0,02	6,85	7,70	0,68	0,07	0,01	100,87
A24a-pl-03	60,36	24,53	0,50	0,00	0,01	7,23	7,41	0,68	0,06	0,02	100,80
A24a-pl-04	55,41	27,48	1,02	0,01	0,07	11,56	5,06	0,33	0,07	0,01	101,02
A24a-pl-05	59,58	25,04	0,63	0,02	0,02	8,25	6,93	0,61	0,06	0,01	101,15
A24a-pl-06	57,83	26,14	0,62	0,00	0,06	9,53	6,29	0,42	0,06	0,01	100,96
A24a-pl-07	57,74	26,15	0,75	0,01	0,06	9,84	6,24	0,42	0,09	0,02	101,32
A88a-pl-01	54,09	27,97	0,81	0,00	0,08	12,31	4,76	0,28	0,07	0,02	100,39
A88a-pl-02	55,55	27,00	0,80	0,00	0,11	11,07	5,46	0,27	0,07	0,01	100,34
A88a-pl-03	54,47	28,28	0,63	0,01	0,04	11,92	4,89	0,30	0,09	0,01	100,64
A88a-pl-04	61,48	23,94	0,43	0,01	0,03	6,53	7,62	0,68	0,03	0,02	100,77
A88a-pl-05	55,03	27,58	0,78	0,02	0,10	11,72	5,00	0,30	0,08	0,02	100,63
A88a-pl-06	57,64	25,86	0,73	0,03	0,04	9,54	6,12	0,47	0,07	0,01	100,51
A88a-pl-07	54,86	27,35	0,86	0,01	0,10	11,89	4,99	0,27	0,07	0,01	100,41
A88a-pl-08	55,52	27,31	0,90	0,02	0,08	11,46	5,09	0,32	0,08	0,00	100,78
A88a-pl-09	55,07	27,45	0,85	0,02	0,10	11,84	5,08	0,29	0,08	0,01	100,79
A88a-pl-10	54,08	28,12	0,73	0,00	0,03	12,47	4,69	0,31	0,09	0,01	100,53
A88a-pl-11	58,99	24,93	0,59	0,05	0,02	8,28	6,96	0,56	0,05	0,02	100,45
A88a-pl-12	62,67	22,61	0,39	0,01	0,03	5,01	8,48	1,01	0,04	0,01	100,26
A88a-pl-13	55,49	27,37	0,88	0,00	0,08	11,43	5,14	0,30	0,08	0,00	100,77
A88a-pl-14	57,07	26,25	0,64	0,03	0,05	9,92	5,84	0,45	0,05	0,01	100,31
A88a-pl-15	55,69	27,47	0,76	0,01	0,06	11,18	5,36	0,30	0,10	0,01	100,94
A88a-pl-16	57,01	26,57	0,72	0,02	0,07	10,17	5,94	0,44	0,07	0,02	101,03
A88a-pl-17	55,23	27,51	0,94	0,04	0,09	11,63	5,11	0,30	0,09	0,00	100,94
A88a-pl-18	54,81	27,78	0,71	0,01	0,05	11,91	5,03	0,29	0,07	0,00	100,66
A88a-pl-19	58,46	25,88	0,61	0,01	0,05	9,12	6,35	0,53	0,06	0,02	101,09
A88a-pl-20	57,98	26,00	0,61	0,03	0,05	9,33	6,31	0,54	0,04	0,04	100,93
A96a-pl-1	55,39	27,85	0,82	0,01	0,12	11,74	4,51	0,75	0,03	0,08	101,30
A96a-pl-2	55,44	27,79	0,81	0,00	0,10	11,91	4,86	0,39	0,04	0,07	101,41
A96a-pl-3	55,51	27,63	0,75	0,04	0,11	11,86	5,01	0,46	0,03	0,07	101,47
A96a-pl-4	56,13	27,18	0,80	0,02	0,11	11,08	5,03	0,66	0,04	0,09	101,14
A96a-pl-5	61,18	24,93	0,40	0,03	0,02	7,55	7,51	0,08	0,01	0,07	101,78
A96a-pl-6	58,50	26,48	0,80	0,00	0,08	9,85	6,06	0,42	0,04	0,06	102,29
A96a-pl-7	56,89	26,74	0,78	0,00	0,10	10,24	5,35	0,85	0,03	0,05	101,03
A96a-pl-8	54,83	27,87	0,92	0,00	0,10	12,38	4,53	0,38	0,04	0,09	101,14
A96a-pl-9	57,87	28,82	1,52	0,05	0,28	4,02	4,08	5,26	0,03	0,01	101,94
A96a-pl-10	55,31	27,54	0,83	0,04	0,12	11,69	5,01	0,47	0,02	0,07	101,10
A96a-pl-11	54,72	28,07	0,76	0,01	0,09	12,22	4,54	0,43	0,04	0,05	100,93
A96a-pl-12	60,13	24,74	0,67	0,00	0,08	7,85	7,17	0,35	0,01	0,06	101,06
A96a-pl-13	53,43	29,11	0,59	0,00	0,11	13,40	4,03	0,30	0,03	0,08	101,08
A96a-pl-14	55,71	28,12	1,22	0,01	0,33	8,69	4,20	2,51	0,04	0,06	100,89
A96a-pl-15	55,09	27,89	4,45	0,01	1,52	0,82	1,05	9,70	0,02	0,00	100,55
A96a-pl-16	54,00	28,34	5,51	0,06	1,55	0,24	0,42	10,33	0,04	0,00	100,49
A96a-pl-17	57,98	26,12	1,10	0,00	0,21	9,96	5,65	0,58	0,01	0,05	101,66
A24a-pl-11	56,60	26,51	0,80	0,03	0,07	10,21	5,67	0,35	0,02	0,09	100,36
A24a-pl-12	56,99	26,67	0,49	0,04	0,07	9,75	6,07	0,24	0,02	0,09	100,43
A24a-pl-13	56,90	26,58	0,72	0,00	0,05	10,08	5,86	0,35	0,02	0,07	100,64
A24a-pl-14	56,75	26,46	0,71	0,00	0,10	10,00	5,82	0,36	0,03	0,08	100,31
A24a-pl-15	57,18	26,40	0,66	0,01	0,09	9,84	5,92	0,38	0,03	0,08	100,60
A24a-pl-16	57,10	26,57	0,65	0,01	0,09	9,81	5,98	0,40	0,03	0,09	100,72
A24a-pl-17	57,37	26,33	0,66	0,01	0,07	9,73	6,10	0,42	0,03	0,09	100,81
A24a-pl-18	57,43	26,29	0,56	0,00	0,06	9,63	6,05	0,45	0,03	0,06	100,56
A24a-pl-19	57,51	26,14	0,62	0,03	0,05	9,47	6,15	0,39	0,03	0,10	100,48
A24a-pl-20	57,74	26,03	0,56	0,00	0,05	8,94	6,30	0,44	0,03	0,09	100,18

Tabela 4 - continuação.

PLAGIOCLÁSIO											
Elemento	**SiO_2**	**Al_2O_3**	**FeO^t**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**TiO_2**	**P_2O_5**	**soma**
Amostra											
A24a-pl-21	58,62	25,51	0,70	0,00	0,20	8,49	6,60	0,61	0,03	0,07	100,84
A24a-pl-22	58,11	25,57	0,58	0,02	0,03	8,48	6,69	0,49	0,02	0,07	100,07
A24a-pl-23	58,94	25,37	0,56	0,00	0,04	8,29	6,75	0,52	0,03	0,09	100,58
A24a-pl-24	59,11	25,29	0,51	0,03	0,06	8,19	6,71	0,58	0,01	0,08	100,57
A24a-pl-25	59,48	24,88	0,49	0,00	0,03	7,73	7,12	0,57	0,02	0,04	100,35
A24a-pl-26	60,09	24,50	0,53	0,02	0,01	7,17	7,34	0,63	0,00	0,08	100,38
A24a-pl-27	60,57	23,95	0,44	0,03	0,00	6,63	7,73	0,53	0,01	0,08	99,96
A24a-pl-28	61,99	21,72	0,28	0,00	0,01	3,93	8,96	1,73	0,00	0,05	98,68
A24a-pl-29	62,71	22,75	0,43	0,02	0,00	5,15	8,33	0,73	0,00	0,05	100,18
A24a-pl-30	64,90	21,99	0,33	0,00	0,01	3,21	10,72	0,25	0,00	0,03	101,42
A88a-pl-21	65,18	22,86	0,44	0,02	0,02	4,48	7,36	1,02	0,00	0,04	101,42
A88a-pl-22	62,63	22,88	0,42	0,02	0,01	4,88	8,04	1,05	0,00	0,04	99,97
A88a-pl-23	60,99	23,72	0,45	0,00	0,03	6,35	7,60	0,78	0,01	0,07	99,99
A88a-pl-24	60,38	24,15	0,49	0,01	0,03	6,92	7,32	0,85	0,01	0,07	100,22
A88a-pl-25	59,91	24,59	0,54	0,01	0,04	7,32	7,06	0,74	0,00	0,08	100,30
A88a-pl-26	59,07	25,15	0,54	0,00	0,05	7,86	6,74	0,67	0,03	0,06	100,18
A88a-pl-27	58,59	25,17	0,62	0,01	0,04	8,28	6,65	0,59	0,02	0,08	100,05
A88a-pl-28	57,97	25,64	0,55	0,01	0,03	8,81	6,32	0,55	0,03	0,10	100,01
A88a-pl-29	57,32	26,12	0,62	0,01	0,06	9,24	6,13	0,51	0,03	0,09	100,13
A88a-pl-30	56,85	26,32	0,66	0,00	0,06	9,65	5,97	0,44	0,02	0,11	100,08
A88a-pl-31	56,02	26,83	0,68	0,01	0,06	10,20	5,67	0,38	0,02	0,12	99,98
A88a-pl-32	55,09	27,54	0,69	0,00	0,06	11,10	5,26	0,31	0,03	0,11	100,19
A88a-pl-34	55,27	27,28	0,81	0,02	0,07	10,99	5,28	0,28	0,05	0,09	100,13
A88a-pl-35	54,91	27,27	0,77	0,02	0,06	11,08	5,10	0,30	0,04	0,12	99,67
A88a-pl-36	54,89	27,29	0,85	0,00	0,14	11,06	5,21	0,32	0,04	0,09	99,90
A88a-pl-37	55,03	27,25	0,79	0,01	0,07	10,99	5,16	0,30	0,03	0,10	99,71
A88a-pl-38	54,70	27,50	0,84	0,00	0,07	11,33	4,92	0,29	0,04	0,12	99,81
A88a-pl-39	54,68	27,52	0,76	0,01	0,06	11,43	5,02	0,28	0,05	0,09	99,90
A88a-pl-40	54,70	27,61	0,76	0,01	0,07	11,30	5,02	0,28	0,03	0,09	99,88
A88a-pl-41	54,92	27,61	0,70	0,02	0,08	11,41	5,14	0,27	0,03	0,11	100,28
A88a-pl-42	54,45	27,66	0,82	0,01	0,07	11,34	4,98	0,24	0,02	0,12	99,72
A88a-pl-43	54,56	27,43	0,79	0,01	0,08	11,42	5,02	0,27	0,03	0,11	99,71
A88a-pl-44	54,50	27,36	0,92	0,02	0,47	11,01	5,05	0,44	0,00	0,11	99,88
A88a-pl-45	53,82	26,37	4,23	0,02	0,70	9,13	5,33	0,26	0,02	0,10	99,98
A88a-pl-46	55,35	27,22	0,59	0,00	0,07	10,71	5,31	0,22	0,02	0,09	99,59
A88a-pl-47	54,62	27,53	0,81	0,02	0,10	11,31	5,08	0,28	0,02	0,09	99,86
A88a-pl-48	55,14	27,17	0,85	0,04	0,08	11,06	5,15	0,29	0,04	0,08	99,90
A88a-pl-49	55,15	27,17	0,86	0,04	0,10	10,95	5,29	0,31	0,03	0,09	99,98
A88a-pl-50	54,85	27,33	0,90	0,00	0,08	11,00	5,21	0,31	0,05	0,09	99,81
A88a-pl-51	55,07	27,35	0,83	0,00	0,07	11,06	5,24	0,37	0,02	0,11	100,12
A88a-pl-52	54,46	27,29	0,97	0,02	0,16	11,03	4,95	0,34	0,03	0,11	99,37
A88a-pl-53	57,35	26,00	0,65	0,01	0,05	9,49	6,08	0,49	0,03	0,09	100,24
A88a-pl-54	58,22	25,30	0,64	0,00	0,05	8,28	6,53	0,57	0,02	0,09	99,68
A88a-pl-55	62,75	23,97	0,30	0,00	0,01	5,45	8,03	0,68	0,01	0,05	101,25
A88a-pl-57	55,68	27,11	0,68	0,00	0,03	10,61	5,35	0,41	0,03	0,08	99,98
A88a-pl-58	59,49	24,64	0,49	0,00	0,02	7,61	6,94	0,69	0,01	0,07	99,96
A88a-pl-59	60,50	24,21	0,56	0,01	0,02	6,82	7,38	0,80	0,01	0,07	100,38
A88a-pl-60	61,37	23,50	0,58	0,00	0,01	5,90	7,83	0,92	0,00	0,08	100,19
A89b-pl-1	55,25	27,94	0,70	0,03	0,03	11,84	4,97	0,31	0,04	0,08	101,19
A89b-pl-2	54,93	28,01	0,81	0,03	0,05	12,00	4,79	0,29	0,02	0,06	100,99
A89b-pl-3	54,56	27,55	1,09	0,05	0,08	11,73	4,83	0,28	0,01	0,08	100,26
A89b-pl-4	54,83	27,87	0,82	0,00	0,06	12,02	4,86	0,24	0,03	0,09	100,82
A89b-pl-5	54,92	27,92	0,80	0,00	0,06	12,21	4,88	0,24	0,04	0,10	101,17
A89b-pl-6	55,44	27,86	0,66	0,00	0,07	11,49	5,21	0,24	0,02	0,10	101,09

Tabela 4 - continuação.

PLAGIOCLÁSIO											
Elemento	**SiO_2**	**Al_2O_3**	**FeO^t**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**TiO_2**	**P_2O_5**	**soma**
Amostra											
A89b-pl-7	55,00	27,98	0,81	0,00	0,07	12,18	4,69	0,23	0,02	0,09	101,07
A89b-pl-8	54,87	28,04	0,79	0,05	0,06	12,08	4,77	0,25	0,05	0,07	101,03
A89b-pl-9	54,71	27,79	0,88	0,00	0,10	12,08	4,72	0,24	0,02	0,08	100,62
A89b-pl-10	54,77	27,75	0,94	0,00	0,09	12,24	4,67	0,23	0,04	0,08	100,81
A89b-pl-11	55,13	27,63	0,92	0,01	0,09	11,92	4,98	0,27	0,02	0,05	101,02
A89b-pl-12	55,07	27,61	0,88	0,04	0,08	11,80	5,02	0,26	0,03	0,08	100,87
A89b-pl-13	55,01	27,76	0,93	0,00	0,08	11,81	4,93	0,26	0,03	0,07	100,88
A89b-pl-14	55,80	27,48	0,97	0,00	0,08	11,35	5,16	0,27	0,02	0,08	101,21
A89b-pl-15	54,84	27,71	0,85	0,00	0,07	11,97	4,94	0,24	0,02	0,10	100,74
A89b-pl-16	54,78	27,96	0,84	0,00	0,07	12,00	4,73	0,26	0,03	0,08	100,75
A89b-pl-17	54,98	28,12	0,67	0,06	0,04	11,90	4,94	0,32	0,02	0,07	101,12
A89b-pl-18	56,67	27,14	0,60	0,02	0,02	10,52	5,60	0,42	0,01	0,06	101,06
A89b-pl-19	60,55	22,93	4,92	0,04	1,55	5,60	5,09	0,27	0,00	0,04	100,99
A89b-pl-20	55,12	28,01	0,57	0,02	0,03	11,61	5,03	0,31	0,02	0,09	100,81
A89b-pl-21	54,35	28,77	0,74	0,02	0,03	12,66	4,53	0,27	0,02	0,10	101,49
A89b-pl-22	55,40	27,98	0,72	0,01	0,06	11,80	5,07	0,29	0,03	0,08	101,44
A89b-pl-23	55,16	27,88	0,84	0,02	0,07	11,75	4,91	0,29	0,05	0,09	101,06
A89b-pl-24	55,63	27,55	0,71	0,02	0,05	11,69	5,26	0,25	0,03	0,08	101,27
A89b-pl-25	55,08	27,82	0,79	0,01	0,04	11,93	4,90	0,29	0,02	0,08	100,96
A89b-pl-26	55,13	27,73	0,86	0,00	0,06	11,93	4,89	0,26	0,02	0,09	100,97
A89b-pl-27	55,33	27,70	0,71	0,00	0,05	11,76	4,96	0,26	0,02	0,07	100,86
A89b-pl-28	55,32	27,93	0,87	0,01	0,08	11,85	4,89	0,28	0,04	0,07	101,34
A89b-pl-29	53,48	29,02	0,65	0,04	0,04	12,98	4,31	0,25	0,04	0,08	100,89
A89b-pl-30	53,96	28,92	0,68	0,00	0,04	12,82	4,34	0,26	0,03	0,08	101,13
A89b-pl-31	55,25	27,97	0,63	0,00	0,02	11,79	4,99	0,31	0,02	0,11	101,09
A89b-pl-32	55,04	28,15	0,83	0,01	0,06	11,89	4,80	0,30	0,02	0,09	101,19
A89b-pl-33	55,23	27,91	0,65	0,02	0,04	11,89	4,92	0,31	0,04	0,09	101,10
A89b-pl-34	55,12	28,05	0,70	0,00	0,04	11,95	4,87	0,31	0,02	0,09	101,15
A89b-pl-35	56,83	27,22	0,55	0,00	0,00	10,64	5,48	0,35	0,02	0,07	101,16
A89b-pl-36	60,61	25,10	0,44	0,02	0,02	7,75	7,10	0,67	0,00	0,06	101,77
A89b-pl-37	57,03	27,05	0,54	0,03	0,05	10,47	5,67	0,44	0,01	0,07	101,36
A89b-pl-38	54,91	27,68	0,97	0,01	0,08	12,00	4,82	0,33	0,04	0,08	100,92
A89b-pl-39	55,22	27,75	0,89	0,00	0,08	11,73	4,97	0,28	0,03	0,09	101,04
A89b-pl-40	54,96	27,79	0,88	0,00	0,09	11,89	4,89	0,29	0,04	0,08	100,91
A89b-pl-41	55,06	27,73	0,90	0,03	0,09	11,96	4,86	0,28	0,02	0,10	101,03
A89b-pl-42	55,57	27,86	0,91	0,03	0,10	11,86	4,91	0,27	0,02	0,07	101,60
A89b-pl-43	58,19	24,90	1,11	0,01	0,19	11,57	4,04	0,26	0,04	0,08	100,39
A89b-pl-44	51,25	27,64	4,17	0,02	0,82	10,24	5,50	0,26	0,04	0,07	100,01
A89b-pl-45	54,86	27,86	0,86	0,02	0,10	12,01	4,88	0,27	0,03	0,07	100,96
A89b-pl-46	55,04	27,89	0,85	0,00	0,09	11,88	4,89	0,24	0,02	0,10	101,00
A89b-pl-47	58,01	26,45	0,70	0,01	0,07	9,71	6,14	0,25	0,02	0,06	101,42
A89b-pl-48	54,98	27,73	0,91	0,00	0,09	11,77	4,89	0,29	0,03	0,06	100,75
A89b-pl-49	54,89	27,70	0,98	0,01	0,13	11,69	5,18	0,28	0,01	0,08	100,95
A89b-pl-50	55,02	27,84	0,93	0,00	0,10	11,95	5,01	0,28	0,02	0,07	101,22
A89b-pl-51	55,41	27,78	0,89	0,00	0,11	11,88	4,87	0,28	0,03	0,10	101,35
A89b-pl-52	55,30	27,77	0,86	0,00	0,09	11,72	4,97	0,28	0,00	0,07	101,06
A89b-pl-53	54,56	28,15	0,99	0,00	0,05	12,41	4,70	0,28	0,02	0,07	101,23

Tabela 4 - continuação.

FELDSPATO ALCALINO											
Elemento	**SiO_2**	**Al_2O_3**	**FeO^t**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**TiO_2**	**P_2O_5**	**soma**
Amostra											
A24h-fld-01	71,89	19,75	0,00	0,00	0,00	0,65	8,80	0,12	0,00	0,00	101,21
A24h-fld-02	70,76	19,37	0,08	0,02	0,00	0,35	11,49	0,15	0,00	0,00	102,23
A24h-fld-03	70,07	18,98	0,00	0,00	0,00	0,20	11,70	0,12	0,00	0,01	101,08
A24h-fld-04	99,39	0,09	0,06	0,01	0,02	0,02	0,01	0,04	0,03	0,00	99,67
A24h-fld-05	92,21	5,81	0,03	0,01	0,03	0,17	3,96	0,09	0,01	0,00	102,31
A24h-fld-06	71,44	19,77	0,22	0,00	0,01	0,30	11,63	0,10	0,00	0,00	103,46
A24h-fld-07	64,15	17,20	0,01	0,00	0,00	0,00	0,28	15,70	0,00	0,00	97,35
A24h-fld-08	64,84	17,11	0,09	0,00	0,01	0,04	0,25	15,70	0,00	0,00	98,04
A24h-fld-09	66,34	17,61	0,15	0,00	0,00	0,15	2,96	11,92	0,00	0,00	99,14
A24h-fld-10	70,29	20,66	0,18	0,01	0,01	1,37	11,06	0,11	0,00	0,00	103,68
A24h-fld-11	69,88	19,69	0,22	0,00	0,00	0,97	11,04	0,10	0,00	0,01	101,92
A24h-fld-12	70,62	19,85	0,22	0,04	0,00	0,61	11,60	0,08	0,00	0,00	103,04
A24h-fld-13	61,52	17,62	0,16	0,00	0,01	0,01	0,29	14,52	0,00	0,01	94,13
A24h-fld-14	69,44	20,00	0,05	0,00	0,00	1,36	10,93	0,11	0,00	0,01	101,90
A24h-fld-15	67,59	17,77	0,11	0,00	0,00	0,19	6,25	7,54	0,00	0,00	99,46
A24h-fld-16	67,53	17,76	0,16	0,03	0,00	0,16	6,10	7,72	0,00	0,01	99,47
A24h-fld-17	67,58	17,82	0,17	0,00	0,00	0,21	6,78	6,84	0,00	0,01	99,41
A24h-fld-18	65,70	17,26	0,16	0,02	0,00	0,08	1,32	14,09	0,00	0,01	98,64
A24h-fld-19	66,94	17,64	0,09	0,00	0,01	0,08	2,54	11,90	0,01	0,01	99,21
A24h-fld-20	65,96	17,88	1,24	0,00	0,01	1,49	5,25	8,82	0,02	0,01	100,67
A24h-fld-21	71,03	19,23	0,20	0,00	0,00	0,25	11,64	0,15	0,01	0,00	102,52
A24z-fld-01	68,86	18,52	0,04	0,02	0,00	0,22	11,83	0,04	0,01	0,00	99,53
A24z-fld-02	69,27	18,64	0,02	0,00	0,01	0,20	11,80	0,06	0,00	0,01	100,00
A24z-fld-03	69,63	18,75	0,04	0,04	0,00	0,26	11,64	0,07	0,02	0,01	100,46
A24z-fld-04	69,18	18,45	0,04	0,02	0,02	0,17	11,92	0,05	0,00	0,00	99,85
A24z-fld-05	68,84	20,39	0,05	0,00	0,00	1,14	11,17	0,10	0,01	0,01	101,72
A24z-fld-06	68,13	19,67	0,04	0,00	0,01	0,98	11,24	0,11	0,01	0,01	100,19
A24z-fld-07	63,95	17,53	0,04	0,00	0,00	0,04	0,97	14,21	0,00	0,01	96,75
A24z-fld-08	70,06	19,23	0,00	0,03	0,00	0,29	11,72	0,05	0,00	0,01	101,39
A24z-fld-09	64,85	17,42	0,07	0,00	0,01	0,03	0,18	16,03	0,00	0,02	98,62
A24z-fld-10	68,17	19,76	0,03	0,00	0,01	0,92	11,34	0,07	0,00	0,01	100,31
A24z-fld-11	70,36	19,80	0,00	0,00	0,00	0,47	11,75	0,06	0,00	0,01	102,45
A24z-fld-12	69,55	19,37	0,04	0,00	0,00	0,38	11,90	0,07	0,02	0,02	101,35
A24z-fld-13	70,82	19,60	0,11	0,00	0,00	0,21	11,75	0,08	0,00	0,00	102,56
A24z-fld-14	64,78	17,68	0,00	0,00	0,00	0,01	0,18	16,33	0,00	0,00	98,99
A24z-fld-15	64,07	17,52	0,00	0,03	0,02	0,01	0,20	15,78	0,00	0,01	97,64
A24z-fld-16	62,75	17,60	0,04	0,01	0,00	0,00	0,20	15,37	0,00	0,01	95,99
A24z-fld-17	69,72	18,88	0,02	0,00	0,00	0,16	11,81	0,05	0,00	0,00	100,63
A24z-fld-18	69,72	19,10	0,07	0,00	0,00	0,12	11,90	0,07	0,00	0,01	100,99
A24z-fld-19	69,67	18,85	0,00	0,00	0,00	0,06	11,95	0,03	0,00	0,01	100,58
A24z-fld-20	69,38	18,78	0,00	0,00	0,01	0,12	11,88	0,05	0,00	0,00	100,21
A24z-fld-21	69,66	18,94	0,02	0,05	0,00	0,18	11,89	0,05	0,01	0,00	100,80
A24h-fld-01	71,89	19,75	0,00	0,00	0,00	0,65	8,80	0,12	0,00	-	101,21
A24h-fld-02	70,76	19,37	0,08	0,02	0,00	0,35	11,49	0,15	0,00	-	102,22
A24h-fld-03	70,07	18,98	0,00	0,00	0,00	0,20	11,70	0,12	0,00	-	101,07
A24h-fld-08	64,84	17,11	0,09	0,00	0,01	0,04	0,25	15,70	0,00	-	98,04
A24h-fld-09	66,34	17,61	0,15	0,00	0,00	0,15	2,96	11,92	0,00	-	99,13
A24h-fld-11	69,88	19,69	0,22	0,00	0,00	0,97	11,04	0,10	0,00	-	101,90
A24h-fld-14	69,44	20,00	0,05	0,00	0,00	1,36	10,93	0,11	0,00	-	101,89
A24h-fld-15	67,59	17,77	0,11	0,00	0,00	0,19	6,25	7,54	0,00	-	99,45
A24h-fld-16	67,53	17,76	0,16	0,03	0,00	0,16	6,10	7,72	0,00	-	99,46
A24h-fld-17	67,58	17,82	0,17	0,00	0,00	0,21	6,78	6,84	0,00	-	99,40
A24h-fld-18	65,70	17,26	0,16	0,02	0,00	0,08	1,32	14,09	0,00	-	98,63
A24h-fld-19	66,94	17,64	0,09	0,00	0,01	0,08	2,54	11,90	0,01	-	99,21

Tabela 4 - continuação.

FELDSPATO ALCALINO											
Elemento	**SiO_2**	**Al_2O_3**	**FeO^t**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**TiO_2**	**P_2O_5**	**soma**
Amostra											
A24h-fld-20	65,96	17,88	1,24	0,00	0,01	1,49	5,25	8,82	0,02	-	100,67
A24z-fld-01	68,86	18,52	0,04	0,02	0,00	0,22	11,83	0,04	0,01	-	99,54
A24z-fld-02	69,27	18,64	0,02	0,00	0,01	0,20	11,80	0,06	0,00	-	100,00
A24z-fld-03	69,63	18,75	0,04	0,04	0,00	0,26	11,64	0,07	0,02	-	100,45
A24z-fld-04	69,18	18,45	0,04	0,02	0,02	0,17	11,92	0,05	0,00	-	99,85
A24z-fld-05	68,84	20,39	0,05	0,00	0,00	1,14	11,17	0,10	0,01	-	101,70
A24z-fld-06	68,13	19,67	0,04	0,00	0,01	0,98	11,24	0,11	0,01	-	100,19
A24z-fld-08	70,06	19,23	0,00	0,03	0,00	0,29	11,72	0,05	0,00	-	101,38
A24z-fld-09	64,85	17,42	0,07	0,00	0,01	0,03	0,18	16,03	0,00	-	98,59
A24z-fld-10	68,17	19,76	0,03	0,00	0,01	0,92	11,34	0,07	0,00	-	100,30
A24z-fld-12	69,55	19,37	0,04	0,00	0,00	0,38	11,90	0,07	0,02	-	101,33
A24z-fld-14	64,78	17,68	0,00	0,00	0,00	0,01	0,18	16,33	0,00	-	98,98
A24z-fld-17	69,72	18,88	0,02	0,00	0,00	0,16	11,81	0,05	0,00	-	100,64
A24z-fld-18	69,72	19,10	0,07	0,00	0,00	0,12	11,90	0,07	0,00	-	100,98
A24z-fld-19	69,67	18,85	0,00	0,00	0,00	0,06	11,95	0,03	0,00	-	100,56
A24z-fld-20	69,38	18,78	0,00	0,00	0,01	0,12	11,88	0,05	0,00	-	100,22
A24z-fld-21	69,66	18,94	0,02	0,05	0,00	0,18	11,89	0,05	0,01	-	100,80

Tabela 4 - continuação.

PIROXÊNIO												
Elemento	**SiO_2**	**Al_2O_3**	**FeO^t**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**TiO_2**	**Cr_2O_3**	**Cl**	**soma**
Amostra												
A24a-px-01	47,76	5,03	22,52	0,40	9,40	10,18	1,87	0,58	0,86	0,00	0,01	99,51
A24a-px-02	46,95	5,44	22,41	0,43	8,95	10,36	1,98	0,73	0,97	0,00	0,01	99,10
A24a-px-03	47,69	4,99	21,76	0,39	9,39	10,60	1,88	0,59	0,98	0,00	0,01	99,18
A24a-px-04	50,33	2,84	11,74	0,37	14,68	18,60	0,39	0,00	1,10	0,03	0,00	100,08
A24a-px-05	50,16	3,13	11,37	0,33	14,08	19,97	0,40	0,00	1,14	0,00	0,01	100,59
A24a-px-06	50,61	2,54	11,92	0,40	14,64	18,65	0,36	0,00	1,02	0,01	0,00	100,15
A24a-px-07	51,93	1,55	12,10	0,52	14,54	18,73	0,34	0,01	0,67	0,00	0,00	100,39
A24a-px-08	51,71	0,49	12,56	0,62	13,28	20,49	0,31	0,01	0,18	0,00	0,00	99,65
A24a-px-09	49,31	2,33	11,00	0,36	14,60	20,07	0,40	0,00	0,98	0,03	0,00	99,08
A24a-px-10	50,94	2,02	10,87	0,35	15,23	19,54	0,33	0,00	0,76	0,00	0,00	100,04
A24a-px-11	51,82	0,49	14,99	0,63	12,20	19,69	0,39	0,00	0,26	0,01	0,00	100,48
A24h-px-01	49,85	0,45	21,74	0,70	6,69	19,50	0,32	0,00	0,16	0,06	0,00	99,45
A24h-px-02	49,93	0,21	20,64	0,94	6,43	20,86	0,41	0,00	0,02	0,03	0,00	99,48
A24h-px-03	49,56	0,87	19,38	0,70	8,63	19,38	0,26	0,00	0,26	0,00	0,00	99,04
A24h-px-04	50,00	0,90	18,81	0,69	9,18	19,17	0,28	0,01	0,27	0,06	0,00	99,36
A24h-px-05	49,83	0,99	19,29	0,80	9,41	17,88	0,28	0,01	0,29	0,00	0,01	98,78
A24h-px-06	50,24	0,83	19,66	0,78	8,36	19,14	0,29	0,00	0,24	0,02	0,01	99,57
A24h-px-07	50,45	0,95	18,08	0,78	9,92	18,81	0,31	0,00	0,26	0,00	0,00	99,56
A24h-px-08	50,13	0,95	18,91	0,72	9,21	18,73	0,29	0,00	0,25	0,02	0,00	99,19
A24h-px-09	47,18	0,82	18,06	0,77	9,28	19,15	0,30	0,00	0,23	0,05	0,00	95,83
A24h-px-10	43,05	0,91	19,45	0,71	10,57	17,00	0,25	0,00	0,25	0,02	0,01	92,22
A24h-px-11	50,45	0,23	24,84	0,85	5,18	18,72	0,37	0,01	0,06	0,08	0,01	100,80
A24h-px-12	50,07	0,23	25,04	0,81	4,52	19,21	0,42	0,01	0,05	0,05	0,00	100,41
A24h-px-13	50,50	0,89	18,90	0,77	9,16	18,91	0,27	0,00	0,24	0,07	0,00	99,71
A24h-px-14	51,29	0,92	19,08	0,67	9,38	18,76	0,30	0,00	0,27	0,00	0,01	100,69
A24h-px-15	50,58	0,53	18,57	0,71	8,23	20,43	0,32	0,00	0,16	0,00	0,00	99,53
A24z-px-01	50,95	0,39	22,04	0,93	7,20	18,58	0,33	0,00	0,12	0,01	0,00	100,55
A24z-px-02	51,22	0,65	20,39	0,80	8,24	18,63	0,31	0,00	0,21	0,00	0,00	100,44
A24z-px-03	51,04	0,77	19,23	0,82	8,99	18,89	0,27	0,00	0,20	0,03	0,00	100,25
A24z-px-04	50,47	0,75	18,69	0,77	9,36	18,99	0,27	0,00	0,19	0,00	0,00	99,50
A24z-px-05	51,29	0,94	19,10	0,81	9,65	18,19	0,25	0,00	0,22	0,01	0,01	100,48
A24z-px-06	51,01	0,55	21,02	0,83	7,46	18,78	0,33	0,00	0,16	0,02	0,00	100,17
A24z-px-07	50,91	0,67	20,22	0,85	8,28	18,84	0,30	0,00	0,19	0,01	0,00	100,27
A24z-px-08	50,00	0,21	23,72	0,79	4,96	19,22	0,47	0,00	0,08	0,04	0,00	99,49
A24z-px-09	51,24	0,80	19,27	0,78	8,94	18,44	0,31	0,00	0,23	0,06	0,00	100,07
A24z-px-10	50,79	0,88	18,46	0,73	9,44	18,71	0,25	0,00	0,22	0,03	0,00	99,51
A24z-px-11	48,74	0,31	25,26	0,82	3,99	18,88	0,65	0,00	0,07	0,03	0,00	98,75
A24z-px-12	50,48	0,85	18,87	0,82	9,33	18,82	0,26	0,00	0,22	0,01	0,00	99,66
A24z-px-13	49,74	0,76	20,20	0,82	8,53	18,48	0,30	0,01	0,18	0,06	0,00	99,07
A24z-px-14	50,89	0,72	19,61	0,75	8,55	18,93	0,30	0,01	0,19	0,04	0,00	99,99
A24z-px-15	50,61	0,69	19,70	0,83	8,64	18,75	0,30	0,00	0,19	0,00	0,00	99,72
A87a-px-04	50,60	3,31	10,65	0,26	13,53	19,88	0,41	0,00	0,78	0,00	0,00	99,43
A87a-px-05	50,71	3,31	10,73	0,25	13,62	20,06	0,39	0,00	0,88	0,00	0,00	99,95
A87a-px-06	51,36	2,78	10,67	0,27	14,44	19,49	0,36	0,00	0,69	0,01	0,00	100,08
A87a-px-10	52,01	3,72	10,47	0,25	13,98	20,23	0,45	0,00	0,94	0,04	0,00	102,10
A87a-px-11	52,96	1,91	10,47	0,32	14,93	19,27	0,32	0,01	0,54	0,00	0,00	100,73
A87a-px-12	52,39	2,39	9,89	0,31	14,02	20,73	0,37	0,01	0,66	0,00	0,00	100,78
A87a-px-16	50,09	3,26	10,40	0,24	13,45	20,30	0,42	0,00	0,79	0,01	0,01	98,97
A87a-px-17	51,32	3,05	10,29	0,26	13,93	20,21	0,40	0,00	0,70	0,05	0,00	100,21
A87a-px-18	53,13	1,83	10,10	0,28	14,91	19,89	0,33	0,00	0,47	0,01	0,01	100,95
A87a-px-25	51,04	2,73	10,40	0,27	14,33	20,02	0,39	0,00	0,68	0,00	0,00	99,86
A87a-px-26	51,42	2,87	10,27	0,29	14,16	19,90	0,39	0,00	0,68	0,00	0,00	99,99
A87a-px-27	51,33	3,15	10,34	0,24	14,04	20,49	0,41	0,01	0,72	0,00	0,00	100,73
A87a-px-28	54,52	1,05	18,50	0,23	11,53	12,78	0,13	0,02	0,03	0,00	0,00	98,79

Tabela 4 - continuação.

PIROXÊNIO												
Elemento	**SiO_2**	**Al_2O_3**	**FeO^t**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**TiO_2**	**Cr_2O_3**	**Cl**	**soma**
Amostra												
A87a-px-29	54,98	0,93	17,05	0,18	12,72	12,75	0,13	0,00	0,01	0,00	0,00	98,77
A87a-px-30	50,98	3,18	10,33	0,27	13,92	20,63	0,42	0,01	0,80	0,00	0,00	100,56
A87a-px-31	53,83	0,97	9,61	0,31	14,15	21,27	0,40	0,01	0,34	0,05	0,00	100,94
A87a-px-34	50,85	2,81	10,12	0,29	14,01	20,66	0,38	0,00	0,74	0,01	0,01	99,88
A87a-px-35	52,65	1,78	10,17	0,34	15,24	19,74	0,37	0,00	0,44	0,03	0,00	100,77
A87a-px-36	53,24	0,93	20,18	0,21	10,36	12,81	0,12	0,03	0,01	0,03	0,00	97,92
A87a-px-37	53,91	1,10	21,10	0,23	9,94	12,57	0,17	0,04	0,00	0,04	0,01	99,09
A87a-px-38	51,58	2,37	10,75	0,35	14,29	19,60	0,41	0,01	0,65	0,00	0,00	100,00
A87a-px-39	52,11	2,26	10,84	0,37	14,32	19,66	0,36	0,01	0,64	0,00	0,00	100,57
A88a-px-01	50,76	1,97	10,57	0,31	15,44	19,30	0,34	0,00	0,74	0,02	0,00	99,45
A88a-px-02	50,64	2,72	10,12	0,29	14,72	20,21	0,37	0,00	0,94	0,03	0,00	100,04
A88a-px-03	52,24	0,83	10,74	0,46	14,49	20,62	0,40	0,01	0,41	0,00	0,01	100,21
A88a-px-04	51,60	0,90	11,38	0,51	14,10	20,38	0,43	0,00	0,49	0,00	0,00	99,79
A88a-px-05	51,03	2,23	10,60	0,32	15,14	19,58	0,32	0,00	0,78	0,01	0,00	100,01
A88a-px-06	49,91	2,78	10,70	0,32	14,56	19,87	0,37	0,00	1,01	0,00	0,00	99,52
A88a-px-07	52,43	0,87	11,46	0,47	14,56	19,87	0,38	0,01	0,39	0,03	0,00	100,47
A88a-px-08	50,05	2,92	10,87	0,33	14,64	19,62	0,38	0,02	1,02	0,00	0,00	99,85
A88a-px-09	50,58	2,86	10,81	0,34	14,51	19,90	0,34	0,00	1,04	0,02	0,01	100,41
A88a-px-10	50,54	2,95	11,11	0,33	14,64	19,35	0,38	0,01	1,05	0,00	0,01	100,37
A88a-px-11	50,52	2,63	10,53	0,35	14,80	20,23	0,36	0,01	0,92	0,03	0,00	100,38
A88a-px-12	49,18	3,35	11,28	0,37	14,09	19,19	0,39	0,44	1,21	0,00	0,01	99,51
A88a-px-13	51,00	2,55	10,34	0,32	14,65	20,18	0,34	0,00	0,90	0,01	0,00	100,29
A88a-px-14	51,06	1,77	11,30	0,46	13,83	19,14	0,37	0,00	0,64	0,00	0,00	98,57
A88a-px-15	50,59	2,51	10,44	0,38	14,75	19,94	0,39	0,01	0,89	0,00	0,00	99,90
A88a-px-16	50,08	2,45	10,65	0,38	14,55	20,17	0,37	0,01	0,88	0,01	0,00	99,55
A88a-px-17	51,35	2,33	10,78	0,34	15,08	19,27	0,38	0,01	0,78	0,01	0,00	100,33
A88a-px-18	50,26	2,27	10,65	0,41	14,73	19,78	0,37	0,00	0,82	0,00	0,00	99,29
A88a-px-19	51,76	1,03	11,41	0,40	13,57	21,05	0,31	0,00	0,34	0,00	0,01	99,88
A88a-px-20	50,99	2,05	11,21	0,47	14,65	19,21	0,37	0,01	0,77	0,01	0,00	99,74
A88a-px-21	52,09	1,45	11,11	0,43	14,50	20,16	0,33	0,00	0,55	0,00	0,00	100,62
A88a-px-22	50,77	2,33	10,46	0,38	14,67	19,93	0,38	0,00	0,81	0,00	0,01	99,74
A88a-px-23	51,61	0,89	10,75	0,45	14,33	20,77	0,41	0,00	0,38	0,04	0,00	99,63
A88a-px-24	50,83	2,33	10,76	0,36	15,20	19,31	0,41	0,00	0,79	0,03	0,00	100,02
A88a-px-25	50,22	2,30	10,74	0,40	14,86	20,07	0,37	0,00	0,85	0,00	0,00	99,81
A88a-px-26	50,52	3,12	11,43	0,37	14,84	18,81	0,37	0,00	1,08	0,00	0,00	100,54
A88a-px-27	52,47	1,00	12,85	0,54	14,32	18,99	0,37	0,00	0,45	0,04	0,00	101,03
A88a-px-28	52,51	0,78	11,01	0,44	14,07	21,03	0,36	0,00	0,33	0,02	0,00	100,55
A89b-px-01	50,38	3,01	10,38	0,28	14,04	20,44	0,35	0,01	0,34	0,01	0,00	99,24
A89b-px-02	50,85	2,97	10,45	0,26	14,21	20,39	0,39	0,01	0,36	0,01	0,00	99,90
A89b-px-03	51,70	1,90	10,90	0,38	14,04	20,13	0,31	0,00	0,24	0,01	0,00	99,61
A89b-px-04	52,45	1,43	10,03	0,41	14,42	20,50	0,36	0,00	0,16	0,04	0,00	99,80
A89b-px-05	52,66	1,53	10,04	0,42	14,55	20,27	0,36	0,00	0,21	0,00	0,00	100,04
A89b-px-06	53,00	0,51	11,92	0,44	12,70	21,79	0,26	0,00	0,04	0,00	0,00	100,66
A89b-px-07	53,00	0,46	12,17	0,45	12,24	22,08	0,23	0,00	0,04	0,04	0,00	100,71
A89b-px-08	52,70	0,95	11,59	0,40	13,36	21,14	0,31	0,00	0,08	0,01	0,00	100,54
A89b-px-09	50,97	3,01	9,29	0,33	13,84	22,13	0,36	0,00	0,34	0,00	0,00	100,27
A89b-px-10	50,70	2,72	10,39	0,30	14,53	20,51	0,36	0,01	0,31	0,00	0,01	99,84
A89b-px-11	51,42	2,59	9,29	0,34	14,20	21,79	0,31	0,00	0,30	0,00	0,00	100,24
A89b-px-12	50,98	2,78	9,17	0,28	14,13	21,99	0,35	0,02	0,31	0,02	0,00	100,03
A89b-px-13	51,35	2,33	9,64	0,34	14,14	21,14	0,37	0,01	0,30	0,01	0,00	99,63
A89b-px-14	51,02	2,41	9,48	0,36	14,02	21,37	0,38	0,01	0,32	0,00	0,00	99,37
A89b-px-15	51,07	2,41	9,08	0,29	13,93	21,82	0,36	0,00	0,28	0,00	0,00	99,24
A89b-px-16	51,57	2,30	9,42	0,34	14,21	21,16	0,36	0,00	0,25	0,00	0,01	99,62
A89b-px-17	50,22	3,08	10,44	0,29	13,20	20,89	0,40	0,01	0,35	0,00	0,00	98,88

Tabela 4 - continuação.

PIROXÊNIO												
Elemento	**SiO_2**	**Al_2O_3**	**FeO^t**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**TiO_2**	**Cr_2O_3**	**Cl**	**soma**
Amostra												
A89b-px-18	53,31	0,63	10,78	0,39	13,41	21,69	0,32	0,01	0,09	0,00	0,01	100,64
A89b-px-19	51,07	2,41	10,00	0,28	13,75	21,01	0,37	0,00	0,26	0,01	0,00	99,16
A89b-px-20	53,72	0,47	9,54	0,32	14,02	22,53	0,18	0,00	0,03	0,01	0,00	100,82
A96a-px-01	49,99	2,14	16,42	0,40	12,74	17,08	0,28	0,00	0,37	0,00	0,00	99,42
A96a-px-02	50,12	1,77	17,02	0,45	11,58	17,85	0,28	0,01	0,35	0,00	0,00	99,43
A96a-px-03	50,21	1,71	16,76	0,46	12,34	17,09	0,33	0,01	0,32	0,00	0,00	99,23
A96a-px-04	50,15	1,55	18,44	0,48	11,47	16,91	0,30	0,02	0,30	0,02	0,01	99,65
A96a-px-05	49,77	1,98	16,76	0,39	12,21	17,22	0,28	0,02	0,37	0,00	0,00	99,00
A96a-px-06	50,45	3,12	13,50	0,35	14,26	16,81	0,34	0,01	0,38	0,20	0,00	99,42
A96a-px-07	50,17	3,55	13,53	0,35	14,56	16,52	0,31	0,01	0,41	0,26	0,00	99,67
A96a-px-08	50,07	3,60	12,96	0,30	14,10	17,07	0,35	0,01	0,42	0,37	0,00	99,25
A96a-px-09	49,94	3,61	13,18	0,27	14,41	16,76	0,34	0,00	0,41	0,48	0,00	99,40
A96a-px-10	54,85	27,54	0,89	0,05	0,11	11,50	5,09	0,48	0,05	0,00	0,00	100,56
A96a-px-11	50,23	3,57	11,92	0,21	13,62	19,07	0,33	0,01	0,44	0,35	0,00	99,75
A96a-px-12	49,84	3,54	11,80	0,22	13,71	18,98	0,35	0,00	0,40	0,39	0,00	99,23
A96a-px-13	49,56	3,65	11,57	0,27	13,09	19,44	0,32	0,01	0,46	0,41	0,00	98,78
A96a-px-14	49,65	3,41	11,83	0,28	13,45	19,04	0,40	0,01	0,43	0,38	0,00	98,88
A96a-px-15	50,35	3,29	11,99	0,23	13,54	19,03	0,36	0,00	0,41	0,25	0,01	99,46
A96a-px-16	49,93	3,28	12,67	0,31	13,98	17,86	0,32	0,01	0,37	0,20	0,00	98,93
A96a-px-17	50,28	3,10	12,66	0,25	13,77	18,63	0,37	0,02	0,40	0,15	0,00	99,63
A96a-px-18	50,15	3,44	12,04	0,25	13,38	19,32	0,37	0,02	0,42	0,17	0,00	99,56
A96a-px-19	50,13	3,38	11,93	0,21	13,25	19,43	0,36	0,02	0,46	0,24	0,00	99,41
A96a-px-20	49,74	2,98	13,72	0,29	13,46	18,00	0,35	0,01	0,43	0,00	0,00	98,98
A96a-px-21	50,42	2,79	13,70	0,29	13,05	18,52	0,35	0,00	0,45	0,00	0,00	99,57
A96a-px-22	50,23	2,39	14,59	0,32	12,56	18,59	0,31	0,00	0,40	0,01	0,01	99,41
A96a-px-23	50,33	2,10	15,52	0,40	12,40	18,28	0,30	0,02	0,36	0,02	0,01	99,74
A24h-mfc-01	47,21	5,43	21,68	0,49	9,76	10,25	2,32	0,68	0,51	0,03	0,00	98,36
A24h-mfc-02	52,39	0,39	18,55	0,76	8,88	20,04	0,30	0,01	0,08	0,01	0,00	101,41
A24h-mfc-03	52,00	0,84	19,89	0,80	8,17	19,25	0,27	0,00	0,21	0,04	0,00	101,48
A24h-mfc-04	48,77	0,43	22,10	0,95	7,25	20,01	0,29	0,00	0,16	0,04	0,01	99,99
A24h-mfc-05	51,17	0,58	18,42	0,72	7,94	19,51	0,33	0,01	0,12	0,00	0,00	98,80
A24h-mfc-06	51,66	0,73	19,59	0,79	8,05	19,57	0,30	0,01	0,22	0,05	0,00	100,98
A24h-mfc-07	47,28	3,66	26,91	0,48	6,50	9,56	2,12	0,83	0,45	0,07	0,00	97,88
A24h-mfc-08	49,20	3,49	21,22	0,43	10,03	10,49	2,29	0,54	0,50	0,04	0,01	98,24
A24h-mfc-09	51,70	1,17	24,19	1,22	7,15	12,08	0,17	0,06	0,06	0,00	0,00	97,80
A24z-mfc-01	52,20	1,26	21,88	0,85	9,04	11,78	0,44	0,17	0,07	0,00	0,00	97,69
A24z-mfc-02	50,98	1,94	23,28	0,95	8,35	11,38	0,54	0,18	0,08	0,06	0,00	97,77
A24z-mfc-03	48,55	3,38	22,88	0,61	9,52	9,51	1,69	0,68	0,35	0,00	0,01	97,18
A24z-mfc-04	52,06	0,27	17,00	0,78	9,32	20,28	0,21	0,01	0,01	0,01	0,00	99,95
A24z-mfc-05	45,41	7,06	21,50	0,40	8,17	11,14	2,26	0,43	0,78	0,07	0,02	97,24
A24z-mfc-06	52,42	0,66	16,49	0,62	9,66	21,13	0,21	0,00	0,03	0,00	0,01	101,23
A24z-mfc-07	51,99	0,24	18,21	0,80	8,40	20,44	0,16	0,00	0,02	0,00	0,00	100,27
A24z-mfc-08	52,16	0,28	17,99	0,75	8,84	20,26	0,17	0,00	0,01	0,04	0,00	100,52
A24z-mfc-09	52,79	0,32	18,50	0,86	8,88	18,19	0,35	0,01	0,05	0,01	0,00	99,95
A24z-mfc-10	51,29	0,22	20,63	0,94	7,25	19,27	0,24	0,02	0,07	0,00	0,00	99,93
A24z-mfc-11	51,90	0,28	20,53	1,06	6,10	20,04	0,24	0,04	0,01	0,05	0,01	100,25
A24z-mfc-21	52,35	1,35	23,16	0,80	8,46	11,39	0,54	0,17	0,07	0,07	0,00	98,36
A24z-mfc-22	52,63	0,80	23,56	0,82	8,35	11,48	0,27	0,06	0,05	0,06	0,00	98,07
A24z-mfc-23	48,88	3,19	24,68	0,60	7,94	9,55	2,27	0,61	0,30	0,05	0,00	98,07

Tabela 4 - continuação.

OLIVINA (FERRO-SAPONITA)												
Elemento	**SiO_2**	**Al_2O_3**	**FeO^t**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**TiO_2**	**Cr_2O_3**	**Cl**	**soma**
Amostra												
A87a-px-01	34,28	11,51	24,66	0,15	17,68	0,15	0,04	0,12	0,02	0,00	0,00	88,62
A87a-px-02	33,89	11,25	25,42	0,19	17,36	0,17	0,05	0,14	0,01	0,00	0,00	88,47
A87a-px-03	33,07	11,39	24,82	0,17	17,44	0,17	0,03	0,09	0,00	0,00	0,00	87,16
A87a-px-07	33,95	13,39	20,98	0,48	17,72	0,52	0,06	0,01	0,03	0,00	0,00	87,15
A87a-px-08	33,25	13,20	22,05	0,41	18,43	0,35	0,04	0,03	0,01	0,04	0,00	87,80
A87a-px-09	33,53	13,48	21,32	0,48	18,48	0,30	0,06	0,02	0,01	0,07	0,00	87,76
A87a-px-13	33,90	11,26	25,19	0,16	17,39	0,14	0,02	0,12	0,00	0,02	0,00	88,20
A87a-px-14	33,80	11,53	24,81	0,17	17,69	0,16	0,03	0,06	0,01	0,00	0,00	88,26
A87a-px-15	34,14	11,20	25,18	0,16	17,50	0,14	0,04	0,12	0,01	0,00	0,00	88,51
A87a-px-19	33,26	13,96	20,63	0,53	18,81	0,45	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	87,69
A87a-px-20	33,20	13,86	21,05	0,52	18,91	0,46	0,06	0,01	0,02	0,06	0,00	88,16
A87a-px-21	33,24	13,81	20,86	0,52	18,64	0,51	0,12	0,02	0,00	0,00	0,00	87,73
A87a-px-22	33,64	11,57	25,01	0,21	17,67	0,21	0,03	0,07	0,01	0,00	0,00	88,40
A87a-px-23	33,95	11,58	24,81	0,21	17,77	0,18	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	88,57
A87a-px-24	33,75	11,39	25,55	0,18	17,41	0,19	0,05	0,09	0,03	0,00	0,00	88,66
A87a-px-32	33,01	12,20	24,49	0,20	17,91	0,21	0,04	0,03	0,00	0,03	0,00	88,11
A87a-px-33	32,56	13,37	22,61	0,36	18,70	0,20	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	87,85

Tabela 4 - continuação.

ANFIBÓLIO													
Elemento	**SiO_2**	**Al_2O_3**	**FeO^t**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**TiO_2**	**Cr_2O_3**	**F**	**Cl**	**soma**
Amostra													
A24h-amp-13	44,95	4,44	24,31	0,51	7,96	9,55	2,32	0,80	0,44	0,05	1,38	0,00	96,72
A24h-amp-14	45,39	4,58	25,19	0,50	7,45	9,74	2,30	0,80	0,48	0,05	1,67	0,01	98,16
A24h-amp-15	44,39	4,07	26,58	0,53	6,54	9,71	2,43	0,88	0,47	0,00	1,44	0,01	97,05
A24h-amp-16	46,42	3,87	26,00	0,53	7,03	9,44	2,49	0,78	0,38	0,01	1,98	0,00	98,93
A24h-amp-17	47,95	3,51	24,63	0,66	7,83	10,51	1,46	0,37	0,25	0,05	0,66	0,00	97,89
A24h-amp-18	45,89	4,54	26,63	0,49	6,85	9,57	2,38	0,86	0,51	0,01	1,46	0,01	99,20
A24h-amp-19	46,09	4,52	24,94	0,45	7,51	10,01	2,27	0,74	0,52	0,00	1,65	0,01	98,71
A24h-amp-20	48,90	3,89	21,69	0,64	10,28	9,97	2,16	0,58	0,28	0,07	1,49	0,00	99,95
A24h-amp-21	46,39	3,28	24,73	0,63	7,26	10,45	1,29	0,43	0,25	0,05	0,66	0,00	95,42
A24h-amp-22	47,33	3,64	26,30	0,53	7,02	9,34	2,45	0,80	0,30	0,00	2,04	0,01	99,76
A24h-amp-23	47,44	3,39	25,81	0,52	7,24	9,30	2,49	0,80	0,37	0,06	2,15	0,00	99,55
A24h-amp-24	46,94	3,92	25,98	0,50	6,90	9,55	2,17	0,84	0,40	0,06	1,36	0,00	98,62
A24z-amp-01	48,32	3,68	23,35	0,57	8,85	10,10	1,58	0,46	0,27	0,05	0,78	0,00	98,00
A24z-amp-02	49,34	2,87	26,13	1,63	6,31	10,39	0,57	0,13	0,10	0,03	0,00	0,00	97,51
A24z-amp-03	47,18	3,36	26,18	0,55	6,72	9,23	2,52	0,79	0,44	0,06	1,65	0,01	98,68
A24z-amp-04	46,21	4,03	26,88	0,57	6,19	9,36	2,47	0,88	0,45	0,02	1,58	0,00	98,65
A24z-amp-05	47,11	4,35	24,47	0,58	7,81	9,78	2,01	0,63	0,39	0,05	1,05	0,02	98,24
A24z-amp-06	44,78	6,05	26,70	1,07	4,98	11,16	1,20	0,67	0,11	0,01	0,06	0,00	96,79
A24z-amp-07	49,89	2,69	27,20	1,31	4,89	11,21	0,34	0,19	0,09	0,02	0,00	0,00	97,82
A24z-amp-08	50,15	1,89	26,91	1,50	5,57	11,29	0,44	0,18	0,04	0,00	0,00	0,02	97,99
A24z-amp-09	48,01	4,20	25,64	0,64	6,52	11,39	0,92	0,32	0,10	0,00	0,20	0,01	97,94
A24z-amp-10	47,00	3,49	27,14	0,57	6,50	9,01	2,27	0,81	0,38	0,02	1,17	0,01	98,38
A24z-amp-11	47,44	3,36	26,14	0,57	6,39	9,12	2,62	0,80	0,49	0,05	1,79	0,01	98,78
A24z-amp-12	46,48	3,73	26,99	0,57	6,29	9,00	2,54	0,76	0,42	0,00	1,73	0,00	98,51
A24z-amp-13	46,86	3,74	26,80	0,46	6,27	9,24	2,57	0,86	0,42	0,01	2,00	0,00	99,24
A24z-amp-14	46,94	3,99	26,70	0,52	6,52	9,43	2,37	0,91	0,44	0,02	1,47	0,01	99,31
A24z-amp-15	48,42	3,71	23,51	0,52	8,60	9,88	1,71	0,59	0,32	0,01	0,84	0,00	98,12
A24z-amp-16	48,19	3,90	23,92	0,55	8,43	9,66	1,98	0,63	0,30	0,00	1,08	0,00	98,64
A24z-amp-17	48,85	3,06	26,99	1,01	5,64	10,98	0,71	0,28	0,07	0,00	0,08	0,00	97,69
A24z-amp-18	45,68	5,32	28,07	1,02	4,76	11,03	1,11	0,53	0,09	0,04	0,10	0,00	97,76
A24z-amp-19	45,31	5,74	27,76	1,10	4,85	11,03	1,12	0,67	0,10	0,00	0,08	0,00	97,78
A24z-amp-20	47,22	3,57	27,27	0,57	6,34	9,10	2,38	0,74	0,38	0,00	1,39	0,01	98,97
A24z-amp-21	46,66	3,99	26,75	0,54	6,32	9,42	2,54	0,85	0,44	0,05	1,47	0,01	99,04
A24z-amp-22	44,21	6,33	29,08	0,91	4,05	11,05	1,27	0,60	0,13	0,00	0,03	0,01	97,67
A24z-amp-23	48,11	3,43	27,68	1,53	4,95	11,03	0,72	0,29	0,02	0,02	0,00	0,01	97,78
A24z-amp-24	49,54	1,89	28,91	2,18	3,99	10,86	0,46	0,22	0,00	0,05	0,00	0,02	98,12
A24z-amp-25	48,44	3,24	27,75	1,03	5,22	11,02	0,70	0,34	0,07	0,00	0,00	0,01	97,83
A24z-amp-30	46,97	3,93	26,03	0,61	6,54	9,42	2,26	0,89	1,08	0,01	1,08	0,00	98,83
A24z-amp-31	47,50	3,68	26,77	0,55	6,09	9,07	2,64	0,89	1,07	0,02	1,78	0,01	100,07
A24z-amp-32	53,50	0,48	20,82	0,77	8,55	14,22	0,28	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	98,72
A24z-amp-33	52,91	0,25	19,19	0,89	7,42	18,08	1,59	0,03	0,20	0,00	0,00	0,00	100,60
A24z-amp-34	47,48	3,61	26,21	0,61	6,38	9,22	2,39	0,83	1,11	0,06	1,35	0,02	99,28
A24z-amp-35	51,77	1,73	22,97	0,96	8,49	11,04	0,68	0,29	0,36	0,00	0,35	0,01	98,65
A24z-amp-36	51,94	0,93	26,80	1,81	5,70	11,16	0,30	0,13	0,12	0,04	0,00	0,01	98,94
A24z-amp-37	46,30	5,31	27,01	1,03	5,06	11,16	1,09	0,49	0,24	0,00	0,07	0,01	97,76
A24z-amp-38	50,52	2,58	25,16	1,36	6,43	10,70	0,53	0,24	0,21	0,00	0,00	0,00	97,73
A24z-amp-39	49,51	3,10	25,89	1,31	6,24	8,32	0,48	0,37	0,20	0,00	0,00	0,00	95,47
A24z-amp-40	45,21	3,70	24,53	0,51	7,43	9,85	1,88	0,66	0,88	0,01	1,03	0,01	95,71
A24h-mfc-10	47,37	3,80	27,08	0,50	6,53	9,39	2,29	0,76	0,41	0,00	1,73	0,01	99,89
A24h-mfc-11	47,27	3,77	26,88	0,41	6,49	9,47	2,14	0,82	0,42	0,05	1,66	0,00	99,38
A24h-mfc-12	47,07	4,15	26,96	0,48	6,19	9,61	2,35	0,87	0,43	0,00	1,79	0,00	99,91
A24h-mfc-13	47,27	3,88	27,11	0,49	6,05	9,66	2,40	0,87	0,45	0,04	1,84	0,00	100,06
A24h-mfc-14	47,32	3,85	26,91	0,49	6,63	8,90	2,03	0,72	0,40	0,03	1,42	0,00	98,69
A24h-mfc-15	45,19	3,62	26,41	0,47	5,93	9,30	2,27	0,81	0,43	0,09	1,76	0,01	96,28
A24h-mfc-16	46,67	3,98	27,32	0,48	6,06	9,62	2,41	0,84	0,45	0,00	1,83	0,00	99,67
A24h-mfc-17	46,09	3,93	26,93	0,51	6,06	9,64	2,36	0,79	0,47	0,08	1,69	0,01	98,56
A24h-mfc-18	47,21	4,08	27,14	0,49	6,03	9,53	2,46	0,84	0,50	0,05	1,79	0,00	100,12
A24h-mfc-19	45,79	3,95	26,84	0,46	6,18	9,53	2,48	0,80	0,47	0,02	1,82	0,01	98,35
A24h-mfc-20	46,22	4,31	26,85	0,48	5,82	9,65	2,40	0,91	0,50	0,03	1,64	0,00	98,82
A24h-mfc-21	44,48	4,20	25,89	0,52	5,51	9,90	2,13	0,91	0,45	0,02	0,89	0,00	94,91

Tabela 4 - continuação.

ANFIBÓLIO													
Elemento	**SiO_2**	**Al_2O_3**	**FeO^t**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**TiO_2**	**Cr_2O_3**	**F**	**Cl**	**soma**
Amostra													
A24h-mfc-22	47,13	4,11	26,71	0,55	6,07	9,76	2,05	0,83	0,48	0,03	0,68	0,00	98,41
A24h-mfc-23	47,04	3,67	26,92	0,59	6,00	9,93	1,86	0,77	0,41	0,01	0,93	0,00	98,13
A24h-mfc-24	38,84	5,13	26,92	0,52	6,71	8,99	1,75	0,76	0,40	0,00	0,81	0,01	90,84
A24h-mfc-25	47,95	4,37	24,15	0,55	8,27	10,48	1,72	0,55	0,30	0,01	0,99	0,00	99,34
A24h-mfc-26	49,80	2,93	24,93	0,52	7,67	10,74	1,18	0,31	0,21	0,06	0,38	0,00	98,74
A24h-mfc-27	51,26	1,94	25,17	0,76	7,29	11,01	0,78	0,21	0,14	0,02	0,00	0,00	98,58
A24h-mfc-28	51,54	1,64	26,86	0,87	6,27	10,81	0,67	0,18	0,11	0,00	0,00	0,01	98,95
A24h-mfc-29	51,44	1,39	27,71	1,03	5,57	10,50	0,67	0,18	0,09	0,02	0,00	0,00	98,60
A24h-mfc-30	51,06	1,38	29,48	1,06	4,46	10,35	0,69	0,18	0,09	0,02	0,00	0,00	98,77
A24z-mfc-12	47,37	3,42	25,66	0,61	7,16	9,30	2,17	0,81	0,39	0,06	1,39	0,00	98,34
A24z-mfc-13	47,33	3,50	26,57	0,59	6,64	9,15	2,15	0,79	0,42	0,04	1,04	0,01	98,22
A24z-mfc-14	47,23	3,55	26,96	0,59	6,73	9,62	2,35	0,81	0,41	0,02	1,29	0,00	99,56
A24z-mfc-15	46,69	3,57	26,65	0,57	6,55	9,18	2,36	0,84	0,39	0,04	1,49	0,00	98,35
A24z-mfc-16	46,22	3,57	26,59	0,56	6,38	9,28	2,14	0,82	0,42	0,05	1,05	0,01	97,11
A24z-mfc-17	46,43	4,35	24,24	0,47	7,98	9,90	2,06	0,67	0,36	0,00	1,20	0,01	97,67
A24z-mfc-18	46,13	4,52	24,68	0,55	7,67	9,89	1,96	0,64	0,39	0,07	1,12	0,01	97,62
A24z-mfc-19	47,21	4,01	24,14	0,53	8,01	9,80	1,87	0,57	0,34	0,03	1,04	0,01	97,55
A24z-mfc-20	48,56	3,65	23,32	0,57	8,77	9,93	1,66	0,47	0,31	0,04	0,76	0,00	98,05
A24z-mfc-24	46,57	3,48	26,43	0,60	6,73	8,95	2,36	0,77	0,35	0,01	1,39	0,01	97,65
A24z-mfc-25	45,98	4,11	26,82	0,54	6,20	9,18	2,38	0,87	0,47	0,00	1,27	0,00	97,82
A24z-mfc-26	46,41	3,83	27,33	0,52	6,06	9,17	2,11	0,83	0,43	0,00	0,92	0,00	97,61
A24z-mfc-27	45,68	3,96	26,96	0,60	5,82	9,12	1,95	0,87	0,46	0,01	0,52	0,01	95,97
A24z-mfc-28	41,60	3,87	26,99	0,64	6,25	9,57	1,77	0,61	0,33	0,00	0,21	0,01	91,85
A24z-mfc-29	46,06	3,84	27,61	0,53	5,96	9,26	1,67	0,85	0,42	0,05	0,46	0,00	96,71
A24z-mfc-30	45,95	3,69	27,50	0,58	5,96	9,12	2,02	0,82	0,42	0,06	0,70	0,00	96,82

Tabela 4 - continuação.

ILMENITA														
Elemento	**SiO_2**	**TiO_2**	**Al_2O_3**	**Fe_2O_3**	**FeO**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Cr_2O_3**	**ZnO**	**V_2O_3**	**NiO**	**CoO**	**soma**
Amostra														
A24a-ilm-03	0,05	46,83	0,00	7,78	39,11	2,88	0,02	0,03	0,06	0,12	1,87	0,00	0,00	98,74
A24a-ilm-04	0,02	46,94	0,00	7,54	38,82	3,19	0,04	0,01	0,05	0,11	1,86	0,03	0,00	98,60
A24a-ilm-05	0,08	48,11	0,00	5,42	39,89	3,41	0,00	0,02	0,02	0,01	1,90	0,00	0,00	98,85
A24a-ilm-06	0,11	47,87	0,00	6,20	39,88	3,21	0,00	0,05	0,01	0,00	1,87	0,02	0,00	99,21
A24a-ilm-07	0,09	48,06	0,00	5,53	39,84	3,40	0,00	0,04	0,01	0,00	1,95	0,00	0,00	98,93
A87a-ilm-01	0,03	48,06	0,00	6,80	40,10	2,98	0,01	0,10	0,00	0,01	1,92	0,00	0,00	100,02
A87a-ilm-03	0,06	48,29	0,00	6,09	39,76	3,59	0,00	0,07	0,00	0,02	1,90	0,00	0,05	99,84
A88a-ilm-01	0,08	47,08	0,00	8,00	40,29	1,97	0,02	0,09	0,00	0,03	1,71	0,00	0,00	99,27
A88a-ilm-02	0,07	47,29	0,00	8,30	40,41	2,05	0,01	0,06	0,00	0,04	1,82	0,02	0,00	100,08
A88a-ilm-03	0,04	47,11	0,00	8,29	40,24	2,02	0,04	0,06	0,00	0,00	1,79	0,01	0,00	99,61
A88a-ilm-04	0,11	46,65	0,00	7,99	39,91	2,12	0,01	0,02	0,00	0,01	2,02	0,00	0,00	98,83
A88a-ilm-05	0,04	46,53	0,00	9,20	39,68	2,02	0,03	0,01	0,02	0,12	1,86	0,00	0,00	99,53
A88a-ilm-06	0,04	49,34	0,00	3,16	42,47	1,88	0,02	0,03	0,00	0,00	1,89	0,02	0,00	98,86
A88a-ilm-07	0,04	46,98	0,00	8,72	40,15	2,00	0,01	0,07	0,02	0,03	1,81	0,01	0,00	99,84
A88a-ilm-08	0,04	47,16	0,00	8,08	40,14	2,20	0,02	0,06	0,00	0,00	1,70	0,00	0,00	99,41
A88a-ilm-09	0,07	46,93	0,00	8,70	40,10	2,01	0,03	0,03	0,00	0,08	1,83	0,00	0,00	99,79
A88a-ilm-10	0,08	47,04	0,00	8,70	40,33	1,98	0,02	0,03	0,04	0,00	1,77	0,00	0,00	99,98
A88a-ilm-11	0,05	47,59	0,00	7,37	40,81	1,91	0,02	0,04	0,00	0,05	1,81	0,05	0,00	99,70
A88a-ilm-12	0,06	46,35	0,00	9,21	39,28	2,27	0,01	0,04	0,00	0,12	1,77	0,00	0,00	99,12
A88a-ilm-13	0,08	47,07	0,00	8,55	39,95	2,37	0,01	0,03	0,00	0,02	1,82	0,00	0,00	99,90
A88a-ilm-14	0,03	46,78	0,00	9,30	40,03	1,96	0,03	0,01	0,00	0,03	1,80	0,01	0,00	99,98
A88a-ilm-15	0,03	46,92	0,17	8,27	40,35	1,81	0,01	0,01	0,00	0,04	1,75	0,00	0,00	99,35
A88a-ilm-16	0,06	47,12	0,00	8,27	40,31	2,06	0,02	0,02	0,00	0,00	1,81	0,00	0,00	99,67
A88a-ilm-17	0,04	46,98	0,00	8,89	40,29	1,94	0,01	0,02	0,02	0,00	1,72	0,03	0,00	99,95
A88a-ilm-18	0,04	46,98	0,00	8,82	40,01	2,21	0,02	0,02	0,00	0,00	1,70	0,00	0,00	99,79
A88a-ilm-19	0,15	47,20	0,00	8,14	40,42	1,91	0,04	0,17	0,00	0,01	1,76	0,00	0,00	99,81
A88a-ilm-20	0,05	47,18	0,00	8,31	39,54	2,71	0,00	0,13	0,00	0,05	1,79	0,00	0,00	99,76
A88a-ilm-22	0,45	47,85	0,00	6,41	40,54	2,43	0,03	0,40	0,00	0,03	1,74	0,06	0,00	99,94
A88a-ilm-24	0,04	47,23	0,00	8,25	40,11	2,20	0,03	0,07	0,00	0,06	1,73	0,00	0,00	99,73
A88a-ilm-25	0,15	47,66	0,00	7,73	40,45	2,20	0,04	0,17	0,02	0,10	1,66	0,00	0,07	100,23

Tabela 4 - continuação.

ILMENITA														
Elemento	**SiO_2**	**TiO_2**	**Al_2O_3**	**Fe_2O_3**	**FeO**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Cr_2O_3**	**ZnO**	**V_2O_3**	**NiO**	**CoO**	**soma**
Amostra														
A89b-ilm-1	0,05	48,03	0,00	8,02	41,12	2,01	0,00	0,05	0,00	0,05	1,95	0,00	0,00	101,30
A89b-ilm-2	0,13	47,89	0,00	7,91	41,16	1,90	0,03	0,09	0,00	0,00	1,97	0,00	0,00	101,08
A89b-ilm-3	0,07	47,57	0,00	8,32	40,77	1,90	0,02	0,05	0,04	0,08	2,02	0,00	0,00	100,85
A89b-ilm-4	0,17	48,32	0,00	6,69	41,21	2,17	0,01	0,19	0,01	0,00	1,93	0,00	0,00	100,70
A89b-ilm-5	0,05	48,39	0,00	7,38	41,23	2,12	0,02	0,04	0,00	0,15	1,86	0,00	0,00	101,24
A89b-ilm-6	0,08	48,61	0,00	5,24	41,48	2,20	0,01	0,07	0,00	0,00	1,96	0,00	0,00	99,64
A89b-ilm-7	0,05	46,75	0,00	10,23	40,10	1,92	0,01	0,01	0,01	0,04	1,94	0,01	0,00	101,07
A89b-ilm-8	0,04	46,47	0,00	10,76	39,91	1,89	0,01	0,00	0,01	0,00	1,97	0,00	0,02	101,08
A89b-ilm-9	0,05	46,48	0,00	10,59	39,85	1,79	0,03	0,03	0,03	0,15	1,97	0,02	0,00	100,98
A89b-ilm-10	0,02	46,63	0,00	10,81	40,01	1,89	0,00	0,02	0,02	0,03	2,04	0,05	0,00	101,51
A89b-ilm-11	0,05	46,49	0,00	11,33	39,79	2,00	0,01	0,03	0,00	0,01	1,90	0,00	0,00	101,62
A89b-ilm-12	0,08	47,15	0,00	9,63	40,41	1,91	0,01	0,03	0,02	0,11	1,83	0,01	0,01	101,21
A89b-ilm-13	0,05	47,25	0,00	9,51	40,57	1,90	0,01	0,03	0,00	0,02	1,84	0,03	0,00	101,22
A89b-ilm-14	0,05	46,53	0,00	10,71	39,93	1,89	0,01	0,04	0,01	0,00	1,88	0,01	0,01	101,06
A89b-ilm-15	0,06	47,04	0,00	9,60	40,27	1,95	0,00	0,02	0,00	0,12	1,91	0,03	0,00	101,01
A89b-ilm-16	0,05	47,49	0,00	8,91	40,70	1,95	0,02	0,04	0,00	0,01	1,92	0,00	0,00	101,08
A89b-ilm-17	0,06	47,60	0,00	8,41	40,72	2,01	0,02	0,05	0,03	0,05	1,89	0,00	0,00	100,84

Tabela 4 - continuação.

MAGNETITA														
Elemento	**SiO_2**	**TiO_2**	**Al_2O_3**	**Fe_2O_3**	**FeO**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Cr_2O_3**	**ZnO**	**V_2O_3**	**NiO**	**CoO**	**soma**
Amostra														
A24a-mt-03	0,15	8,62	0,35	49,14	37,72	0,75	0,01	0,02	0,05	0,25	0,99	0,00	0,00	98,04
A24a-mt-04	0,17	14,69	2,21	35,47	43,54	0,66	0,12	0,05	0,00	0,48	1,15	0,03	0,00	98,57
A24a-mt-09	0,08	10,07	3,30	42,97	39,61	0,73	0,02	0,06	0,03	0,10	1,15	0,00	0,00	98,12
A24a-mt-11	0,52	7,43	1,50	49,46	36,82	0,62	0,14	0,08	0,03	0,77	1,10	0,00	0,00	98,47
A24a-mt-12	0,72	9,39	1,56	45,00	39,09	0,59	0,26	0,04	0,01	0,32	1,08	0,00	0,00	98,07
A24a-mt-13	0,19	11,29	1,79	42,67	40,51	0,80	0,05	0,03	0,01	0,38	1,14	0,00	0,00	98,87
A87a-mt-02	0,08	12,66	2,36	39,24	41,74	0,87	0,01	0,02	0,12	0,13	0,93	0,03	0,00	98,21
A88a-mt-05	0,10	8,57	0,61	49,29	38,14	0,38	0,01	0,03	0,02	0,14	0,93	0,05	0,00	98,30
A88a-mt-06	0,08	12,24	0,67	42,16	41,45	0,54	0,00	0,05	0,02	0,05	0,94	0,00	0,00	98,20
A88a-mt-07	0,08	12,01	0,73	42,80	40,86	0,66	0,03	0,05	0,03	0,37	0,82	0,02	0,00	98,47
A88a-mt-09	0,14	10,18	2,08	44,16	39,96	0,41	0,00	0,03	0,02	0,10	1,04	0,02	0,00	98,14
A88a-mt-10	0,10	9,83	1,69	45,57	39,39	0,61	0,01	0,02	0,04	0,09	1,05	0,01	0,00	98,40
A88a-mt-11	0,13	11,14	2,77	41,59	40,79	0,54	0,02	0,05	0,01	0,10	1,04	0,00	0,00	98,18
A88a-mt-16	0,09	9,60	1,56	46,06	39,04	0,64	0,00	0,06	0,03	0,05	1,00	0,00	0,00	98,14
A88a-mt-17	0,13	8,65	1,64	47,59	38,37	0,38	0,01	0,07	0,07	0,13	1,03	0,00	0,00	98,07
A88a-mt-19	0,13	9,23	1,39	46,95	38,72	0,56	0,02	0,06	0,02	0,15	1,04	0,00	0,00	98,27
A88a-mt-26	0,15	7,36	1,91	50,07	37,58	0,18	0,02	0,08	0,04	0,04	0,93	0,02	0,00	98,38
A88a-mt-28	0,14	8,88	1,71	47,68	38,74	0,44	0,02	0,05	0,02	0,15	0,92	0,04	0,00	98,78
A88a-mt-29	0,09	8,97	1,44	47,74	38,57	0,49	0,03	0,05	0,00	0,16	0,96	0,00	0,00	98,50
A88a-mt-30	0,10	9,45	1,59	46,50	39,10	0,50	0,02	0,05	0,04	0,08	0,97	0,00	0,00	98,39
A88a-mt-31	0,14	8,42	1,64	48,46	38,23	0,48	0,01	0,05	0,04	0,09	0,91	0,01	0,00	98,48
A88a-mt-32	0,14	8,08	2,98	47,87	38,36	0,35	0,01	0,07	0,02	0,10	0,87	0,00	0,00	98,85
A88a-mt-33	0,77	7,98	1,21	48,37	38,09	0,37	0,17	0,28	0,03	0,13	0,84	0,03	0,00	98,26
A88a-mt-34	0,12	8,54	1,73	48,14	38,44	0,32	0,00	0,05	0,03	0,19	0,94	0,00	0,00	98,49
A89b-mt-01	0,07	9,63	1,20	47,51	39,44	0,58	0,01	0,01	0,02	0,18	1,02	0,03	0,00	99,71
A89b-mt-02	0,14	11,69	2,98	41,08	41,73	0,63	0,01	0,04	0,02	0,00	1,01	0,02	0,00	99,35
A89b-mt-03	0,06	10,22	1,96	45,19	40,05	0,55	0,00	0,02	0,03	0,09	0,96	0,01	0,00	99,13
A89b-mt-04	0,13	10,59	1,68	44,71	40,60	0,50	0,02	0,03	0,04	0,00	0,98	0,01	0,00	99,28
A89b-mt-05	0,13	10,03	3,24	43,85	40,33	0,41	0,01	0,04	0,01	0,09	1,09	0,01	0,00	99,24
A89b-mt-06	0,11	11,54	3,41	39,81	41,57	0,24	0,00	0,03	0,01	0,07	1,21	0,00	0,00	98,00

Tabela 4 - continuação.

MAGNETITA														
Elemento	**SiO_2**	**TiO_2**	**Al_2O_3**	**Fe_2O_3**	**FeO**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Cr_2O_3**	**ZnO**	**V_2O_3**	**NiO**	**CoO**	**soma**
Amostra														
A89b-mt-07	0,11	9,38	2,69	45,66	39,56	0,38	0,01	0,02	0,02	0,12	1,11	0,00	0,00	99,06
A89b-mt-08	0,09	8,46	2,61	48,54	38,95	0,50	0,01	0,01	0,03	0,14	1,02	0,02	0,00	100,38
A89b-mt-09	0,08	11,04	1,80	43,70	41,09	0,40	0,00	0,02	0,01	0,00	1,11	0,00	0,00	99,26
A89b-mt-10	0,09	11,61	1,94	42,47	41,61	0,40	0,00	0,02	0,02	0,09	1,10	0,04	0,00	99,38
A89b-mt-11	0,08	11,46	2,49	41,90	41,05	0,64	0,02	0,07	0,02	0,08	1,01	0,01	0,00	98,84
A89b-mt-12	0,13	11,22	1,81	43,51	41,07	0,55	0,01	0,01	0,01	0,18	0,98	0,00	0,00	99,49
A89b-mt-13	0,07	9,32	1,97	47,16	39,14	0,67	0,01	0,07	0,03	0,12	0,99	0,03	0,00	99,58

Tabela 5 – Dados de elementos traço em zircão de riolitos do Grupo Iricoumé no Distrito Mineiro de Pitinga (valores expressos em ppm).

	Rb	Sr	Y	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
Riolitos																								
PIT 3 III - 85	246	328	2248	14	49	11	95	5	31	23	3	43	14	192	61	309	65	565	116	11685	2	67	448	273
PIT 3 III 86	60	269	1874	3	25	5	52	9	19	131	2	39	14	154	55	224	51	486	102	12677	1	55	232	160
PIT 3 III 87	5	3	2055	3	18	7	33	1	15	19	1	45	15	174	69	280	58	572	107	11310	1	36	235	153
PIT 3 III 88	3	62	529	1	4	601	29	3	12	6	1	8	3	45	15	72	15	181	39	14743	1	15	172	158
PIT 3 III 89	1	4	444	1	3	17	41	5	31	22	1	14	5	54	12	81	14	158	29	13577	0	14	98	107
PIT 3 III 90	4	15	495	1	5	82	110	15	69	12	1	13	3	42	12	56	13	153	32	12819	1	13	134	136
PIT 3 III 91	20	59	924	3	37	52	77	6	28	81	5	31	6	51	26	117	22	211	37	7801	1	23	107	103
PIT 3 III 92	1	703	781	1	3	105	158	1	82	326	87	152	3	42	34	187	95	164	49	11255	1	240	389	149
PIT 3 III 93	71	382	2695	115	769	1	470	64	37	101	1	6	74	430	70	231	117	565	228	7700	1	517	426	142
PIT 3 III 94	899	9457	1572	1197	24056	89	968	55	118	6	1	50	1130	33	140	350	32	1676	77	28854	7	654	218	447
PIT 31-38	13	4	2766	6	22	5	36	5	18	18	3	65	24	261	80	435	88	737	160	12188	2	77	407	293
PIT 31 39	1	8	956	5	9	8	19	2	14	10	3	11	5	63	31	139	29	302	66	12640	1	44	140	180
PIT 31 40	18	51	1758	5	586	21	50	4	20	12	2	27	10	114	41	194	40	409	79	9109	1	49	243	145
PIT 31 -41	19	6	1757	4	88	4	16	1	9	12	2	32	11	143	49	231	48	405	84	10203	1	17	184	127
PIT 31 42	97	23	6169	8	208	1112	1240	190	637	165	22	199	50	526	126	736	101	825	125	11843	2	53	247	138
PIT 31 43	8	7	3494	4	34	161	269	44	164	52	12	153	39	421	123	567	102	820	147	12897	1	56	312	262
PIT 31 44	2	18	2555	5	77	54	110	14	70	20	2	55	19	214	74	354	69	690	134	11386	1	44	315	230
PIT 31 45	8	11	1290	8	20	24	53	12	37	18	3	26	7	84	28	136	32	304	57	8004	1	23	127	110
PIT 31 46	9	6	1661	9	21	9	22	3	15	10	2	37	10	113	41	191	39	417	78	9267	1	32	126	132
PIT 31 47	6	18	1133	3	18	2	11	1	12	14	1	24	8	84	31	149	31	323	59	8689	1	20	100	106
PIT 31 49	2	7	4630	7	7	15	47	6	42	33	5	130	39	411	139	800	105	959	172	9195	2	94	624	464
PIT 31 50	2	15	4561	7	19	24	74	11	74	43	7	111	35	380	138	528	92	871	142	9839	1	66	548	561
PIT 31 51	6	19	4127	9	55	66	115	41	104	50	10	185	37	266	134	344	66	724	93	10017	1	35	270	253
PIT 31 52	17	4	3915	5	14	9	52	3	20	22	4	80	29	332	124	519	105	1039	192	11085	1	65	542	382
PIT 31 53	4	9	1113	5	8	7	18	1	22	10	1	23	7	80	27	126	27	284	54	10118	1	24	102	83
PIT 31 54	1	1	923	2	3	4	16	1	11	24	4	11	6	82	30	132	26	286	59	11099	1	8	88	95
PIT 31 55	3	13	2202	3	6	3	27	3	18	18	2	56	19	204	75	321	69	647	129	12353	1	36	328	172
PIT 31 56	1	14	428	1	3	1	17	1	6	11	1	9	3	33	13	66	15	121	30	11999	1	10	93	83
PIT 31 57	1	3	367	2	3	2	17	1	8	6	0	6	3	26	7	42	8	101	22	10597	1	7	56	45
PIT 31 58	1	2	2176	2	13	1	26	1	14	11	2	53	18	47436	11719	58650	18778	265072	48950	16493286	4221	38633	513357	414153

Tabela 5 – Dados de elementos traço em zircão de ignimbritos do Grupo Iricoumé no Distrito Mineiro de Pitinga (valores expressos em ppm).

	Rb	Sr	Y	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
Tufos																								
PIT 31 59	7	20	1328	3	16	17	14	0	16	24	2	26	7	98	34	173	36	315	71	10272	1	17	113	103
PIT 31 60	18	44	1115	3	1692	49	103	10	167	18	8	20	8	87	31	149	36	325	70	11425	1	12	99	103
PIT 31 61	1	15	1254	3	15	6	22	6	13	16	1	22	9	100	41	209	48	456	93	11366	2	24	173	135
PIT 31 62	1	11	1193	5	28	4	27	3	22	27	2	19	7	75	48	201	32	420	85	11114	2	14	166	183
PIT 31 63	6	371	1726	6	23	45	42	5	26	32	4	61	15	146	61	301	57	509	105	14080	1	52	265	211
PIT 31 64	54	1040	4744	74	166	114	242	432	337	220	14	683	96	1062	148	1172	160	1252	175	5656	24	576	2376	1074
PIT 31 65	2	33	1153	4	26	29	37	7	47	35	2	22	8	88	32	158	33	337	67	11278	2	33	152	155
PIT 31 66	10	17	2380	8	19	6	20	2	16	8	3	35	15	165	38	205	34	486	78	9458	1	49	264	150
PIT 31 67	144	76	4535	20	40	10	510	27	308	6	8	113	13	183	219	288	49	1085	53	11985	2	318	1403	317
PIT 31 68	6	17	1677	3	15	5	16	1	8	19	1	51	12	142	47	235	48	459	98	12199	1	17	172	151
PIT 31 69	1	5	1110	3	4	84	134	30	98	30	3	38	11	100	33	182	37	367	76	13841	2	14	156	183
PIT 31 70	4	5	1475	5	9	18	42	4	30	17	1	40	12	147	47	213	46	479	94	12244	1	29	160	132
PIT 31 71	11	32	2362	14	541	29	121	12	72	89	11	102	20	266	60	299	76	935	105	10968	1	41	484	335
PIT 31 72	14	10	2382	4	26	20	44	8	30	16	3	54	16	236	76	334	64	706	148	11231	1	86	269	216
PIT 31 73	4	5	1757	4	9	14	22	2	18	12	2	32	13	151	56	247	54	449	91	10305	1	32	151	152
PIT 31 74	1	6	1487	2	4	18	38	3	20	13	1	30	10	117	41	197	39	421	85	12099	2	19	191	159
PIT 31 75	4	5	1124	4	19	9	27	4	12	16	1	20	7	90	36	171	35	333	77	12224	2	28	151	162
PIT 31 76	2	9	1675	7	9	55	511	10	50	12	4	35	13	138	54	246	50	491	105	11809	1	39	225	170
PIT 31 77	34	18	860	149	42	18	42	5	28	18	4	26	7	62	24	111	21	232	42	9667	4	53	190	100
PIT 31 78	1	4	910	8	17	3	13	0	5	6	1	25	6	72	26	137	32	284	61	12554	1	13	126	127
PIT 31 79	3	20	978	14	4	45	86	11	114	18	2	29	7	71	28	125	31	297	58	11061	1	10	86	97
PIT 31 80	2	3	1897	3	4	7	36	4	20	10	2	40	16	154	53	295	53	556	111	12170	1	19	204	181
PIT 31 81	1	14	1827	5	5	85	165	24	169	27	3	55	15	155	49	224	49	489	80	9998	1	26	150	181
PIT 31 82	4	3	1123	6	7	18	40	6	29	8	1	25	9	82	36	151	36	391	61	11293	1	18	128	141
PIT 31 83	1	16	3028	11	11	8	120	7	63	26	2	59	21	229	85	370	79	799	154	12070	3	115	1114	630
PIT 31 84	3	8	1286	5	20	5	39	3	29	14	2	29	10	108	36	173	37	392	70	12037	1	40	290	232

ANEXO IV

Trabalhos científicos publicados no desenvolvimento da tese

International Geology Review
Vol. 00, No. 0, Xxxxx 2009, 1–34

Geochemistry of Palaeoproterozoic volcanic rocks of the Iricoumé Group, Pitinga Mining District, Amazonian craton, Brazil

Ronaldo Pierosan[a], Evandro Fernandes de Lima[b]*, Lauro Valentin Stoll Nardi[b], Artur Cesar Bastos Neto[b], Cristina P. de Campos[c], Kym Jarvis[d], José Maximino Tadeu Miras Ferron[e] and Mauricio Prado[e]

[a]*Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGGeo), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, Brazil;* [b]*Centro de Pesquisas em Geoquímica (CPGq), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, Brazil;* [c]*Department für Geo- und Umweltwissenschaften – Ludwig-Maximilians-Universität München (LMU), Munich, Germany;* [d]*Imperial College, Centre for Environmental Policy, Silwood Park Campus, Ascot, UK;* [e]*Mineração Taboca S.A. – Grupo Paranapanema, Presidente Figueiredo, Vila Pitinga, Brazil*

(*Accepted 5 October 2009*)

The Iricoumé Group includes 1.88 Ga volcanic units of the Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association, part of the Uatumã magmatic series in the Guyana shield portion of the Amazonian craton. In the Pitinga Mining District, these rocks consist dominantly of felsic trachyte to rhyolite, associated with voluminous ignimbrite and minor ash-fall tuffs and surge deposits. Mafic rocks are present as basaltic clasts within volcanic breccias, and mostly as mafic microgranular enclaves in the associated Mapuera plutonic rocks. The felsic rocks have high contents of SiO_2, FeO_t, K_2O, Rb and alkalis; low TiO_2, CaO, Sr, Ba, Nb, Ta and Eu; and show metaluminous to weakly peraluminous bulk-rock compositions. They exhibit alkaline geochemical features, expressed by $Na_2O + K_2O$ averages of 8.8 wt.%, $FeO_t/(FeO_t + MgO) \geq 0.8$, and high Ga/Al ratios, compatible with A-type magmas. The studied samples plot in the field of within-plate or post-collisional rocks in a (Nb + Y) versus Rb diagram. Nb/Y ratios indicate that they are comparable to A2-type rocks which, allied with their high LREE/Nb ratios, suggest that they were produced from mantle sources modified by previous subduction in a post-collisional setting. Two compositional populations of Ca-amphibole, a Mg-rich (actinolite to Mg-hornblende) and a Fe-rich one (Fe-edenite to Fe-pargasite, Fe-hornblende and Fe-actinolite) characterize the Iricoumé Group volcanics. The Fe-rich amphiboles crystallized under lower fO_2 and higher pressure conditions compared with the Mg-rich amphiboles, indicating different levels of crystallization or re-equilibration during ascent of the magmas. Zircons from rhyolites show trace-element compositions typical of magmatic crystals with high Th/U ratios, and REE patterns compatible with zircon-melt partition coefficients for silicic magma compositions. Their relatively lower zircon/rock partition coefficients are due to early apatite crystallization. Fractional crystallization mainly of plagioclase-hornblende and biotite-alkali feldspar with minor amounts of apatite explains the geochemical trends observed in the felsic Iricoumé volcanic rocks.

Keywords: geochemistry; amphibole chemistry; zircon chemistry; Amazonian craton; Uatumã; volcanism; Pitinga Mining District

*Corresponding author. Email: evandro.lima@ufrgs.br

ISSN 0020-6814 print/ISSN 1938-2839 online
© 2009 Taylor & Francis
DOI: 10.1080/00206810903391542
http://www.informaworld.com

Introduction

Palaeoproterozoic felsic volcanic rocks are widespread in the Amazonian craton. They are typically related to volcano-plutonic associations, and have ages ranging from ~2.0 Ga (Vila Riozinho Formation) to ~1.74 Ga (Roosevelt Formation). The largest of these associations is the Uatumã Supergroup (Melo *et al*. 1978), which represents a widespread within-plate volcano-plutonic event in the central-eastern part of the craton (Figure 1). Several volcanic associations, historically included in the Uatumã Supergroup, have yielded ages around 1.88 Ga and geochemical signatures compatible with A-type magmas (Albuquerque 1922; Pessoa *et al*. 1977; Veiga *et al*. 1979; Costi *et al*. 2000; Faria *et al*. 2000; Santos *et al*. 2000; Tassinari *et al*. 2000; Klein *et al*. 2001; Lamarão *et al*. 2002; Ferron *et al*. 2007, 2009; Valério *et al*. 2009). Due to the recently published data, knowledge regarding Uatumã magmatism has been significantly improved. Geochronological, compositional and tectonic constraints have been developed and used in a more consistent

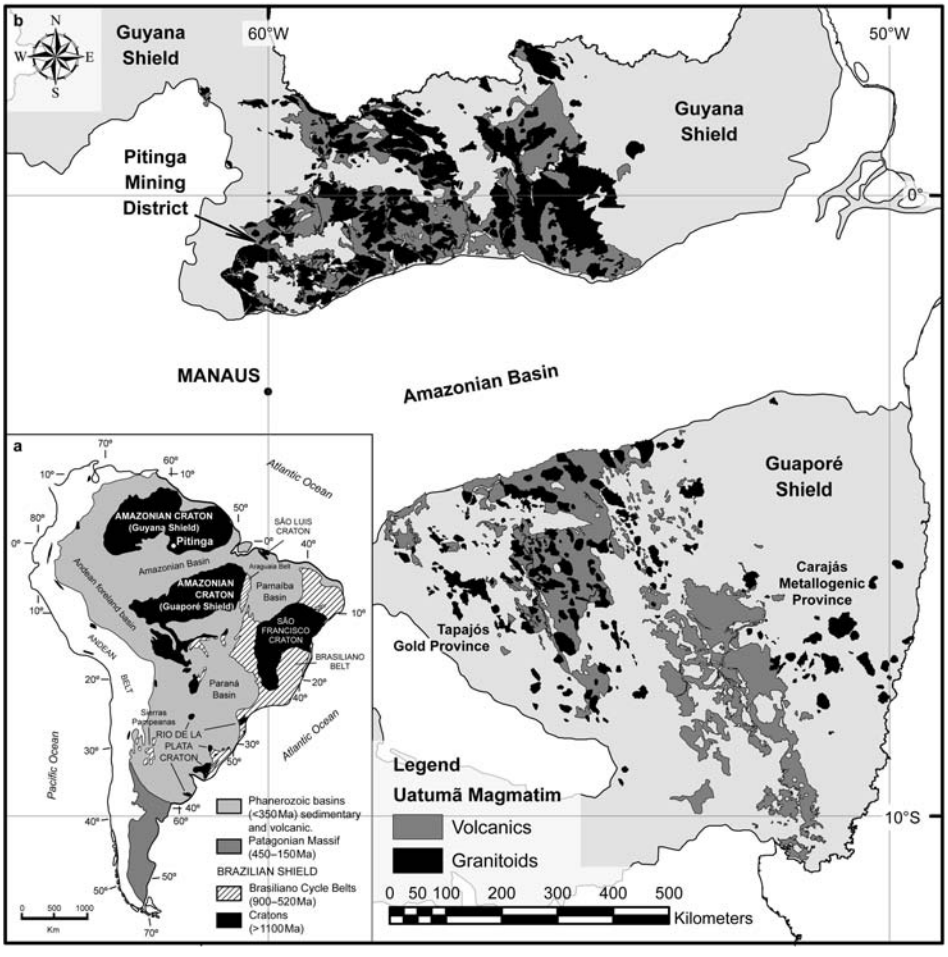


Figure 1. Distribution of Uatumã Magmatism in the Brazilian portion of the Amazonian Craton and location of the Pitinga Mining District (modified from (a) Hartmann and Delgado (2001) and (b) from Bizzi *et al*. (2003) – Geology, Tectonic and Mineral Resources of Brazil – CPRM).

way (Dall'Agnol *et al*. 1987, 1994, 1999a, 2005; Costi *et al*. 2000; Reis *et al*. 2000; Pinho *et al*. 2001; Lamarão *et al*. 2002; Lenharo *et al*. 2003; Santos *et al*. 2004).

Volcanic rocks of the Uatumã Supergroup in the Guyana shield (northern part of the Amazonian craton) are represented by the Iricoumé Group. In the Pitinga Mining District they consist of a widespread occurrence covering more than 5000 km^2. The economic status of the Sn-Ta-Nb-F mineralized granitoids of Pitinga led to the publication of several works concerning the ore and host granites genesis (Carvalho Filho *et al*. 1984; Daoud and Antonietto 1985; Macambira *et al*. 1987; Daoud and Fuck 1990; Horbe *et al*. 1991; Costi *et al*. 1997; Lenharo 1998; Costi 2000; Costi *et al*. 2000; Borges 2002; Lenharo *et al*. 2003; Minuzzi 2004; Pires *et al*. 2006; Prado *et al*. 2007). Studies referring the Iricoumé volcanics in the area have been less numerous. Veiga *et al*. (1979) published a geological map of the Pitinga region. Schobbenhaus *et al*. (1994) and Costi *et al*. (2000) released, Q1
respectively, the first U-Pb and Pb-Pb ages of Iricoumé zircon. Ferron *et al*. (2007, 2009) published detailed works about the geochronology and geochemistry of the Iricoumé Group in the area. However, discussions concerning magma genesis and its emplacement setting are still in progress.

In this paper we provide new whole-rock (inductively coupled plasma (ICP)–optical emission spectrometry (OES) and mass spectrometry (MS)) and mineral chemistry data (microprobe and ICP–MS–LA analysis) of the Iricoumé volcanics, improving our knowledge of these rocks. Moreover, we attempt to contribute to a fuller understanding of the evolution of the Pitinga ore-bearing rocks and, consequently, of Palaeoproterozoic magmatism in the Guyana shield.

Geological setting

There are two main models based on geotectonic and geochronological data for the evolution of Amazonian craton (Santos *et al*. 2000; Tassinari *et al*. 2000). In general lines, they assume an Archaean nucleus partially reworked by the Transamazonian Orogeny that added a significant amount of mantle material to an ensialic crust, in between 2.2 and 1.9 Ga. At around, the central-eastern part of the Amazonian Craton experienced a volumi- Q2
nous within-plate, post-orogenic to anorogenic volcano-plutonic event. This event is represented by the Uatumã magmatism that is followed by continental sedimentary deposition and mafic and felsic magmatism, with ages from 1.88 to 1.76 Ga. Successive continental accretions, forming mobile belts between 1.9 and 1.44 Ga, took place from the central-western towards the western part of the craton. A younger orogenic belt (Sunsas Orogeny) occurred in the southwestern region between 1.4 and 1.0 Ga and was followed by post-orogenic (~1.1 Ga) to anorogenic (~0.99 Ga) magmatic events.

In the Pitinga area (Figure 2), the basement (Guianense Complex) consists of gneisses of amphibolite to granulite facies, associated with migmatites and granitoids of 2.0 Ga (Issler *et al*. 1974; Araújo *et al*. 1976). High-K calcic-alkaline magmatism (Água Branca Suite) has age around 1.96 Ga and is composed of quartz diorites to granodiorites and monzogranites (Oliveira *et al*. 1996).

The Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association has aluminous A-type affinity and ages from 1.87 to 1.9 Ga (Costi *et al*. 2000; Ferron *et al*. 2007, 2009). Iricoumé volcanics consist of effusive and hypabyssal andesite to rhyolite, voluminous ignimbrites, minor co-ignimbritic fall tuffs, and surge and volcanoclastic deposits (Ferron *et al*. 2007). U–Pb and Pb–Pb data indicate ages from ~1877 to 1904 Ma for the volcanic rocks, whilst the Mapuera Suite granitoids have ages from ~1871 to 1891 Ma (Figure 3). The Iricoumé-Mapuera event is followed by the deposition of quartz sandstones, arkoses, and conglomerates

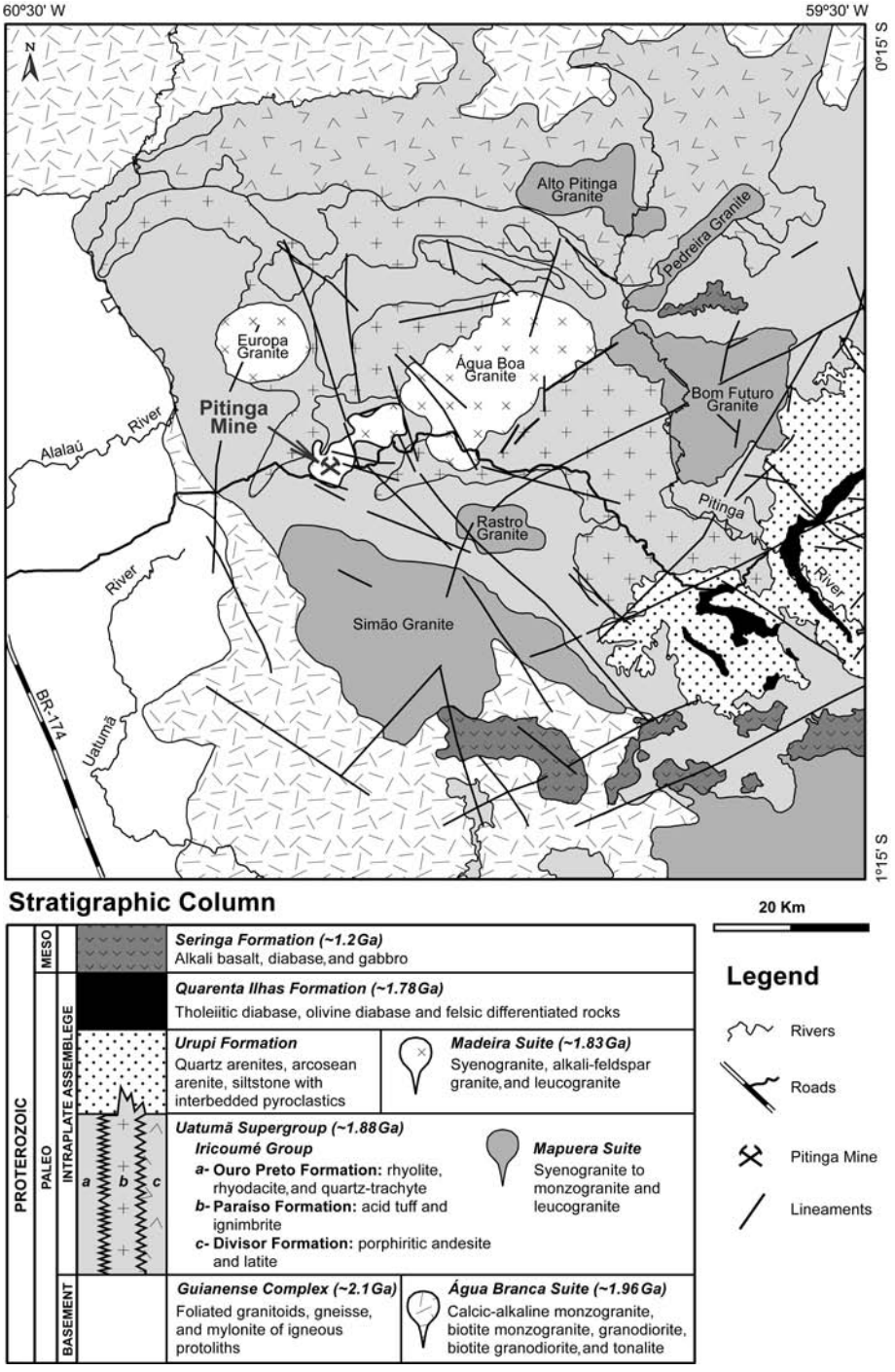


Figure 2. Geological map of Pitinga Mining District (modified from Ferron *et al*. 2007).

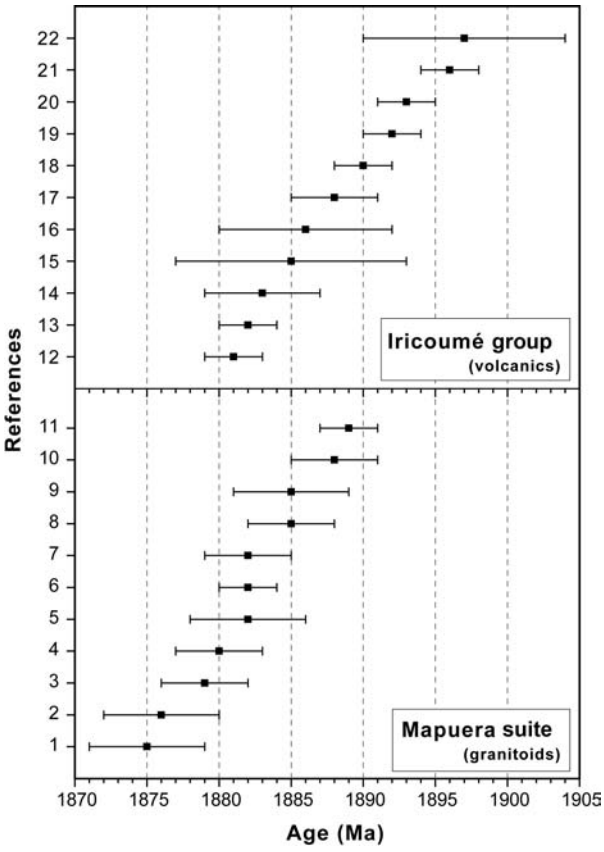


Figure 3. Summary of geochronological data of the Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association. Data sources: 1, 19, 22 – Ferron *et al*. (2009); 2–4, 21 – Santos *et al*. (2002); 5–10, 12, 13, 15, 16, 18 – Ferron *et al*. (2007); 11 – Valério *et al*. (2006b); 14 – Valério *et al*. (2005); 17 – Costi *et al*. (2000); 20 – Macambira *et al*. (2002).

of Urupi formation (Veiga *et al*. 1979). Fall tuffs and ignimbrites are interbedded with Urupi sandstones in the basal portion of the sedimentary sequence. The Urupi volcanism is interpreted as a later stage of Iricoumé volcanism (Ferron *et al*. 2007).

Volcanic rocks of Iricoumé Group were described by Valério *et al*. (2005) in the southernmost portion of the Guyana shield. They show compatible ages and geochemical features with the Iricoumé Group in Pitinga area. Lamarão *et al*. (2002, 2005) recognized a similar volcano-plutonic association (Moraes Almeida Formation, Iriri Group-Maloquinha Suite) in the Tapajós Gold Province area. This volcano-plutonic association represents the counterpart of the Uatumã magmatism in the Guaporé shield, south Amazonian craton.

The mineralized granitoids of Madeira Suite are individualized in biotite, albite, topaz, and rapakivi facies. Geochemical data indicate A-type signature with peralkaline affinity. An anorogenic setting at ~1.93 Ga has been assumed for their emplacement (Horbe *et al*. 1991; Lenharo 1998; Lenharo *et al*. 2003). Subvolcanic bodies, composed by gabbros to quartz diorites of tholeiitic affinity, are included in the Quarenta Ilhas Formation (Veiga *et al*. 1979). They crosscut the Urupi sequence and were emplaced, occurring throughout

the pre-existing volcano-plutonic structures. U–Pb data indicate ages of 1.78 Ga (Santos *et al*. 2002). The later magmatic activity in Pitinga area consists of alkaline basalts of Seringa Formation (Veiga *et al*. 1979). Araújo *et al*. (1976) presented ages of 1.2 Ga for a correlated sequence in the Guyana shield. Recent bauxitic and lateritic covers and alluvial deposits are abundant in the Pitinga area. These deposits are not represented in Figure 2.

Methods

Geological mapping and sampling were based on previous mapping and exploration activities reported by mining companies. More than 150 representative samples were collected, and 47 were selected for thin-section studies and chemical analysis.

Whole-rock chemical analyses of effusive and hypabyssal rocks and ignimbrites were carried out by Activation Laboratories, Canada, following ICP–OES and ICP–MS procedures for major and trace elements, respectively. Fluorine was analysed by ISE. All samples of effusive and hypabyssal rocks belong to the Iricoumé Group as well as 10 ignimbrite samples. Other two samples of pyroclastic rocks are from ignimbrites interbedded with sandstones of the Urupi Formation (samples A25a and A27a).

Chemical analyses of amphiboles were carried out through a CAMECA SX-100 electron microprobe of the Department of Earth and Environmental Sciences of Ludwig-Maximilians-Universität München, Germany, under supervision of Dr. Cristina P. de Campos. Analytical procedures consisted of acceleration voltage of 15 kv, size of electron beam of 10 μm, and current of 40 nA. Counting time was 10 s for peak position and 5 s for each background position. Major elements were analysed according to the following crystal, X-ray lines, and standards: Si-TAP, Kα, and wollastonite; Ti-PET, Kα, and ilmenite; Al- TAP, Kα, and albite; Fe-LIF, Kα, and Fe_2O_3; Mn-LIF, Kα, ilmenite; Mg-TAP, Kα, and periclase; Ca-PET, Kα, and wollastonite; Na- TAP, Kα, and albite; K- PET, Kα, and orthoclase; Cr-LIF, Kα, and Cr_2O_3; F-PC1, Kα, and LiF; Cl- PET, Kα, and vanadinite. Structural formulas were calculated on 23O basis and 13 CNK normalization factor using the MINPET 2.0® software.

Fifty-two zircon grains from one rhyolite (30 grains) and one ignimbrite (22 grains) were studied under optic microscope. The trace elements were analysed by LA–ICP–MS at the Kingston University, UK, under the supervision of Dr. Kym Jarvis and Dr. Kathryn Lange. Analytical procedures consisted of CETAC LSX100 Nd:YAG laser, operating at 266 nm. The laser power was optimized so that a clean ablation pit was created during each ablation with a view to minimizing damage around the ablation pit. The typical ablation pit is 20 μm in diameter. The shot repetition rate was 10 Hz and the energy delivery 200 μJ. Single spot analyses were performed with three replicate measurements being made during analysis time of 6 s. 90Zr was used as an internal standard and external calibration was carried out using NIST 610 glass as a single point calibration forced through the origin after blank correction. Results were blank corrected using ‘gas’ blanks collected at the start of each run. The raw integrals were blank corrected using a minimum of five ‘gas’ blanks collected at the start of each run. These blanks are generated by carrying out an analysis with the laser firing but the shutter closed – thus no ablation is taking place. Data were processed manually using MS Excel®.

Petrography of Iricoumé Group rocks

Iricoumé porphyritic rhyolite and trachyte have modal contents of phenocrysts varying from 8 to 40 vol %. They show euhedral to subhedral shapes, resorption features, and

fragmented terminations. Alkali-feldspar and quartz are the dominant phases in rhyolite and trachyte, with rare plagioclase. Hornblende shows pale-brown to bluish-green pleochroism with hexagonal monoclinic morphology when euhedral. Frequently, the hornblende grains are involved by a thin rim of leucoxene. Green biotite is common mainly in the rhyolites, occurring as subhedral grains dispersed in the groundmass. Apatite is the most abundant accessory mineral in trachyte, whereas zircon dominates in rhyolite. Allanite, magnetite, and titanite occur in the entire compositional range.

The quartz-feldspathic groundmass is fine phaneritic to aphanitic and locally vitreous. Micrographic texture within the groundmass of hypabyssal units can indicate low-cooling rates of quartz-feldspathic residual melt. Micropoikilitic texture allied to spherulitic structures in the aphanitic groundmass of effusive units suggests that devitrification processes did occur. Subvertical flow foliation, which promoted rotation of euhedric phenocrysts, can be observed in samples from a rhyolitic dome in the northern part of the studied area. The flow foliation structure is characterized by the interbedding of quartz-feldspathic thin layers with different crystallization degrees, since originally glassy until fine-grained phaneritic. Q4

Iricoumé ignimbrites are the dominant pyroclastic lithotypes and are composed dominantly of fragmented crystals of quartz and feldspar. Cognate lithic fragments are frequently observed. The amount of dense fragments (crystals and lithic fragments) in ignimbrite is around 35 vol.%, which is considerably higher than the amount of phenocrysts in the effusive rocks (mean of ~10 vol.%). This enrichment can indicate the actuation of elutriation processes during eruption and transportation (Cas and Wright 1987). Glassy components are common and mainly consist of stretched *fiamme* showing eutaxitic texture, which suggest welding process by load. Perlitic cracks, micropoikilitic texture in glassy matrix and spherulitic and axiolitic intergrowing in *fiamme* are evidences of devitrification processes. Some ignimbrites occur interbedded with sandstones of Urupi Formation and share many petrographic features with the Iricoumé ignimbrites.

Massive fall and surge deposits consist of fine-grained tuffs. These deposits are spatially associated to ignimbrites and can be interpreted as co-ignimbritic tuffs. They are quartz-feldspathic in composition, internally poorly organized, and have a few cognate lithic fragments. Surge deposits are characterized by planar bedding and sandwave bedforms, which suggest transportation dominantly by traction in a two-phase (particle and gas) flow of high to moderate particle concentration. An origin related to pyroclastic density currents can be assumed.

Compositional features of Iricoumé Group rocks and minerals

Geochemistry

The effusive and hypabyssal rocks are characterized by SiO_2 contents between 63.46 and 77.2 wt.%, with $K_2O + Na_2O$ usually higher than 8.0 wt.% and $K_2O > Na_2O$. They show high $FeO_t/(FeO_t + MgO)$ ratio; high Rb, Zr, HREE, and alkali contents; and low TiO_2, CaO, Sr, and Ba (Table 1). The ignimbrites have a more restricted silica range (from 68.0 to 76.57 wt.%) and similar contents of major and trace elements faced to the effusive and hypabyssal. In the TAS plot (Figure 4a) the effusive and hypabyssal rocks can be classified as trachyte, trachydacite, or rhyolite. Samples with SiO_2 content lower than 69.0 wt.% show a trend compatible with an alkaline series trend. The two less differentiated samples show loss of alkali elements, possibly related to post-magmatic processes, such as devitrification. In the Zr/TiO_2 versus SiO_2 plot of Winchester and Floyd (1977) the studied Q5

Table 1. Chemical composition of felsic volcanic rocks of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area.

Sample	A02a	A44c	A44e	A03i	A71a	A58a	A36a	A93a	A27a	A25a	A66a	A67a	A77b	A70a	A75a	A76a
Type	I	I	I	I	I	I	I	I	I**	I**	T	T	T	T	T	T
SiO_2	68.00	68.20	68.39	68.45	68.89	69.61	69.95	71.18	75.36	76.57	63.46	64.71	66.42	67.49	67.58	68.15
Al_2O_3	13.78	13.89	14.08	13.44	14.40	14.64	13.35	13.09	13.52	12.81	14.61	14.56	14.56	14.18	14.31	14.52
$Fe_2O_3^t$	4.23	3.79	3.60	4.14	3.49	3.32	3.68	2.72	3.58	3.41	6.39	6.17	4.90	3.57	3.57	3.50
MnO	0.08	0.07	0.06	0.07	0.07	0.05	0.08	0.06	0.01	0.04	0.11	0.11	0.11	0.07	0.10	0.08
MgO	0.62	0.85	0.64	0.58	0.51	0.64	0.55	0.29	0.05	0.09	1.37	1.38	0.93	0.66	0.74	0.64
CaO	1.65	1.43	2.15	0.98	1.54	0.66	0.99	1.07	0.01	0.02	3.67	3.44	2.39	1.80	1.41	1.62
Na_2O	3.53	3.66	4.07	3.62	3.86	3.93	3.81	3.33	0.05	0.06	3.52	3.49	3.97	3.85	4.08	3.93
K_2O	5.66	5.22	4.97	5.85	5.67	5.50	5.14	5.67	4.25	3.91	4.27	4.13	4.80	5.26	5.18	5.69
TiO_2	0.57	0.54	0.53	0.57	0.54	0.54	0.48	0.38	0.39	0.41	0.88	0.88	0.72	0.54	0.54	0.54
P_2O_5	0.15	0.11	0.14	0.24	0.14	0.14	0.11	0.08	0.11	0.06	0.33	0.32	0.23	0.14	0.15	0.14
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.11	0.09	n.d.	0.04	0.04	0.1
LOI	0.88	0.97	0.71	0.86	0.80	1.03	0.92	1.22	2.50	2.50	0.92	1.09	0.89	0.97	1.08	0.66
SUM	99.07	98.66	99.28	98.73	99.84	100.01	98.98	99.03	99.82	99.84	99.53	100.26	99.81	98.50	98.68	99.40
$K_2O + Na_2O$	9.19	8.88	9.04	9.47	9.53	9.43	8.95	9.00	4.30	3.97	7.79	7.62	8.77	9.11	9.26	9.62
K_2O/Na_2O	1.60	1.43	1.22	1.62	1.47	1.40	1.35	1.70	85.0	65.2	1.21	1.18	1.21	1.37	1.27	1.45
$FeO_t/(FeO_t + MgO)$	0.86	0.80	0.84	0.87	0.86	0.82	0.86	0.89	0.98	0.97	0.81	0.80	0.83	0.83	0.81	0.83
Ba	1158	1361	1174	1052	1440	1441	1585	858	491.4	584.8	1372	1624	1502	1353	1325	1443
Rb	220	164	149	208	193	174	177	255	134.9	160	171	117	157	174	179	192
Sr	137	178	208	163	249	230	130	95	85	59.1	381	380	282	187	168	244
Zr	378	392	383	382	419	414	323	407	356.4	340	303	303	340	395	411	384
Hf	10.3	9.9	9.6	10.5	10.1	10	8.6	10.8	10.1	10.3	7.6	7.8	8.1	9.7	9.5	9.1
Nb	20	17	15	21	15.5	15.6	17	22.7	21.3	22.6	13.8	13.5	14.6	15.7	15.6	15.3
Ta	1.5	1.2	1.2	1.5	1.3	1.29	1.3	1.91	1.5	1.5	1.05	1.07	1.16	1.34	1.25	1.26
Y	42	41	34	41	42.7	69	39	60.8	40.4	35.1	38.4	39.5	38.5	36	46.9	34.4

Ga	20	20	19	19	21	21	18	21	15.6	18.3	22	23	21	20	21	21
Sc	–	–	–	–	7	6	–	4	–	–	12	13	10	7	7	6
Th	22.2	17.9	17.7	22.4	17.1	16.9	18.5	27.4	25.8	23.1	13.1	13.2	15.3	17.1	16.2	15.7
U	5	4.3	4.2	5.1	4	4.54	4.4	6.87	3.6	3.3	3.55	3.38	3.83	5.05	4.3	4.25
Pb	29	24	23	32	24	29	28	24	9.4	31	26	21	16	27	17	26
Zn	60	50	40	100	70	70	80	70	5	10	110	100	100	80	70	70
V	25	27	26	28	26	23	10	7	28	5	81	79	46	30	30	22
W	3	<1	<1	2	5.1	1.4	<1	1.3	3.5	1.6	1.2	1.6	1.6	2.6	2.3	1.4
Sn	<1	<1	<1	<1	4	2	<1	4			2	2	3	3	2	2
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	0.6	<0.5	1.3	<.1	<.1	1.8	1.8	<0.5	2.4	2.3	2.2
Au*	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.8	0.6	<2	<2	n.d.	<2	<2	<2
La	71	65.8	55.9	77.4	64.1	88.9	58	89	127.8	114	57.1	59.2	59.7	63	65.4	59.6
Ce	137	118	105	147	119	160	113	160	224.9	184.2	113	116	117	121	124	113
Pr	14.9	12.9	11.4	16.2	12.7	16.7	12.5	17.4	28.2	20.08	12.4	12.5	12.3	12.7	13	11.9
Nd	50.7	44.3	39.1	54.7	44.7	62.3	43.4	60.4	103.4	67.4	45.3	46.7	44.8	44.6	46.2	42.4
Sm	8.6	7.2	6.5	9.3	7.74	10.7	7.8	10.2	15.4	9.7	7.97	8.24	7.75	7.46	7.78	7.11
Eu	1.57	1.45	1.25	1.66	1.53	2.17	1.72	1.53	2.49	1.5	1.99	2.04	1.65	1.57	1.63	1.56
Gd	7.2	6.7	5.6	7.6	6.4	9.8	6.8	9.48	10.83	6.54	7.52	7.74	6.02	6.76	7.5	6.44
Tb	1.3	1.1	0.9	1.3	1.12	1.71	1.2	1.61	1.85	1.2	1.18	1.22	1.05	1.07	1.19	1.01
Dy	7.1	6	5	7.1	6.76	10.3	6.4	9.57	9	6.33	6.54	6.84	6.33	6	6.92	5.67
Ho	1.4	1.2	1	1.4	1.32	2.09	1.3	1.92	1.71	1.22	1.31	1.36	1.23	1.19	1.4	1.13
Er	4.5	3.9	3.3	4.5	4.15	6.33	3.9	6.02	4.18	3.67	4	4.12	3.72	3.7	4.48	3.53
Tm	0.71	0.6	0.51	0.71	0.649	0.943	0.6	0.945	0.67	0.56	0.613	0.625	0.572	0.577	0.698	0.555
Yb	4.6	3.8	3.3	4.6	4.18	5.94	3.9	6.16	3.76	4.08	3.93	4.09	3.72	3.84	4.49	3.64
Lu	0.65	0.53	0.47	0.64	0.636	0.904	0.57	0.939	0.67	0.63	0.587	0.601	0.565	0.589	0.69	0.559
$(La/Sm)_N$	5.33	5.90	5.55	5.37	5.35	5.36	4.80	5.63	5.36	7.59	4.63	4.64	4.97	5.45	5.43	5.41
$(Gd/Yb)_N$	1.37	1.56	1.47	1.47	1.24	1.34	1.47	1.25	2.00	1.28	1.58	1.59	1.32	1.42	1.34	1.42
Eu/Eu*	0.61	0.64	0.63	0.60	0.66	0.65	0.72	0.48	0.59	0.58	0.79	0.78	0.74	0.68	0.65	0.70
Ga/Al	2.74	2.72	2.55	2.67	2.75	2.71	2.55	3.03	2.18	2.70	2.84	2.98	2.72	2.66	2.77	2.73
Y/Nb	2.10	2.41	2.27	1.95	2.75	4.42	2.29	2.68	1.90	1.55	2.78	2.93	2.64	2.29	3.01	2.25

(*Continued*)

Table 1. (*Continued*).

	A81a	A81b	A53a	A05u	A07a	A94b	A79a	A61a	A50a	A18a	A40b	A42a	A19a	A51a	A62a	A59a
	T	T	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
SiO_2	68.39	68.40	69.12	70.30	71.14	71.36	71.62	72.03	72.07	74.41	74.75	75.41	75.60	75.61	76.20	77.20
Al_2O_3	14.12	13.92	13.90	13.56	13.37	13.31	12.98	12.21	13.52	11.88	11.83	11.38	12.85	12.25	11.67	11.52
$Fe_2O_3^t$	3.92	3.62	4.33	3.58	3.28	2.91	3.07	3.54	2.78	2.61	2.70	2.80	1.99	1.18	2.38	1.27
MnO	0.09	0.04	0.07	0.06	0.08	0.06	0.06	0.09	0.11	0.05	0.05	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03
MgO	0.65	0.75	0.53	0.36	0.43	0.33	0.23	0.07	0.26	0.25	0.03	0.05	0.08	0.13	0.05	0.07
CaO	1.54	1.33	1.57	0.92	1.11	0.69	0.67	0.91	1.01	0.63	0.55	0.53	0.71	1.03	0.24	0.65
Na_2O	3.78	3.65	3.22	2.34	3.79	3.48	3.32	3.91	3.10	2.50	3.30	2.21	3.28	2.23	3.46	2.23
K_2O	5.60	5.89	5.92	6.44	5.01	5.60	5.69	4.92	6.07	6.14	5.52	6.31	6.02	6.86	4.91	6.56
TiO_2	0.53	0.50	0.59	0.44	0.44	0.40	0.39	0.33	0.34	0.35	0.24	0.24	0.26	0.20	0.20	0.16
P_2O_5	0.14	0.14	0.17	0.11	0.10	0.09	0.09	0.04	0.07	0.06	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	0.03
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<0.01	n.d.
PF	0.80	0.79	0.83	0.89	0.82	0.88	0.80	0.63	0.73	0.96	0.59	0.66	< 0.01	0.81	0.47	0.47
SOMA	99.47	98.99	100.18	98.94	99.49	99.05	98.89	98.61	99.95	99.79	99.53	99.61	100.83	100.34	99.61	100.16
$K_2O + Na_2O$	9.38	9.54	9.14	8.78	8.80	9.08	9.01	8.83	9.17	8.64	8.82	8.52	9.30	9.09	8.37	8.79
K_2O/Na_2O	1.48	1.61	1.84	2.75	1.32	1.61	1.71	1.26	1.96	2.46	1.67	2.86	1.84	3.08	1.42	2.94
$FeO_t/(FeO_t + MgO)$	0.84	0.81	0.88	0.90	0.87	0.89	0.92	0.98	0.91	0.90	0.99	0.98	0.96	0.89	0.98	0.94
Ba	1095	1131	1249	918	942	892	1039	405	1018	675	220	272	545	669	163	269
Rb	212	222	220	286	190	221	223	180	232	280	227	237	264	354	206	253
Sr	163	140	164	108	106	105	99	28	118	61	16	27	100	73	32	87
Zr	422	413	442	417	413	428	431	342	409	365	390	379	256	196	395	197
Hf	10.2	10.3	11.1	10.7	10.9	11.7	11	9	10.6	10.2	10.6	10.1	7.7	6	10.2	6
Nb	18.9	19.1	19.7	20	21	23.6	19.9	16.8	20.8	22	20	20	23	15.7	17.7	16.2
Ta	1.56	1.58	1.6	1.4	1.4	1.96	1.61	1.41	1.72	1.7	1.6	1.5	1.9	1.64	1.66	1.58
Y	65	71.2	54.8	43	49	60	48	55.1	54.3	57	49	52	73	38.4	49	42.1
Ga	21	22	25	26	23	23	20	23	22	19	21	17	18	16	19	14
Sc	7	7	8	–	–	5	5	4	2	–	–	–	–	2	2	2

Th	22.2	22.5	21.3	20.4	21.1	27.1	19.9	16.8	22	27.4	23.3	22	34.4	28.9	20.7	24.2
U	7.92	5.51	6.36	4.6	4.8	7.29	4.96	3.59	5.95	5.1	5.4	6.7	7.4	7.69	4.56	8.37
Pb	26	23	30	35	24	37	24	33	37	27	29	165	46	31	32	22
Zn	50	50	60	80	60	80	70	100	70	70	80	110	30	30	60	<30
V	27	29	32	18	13	16	9	<5	<5	11	<5	<5	12	<5	<5	<5
W	2	1.8	2.5	2	<1	1.9	3.4	2.2	3.9	<1	1	<1	1	1.4	2.6	1.3
Sn	3	3	3	<1	<1	4	3	3	3	<1	<1	<1	1	2	2	3
Ag	0.7	1.2	1	<0.5	<0.5	3.5	2.6	2	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	2.6	<0.5
Au*	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<2	<2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<2	n.d.
La	91.3	95.2	78.5	70.9	78.5	90.8	74.9	92	77.9	82.1	71	73	116	72.1	72	68.1
Ce	161	163	151	138	147	171	146	152	153	155	136	136	176	138	152	128
Pr	16.9	18.7	16.3	15.6	16.5	18.4	15.9	20.4	16.4	16.8	15.2	15.6	21.7	13.9	16.1	13.3
Nd	60.6	67.1	58.3	53.7	56.6	65.2	56.9	76.5	57.7	55.9	53.4	55.2	71.1	45.7	57.7	44.8
Sm	10.3	11.5	10.1	8.9	9.8	10.7	9.95	13.5	10	9.2	9.4	9.9	11.6	7.32	10.2	7.39
Eu	1.83	2.01	1.94	1.37	1.53	1.48	1.66	1.53	1.45	1.16	0.54	0.62	1.23	0.894	0.53	0.415
Gd	9.26	10.5	8.91	7.5	8.2	9.91	9.15	12.5	8.18	8.1	8.6	9.4	10.5	5.72	9.3	5.86
Tb	1.54	1.76	1.5	1.3	1.4	1.65	1.48	1.93	1.5	1.4	1.5	1.6	1.8	0.99	1.49	1.07
Dy	9.02	10.6	8.97	7.1	7.9	9.56	8.34	10.7	9.1	8.2	8.1	8.7	9.8	6.05	8.53	6.62
Ho	1.81	2.12	1.77	1.4	1.6	1.87	1.66	2.01	1.78	1.7	1.6	1.7	2	1.22	1.71	1.36
Er	5.58	6.51	5.43	4.6	5.1	5.89	5.05	5.98	5.54	5.7	5.2	5.4	6.2	3.88	5.38	4.32
Tm	0.831	0.981	0.847	0.74	0.79	0.92	0.776	0.908	0.879	0.93	0.84	0.82	0.95	0.635	0.847	0.707
Yb	5.36	6.12	5.59	4.8	5	6.07	5.1	5.83	5.69	5.6	5.4	5.1	5.8	4.22	5.56	4.63
Lu	0.821	0.919	0.844	0.67	0.71	0.925	0.776	0.871	0.856	0.79	0.74	0.74	0.77	0.633	0.863	0.704
$(La/Sm)_N$	5.72	5.34	5.02	5.14	5.17	5.48	4.86	4.40	5.03	5.76	4.88	4.76	6.46	6.36	4.56	5.95
$(Gd/Yb)_N$	1.39	1.41	1.30	1.38	1.43	1.32	1.46	1.77	1.18	1.27	1.44	1.57	1.69	1.12	1.33	1.03
Eu/Eu*	0.57	0.56	0.63	0.51	0.52	0.44	0.53	0.36	0.49	0.41	0.18	0.20	0.34	0.42	0.17	0.19
Ga/Al	2.81	2.98	3.40	3.62	3.25	3.26	2.91	3.56	3.07	3.02	3.35	2.82	2.65	2.47	3.07	2.30
Y/Nb	3.44	3.73	2.78	2.15	2.33	2.54	2.41	3.28	2.61	2.59	2.45	2.60	3.17	2.45	2.77	2.60

Major elements and F expressed as wt.%. Trace elements expressed as ppm. Au* contents expressed as ppb.
Abbreviations: I, ignimbrite; T, trachyte; R, rhyolite; LOI, loss on ignition. Ignimbrites marked with ** are formally included in the Urupi Formation.

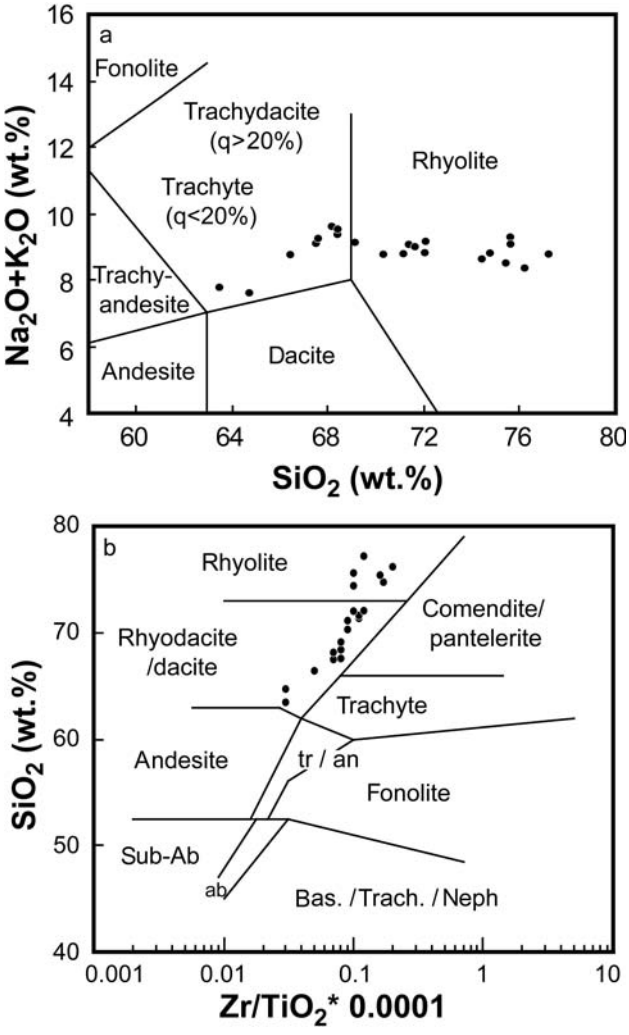


Figure 4. Classificatory diagrams for effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group. (a) Part of TAS plot of Le Bas (1986); (b)Zr/TiO_2 versus SiO_2 plot of Winchester and Floyd (1977).

samples occupy the rhyodacite/dacite and the rhyolite fields. The samples plot in the metaluminous field of this diagram, forming a parallel trend to the boundary of rhyolites–rhyodacite–dacite/trachyte commendite–pantelerite fields (Figure 4b). The metaluminous character is confirmed by Shand indexes, evolution of which points to a slightly peraluminous trend (Figure 5). $FeO_t/(FeO_t + MgO)$ is higher than 0.8 and increases towards the more differentiated rocks. Alkali-lime index of Peacock, in the Brown's (1981) diagram, indicate an alkali-calcic affinity for the effusive and hypabyssal rocks (Figure 6). The samples plot preferentially in or near the field of metaluminous granitoids related to alkaline series (Nardi 1991). Only the less differentiated rocks plot in the field of calc-alkaline compositions. In the Y + Nb versus Rb diagram (Figure 7), the studied rocks occupy the area shared by post-collisional, volcanic arc-related, and within-plate granites, showing a preference for the within-plate field.

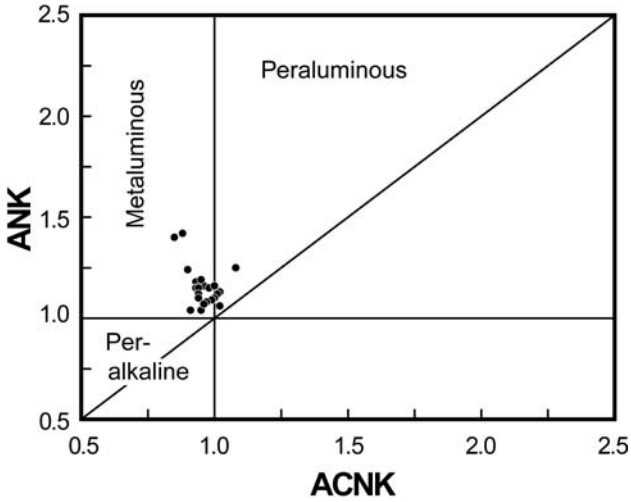


Figure 5. Maniar and Piccoli (1989) plot based on Shand indexes for effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group.

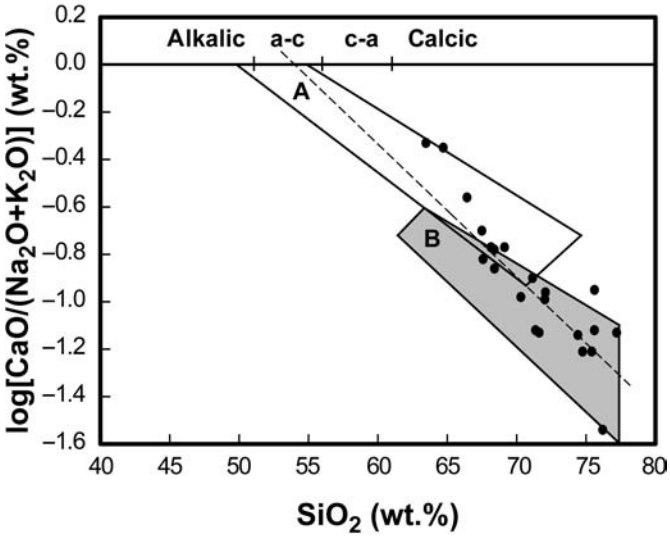


Figure 6. Alkali-lime index of Peacock versus SiO2 plot (field A to calcic-alkaline rocks, from Brown (1981), and B to metaluminous granitoids from alkaline associations, from Nardi (1991)). Dashed line represents the linear fit distribution of the effusive and hypabyssal samples, excluding the two analyses with lack of sodium.

Volcanic rocks co-genetic with granites of A-type affinity have been recognized by several authors (Bowden and van Breemen 1972; Bonin *et al*. 1978; Collins *et al*. 1982; Eby, 1990; Turner *et al*. 1992, Rämö and Haapala 1995; Christiansen *et al*. 2007) and 235
indicate that this nomenclature, originally defined for granitoids, can be applied for volcanic rocks. General geochemical features shown by the Iricoumé volcanics are similar to those of A-type rocks (according to Collins *et al*. 1982; Whalen *et al*. 1987; Eby 1992;

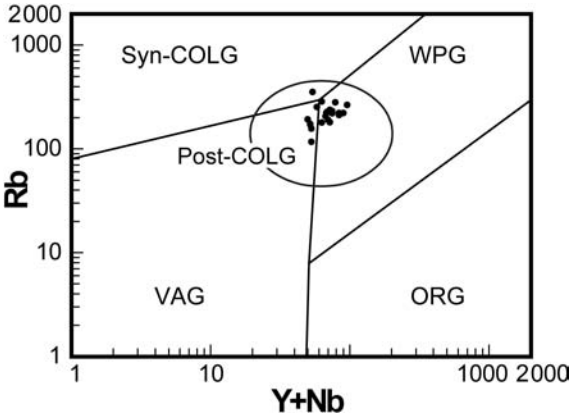


Figure 7. Tectonic discriminating diagram of Pearce *et al*. (1984) for effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group. Abbreviations: Syn-COLG, syn-collisional granites; VAG, volcanic arc granites: ORG, ocean ridge granites; WPG, within-plate granites; Post-COLG (from Pearce 1996), post-collisional granites.

King *et al*. 1997; Frost *et al*. 2001, Bonin 2007, Nardi and Bitencourt 2009). They occupy mostly the A-type field in the Whalen *et al*. (1987) plot, except for two samples where the apatite is widely dominant over zircon (Figure 8a). The Nb/Y ratios higher than 1.2 indicate affinity with the A2-type rocks, following the Eby (1992) classification (Figure 8b).

In the C1 chondrite- and ORG-normalized spidergrams (Figure 9a–c) the effusive and hypabyssal samples depict negative anomalies of Sr, Ba, Eu, and Ti, varying from moderate to strong towards the more differentiated rhyolite. Phosphorus shows since a weak positive anomaly, where apatite is dominant, until strong negative anomalies in the more differentiated samples. Nb and Ta show negative anomalies without significant variation with differentiation. REE-normalized patterns are characterized by a relative high LREE content (La_N mean of 319), slight to strong negative Eu anomalies (Eu/Eu* ratio from 0.79 to 0.17), and flat distribution of HREE (Gd_N/Yb_N mean of 1.55). Ignimbrites of Urupi Formation show depletion in some major elements due to strong hydrothermal alteration and devitrification, but keep trace-element patterns similar to those of effusive and hypabyssal rocks (Figure 9d–f).

Decrease of Al_2O_3, CaO, Sr, Ba, and Eu/Eu* with differentiation, displayed in plots against SiO_2 (Figure 10), allied to negative Eu anomalies in spidergrams, suggests plagioclase fractionation during differentiation. The negative Ti anomaly, allied to its inverse correlation with the differentiation index and the decrease of FeO_t with differentiation, can be interpreted as a result of Ti-magnetite fractionation. Similarly, FeO_t and MgO inverse correlation against silica can be promoted by hornblende and biotite fractionation. Zr and Hf contents reach their higher concentration at around 70 wt.% of silica and point to zircon fractionation only at the very late stage of differentiation. The behaviour of P in chondrite-normalized patterns is consistent with apatite fractionation. Weak positive anomaly of P in chondrite-normalized diagrams suggests apatite accumulation in less differentiated rocks. A strong negative anomaly, as well as the inverse linear correlation of P_2O_5 and SiO_2, indicates apatite fractionation during the differentiation. Furthermore, F decreases from 0.11 wt.% in trachytes to less than 0.01 wt.% in rhyolites, showing positive correlation with P_2O_5, and so suggests that apatite was the main accessory phase to host F. K_2O and Rb tend to increase with the differentiation, suggesting their incompatible behaviour.

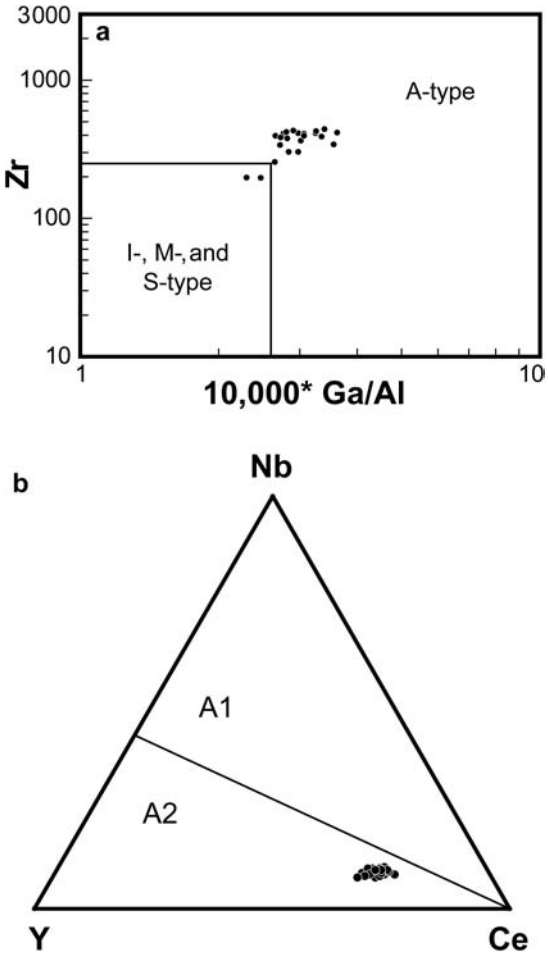


Figure 8. Granitoids discriminating diagram for effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group. (a) Zr versus Ga/Al plot of Whalen *et al*. (1987); (b) A-type granitoids discriminating plot of Eby (1992).

Spreading of K_2O, Rb, and Na_2O in the later crystallization stages can be indicative of mobilization by hydrothermal alteration.

The plot of Figure 11a shows inverse correlation between Rb and Sr in the less differentiated rocks, suggesting that plagioclase was the main fractionated mineral during this stage. The change observed in the more differentiated rocks, when Rb becomes compatible, suggests a more expressive participation of alkali-feldspar and biotite in the later stage of crystallization. The trend displayed by Sr and Ba (Figure 11b) confirms the predominance of plagioclase and alkali-feldspar fractionation in the less differentiated rocks, as well as, the predominance of alkali-feldspar and biotite as the fractionated phases in the later stages. Hydrothermal alteration may have contributed to the dispersion in these diagrams. These patterns are confirmed in the Rb/Sr versus Sr/Ba plot (Figure 11c). Fractionation of hornblende in the less differentiated rocks can have been masked by the greater influence of plagioclase and alkali-feldspar fractionation. The variation of REE (Figure 9) and major elements in the Harker diagrams (Figure 10) corroborates the inclusion of

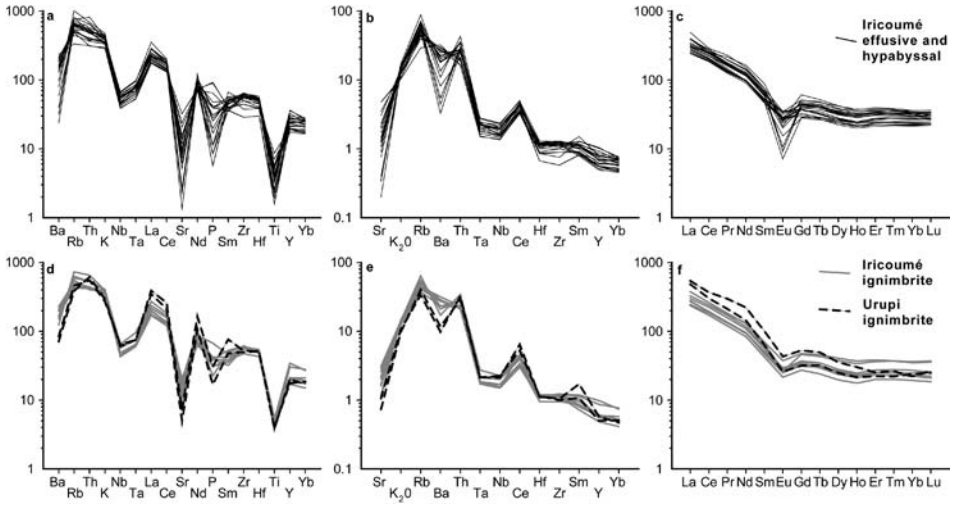


Figure 9. Sipergrams of felsic volcanic rocks of Pitinga Mining District. (a) and (d) Chondrite-normalized pattern Thompson (1982); (b) and (e) ORG-normalized pattern of Pearce *et al*. (1984); (c) and (f) C1 chondrite-normalized pattern of Sun and McDonough (1989).

hornblende among the fractionated phases in the less differentiated rocks, and the predominance of feldspars among the fractionated phases.

Chemistry of hornblende and zircon

Hornblende crystals were analysed in one rhyolite and one trachyte sample. The trachyte (sample A67a) has subhedral crystals without internal compositional zoning. In the rhyolite the hornblende represents crystal remnants showing anhedral forms. In both samples, they are partially altered to leucoxene plus magnetite, mainly along the crystal rims. The whole set of analysed hornblende fits with the calcic-amphibole group (Leake *et al*. 1997) and can be divided into two groups: Mg-rich (in trachyte) and Fe-rich (in rhyolite) amphibole. The Mg-rich amphibole comprises mainly actinolite and subordinate magnesiohornblende, with high Si content (mean of 7.53 apfu) and low Al (mean of 0.5 apfu). Ferroedenite is the main variety of the Fe-rich group, with minor occurrences of ferropargasite, ferrohornblende, and ferroactinolite. Si and Al contents are moderate with mean of 6.81 and 1.19 apfu, respectively (Table 2, Figure 12a, b).

The correlation between Al^{IV} and A site, mostly occupied by alkalis, suggests that Edenitic substitution played an important role in the amphibole differentiation. Similarly, the inverse correlation between Si plus divalent cations and Al^{tot} indicates that Tschermak substitution was also important when Al became the main cation to occupy the divalent site (Figure 13).

Estimations of pressure and oxygen fugacity for calcic amphiboles of Iricoumé volcanics, based on Anderson and Smith (1995) method, indicate a sharp distinction of the crystallization conditions between Fe-rich and Mg-rich amphiboles. Fe-rich amphibole composition suggests lower oxygen fugacity and higher pressure of crystallization than for the Mg-rich amphibole (Figure 14a, b). Mg-rich compositions indicate crystallization at deeper levels, whereas Fe-rich amphibole suggests re-equilibration at shallow levels.

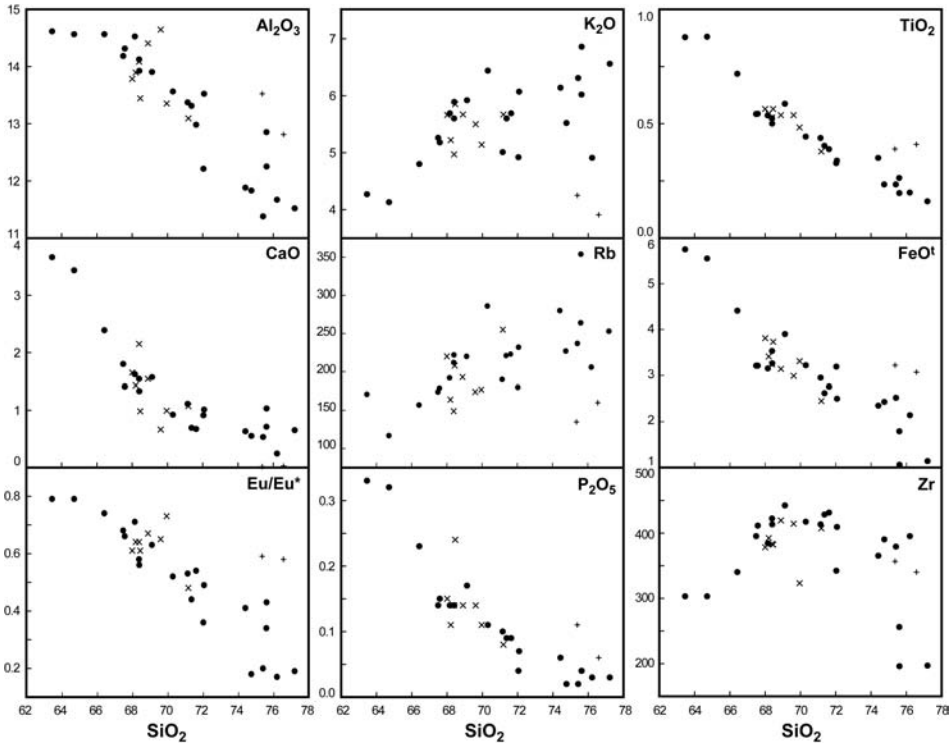


Figure 10. Binary plots of felsic volcanic rocks of Pitinga Mining District. Oxides are expressed in wt.% and trace elements in ppm. Symbols: filled circles, effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group; x, ignimbrites of Iricoumé Group; +, ignimbrites of Urupi Formation.

Zircon of Iricoumé volcanics consist of prismatic phenocrysts with euhedral to subehdral forms and dimensions from 0.1 to 0.5 mm. They generally show compositional zoning, as usually observed in magmatic zircon (Pupin 1980; Hoskin and Black 2000; Fowler *et al.* 2002). Inherited cores were not observed. Zircon from rhyolite and ignimbrite yielded consistent trace-element contents, which indicates that they crystallized from the same magma or from magmas with very similar composition (Table 3). LIL elements, such as Rb, Sr, and Ba, have concentration usually lower than 30 ppm. Yb and Er are frequently over 100 ppm, while Y reaches 2000 ppm. Hf contents are in the range 1 ± 0.2 wt.%, close to the values referred by Hoskin and Schaltegger (2003) as typical of magmatic zircon. Th/U ratios vary from 0.91 to 1.9. These values are relatively high and usually found in magmatic zircons from mafic rocks (Heaman *et al.* 1990). Nb/Ta ratios show values about 3.0 in zircon and close to 13 in the host rocks. That reveals the preference of Ta for zircon structure, whilst Nb is preferentially captured by other accessory minerals. When normalized against C1-chondrite values (Figure 15) the trace elements depict a spreading of elements with higher ionic radius and an enrichment of HREE, characterized by La/Yb_N around 0.025. Negative Eu anomaly (Eu/Eu* from 0.71 to 0.08) in zircon (Figure 16) probably reflects the host-rock patterns since it is usually found in zircon from A-type magmas (Nardi *et al.* submitted). The LREE contents are higher and flatter than those referred as typical of magmatic zircons by Hoskin and Schaltegger (2003). Since there is no evidence of hydrothermalism that could crystallize zircon in the Iricoumé volcanic samples and no positive

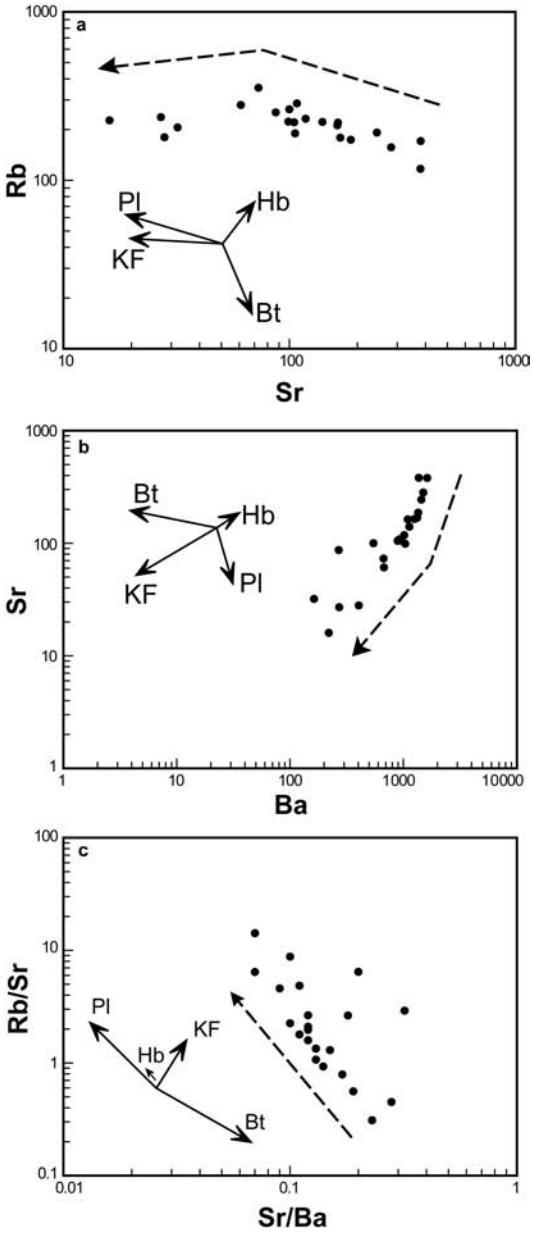


Figure 11. (a) Rb versus Sr, (b) Sr versus Ba, and (c) Rb/Sr versus Sr/Ba plots for effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group. Dashed arrow indicates trends during fractional crystallization. Abbreviations: Pl, plagioclase; KF, K-feldspar; Bt, biotite; Hb, hornblende. Vectors from Dall'Agnol *et al*. (1999b) geochemical modelling for 1.88Ga A-type Jamon and Musa granites, southeastern Amazonian Craton.

correlation of Sr with LREE, which could suggest the influence of apatite microinclusions, these patterns are considered to be of magmatic zircons.

The REE patterns of Iricoumé zircon are comparable with those described in zircon from granodiorites and rhyolites of the Lavras do Sul Shoshonitic Association (Figure 16)

Table 2. Representative microprobe analysis of amphiboles of the Iricoumé Group.

Sample	A67a	A67a	A67a	A67a	A67a	A67a	A67a	A67a	A10a	A10a	A10a	A10a	A10a	A10a	A10a	A10a
Analysis	4-b	5-e	3-c	3-a	4-c	1-b	2-b	5-d	1-12	1-23	1-13	1-14	1-05	1-25	1-08	1-07
Type	Mg-hbl	Actinl	Actinl	Mg-hbl	Actinl	Mg-hbl	Mg-hbl	Mg-hbl	Fe-parg	Fe-eden	Fe-eden	Fe-eden	Fe-hbl	Fe-eden	Fe-hbl	Fe-hbl
SiO_2 (wt.%)	49.220	50.690	51.780	51.930	52.050	53.110	53.690	54.050	40.261	41.262	42.044	43.645	44.043	44.221	45.739	50.356
TiO_2	0.320	0.360	0.320	0.240	0.140	0.130	0.130	0.220	0.012	0.344	0.011	0.058	0.315	0.296	0.323	0.078
Al_2O_3	5.390	4.400	3.070	2.710	2.540	2.540	2.170	2.320	8.778	7.757	8.505	6.867	6.188	7.711	5.762	1.778
FeO	15.660	14.900	14.130	14.260	13.720	14.760	12.870	13.080	25.724	26.572	25.063	24.836	24.664	24.957	24.593	23.615
MnO	0.750	0.800	0.720	0.760	0.750	0.720	0.800	0.680	1.042	1.481	1.168	1.097	1.130	1.392	1.195	1.310
MgO	13.200	14.030	14.690	14.560	14.930	14.500	15.610	15.690	5.707	4.648	6.158	6.518	6.378	5.103	6.462	7.539
CaO	12.050	12.240	12.390	12.410	12.310	12.210	12.300	12.430	10.734	10.768	10.659	10.618	11.029	10.597	10.970	11.652
Na_2O	0.880	0.730	0.570	0.480	0.470	0.430	0.440	0.410	1.985	1.720	2.170	1.797	1.420	1.917	1.390	0.377
K2O	0.440	0.350	0.260	0.190	0.170	0.130	0.150	0.100	1.349	1.279	1.126	1.084	0.965	1.099	0.947	0.268
Cr_2O_3	0.000	0.000	0.020	0.010	0.000	0.080	0.030	0.010	0.030	0.000	0.053	0.024	0.061	0.029	0.063	0.000
F	0.070	0.070	0.040	0.070	0.020	0.100	0.000	0.080	0.923	0.463	1.104	0.861	0.709	0.444	0.688	0.280
Cl	0.080	0.040	0.030	0.030	0.030	0.020	0.010	0.020	0.020	0.020	0.005	0.011	0.011	0.027	0.010	0.003
Sum	98.060	98.610	98.020	97.650	97.130	98.730	98.200	99.090	96.565	96.315	98.062	97.415	96.913	97.794	98.140	97.257
O = F + Cl	0.020	0.040	0.020	0.040	0.050	0.050	0.000	0.040	0.390	0.200	0.460	0.360	0.300	0.190	0.290	0.120
Sum	98.040	98.570	98.000	97.610	97.080	98.680	98.200	99.050	96.175	96.115	97.602	97.055	96.613	97.604	97.850	97.137
23 oxygen basis (apfu)																
Site T																
Si	7.559	7.306	7.481	7.536	7.172	7.601	7.663	7.649	6.419	6.617	6.566	6.818	6.923	6.909	7.077	7.737
Al^{IV}	0.434	0.694	0.519	0.463	0.828	0.399	0.337	0.351	1.581	1.383	1.434	1.182	1.077	1.091	0.923	0.263
Ti^{IV}	0.006	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

(*Continued*)

Table 2. (*Continued*).

Sample	A67a	A67a	A67a	A67a	A67a	A67a	A67a	A67a	A10a	A10a	A10a	A10a	A10a	A10a	A10a	A10a
Analysis	4-b	5-e	3-c	3-a	4-c	1-b	2-b	5-d	1-12	1-23	1-13	1-14	1-05	1-25	1-08	1-07
Type	Mg-hbl	Actinl	Actinl	Mg-hbl	Actinl	Mg-hbl	Mg-hbl	Mg-hbl	Fe-parg	Fe-eden	Fe-eden	Fe-eden	Fe-hbl	Fe-eden	Fe-hbl	Fe-hbl
Sum site T	7.999	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Site C (M1, M2, M3)																
Al^{VI}	0.000	0.053	0.004	0.000	0.097	0.029	0.028	0.036	0.068	0.083	0.131	0.082	0.069	0.328	0.126	0.059
Cr	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.009	0.003	0.001	0.004	0.000	0.006	0.002	0.007	0.004	0.007	0.000
Fe^{3+}	0.421	0.515	0.400	0.382	0.568	0.445	0.366	0.367	0.951	0.720	0.846	0.768	0.587	0.339	0.473	0.185
Ti^{VI}	0.009	0.039	0.035	0.026	0.035	0.014	0.014	0.023	0.001	0.041	0.001	0.007	0.037	0.035	0.037	0.009
Mg	3.232	3.015	3.164	3.150	2.867	3.094	3.322	3.310	1.357	1.112	1.434	1.518	1.495	1.188	1.490	1.727
Fe^{2+}	1.245	1.281	1.307	1.348	1.340	1.322	1.170	1.181	2.479	2.843	2.427	2.476	2.654	2.922	2.708	2.850
Mn	0.092	0.098	0.088	0.093	0.093	0.087	0.097	0.082	0.140	0.201	0.155	0.146	0.150	0.184	0.157	0.170
Sum site C	4.999	5.001	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	4.999	4.999	5.000	4.998	5.000
Site B (M4)																
Ca	1.915	1.890	1.918	1.929	1.881	1.872	1.881	1.885	1.833	1.851	1.784	1.777	1.858	1.774	1.819	1.918
Na	0.085	0.110	0.082	0.071	0.119	0.119	0.119	0.113	0.167	0.149	0.216	0.223	0.142	0.226	0.181	0.082
Sum site B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	1.992	2.000	1.997	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Site A																
Na	0.048	0.094	0.078	0.065	0.130	0.000	0.003	0.000	0.448	0.385	0.441	0.322	0.290	0.356	0.236	0.031
K	0.031	0.064	0.048	0.035	0.082	0.024	0.027	0.018	0.275	0.262	0.225	0.215	0.193	0.219	0.188	0.053
Sum site A	0.079	0.159	0.126	0.100	0.212	0.024	0.030	0.018	0.723	0.647	0.666	0.537	0.483	0.575	0.424	0.084
Sum cations	15.079	15.159	15.126	15.100	15.212	15.015	15.030	15.015	15.723	15.647	15.666	15.536	15.482	15.575	15.422	15.084

Notes: Iron analysed as Fe^{2+}.
Abbreviations: apfu, atoms per formula unit; Mg-hbl, magnesiohornblende; Actinl, actinolite; Fe-parg, ferropargasite; Fe-eden, ferro-edenite; Fe-hbl, ferrohornblende.

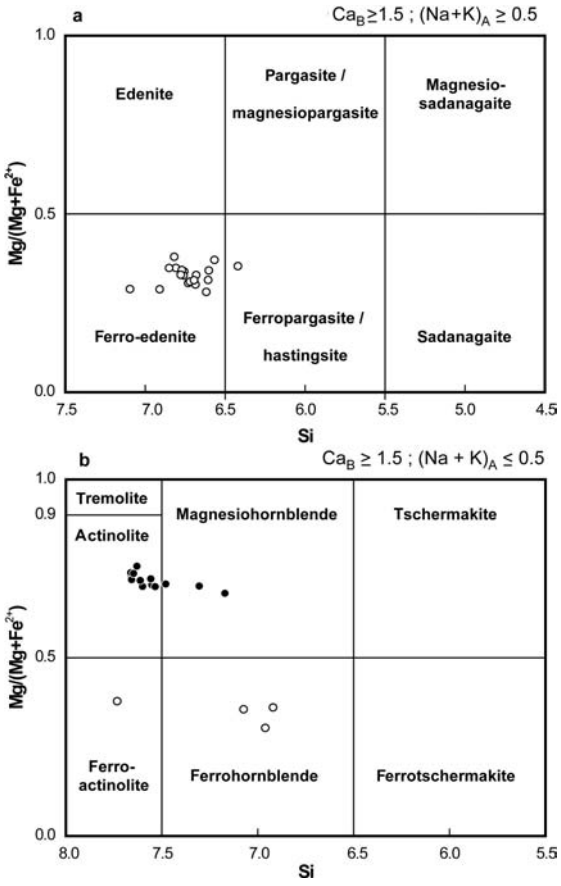


Figure 12. Classificatory diagrams for amphiboles of the Iricoumé Group (from Leake *et al*. 1997). Symbols: filled circles, amphiboles from trachydacite (sample A67a); holed circles, amphiboles from rhyolite (sample A10a).

by Liz *et al*. (2009). The contents of REE in zircon divided by the contents of host rocks – zircon/rock partition coefficient (D) – vary from <1 for La up to 148 for Lu. That is the usual behaviour of REE in zircon, and the D values obtained are lower, but close to those referred by other authors (Hanchar and Westrenen 2007; Liz *et al*. 2009).

Petrological considerations on the Iricoumé volcanism

The Iricoumé volcanic sequence in Pitinga Mining district, is composed of extensive effusive, hypabyssal, and ignimbrite occurrences, associated with minor ash-fall tuffs and surge deposits with minor mafic rocks. Extensional structures as ring domes and feeder dikes control the emplacement of the volcanic rocks. The Mapuera granitoids consist of shallow intrusions whose emplacement was also partially controlled by extensional faults. A caldera complex setting has been proposed by Ferron *et al*. (2007) for the Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association in the Pitinga region.

Effusive and hypabyssal rhyolites and trachytes of Iricoumé Group have shown the typical geochemical patterns of metaluminous to weakly peraluminous A-type magmas (e.g. high values of alkali content; FeO_t/MgO and Ga/Al ratios; Rb, Zr, Y, Nb, and REE,

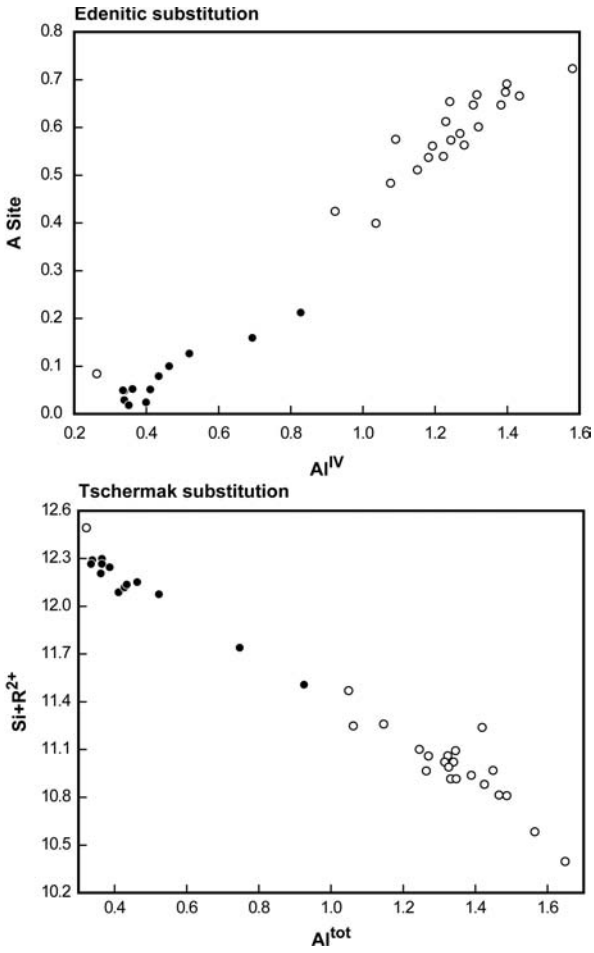


Figure 13. Cationic ratios diagrams for calcic amphiboles of the Iricoumé Group. Symbols as in Figure 12.

except for Eu; and low CaO, Sr, Ba, and Ti contents – Collins *et al*. 1982; Whalen *et al*. 1987; Eby 1990; Nardi and Bitencourt 2009). Ignimbrites were deposited under still high temperatures that allowed welding and resorption of phenocrysts. Features of enrichment in dense constituents (especially crystals) can be observed; however, the geochemical patterns of the ignimbrites are similar to those of the effusive and hypabyssal rocks. Ignimbrites that occurred interbedded with sandstone, included in the Urupi Formation, underwent hydrothermal alteration that promoted deviations of some major element trends. However, trace-element contents kept the original pattern, which indicates affinity with the Iricoumé ignimbrites. These data, allied to the Ferron *et al*. (2007) conclusions, indicate that the Urupi ignimbrites can represent the waning stages of the Iricoumé volcanism.

Mafic rocks are rarely exposed and were observed as clasts in Iricoumé volcanic breccias and as mafic microgranular enclaves. Mafic microgranular enclaves were also observed in Mapuera granitoids (Ferron *et al*. 2007). Andesitic compositions within the Iricoumé group were identified locally by Valerio *et al*. (2005) in the southern portion of

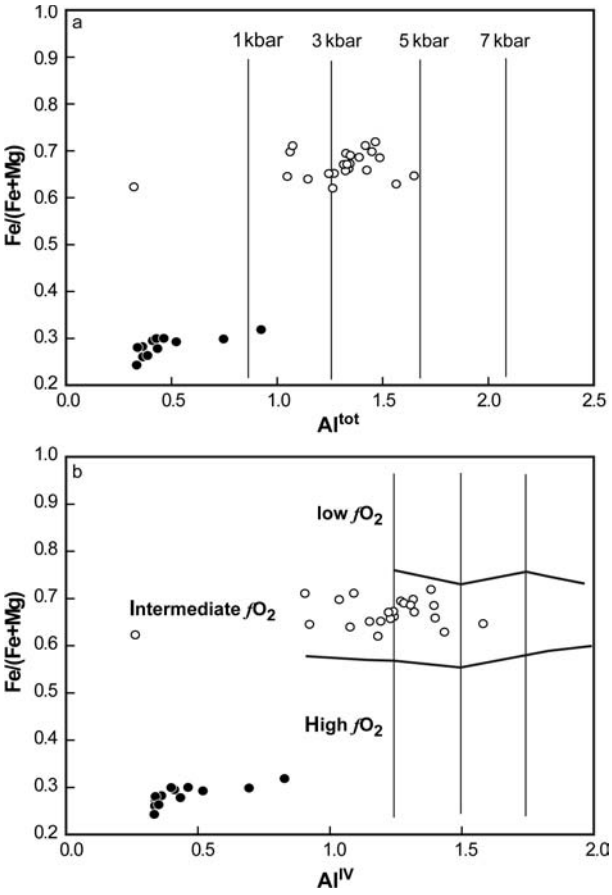


Figure 14. Crystallization pressure and oxygen fugacity plots for calcic amphiboles of the Iricoumé Group. (a) Fe/(Fe + Mg) versus Altot diagram for pressure estimation (from Anderson and Smith 1995); (b) Fe/(Fe + Mg) versus AlIV diagram for oxygen fugacity estimation (from Anderson and Smith 1995) Symbols as in Figure 12.

the Guyana shield. Despite the lack of more evidences, such as fresh rock chemical analysis of basic rocks or gravimetric data, the magmatic activity that generated the Iricoumé volcanic sequence can be identified as a bimodal association.

Bimodal distribution has been identified in many volcano-plutonic associations that show geochemical features of A-type magmas (e.g. Tertiary volcanism of Queensland, northeastern Australia (Ewart 1981); Ossipee ring-dike Complex of the White Mountain Magmatic Series, northeastern USA (Eby 1990); Trans-Pecos, TX, USA (Henry *et al*. 1990); Padthaway Suite, southern Australia (Turner *et al*. 1992); Topsails Igneous Suite, Newfoundland Island, Canada (Whalen *et al*. 1996); Malani Igneous Suite, India (Bhushan 2000); Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil (Sommer *et al*. 2005), among others. This bimodality, with the typical Daly gap, is assumed as a normal consequence of magmatic differentiation (Rice 1981; Baker and McBirney 1985; Bonin 1998, 2007). Turner *et al*. (1992) developed a consistent model for the Padthaway A-type felsic rocks, modelling the fractional crystallization from the associated tholeiitic basic magma. This mafic body occurs mostly in subsurface, as suggested by large gravity

Table 3. Trace-element content (expressed in ppm) of representative zircon from Iricoumé Group of the Pitinga Mining District area and #1 – average of trace element in zircon from rhyolite (n=11), #2 – average of trace element in rhyolite (n = 14), #3 – mineral/rock ratio.

Label	P-91	P-45	P-46	P-54	P-55	P-56	P-57	P-65	P-68	P-74	P-75	P-78	P-82	#1	#2	#3
Rock	R	R	R	R	R	R	R	I	I	I	I	I	I			
Rb	20	8	9	1	3	1	1	2	6	1	4	1	4	7	241	0.03
Ba	37	20	21	3	6	3	3	26	15	4	19	17	7	20	663	0.03
Sr	59	11	6	1	13	14	3	33	17	6	5	4	3	13	80.0	0.16
Th	107	127	126	88	328	93	56	152	172	191	151	126	128	140	23.5	5.97
U	103	110	132	95	172	83	45	155	151	159	162	127	141	110	5.91	18.58
Pb	23	23	32	8	36	10	7	33	17	19	28	13	18	22	40.86	0.53
Y	924	1,290	1,661	923	2,202	428	367	1,153	1,677	1,487	1,124	910	1,123	1,259	52	24.33
Hf	7,801	8,004	9,267	11,099	12,353	11,999	10,597	11,278	12,199	12,099	12,224	12,554	11,293	10,131	9.7	1,044
Nb	3	8	9	2	3	1	2	4	3	2	4	8	6	4	19.7	0.20
Ta	1	1	1	1	1	1	1	2	1	2	2	1	1	1	1.62	0.64
La	52	24	9	4	3	1	2	29	5	18	9	3	18	10.47	79.84	0.13
Ce	77	53	22	16	27	17	17	37	16	38	27	13	40	27.79	148.50	0.19
Pr	6	12	3	1	3	1	1	7	1	3	4	0	6	2.74	16.58	0.17
Nd	28	37	15	11	18	6	8	47	8	20	12	5	29	16.33	57.76	0.28
Sm	81	18	10	24	18	11	6	35	19	13	16	6	8	20.23	9.85	2.05
Eu	5	3	2	4	2	1	0	2	1	1	1	1	1	1.99	1.17	1.70
Gd	31	26	37	11	56	9	6	22	51	30	20	25	25	27.26	8.70	3.13
Tb	6	7	10	6	19	3	3	8	12	10	7	6	9	8.55	1.47	5.81
Dy	51	84	113	82	204	33	26	88	142	117	90	72	82	97.58	8.41	11.61
Ho	26	28	41	30	75	13	7	32	47	41	36	26	36	35.83	1.67	21.45
Er	117	136	191	132	321	66	42	158	235	197	171	137	151	162.76	5.26	30.93
Tm	22	32	39	26	69	15	8	33	48	39	35	32	36	34.11	0.83	41.21
Yb	211	304	417	286	647	121	101	337	459	421	333	284	391	333.86	5.31	62.83
Lu	37	57	78	59	129	30	22	67	98	85	77	61	61	65.04	0.78	83.59
∑REE	748	820	988	692	1,592	326	249	905	1,141	1,032	838	672	892	844.55	346.14	
Ce/Ce*	1.03	0.77	1.15	2.28	2.41	3.91	3.42	0.62	1.77	1.28	1.05	3.37	0.98	2.11	1.01	
Eu/Eu*	0.28	0.35	0.31	0.71	0.29	0.35	0.22	0.21	0.08	0.18	0.17	0.21	0.25	0.30	0.39	
$(La/Yb)_N$	0.175	0.056	0.015	0.011	0.003	0.007	0.011	0.063	0.007	0.030	0.020	0.007	0.033	0.029	0.49	
Th/U	1.04	1.16	0.96	0.92	1.90	1.13	1.24	0.98	1.14	1.20	0.93	0.99	0.91	1.23	4.08	
U/Pb	4.45	4.68	4.08	11.77	4.72	8.22	6.48	4.64	9.08	8.31	5.72	9.42	7.91	5.89	0.18	
Nb/Ta	2.31	5.84	7.42	1.60	3.44	1.47	2.05	2.41	3.06	1.26	1.65	7.58	6.48	3.95	12.24	

Abbreviations: R, rhyolite; I, ignimbrite.

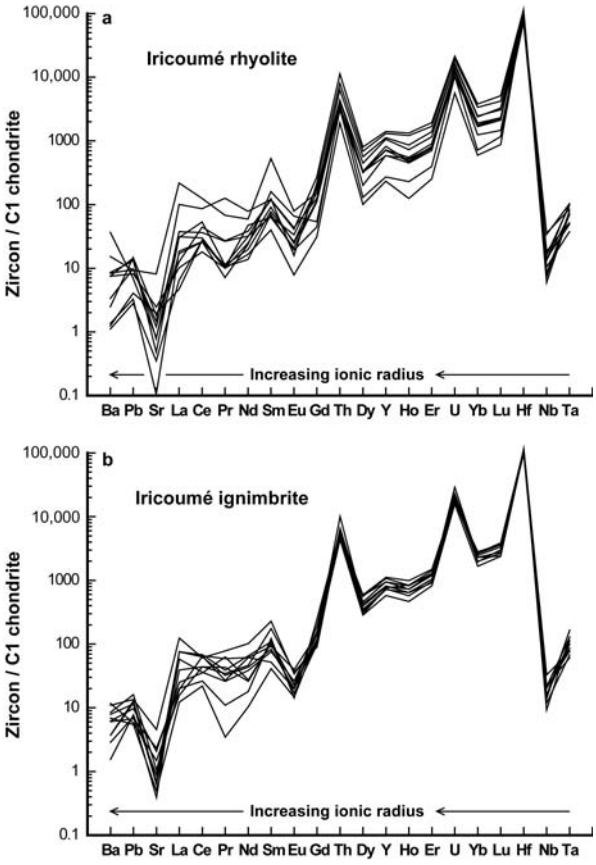


Figure 15. Chondrite-normalized pattern of trace elements in zircon from rhyolite (a) and ignimbrite (b) of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area. C1 chondrite of Sun and McDonough (1989).

anomalies. Moreover, the emplacement of mafic rocks tends to occur in deeper crustal level than the felsic ones since this is favoured by their higher densities, which implies a different neutral buoyancy level of emplacement controlled by the wall rock densities and discontinuities (Bonin 1998, 2007).

Major and trace elements indicate that plagioclase + hornblende play an important role in fractional crystallization, especially in the less differentiated melts. K-feldspar (+biotite) fractionation was dominant in the late stage of differentiation. Other processes such as hydrothermal alteration are admitted as modifiers of original K_2O and Rb contents in some samples.

Calcic amphiboles have been identified only locally in the Iricoumé volcanic. Their compositional variations provide important information on the reservoir conditions, as suggested by the presence of more than one population of amphibole. Similar amphibole compositions were obtained by Lamarão and Dall'Agnol (2004) in Palaeoproterozoic granitoids of Tapajós Gold Province. Very high Si contents (~7.5 apfu) were observed in the Mg-rich amphiboles, suggesting that Si was the main divalent cation to replace Al, masking the estimated pressure conditions. Indeed, actinolitic compositions of amphiboles of igneous rocks could have been originated by deuteric processes related to H_2O

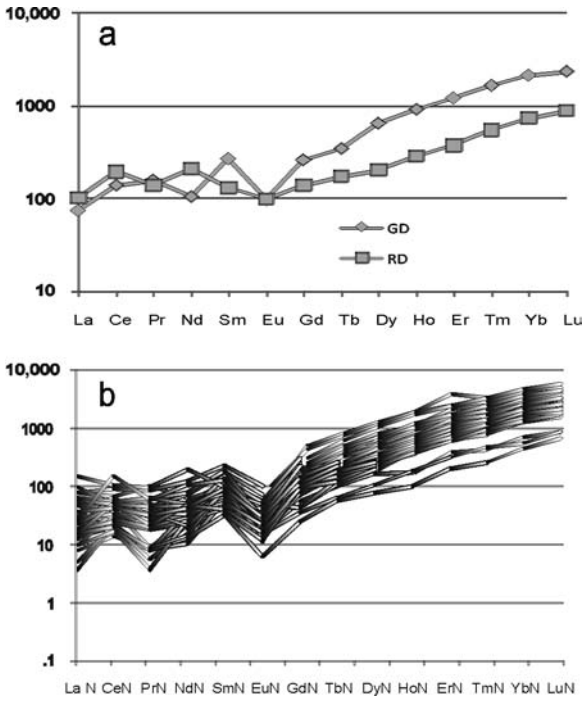


Figure 16. Chondrite-normalized mean REE contents in zircon (a) from LSSA granodiorite (GD) and rhyolites (RD) and (b) from Iricoumé volcanic rocks. LSSA data from Liz *et al*. (2009).

saturated fluids under *subsolidus* or late magmatic condition. Roberts *et al*. (2000) pointed out the occurrence of cumingtonite and actinolite within gabbros and ultramafic rocks of Quérigut Complex, French Pyrenees. Those authors considered the comingtonite and actinolite crystallization as a result of *subsolidus* reactions caused by a fluid phase released by the felsic residual melts.

Pressure conditions at around 4.5 kbar obtained for Fe-rich amphiboles of Iricoumé Group are in agreement with the structural level suggested by Bonin (1998, 2007) for crystallization of rapakivi massifs (~15 km depth). Bonin (1998, 2007)) indicates that rapakivi massifs can be related to ring complexes and caldera volcanoes of A-type affinity. Furthermore, the Fe-rich amphiboles are compatible with lower fO_2 conditions than those estimated for the Mg-rich ones. The composition of Mg-rich amphibole indicates lower pressure conditions and higher fO_2 (Figure 13a,b), which are in agreement with crystallization in shallower crustal level (~2 km depth), compatible with crystallization conditions in ring complexes (Bonin 1998, 2007).

Several authors (Nagasawa 1970; Pupin 2000; Belousova *et al*. 2002; Hoskin and Schaltegger 2003; Barros *et al*. 2009; Liz *et al*. 2009) have pointed out the importance of zircon chemistry, especially of REE, for the identification of its igneous and/or metamorphic origin. Rare-earth element contents of Iricoumé rhyolites, as well as of zircon from rhyolite, have shown very regular distribution pattern. Another studied magmatic sequence that has shown a regular distribution pattern in rocks and in zircon is the Neoproterozoic Lavras do Sul Shoshonitic Association (LSSA) in southernmost Brazil (Lima and Nardi 1998; Liz *et al*. 2009). The trace-element distribution in zircon of Iricoumé Group differs from LSSA zircon by its higher Y and Hf concentrations; lower contents of

Th, U, and LREE; and a slightly distinct REE distribution pattern (Figure 16). Zircon of Iricoumé rhyolites shows negative Eu anomalies and high enrichment of HREE, with $(La/Yb)_N$ average of 0.029.

Apatite partition coefficients for LREE are 10 times higher than that for zircon. The very high contents of apatite in the less differentiated trachytes from Iricoumé Group suggest that early apatite crystallization may have depleted the melt in REE, causing decrease of zircon/rock partition coefficients. F and P_2O_5 contents in effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group decrease with differentiation and are positively correlated. This may indicate that apatite fractionation controlled, at least partially, the decrease of F content towards more evolved rhyolite magma. High F contents in Fe-rich calcic amphibole (Table 2) suggest that its fractionation could have contributed to the compatible behaviour of F. Moreover, Zr reaches its maximum concentration in the rhyolites, when silica reaches 70 wt.%. Y and HREE behave in a similar way. Since Zr, Y, and HREE form stable complexes with F, increasing their mobility in the magmas, the zircon crystallization could have been effective when the F content in magma decreased due to apatite crystallization. Indeed, the effect of zircon and apatite crystallization on the REE pattern in melts is assumed by Nagasawa (1970) and Bogaerts *et al*. (2003) as of great importance and that should be taken into account together with the effect of hornblende (or clinopyroxene) and feldspar crystallization.

Tectonic setting and magmatic source

The relationship of A-type felsic magmas and mantle sources has been admitted in several cases, either assuming their generation by fractional crystallization from a co-genetic basic magma (Ewart 1981; Turner *et al*. 1992; Whalen *et al*. 1996; Bonin 1998, 2007) or proposing that the basic magmas produced the high temperatures (>830°C and possibly >940°C – Clemens *et al*. 1986; ~950°C – Patiño Douce 1997) necessary to promote A-type compositions by crustal melting in non-orogenic settings (Creaser *et al*.1991; Haapala and Rämö 1992; Patiño Douce 1997; Lamarão *et al*. 2002, 2005; Dall'Agnol *et al*. 2005). The underplating of mafic magmas at the base of lithosphere and/or crust has been admitted either in post-collisional/post-orogenic (Whalen *et al*. 1996; Bonin 1998, 2007) or anorogenic settings (Dall'Agnol *et al*. 2005; Haapala and Rämö 1992).

Geochemical characteristics of Iricoumé volcanics, as high K and Rb contents and low Nb- and Ta-normalized values, suggest a relation with subducted-related lithospheric mantle. High K and Rb contents could in turn also be related to crustal sources. Multicationic R1–R2 values (De La Roche *et al*. 1980) depict a trend from late-orogenic to post-orogenic fields (Batchelor and Bowden 1985), suggesting the influence of sources related to an orogenic cycle (Figure 17). Furthermore, the emplacement of the 1.88 Ga Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association in the Pitinga Mining District is preceded by an high-K calc-alkaline magmatism of 1.96–1.89 Ga (Oliveira *et al*. 1996; Valério *et al*. 2006a), which can be related to the final stages of a Palaeoproterozoic orogeny on a continental margin of 2.1 Ga. This points to a within-plate post-collisional environment for the Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association. Increased contents of HFSE have been observed in mantle-derived rocks that occur in mature-arc lithological associations (Brown *et al*. 1984). Alkalis, Zr, Nb, Y, and REE contents in the Iricoumé volcanics are higher than those observed in some post-collisional and orogenic associations but not as high as in some anorogenic rocks of asthenospheric mantle derivation (Ewart 1981; Eby 1990, 1992), which point to a lithospheric source rather than asthenospheric mantle source for the Iricoumé Group rocks.

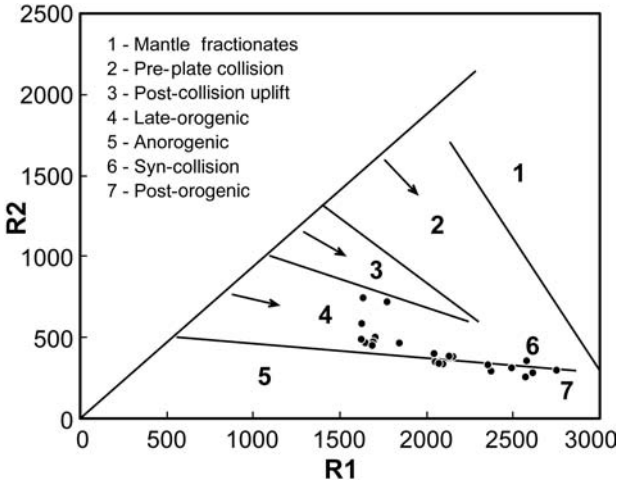


Figure 17. R1–R2 diagram for effusive and hypabyssal rocks of Iricoumé Group. Arrows indicate evolutionary trends from orogenic-related sources. (After Batchelor and Bowden 1985.)

A petrogenetic model involving melting mainly of lithospheric mantle at the end of an orogenic cycle could be assumed to explain the participation of subducted-related sources during a post-collisional setting for the Iricoumé volcanics generation. Slab-breakoff processes (Davies and Blackenburg 1995), promoting thermal perturbation due to asthenosphere upwell and leading to melting of the metasomatized overriding mantle lithosphere, could have been involved. Further investigations, especially through isotopic data and experimental petrology, would improve the knowledge about the genesis of the Iricoumé Group.

Concluding remarks

Iricoumé volcanism in the Pitinga Mining District (Guyana shield – Amazonian Craton) consists of a caldera-related volcanic succession associated to a co-magmatic plutonism (Mapuera Suite). This lithological association is aged around 1.88 Ga, bimodal composition, where the felsic rocks show A-type metaluminous to weak peraluminous features. Q9

Major and trace elements in minerals (amphibole and zircon) combined with whole-rock data yield important information on magma composition, differentiation, and reservoir of Iricoumé magmatism. Amphibole composition suggests a 15 km deep site of crystallization and a shallow (around 2 km) site of re-equilibration. Trace elements in zircon of Iricoumé rhyolites are typical of magmatic zircons. Their lower zircon/rock partition coefficients are probably caused by early apatite fractionation, which caused the decrease of REE in the more differentiated melts.

Geochemical features of Iricoumé volcanic rocks are consistent with primary magma sources related to lithospheric mantle modified by fluids during previous subduction. Crustal melts may have contaminated the parental magmas of rhyolites and other felsic rocks. The geotectonic context of the Pitinga Mining District, as suggested by geochemical and field-geology data, is a within-plate extensional regime in a post-collisional setting. The emplacement of the Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association was immediately followed by the sedimentary deposition of Urupi Formation and subsequently by the emplacement of the mineralized anorogenic granitoids of Madeira Suite at ~1.83 Ga and then by the tholeiitic magmatism of the Quarenta Ilhas Formation at ~1.78 Ga.

Acknowledgements

The authors thank the UFRGS and LMU universities and staff, the CNPq for the financial support through the CT-MINERAL Project (505625/2004-0), and for the CNPq PhD grant (140716/2005-0), the CAPES for the PhD probation grant at LMU (1432/07-9), and the Mineração Taboca S.A. – Paranapanema Group for the field work support. We also thank Dr. Saskia Bernstein (LMU, Germany) for her support on microprobe procedures.

References

Albuquerque, R., 1922, Reconhecimentos geológicos no vale do Amazonas: campanhas de 1918 a 1919: Boletim do Serviço Geológico e Mineral Brasileiro, Rio de Janeiro, v. 3, p. 1–84.

Anderson, J.L., and Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and fO2 on the Al-in-hornblende barometer. American Mineralogist, v. 80, p. 549–559.

Araújo, J.F.V., Montalvão, R.M.G., Lima, M.I.C., Fernandes, P.E.C.A., Cunha, F.M.B., Fernandes, C.A.C., and Basei, M.A.S., 1976, Geologia da Folha SA.21 – Santarém. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.21 – Santarém. Rio de Janeiro: Levantamento de Recursos Naturais, v. 10, p. 17–130.

Baker, B.H., and McBirney, A.R. 1985, Liquid fractionation, Part III: geochemistry of zoned magmas and the compositional effects of liquid fractionation: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 24, p. 55–81.

Barros, C.E., Nardi, L.V.S., Dillenburg, S.R., Ayup, R., Jarvis, K., and Baitelli, R. 2009, Detrital minerals of modern beach sediments in southern Brazil: a provenance study based on chemistry of zircon: Journal of Coastal Research, In press. Q10

Batchelor, A.R., and Bowden, P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology, v. 48, p. 43–55.

Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., and Fisher, N.I., 2002, Igneous zircon: trace element composition as an indicator on source rock type: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 143, p. 602–622.

Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., and Gonçalves, J.H., editors, 2003, Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, CPRM (CD-ROM).

Bogaerts, M., Scaillet, B., Liegeois, J.P., and Auwera, J.V., 2003, Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallisation in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites: Precambrian Research, v. 124, p. 149–184.

Bonin, B., 1998, Alkaline rocks and geodynamics: Transactions Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 105–118.

Bonin, B., 2007, A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects: Lithos, v. 97, p. 1–29.

Bonin, B., Grelou-Orisini, C., and Vialette, Y. 1978, Age, origin and evolution of the Anorogenic Complex of Evisa (Corsica): A K-Li-Rb-Sr study: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 65, p. 425–432.

Borges, R.M.K., 2002, Greisins e epi-sienitos potássicos associados ao Granito Água Boa, Pitinga (AM): Um estudo dos processos hidrotermais geradores de mineralizacoes estaníferas. PhD Thesis. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 348 p.

Bowden, P., and van Breemen, O., 1972, Isotopic and chemical studies on Younger Granites from northern Nigeria, *in* Dessauvagie, T.F., and Whiteman, A.J., eds., African geology: Ibadan, Nigeria, University of Ibadan Press, p. 105–120.

Bhushan, S.K., 2000, Malani rhyolites – A Review: Gondwana Research, v. 3, no. 1, p. 65–77.

Brown, G.C., 1981, Space and time in granite plutonism: Phillosophical Transactions of the Royal Society of London, v. A301, p. 321–336.

Brown, G.C., Thorpe, R.S., and Webb, P.C., 1984, The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and coments on magma sources: Journal of Geological Society of London, v. 141, p. 413–426.

Carvalho Filho, N.B., Horbe, M.A., Souza, P.C.B., 1984, A natureza dos depósitos de cassiterita do setor Madeira, regiao do Pitinga, Amazonas, Brasil. *in* Symposium Amazônico, II, Anais. SBG/Núcleo Manaus, Manaus, Amazonas. p. 459–461.

Cas, R.A.F., and Wright, J.V., 1987, Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions: London, Allen & Unwin, 528 p.

Christiansen, E.H., Haapala, I., and Hart, G.L., 2007, Are Cenozoic topaz rhyolites the erupted equivalents of Proterozoic rapakivi granites? Examples from western United States and Finland: Lithos, v. 97, p. 219–246.

Clemens, J.D., Holloway, J.R., White, A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: Exeprimental constraints: American Mineralogists, v. 71, p. 371–324.

Collins, W.J., Beams, A.J.R., White, A.J.R., and Chappell, B.W., 1982, Nature and origin of A-type granites with particular reference of southeastern Australia: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 80, p. 189–200.

Costi, H.T., 2000, Petrologia dos granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do albita-granito da mina Pitinga, Amazonas, Brasil. PhD Thesis: Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 345 p.

Costi, H.T., Borges, R.M.K., and Dall'Agnol, R. 1997. Primary mineralization of the Pitinga Tin Province, Amazonian Craton, north Brazil: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, II, Belém, Pará, p. 44–45.

Costi, H.T., Dall'Agnol, R., Moura, C.A.V., 2000, Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil: International Geology Review, v. 42, p. 832–849.

Creaser, R.A., Price, R.C., Wormald, R.J., 1991, A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model: Geology, v. 19, p. 163–166.

Dall'Agnol, R., Bettencourt, J.S., Jorge João, X.S., Medeiros, H., Costi, H.T., and Macambira, M.J.B., 1987, Granitogenesis in the northern brasilian region: A review. Revista Brasileira de Geociências, v. 17, no. 4, p. 382–403.

Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., 1994, Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects: Mineralogy and Petrology, v. 50, no. 1/3, p. 113–138.

Dall'Agnol, R., Costi, H.T., Leite, A.A.S., Magalhães, M.S., and Teixeira, N.P., 1999a, Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas: Precambrian Research, v. 95, p. 9–39.

Dall'Agnol, R., Rämö, O.T., Magalhães, M.S., and Macambira, M.J.B. 1999b. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implication for the genesis of proterozoi A-type granites: Lithos, v. 46, p. 431–462.

Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., Oliveira, D.C., 2005, Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil: Lithos, v. 80, p. 101–129.

Daoud, W.E.K., and Antonietto Jr., A., 1985, A geologia do granito estanífero Água Boa, Pitinga, AM. *in* Simpósio de Geologia da Amazônia, II, Anais, SBG/Núcleo Norte, Belém, Pará. p. 17–33.

Daoud, W.E.K., and Fuck, R.A. 1990. Contexto geológico e depósitos minerais associados aos granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas. *in* Congresso Brasileiro de Geologia, XXXVI, Boletim de Resumos: SBG, Natal. Rio Grande do Norte, p.114–115.

Davies, J.H., and Blanckenburg, F. von., 1995, Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and ist test in the magmatism and deformation of collisional orogens: Earth and Planetary Science Letters, v. 129, 85–102.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P., and Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses – its relationships and current nomenclature: Chemical Geology, v. 29, p. 183–210.

Eby, G.N. 1990. The A-type granitoids: a review of the ocurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis: Lithos, v. 26, p. 115–134.

Eby, G.N., 1992, Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implication: Geology, v. 20, p. 641–644.

Ewart, A., 1981, The mineralogy and chemistry of the anorogenic Tertiary silicic volcanics of the S.E. Queensland and N.E. New South Wales, Australia: Journal of Geophysical Research, v. 86, no. B11, p. 10242–10256.

Faria, M.S.G., Luzardo,R., Pinheiro, S.S., Reis, N.J.; Oliveira, M.J.R., and Riker, S.R.L., 2000, Projeto Caracaraí. Relatório Final. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. CPRM Caracaraí, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A. Estado de Roraima. Escala 1:500.000 – Brasília, CPRM. (CD-ROM).

Ferron, J.M.T.M., Bastos Neto, A.C., Lima, E.F., Costi, H.T., Moura, C.A.V., Prado, M., Pierosan, R., Galarza, M.A., 2007, Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas

ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico: Revista Brasileira de Geociências, v. 36, no. 3, p. 499–512.

Ferron, J.M.T.M., Bastos Neto, A.C., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Costi, H.T., Pierosan, R., and Prado, M., 2009, Petrology, geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.87 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil: Journal of South American Earth Science, accepted Paper. doi: 10.1016/j.jsames.2009.05.001.

Fowler, A., Prokoph, A., Stern, R., and Dupuis, C., 2002, Organization of oscillatory zoning in zircon: Analisys, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada: Geochimica Cosmochima Acta, v. 66, p. 311–328.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculuc, R.J., Ellis, D.J., and Frost, C.D., 2001, A geochemical classification for granitic rocks: Journal of Petrology, v. 42, no. 11, 2033–2048.

Haapala, I., and Rämö, O.T., 1992, Tectonic settings and origin of the Proterozoic rapakivi granites of the southeastern Fennoscandia. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science, v. 83, p. 165–171.

Hanchar, J.M., and Westrenen, W., 2007, Rare earth element behavior in zircon-melt systems: Elements, v. 3, p. 37–42.

Hartmann, L.A., and Delgado, I.M., 2001, Cratons and orogenic belts of the Brazilian Shield and their contained gold deposits. Minerallium Deposita, v. 36, p. 207–217.

Heaman, L.M., Bowins, R., and Crocket, J., 1990, The chemical composition of igneous zircon suites:implications for geochemical tracer studies. Geochimica Cosmochimca Acta, v. 54, p. 1597–1607.

Henry, C.D., Price, J.G., Rubin, J.N., and Laubach, S.E., 1990, Case study of an extensive silicic lava: the Bracks Rhyolite, Trans-Pecos Texas: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 43, p. 113–132.

Horbe, M.A., Horbe, A.C., Costi, H.T., and Teixeira, J.T., 1991, Geochemical charateristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga Mine, northwestern Brazil: A review: Journal of Geochemical Exploration, v. 40, p. 227–249.

Hoskin, P.W.O., and Black, L.P., 2000, Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. Journal of Metamorphic Geology, v. 18, p. 423–439.

Hoskin, P.W.O., and Schaltegger, U., 2003, The composition of zircon and igneous and Metamorphic petrogenesis: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society of America, v. 53, p. 27–62.

Issler, R.S., Andrade, A.R.F., Montalvão, R.M.G., Guimarães, G., Silva, G.G., and Lima, M.I.C., 1974, Geologia da Folha SA.22 – Belém. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.22 – Belém. Rio de Janeiro: Levantamento de Recursos Naturais, v. 5, p. 7–182.

King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W., and Allen, C.M., 1997, Characterization and Origin of Aluminous A-type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia: Journal of Petrology, v. 38, no. 3, p. 371–391.

Klein, E.L., Almeida, M.E., Vasques, M.L., Bahia, R.B.C., Santo, M.L.E., Ferreira, A.L. 2001 (orgs.). Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas – Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:500.000. Brasília, CPRM/DIEDIG/DEPAT.

Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., and Lima, E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil: Precambrian Research, v. 119, no. 1, p. 189–223.

Lamarão, C.N., and Dall'Agnol, R., 2004, Química mineral de anfibólios e biotitas e condições de cristalização de granitóides paleoproterozóicos da região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, Craton Amazônico: Revista Brasileira de Geociências, v. 34, no. 1, p. 95–108.

Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., and Pimentel, M.M., 2005, Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon Craton. Journal of South American Earth Sciences, v. 18, p. 277–292.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R., W., Streckeisen, A., and Zanettin, B. 1986. A classification of volcanic rocks based on the total alcalis-silica diagram. Journal of Petrology, v. 27, p. 745–750.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V.,

Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., and Youzhi, G. 1997. Nomenclature of Amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names: Mineralogical Magazine, v. 61, p. 295–321.

Lenharo, S.L. 1998. Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da regiao de Pitinga, Amazonas, Brasil. PhD Thesis: Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, 290 p.

Lenharo, S.L., Pollard, P.J., and Born, H. 2003. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil: Lithos, 66: 37–61.

Lima, E.F., and Nardi, L.V.S., 1998, The Lavras do Sul Shoshonitic Association: Implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in the southernmost Brazil: Journal of South American Earth Sciences, v. 11, no. 1, p. 67–77.

Liz, J.D., Nardi, L.V.S., Lima, E.F., Jarvis, K., 2009, Geochemistry of trace elements (Rb, Ba, Sr, U, Th, Nb, Ta, Y, and REE) in zircon from the Lavras do Sul Shoshonitic Association, southernmost Brazil: The Canadian Mineralogist, v. 47, p. 833–846.

Macambira, M.J.B., Teixeira, J.T., Daoud, W.E.K., and Costi, H.T., 1987, Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites from Pitinga, northwestern Brazil: Revista Brasileira de Geociências, v. 17, no. 4, p. 562–570.

Macambira, M.J.B., Almeida, M.E., and Santos, L.J., 2002, Idade de zircão de vulcânicas Iricoumé do sudeste de Roraima: contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. *in* Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2. Boletim de Resumos e Guia de Excursão. UFPA-CG/SBG-NO, Belém, p. 22.

Maniar, P.D., and Picolli, P.M. 1989, Tectonic discrimination of granitoids: Geological Society of America Bulletin, v. 101, p. 635–643.

Melo, A.F.F., Santos, A.J., Cunha, M.T.P., Campos, M.J.F., D'Antona, R.J.G., 1978, Projeto Molibdênio em Roraima: Relatório final. MME/DNPM Manaus. 6v.

Minuzzi, O.R.R. 2004. A columbitização do Pirocloro da subfácies Albita Granito de Núcleo do Granito Madeira, Pitinga-AM: Relações com a gênese da mineralização criolítica. PhD Thesis: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 182 p.

Nagasawa, H. 1970. Rare earth concentrations in zircons and apatites and their hosy dacites and granites: Earth and Planetary Science Letters, v. 9, p. 369–364.

Nardi, L.V.S., 1991, Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos Granitos Metaluminosos da Associação Alcalina: Revisão. Pesquisas, v. 18, no. 1, p. 44–57.

Nardi, L.V.S., and Bitencourt, M.F., 2009, A-type granitoids in post-collisional settings from southernmost Brazil: their classification and relationship with magmatic series: Canadian Mineralogist, In press. Q11

Nardi, L.V.S., Formoso, M.L.L., Jarvis, K., Oliveira, L., and Bastos Neto, A.C. Geochemistry of zircons in the magmatic-hydrothermal F-rich system of Sn-Nb- cryolite mineralized granites from the Pitinga Mine region, Amazonia, Brazil: The Canadian Mineralogist, Submitted paper. Q12

Oliveira, M.J.R., Luzardo, R., Faria, M.S.G., and Pinheiroo, S.S., 1996, A Suíte Intrusiva Água Branca no sudeste do Estado de Roraima. *in* Simpósio De Geologia Da Amazônia, 5. Belém, Pará. Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões: Belém. SBG-Núcleo Norte, v. 2, p. 86–89.

Patiño Douce, A.E., 1997, Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids: Geology, v. 25, no. 8, p. 743–746.

Pearce, J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks: Episodes, v. 19, p. 120–125.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Journal of Petrology, v. 25, p. 956–983.

Pessoa, M.R., Santiago, A.F., Andrade, A.F., Nascimento, J.O., Santos, J.O.S., Oliveira, J.R., Lopes, R.C., and Prazeres, W.V., 1977, Projeto Jamanxim, Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, v. 9.

Pinho, M.A.S.B., Fetter, A., Chemale Jr. F., and Lima, E.F., 2001, Caracterizacao petrografica e dados geocronologicos preliminares de rochas vulcanicas da Formação Iriri, porção centro-sul do Craton Amazonico-Aripuana-MT: Revista Brasileira de Geociencias, v. 31, no. 3, p. 37–42.

Pires, A.C., Bastos Neto, A.C., Pereira, V.P., Botelho, N.F., and Minuzzi, O.R.R., 2006, A gagarinita-Y do Granito Madeira (Pitinga, Amazonas): exsolução de ETRL a partir de fluoreto metaestável e Formação de um possível novo mineral semelhante a fluorcerita. Revista Brasileira de Geociências, v. 36, p. 155–164.

Prado, M., Ferron, J.M.T.M., Lima, E.F., Bastos Neto, A.C., Pereira, V.P., Minuzzi, O.R.R., and Pierosan, R., 2007, Caracterizacao petrográfica e geoquímica do leste do Granito Europa, Distrito Mineiro de Pitinga, AM: Pesquisas em Geociências, v. 34, no. 1, p. 77–90.

Pupin, J.P., 1980, Zircon and granite petrology: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 73, p. 207–220.

Rämö, O.T., and Haapala, I., 1995, One hundred years of Rapakivi Granites: Mineralogy and Petrology, v. 52, p. 129–185.

Reis, N.J., Faria, M.S.G., Fraga, L.M.B., and Haddad, R.C., 1999, Vulcanismo cálci-alcalino paleoproterozóico do Setor Oriental do Estado de Roraima – Escudo das Guianas. *in* Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1. Boletim de Resumos, Gramado, RS. v. 1, p. 78. Q13

Reis, N.J., Faria, M.S.G., Fraga, L.M.B., and Haddad, R.C., 2000, Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the northern Amazonian craton, eastern Roraima state, Brazil: Revista Brasileira de Geociências, v. 30, p. 380–383.

Rice, A., 1981, A convective fractionation: a mechanism to provide cryptic zoning (macrosegregation), layering, crescumulates, banded tuff and explosive volcanism in igneous processes: Journal of Geophysical Research, v. 86, p. 405–417.

Roberts, M.P., Pin, C., Clemens, D., and Paquette, J.L., 2000, Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrenees: Journal of Petrology, v. 41, no. 6, p. 809–844.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaufette, H.E., Groves, D.I., McNaugthon, N.J., and Fletcher, L.R.A., 2000, New understanting of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology: Gondwana Research, v. 3, no. 4, p. 453–488.

Santos, J.O.S., Faria, M.S.G., Hartmann, L.A., and McNaughton, N.J., 2002, Significant presence of the Tapajós-Parima belt in Roraima region, Amazon Craton: based on SHRIMP U-Pb geochronology. *in* Congresso Brasileiro de Geologia, 41, Boletim de Resumos, SBG, p. 336.

Santos, J.O.S., Breemen, O.B.V., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., and Fletcher, I.R., 2004, Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology: Precambrian Research, v. 131, p. 73–109.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G., and Pierosan, R., 2005, Potassic and Low- and High-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, Southernmost Brazil: Journal of South America Earth Science, v. 18, p. 237–254.

Sun, S.S., and McDonough, W.E., 1989, Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. *in* Saunders, A.D., and Norry, M.J. (eds.). Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society Special Publication, v. 42, p. 313–345.

Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldes, M.C., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000, The Amazonian Craton. *in* Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomas Filho, A., Campos, D.A., eds., Tectonic evolution of South America, Rio de Janeiro. SBG. p. 41–95.

Thompson, R.N., 1982, British Tertiary volcanic province: Scottish Journal of Geology, v. 18, p. 49–107.

Turner, S.P., Foden, J.D., and Morrison, R. S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South Australia, Lithos, 28:151–179.

Valério;.C.S., Souza, V.S., Macambira, M.J.B., Milliotti, C.A., and Carvalho, A.S. 2005. Geoquímica e idade Pb-Pb do Grupo Iricoumé na regiao da borda norte da Bacia do Amazonas, município de Presidente Figueiredo-AM. In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 3. Anais, Cabo Frio-RJ. (CD-ROM).

Valério, C.S., Souza, V.S., Macambira, M.J.B., and Galarza, M.A. 2006a. Geoquímica e geocronologia Pb-Pb em zircao da Suíte Intrusiva Água Branca, município de Presidente Figueiredo (AM): evidências de colisao no Paleoproterozóico da Amazônia Ocidental. Revista Brasileira de Geociências, v. 36, no. 2, p. 359–370.

Valério, C.S., Souza, V. S., and Macambira, M. J. B. 2006b. Aspectos geoquímicos e idade Pb-Pb da borda sudeste do Batólito São Gabriel, Município de Presidente Figueiredo (AM), Escudo das Guianas: implicações tectônicas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9. Seção Temática III. Belém-PA. CD-ROM.

Valério, C.S., Souza, V.S., and Macambira, M.J.B., 2009, The 1.90–1.88 Ga magmatism in the center-southernmost Guyana Shield, Brazil: Geology, geochemistry, zircon geochronology, and

tectonic implications: Journal of South American Earth Sciences. Accepted Paper, doi: 10.1016/j.jsames.2009.04.001.

Veiga, Jr., J.P., Nunes, A.C.B., Fernandes, A.S., Amaral, J.E., Pessoa, M.R., Cruz, S.A. S. 1979. Projeto Sulfetos de Uatumã: Relatório Final, Manaus, DNPM/CPRM, 7 v.

Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 95, p. 407–419.

Whalen, J.B., Jenner, G.A., Longstaffe, F.J., Robert, F., Cariépy, C. 1996. Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails Igneous Suite, Newfoundland Appalachians. Journal of Petrology, v. 37, no: (6), 1463–1489.

Winchester, J.A. and Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, v. 20, p. 325–343.

Accepted Manuscript

Petrology, Geochemistry, and Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks (1.89 to 1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil

J. Maximino T.M. Ferron, Artur C. Bastos Neto, Evandro F. Lima, Lauro V.S. Nardi, Hilton T. Costi, Ronaldo Pierosan, Maurício Prado

PII: S0895-9811(09)00072-8
DOI: 10.1016/j.jsames.2009.05.001
Reference: SAMES 832

To appear in: *Journal of South American Earth Sciences*

Received Date: 30 April 2008
Accepted Date: 4 May 2009

Please cite this article as: Ferron, J.M.T.M., Neto, C.B., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Costi, H.T., Pierosan, R., Prado, M., Petrology, Geochemistry, and Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks (1.89 to 1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil, *Journal of South American Earth Sciences* (2009), doi: 10.1016/j.jsames.2009.05.001

This is a PDF file of an unedited manuscript that has been accepted for publication. As a service to our customers we are providing this early version of the manuscript. The manuscript will undergo copyediting, typesetting, and review of the resulting proof before it is published in its final form. Please note that during the production process errors may be discovered which could affect the content, and all legal disclaimers that apply to the journal pertain.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Petrology, Geochemistry, and Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks (1.89 to 1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil

Summary

Abstract 1
Resumo 3
1. Introduction 4
2. Methods 6
3. Geological context 6
4. Geology and Petrography from the Iricoumé Group and the Mapuera Suite 8
5. Geochronology 11
6. Geochemistry of the Group Iricoumé and Mapuera Suíte 12
7. Discussions 17
8. Conclusions 20
Acknowledgements 21
Bibliography 21

Figure Caption

Figure 1 – Geochronological Provinces of the Amazonian Craton (Santos et al. 2000) and the location of the Pitinga Province.

Figure 2 – Geological map of Pitinga Province. The volcanic units (Iricoumé Group) are confined in a megastructure (Ferron et al. 2002; Bastos Neto et al. 2005) whose boundaries (dotted line) are approximately parallel to the brachisyncline of the Pitinga River (Mandetta et al. 1974) which is outlined by the Quarenta Ilhas formation.. The plutonic units are arranged inside and along the border of the megastructure.

Figure 3 – Major and trace element *vs* SiO_2 binary plots, to granitoids and volcanic rocks of Uatumã Supergroup in Pitinga Province. (+) granites (Mapuera Suite); (○) acid effusive rocks (Ouro Preto Formation); (◊) acid pyroclastic rocks (Paraíso Formation); (●) intermediate effusive rocks (Divisor Formation).
Figure 4 – Eu/Eu* vs Ba and Eu/Eu* vs Sr plots for granitoids and volcanic rocks of Uatumã Supergroup in Pitinga Province. Symbols as in Figure 3.
Figure 5 – TAS plot (Le Maitre, 2002) to granitoids and volcanic rocks from Pitinga Province. Symbols as in Figure 3.
Figure 6 – R1 vs R2 plot (De La Roche et al., 1980) to granitoids and volcanic rocks from Pitinga Province. Symbols as in Figure 3.
Figure 7 – Maniar and Piccoli (1989) plot, based on Shand indexes, to granitoids and volcanic rocks from Pitinga Province. Symbols as in Figure 3.
Figure 8 – Spidergrams primitive mantle normalized (Thompson, 1982). a) granitoids (Mapuera Suite); b) acid effusive and pyroclastic rocks (Ouro Preto and Paraíso Formations, respectively); c) intermediate effusive rocks (Divisor Formation). Symbols as in Figure 3.
Figure 9 – Rare earth elements chondrite normalized (Haskin et al., 1968). a) granitoids (Mapuera Suite); b) acid effusive and pyroclastic rocks (Ouro Preto and Paraíso Formations, respectively); c) intermediate effusive rocks (Divisor Formation). Symbols as in Figure 3.
Figure 10 – Rb *vs* Y+Nb tectonic discriminant plot after (Pearce, 1996). Syn-COLG – syn-collision granites; VAG – volcanic arc granites; WPG – within plate granites; ORG – ocean ridge granites; Pos-COLG – post-collision granites. Symbols as in Figure 3.
Figure 11 – Granitoid discriminant diagrams after Whalen et al. (1987). a) (K2O+Na2O)/CaO vs Zr+Nb+Ce+Y, FG – fractionated felsic granites; OGT – non-fractionated. b): Zr vs Ga/Al, M-, I-, and S-type granites. Symbols as in Figure 3.
Figure 12 – A-type granitoid discriminant diagrams from Eby (1992). Symbols as in Figure 3.
Figure 13 – Calc-alkali ratio *vs* silica diagram from Brown (1981) with fields A to calcic-alkaline rocks and B to metaluminous granitoids from alkaline associations (B from Nardi, 1991); SN – Sierra Nevada trend; NG – New Guinea trend. Symbols as in Figure 3.

Table Captions

ACCEPTED MANUSCRIPT

ACCEPTED MANUSCRIPT

Table 1 - Geochronological data of Pitinga Province
Table 2 - Isotopic data from single-grain zircon evaporation of granitic and volcanic rocks of Pitinga Province
Table 3 – Chemical composition of the granitoids and volcanic rocks of Pitinga Province

Petrology, Geochemistry, and Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks (1.89 to 1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil

J. Maximino T. M. Ferron [1], Artur C. Bastos Neto [1], Evandro F. Lima [1], Lauro V.S. Nardi [1], Hilton T. Costi [2], Ronaldo Pierosan [1], Maurício Prado [1]

1. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Avenida Bento Gonçalves 9500, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil.

2. Museu Paraense Emílio Goeldi. Avenida Perimetral 1901, CEP 66077-830, Belém, PA, Brasil.

Corresponding author:

Artur C. Bastos Neto artur.bastos@ufrgs.br FAX: 051.33087302

Abstract

This paper presents geochemical, petrographic, and geochronological data on the Uatumã magmatism in the Pitinga Province, where it is represented by volcanic rocks from the Iricoumé Group and granitic rocks from the Mapuera Suite. The Iricoumé Group (1.89-1.88 Ga) is constituted of the Divisor Formation (intermediate volcanic rocks), Ouro Preto

ACCEPTED MANUSCRIPT

Formation (acid effusive rocks), and Paraiso Formation (acid crystal-rich ignimbrites, surge deposits, and basic rocks). The volcanic sequence is intruded by granitoids from the Mapuera Suite (1.88 Ga), mainly represented by monzogranites and syenogranites. Structural and field relations suggest that *caldera* complex collapse controlled the emplacement of volcanics and granitoids of the Mapuera Suite. Subsequent structure reactivations allowed the younger Madeira Suite (1.82-1.81 Ga) to be emplaced in the central portion of the caldera complex. The felsic Iricoumé magmatism is mainly composed of rhyolites, trachydacites and latites, with SiO_2 contents between 64 wt% and 80 wt%. The plutonic rocks from the Mapuera Suite present SiO_2 between 65 wt% and 77 wt%. Volcanic and granitic rocks present identical geochemical characteristics and that is attributed to their co-magmatic character. The felsic volcanic rocks and granites are metaluminous to slightly peraluminous and show affinity with silica-saturated alkaline series or with A-type magmas. They have Na_2O+K_2O between 6.6 and 10.4%, $FeO^t/(FeO^t+MgO)$ varying between 0.76 and 0.99, Ga/Al ratios between 1.5 and 4.9, like typical A-type rocks; and plot in the within-plate or post-collisional fields in the (Nb+Y) *vs* Rb diagram. The Nb/Y ratios indicate that these rocks are comparable to A2-type granites. This magmatism can be related to the (i) potassic alkaline series, with low Sr content in the felsic rocks explained by plagioclase fractionation at low pressure and high temperature or, alternatively, (ii) a bimodal association where magma had high crustal influence. The similarity of the Iricoumé felsic magmatism with A2-type granitoids and their high ETRL/Nb ratios suggest its relation with mantle sources previously modified by subduction, probably in a post-collision environment. Alternatively, this can be interpreted as bimodal within-plate magmatism with contamination by crustal melts. In this context, the extreme F, Nb and Zr enrichment of Madeira Suite could be explained by the presence of a thin crust which favored the presence and continuity of convective systems in the upper mantle.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Keywords: Pitinga Province, geochronology, post-collisional magmatism, geochemistry, Mapuera Suite, Iricoumé Group, Uatumã Supergroup, Paleoproterozoic magmatism.

Resumo

Este trabalho apresenta dados geoquímicos, petrográficos e geocronológicos do magmatismo Uatumã na Província Pitinga, onde é representado pelas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e granitóides da Suíte Mapuera. O Grupo Iricoumé (1,89-1,88 Ga) é constituído pela Formação Divisor (vulcanitos intermediários), Formação Ouro Preto (efusivas ácidas) e Formação Paraíso (ignimbritos ácidos ricos em cristais, depósitos tipo *surge* e raras rochas básicas associadas). A sequência vulcânica é intrudida por granitóides da Suíte Mapuera (1,88 Ga), representados principalmente por monzogranitos e sienogranitos. Relações estruturais e de campo sugerem ambientes associados a abatimento de caldeiras controlando o posicionamento das rochas vulcânicas e plutons graníticos da Suíte Intrusiva Mapuera. Subsequentes reativações das estruturas tectônicas permitiram o posicionamento da Suíte Madeira (1,82-1,81 Ga) na porção central do complexo de caldeiras. O magmatismo Iricoumé é predominantemente composto por riolitos e traquidacitos, latitos com conteúdos de SiO_2 entre 64 e 80%. Os termos plutônicos da Suíte Mapuera apresentam teores de SiO_2 entre 65 e 77%. Rochas vulcânicas e graníticas apresentam características geoquímicas que se sobrepõem, o que é atribuído ao seu caráter co-magmático. Ambas são metaluminosas a levemente peraluminosas e mostram características geoquímicas consistentes com afinidade potássica alcalina e com magmas do tipo-A. Apresentam conteúdos de Na_2O+K_2O entre 6,6 e 10,4 %, razões FeOT/(FeOT+MgO) variando de 0,76 a 0,99, razões Ga/Al entre 1,5 e 4,9, similares às de rochas tipo-A, e se posicionam no campo dos granitóides intra-placa ou pós-colisionais no diagrama (Nb+Y) *versus* Rb. A razão Nb/Y indica que são comparáveis a rochas tipo A2. Sugere-se que o magmatismo pode ser relacionado (i) à série alcalina

ACCEPTED MANUSCRIPT

potássica, com baixo conteúdo de Sr explicado pelo expressivo fracionamento do plagioclásio sob baixa pressão e alta temperatura ou, alternativamente, (ii) a uma associação bimodal onde magmas ácidos tiveram forte influência crustal. A similaridade do magmatismo Iricoumé com granitóides do tipo A2 e a alta razão ETRL/Nb sugerem sua relação com fontes mantélicas previamente modificadas por subducção, provavelmente em ambiente pós-colisional. Alternativamente, pode ser interpretado como magmatismo bimodal intra-placa com maior participação de fusões crustais. Neste contexto, o extremo enriquecimento em flúor, Nb e Zr da Suíte Madeira poderia ser explicado pela presença de uma crosta fina favorecendo a presença e a continuidade de sistemas convectivos no manto superior.

1. Introduction

The Pitinga Province, located in the state of Amazonas 325 km north of Manaus (0º45'S, 60º00'W; Figure 1), is the largest tin producer in Brazil. Initially, the alluvial ores were exploited. Nowadays, the production is concentrated on the primary ore, associated with the albite granite facies of the Madeira Granite (Figure 2). The world-class deposit of Sn also contains Nb, Ta, and F (cryolite) and anomalous contents of Zr, Y, REE and Li (Bastos Neto et al. 2005).

The present paper is based on original petrographic and lithogeochemical data, and focuses the petrogenetic evolution and the geotectonic setting of the Iricoumé Group and Mapuera granites in the Pitinga Province. New geochronological data are also presented. It is proposed that this magmatism represents a potassic alkaline series, whose origin involved a mixture of magmas in a post-collisional setting, marked by the reactivation of deep crustal discontinuities. The Madeira Suite, including the Madeira Granite, could represent the latest phase of this magmatic-tectonic cycle.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Previous works on the province focused almost exclusively on the three granitic bodies that make up the Madeira Suite (Figure 2). From these studies, many hypotheses were derived to explain the origin of the albite granite and the associated mineralizations: from the metasomatic models of Horbe et al. (1985) to the magmatic models of Daoud (1988), Lenharo (1998) and Costi et al. (2000). The definition of a metalogenetic and petrogenetic model for the Madeira Suite requires an investigation of the relations between the suite and the older rocks. For this reason, the present work focused on the acid to intermediate volcanism of the Iricoumé Group, which preceded the Madeira Suite emplacement by about 50 Ma and, on a series of granitic bodies related to the Mapuera Suite (Figure 2), not studied so far, intruded into these volcanic rocks, and that represent the principal focus of this study.

Ferron et al. (2002, 2004) showed that these rocks were formed in a *caldera* environment with associated plutonism, where the Madeira Suite plutons are located at the complex central portion. Subsequently, Ferron et al. (2006) modified the geological map of the Pitinga Province, supported also by $^{207}Pb/^{206}Pb$ isotopic data on zircon grains that confirm the contemporaneity of the Mapuera Suite granite bodies and Iricoumé Group volcanic suite (Figure 2).

Figure 1 – Geochronological Provinces of the Amazonian Craton (Santos et al. 2000) and the location of the Pitinga Province.

Figure 2 – Geological map of Pitinga Province. The volcanic units (Iricoumé Group) are confined in a megastructure (Ferron et al. 2002; Bastos Neto et al. 2005) whose boundaries (dotted line) are approximately parallel to the brachisyncline of the Pitinga River (Mandetta et al. 1974) which is outlined by the Quarenta Ilhas formation. The plutonic units are arranged inside and along the border of the megastructure.

ACCEPTED MANUSCRIPT

2. Methods

Whole rock analyses were undertaken at the Acme Analytical Laboratories Ltd., Vancouver, Canada. The samples were analyzed for major elements by ICP-ES (Inductively Coupled Plasma - Emission Spectrometry) and for trace and rare-earth elements by ICP-MS (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry). A precision better than 2% was obtained for major elements, and better than 10% for trace elements.

The isotope analyses for geochronological studies were carried out at the Isotope Geology laboratories (Pará-Iso), of the Geoscience Center of the Federal University of Pará - Brazil, applying single-zircon evaporation technique (Costi et al., 2000) with a double rhenium filament. Isotope analyses were performed on a Finnigan MAT262 mass spectrometer in dynamic mode, using the ion counting detector. When the Pb signal exceeded the ion counting saturation threshold, the isotopic measurements were done in static mode on Faraday cups.

3. Geological context

The Pitinga Province (Figure 1) located in the southern portion of the Guyana Shield (Almeida et al., 1981), is situated in the Uatumã-Anauá Domain (Reis et al., 2006) within the Tapajós-Parima Province (2.03-1.88 Ga) according to the tectono-geochronological model by Santos et al. (2000a, 2006).

To the north of Pitinga Province, Faria et al. (2000) described metatonalites, metadiorites, metagranites, in addition to the granites, gneisses, granulites, and mylonites derived from granitic rocks, with a U-Pb zircon age of 2,028 ± 9 Ma (Faria et al., 2002),

ACCEPTED MANUSCRIPT

which were grouped as the Anauá Complex. In the Pitinga Province region, the older units remain grouped under the generic name of Guianense Complex (Issler et al., 1974).

The northern and southern portions of the Pitinga Province are made up of calc-alkaline metaluminous granitoids grouped in the Água Branca Suite (Araújo Neto & Moreira, 1976). Zircon $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages between 1,960±21Ma and 1,938±37 Ma were obtained by Almeida et al. (1997) and considered as minimum crystallization ages.

Felsic volcanic rocks of the Iricoumé Group and granitic rocks of the Mapuera Suite are predominant in the Pitinga Province (Figure 2) and are considered as coeval and part of the Uatumã Supergroup. The volcanic rocks are dominant and have zircon $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages between 1,881±2 (Ferron et al., 2006) and 1,897±2 Ma (see below), (Table 1). Effusive, hypabyssal, and pyroclastic rocks with a predominantly felsic, metaluminous to weakly peraluminous composition are found. The associated granitoids have zircon $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages from 1,875±4 Ma (this paper) to 1,888±3 Ma (Ferron et al., 2006, table 1).

Epiclastic rocks with volcanoclastic interbeds are grouped in the Urupi Formation (Veiga Jr. et al., 1979), whose stratigraphic relation with basic rocks from the Quarenta Ilhas Formation determines a minimum age of 1,780 ± 3 Ma (Santos et al., 2002a).

The granitic rocks of Madeira Suite (Costi et al., 2000) have Pb-Pb in zircon ages of 1,829 ± 1 Ma to 1,818 ± 2 Ma (Table 1), and show geochemical and mineralogical characteristics of A-type granites (Horbe et al., 1991; Daoud, 1988; Lenharo, 1998; Costi et al., 2000; Prado, 2006).

The Quarenta Ilhas Formation (Veiga Jr. et al., 1979) has U-Pb in zircon age of 1,780 Ma (Santos et al., 2002a, Table 1), and includes tholeiitic basic rocks (represented by diabase, gabbro, basalt, and differentiated hypabyssal rocks). Basic alkaline flows and dykes of Mesoproterozoic age (K/Ar from 1,079± Ma to 1,090± Ma) are grouped in the Seringa Formation (Veiga Jr. et al., 1979).

ACCEPTED MANUSCRIPT

Table 1 - Geochronological data of the Pitinga Province

4. Geology and Petrography of the Iricoumé Group and Mapuera Suite

In the eastern part of the Pitinga Province (Figure 2), Mandetta et al. (1974) recognized the "brachisyncline" of the Pitinga River which is outlined by the Quarenta Ilhas formation. The volcanic units (Iricoumé Group) are confined in an even larger structure (a megastructure according to Ferron et al., 2002 and Bastos Neto et al., 2005), whose boundaries are approximately parallel to the brachisyncline. The Paraiso formation, included in the Iricoumé Group, outlines two semicircular structures that are joined nearby the Europa Granite.

The plutonic units are arranged inside and along the border of the megastructure. The granite bodies of Mapuera Suite present varied forms, from subrounded (Rastro) and irregular (Bom Futuro and Alto Pitinga) to elongated (Pedreira and Simão). The Madeira, Agua Boa (Mapuera Suite) and the Pedreira Granite form an alignment of granites oriented along NE-SW, which is parallel to the northern flank of the brachisyncline. This structural arrangement indicates an extensional environment for the volcano-plutonism with several volcanic and pyroclastic facies related to the *caldera* setting. The contemporaneity of volcanic units of the Pitinga Province and the Mapuera Suite granites, as indicated by their Pb-Pb ages, suggests that these granites represent the plutonic equivalents of the volcanic rocks, what is corroborated by their similar geochemical features (see below). Their association with the megastructure, which hosts the volcanic sequences, suggests that the positioning of these plutons was under the influence or was controlled by cauldron subsidence processes.

ACCEPTED MANUSCRIPT

The Iricoumé Group is subdivided in the Divisor, Paraíso, and Ouro Preto formations.

The ***Divisor Formation*** includes effusive and pyroclastic rocks with an intermediate composition, classified as andesites and subordinate latites. They are porphyritic, and show an aphanitic groundmass with a phenocryst/groundmass ratio of 2. The phenocrysts are oligoclase (~82%), alkali feldspar (~15%), amphibole and opaque phases. The pyroclastic rocks are welded andesitic to latitic ignimbrites.

The ***Ouro Preto Formation*** is made up of effusive and hypabyssal rocks petrographically classified as rhyolites, rhyodacites, quartz trachytes, quartz latites, and dacites. All are porphyritic with a groundmass/phenocrysts ratio between 0.7 and 1.3, increasing toward the effusive terms. Alkali feldspar (46%), quartz (27%), and oligoclase (20%) phenocrysts predominate. The other minerals are chlorite, epidote, amphibole and opaque minerals. Corroded alkali feldspar phenocrysts with borders of chessboard albite are common. Rapakivi, anti-rapakivi, sieve, and jigsaw-fit textures also occur. Felsic and mafic enclaves are observed, sometimes with a preserved magmatic texture.

The ***Paraíso Formation*** includes crystal-rich pyroclastic mass flows and traction current deposits, with an acidic composition. Welded ingnimbrites, co-ignimbritic fall tuffs, and, subordinately, tuffaceous breccia and tuffs related to the surge deposit were identified. These lithotypes are closely associated to effusive deposits and to sedimentary volcanogenic deposits. The ignimbrites contain a groundmass rich in flattened pumice fragments and volcanic lithoclasts with elongate angular edges (eutaxitic texture), vitreous fragments (shards), alkali-feldspar clasts with fine perthite and partially replaced by chessboard albite, oligoclase, angular and fusiform quartz, and opaque microgranular minerals. The pyroclastic surge is characterized by cross-bedding and plane-parallel stratification. A composite rock which is a result of the interaction between basic magma and volcanogenic sediments,

ACCEPTED MANUSCRIPT

originally rich in water, was identified in this unit. This interaction generated a lithotype defined as peperitic breccia.

The granitic rocks of the Mapuera Suite in the Pitinga Province are epizonal plutons denominated Simão (602 km^2), Rastro (55 km^2), Bom Futuro (300 km^2), Alto Pitinga (121 km^2), and Pedreira (66 km^2). The petrographic characteristics indicate crystallization under subsolvus conditions and a common magmatic affiliation (Ferron et al., 2006).

Petrographically, they are granodiorites to syenogranites, more rarely alkali feldspar granites. In general, they present a seriate granular texture, subordinately granophyric and porphyritic. The coarse- to medium-grained fraction is composed of alkali feldspar, andesine-oligoclase, biotite and hornblende, and the interstitial minerals are quartz, feldspar, biotite, and hornblende. Included in plagioclase grains usually occur opaque minerals, or, more rarely, hornblende. Locally, a synneusis arrangement occurs. Alkali feldspar shows rapakivi or anti-rapakavi textures. Hornblende was only identified in the Simão and Alto Pitinga plutons, where it forms aggregates with biotite, titanite, and epidote. The accessory minerals are titanite, apatite, zircon, fluorite, and opaque minerals. The more abundant secondary minerals are epidote and chlorite. Weak to moderate cataclastic effects are identified in all lithotypes.

Mafic microgranular enclaves of monzodioritic, dioritic or tonalitic composition, showing a gradational contact, suggest that magma mixing or mingling mechanisms can have had a role on the formation of these rocks, which is more evident in the less evolved lithotypes.

In the Pedreira granite, a peculiar texture is observed, marked by a fine grained granophyric alkali feldspar granite facies, where mesoperthitic alkali feldspar is mantled by chessboard albite. In addition, the presence of microgranophyric aggregates and the low proportion of mafic minerals also indicate the fractionated nature of this pluton.

ACCEPTED MANUSCRIPT

The Madeira Suite plutons were emplaced in the central portion of the megastructure (Figure 2). These plutons are about 50 Ma younger than the volcanic and granitic rocks of the Uatumã Supergroup in the Pitinga Province (Table 1), and seem to be related to a new magmatic event. The emplacement of Madeira plutons, however, was probably controlled by the same extensive tectonic system, which probably was still acting nearly 15 Ma later, allowing the emplacement of sills and dykes of the Quarenta Ilhas Formation.

5. Geochronology

$^{207}Pb/^{206}Pb$ ages were determined on three samples, one of biotite syenogranite from the Mapuera Suite (sample RX2), and two samples from the Divisor Formation (RD15 and RD70A).

From *Sample RX2* (biotite syenogranite), four zircon crystals were utilized. They are transparent of a light yellow color, euhedral, and contain black rounded and transparent or very fine acicular inclusions. The width/length ratio generally ranges from 2 to 3. The analyzed crystals present $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages between 1,874 ± 2 Ma and 1,886 ± 5 Ma, with mean value of 1,875 ± 4 Ma. This age is interpreted as the minimum crystallization age (Table 2).

Sample RD15 (andesite): eight isotopic determinations were used for age calculations. Due to the small size of the crystals, up to seven grains were used for a single age determination. The crystals are prismatic, light to colorless and transparent, usually euhedral, with preserved edges, but fractured, showing a few black or transparent inclusions. They present a width/length ratio of 1:1 to 2:1. The analyzed crystals yield $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages between 1,885 ±9 Ma and 1,893 ±2 Ma, and mean value of 1,892 ±2 Ma. This age is interpreted as the minimum age of zircon crystallization (Table 2).

ACCEPTED MANUSCRIPT

Sample RD70A (andesite): the calculation for this sample was made on the basis of six isotopic measurements. Owing to the small size of the crystals, up to seven grains together were in some cases analyzed. They are transparent to yellowish crystals, with rounded black or elongate and transparent inclusions. They are short prisms with a length/width ratio from 1:1 to 2:1. The results yield an age varying between 1,896 ± 4 Ma and 1,902 ± 12 Ma, an average of 1,897 ± 2 Ma. This age is interpreted as the minimum age of zircon crystallization in this rock (Table 2).

The magmatic ages obtained suggest that the andesitic rocks from Divisor Formation were formed in the age interval of 1,885 to 1,902 Ma and were intruded by younger biotite granitoids from Mapuera Suite with ages around 1,875 Ma.

Table 2 - Isotopic data from single-grain zircon evaporation of granitic and volcanic rocks of Pitinga Province Please check: according to your description above several analyses were not performed on single-grain zircon

6. Geochemistry of the Iricoumé Group and Mapuera Suite

Geochronological, petrographic and field data suggest that the volcanic rocks from the Iricoumé Group and the granites of the Mapuera Suite in the Pitinga Province are co-genetic (Ferron et al. 2006), which allows the consideration of these two groups together. Pyroclastic rocks were used for the compositional characterization of Iricoumé magmatism because they are very close to magma compositions according to our interpretation: they are rich in crystals, poor in accidental and accessory lithoclasts, and show a high degree of welding. These features are common in systems linked to *caldera* settings and low-height eruption columns, where, frequently the correspondent deposits represent the original magma

ACCEPTED MANUSCRIPT

composition. Twenty-five samples of plutonic, 32 of volcanic, and 10 of pyroclastic rocks were analyzed (Table 3).

Table 3 – Chemical composition of the granitoids and volcanic rocks of the Pitinga Province

The geochemical trend (Figure 3) of the sample cluster, as well as each unit, is marked by a decrease in TiO_2, P_2O_5, Al_2O_3, MgO, Fe_2O_3, CaO, and Na_2O contents, with increasing SiO_2. In plutonic rocks, K_2O rises to 72 wt% of SiO_2, decreasing linearly with differentiation. A greater spread of K_2O and Na_2O values of volcanic rocks is observed, which is possibly related to hydrothermal overprint.

The TiO_2 decrease reflects mainly titanian magnetite and/or ilmenite fractionation, while the decrease in the Al_2O_3 values is possibly related with plagioclase fractionation, which is supported by simultaneous decrease in CaO and Na_2O values. Eu/Eu* ratios plotted against Sr and Ba, also point to plagioclase fractionation during the crystallization of these rocks (Figure 4). Mafic phase extraction, particularly of hornblende, also has controlled the behavior of these oxides, as shown by negative correlation of MgO and FeO in relation to SiO_2. Fe/Mg ratio increases progressively with the differentiation.

Figure 3 – Major and trace elements *vs* SiO_2 binary plots of granitoids and volcanic rocks of Uatumã Supergroup in Pitinga Province. (+) granites (Mapuera Suite); (○) acid effusive rocks (Ouro Preto Formation); (◊) acid pyroclastic rocks (Paraíso Formation); (●) intermediate effusive rocks (Divisor Formation).

"Figure 4" – Eu/Eu* vs Ba and Eu/Eu* vs Sr plots for granitoids and volcanic rocks of Uatumã Supergroup in Pitinga Province. Symbols as in Figure 3.

ACCEPTED MANUSCRIPT

In the TAS plot (Le Maitre, 2002), the volcanic samples occupy the trachydacite field (Figure 5), corresponding to alkaline rocks, and have a evolutionary trend toward the rhyolitic rocks. Even though this classification diagram is for volcanic rocks, it was observed that the plutonic rocks have the same behavior.

Figure 5 – TAS plot (Le Maitre, 2002) for granitic and volcanic rocks of the Pitinga Province. Symbols as in Figure 3.

In the diagram used for the classification of plutonic rocks (De La Roche et al., 1980), the potassic or shoshonitic character (Le Maitre, 2002) of this magmatism is indicated by the sample distribution in the fields of quartz-monzonite, monzogranite, syenogranite, or quartz-latite and rhyolite (Figure 6).

Figure 6 – R1 vs R2 plot (De La Roche et al., 1980) for granitic and volcanic rocks from the Pitinga Province. Symbols as in Figure 3.

Most samples are metaluminous, whereas peraluminous types are found in the most evolved facies (Figure 7), which is consistent with amphibole fractionation. The peraluminous tendency may also reflect hydrothermal processes, as illustrated in the dispersion patterns of Na_2O and K_2O observed in Figure 3.

Figure 7 – Maniar & Piccoli (1989) A/NK x A/CNK plot, based on Shand indexes for granitoids and volcanic rocks from the Pitinga Province. Symbols as in figure 3.

ACCEPTED MANUSCRIPT

ACCEPTED MANUSCRIPT

The granites and acid volcanic rocks show similar distribution patterns in diagrams displaying trace elements normalized to primitive-mantle values (Figures 8a, b), characterized by strong negative anomalies in Sr, Eu, P, and Ti. Ba, Nb and Ta present a discrete negative anomaly, whilst Rb, K and Zr do not show significant variations. The least differentiated volcanic rocks (Figure 8c) exhibit similar patterns, however, with less prominent anomalies. Sr/Ba ratios (mean value 0.51) are relatively constant and the negative anomalies of Eu (Eu/Eu*= 0.49) and Sr are related to fractionation of feldspars.

Figure 8 – Primitive-mantle normalized spidergrams (Thompson, 1982) for: a) granitic rocks (Mapuera Suite); b) acid effusive and pyroclastic rocks (Ouro Preto and Paraíso Formation, respectively); c) intermediate effusive rocks (Divisor Formation). Symbols as in figure 3.

REE patterns are similar for all samples and show enrichment of LREE in relation to HREE (ratio La_N/Yb_N= 9.61). One sample of Pedreira granite shows a strong negative-Eu anomaly and a decrease in the LREE/HREE ratio (Figure 9a), that can be attributed to the highly differentiated character of this rock (77% SiO_2). Figure 9b indicates the similarity of the REE patterns in the most evolved volcanic rocks and those of the granites. A less pronounced Eu anomaly is observed in the less differentiated volcanic rocks (Figure 9c).

Figure 9 – Plot of rare-earth elements chondrite normalized (Haskin et al., 1968) for: a) granites (Mapuera Suite); b) acid effusive and pyroclastic rocks (Ouro Preto and Paraíso Formations, respectively); c) intermediate effusive rocks (Divisor Formation). Symbols as in Figure 3.

ACCEPTED MANUSCRIPT

In the tectonic settings discriminant plot of Pearce (1996), the samples are concentrated predominantly in the post-collisional granite field (Figure 10). According to this author, rocks associated with post-collisional settings commonly show geochemical characteristics indicative of sources related to mature magmatic arcs and to within-plate settings.

Figure 10 – Rb *vs* Y+Nb tectonic discriminant plot after (Pearce, 1996). Syn-COLG: syn-collision granites; VAG: volcanic arc granites; WPG: within-plate granites; ORG: ocean ridge granites; Pos-COLG: post-collision granites. Symbols as in Figure 3.

The Ga/Al plot of Whalen et al. (1987) shows that the samples correspond to A-type granites (Figure 11a, b). According to the classification proposed by Eby (1992), the samples from Pitinga Province are A2-type granites (Figures 12a, b).

Figure 11 – Granitoid discriminant diagrams from Whalen et al. (1987). a) (K2O+Na2O)/CaO vs Zr+Nb+Ce+Y; FG: fractionated felsic granites; OGT: non fractionated. b) Zr vs Ga/Al, M-, I-, and S-type granites. Symbols as in Figure 3.

Figure 12 - A-type granitoid discriminant diagrams from Eby (1992). Symbols as in Figure 3.

In the plot proposed by Brown (1981), most samples occupy the field defined by Nardi (1991) for metaluminous granitic rocks of alkaline associations (Figure 13).

ACCEPTED MANUSCRIPT

Figure 13 – Calc-alkalinity ratio *vs* silica diagram from Brown (1981) with fields (A) for calc-alkaline rocks and (B) for metaluminous granites from alkaline associations (Nardi 1991); SN – Sierra Nevada trend; NG – New Guinea trend. Symbols as in Figure 3.

7. Discussions

The field, petrographic, geochemical, and geochronological characteristics of the volcanic rocks of the Iricoumé Group and the granitic rocks of the intrusive Mapuera Suite from the Pitinga Province suggest that these rocks were formed during the same volcano-plutonic event. The large volume of volcanic rock, the absence of compressive structures, the formation of volcano-sedimentary basins, and the association with a caldera setting indicate an extensional character to the geological setting of the Pitinga Province. Furthermore, the magmatic rocks are of A-type (Martin, 2006) or related to silica-saturated alkaline series, acccording to geochemical and mineralogical evidence, which is the magmatism typical of extensional settings.

The geotectonic model, comprising ring structures and volcanic and pyroclastic facies related to *calderas*, presents a strong similarity with the model developed by Juliani et al. (2005) and Lamarão et al. (2002) for the felsic volcanic rocks of 1.88 Ga occurring in the Tapajós Gold Province. The spatial relationship of the Mapuera and Madeira suites plutonic rocks with the mega-structure that hosts the Iricoumé volcanics in the Pitinga Province (Figure 2), suggests that the emplacement of these felsic rocks was influenced or controlled by reactivation of deep faults and by processes of *caldera* subsidence. The emplacement of the Madeira Suite plutons, approximately 50 Ma after that of Mapuera Suite rocks, is related to a new magmatic event and was promoted by the reactivation of the old extensional system.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Rhyolitic rocks are predominant in the Pitinga Province, where also occur andesites, latites, and minor amounts of basalts. Plutonic rocks are dominantly syenogranites. In both associations mafic microgranular enclaves are common. Rare occurrences of volcanic associations of felsic tuffs involving globules of basaltic rock were observed. These, together with the presence of mafic microgranular enclaves in the plutonic rocks and additional petrographic evidence, such as rapakivi and anti-rapakivi textures in feldspars, indicate the occurrence of magma mingling and mixing in the Mapuera and Iricoumé magmatism.

The decreasing of CaO, TiO_2, Al_2O_3, Sr and Ba with differentiation, and the increasing negative Eu anomalies, indicate that the magmatic differentiation in Mapuera and Iricoumé magmatism of Pitinga Province was controlled by fractionation of plagioclase + alkali feldspar + hornblende + titanomagnetite + zircon + apatite. Apatite and zircon fractionation explain the antipathetic patterns of Zr and P_2O_5 relative to the differentiation index. The potassic alkaline nature of Iricoumé volcanics and Mapuera granitoids is put in evidence in the TAS diagram, in the R1-R2 diagram, and by $K_2O > (Na_2O-2)$ as referred by Le Maitre (2002). The rocks with more than 69 wt% of SiO_2 have K_2O contents over 5%, which are higher than those reported in high-K rhyolites. The alkaline character, associated to the trace element behavior in Pearce (1996) and Whalen et al. (1987) plots indicate that the granitoids of the Mapuera Suite can be classified as A2-type (Eby, 1992), frequently described in post-collisional settings.

The average of Zr contents (343 ppm), the interval of R1R2 values (1520-2911), and the average of Ga/Al (2.8), Y/Nb (3.0) and Ce/Nb (9.1) ratios, are typical of alkaline granites, according to Hong *et al*. (1996). The trace element contents, normalized by chrondrite values (Thompson *et al*. 1982), show strong Rb, Th, K, La and Ce enrichment allied to Ba, Sr, P and Ti negative anomalies. These patterns are usually observed in A-type granites (Whalen et al., 1987).

ACCEPTED MANUSCRIPT

The origin of felsic rocks in the Iricoumé Group and Mapuera Suite can be explained by mechanisms such as fractional crystallization of assemblages composed mainly of plagioclase and amphibole or pyroxene, as admitted in other similar associations (Lima and Nardi, 1998).

The high Zr values, around 350 ppm, observed in the felsic rocks with metaluminous compositions, indicate a temperature crystallization of zircon near 850°C (Watson & Harrison, 1983). The high Zr values in such metaluminous compositions are not common in crustal-derived melts, since the demanded temperatures are too high. The felsic magmatism in the Pitinga province can be explained as produced by chemical reaction of mantle-derived basic magmas and quartz-feldspathic metamorphic sequences, as proposed by Patiño Douce (1995). Other authors admit that the Uatumã magmas are mostly products of crustal melting (Dall'Agnol et al., 1994; Lamarão et al., 2002).

The hypothesis that the Uatumã magmatism in the Pitinga Province is related to post-collisional settings, is consistent with the occurrence in regional scale of one or more orogenic cycles involving subduction of oceanic lithosphere between 2.1 and 1.9 Ga (Transamazonic cycle) with the generation of calc-alkaline rocks in areas nearby this province. Examples of these occurrences have been described by Araújo Neto and Moreira (1976), Veiga Jr. et al. (1979), Oliveira et al. (1996), Santos et al. (2000b), Almeida et al. (2002, 2003) and Valério et al. (2006).

According to this model, following authors such as Bonin et al. (1998) and Wildner et al (1999) among other authors, the post-collisional event develops with emplacement of the subalkaline medium to high-K magmatism followed by potassic and sodic silica-saturated alkaline suites, and includes structures as volcanic cauldrons, subvolcanic ring complexes, and the generation of deep shear zones. In the Pitinga Province, two rock associations can be interpreted, according to this model, as representative of the waning stages of the geodynamic

ACCEPTED MANUSCRIPT

formation of the continental crust. The former is represented by the association of potassic alkaline Iricoumé -Mapuera volcano-plutonic rocks related to the Uatumã Supergroup (1.88 Ga). The second magmatism, which would represent a later stage and is controlled by reactivation of the previous structures, consists of A-type granites, including peralkaline types, which belong to the Madeira Suite (Costi et al., 2000) with ages of 1.82 Ga.

8. Conclusions

The petrographic, chemical, geochronological data, and field relations between the volcanic suite of the Iricoumé Group and granitic rocks of the Mapuera Suite suggest that these rocks were formed during the same volcano-plutonic event. The Iricoumé and Mapuera magmatism in the Pitinga Province is related to a potassic silica-saturated alkaline series, where the relatively low Sr content in the felsic rocks can be explained by fractionation of plagioclase under low-pressure conditions. These characteristics can be related to a probable thinner Paleoproterozoic crust with higher geothermal gradients.

The felsic rocks of Iricoumé Group and the granites of Mapuera Suite are geochemically similar to A2-type granites (Eby, 1992), as shown by their geochemical features and particularly their high Y/Nb values. On the other hand, the magmatism as a whole has potassic alkaline afinity, hence, the association with A-type granites and rhyolites is a particular feature of this segment of Uatumã magmatism.

The Iricoumé and Mapuera volcano-plutonism developed in a post-collisional setting, where extensional tectonics was predominant. The emplacement of Madeira Suite plutons, 50 Ma younger than this volcano-plutonism, was controlled by reactivations of *caldera* complex structures. The evolution of the potassic alkaline magmatism to the younger sodic alkaline

ACCEPTED MANUSCRIPT

one, at the late stages of post-collisional systems, has been referred elsewhere in Neoproterozoic areas (Wildner et al., 1999; Bitencourt and Nardi, 2000; Sommer et al., 2006).

Acknowledgements

The authors thank the Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral do Brasil (ADIMB), the Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) and Mineração Taboca S.A. – Paranapanema Group, for financial and technical support through Financiadora de Estudos e Projetos/CTMINERAL Project "Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia". They also thank the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico/CT-MINERAL Project "Modelos genético e prospectivo do distrito mineiro de Pitinga" for the support of the final phase of this work.

Thanks are also due to reviewers and editor, whose comments and criticism have much improved the manuscript.

References

Almeida, F.F.M, Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural Provinces: an introduction. Earth-Sciences Reviews 17, 1-29.

Almeida, M.E., Fraga, L.M.B., Macambira, M.J.B., 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. South-American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, 1997. São Paulo, pp.34-37.

Almeida M.E., Macambira, M.J.B., Faria M.S.G., 2002. A granitogênese paleoproterozóica do sul de Roraima. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, *Anais*, pp. 434.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Almeida M.E., Macambira, M.J.B., 2003. Aspectos geológicos e litoquímicos dos granitóides cálcio-alcalinos paleoproterozóicos do sudeste de Roraima. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 9, Belém, *Anais*, pp. 775-778.

Araujo Neto, H., Moreira, H.L., 1976. Projeto Estanho de Abonari. Relatório Final, DNPM/CPRM, Manaus, 2 v.

Bastos Neto, A.C., Pereira, V.P., Lima, E.F., Ferron, J.M.T.M., Minuzzi, O.R.R., Prado, M., Ronchi, L.H., Frantz, J.C., Botelho, N.F., 2005. O depósito de criolita da mina Pitinga (Amazonas). In: Marini, J.O., Queiroz, E., Ramos, B.W. (Eds.), Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia. DNPM/CTMINERAL/ADIMB, Brasília, pp. 477-552.

Bittencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. Revista Brasileira de Geociências 30, 184-187.

Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., Ferrag, S., 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. Lithos 45, 45-70.

Brown, G.C., 1981. Space and time in granite plutonism. Phillosophical Trasactions of the Royal Society of London A301, 321-336.

Costi, H.T., Dall'Agnol, R., Moura, C.A.V., 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. International Geology Review 42, 832-849.

Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. Mineralogy and petrology 50 (1/3) 113-138.

Daoud, W.K., 1988. Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados. Universidade de Brasília, dissertação de mestrado, 194 p.

ACCEPTED MANUSCRIPT

De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P., Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses – its relationships and current nomenclature. Chemical Geology 29, 183-210.

Eby, G.M., 1992. Chemical Subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. Geology 20, 641-644.

Faria, M.S.G., Luzardo, R., Pinheiro, S.S., Reis, N.J., Larizzatti, J.H., Riker, S.L., Pessoa, M.R., 2000. Projeto Folha Caracaraí. Relatório Final. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D, NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A, Estado de Roraima. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Manaus.

Faria M.S.G., Santos, J.O.S., Luzardo R., Hartmann, L.A., McNaughton N.J., 2002. The oldest island arc of Roraima State, Brazil – 2.03 Ga: zircon SHRIMP U-Pb geochronology of Anauá Complex. In: SBG, XLI Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos, p. 306

Ferron, J.M.T.M., Bastos Neto, A.C., Rolim, S.B.A., Hoff, R.; Umann, L.V., Minuzzi, O.R.R., 2002. Reconhecimento de uma mega-estrutura no distrito mineiro de Pitinga-AM: dados preliminares a partir da aplicação de técnicas de processamento digital de imagens ETM+ Landsat 7. II Simpósio de Vulcanismo, Belém-PA.

Ferron, J.M.T.M., Bastos Neto, A.C., Lima, E.F., 2004. Novos dados geoquímicos de rochas granitóides e vulcânicas paleoproterozóicas do Distrito Mineiro de Pitinga, Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Goiânia, SBG. (em CD-ROOM).

Ferron, J.M.T.M., Bastos Neto, A.C., Lima, E.F., Costi, H.T., Moura, C., Prado, M., Galarza, M., 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. Revista Brasileira de Geociências 36 (3), 499-512.

Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Machado, N., Daoud, W.E.K., 1993. Idade U-Pb do Granito Madeira, Pitinga (AM) 1993. In: 4th Congresso Brasileiro de Geoquímica**.** Brasília. Resumos expandidos, pp. 246-249.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., Wildman, T.R., 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: Ahrens L.H. (Eds.), Origin and Distribution of the Elements, vol. 1. Pergamon, Oxford, pp. 889-911.

Hong, D.W., Huang, H.Z., Xiao, Y.J., Xu, H.M., Jin, M.Y., 1995. Permian alkaline granites in central inner Mongolia and their geodynamic significance. Acta Geol. Sinica 8, 27–39.

Horbe, M.A., Horbe, A.C., Teixeira, J.T., Costi, H.T., 1985. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 2. Belém. Anais. SBG-NN, v.3, pp.284-320.

Horbe, M.A., Horbe, A.C., Costi, H.T., Teixeira, J.T., 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga mine, northwestern Brazil: a review. Journal of Geochemical Exploration 40, 227-249.

Issler, R.S., Andrade, A.R.F., Montalvão, R.M.G., Guimarães, G., Silva, G.G., Lima, M.I.C., 1974. Geologia da Folha SA.22 - Belém. Brasil, Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.22 - Belém. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais 5, 7-182.

Juliani, C., Robert, O.R., Carmen, M.D.N., Lawrence, W.S., Silva, R.C., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazon Craton, Brazil: geology,mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. Chemical Geology 215, 95-125.

Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Lima, E.F., 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vil Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. Precambrian Research, 119 (1) 189-223.

Le Maitre, R.W., 2002. A classification of igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission of the systematic of igneous rocks. Cambridge University Press, 2nd edition, 252 p.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Lenharo, S.L., 1998. Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil. São Paulo. Tese de Doutorado, Escola Politécnica, USP. 290 p.

Mandetta, P., Veiga Jr., J.P., Oliveira, J.R., 1974. Reconhecimento geológico ao longo do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã. Manaus. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Relatório interno, 31 p.

Maniar, P.D., Piccolli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geology Society of America Bulletin 101, 635-643.

Nardi, L.V.S., 1991. Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos Granitos Metaluminosos da Associação Alcalina: Revisão. Revista Pesquisas 18 (1) 44-57.

Martin, R.F., 2006. A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system enitization-type reactions in an extensional environment. Lithos 91, 125-136.

Oliveira, M.J.R., Luzardo, R., Faria, M.S.G., Pinheiro, S.S., 1996. A Suíte Intrusiva Água Branca no sudeste do Estado de Roraima. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, 1996. Belém, Pará. Belém. SBG-Núcleo Norte 2, 86-89.

Patiño Douce, A.E., 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. Journal of Geophysical Research 100 (B8) 15623-15639.

Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. Episodes 19 (4) 120-133.

Prado, M., 2006. O Granito Europa e o Grupo Iricoumé na parte leste do distrito mineiro de Pitinga (Amazonas). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, dissertação de mestrado, 86 p.

Reis, N.J., Almeida, M.E., Riker, S.L., Ferreira, A.L., 2006. Texto Explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado do Amazonas, Escala 1:1.000.000. Convênio CPRM/CIAMA-AM. Serviço Geológico do Brasil, Manaus.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaugthon, N.J., Fletcher, L.R.A., 2000. New understanting of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. Gondwana Research, 3 (4) 453-488.

Santos J.O.S., Hartmann, L.A., McNaugthon, N.J., Fletcher, I.R., 2002a. Timmin of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. Journal of South America Earth Science 15, 409-429.

Santos J.O.S., Faria M.S.G., Hartmann, L.A, McNaugthon N.J., 2002b. Significant presence of the Tapajós-Parima belt in the Roraima region, Amazon craton based on SHRIMP U-Pb zircon geochronology. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, Boletim de Resumos, p. 336.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Faria, M.S., Riker, S.R., Souza, M.M., Almeida, M.E., McNaugthon, N.J., 2006. A compartimentação do cráton amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: Simpósio de Geologia da Amazonia, 9, Belém-PA, Seção Temática III.

Sommer, CA, Lima, EF, Nardi, LVS, Liz, JD, Waichel, BL. 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic, alkaline volcanism in post-collisional basins. Anais da Academia Brasileira de Ciências 78 (3) 573-589.

Thompson, R.N., 1982. British Tertiary volcanic province. Scott. J. Geol**.** 18, 49-107.

Valério, C.S., Souza, V.S., Macambira, M.J.B., 2006. Granitóides calcialcalinos do extremo sul do Escudo das Guianas, município de Presidente Figueiredo-AM: Petrografia e Geoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca. In: Simpósio de Geologia da Amazonia, 9, Belém-PA, Seção Temática III.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Veiga Jr., J.P., Nunes, A.C.B., Fernandes, A.S., Amaral, J.E., Pessoa, M.R., Cruz, S.A.S., 1979. Projeto Sulfetos de Uatumã. Relatório Final. Manaus. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais 7 v.

Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth and Planetary Science Letters 64, 295-304.

Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology 95, 407-419.

Wildner,W., Nardi, L.V.S., Lima, E.F., 1999. Post-Collisional Alkaline Magmatism on the Taquarembó Plateau: A Well Preserved Neoproterozoic-Cambrian Plutono-Volcanic Association In Southern Brazil. International Geology Review 41 (12) 1082-1098.

Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20, 325-343.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Figure 1

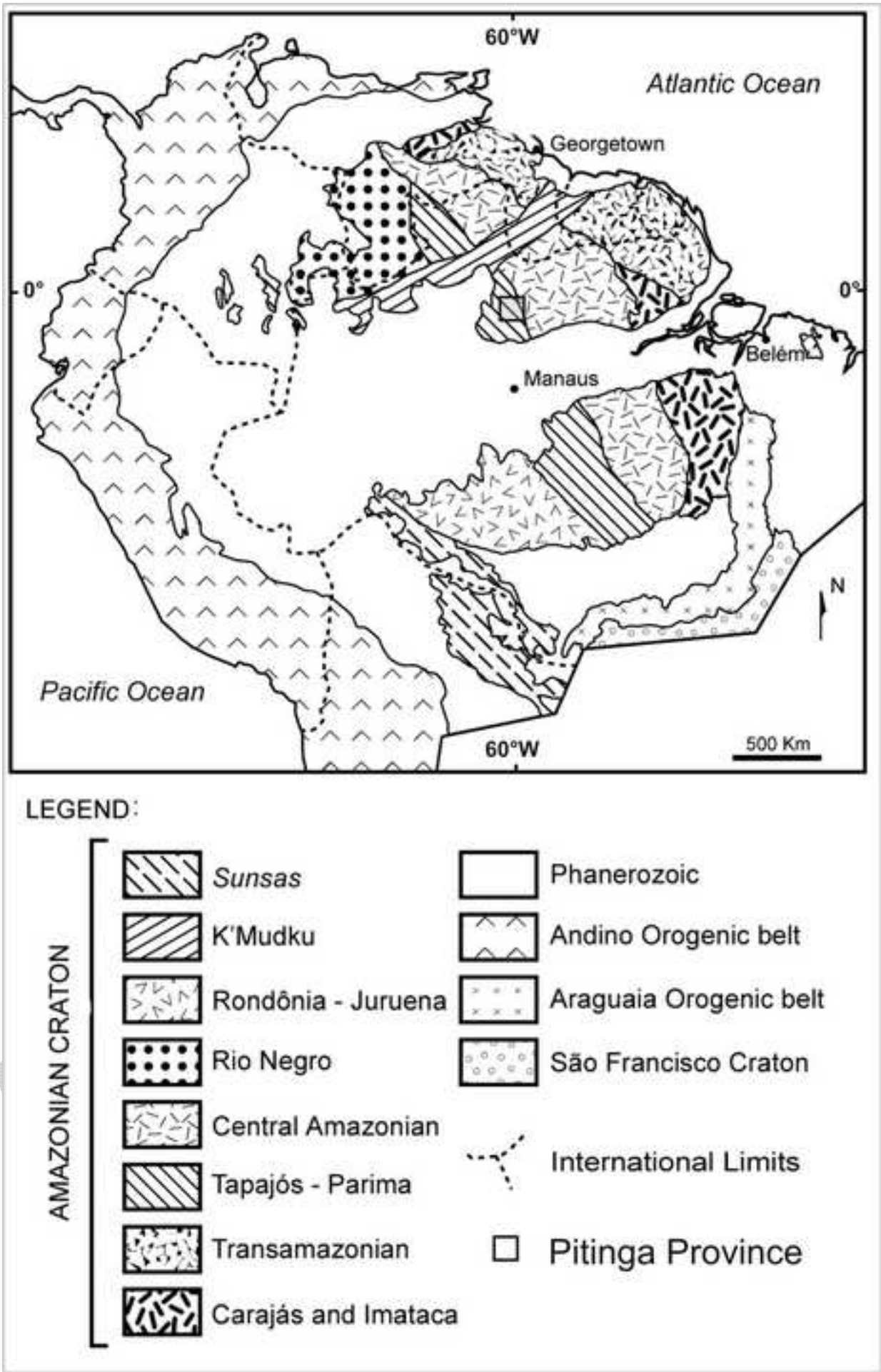
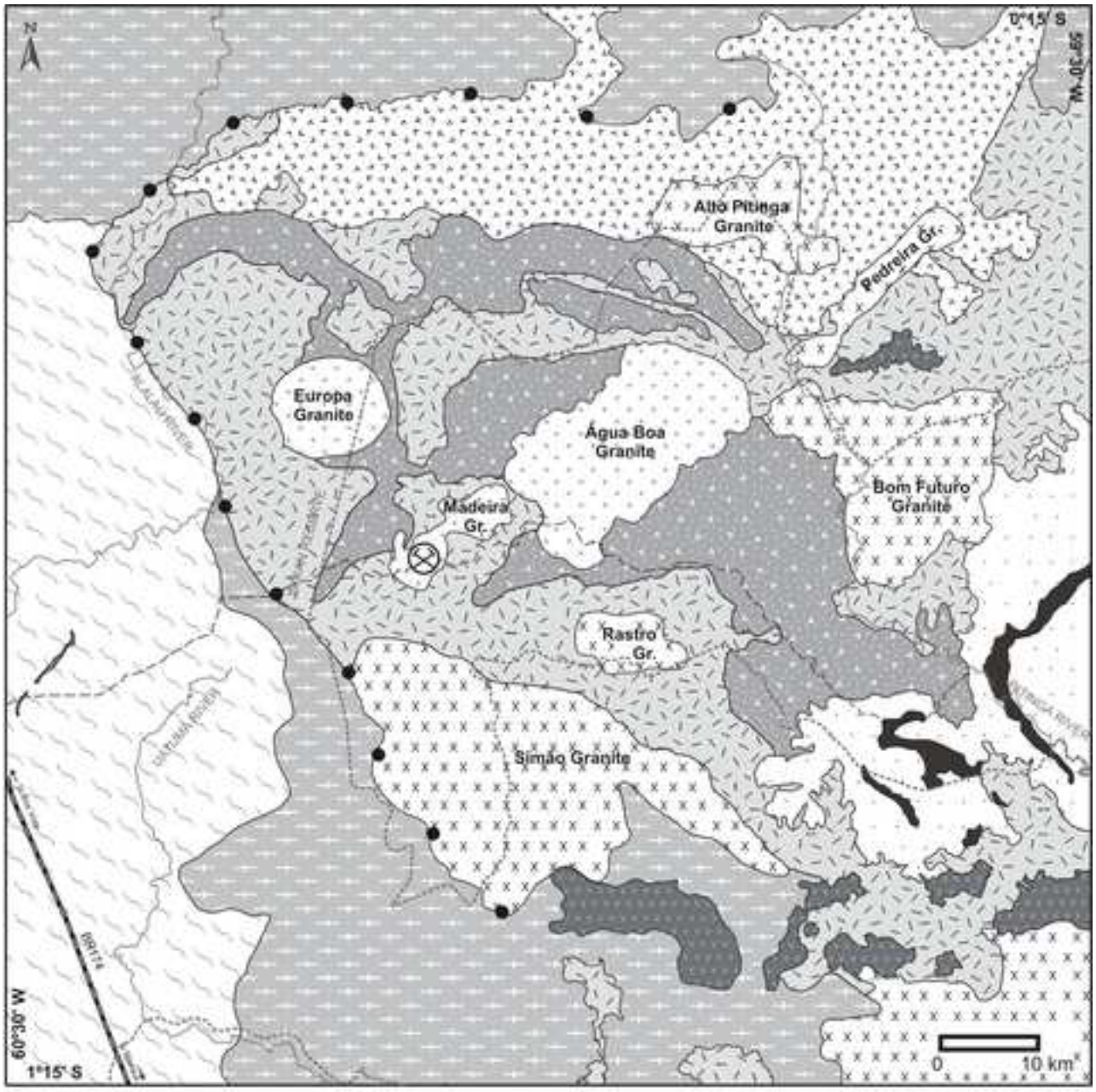

60°W
Atlantic Ocean
Georgetown
0°
0°
Belém
Manaus
N
Pacific Ocean
60°W
500 Km
LEGEND:
AMAZONIAN CRATON
Sunsas
K'Mudku
Rondônia - Juruena
Rio Negro
Central Amazonian
Tapajós - Parima
Transamazonian
Carajás and Imataca
Phanerozoic
Andino Orogenic belt
Araguaia Orogenic belt
São Francisco Craton
International Limits
Pitinga Province

Figure 2



Legend

- Rivers
- Highway BR 174
- Pitinga Mine
- Biological and Indians Limites

PROTEROZOIC	MESO		Seringa Formation	Alkaline basalt, diabase, gabbro
	PALEO		Quarenta Ilhas Formation	Tholeiitic diabase, olivine diabase and differentiated acid rocks
			Madeira Suite	Syenogranites and alkali feldspar granites
		Uatumã Supergroup	Urupi Formation	Quartz-arenites, siltites and intercalated pyroclastic rocks
			Mapuera Suite	Syenogranites and monzogranites
			Iricoumé Group: Ouro Preto Fm.	Rhyolites, rhyodacites and quartz trachytes
			Iricoumé Group: Paraiso Fm.	Acid tuffs and ignimbrites
			Iricoumé Group: Divisor Fm.	Porphyritic andesites and latites
			Água Branca Suite	Monzogranites, biotite monzogranites, granodiorites, biotite granodiorites and tonalites
			Guianense Complex	Foliated granitoids, gneisses and mylonites derived from granitoid rocks

Figure 3

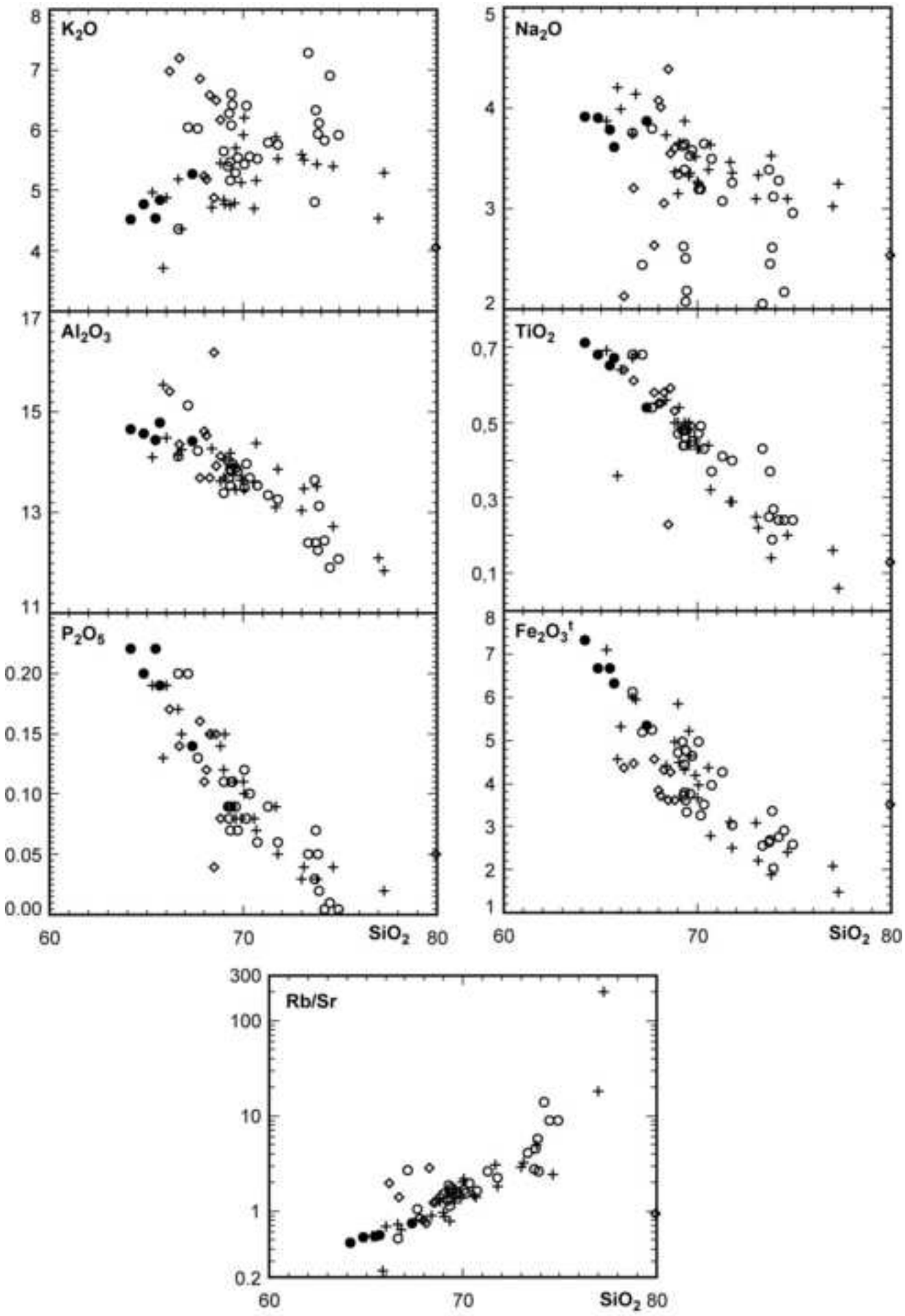
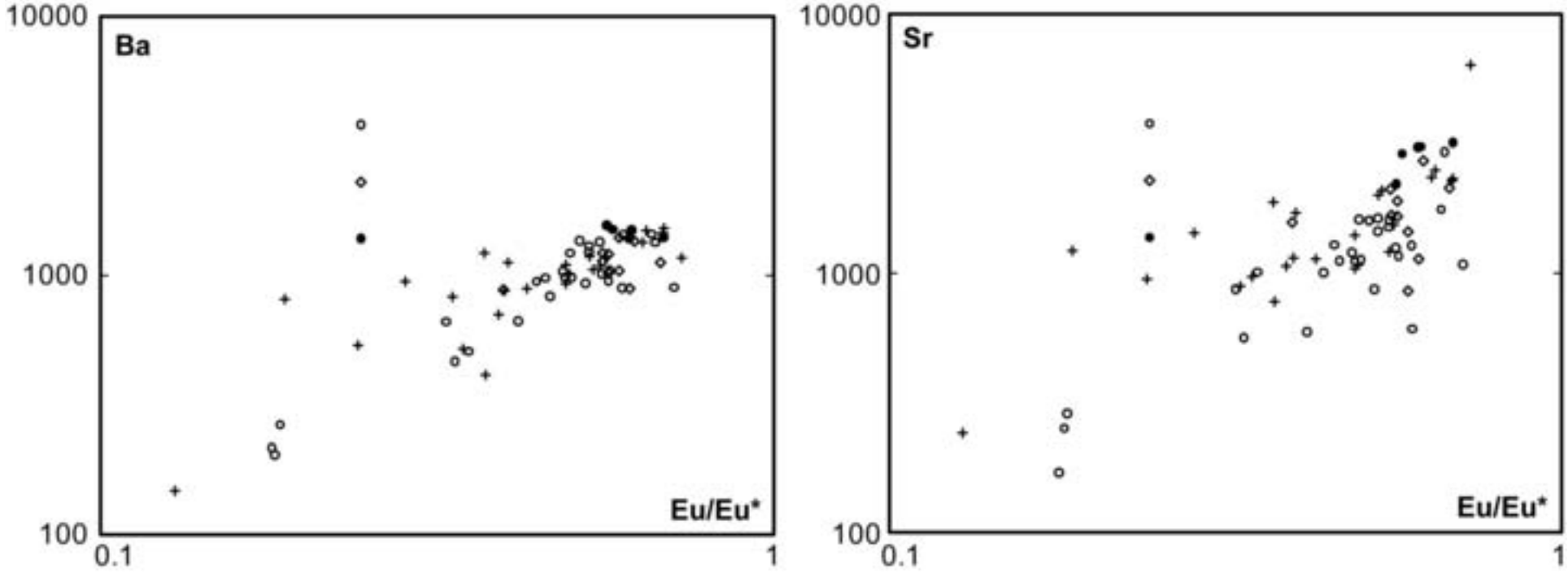


Figure 4



ACCEPTED MANUSCRIPT

Figure 5

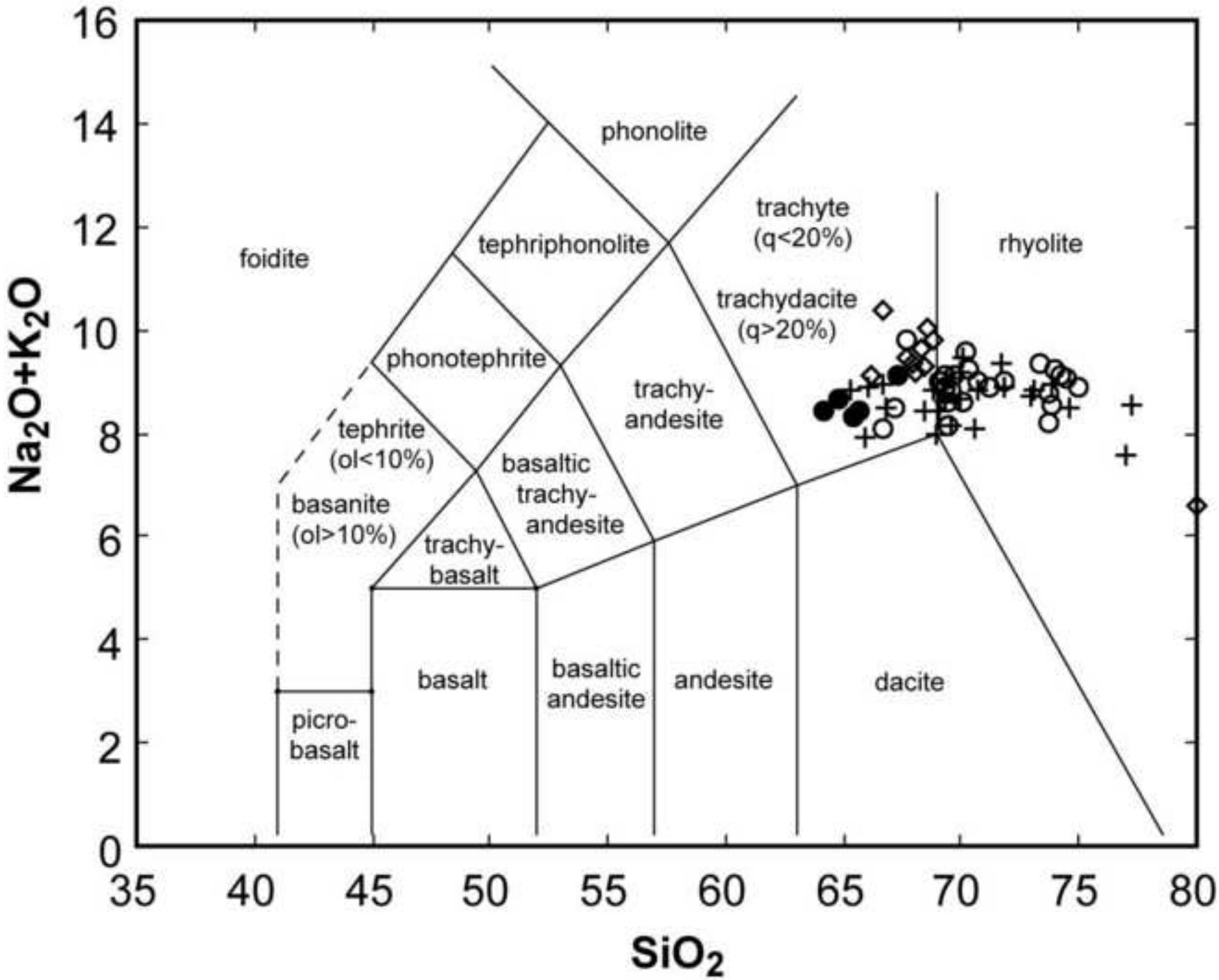

16
14
12
10
8
6
4
2
0
35
40
45
50
55
60
65
70
75
80
Na_2O+K_2O
SiO_2
phonolite
foidite
tephriphonolite
trachyte
(q<20%)
rhyolite
trachydacite
(q>20%)
phonotephrite
trachy-
andesite
tephrite
(ol<10%)
basaltic
trachy-
andesite
basanite
(ol>10%)
trachy-
basalt
basalt
basaltic
andesite
andesite
dacite
picro-
basalt

Figure 6

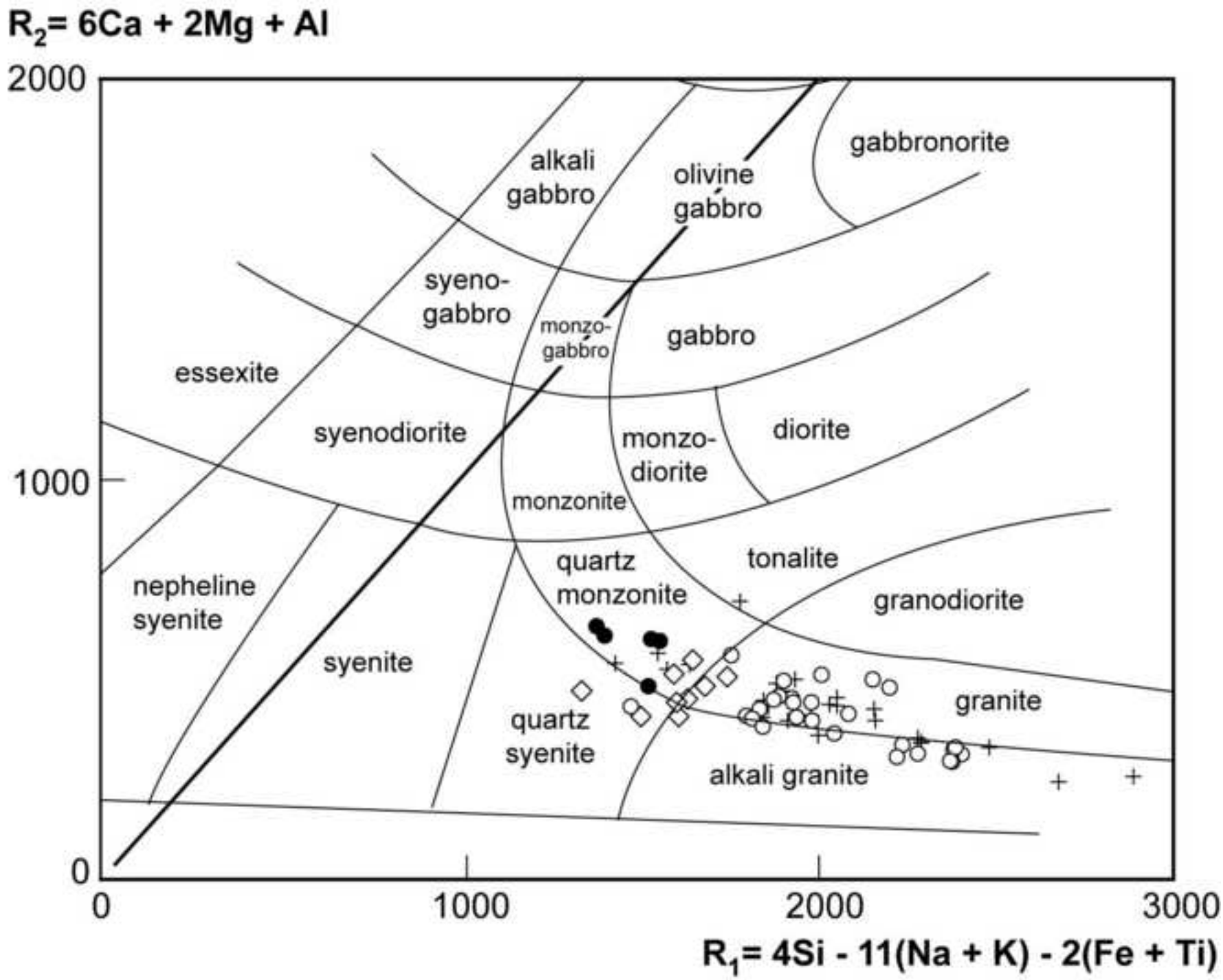

R2= 6Ca + 2Mg + Al
2000
1000
0
0
1000
2000
3000
R1= 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)
alkali gabbro
olivine gabbro
gabbronorite
syeno-gabbro
monzo-gabbro
gabbro
essexite
syenodiorite
monzo-diorite
diorite
monzonite
quartz monzonite
tonalite
granodiorite
nepheline syenite
syenite
quartz syenite
granite
alkali granite

Figure 7

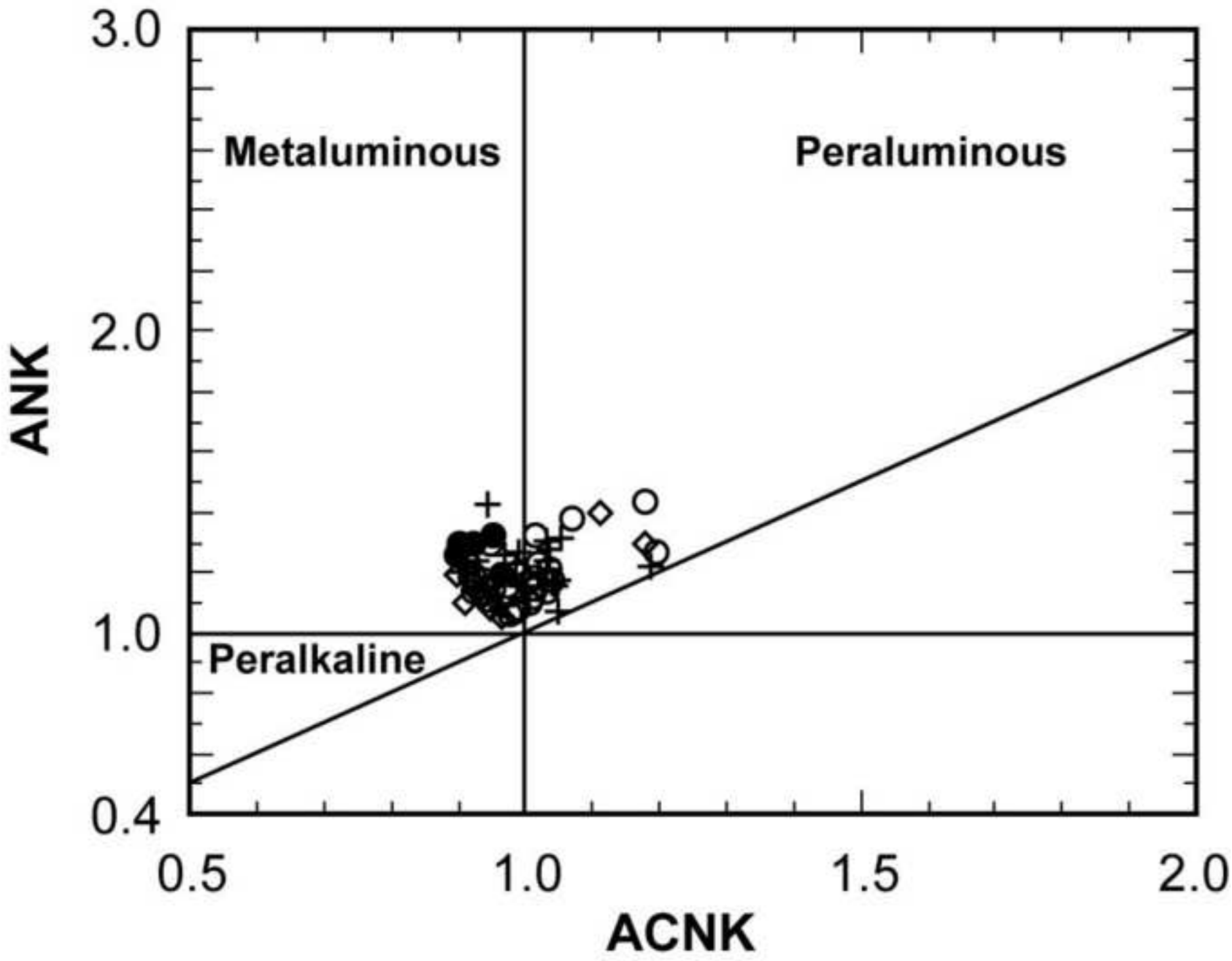
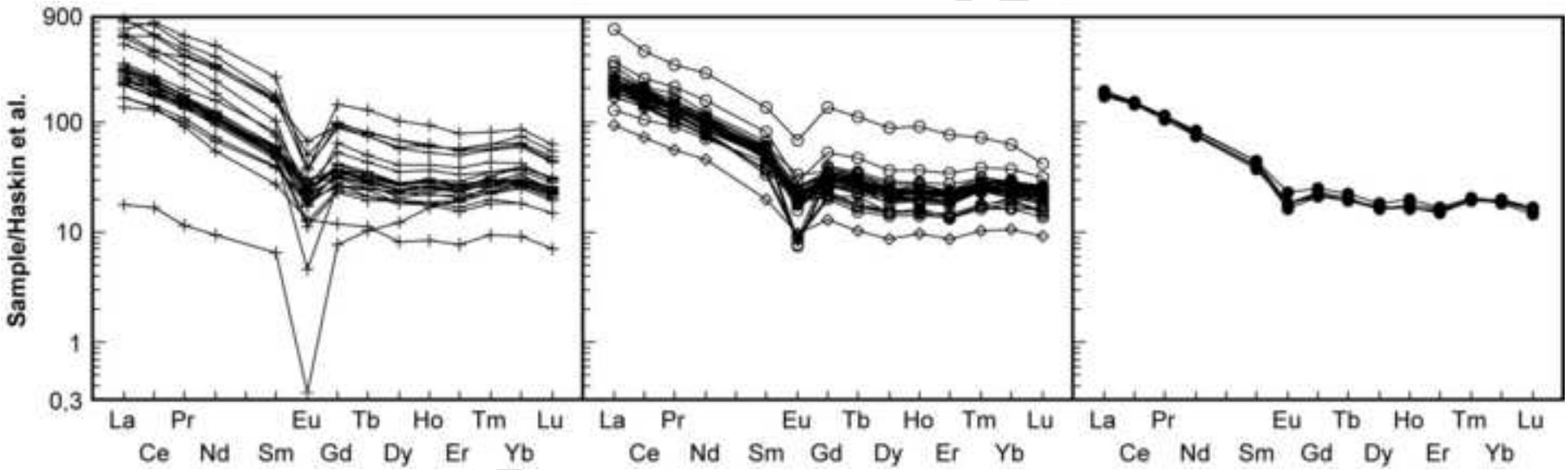

Metaluminous
Peraluminous
Peralkaline
ANK
ACNK
3.0
2.0
1.0
0.4
0.5
1.0
1.5
2.0

Figure 9



ACCEPTED MANUSCRIPT

Figure 10

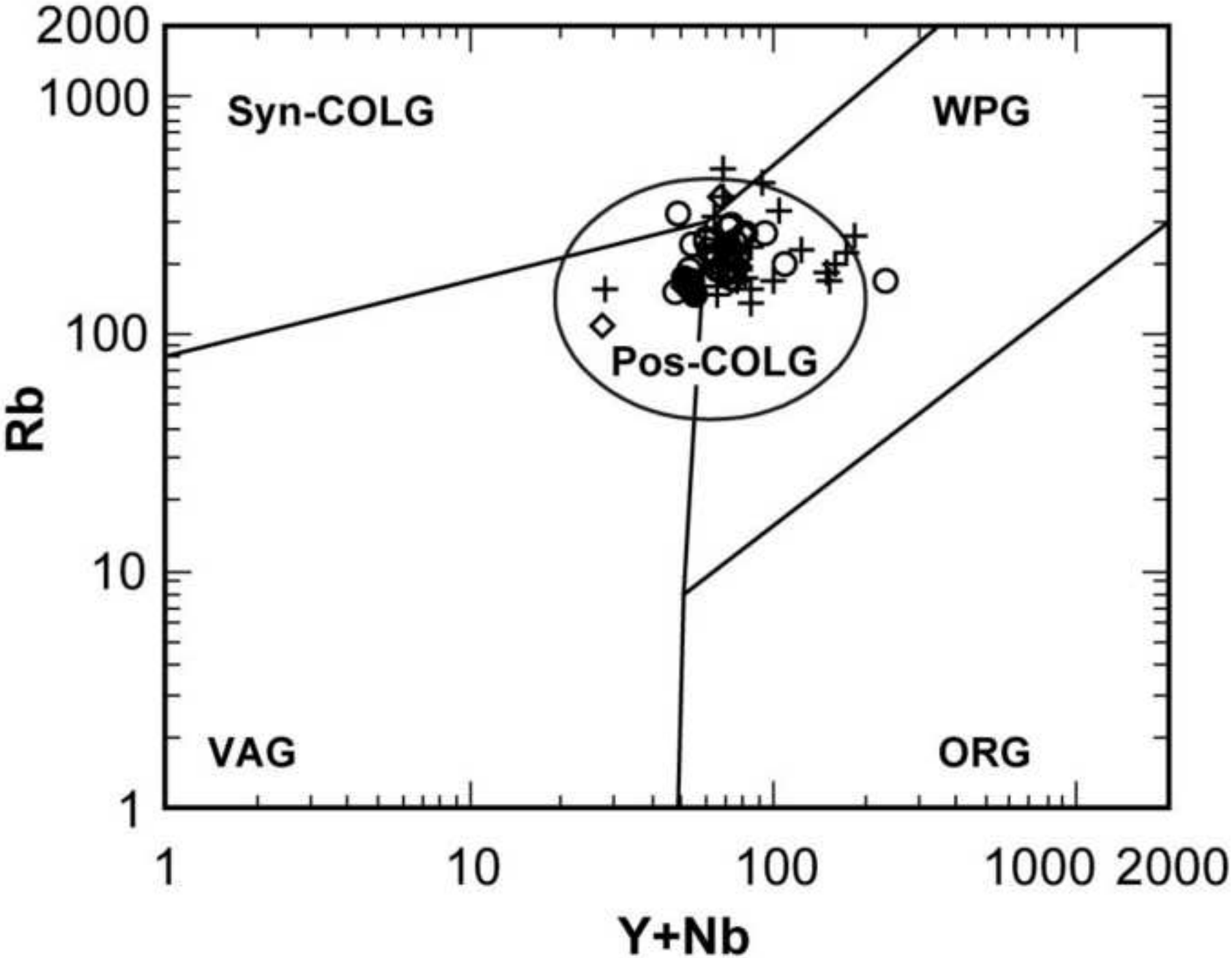
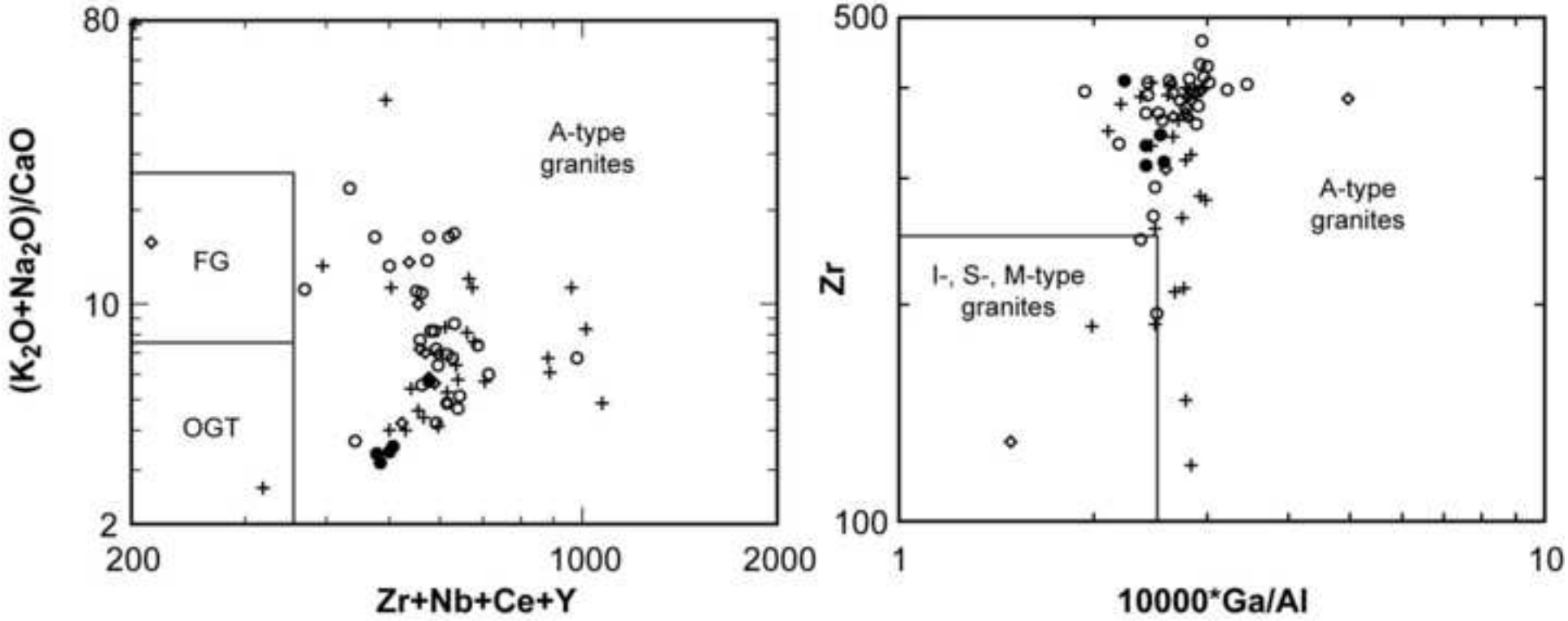

Syn-COLG
WPG
Pos-COLG
VAG
ORG
Rb
Y+Nb
2000
1000
100
10
1
1
10
100
1000
2000

Figure 11



ACCEPTED MANUSCRIPT

Figure 12

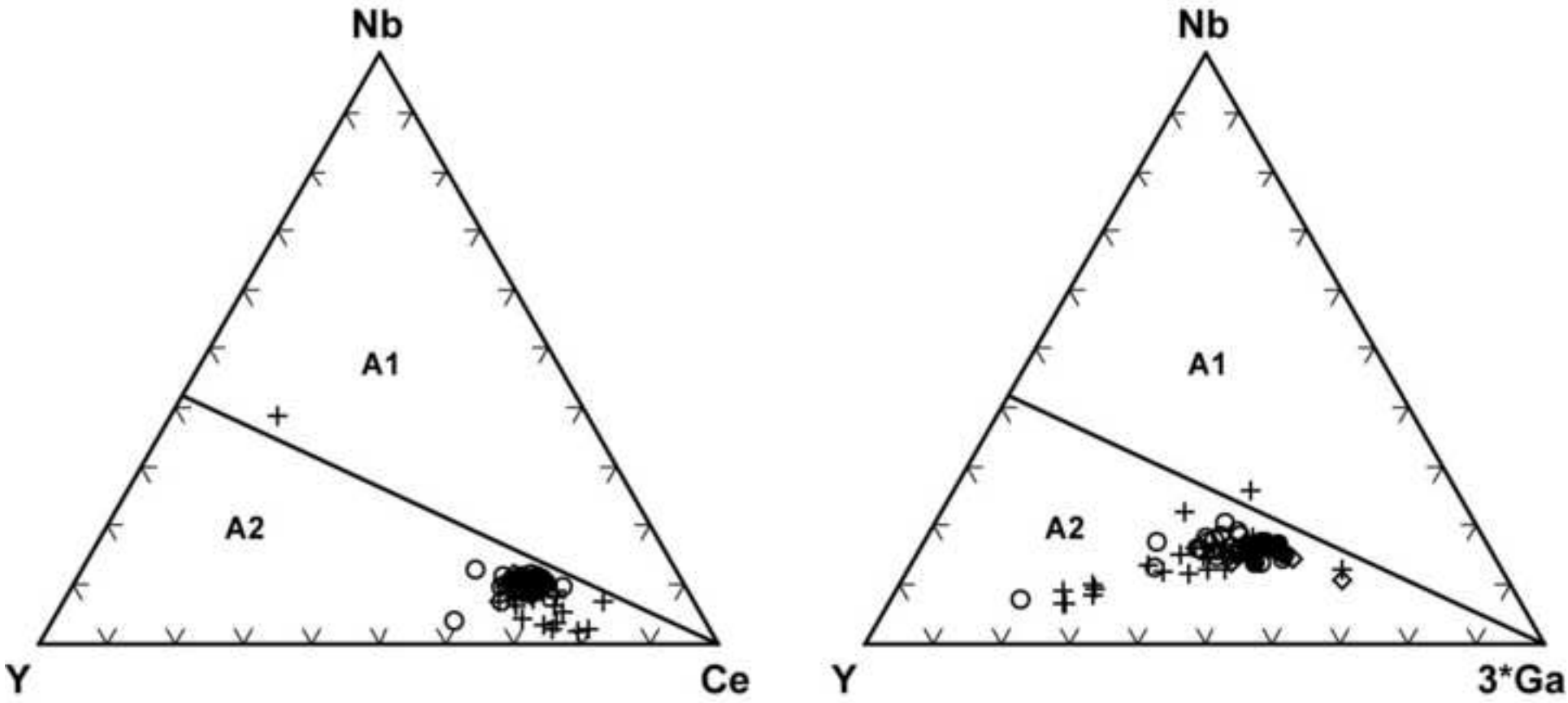
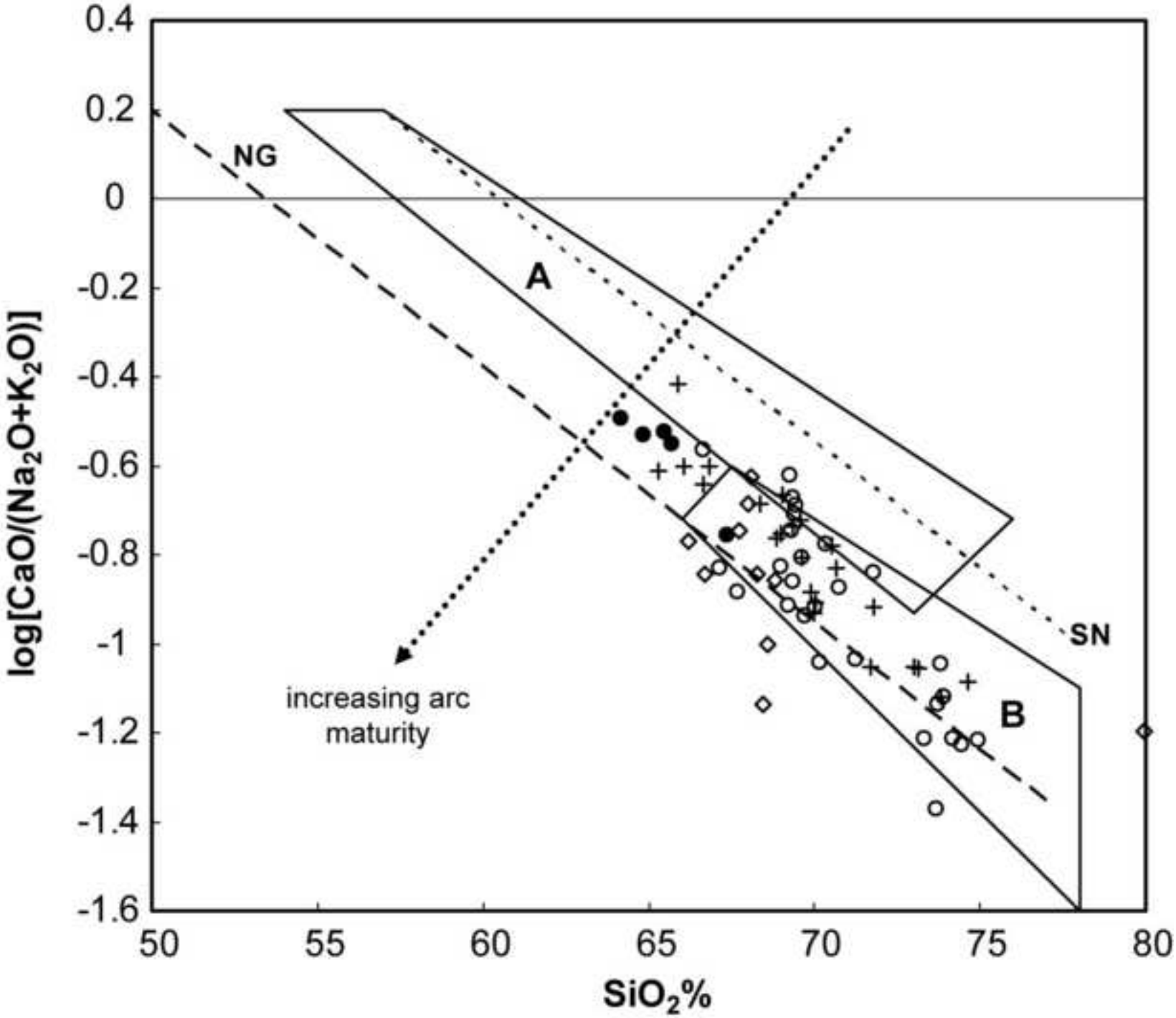


Figure 13


0.4
0.2
0
-0.2
-0.4
-0.6
-0.8
-1
-1.2
-1.4
-1.6
50
55
60
65
70
75
80
log[CaO/(Na2O+K2O)]
SiO2%
NG
A
B
SN
increasing arc
maturity

ACCEPTED MANUSCRIPT

Table 1 – Geochronological data of the Pitinga Province

Stratigraphic Units	*Age*	*Method*	*References*
Previos Works			
Uatumã Supergroup - Iricoume Group - Volcanic Rocks			
Iricoumé Group - Rhyolite	1888 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Costi *et al.* (2000)
Tin and associated Granites Plutons (Madeira Suite)			
Água Boa Granite	1689 ± 19 Ma	Rb-Sr $_{rt}$	Macambira *et al*. (1987)
Madeira Granite	1834 ± 6 Ma	U-Pb Zr[2]	Fuck *et al.* (1993)
Madeira Granite – biotite granite	1810 ± 6 Ma	U-Pb Zr[3]	Lenharo (1998)
Madeira Granite – albite granite	1794 ± 19 Ma	U-Pb Zr[3]	Lenharo (1998)
Madeira Granite – albite granite	1782 ± 4 Ma	Ar-Ar[4]	Lenharo (1998)
Água Boa Granite - rapakivi	1798 ± 10 Ma	U-Pb Zr[3]	Lenharo (1998)
Água Boa Granite – topaz granito	1815 ± 10 Ma	U-Pb Zr[3]	Lenharo (1998)
Água Boa Granite - greisen	1783 ± 5 Ma	Ar-Ar[4]	Lenharo (1998)
Europa Granite - alkali-feldspar granite	1829 ± 1 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Costi et al. (2000)
Madeira Granite - rapakivi granite	1824 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Costi et al. (2000)
Madeira Granite – biotite granite	1822 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Costi et al. (2000)
Madeira Granite - hipersolvus granite and albite granite	1818 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Costi et al. (2000)
Basic Rocks (Quarenta Ilhas Formation)			
Diabase (intrusive in to the Urupi Form.)	1780 ± 3 Ma	U-Pb Zr[1]	Santos et al. (2002a)
Uatumã Supergroup			
Uatumã Supergroup - Iricoume Group - Volcanic Rocks			
Ouro Preto Fm. – porphyritic rhyolite	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Ferron *et al*. (2006)
Ouro Preto Fm. – cataclastic porphyritic rhyodacite	1885 ± 8 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Ferron *et al*. (2006)
Ouro Preto Fm. – microgranophyric rhyolite	1881 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Ferron *et al*. (2006)
Ouro Preto Fm. – porphyritic rhyolite	1886 ± 6 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Ferron *et al*. (2006)
Paraíso Fm. – rhyolitic ignimbrite	1890 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Ferron *et al*. (2006)
Ouro Preto Fm. – porphyritic rhyolite	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Ferron *et al*. (2006)
Divisor Fm. – porphyritic andesite	1892 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Ferron *et al*. (this paper)
Divisor Fm. – porphyritic andesite	1897 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Ferron *et al*. (this paper)
Uatumã Supergroup - Mapuera Suite Plutons			
Simão Granite – biotite granite	1882 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Ferron *et al*. (2006)
Simão Granite – biotite alkali-feldspar granite	1885 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Ferron *et al*. (2006)
Simão Granite – biotite syenogranite	1875 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Ferron *et al*. (2006)
Rastro Granite – granophyric syenogranite	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Ferron *et al*. (2006)
Bom Futuro Granite – protomylonitic syenogranite	1882 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Ferron *et al*. (2006)
Alto Pitinga Granite – cataclastic biotite monzogranite	1885 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Ferron *et al*. (2006)
Alto Pitinga Granite – biotite monzogranite	1888 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Ferron *et al*. (2006)

[1] $^{207}Pb/^{206}Pb$ zircon evaporation; [2] U-Pb zircon TIMS; [3] U-Pb zircon SHRIMP II; [4] Ar-Ar mica;
Zr zircon; **rt** whole rock;

ACCEPTED MANUSCRIPT

Table 2

Table 2 – Isotopic data from zircon evaporation of granitic and volcanic rocks of Pitinga Province.

Sample/grain	Temperature (°C)	Number of ratios	$^{204}Pb/^{206}Pb$	2s	$^{208}Pb/^{206}Pb$	2s	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2s	Age	2s
Uatumã Supergroup – Mapuera Intrusive Suite – Simão Granite (sample RX2 - biotite syenogranite)										
RX2/3		34/34	0.000041	0.000007	0.15299	0.01046	0.11524	0.00018	1874.0	2.0
RX2/7		36/72	0.000085	0.000003	0.18391	0.00051	0.11629	0.00016	1882.0	4.0
RX2/8		32/76	0.000042	0.000006	0.16522	0.00046	0.11598	0.00025	1886.0	5.0
RX2/9		62/62	0.00003	0.000035	0.16312	0.00538	0.11497	0.00056	1872.0	2.0
		164/244							1875.0	4.0
Uatumã Supergroup – Iricoumé Group – Divisor Formation (sample RD15 – porphyritic andesite)										
RD15/1A		36/36	0.000257	0.000021	0.14469	0.0012	0.11528	0.00055	1884.5	8.6
RD15/1		26/68	0.000136	0.000013	0.2055	0.0014	0.11553	0.0002	1888.3	3.2
RD15/7		4/4	0.000236	0.000006	0.21001	0.00118	0.11665	0.0008	1905.8	12.3
RD15/8		54/62	0.000252	0.000272	0.21797	0.00531	0.11573	0.00021	1891.7	3.2
RD15/9		36/44	0.000051	0.000004	0.20698	0.00054	0.11574	0.00017	1891.8	2.7
RD15/10		34/46	0.000033	0.000004	0.21701	0.00063	0.11585	0.00015	1893.4	2.3
RD15/11		38/50	0.000141	0.000011	0.20574	0.00091	0.11568	0.00035	1890.9	5.5
RD15/12		52/60	0.000055	0.000014	0.20147	0.00405	0.11569	0.00027	1890.9	4.3
		280/370							1891.6	1.7
Uatumã Supergroup – Iricoumé Group – Divisor Formation (sample RD70A – porphyritic andesite)										
RD70A/1		8/8	0.000203	0.000066	0.25235	0.00242	0.11613	0.00089	1897.8	13.9
RD70A/5		8/16	0.000233	0.000056	0.20713	0.00404	0.11642	0.00077	1902.2	11.8
RD70A/6		20/20	0.000076	0.000015	0.25173	0.00183	0.11625	0.00037	1899.7	5.8
RD70A/7		6/6	0.000239	0.000014	0.29937	0.00159	0.11614	0.0008	1898.0	12.3
RD70A/8		38/38	0.000179	0.000012	0.21916	0.00073	0.11599	0.00022	1895.7	3.5
RD70A/9		22/38	0.000024	0.000012	0.2243	0.00601	0.11609	0.00023	1897.1	3.6
		102/126							1897.1	2.2

ACCEPTED MANUSCRIPT

Table 3

Table 3 – Chemical composition of the granitoids and volcanics of the Pitinga Province.

Sample	**RY-5**	**RZ-62**	**RX-3**	**RK-49**	**RK-27**	**RD28A**	**RP-33**	**RP-9**	**RD26A**	**RX-2**	**RP-32**	**RT-4**	**RT-3**	**PTG-81**	**PTG-84**	**RH-9**	**RD15A**	**PTG-64**	**RD12A**	**RM-68**	**RD21A**	**RD2A**
Facies	MSMG	MSMG	MSMG	MSMG	MSMG	MAPG	MRTG	MRTG	MAPG	MSMG	MRTG	MGFG	MGFG	MGFG	MGFG	MSMG	MAPG	MSMG	MAPG	MSMG	MAPG	MAPG
Major elements (wt. %)																						
SiO_2	65.29	65.87	66.04	66.66	66.82	68.38	68.85	68.98	69.03	69.34	69.56	69.63	69.89	69.98	70.04	70.53	70.68	71.68	71.79	73.02	73.13	73.81
TiO_2	0.69	0.36	0.64	0.67	0.68	0.56	0.50	0.50	0.54	0.50	0.50	0.44	0.45	0.43	0.43	0.44	0.32	0.29	0.29	0.25	0.22	0.14
Al_2O_3	14.10	15.54	14.48	14.14	14.24	14.27	13.63	13.69	14.05	14.19	13.88	13.46	13.65	13.65	13.45	13.60	14.38	13.12	13.87	13.05	13.47	13.51
Fe_2O_3	7.09	4.57	5.32	6.00	5.93	4.42	4.97	5.83	4.48	4.32	5.22	4.64	4.19	3.66	3.96	4.37	2.79	3.12	2.50	3.08	2.21	1.87
MnO	0.27	0.15	0.13	0.19	0.19	0.10	0.18	0.22	0.12	0.15	0.18	0.15	0.11	0.08	0.09	0.11	0.05	0.06	0.06	0.09	0.06	0.03
MgO	0.69	1.33	0.91	0.62	0.64	0.49	0.37	0.37	0.58	0.47	0.38	0.38	0.45	0.31	0.34	0.34	0.28	0.31	0.24	0.13	0.14	0.09
CaO	2.16	3.04	2.22	2.03	2.12	1.75	1.52	1.41	1.83	1.59	1.54	1.41	1.13	1.08	1.17	1.34	1.30	0.83	1.07	0.77	0.78	0.68
Na_2O	3.87	4.20	3.99	3.74	4.14	3.73	3.37	3.15	3.66	3.87	3.32	3.36	3.52	3.27	3.25	3.39	3.64	3.46	3.36	3.10	3.33	3.53
K_2O	4.97	3.72	4.88	5.18	4.36	4.73	5.45	4.85	4.78	4.76	4.80	5.71	5.13	5.92	6.21	4.71	5.17	5.89	5.52	5.60	5.51	5.44
P_2O_5	0.19	0.13	0.19	0.17	0.15	0.15	0.14	0.12	0.15	0.09	0.11	0.08	0.08	0.11	0.10	0.08	0.07	0.09	0.05	0.03	0.04	0.03
LOI	0.20	0.70	0.80	0.20	0.50	1.1	0.60	0.50	0.6	0.40	0.30	0.40	1.10	1.20	0.70	0.90	1.1	0.90	1.0	0.50	1.0	0.8
SOMA	99.52	99.61	99.60	99.60	99.77	99.68	99.58	99.62	99.82	99.68	99.79	99.66	99.70	99.69	99.74	99.81	99.78	99.75	99.75	99.62	99.89	99.93
Trace elements (ppm)																						
Pb	16.7	4.9	17.1	23.1	18.9	25.6	29.4	21.3	18.7	18.5	25.6	26.1	18.1	27.2	30	29.7	20.7	28.4	27.6	24.1	22.8	20.7
Zn	80	29	62	96	70	83	106	85	84	53	109	68	48	57	51	95	62	50	50	55	39	25
Ni	19.7	16.7	7.9	13.6	12.4	6.3	11	19.7	9.1	10.5	14.1	12	10.7	8.7	9.8	9.8	3.5	12.2	4.9	10.1	5.2	5
Sc	9	6	10	11	9	9	13	10	8	6	10	7	7	10	9	6	5	6	5	5	3	3
Ga	20.2	16.4	16.1	19.9	18.5	21.0	20.3	20.4	21.1	16.6	19.1	16.9	17.8	18.9	20.4	20	18.9	19	20.3	20.2	21.2	19.9
Hf	10	5.3	9.2	10.3	9	9.5	11	11.1	9.2	9.3	10.7	10.5	11.3	11.5	11.8	11.9	9.1	8.1	7.6	9.1	11.3	5.9
Nb	17	9.7	15.9	17	17.3	17.9	20.4	19.8	18.5	18.6	19.9	20.5	20.7	22.2	23.4	21.5	14.9	21.3	15.5	22.3	20.3	16.2
Rb	135.6	152.5	162.4	166.4	147.4	168.9	174.2	166.6	175.7	164.3	187.5	197	155.9	218.3	229.3	180.5	199.7	330.5	221.6	259.4	313.5	379.6
Ba	1491	1172	1345	1454	1516	1222.8	1103	1118	1182.7	1055	1178	875	885	1010	930	1087	951.2	708	806.6	829	523.1	412.8
Sr	249.5	639.9	235.6	228.5	231.9	188.4	140.4	170.7	201.7	208.6	154	115.5	113.9	108.1	105.2	121.4	143.9	106.7	122.3	89.7	97	78
Ta	1	0.9	1	1.1	1.1	1.4	1.3	1.2	1.3	1.2	1.3	1.5	1.5	1.4	1.6	1.5	1.2	1.9	1.3	1.7	1.7	2.0
Th	14.2	20.1	17.2	17.8	17.8	18.5	21.4	21.8	21.7	25.1	17.2	25.7	27.9	25.8	27.1	22	25.3	39.8	30.6	25.1	38.8	37.0
U	3.7	6.7	4.4	4.4	4	5.6	5	4.7	5.6	5.2	4.6	6.7	6.8	4.9	6.5	6.7	5.5	13.7	7.3	5.6	9.8	13.1
V	22	50	33	20	17	15	13	12	24	16	11	12	13	10	12	11	6	12	6	5	9	8
W	5.7	6.9	3.4	5.5	4	6.2	4.9	7.2	2.8	4.1	5.9	3.9	4.3	5.5	5.4	5.1	5.0	8.1	1.5	4.8	3.2	4.5
Zr	360.4	186.2	346.6	342.1	332.4	317.1	397.1	396.8	322.0	379.8	390.6	387.6	407.1	401.8	396.2	400	255.3	263.4	210.1	282.7	278.5	147.6
Y	67.5	18	37.8	58.6	48.2	134.2	59.9	81.2	46.4	35.3	58	54.2	63.4	53.1	60.5	129.6	146.1	83.4	158.1	162.8	43.8	51.8
Sn	3	1	2	3	4	5	5	4	5	2	4	4	4	4	4	4	4	4	3	5	6	3
F	720	450	690	1480	1360		890	820		960	1010	680	240	500	890	1790		170		1920		
La	76.3	53.3	43.8	82.2	69.2	256.0	86.9	109.8	72.5	52.4	76.3	90	97.9	71.5	92.7	189.2	190.4	161.4	222.9	269.9	75.9	81.8
Ce	150.1	106	99.8	147.6	133	601.8	162.4	206	167.4	109.2	146.1	175.5	187.6	136.4	181.1	337.4	466.1	304.1	624.8	491.6	163.5	178.6
Pr	16.36	10.23	11.06	16.39	14.58	57.24	17.4	21.83	16.76	12.2	15.3	18	19.58	16.2	19.28	43.66	45.47	29.89	67.97	50.42	15.32	16.42
Nd	56.9	31.5	38.2	65.5	57.1	224.1	70.6	91	62.8	41.4	61.7	61.9	64.4	61.2	72.7	176.6	186.8	104.1	282.7	188.4	53.4	57.3
Sm	9.8	5	7.1	10.6	9.4	32.5	11.3	15	10.4	7.2	10.3	9.8	10.5	9.5	10.9	28.4	30.7	13.9	47.3	28.5	8.4	8.8
Eu	2.02	0.92	1.42	2.19	1.94	3.48	1.74	1.87	1.56	1.26	1.78	1.21	1.33	1.43	1.63	4.65	2.55	1.54	2.54	2.74	0.79	0.9
Gd	9.41	3	6.57	9.11	8.03	25.57	10.48	13.62	7.78	7.16	9.21	8.91	8.59	8.21	9.52	23.64	24.91	10.63	36.76	22.53	5.89	6.23
Tb	1.64	0.56	1.21	1.43	1.37	3.94	1.67	2.16	1.24	1.06	1.47	1.51	1.6	1.38	1.54	3.71	4.09	1.74	6.32	3.67	0.97	1.04
Dy	9.31	2.79	6.23	8.35	7.08	23.05	9.53	12.01	7.96	6.31	8.3	9.04	9.33	8.02	9.19	20.23	23.3	9.7	35.18	19.47	6.52	6.57
Ho	2.11	0.58	1.3	1.75	1.57	4.09	1.97	2.53	1.5	1.22	1.86	1.8	2.02	1.75	1.97	4.25	4.41	2.1	6.47	3.66	1.22	1.31
Er	5.87	1.71	3.78	5.83	4.59	12.85	6.11	7.41	4.84	3.49	5.52	5.23	5.74	5.12	5.72	12.61	12.1	6.47	17.45	11.22	4.17	4.31
Tm	0.91	0.28	0.6	0.78	0.67	1.87	0.89	1.07	0.7	0.55	0.84	0.84	0.87	0.85	0.86	1.87	1.71	1.07	2.4	1.68	0.69	0.79
Yb	5.38	1.72	3.38	5.1	4.68	13.62	5.55	6.75	5.13	3.37	5.31	5.16	5.08	5.66	6.11	11.92	11.63	7.18	15.83	10.86	4.91	5.61
Lu	0.80	0.24	0.51	0.73	0.66	1.85	0.8	0.94	0.73	0.51	0.8	0.75	0.78	0.81	0.82	1.63	1.52	1.07	2.12	1.47	0.69	0.85

ACCEPTED MANUSCRIPT

Table 3 – (*continued*).

Sample	RH-14	PTG-69	PTG-78	PTG-76	PRFM 03a	PTG-70	RB-11	RM-82	P 04e	RB-8	P 11a	P 09a	PTG-16	P 09d	P 08a	RT-5	PTG-94	DV 04a	PRFM 01a	RL-57	RQ-17	UH 26a
Facies	MSMG	MPDG	MAPG	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF
Major elements (wt. %)																						
SiO_2	74.65	77.01	77.25	66.65	67.16	67.67	69.01	69.22	69.27	69.32	69.35	69.37	69.39	69.46	69.63	69.71	70.04	70.17	70.33	70.73	71.26	71.79
TiO_2	0.20	0.16	0.06	0.68	0.68	0.54	0.47	0.48	0.44	0.44	0.48	0.46	0.49	0.48	0.49	0.45	0.47	0.49	0.43	0.37	0.41	0.40
Al_2O_3	12.73	12.09	11.84	14.12	15.12	14.22	13.39	14.03	13.70	13.54	13.86	13.85	13.81	13.97	13.89	13.82	13.49	13.96	13.68	13.54	13.35	13.27
Fe_2O_3	2.41	2.09	1.47	6.11	5.20	5.23	4.72	4.97	3.72	4.45	3.79	3.60	4.77	3.34	3.75	4.64	4.97	3.26	3.52	3.95	4.26	3.03
MnO	0.08	0.08	0.02	0.16	0.08	0.15	0.15	0.19	0.06	0.15	0.10	0.11	0.18	0.12	0.11	0.17	0.17	0.06	0.09	0.16	0.14	0.06
MgO	0.14	0.05	0.01	0.93	0.43	0.31	0.38	0.31	0.29	0.43	0.45	0.70	0.76	0.71	0.45	0.37	0.40	0.30	0.30	0.20	0.30	0.29
CaO	0.70	0.17	0.11	2.21	1.25	1.28	1.34	1.10	2.13	1.59	1.88	1.26	1.59	1.77	1.38	1.05	1.04	0.87	1.54	1.21	0.82	1.30
Na_2O	3.10	3.02	3.25	3.75	2.44	3.80	3.35	3.62	2.63	3.39	3.65	2.51	2.08	2.19	3.53	3.58	3.19	3.19	3.65	3.50	3.08	3.26
K_2O	5.40	4.54	5.30	4.36	6.04	6.03	5.66	5.41	6.28	5.48	5.17	6.61	6.08	6.43	5.30	5.54	5.43	6.41	5.56	5.53	5.79	5.76
P_2O_5	0.04	< .01	0.02	0.20	0.20	0.13	0.11	0.09	0.08	0.07	0.09	0.09	0.11	0.11	0.09	0.07	0.12	0.08	0.10	0.06	0.09	0.06
LOI	0.60	0.80	0.60	0.60	1.20	0.30	1.00	0.20	1.20	1.00	1.00	1.20	0.50	1.20	1.20	0.30	0.40	0.90	0.60	0.40	0.20	0.60
SUM	100.05	100.01	99.93	99.77	99.80	99.66	99.58	99.62	99.80	99.86	99.82	99.76	99.76	99.78	99.82	99.70	99.72	99.69	99.80	99.65	99.70	99.82
Trace elements (ppm)																						
Pb	24.6	28.2	21.5	10.4	12.2	6.1	13.9	16.9	23.7	24.4	28.8	22.4	21.6	23.9	17.2	22.2	11.7	10.5	24	18.4	12.7	25.7
Zn	35	38	10	87	36	40	86	62	73	57	82	83	87	74	100	75	74	57	88	69	50	66
Ni	9.5	15.6	10.7	19.5	1.0	20.2	11.3	14.4	0.5	12.9	0.5	0.5	15.9	0.2	0.4	20.1	15.4	0.3	0.4	8.9	14.3	0.5
Sc	5	< 1	3	10	10	10	13	10	7	5	7	8	9	7	8	4	11	6	8	8	11	6
Ga	16.8	17.1	17.8	18.6	25.8	14.6	18.6	18.7	17.6	18.3	22	21.3	21.4	22.4	21	17.8	19.5	21.5	20.4	21.1	17	18.6
Hf	6.4	8.8	7.1	8.2	11.4	10.4	11.5	10.4	12.2	10.4	12.5	11.6	12	12.4	11.5	11.2	11	9.5	11.8	12.3	10.8	11.1
Nb	16.4	32	31.8	15	20.5	18.3	21.4	18.6	22.3	21.8	22.1	21	21.4	22.9	21.3	20.9	20	20.3	22	22.6	21.5	26.7
Rb	227.7	439.2	502	150.8	288.8	185.1	168.4	183.9	216.3	203.8	174	217	280.6	240.2	183.5	208.3	187.1	246.9	195.7	193.6	225.2	245.2
Ba	537	148	2.5	1347	903.4	1450	973	1302	1042	887	1009.5	1337.3	1236	1225.8	942.6	982	976	1352.8	949.3	1028	929	822.8
Sr	95	24.4	2.5	293.8	107.5	177.7	112.1	144.4	115.7	127.8	151.8	159.7	162.6	160.3	125.1	129.7	112.6	159.2	100.5	119.5	86.5	111
Ta	1.2	3.2	3.3	1.1	1.4	1.2	1.4	1.3	1.4	1.4	1.5	1.4	1.3	1.6	1.4	1.4	1.4	1.4	1.6	1.5	1.4	1.7
Th	29.5	68.3	57.4	17.2	22.2	19.7	20.6	18.5	23.1	27.4	27	22.5	22.9	24.4	25.9	28.5	21.4	17.5	21.3	20.4	26.1	31.9
U	6.1	23.8	13.3	4.5	5.2	4.6	5	5.1	5.1	6	6	5.3	5.8	6.4	5.5	6.9	5.4	4	5.3	5.4	5.5	8.4
V	2.5	< 5	2.5	47	21	22	14	7	13	13	13	11	16	9	10	15	14	9	8	5	11	7
W	5.7	6.6	7.3	6.5	5	8.2	5.3	5.3	1.6	6.3	0.7	1.0	5.1	1.4	0.9	5.6	10.6	0.8	0.7	4.4	6.0	1.0
Zr	187.8	207.7	119.8	291.1	397.5	394.4	407.3	368.7	390	359.7	427.9	394.0	430.2	405.4	391.3	407.2	383.2	376.9	411.0	463.6	367.2	391.3
Y	106.7	59.4	37.2	32.4	52.2	34.2	211.6	52.1	46.9	42.5	50.5	44.0	50.6	47.8	47.1	55.9	45.6	40.3	86.4	52.1	40.0	48.0
Sn	2	7	4	2	4	3	3	3	3	4	3	2	3	3	3	3	4	3	3	4	5	5
F	990	690	770	720		370	910	590		1070			690			720	840			880		
La	205.1	101.5	5.7	53.8	89.6	59	221.0	76.7	63.6	71.1	70.2	65.3	71.2	70.2	65.0	69.5	69.3	61.4	112.4	76.3	67.7	73.0
Ce	356.8	197.1	13	106.2	157.4	112.2	340.4	143.9	135.4	138.9	139.7	132.9	142.2	140.1	138.6	146.3	139.0	114.4	195.2	148.2	133.8	148.7
Pr	36.86	18.79	1.3	11.09	17.44	11.84	36.35	14.9	14.42	14.28	15.33	14.71	15.43	15.23	15.19	15.54	14.75	13.12	23.06	15.51	13.76	16.17
Nd	137.1	61.9	5.4	45.7	64.5	43.9	159.7	63.6	53	53.0	59.5	55.3	62.6	62.5	56.4	53.6	59.5	48.2	89.6	61.5	53.7	58.8
Sm	18.9	9.2	1.2	6.7	11.2	6.9	25.3	9.6	9.7	8.6	10.3	9.2	9.0	10.0	9.4	9.0	9.7	8.9	14.8	9.9	8.4	9.6
Eu	1.38	0.33	0.025	1.39	2.33	1.33	4.76	1.48	1.6	1.49	1.74	1.45	1.49	1.48	1.54	1.27	1.4	1.26	2.04	1.45	1.29	1.28
Gd	16.34	6.77	1.95	6.11	9	5.57	35.09	7.58	7.68	6.87	9.07	7.09	8.2	8.29	7.41	8.04	7.61	6.35	13.53	8.44	6.74	7.43
Tb	2.48	1.25	0.52	0.88	1.7	0.88	5.48	1.27	1.57	1.14	1.54	1.41	1.38	1.34	1.47	1.45	1.26	1.26	2.37	1.40	1.11	1.50
Dy	13.84	7.57	4.15	5.33	8.14	5.15	30.41	7.57	7.97	7.13	8.07	7.45	8.03	7.95	7.64	8.38	7.25	6.93	12.38	7.74	6.4	7.77
Ho	2.88	1.64	1.17	1.04	1.68	1.06	6.42	1.51	1.63	1.43	1.63	1.4	1.69	1.61	1.68	1.86	1.54	1.28	2.54	1.63	1.41	1.71
Er	8.62	5.45	4.41	3.01	4.95	3.21	17.17	4.96	5.02	4.7	5.01	4.81	4.81	5.15	4.62	5.21	4.77	3.93	7.72	5.18	4.32	4.81
Tm	1.29	0.98	0.77	0.49	0.77	0.53	2.19	0.73	0.7	0.72	0.81	0.69	0.77	0.7	0.77	0.84	0.76	0.7	1.14	0.8	0.7	0.71
Yb	7.87	7.03	5.61	2.98	5.03	3.58	11.68	4.65	5.26	4.49	5.4	4.79	4.94	5.19	5.09	4.99	4.89	3.79	6.97	5.48	4.31	5.46
Lu	1.01	1.05	0.87	0.46	0.72	0.53	1.44	0.68	0.76	0.61	0.82	0.78	0.77	0.82	0.81	0.7	0.7	0.61	1.06	0.73	0.58	0.78

ACCEPTED MANUSCRIPT

Table 3 – (*continued*).

Sample	DV 01a	PTG-68	UH 08a	PTG-04	UH 09a	DV 06b	DV 08a	DV 07a	BC 03g1	BC 03f4	BC 03b	DV 10b	DV 10e	BC 02b	RO-20	BC 03i	DV 03a	PTG-12	RD 70A	RD 15	RD 65A	RD 72A	RD 18
Facies	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IOPF	IPRF	IPRF	IPRF	IPRF	IPRF	IPRF	IPRF	IPRF	IPRF	IPRF	IDVF	IDVF	IDVF	IDVF	IDVF
Major elements (wt. %)																							
SiO_2	73.34	73.69	73.73	73.83	73.92	74.20	74.45	74.93	66.19	66.70	67.74	67.99	68.11	68.25	68.46	68.60	68.80	79.97	64.18	64.85	65.46	65.69	67.36
TiO_2	0.43	0.25	0.37	0.19	0.27	0.24	0.24	0.24	0.64	0.61	0.58	0.55	0.55	0.58	0.23	0.59	0.53	0.13	0.71	0.68	0.65	0.67	0.54
Al_2O_3	12.41	13.64	12.41	12.26	13.13	12.45	11.90	12.08	15.40	14.36	13.69	14.62	14.52	13.70	16.19	13.93	14.11	9.00	14.65	14.56	14.44	14.78	14.42
Fe_2O_3	2.55	2.63	2.69	3.37	2.02	2.77	2.90	2.58	4.37	4.47	4.56	3.84	3.72	4.31	3.60	4.27	3.62	3.50	7.33	6.66	6.66	6.32	5.33
MnO	0.06	0.06	0.05	0.17	0.02	0.05	0.05	0.05	0.09	0.08	0.10	0.08	0.06	0.08	0.15	0.07	0.08	0.23	0.26	0.24	0.26	0.22	0.21
MgO	0.20	0.16	0.24	0.14	0.08	0.03	0.05	0.03	0.79	0.64	0.66	0.45	0.65	0.71	0.37	0.58	0.42	0.08	1.11	0.99	1.01	1	0.57
CaO	0.57	0.35	0.64	0.77	0.70	0.56	0.54	0.54	1.55	1.49	1.70	1.92	2.18	1.38	0.68	1.00	1.36	0.42	2.7	2.56	2.49	2.38	1.6
Na_2O	2.06	3.39	2.45	2.61	3.12	3.28	2.17	2.96	2.13	3.20	2.64	4.08	4.01	3.06	4.39	3.55	3.60	2.54	3.91	3.9	3.79	3.61	3.87
K_2O	7.29	4.82	6.33	5.94	6.11	5.84	6.90	5.92	6.97	7.20	6.85	5.25	5.18	6.59	4.88	6.49	6.18	4.06	4.53	4.77	4.55	4.85	5.27
P_2O_5	0.05	0.03	0.07	0.05	0.02	0.005	0.01	0.005	0.17	0.14	0.16	0.11	0.12	0.15	0.04	0.15	0.08	0.05	0.22	0.2	0.22	0.19	0.14
LOI	0.70	0.90	0.90	0.40	0.50	0.50	0.70	0.60	1.50	0.90	1.10	0.90	0.70	0.90	0.80	0.60	1.00	0.05	0.1	0.2	0.1	0.1	0.4
SUM	99.66	99.92	99.88	99.73	99.89	99.93	99.91	99.94	99.80	99.79	99.78	99.79	99.80	99.71	99.79	99.83	99.78	100.03	99.73	99.64	99.66	99.63	99.74
Trace elements (ppm)																							
Pb	13.1	6.8	27.5	23.4	19.7	30.5	136.2	17.9	46.7	29.8	30.8	9.9	14.6	10.8	15.1	22.9	11.6	6.8	10.8	10.4	15.2	11.1	20
Zn	53	42	69	28	11	94	119	73	80	114	74	60	54	83	55	75	64	22	66	83	65	77	72
Ni	0.3	12.3	0.8	22.4	0.2	0.1	0.05	0.05	2.7	3.2	2.9	2.4	2.3	2.9	13.6	2.6	0.2	31.1	33.8	31	43.4	32.4	35.2
Sc	6	2	5	8	4	3	3	2	9	8	8	7	7	8	10	8	7	0.5	10	10	10	9	7
Ga	14.4	17.9	19	16.3	16.4	22.8	18.7	17.8	31.5	7.3	11.6	1.2	1.7	6.3	4.4	6.2	5.6	6.4	18.7	18.6	19.6	19.9	17
Hf	9.7	8.5	11.3	6.7	7.6	11.5	11.3	10.6	10.3	11.7	10.8	10.4	10.3	10.5	10.2	10.5	9.9	3.4	8.9	8.9	9	9.1	10.4
Nb	17.9	18.5	24.7	16.9	24.7	21.9	22.1	22	20.4	21.2	22.5	18.6	16.8	20.4	21.3	19.9	20.4	7.9	15.1	17.9	19.1	16.7	17.9
Rb	252.2	235.8	268.8	324.4	266.2	239.3	259.6	227.4	375.3	232.7	232.9	169.9	160.3	238.5	193.5	211.5	211	108	148.1	155.8	168.4	171.9	162.1
Ba	1428.8	665	659.9	463	512.2	214.5	266.5	201.5	1200.5	1132.3	1355.4	1215	1115.8	1044	882	1018.5	1394.8	893	1394.4	1512.3	1378.5	1487.7	1555.4
Sr	61.5	86.3	59.2	56.2	101.8	17	28.7	25.4	190.7	167.7	272.2	211.3	214.9	85.3	158.5	167	145.7	113.3	318.1	291.4	306	309.7	219.8
Ta	1.3	1.4	1.7	1.3	1.7	1.6	1.6	1.6	1.4	1.3	1.3	1.2	1	1.3	1.6	1.4	1.1	0.6	1.1	1.4	1.9	1.2	1.3
Th	20.5	27.9	29.9	31.5	40.5	24.5	21.8	25.2	21.6	23.1	21.5	17.8	20.2	23	27.6	21	20.5	10.8	15.3	15.8	17.9	18.6	18.7
U	8.1	7.5	5.5	11.9	8.3	5.9	7.4	4.4	5.4	6.9	5.4	4.5	4.1	5.4	7.8	6	4.5	2.2	3.7	4.1	4.8	4.7	5
V	2.5	7	10	9	10	2.5	2.5	2.5	44	28	30	29	22	28	10	24	8	11	56	46	50	51	28
W	0.6	5.1	0.6	8.4	1.7	1.4	0.8	1.0	1.3	1.8	1	1	0.8	2	3.7	2.1	1.4	7	1.4	1.3	1.4	1.2	1.5
Zr	332.9	264.4	356.6	194.3	245.9	403.9	413.1	374.4	386.2	402.9	396.6	387.0	364.3	368.6	307.9	364.8	383.0	129.3	311.9	331.3	314.9	343.4	409.2
Y	42.3	35.2	56.9	31.7	69.4	54.2	57.9	49.6	45.8	45	46.9	54.0	34.3	51.6	56.4	41.4	42.2	19.6	39.8	35.8	34.6	33.8	34.2
Sn	4	3	4	2	3	3	3	3	2	4	5	3	2	3	5	3	3	2	3	3	3	4	3
F		1260		4650														90					
La	40.7	66.8	72.0	66.7	103.4	71.9	72.2	67.2	64.5	64.0	65.2	83.4	52.7	69.4	77.0	68.3	61.0	29.9	61.7	58.2	54.9	57.5	59.5
Ce	83.1	116.1	136.7	127.3	162.2	139.2	139.3	130.4	126.1	126.7	122.9	156.6	108.9	128.0	154.3	128.8	115.2	57	118.3	115.1	112	113.9	117.9
Pr	10.12	12.93	15.35	12.73	20.41	15.55	15.96	15.12	14.57	15.09	14.45	17.44	11.45	14.93	16.2	15.11	13.61	6.18	12.62	12.55	11.79	12.38	12.24
Nd	40.3	47.3	56.7	46.3	70.5	59	58.9	58.5	59.0	56.1	52.4	66.5	43.3	56.6	66.4	55.3	50.3	26.5	48.6	46.5	43.5	43.8	44.7
Sm	8.0	6.7	8.9	6.2	12.3	10.6	11	10.2	9.7	9.6	9.4	11.3	6.8	9.3	11.1	9.5	8.8	3.7	8.2	8.2	6.9	7.6	7.4
Eu	1.42	0.64	1.12	0.61	1.27	0.55	0.62	0.53	1.63	1.56	1.67	1.82	1.33	1.70	1.32	1.55	1.51	0.69	1.61	1.3	1.24	1.29	1.16
Gd	6.62	5.43	7.62	5.04	9.96	8.41	9.73	7.9	8	7.7	7.28	8.97	5.33	8.47	9.46	7.42	7.06	3.26	6.33	5.85	5.63	5.45	5.37
Tb	1.23	0.83	1.36	0.76	1.78	1.68	1.64	1.54	1.38	1.34	1.4	1.57	1.06	1.49	1.39	1.32	1.22	0.51	1.1	1.03	0.95	0.95	0.95
Dy	6.24	5.17	8.28	4.86	9.85	8.51	9.4	8.13	7.61	7.45	7.77	7.94	5.12	7.36	8.25	7.08	7.00	2.95	6.3	5.6	5.52	5.96	5.6
Ho	1.36	1.13	1.72	0.99	1.97	1.68	1.92	1.76	1.52	1.59	1.55	1.62	1.13	1.59	1.71	1.38	1.36	0.67	1.4	1.23	1.18	1.13	1.18
Er	4.22	3.06	5.21	3.06	6.03	5.35	5.35	4.98	4.67	4.57	4.65	4.66	3.10	4.92	5.31	4.26	4.13	1.97	3.79	3.61	3.36	3.52	3.43
Tm	0.72	0.52	0.81	0.48	0.91	0.95	0.86	0.81	0.79	0.69	0.79	0.74	0.52	0.81	0.86	0.8	0.73	0.31	0.61	0.57	0.58	0.6	0.57
Yb	3.85	3.81	5.58	3.36	5.37	5.42	5.37	4.73	4.44	4.24	4.47	4.34	2.99	4.55	5.31	4.05	4.29	1.98	3.58	3.66	3.66	3.36	3.53
Lu	0.66	0.49	0.86	0.52	0.89	0.87	0.86	0.72	0.73	0.69	0.71	0.69	0.55	0.76	0.78	0.69	0.67	0.31	0.54	0.53	0.56	0.49	0.54

MSMG: Simão Granite, Mapuera Suite; MAPG: Alto Pitinga Granite, Mapuera Suite; MRTG: Rastro Granite, Mapuera Suite; MBFG: Bom Futuro Granite, Mapuera Suite; MPDG: Pedreira Granite, Mapuera Suite; IPOF: Ouro Preto Formation, Iricoumé Group; IDVF: Divisor Formation, Iricoumé Group; IPRF: Paraíso Formation, Iricoumé Group; LOI: Loss on Ignition.

ACCEPTED MANUSCRIPT

The Nordic Countries invite you to The 33rd IGC
INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS OSLO 2008
August 6 – 14th
StatoilHydro
Main sponsor

MRD-06 Granitic magmatism and related mineralizations

Felsic volcano-plutonic association related to a caldera complex system at 1.88Ga in the Guyana Shield, Brazil

Ronaldo Pierosan, *PPGGEO - UFRGS (Brazil)*
Jose Maximino T. M. Ferron, *Mineração Taboca S.A. - Grupo Paranapanema (Brazil)*
Evandro F. Lima, *CPGq - UFRGS (Brazil)*
Lauro V. S. Nardi, *CPGq - UFRGS (Brazil)*
Artur C. Bastos Neto, *CPGq - UFRGS (Brazil)*
Mauricio Prado, *Mineração Taboca S.A. - Grupo Paranapanema (Brazil)*
Cristina De Campos, *Dept. of Earth and Environmental Sciences - LMU (Germany)*

The Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association represents an 1.88 Ga old unmetamorphosed felsic magmatism in Guyana Shield. It belongs to the widespread Uatuma Magmatism in the Amazonian Craton (Guyana and Guaporé shields). The Iricoumé volcanic sequence is intruded by correlated granitoids of the Mapuera Suite and by younger Sn-Nb-Ta-mineralized granites of the Madeira Suite (Pitinga Mine). Extensional structures as ring feeder dikes and fractures control the emplacement of the effusive rocks. These are associated with expressive ignimbrites, minor ash-fall tuffs and surge deposits. A mafic pole has been identified within peperites. Rhyolites and trachytes are porphyritic with 10-25% of phenocrysts in a fine phaneritic to aphanitic groundmass and locally showing an originally vitric subvertical flow foliation. The ignimbrites are compositionally similar to the effusive rocks and slightly enriched in crystal with common welding and devitrification features. Massive-fall deposits are interpreted as co-ignimbritic tuffs and the surge deposits have well-developed bedding with sets of sandwave bedforms, both with quartz-feldspathic composition. Faciological and field relations point towards a volcanic activity in a caldera complex environment. Granitoids of Mapuera Suite, for example, comprise several shallow plutons partially emplaced along the same structures as those from the related volcanism. The granitic bodies could have been emplaced during the resurgence stages of the cauldrons activity and thus representing the refilling of the magmatic reservoirs. They range from quartz syenite to alkali feldspar granite with prophyritic to seriate to equigranular coarse grained texture and showing the same geochemical and geochronological signature as the volcanics. Both units are characterized by high SiO_2 FeOt, alkalis ($K_2O>Na_2O$) and Rb contents, low TiO_2, CaO, Sr, Ba, Nb, Ta and Eu and a metaluminous to weakly peraluminous trend. They show the following geochemical features: alkalis around 9 wt.%, FeO^t/(FeO^t+MgO) ~0.8 consistent with alkaline affinity and high Ga/Al ratios compatible A-type granites. In the (Nb+Y) vs. Rb diagram most samples plot in the within-plate or post-collisional fields. The Nb/Y ratios indicate an A2-type affinity and, allied with its high LREE/Nb ratios, suggest a mantle sources which has been modified by a previous subduction. This is also consistent with a post-collisional setting. Our data point towards two main genetic hypotheses: (i) from a shoshonitic series (in this case the relatively low CaO, Sr and Eu contents of acidic rocks could be explained by an extensive low-pressure plagioclase fractionation) or, alternatively, they could represent (ii) a bimodal association where the acidic magmas would have a crustal component.

CD-ROM Produced by X-CD Technologies

IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados
Foz do Iguaçu, PR – 08 a 11/04/2008.

PETROGRAFIA E LITOQUÍMICA DAS ROCHAS BÁSICAS DA FORMAÇÃO QUARENTA ILHAS NO DISTRITO MINEIRO DE PITINGA, AM, BRASIL

Ronaldo Pierosan[1], Evandro Fernandes de Lima[2], Lauro Valentin Stoll Nardi[2], Artur Cezar Bastos Neto[2], José Maximino Tadeu Miras Ferron[3,1], Mauricio Prado[3,1]

[1] Programa de Pós-graduação em Geociências – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Av. Bento Goncalves, 9500.
e-mail: ronaldo.pierosan@hotmail.com
[2] Centro de Pesquisas em Geoquímica – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Av. Bento Goncalves, 9500.
e-mail: evandro.lima@ufrgs.br, lauro.nardi@ufrgs.br, artur.bastos@ufrgs.br
[3] Mineração Taboca S.A. – Grupo Paranapanema – Presidente Figueiredo, AM.
e-mail: jmaxferron@bol.com.br, mauricio_geo@yahoo.com.br

Resumo – A Formação Quarenta Ilhas ocorre na região do Distrito Mineiro de Pitinga como corpos subvulcânicos básicos a intermediários de afinidade geoquímica toleítica e idade de ~1,78 Ga. Rochas com características de campo, petrográficas, litoquímicas e geocronológicas similares a da Formação Quarenta Ilhas podem ser identificadas em diversas regiões no Craton Amazônico. Neste trabalho são abordados os diabásios, gabros, e dioritos faneríticos finos aflorantes a SE da mina. O padrão de distribuicao de elementos maiores e traços indica altos conteúdos de TiO_2, LILE e ETRL e baixos de MgO, K_2O, P_2O_5, Nb e Ta. Os corpos intrusivos foram posicionados num ambiente intraplaca continental, sendo os magmas possivelmente relacionados a fontes litosféricas subcontinentais ou fontes astenosféricas enriquecidas em elementos traços e previamente submetidas a fusão e/ou metassomatismo.

Palavras-Chave: Formação Quarenta Ilhas, Craton Amazônico, toleítos, litoquímica

Abstract – The Quarenta Ilhas Formation occurs in the Pitinga Mining District area as basic to intermediate subvolcanic bodies of tholeiitic affinity and ages around 1.78Ga. Rocks with field, petrographic, litogeochemical and isotopic features similar to those of Quarenta Ilhas Formation can be identified in several regions in Amazonian Craton. In this work are shown fine faneritic gabbros and diorites outcropping at southeastern of the mine. Major and trace element patterns suggest high TiO_2, LILE and REE contents and low MgO, K_2O, P_2O_5, Nb and Ta. The intrusive bodies were emplaced in a continental within plate setting and possibly related to lithospheric or enriched asthenospheric sources previously undergone melting and/or metassomatic processes.

Keywords: Quarenta Ilhas Formation, Amazonian Craton, tholeiites, litogeochemistry

1. Introdução

A Formação Quarenta Ilhas (Veiga Jr. *et al.*, 1979) é constituída dominantemente por gabros, dioritos, monzodioritos e quartzo monzodioritos de afinidade toleítica. Ocorrem sob a forma de diques, *sills* e *stocks*, intrusivos nas rochas sedimentares da Formação Urupi. A seção-tipo está localizada a sudeste da usina hidrelétrica da mineradora e consiste de um corpo subvulcânico de geometria semicircular posicionado ao longo da estrutra denominada Braquissinclinal de Pitinga. A ampla variedade litológica e textural das rochas aflorantes na seção-tipo permitiu Silva Jr. (1992) identificar termos diferenciados como quartzo sienitos e feldspato alcalino sienitos. Os litotipos abordados nesse trabalho afloram a sudoeste da seção-tipo (Fig. 1) e são constituídos essencialmente por gabros e dioritos.

Veiga Jr. *et al.* (1979) correlacionam a Formação Quarenta Ilhas com o magmatismo toleítico Avanavero na porção central do Escudo das Guianas. Determinacões isotópicas U-Pb SHRIMP em badeleíta e zircão fornecem idades de 1787±14 Ma, 1782±3 Ma, 1786±5 Ma, 1778±12 Ma para rochas toleíticas correlacionadas com o magmatismo Avanavero no estado de Roraima e Guiana (Norcross *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2003). Diques e *sills* de gabros e doleritos toleíticos aflorantes na região de Tapajós fornecem idade de 1780±7 Ma (Santos *et al.*, 2002) e estão agrupados sob a denominação de Dolerito Crepori. Santos *et al.* (2002) sugerem que as rochas básicas com afinidade toleítica e idades em torno de 1,78 Ga e agrupadas nas unidades Avanavero, Quarenta Ilhas e Crepori, pertencentes a um mesmo evento ao qual denomiam Magmatismo Crepori e relacionadas aos processos de fragmentacão do Supercontinente Atlântica.

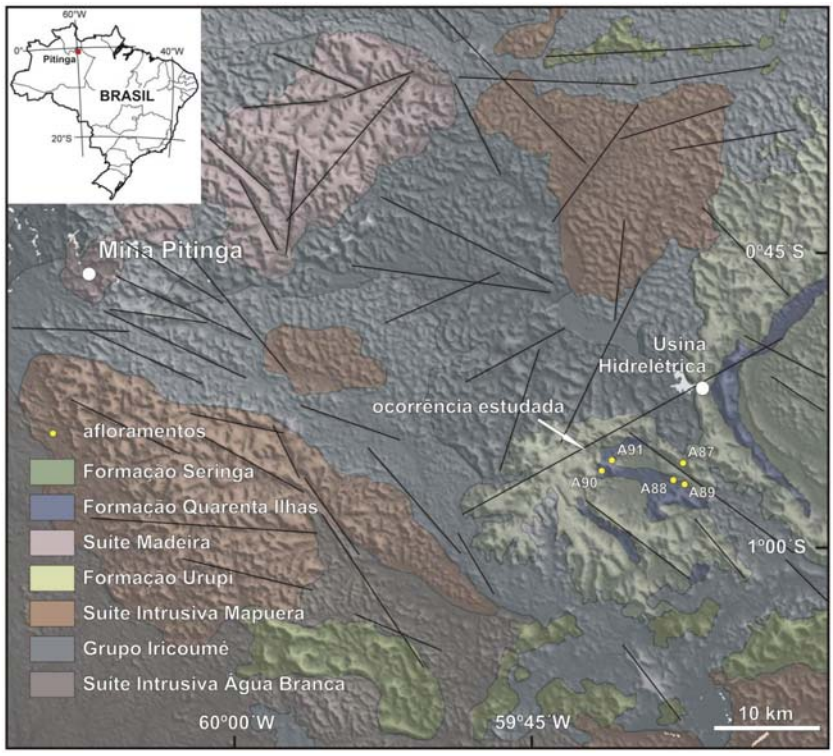


Figura 1 – Mapa geológico da região de Pitinga (modificado de Ferron *et al.*, 2006).

2. Petrografia

Os gabros, diabásios e dioritos possuem textura fanerítica fina a média e são constituídos dominantemente por plagioclásio prismático freqüentemente zonado, clinopiroxênio euédrico a subédrico e minerais opacos (Fig. 2a,b,c). A orientação preferencial do plagioclásio pode ser observada localmente e sugere a atuação de processos de acumulação de cristais por fluxo magmático (Fig. 2d). O clinopiroxênio ocorre subordinadamente sob forma intersticial (Fig. 2e) e, juntamente com quartzo, constituem as fases tardias da cristalização. Os minerais secundários são pouco abundantes e consistem de micas brancas, clorita substituindo piroxênio e titanita como produto de alteração de minerais opacos. Os minerais opacos são constituídos dominantemente por óxidos de Fe-Ti euédricos e pirita. Freqüentemente se observa a presenca de duas fases de óxidos de Fe-Ti (Fig. 2g,h,i), com uma fase relativamente mais homogênea e de tonalidade mais escura inclusa em uma fase mais clara. As características petrográficas permitem sugerir a presença de fases pertencentes às séries ilmenita-hematita e magnetita-ulvoespinélio. Pirita ocorre como grãos subédricos a anédricos e apatita, fase acessória mais abundante, ocorre como prismas euédricos com tendência acicular.

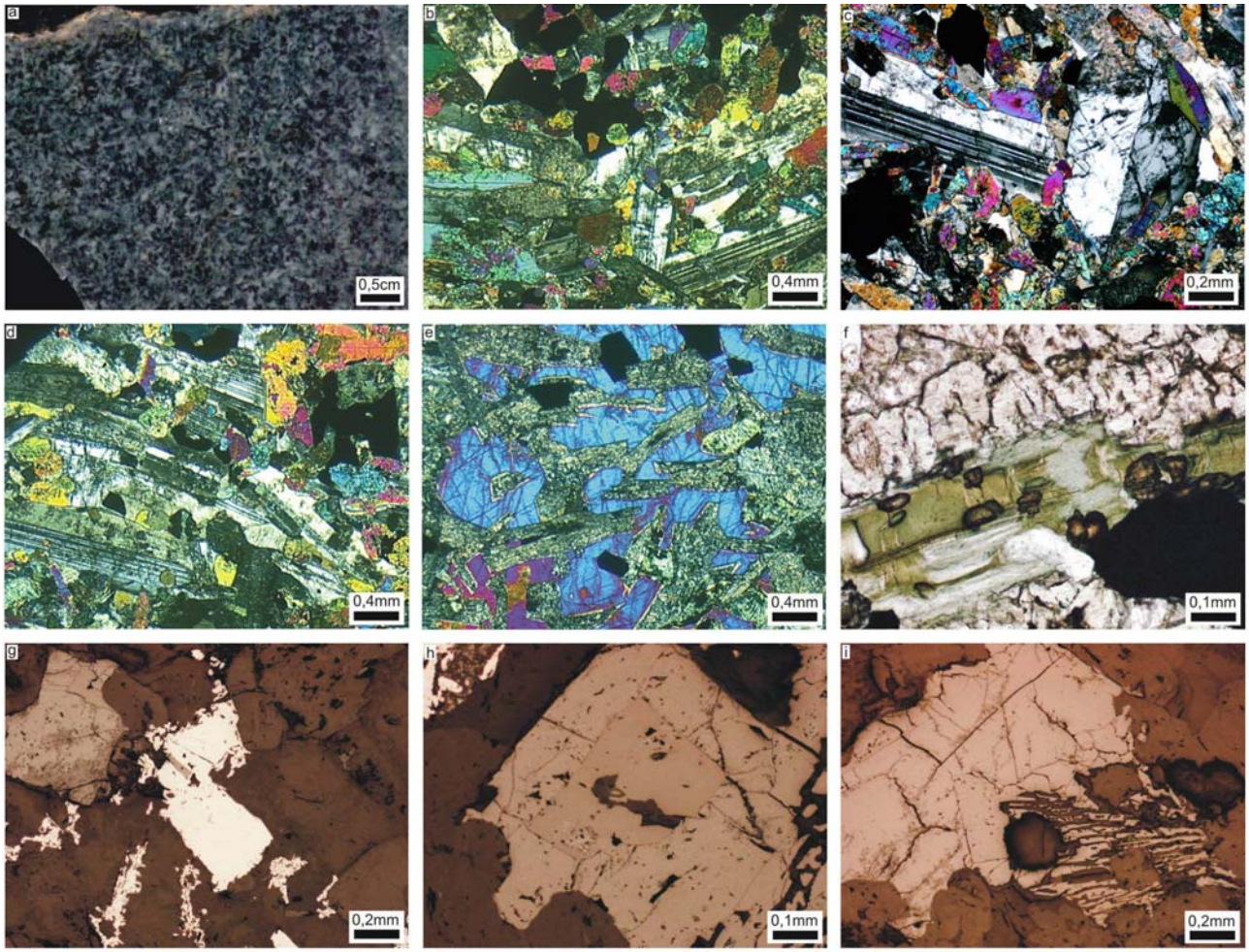


Figura 2 – Aspectos petrográficos das rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga. a) amostra de mão de gabro fanerítico fino a médio; b) aspecto micrográfico de gabro fanerítico fino; c) plagioclásio e clinopiroxênio euédricos d) feições cumuláticas dos cristais de plagioclásio; e) clinopiroxênio tardio; f) clorita, titanita e mineral opaco; g) pirita e óxidos de Fe-Ti; h) ilmenita inclusa em titanomagnetita; i) óxidos de Fe-Ti parcialmente substituídos por titanita.

3. Litoquímica

Os dados litoquímicos (Tab. 1), quando recalculados para base anidra, indicam conteúdos de sílica entre 44,49 e 49,84%, ocupando preferencialmente o campo dos basaltos no diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986) e subordinadamente o campo dos traquibasaltos e picrobasaltos. No diagrama de Winchester & Floyd (1979) são classificados como basaltos de afinidade subalcalina (Fig. 3a). O caráter toleítico dos basaltos é sugerido no diagrama AFM (Fig. 3b) e pelas altas razões Y/Nb (em torno de 10) conforme sugerido por Pearce & Cann (1973). Caracterizam-se por altos conteúdos de TiO_2 (>2,0% peso), baixo Mg# (entre 22,96 e 29,35), com K_2O variando de 0,53 a 2,1%, CaO entre 6,77% e 11,17%, e P_2O_5 entre 0,24% e 0,51%. Esses conteúdos se aproximam aos de toleítos (intermediário TiO_2: 2-3%) de províncias basálticas continentais (Piccirillo *et al.*, 1988) e daqueles identificados por Floyd (1991) para basaltos de afinidade toleítica e basaltos relacionados a fontes do tipo OIB. Quartzo normativo ocorre na maioria das amostras com valores em torno de 4% e hiperstênio normativo de ~6%. Olivina ocorre subordinadamente como mineral normativo (~1%) e, nesses casos, os valores de hiperstênio atingem 14%.

O padrão de distribuição de elementos traços também indica afinidade com magmas toleíticos e OIB, com exceção das anomalias negativas de Nb e Ta, e dos conteúdos relativamente baixos de Zr e ETRL (Fig. 4a). A razão $(La/Yb)_N$ com valores próximos a 3 é similar a de toleítos havaianos enquanto razoes Zr/Nb em torno de 30 e Th/La com valores médios igual a 0,1 sugerem afinidade com magmas do tipo MORB. As razões Ti/V variam de 23 a 41 e são compatíveis com aquelas sugeridas por Shervais (1982) para basaltos de províncias continentais ou de cordilheira mesoceânica. Os conteúdos de ETR se assemelham aos de magmas tipo OIB com enriquecimento relativo de ETRP e empobrecimento de ETRL, no entanto o padrao de distribuição de ETR é similar ao de magmas do tipo E-MORB (Fig. 4b) diferenciando-se pelos conteúdos relativamente mais altos. As razões La/Nb indicam valores médios em torno de 4,7 e La/Ta variam entre 62,97 e 76,0. Fitton *et al.* (1988) e Leat *et al.* (1988) sugerem que magmas com altas razões

La/Nb (>1,5) e La/Ta (>22) podem estar relacionados a fontes de manto litosférico subcontinental. Thompson & Morrinson (1988) sugerem que basaltos toleíticos com baixos conteúdos de Nb e Ta em relacao aos ETRL podem representar participacão de manto litosférico afetado por subducção ou manto astenosférico enriquecido, previamente submetido a baixos graus de fusão.

Tabela 1. Dados litoquímicos das rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga.

	A87b	A88a	A89a	A90a	A91a		A87b	A88a	A89a	A90a	A91a
	% peso	% peso	% peso	% peso	% peso		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
SiO_2*	46,54	47,24	44,49	47,56	45,20	**Ta**	0,26	0,20	0,16	0,37	0,20
TiO_2	2,13	2,51	2,74	2,91	2,23	**Sr**	433	307	276	384	436
Al_2O_3	15,96	12,16	11,54	12,24	15,52	**Zr**	106	104	76	152	86
$Fe_2O_3^t$	16,48	17,31	20,23	18,57	18,40	**Y**	35,1	36,8	32,2	50,5	29,7
MnO	0,27	0,26	0,25	0,29	0,26						
MgO	6,16	6,11	6,55	4,98	6,81	**La**	17,6	15,2	11,9	23,3	14,7
CaO	6,96	10,80	11,17	8,78	6,77	**Ce**	40,8	35,9	28,3	53,8	33,8
Na_2O	2,95	2,63	2,24	3,12	3,16	**Pr**	5,28	4,80	3,84	7,12	4,41
K_2O	2,16	0,66	0,54	1,03	1,34	**Nd**	24,2	22,7	18,5	32,9	20,3
P_2O_5	0,39	0,32	0,24	0,53	0,31	**Sm**	5,89	5,89	4,95	8,34	4,92
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	**Eu**	2,49	2,28	1,92	3,05	1,93
P.F.	1,54	1,52	1,14	1,73	3,12	**Gd**	6,11	6,32	5,28	8,63	5,11
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	**Tb**	1,05	1,14	0,96	1,53	0,89
Cs	2,7	1,3	0,9	2,6	1,6	**Dy**	6,3	6,91	5,89	9,31	5,41
Ba	2076	416	293	685	739	**Ho**	1,25	1,35	1,15	1,82	1,06
Rb	101	17	14	31	40	**Er**	3,55	3,86	3,28	5,20	3,08
Th	1,66	1,45	1,08	2,31	1,31	**Tm**	0,519	0,568	0,480	0,762	0,445
U	0,45	0,41	0,31	0,63	0,37	**Yb**	3,34	3,62	3,01	4,81	2,88
Nb	3,9	3,1	2,4	4,9	3,1	**Lu**	0,493	0,527	0,450	0,723	0,430

* - elementos maiores recalculados para base anidra; P.F. = perda ao fogo.

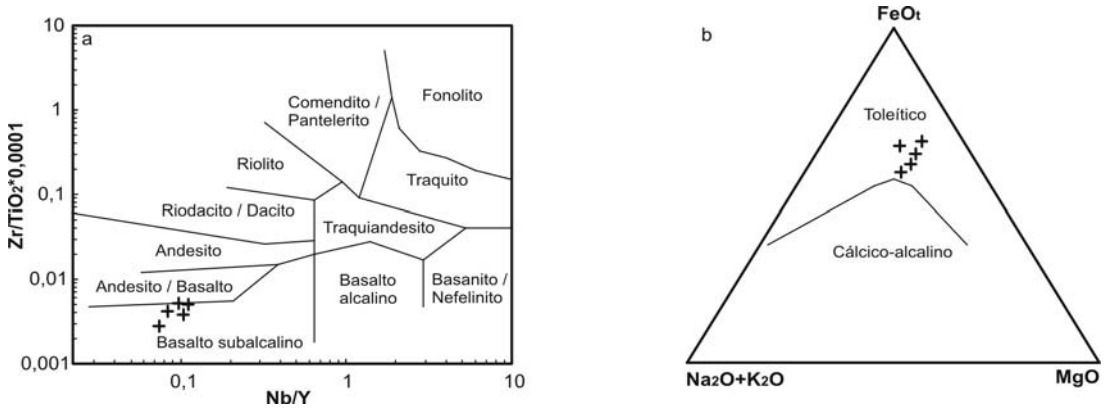


Figura 3 – Diagramas classificatórios para as rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas. a) Diagrama de Winchester & Floyd (1977), b) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971).

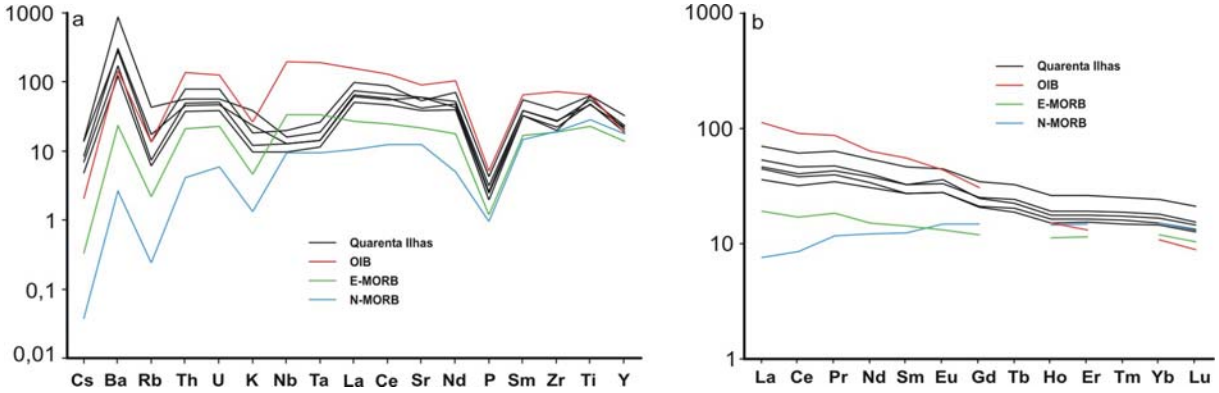


Figura 4 – Diagramas multielementos das rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas. Os valores de basaltos do tipo OIB, E-MORB e N-MORB foram compilados de Sun & McDonough (1989). a) elementos traços normalizados segundo o padrao condrítico C1 de Sun & McDonough (1989), b) elementos terras raras normalizados segundo o padrão condrítico de Haskin *et al.* (1962).

4. Consideracoes Finais

Os litotipos da Formação Quarenta Ilhas, na ocorrência estudada, variam texturalmente de gabros faneríticos finos a diabásios com afinidade litoquímica compatível com basaltos toleíticos continentais. Os conteúdos relativamente altos de elementos de grande raio iônico (LILE) como K, Rb e Ba, e ETRL aliados aos baixos conteúdos de elementos incompatíveis como Nb, Ta e Zr sugerem a participação de fontes litosféricas subcontinentais ou de fontes astenosféricas enriquecidas em elementos tracos (tipo-OIB) e previamente submetidas a baixos graus de fusao.

Rochas basálticas toleíticas ocorrem preferencialmente em ambientes intraplaca associados a ilhas oceânicas ou a provincias intracontinentais. No Distrito Mineiro de Pitinga a Formação Quarenta Ilhas intrude a seqüência sedimentar da Formação Urupi e os vulcanitos do Grupo Iricoumé. A expressiva ocorrência de estruturas regionais dominantemente circulares típicas de ambientes extensionais condiciona o posicionamento dos corpos subvulcânicos. A Formação Quarenta Ilhas consiste de um magmatismo toleítico intracontinental posicionado no paleoproterozóico durante um período marcadamente anorogênico no Cráton Amazônico.

5. Agradecimentos

Ao CNPq pelo suporte financeiro através do projeto “Modelos genéticos e prospectivos do Distrito Mineiro de Pitinga – AM” (Proc. n°. 505894/2004-0) e pela bolsa de doutorado do primeiro autor (Proc. n°. 505625/2004-0) e a CAPES pela bolsa de estágio de doutorado no exterior (Proc. n°. 1432/07-9).

6. Referências

FERRON, J. M. T. M., BASTOS NETO, A. C., LIMA, E. F., COSTI, H. T., MOURA, C. A. V., PRADO. M., PIEROSAN, R., GALAZARA, M. A. 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. Revista Brasileira de Geociências, submetido.

FITTON, J. G., JAMES, D., KEMPTON, P. D., ORMEROD, D. S., LEEMAN, W. P. 1988. The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States. In: COX, K. G. & MENZIES, M. A. (eds.). Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences. Journal of Petrology – Special Volume. p. 109-138.

FLOYD, P. A. 1991. Oceanic island and seamounts. In: Floyd, P. A. (ed.). Oceanic Basalts. Blackie and Son Ltd. pp. 174-218.

HALLS, H. C., CAMPAL, N., DAVIS, D. W., BOSSI, J. 2001. Magnetic studies and U-Pb geochronology of the Uruguayan dike swarm, La Plata craton, Uruguay: paleomagnetic and economic implications. Journal of South American Earth Sciences, 14: 349-361.

HASKIN, L. A., HASKIN, M. A., FREY, F. A., WILDEMAN, T. R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of Rare Earths. In: AHRENS, L. H. (ed.) Origin and Distribution of Elements. Oxford: Pergamon. 1:889-911.

IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Science, 8:523-548.

Le BAS, M.J., Le MAITRE , R.W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., 1986; A Chemical Classification of Volcanic Rocks based on the Total-Alkali-Silica Diagram; Journ. of Petrol., Vol. : 27, 745-750.

LEAT, P. T., THOMPSON, R. N., MORRISON, M. A., HEMDRY, G. L., DICKIN, A. P. 1988. Compositionally-diverse Miocene-Recent rift-related magmatism in northwest Colorado: partial melting, and mixing of mafic magmas from 3 different asthenospheric and lithospheric mantle sources. In: COX, K. G. & MENZIES, M. A. (eds.). Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences. Journal of Petrology – Special Volume. p. 109-138.

NORCROSS, C. E., DAVIS, D. W., SPOONER, E. T. C., RUST, A. 2000. U-Pb and Pb-Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guyana Shield. Precambrian Research, 102: 69-86.

PEARCE, J. A. & CANN, J. R. 1973. Tectonic settings of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19: 290-300.

SANTOS, J. O. S., POTTER, P. E., REIS, N. J., HARTMANN, L. A., FLETCHER, I. R., McNAUGHTON, N. J. 2003. Age, source and stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. Geological Society of America Bulletin. 115(3): 331-348.

SANTOS, J. O. S., HARTMANN, L. A., McNAUGHTON, N. J., FLETCHER, I. R. 2002. Timming of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. Journal of South America Earth Science, 15: 409-429.

SHERVAIS, J. W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters, 59:101-118.

SILVA Jr., R. O. 1992. Estudo petrográfico de rochas hipoabissais da Formação Quarenta Ilhas – Região de Pitinga – AM. Trabalho de conclusão de curso. Belém, Departamento de Geologia, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 38p.

SUN, S. S. & McDONOUGH, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (eds). Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London, London. p. 313-345.

TEIXEIRA, W., RENNE, P. R., BOSSI, J., CAMPAL, N., D'AGRELL FILHO, M. S. 1999. 40Ar-39Ar and Rb-Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de La Plata craton and implications for the Proterozoic intraplate activity in western Gondwana. Precambrian Research, 93: 153-180.

THOMPSON, R. N. & MORRISON, M. A. 1988. Asthenospheric and lower-lithospheric mantle contributions to continental extension magmatism: an example from British Tertiary Province. Chemical Geology, 68: 1-15.

VEIGA Jr., J. P., NUNES, A. C. B., FERNANDES, A. S., AMARAL, J. E., PESSOA, M. R., CRUZ, S. A. S. 1979. Projeto Sulfetos de Uatumã. Relatório Final, Manaus, DNPM/CPRM, 7 v.

WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20: 325-343.

Revista Pesquisas em Geociências, 34 (1): 77-90, 2007
ISSN 1807 -9806

Instituto de Geociências, UFRGS
Porto Alegre, RS - Brasil

Caracterização Petrográfica e Geoquímica da Parte Leste do Granito Europa, Distrito Mineiro de Pitinga, AM

MAURÍCIO PRADO [1,2], JOSÉ TADEU MAXIMINO MIRRAS FERRON [1,2], EVANDRO FERNANDES DE LIMA [3], ARTUR CEZAR BASTOS NETO [3], VITOR PAULO PEREIRA [3], ORLANDO RENATO RIGON MINUZZI [2], RONALDO PIEROSAN [2]

1. Mineração Taboca S.A, Vila Pitinga, Presidente Figueiredo, AM, CEP 69735000
2. Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Caixa Postal 15001, CEP 91501 970, Porto Alegre,RS.
3. Instituto de Geociências,Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Caixa Postal 15001, CEP 91501 970,Porto Alegre,RS.

(Recebido em 05/06. Aceito para publicação em 04/07)

Abstract - The important mineral deposits of the Pitinga Mine, in the Amazonian region are related to A-type granites intruded in the Iricoumé Group. The Europa granite is one of these A-type rocks, intruded in the Iricoumé Group, which is represented by subaerial vulcanoclastic rocks (crystal-rich ignimbrites, thin massive tuffs and siltic tufaceous arenites) and minor hipabissal rhyolites. The volcanic rocks were probably generated in a caldera environment. The Europa granite is an alkali-feldspar peralkaline granite (*hipersolvus*) without genetic relationship with to the volcanic rocks of the Iricoumé Group, but it could have been generated during the resurgence stages. The petrographic and geochemical data attest that fractional crystallization process was the principal mechanism during the crystallization, which led to the generation of two different granitic facies. The Nb soil anomalies overprinted on the more differentiated facies are related to the astrophillite weathering.

Keywords -Europa granite, Pitinga mine, niobium, A-type granite.

INTRODUÇÃO

A cassiterita aluvionar do distrito mineiro de Pitinga (Fig. 1) foi descoberta pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) em 1979 (Veiga Jr. *et al*., 1979). Pouco depois, foi iniciada a sua exploração pela Mineração Taboca S.A. que, no final dos anos 80, descobriu o minério primário associado aos granitos Madeira e Água Boa (Fig. 2). No primeiro, ocorre um depósito de cassiterita de classe mundial (195 Mt) contendo Nb, Ta e criolita como co-produtos.

Diante da eminente exaustão das reservas aluvionares, a produção mineral no distrito voltou-se para o minério primário. Paralelamente, a pesquisa mineral foi redirecionada para outros corpos graníticos do distrito, implicando na realização de diversos estudos almejando uma melhor compreensão do arcabouço geológico regional, tendo como objetivo final a avaliação do potencial prospectivo na escala do distrito mineiro.

O mapa geológico regional (Fig. 2) foi elaborado a partir de um mapa geológico preliminar (Bastos Neto *et al.,* 2005), obtido por técnicas de sensoriamento remoto (Ferron *et al*., 2002). A distribuição do Grupo Iricoumé na área coincide com a descrição de Veiga Jr. *et al.* (1979), sendo os granitos Madeira e Água Boa alongados na direção NE-SW e formam, juntamente com o granito Pedreira, corpos irregulares como os granitos Simão e Bom Futuro, diferindo do granito Europa que possui uma forma circular.

Estudos realizados no granito Europa permitiram a caracterização petrográfica e geoquímica além de uma investigação preliminar sobre a origem das anomalias de Nb e Ta, originalmente encontradas no solo em antigas campanhas de prospecção. Foi possível relacionar estas anomalias à presença (e alteração) de um mineral relativamente raro, a astrofilita. Resultados importantes também foram obtidos na rocha encaixante (Grupo Iricoumé), onde foram reconhecidas rochas efusivas ácidas e rochas vulcanossedimentares, formadas em ambiente subaéreo e subdivididas em quatro grupos. Nos demais locais de estudo, a associação espacial de rochas do Grupo Iricoumé, como as aqui descritas, com corpos graníticos epizonais (Suíte Intrusiva Mapuera), sugere a existência de um ambiente de caldeira na região ((Pierosan *et al.*, 2004; Ferron 2005, Bastos Neto *et al*., 2005).

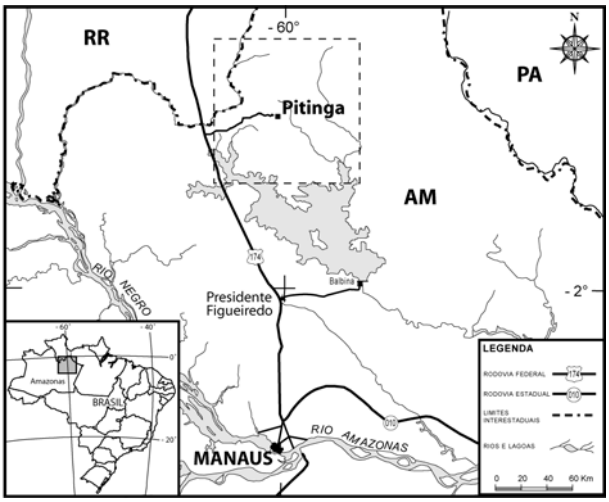


Figura 1 - Mapa de localização do distrito mineiro de Pitinga.

GEOLOGIA REGIONAL

A área de Pitinga localiza-se na porção sul do Escudo das Güianas, que faz parte do Cráton Amazônico, uma das maiores áreas cratônicas do mundo, com aproximadamente 430.000 km^2.

O Complexo Guianense ocorre na parte oeste da área, fora dos limites da mina Pitinga. Trata-se de granitóides isótropos, gnaisses, granulitos e milonitos derivados de rochas graníticas com idades provavelmente mais antigas ou próximas a 2.000 Ma (Dall'Agnol *et al*., 2003).

A Suíte Intrusiva Água Branca é composta por granitóides calcio-alcalinos metaluminosos a fracamente peraluminosos, com composições monzograníticas a granodioríticas, que têm características geoquímicas e petrográficas similares às dos granitóides do tipo I. São tardi ou pós-tectônicos, têm idade Rb/Sr de 1.951 Ma (Santos & Reis Neto 1982) a 1910 ± 47 Ma (Jorge João *et al*., 1985).

O Grupo Iricoumé, pertencente ao Supergrupo Uatumã, é a unidade geológica com maior distribuição areal no distrito de Pitinga, onde foram descritas lavas e rochas piroclásticas ácidas com composições predominantemente riolíticas a quartzo-traquíticas e raros riodacitos ou dacitos (Costi *et al*., 2000). Estes autores obtiveram idade ^{207}Pb-^{206}Pb em zircão de 1.888 ± 3 Ma para uma amostra de riolito desta unidade.

O termo Suíte Intrusiva Mapuera (Araújo Neto & Moreira 1976) foi empregado para designar os equivalentes plutônicos do Supergrupo Uatumã. Veiga Jr. *et al*. (1979) agruparam nesta suíte todos os granitóides genericamente considerados como anorogênicos do tipo A, que ocorrem na parte sul do Escudo das Guianas. No distrito de Pitinga (Ferron 2005), ocorrem 5 corpos desta suíte, correspondendo a sienogranitos e subordinadamente monzogranitos isótropos, e que apresentam características mineralógicas e químicas e idades similares àquelas das rochas do Grupo Iricoumé.

A Formação Urupi ocorre na parte leste da área. Segundo Veiga *et al.* (1979), compreende uma seqüência de sedimentos flúvio-eólicos continentais e piroclásticas. Predominam quartzo-arenitos, arcóseos e subordinadamente argilitos e siltitos.

A Suíte Madeira (Costi *et al*., 2000) é composta três corpos graníticos: 1) **granito Madeira** constituído pelas fácies anfibólio-biotita sienogranito, biotita-feldspato alcalino granito, albita granito e feldspato alcalino granito hipersolvus porfirítico; 2) **granito Água Boa** constituído pelas fácies anfibólio-biotita sienogranito, biotita sienogranito porfirítico, biotita feldspato alcalino granito de caráter hipersolvus e topázio granito porfirítico e, 3) **granito Europa** De acordo com relatórios Mineração Taboca S.A este último litotipo identificado por fotografia aérea, foi originalmente definido como um batólito de natureza peralcalina, no quaal foi realizada amostragem de solo, sedimento de corrente e rocha. Nos anos de 1993, 1996 e 2001 foram realizadas campanhas de amostragem para adensamento da malha de solo, sendo possível delimitar locais com teores anômalos de Ta_2O_5 e Nb_2O_5.

Lenharo (1998) considera que o granito Europa provém da mesma fonte da fácies albita granito do granito Madeira, tendo em vista as semelhanças geoquímicas entre estes. Costi *et al*. (2000) referem-se a este granito como um corpo semicircular, equigranular médio, *hipersolvus*, cujo mineral máfico é um anfibólio alcalino (arfvedsonita ou riebeckita) com uma idade ^{207}Pb-^{206}Pb em zircão em torno de 1.829 Ma.

A Formação Quarenta Ilhas (Veiga Jr. *et al*., 1979) é constituída por diabásios, gabros e diferenciados (monzo-gabros, monzo-dioritos, quartzo-monzonitos e alasquitos) intrusivos na Formação Urupi. Segundo Montalvão (1975), estas rochas preenchem falhas anelares provenientes do colapso de caldeira. Santos *et al*. (2002) obtiveram uma idade U-Pb em badeleita de 1780 ± 3 Ma. A Formação Seringa representa o último evento ígneo na região. É composta por basaltos alcalinos, que apresentam idades K-Ar em hornblenda de 1079 ± 18 (Veiga

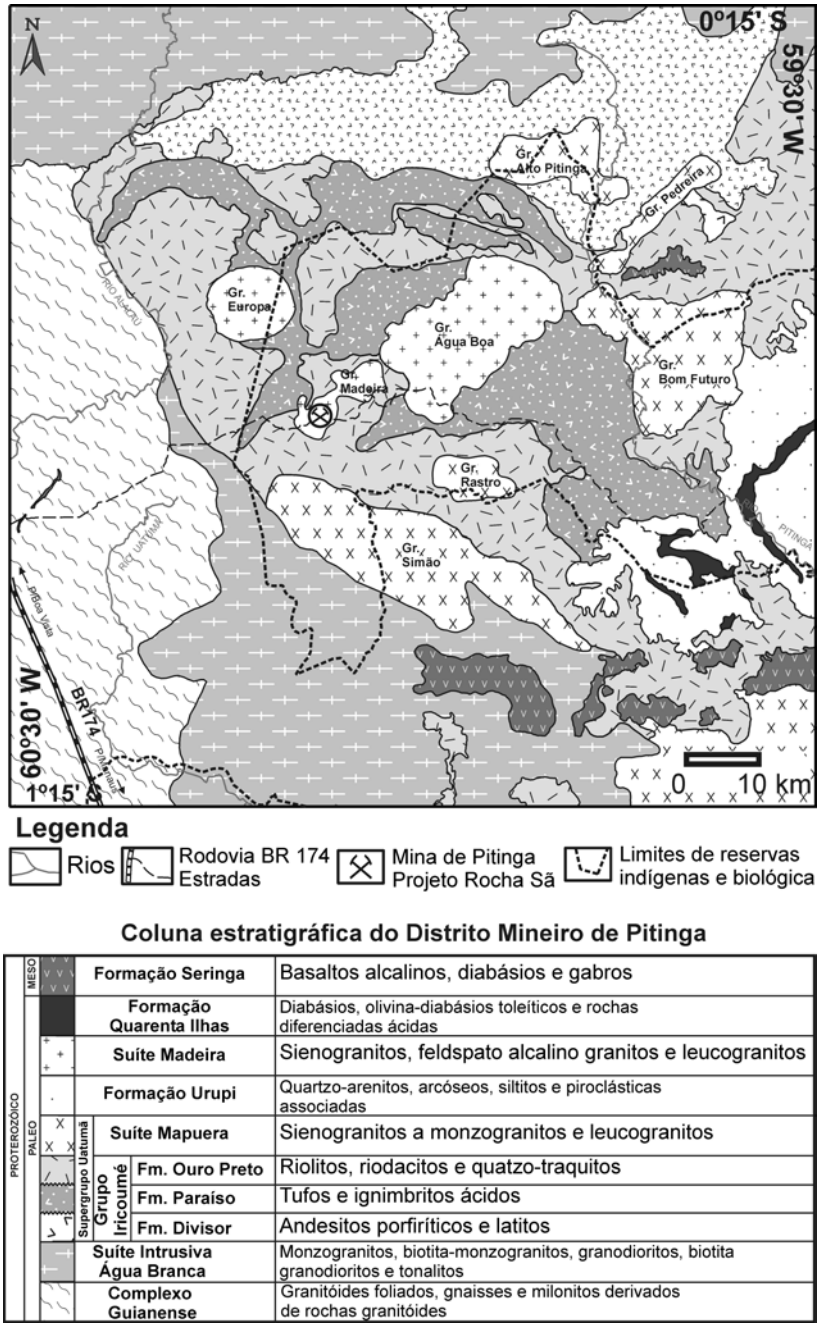


Figura 2 - Mapa geológico Regional do distrito mineiro de Pitinga (Ferron, 2005).

Jr.*et al*., 1979).

GEOLOGIA DA ÁREA

A figura 3 ilustra a distribuição das fácies do granito Europa e dos litotipos do Grupo Iricoumé.

As análises petrográficas macroscópica e microscópica das amostras do Grupo Iricoumé possibilitaram separar quatro unidades:

Ignimbritos - Estas rochas têm como característica macroscópica principal a abundância de fragmentos de cristais (Fig 4a), que mantém, em alguns casos, uma morfolgia subédrica a euédrica. A presença de bordas corroídas em quartzo e a reabsorção de felspatos são as principais feições indicativas de depósitos piroclástico de fluxo, que mantiveram parcialmente temperaturas elevadas. Os fragmentos de cristais estão envolvidos por uma matriz constituída predominantemente por púmices e por raros litoclastos. As fases feldspato alcalino e quartzo são predominantes, com conteúdos subordinados de pla-

giocásio, além de litoclastos conatos de riolitos. As fases acessórias presentes são zircão e apatita. A presença de púmices achatados é responsável pela geração de *fiamme*, cuja orientação gera uma incipiente textura eutaxítica.

Tufos finos de queda- Os tufos ocorrem em estreita associação espacial com os ignimbritos. Esses são maciços, com raras estruturas planares, constituídos essencialmente por cinzas finas, com uma expressiva regularidade granulométrica (Fig. 4b). Ao microscópio predomina uma composição quartzo-feldspática, observando-se, localizadamente, fraturas perlíticas parcialmente preservadas. As características das amostras sugerem um regime de queda, não sendo possível descartar uma relação com os depósitos de fluxo piroclástico. As alterações hidrotermais são representadas pela associação branca e epidoto**.**

Arenitos sílticos tufáceos - Em duas lâminas, foram identificadas características comuns em depóstios vulcanoclásticos ressedimentados, geradas por acumulações fragmentos piroclásticos deslocados e reorganizados que mantêm, em as condições texturais primárias (Fig. 4c), a reoroganização do depósito original gerou uma estratificação plano-paralela. Composicionalmente, esse litotipo é rico em quartzo e feldspato potássico, com conteúdos subordinados de plagioclásio. Estas fases possuem contornos irregulares, em geral com hábitos alongados, são envolvidas por uma matriz rica em cinza e púmices, localmente se observam concentrações de fragmentos de cristais. Os produtos de alteração identificados foram principalmente epidoto (pistacita e clinozoisita). As principais características das amostras são as preservações textural dos clastos, a homogeneidade composicional e a ausência de feições relacionadas à soldagem. Tais feições indicam imediato transporte sedimentar e deposição, provavelmente relacionada a depósitos gerados por fluxo de massa.

Riolitos hipabissais -Macroscopicamente, predomina a textura porfirítica com fenocristais de quartzo globulares e feldspato potássico subédricos a euédricos e raros plagioclásios envolvidos por uma matriz quatzo-feldspática microcristalina (Fig. 4d). Essa mesma textura é observada em lâmina delgada, confirmando o predomínio de fenocristais de quartzo e feldspato potássico, além de quantidades subordinadas de plagioclásio. Não foram observadas estruturas planares de fluxo e a distribuição dos grãos sugere fluxo turbulento. A composição mineralógica é equivalente à de sienogranitos. Adicionalmente, foram identificados, em uma das amostras, xenólitos de rocha granítica com textura fanerítica. A matriz representa cerca de 65% da rocha e apresenta uma textura micropoiquíltica típica de desvitrificação ou de cristalização simultânea a de quartzo e feldspato. O quartzo freqüentemente possui golfos de corrosão sendo os contatos difusos entre os feldspatos e a matriz, sugerindo feições de desequilíbrio no final da cristalização. As fases acessórias são apatita e zircão, sendo epidoto, clorita, mica branca e minerais opacos os produtos de alteração identificados**.**

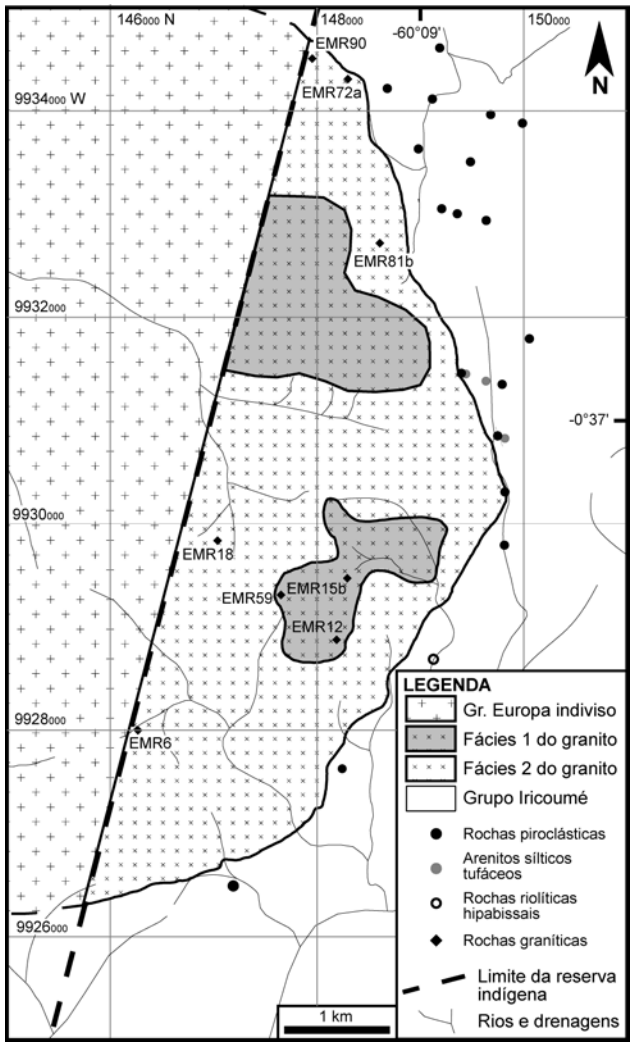


Figura 3 - Mapa geológico da parte leste do Granito Europa, com pontos de descrição das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé.

GRANITO EUROPA

O mapeamento do granito Europa permitiu identificar e delimitar as fácies 1 e 2 (Fig. 3). A fácies 1, predominante na área mapeada, tem textura

equigranular média a grossa e cor cinza claro. A fácies 2 contrasta com a anterior pela cor vermelha intensa, pela textura grossa e pelo menor conteúdo de máficos. A esta fácies superpõem-se as zonas com teores anômalos de Nb no solo.

A fácies 1 é um anfibólio alcalino pertita granito, com estrutura maciça e textura equigranular hipidiomórfica média a grossa. A mineralogia essencial é composta por feldspato alcalino e quartzo. Os minerais máficos são riebeckita e ferro-richterita e os acessórios são o zircão e a apatita. Os produtos de modificação *subsolidus* e hidrotermal são a albita e a biotita.

O feldspato alcalino pertítico é geralmente subédrico ,com hábito prismático curto e dimensão média de 5 mm atingindo até 7 mm, apresenta contatos intercristalinos retos a serrilhados. Nos prismas mais desenvolvidos, destaca-se a presença de maclas de Carlsbad. As pertitas são dos tipos *strings* e *rods* e em algumas amostras possuem composições compatíveis com às dos feldspatos alcalinos mesopertíticos. O intercrescimento de feldspatos pertíticos com quartzo amebóide define uma textura micrográfica. Nesta rocha também foram observados pequenos prismas de albita (0,5 mm de tamanho médio) com contatos retos a serrilhados, inclusos no feldspato pertítico e com crescimentos epitaxiais nas bordas.

O quartzo possui dimensões entre 2 e 6 mm, hábito arredondado e contatos lobados a serrilhados. Ocorre também como grãos menores (1mm) e geralmente incluso nos feldspatos. Nos grãos maiores observa-se forte extinção ondulante e inclusões de zircão e anfibólio acicular.

O anfibólio sódico é geralmente anédrico a subédrico, com hábito prismático curto e contatos predominatemente retos, também ocorre como aglomerados de microcristais (0,1mm na média) aciculares e radiados. O pleocroísmo azul a azul-esverdeado, aliado ao ângulo de extinção entre 2º e 5º, é compatível com as características óticas de arfvedsonita ou riebeckita. A astrofilita ocorre como mineral acessório na forma de grãos subédricos a euédricos, de aspecto lamelar, intersticiais tardios (Fig. 4e). A biotita ocorre mais freqüentemente substituindo parcialmente o anfibólio alcalino (Fig. 4f).

O zircão ocorre como prismas curtos euédricos a subédricos, com bordas retas a arredondadas e possui dimensões médias de 0,4 mm, sendo raramente maior do que 1 mm, freqüentemente zonado e possuindo halos metamícticos, por vezes bastante desenvolvidos. A apatita é geralmente anédrica, com hábito prismático curto e dimensão média de 0,5 mm com contatos retos a lobados. Outros acessórios, como alanita, ilmenita e astrofilita, são raros.

A ordem de cristalização na fácies 1 indica a estabilização precoce de zircão e apatita, seguida pela cristalização de feldspato potássico pertítico, em condições *hipersolvus*. A cristalização do quartzo é parcialmente contemporânea à dos feldspatos potássicos pertíticos e segue até o estágio final, quando cristaliza o anfibólio alcalino. O líquido final gerou albita no contato entre os grãos e bordas dos feldspatos potássicos pertíticos, constatando-se, também, a contemporaneidade da substituição parcial dos anfibólios por biotita possivelmente ligada a reações *subsolidus*.

A fácies 2 também é um anfibólio alcalino pertita granito com textura equigranular grossa. A mineralogia essencial é feldspato alcalino (pertita) e quartzo; o mineralmáfico é a riebeckita; os minerais acessórios são zircão e apatita e os minerais de alteração são albita, biotita e opacos.

O feldspato potássico pertítico é anédrico a subédrico, com hábito prismático curto, dimensões em torno de 6 mm e contatos lobados a serrilhados, formando *strings* e *rods* que atingem, em média, 30% de albita. Observa-se também textura micrográfica com formas arredondadas a vermiformes. Assim como na fácies 1, nos prismas de feldspato mais desenvolvidos nota-se a presença de maclas de Carlsbad. A coloração avermelhada em luz natural indica condições oxidantes durante os estágios finais de cristalização. Caracteristicamente, o feldspato potássico pertítico da fácies 2 altera para argilominerais (Fig. 4g).

O quartzo é geralmente anédrico, com forma arredondada e dimensão média de 5 mm, possuindo contatos lobados a serrilhados. Nos grãos mais desenvolvidos, observa-se intensa extinção ondulante e inclusões de zircão metamíctico.

A riebeckita ocorre geralmente como prismas curtos, com 4 mm de tamanho médio, sendo, em alguns casos, substituída por minerais opacos e biotita.

Na fácies 2 ocorrem prismas curtos de albita, que possuem dimensões entre 0,1 e 0,3 mm e contatos serrilhados nas bordas dos feldspatos potássicos pertíticos. Esta fácies pode conter até 3% de albita, que geralmente têm macla polissintética bem desenvolvida.

O zircão forma cristais prismáticos curtos euédricos, com dimensões de 0,1mm até 1,5mm e ocorre como grãos inclusos em cristais de quartzo e de feldspato potássico pertítico. Possui forte meta-

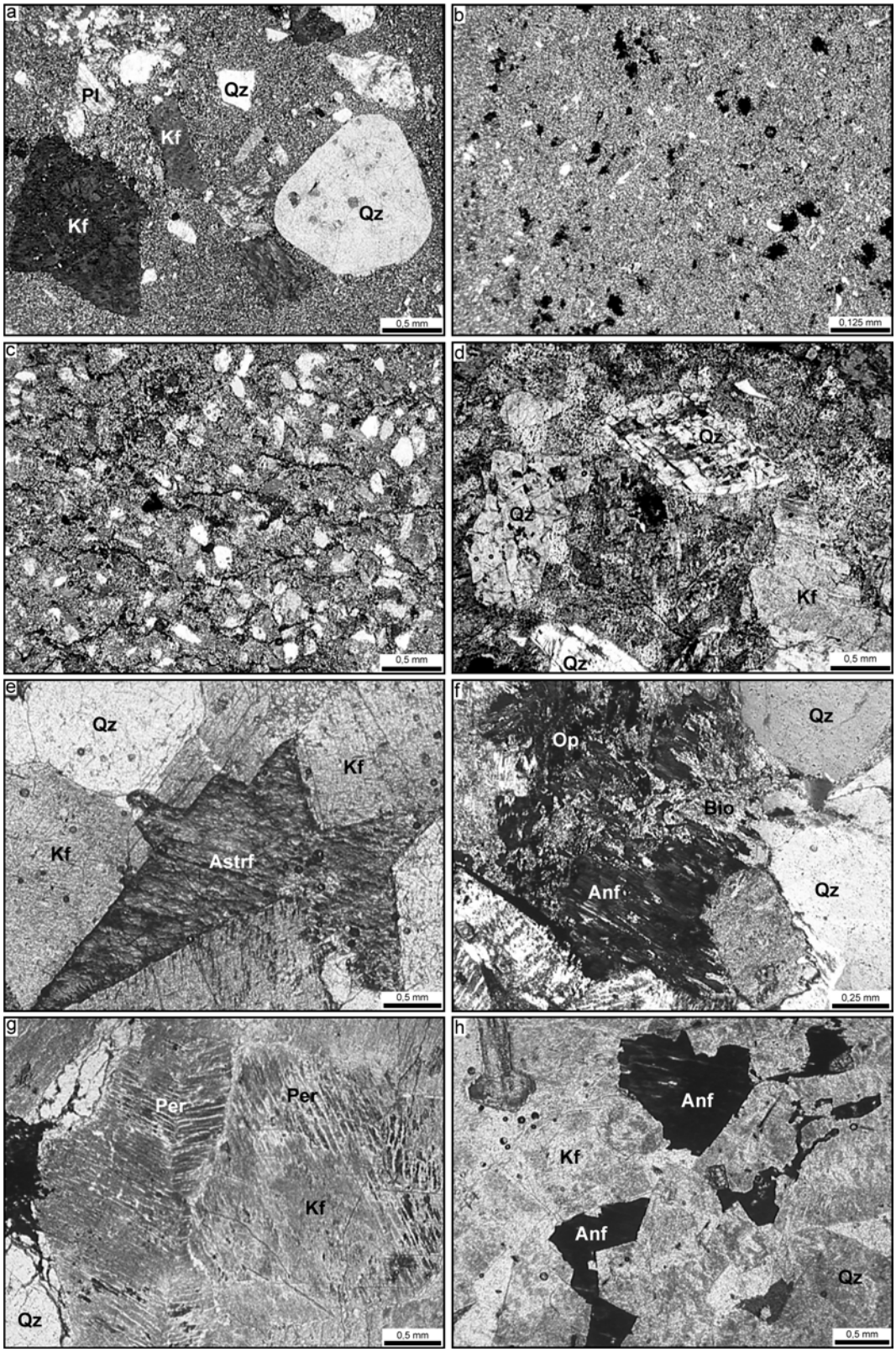


Figura 4 - Fotomicrografias mostrando aspectos texturais do Granito Europa e das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé ao seu entorno. (a) Ignimbritos ricos em cristais: fenocristais de quartzo, k-feldspato e plagioclásio com aspecto clástico envoltos por uma matriz quartzo-feldspática recristalizada, N.C. (b) Tufos finos de queda: possuem caracteristicamente uma regularidade granulométrica constituída predominantemente por shards desvitrificados, N.C. (c) Arenitos siltíticos tufáceos: a forma dos clastos evidência a imaturidade dessas rochas e uma sutil granoclassificação dos constituintes, N.C. (d) Riolitos hipabissais: destaque para as fraturas de resfriamento em cristaloclastos de quartzo e K-feldspato, N.C. (e) Grãos subédricos a euédricos de astrofilita, intersticiais N.P. (f) Biotita substituindo parcialmente o anfibólio alcalino, N.C. (g) Pertita da fácies 2 com alteração para argilominerais, LN. (h) Grãos tardios de anfibólio alcalino, N.P.

mictização, com halos escuros nas bordas dos prismas. A apatita ocorre inclusa em cristais de quartzo, possui tamanho em torno de 0,5 mm e os contatos são retos a lobados. Os minerais opacos ocorrem associados a minerais máficos, como grãos anédricos e arredondados (tamanho médio de 0,5 mm) e como pequenos prismas alongados (até 2mm), com contatos lobados a retos. Comparativamente possuem uma percentagem mais elevada de minerais acessórios, incluindo-se alanita, ilmenita e astrofilita, do que a fácies 1.

A cristalização iniciou com a formação dos minerais acessórios e com a estabilização de feldspato potássico pertítico, indicando o caráter *hipersolvus*. A cristalização do quartzo foi parcialmente contemporânea às destes feldspatos e seguiu até os estágios finais. O anfibólio alcalino é a única fase varietal e sua estabilização nos estágios finais (Fig. 4h) sugere uma afinidade peralcalina. A substituição parcial do anfibólio por biotita e opacos provavelmente foi gerada por reações no estado *subsolidus*.

GEOQUÍMICA

Nas campanhas pregressas de geoquímica de solo, foram observadas anomalias positivas de Nb_2O_5 e Ta_2O_5 com teores de até 700ppm e 500ppm, respectivamente. Esses teores são comparáveis com os encontrados em amostras de solo na fácies albita granito do granito Madeira, que é mineralizado em Nb_2O_5 e Ta_2O_5 sob a forma de pirocloro e columbita. As anomalias ocorrem em dois locais, predominantemente sobre a fácies 2 (Fig. 5).

Os resultados das análises químicas de oito lâminas do granito Europa realizadas no Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da UFRGS (elementos maiores) e na Lakefield Geosol (elementos traço e terras raras), pelo método de fluorescência de raios - X encontram-se na tabela 1. Os teores de SiO_2 são elevados, variando entre 72% e 78%. Os valores elevados de SiO_2 dificultam a classificação da rocha baseada apenas em parâmetros químicos. Além disso, os processos petrológicos

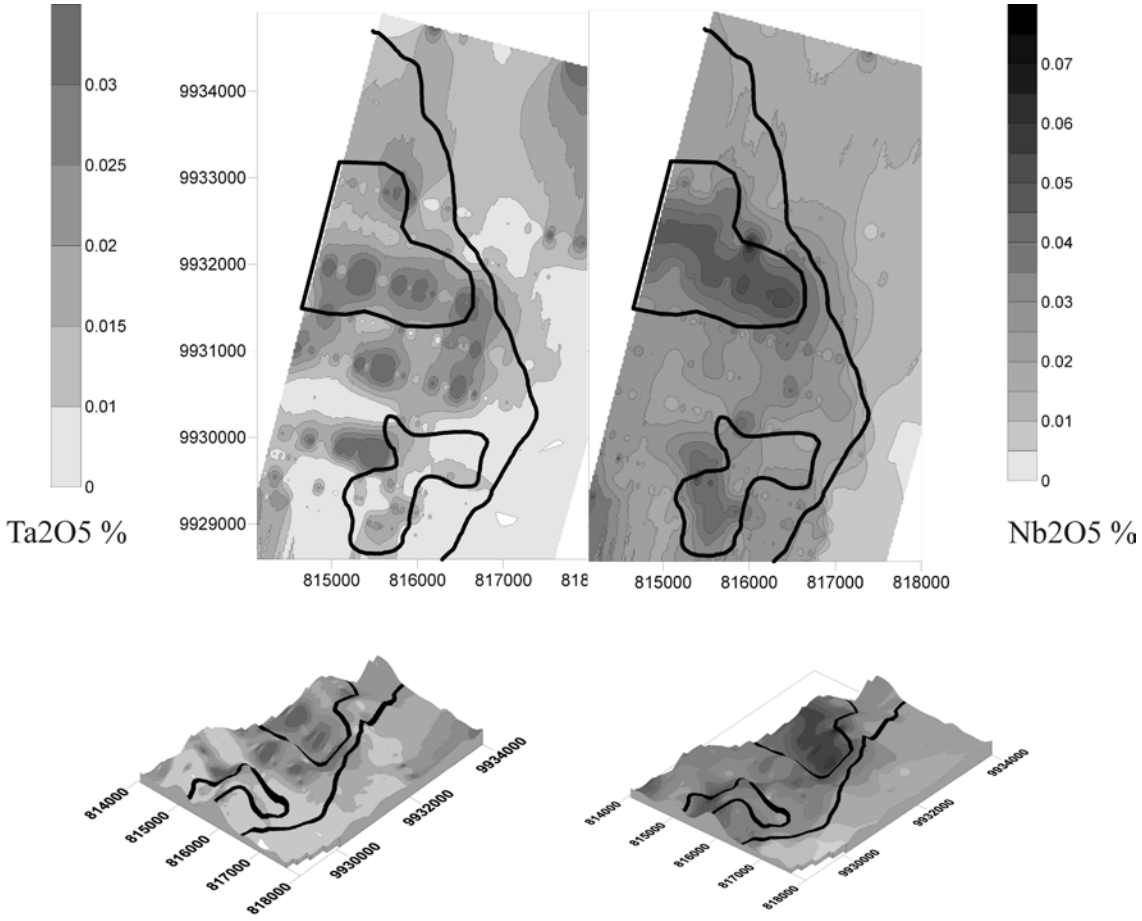


Figura 5 - Mapa de anomalias geoquímicas de Nb_2O_5 e Ta_2O_5 no solo.

e geoquímicos podem adquirir peculiaridades decorrentes da maximização do papel desempenhado por fatores como a atividade de fluidos, saturação dos líquidos em elementos incompatíveis, polimerização e outros (Naime e Nardi, 1991). Por isso, os dados de geoquímica foram correlacionados e comparados com as análises mineralógicas e com a petrografia. O diagrama R1/R2 (De La Roche, 1980) foi utilizado para a classificação química do granito Europa, com as amostras ocupando o campo do feldspato alcalino granito (Fig. 6).

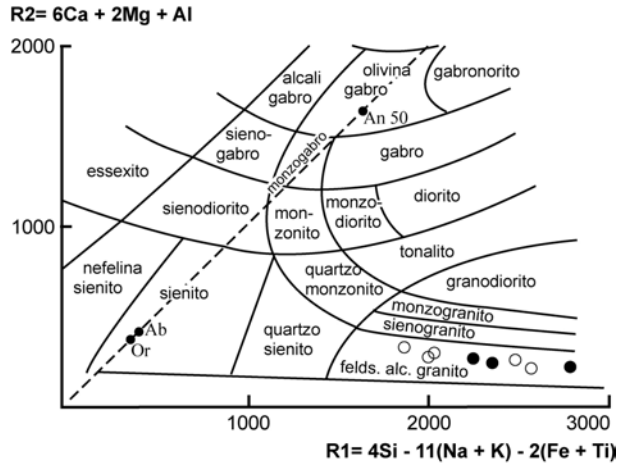


Figura 6 - Diagrama R1/R2 (De La Roche, 1980) utilizado na classificação do Granito Europa. Os círculos vazios são as amostras da fácies 1 e círculos cheios da fácies 2.

Nos diagramas de Harker para elementos maiores e traços (Fig.7) observa-se um padrão de distribuição bem definido, evidenciando que os altos conteúdos de SiO_2 funcionam, nesse caso, como bons índices de diferenciação. A correlação negativa entre os teores de SiO_2 e os de Al_2O_3, de Na_2O, K_2O e CaO indica a cristalização fracionada de feldspatos alcalinos (Fig. 7 a, b, c , d). No caso do K_2O ocorre uma dispersão maior, provavelmente devida à atuação de processos de alteração hidrotermal nos estágios finais, onde ocorre a cristalização de astrofilita e de biotita.

O conteúdo de FeO apresenta uma correlação negativa com o aumento da diferenciação (Fig. 7 e). As análises de Fe_2O_3 (Fig. 7 f) têm padrão de distribuição mais disperso, o que resulta do fracionamento de fases com Fe^{+2} nas porções menos diferenciadas e do aumento do Fe^{+3} nas porções mais diferenciadas. Essa distribuição dos teores de FeO deve estar relacionada com a ocorrência de ferro-richterita nas amostras menos diferenciadas e a presença de anfibólios tipicamente alcalinos, como a riebeckita, nas amostras mais diferenciadas, ambas acompanhadas, provavelmente por titanogmanetita. Outra evidência sugestiva do fracionamento de anfibólio sódico-cálcico é a correlação negativa dos teores de MnO com a diferenciação (Fig. 7 g).

O padrão de distribuição do TiO_2 tem correlação negativa com SiO_2, que pode ser explicada pela cristalização fracionada de titanogmanetita, (Fig. 7 h). Os conteúdos de P_2O_5 correlacionam-se negativamente com a diferenciação, exceto na amostra EMR 12, que possui teores mais elevados, provavelmente pela acumulação de apatita, o que poderá ser confirmado em estudos posteriores (Fig. 7 i). Os conteúdos de MgO são baixos e refletem uma evolução magmática que envolveu o fracionamento de silicatos máficos (Fig. 7 j). Os conteúdos de Rb mostram uma dispersão, refletindo possivelmente alterações tardi-magmáticas, enquanto Sr e Ba decrescem com a diferenciação(Fig. 7 k, l, m), padrões coerentes o fracionamento de apatita+ feldspato alcalino. O decréscimo acentuado nos teores de Y e Zr (Fig. 7 n , o) relaciona-se ao fracionamento de minerais acessórios como a alanita e o zircão.

As amostras da fácies 1 possuem composição desde peralcalinas até metaluminosas, enquanto as amostras da fácies 2 variam entre peralcalinas e peraluminosas, sendo estas as mais diferenciadas (Fig. 8). A redução acentuada no conteúdo de ETRL, enquanto que os ETRP permanecem com os teores praticamente constantes está provavelmente relacionada à maior presença de zircão e alanita em algumas amostras (Fig. 9). Por outro lado, em função dos elevados teores de F no granito Europa (Costi *et al*., 2000) pode-se aventar que o decréscimo dos ETRL esteja relacionado a complexação dos ETR e do Zr com aquele elemento.

No cálculo da norma CIPW (Tab. 1), destaca-se a presença de acmita normativa em algumas amostras, o que evidencia a natureza peralcalina deste granito. A razão Al_2O_3 x FeO_t, empregada para diferenciar rochas vulcânicas com afinidades comendíticas das panteleríticas, foi testada para as amostras do granito Europa com acmita normativa e estas ocuparam o campo equivalente ao vulcanitos comendíticos.

QUÍMICA MINERAL

Os resultados das análises químicas dos anfibólios são apresentados na tabela 2. A cristalização tardia desta fase favoreceu alterações de natureza tardimagmática. Análises selecionadas permitiram identificar e classificar as composições como riebeckita e ferrorichterita de acordo com o trabalho de

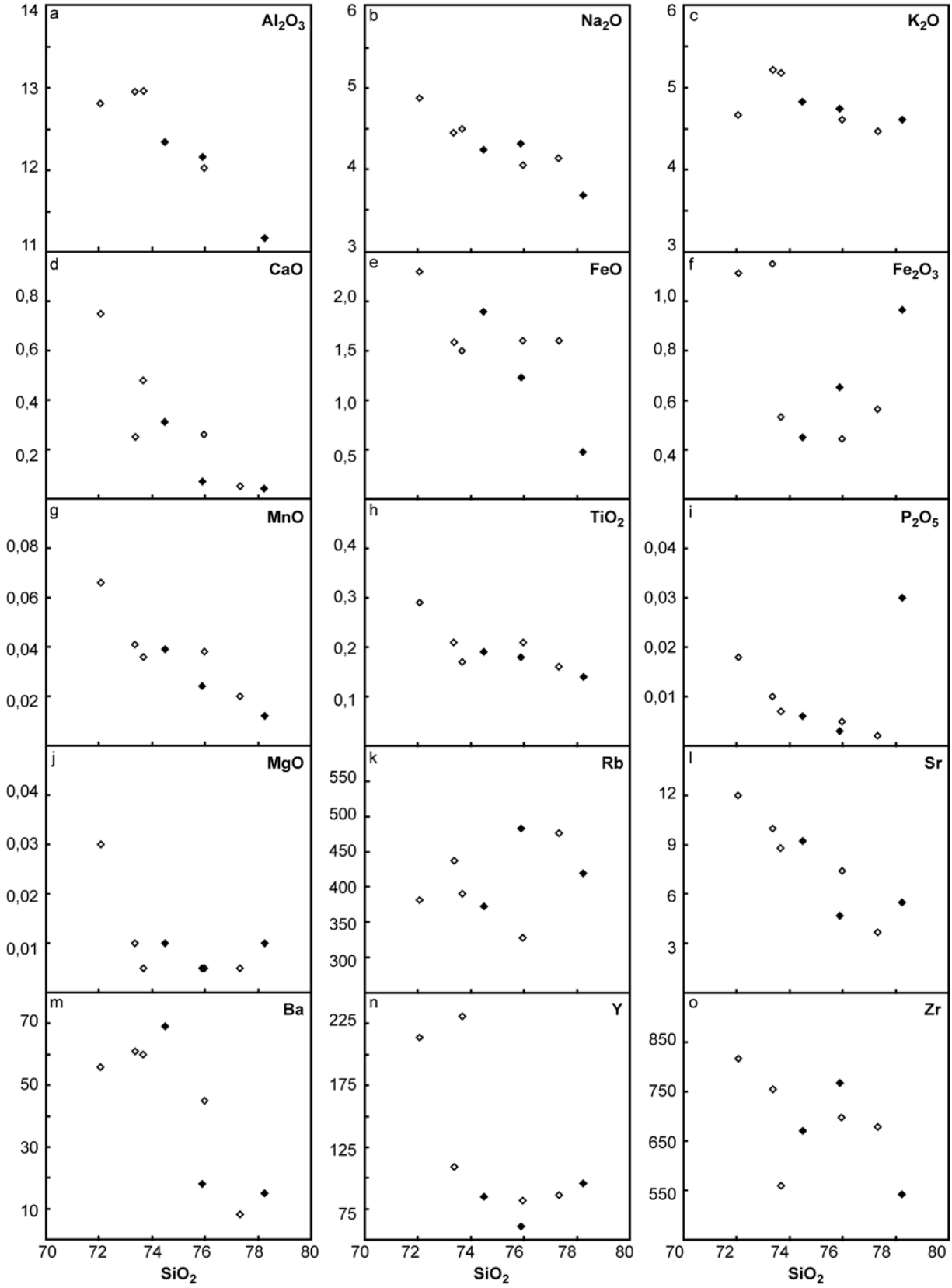


Figura 7 - Diagramas de Harker com as análises químicas de elementos maiores e traços do Granito Europa. Os elementos maiores estão representados em % peso e os elementos-traço em ppm. Os losangos vazios são as amostras da fácies 1 e os losangos cheios da fácies 2.

Leake *et al*. (1997). As duas análises de anfibólio da fácies 2, apesar das alterações verificadas, foram mantidas para atestar a natureza originalmente alcalina dos anfibólios (riebeckita?). As análises químicas da astrofilita (Tab. 3), indicam que esta foi a única fase portadora de Nb_2O_5 identificada no granito Europa.

DISCUSSÕES

Ignimbritos ricos em cristais são comuns no vulcanismo mesoproterozóico do Cráton Amazônico, na Província Tapajós e também no norte do Estado do Mato Grosso (Pinho *et al*., 2001). Segundo Cas & Wright (1987), entre os principais fatores que podem ocasionar uma elevada concentração de cristais em depósitos piroclásticos de fluxo estão: a) erupção de magmas altamente cristalizados; b) fracionamento físico, como de seleção e transporte, associados com erupções piroclásticas. Processos vulcânicos explosivos desenvolvidos em sistemas altamente cristalizados podem gerar fluxos piroclásticos ricos em cristais. Nestes casos, o fracionamento físico permitiria a separação de fragmentos mais densos (cristais e líticos) dos mais finos e leves, como fragmentos vítreos (Hay 1959, Walker 1972, Sparks & Walker 1977). Este processo pode ocorrer na coluna de erupção ou durante o fluxo piroclástico, onde é comum a elutriação da fração fina nas porções altamente fluidizadas do fluxo. A expressiva capacidade de remover grandes quantidades de cinzas vítreas gera a maior concentração de cristais no ignimbrito estudado.

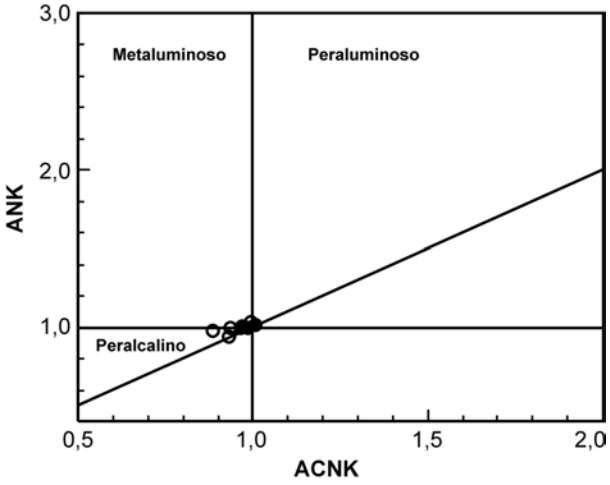


Figura 8 - Diagrama de Maniar & Picolli (1989) baseado nos índices de Shand, para as amostras do Granito Europa. Os círculos vazios são as amostras da fácies 1 e círculos cheios da fácies 2.

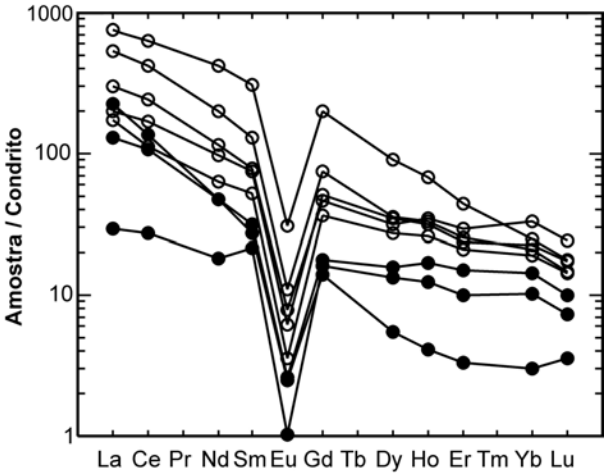


Figura 9 - Diagrama de ETR normalizado pelo condrito (Haskin *et al*. 1968). Os círculos vazios são as amostras da fácies 1 e círculos cheios da fácies 2.

A estreita relação espacial dos tufos com os ignimbritos, a sua composição quartzo-fesdpática (provavelmente relacionada a desvitrificação de *shards*) e a regularidade granulométrica sugerem para os tufos uma origem relacionada a depósitos de queda co-ignimbríticas. A origem destes depósitos deve-se a extração dos shards pelos voláteis durante o deslocamento do fluxo piroclástico, seguida da queda e acumulação deste material próximo às unidades de fluxo.

No caso dos arenitos sílticos tufáceos, deve-se considerar que todos os depósitos de origem vulcânica estão sujeitos a ação do intemperismo e erosão, sendo os produtos clásticos nestes casos denominados epiclastos. Porém, é também comum a liberação de partículas de depósitos piroclásticos fracamente soldados ou mesmo não soldados, sendo que, nestes casos, os fragmentos são reciclados, sem sofrer a ação acentuada do intemperismo, mantendo, portanto, o aspecto textural original, não podendo estes fragmentos ser definidos como epiclastos.

A ampla distribuição de rochas vulcânicas, especialmente piroclásticas na área, espacialmente associada às intrusões graníticas epizonais, em alguns casos com geometria anelar e contornando outros corpos graníticos, sugere um ambiente do tipo caldeira. Pode-se aventar que alguns destes corpos graníticos, como o granito Europa, poderia ter sido originado em estágios de ressurgência.

A ocorrência de rochas vulcânicas como encaixantes do granito Europa indica um posicionamento epizonal do corpo. A ausência de aplitos, pegmatitos e de cavidades miarolíticas indica que o sis-

Tabela 1 - Resultado das análises químicas do granito Europa e cálculo da norma CIPW. Os elementos maiores estão representados em % peso e os elementos-traço em ppm.

	Fácies 1					Fácies 2		
Amostra	**EMR 18**	**EMR 06**	**EMR 90**	**EMR 81B**	**EMR 72A**	**EMR 59**	**EMR 15 B**	**EMR 12**
SiO2	72,06	73,36	73,67	75,97	77,32	74,49	75,90	78,24
Al2O3	12,81	12,95	12,96	12,03	10,90	12,34	12,16	11,18
Fe2O3	1,11	1,15	0,53	0,44	0,56	0,45	0,65	0,97
FeO	2,30	1,59	1,50	1,60	1,60	1,90	1,23	0,48
MnO	0,07	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,02	0,01
MgO	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
CaO	0,75	0,25	0,48	0,26	0,05	0,31	0,07	0,04
Na2O	4,88	4,45	4,50	4,05	4,13	4,24	4,31	3,68
K2O	4,67	5,21	5,18	4,61	4,47	4,83	4,74	4,61
TiO2	0,29	0,21	0,17	0,21	0,16	0,19	0,18	0,14
P2O5	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03
PF	0,80	0,60	0,80	0,60	0,60	1,00	0,60	0,60
Total	99,79	99,83	99,84	99,82	99,82	99,80	99,88	99,99
Ga	47,00	51,00	45,00	47,00	46,00	47,00	55,00	45,00
Hf	23,00	22,00	16,00	19,00	24,00	17,00	22,00	16,00
Nb	98,00	95,00	72,00	54,00	63,00	65,00	102,00	64,00
Rb	382,00	437,00	390,00	328,00	476,00	373,00	483,00	419,00
Th	93,00	96,00	66,00	79,00	78,00	68,00	102,00	93,00
U	13,00	17,00	13,00	< 10	< 10	< 10	10,00	< 10
Ba	56,00	61,00	60,00	45,00	8,20	69,00	18,00	15,00
Sr	12,00	10,00	8,80	7,40	3,70	9,20	4,70	5,50
Y	214,00	109,00	231,00	82,00	86,00	85,00	61,00	96,00
Zr	817,00	755,00	560,00	698,00	678,00	671,00	768,00	542,00
La	171,20	96,67	235,40	63,87	54,77	71,13	41,62	9,34
Ce	330,60	189,90	493,10	131,80	88,92	105,60	83,13	21,64
Nd	116,00	66,74	240,80	55,98	36,97	27,50	27,75	10,56
Sm	23,69	14,39	56,85	13,77	9,57	5,05	5,79	3,94
Eu	0,78	0,55	2,19	0,44	0,25	0,18	0,19	0,07
Gd	19,15	11,96	51,47	12,96	9,43	3,59	4,57	4,16
Dy	12,29	10,74	31,08	11,89	9,48	1,87	5,42	4,60
Ho	2,34	2,42	4,69	2,20	1,82	0,29	1,19	0,87
Er	5,75	6,66	10,02	5,30	4,70	0,75	3,36	2,26
Yb	3,90	6,15	4,65	4,24	3,51	0,56	2,68	1,92
Lu	0,49	0,83	0,61	0,59	0,48	0,12	0,34	0,25
Q (S)	46,15	30,44	47,68	33,53	54,72	30,03	52,25	39,45
or (KAS6)	27,91	29,42	30,94	27,48	26,65	28,92	28,24	27,44
ab (NAS6)	0	35,9	0	34,5	0	36,27	0	31,3
an (CAS2)	0	0,8	0	1	0	0,34	0	0,02
C (A)	0	0,08	0	0	0	0	0	0,12
ac (NFS4)	3,24	0	1,55	0	1,63	0	1,89	0
ns (NS)	8,85	0	8,53	0	7,76	0	8,04	0
Di wo(CS)	1,53	0	0,99	0,11	0,1	0,49	0,14	0
Di fs (FS)	1,74	0	1,12	0,13	0,11	0,56	0,16	0
Hy em (MS)	0	0	0	0	0	0	0	0
Hy fs (FS)	2,17	1,32	1,44	2,18	2,61	2,35	1,86	0
mt (FF)	0	1,68	0	0,64	0	0,66	0	1,19
he (F)	0	0	0	0	0	0	0	0,16
il (FT)	0,56	0,36	0,33	0,4	0,31	0,37	0,34	0,27
ap (CP)	0,04	0	0,02	0,01	0	0,01	0,01	0,07
Total	92,18	100	92,59	100	93,9	100	92,93	100

Tabela 2 - Resultado das análises químicas dos anfibólios por microssonda eletrônica e cálculo da fórmula estrutural utilizando o *software* Mincal (Gualda, & Vlach, 2005).

	FÁCIES 1							FÁCIES 2	
	FERRO-RICHTERITA			RIEBECKITA					
AMOSTRA	EMR 18			EMR 1				EMR 59	
PONTO	**EA_18_4**	**EA_18_5**	**EA_18_7**	**EA_1_9**	**EA_1_10**	**EA_1_3**	**EA_1_6**	**EA_59_4**	**EA_59_6**
SiO_2	46,52	46,06	47,44	49,53	50,02	50,33	49,61	52,34	52,07
Al_2O_3	2,70	2,51	1,77	1,45	1,21	0,82	1,64	0,46	0,48
FeO	33,14	33,59	33,59	34,28	34,73	34,56	34,06	37,88	37,72
Nb_2O_5	0,03	0,04	0,09	0,10	0,16	0,00	0,15	0,00	0,10
Y_2O_3	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,10	0,07	0,00	0,00
Ce_2O_3	0,03	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,08	0,06	0,02
La_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,08	0,01	0,00	0,00	0,09	0,00
MnO	0,49	0,63	0,67	0,63	0,63	0,74	0,66	0,11	0,02
MgO	0,82	0,71	0,51	0,46	0,08	0,09	0,18	0,15	0,13
CaO	6,93	6,83	5,78	0,96	0,92	0,80	1,15	0,02	0,00
Na_2O	3,41	3,51	3,77	6,84	6,77	6,55	6,34	5,86	5,70
TiO_2	1,42	1,37	1,65	1,21	0,79	0,96	1,08	0,21	0,22
K_2O	1,02	1,04	1,20	0,92	0,84	1,02	0,92	0,03	0,06
Total	98,41	98,31	98,35	98,46	98,09	97,90	97,88	99,08	98,44
Si	7,575	7,547	7,724	7,920	7,974	8,003	7,942	8,069	8,083
Al	0,519	0,485	0,340	0,273	0,227	0,154	0,310	0,083	0,087
Ti	0,174	0,169	0,202	0,145	0,095	0,115	0,130	0,024	0,026
Nb	0,002	0,003	0,007	0,007	0,012	0,000	0,011	0,000	0,007
Y	0,000	0,004	0,000	0,002	0,000	0,008	0,006	0,000	0,000
Ce	0,002	0,003	0,000	0,002	0,000	0,000	0,005	0,003	0,001
La	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000
Fe^{+3}	0,172	0,183	0,213	0,663	0,938	1,112	0,762	1,724	1,681
Fe^{+2}	4,341	4,421	4,360	3,921	3,693	3,482	3,797	3,159	3,214
Mn	0,067	0,088	0,092	0,085	0,085	0,100	0,090	0,014	0,002
Mg	0,198	0,173	0,123	0,110	0,019	0,021	0,044	0,034	0,031
Ca	1,209	1,200	1,007	0,164	0,156	0,136	0,197	0,004	0,000
Na	1,077	1,116	1,190	2,122	2,093	2,020	1,967	1,753	1,716
K	0,211	0,218	0,248	0,187	0,171	0,206	0,188	0,006	0,012
Soma-Cát.	15,546	15,609	15,507	15,606	15,463	15,358	15,448	14,879	14,860
Si	7,57	7,55	7,72	7,92	7,97	8,00	7,94	8,07	8,08
Al	0,43	0,45	0,28	0,08	0,03	0,00	0,06	0,00	0,00
soma T	**8,00**	**8,00**	**8,00**	**8,00**	**8,00**	**8,00**	**8,00**	**8,07**	**8,17**
Al	0,09	0,03	0,06	0,19	0,20	0,15	0,25	0,08	0,09
Ti	0,17	0,17	0,20	0,15	0,10	0,11	0,13	0,02	0,03
Fe^{+3}	0,17	0,18	0,21	0,66	0,94	1,11	0,76	1,72	1,68
Mg	0,20	0,17	0,12	0,11	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03
Fe^{+2}	4,34	4,42	4,36	3,89	3,69	3,48	3,80	3,14	3,17
Mn	0,02	0,02	0,04	0,00	0,05	0,10	0,02	0,00	0,00
soma C	**5,00**	**5,00**	**5,00**	**5,00**	**5,00**	**4,99**	**5,00**	**5,00**	**5,00**
Mn	0,05	0,07	0,05	0,09	0,03	0,00	0,07	0,01	0,00
Fe^{+2}	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04
Ca	1,21	1,20	1,01	0,16	0,16	0,14	0,20	0,00	0,00
Na	0,75	0,74	0,94	1,72	1,81	1,86	1,73	1,75	1,72
soma B	**2,00**	**2,00**	**2,00**	**2,00**	**2,00**	**2,00**	**2,00**	**1,79**	**1,76**
Na	0,33	0,38	0,25	0,40	0,28	0,16	0,24	0,00	0,00
K	0,21	0,22	0,25	0,19	0,17	0,21	0,19	0,01	0,01
soma A	**0,54**	**0,60**	**0,50**	**0,59**	**0,45**	**0,36**	**0,43**	**0,01**	**0,01**

tema granítico não atingiu as condições de supersaturação em voláteis. A atuação de voláteis foi aparentemente mais efetiva no final da cristalização com a estabilização de anfibólio alcalino. A presença desta fase máfica atesta a natureza peralcalina do magma que gerou o granito Europa.

O granito Europa possui somente um feldspato, sob a forma de feldspato potássico pertítico, formando assim um granito *hipersolvus*. No distrito foi identificado apenas um outro granito *hipersolvus*, que constitui uma das fácies do granito Madeira. Evidências petrográficas e geoquímicas, como a granulometria mais grossa, a ocorrência de apenas um tipo de anfibólio (riebeckita), o maior teor de sílica e o comportamento dos elementos maiores, menores e traço, mostram que a fácies 2 é mais evoluída do que a fácies 1. Admite-se, portanto, uma maior presença de fluidos residuais na fácies 2, possivelmente responsável pela argilização tardia dos feldspatos.

A astrofilita tem uma composição com predominância de Fe^{+2} sobre o Fe^{+3} (MacDonald & Saunders 1973), com conteúdos significativos de Nb, sendo instabilizada em ambiente oxidante. Na fácies 1, esta fase cristaliza tardiamente, podendo ser percentualmente mais concentrada na fácies mais evoluída. A astrofilita não foi identificada em amostras de superfície, provavelmente pela ação oxidante do intemperismo. Este fato pode ter contribuído na formação de anomalias de Nb em solos sobrejacentes a esta fácies.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As amostras estudadas ao longo do contato do granito Europa são dominantemente vulcanoclásticas, tendo sido identificado um grupo originado a partir de fluxos piroclásticos, representados por ignimbritos ricos em cristais, contendo dois feldspatos, tufos maciços finos relacionados a regime de queda e arenitos sílticos tufáceos, mineralogicamente semelhantes aos demais grupos. Adicionalmente, foram identificadas rochas riolíticas hipabissais com composições equivalentes a sienogranitos. O conjunto de amostras avaliado indica um ambiente subaéreo, não se descartando a presença de lâmina d'água quando da formação da fração arenítica.

A ampla distribuição de rochas vulcânicas no distrito, especialmente as piroclásticas aqui identificadas, confirmada pelos estudos desenvolvidos paralelamente em outros corpos graníticos, sugere um ambiente do tipo caldeira.

O estudo do granito Europa permite classifi-

Tabela 3 - Análises químicas da astrofilita por microssonda eletrônica e cálculo da fórmula estrutural conforme MacDonald & Sauders, 1973.

	ASTROFILITA (FÁCIES 1)			
AMOSTRA	**EMR 1**			
PONTO	**EMR_1_1**	**EMR_1_2**	**EA_1_7**	**EA_1_8**
SiO2	34,318	34,171	33,526	34,179
Al2O3	1,202	1,079	1,242	0,838
TiO2	7,658	7,831	8,004	8,599
FeO	34,458	34,782	35,263	35,341
Nb2O5	3,779	3,447	3,416	2,854
Y2O3	0,000	0,000	0,032	0,000
Ce2O3	0,000	0,000	0,289	0,161
La2O3	0,142	0,011	0,156	0,041
MnO	1,135	1,173	1,269	1,301
MgO	0,000	0,034	0,015	0,007
CaO	0,250	0,230	0,777	0,141
Na2O	2,008	2,109	2,017	2,202
K2O	5,727	5,619	5,669	5,597
ZnO	0,509	0,419	-	-
F	0,691	0,648	0,685	0,614
CL	-	-	0,028	0,023
H2O	-	-	1,249	1,289
Total	91,877	91,552	93,636	93,187
Si	8,13	8,09	7,88	8,03
Ti	1,36	1,39	1,41	1,52
Al	0,34	0,30	0,34	0,23
Mg	-	0,01	0,01	0,00
Ca	0,06	0,06	0,20	0,04
Mn	0,23	0,24	0,25	0,26
Fe^{+2}	6,82	6,88	6,93	6,94
Na	0,92	0,97	0,92	1,00
K	1,73	1,70	1,70	1,68
Nb	0,40	0,37	0,36	0,30
Soma-Cát.	20,00	20,00	20,00	20,00
Si	8,13	8,09	7,88	8,03
Al	-	-	0,12	-
soma T	**8,13**	**8,09**	**8,00**	**8,03**
Al	0,34	0,30	0,22	0,23
Ti	1,36	1,39	1,41	1,52
Fe^{+2}	0,30	0,30	0,36	0,25
Mg	-	0,01	0,01	0,00
soma C	**2,00**	**2,00**	**2,00**	**2,00**
Mn	0,23	0,24	0,25	0,26
Fe^{+2}	6,52	6,58	6,57	6,69
Ca	0,06	0,06	0,20	0,04
Na	0,19	0,12	-	0,01
soma B	**7,00**	**7,00**	**7,02**	**7,00**
Na	0,73	0,85	0,92	0,99
K	1,73	1,70	1,70	1,68
soma A	**2,46**	**2,55**	**2,62**	**2,67**

car o corpo como um pertita granito (*hipersolvus*) de natureza peralcalina. Esta composição contrasta com os riolitos e ignimbritos da seqüência vulcânica que são metaluminosos. Dados geocronológicos apontam idades de 1.888 ± 1 Ma para as rochas vulcânicas e 1.829 ± 1 Ma para o granito Europa (Pb-Pb em zircão Costi *et al*., 2000). Este litotipo pode ter sido originado em estágios de ressurgência de caldeira, no entanto, vulcanitos de afinidade comendiítica não foram ainda identificados na região.

Os padrões de distribuição observados para maior parte dos elementos maiores, menores e traços e os dados petrográficos sugerem que o processo de cristalização fracionada foi o principal mecanismo atuante durante a cristalização do granito Europa e que a fácies 2 é mais evoluída do que a fácies 1. As anomalias de Nb no solo constatadas apenas sobre a fácies 2 podem, em parte, estar relacionadas a maior concentração de astrofilita nesta fácies, cuja instabilização acarretaria o enriquecimento supergênico Nb.

Agradecimentos - Os autores agradecem aos revisores pelas sugestões e críticas, ao PPGGeo-UFRGS e ao CNPq (processo 505897-2004) pela infra-estrutura disponibilizada e pelo suporte financeiro.

REFERÊNCIAS

Araujo Neto, H. & Moreira, H. L. 1976. **Projeto Estanho de Abonari**. Relatório Final, DNPM/CPRM, Manaus, 2 vol.

Bastos Neto; A.C., Pereira, V.P., Lima, E.F.de, Ferron, J.M.T.M., Minuzzi, O.R.R., Prado,M., Ronchi, L.H., Flores, J.A.A., Frantz, J.C., Pires, A.C., Pierosan, R., Hoff, R., Botelho, N.F., Rolim, S.B.A., Rocha, F.F.N., Ulmann, L. 2005. A jazida de criolita da mina Pitinga (Amazonas). In: **Caracterização de Depósitos Minerais de Distritos Mineiros da Amazônia**, Marini, J.O., Ramos, B.W.(eds) Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília, p.461-532.

Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1987. **Volcanic Succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions**. London, Allen & Unwin, 528p.

Costi, H.T.; Dall'agnoL, R.; Moura, C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. **International Geology Review**, **42**: 832-849p.

Dall'agnoL, R., Costi H.T. & Borges, R.M.K. 2003. Estudos e projetos direcionados a depósitos minerais e distritos mineiros: "**Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia"**, subprojeto: Pitinga-Estanho; Relatório de compilação e integração de dados/Nota Explicativa ao Mapa Geológico 1:25.000; UFPA, Belém, 11-23p.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagrams and major element analysis - its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**, **29**: 183-210.

Ferron, J.M.T.M. 2005. **Rochas vulcânicas paleoproterozóicas da região de Pitinga - AM**. Porto Alegre. 95p. Monografia de Exame de Qualificação em Geociências. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Ferron, J.M.T.M.; Bastos Neto, A.C.; Rolim, S.B.A.; Hoff, R.; Umann, L.V.; Minuzzi, O.R.R. 2002. Reconhecimento de uma mega-estrutura no Distrito Mineiro de Pitinga-AM: dados preliminares a partir da aplicação de técnicas de processamento digital de imagens ETM+ Landsat 7. In: II SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2002, Belém. **Resumo....** Pará.

Ferron, J.M.T.M.; Bastos Neto, A.C.; Lima, E.F.; Costi , H.T.; Moura, C.A.V.; Prado, M.; Pierosan, R.; Galarza, M.A. 2006. Geologia e Geocronología Pb-Pb, de rochas de rochas vulcânicas e graníticas Paleoproterozóicos da Província Mineral de Pitinga, Craton Amazônico, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências, 36** (3):499-512.

Gualda, G.A.R. & Vlach, S.R.F. 2005. Stoichiometry-based estimates of ferric iron in calcic, sodic-calcic and sodic amphiboles: A comparison of various methods. **Anais da Academia Brasileira de Ciências 77(3):** 521-534.

Haskin, L.A., Haskin, M. A., Frey, F.A., Wildeman, T.R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of Rare Earths. In: AHRENS, L.H. (ed.) **Origin and Distribution of Elements**. Pergamon. p.889-911.

Hay, R.L.1959. Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of St. Vincent, B.W.I. **Journal of Geology, 67**: 540-562.

Jorge João, X.S.; Santos, C.A. & Provost, A. 1985. Magmatismo adamelítico Água Branca (Folha Rio Mapuera, NW do Estado do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 2, 1985. Belém. **Anais....** Belém, SBG, v.2, p.93-109.

Leake, B.E.; Woolley, A.R.; Arps, C.E.S.; Birch, W.D.; Gilbert, M.C.; Grice, J.D.; Hawthorne, F.C.; Kato, A.; Kisch, H.J.; Krivovichev, V.G.; Linthout, K.; Laird, J.; Mandarino, J.A.; Maresch, W.V; Nickel, E.H.; Rock, N.M.S.; Schumacher, J.C.; Smith, D.C.; Stephenson, N.C.N.; Ungaretti, L.; Whittaker, E.J.W. & Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. **The Canadian Mineralogist**, **35**: 219-246.

Lenharo, S.L.R. 1998. **Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil**. São Paulo. 290p. Tese de Doutorado, Escola Politécnica, Universidade de São Paulo.

MacDonald, R., & Sauders, M.J. 1973. Chemical variation in mineral of the astrophyllite group. **Mineralogical Magazine, 39**: 91-111.

Maniar, P.D. & Piccoli, A. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, **101**(5): 635-643.

Montalvão, R.M.G. 1975. Grupo Uatumã no Craton Guianês, In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10, **Anais...**, Belém, DNPM, p. 286-339.

Naime, R. H. & Nardi, L.V.S. 1991.O Granito Ramada, Porção Oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense: Geologia, Petrologia e Geoquímica. **Revista Brasileira de Geociências**, **21**(3): 266-274.

Pierosan, R.; Lima, E.F.; Bastos Neto, A.C.; Ferron, J.M.T.M. & Prado, M. 2004. Caracterização dos depósitos vulcânicos do Grupo Iricoumé na mina de Pitinga - Estado do Amazonas. In: XLII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Araxá, MG. **Anais...**, Araxá, SBG. v. 1.

Pinho, M.A.S.B., Lima, E.F., Fetter, A., Van Schumus & R., Chemale Jr., F. 2001. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri, porção centro-sul do Cráton Amazônico, Aripuanã, Mato Grosso. **Revista Brasileira de Geociências**, **31**(1): 37-42.

Santos, J.O.S. & Reis Neto, J. M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Craton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982. Salvador. **Resumo…,** Bahia, SBG, v.1., p. 339-348.

Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; McNaughton, N.J & Fletcher, I.R. 2002. Timming of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. **Journal of South American Earth Science**, **15**: 409-429.

Sparks, R.S.J. & Walker, G.P.L. 1977. The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. **Journal of Volcanology Geothermal Research, 2**: 329-341.

Veiga Jr., J.P., Nunes, A.C.B., Fernandes, A.S., Amaral, J.E., Pessoa, M.R. & Cruz, S.A.S. 1979. **Projeto Sulfetos de Uatumã.** Relatório Final, Manaus, DNPM/CPRM, 7v.

Walker, G.P.L., 1972. Crystal concentration in ignimbrites. **Contributions to Mineralogy and Petrology, 36**: 135-146.

VOLCANIC ROCKS RELATED TO THE SILICA-SATURATED ALKALINE SERIES OF THE IRICOUMÉ GROUP, PITINGA PROVINCE, CENTRAL AMAZONIA

José Maximino Tadeu Miras Ferron[1,2], Ronaldo Pierosan[2]*, Lauro Valentin Stoll Nardi[3], Evandro Fernandes de Lima[3], Artur Cezar Bastos Neto[3], Maurício Prado[1,2]
[1] Mineração Taboca S.A. - Grupo Paranapanema.
[2] PPGGEO - Universidade Federal do Rio Grande do Su (ronaldo.pierosan@ufrgs.br)*
[3] CPGq - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

The Iricoumé Group is the largest unit in Pitinga Province, central Amazonia, and consists of dominant felsic effusive rocks and shallow intrusions, with expressive crystal ignimbrite and minor ash-fall tuffs and surge deposits. The volcanic sequence is intruded by granitoids of the Mapuera Intrusive Suite with the same ages and geochemical signatures, and by younger Sn-Nb-Ta-mineralized granites of the Madeira Suite. Geochronological data indicate ages about 1.88 Ga to volcanics and co-magmatic Mapuera granitoids. Felsic rocks are predominant. The mafic ones are basalts, which occur as peperitic volcanic breccia. Volcanic rocks show porphyritic texture with 10-25% of phenocrystals in an afanitic to fine-grained faneritic groundmass. The ignimbrites are compositionally similar to effusive rocks and show moderate crystal enrichment with abundant welding and devitrification features. The massive-fall deposits were interpreted as co-ignimbritic tuffs and the surge deposits have well-developed bedding with sets of sandwave bedforms, both with quartz-feldspathic composition. Structural and field relations suggest that caldera collapse controlled the emplacement of volcanic and pyroclastic rocks of the Iricoumé Group in the Pitinga Province. Subsequent reactivation of the tectonic structures allowed the emplacement of the Madeira Suite, in the central portion of this wide structure. The Iricoumé felsic magmatism is predominantly composed of rhyolites and trachydacites with SiO_2 contents in the range from 66 to 74 wt%. They are metaluminous to slightly peraluminous and show geochemical features consistent with alkaline affinity or with A-type rocks. They show Na_2O+K_2O contents in the range 8.11 to 9.83 wt%, $FeO_T/(FeO_T+MgO)$ ratios varying from 0.80 to 0.99, Ga/Al ratios similar to those of A-type rocks and plot in the field of within-plate or post-collisional granitoids in the (Nb+Y) versus Rb diagram. Nb/Y ratios indicate that they comparable to A2 type rocks. The available data suggest that this magmatism can be related to (i) a shoshonitic series, and the relatively lower Sr contents of acid rocks would be explained by extensive plagioclase low-pressure fractionation, or, alternatively, could represent (ii) a bimodal association where the acid magmas have strong crustal influence. The similarity of Iricoumé magmatism with A2 granitoids and its high LREE/Nb ratios suggest that it is related with mantle sources modified by a previous subduction, probably in a post-collisional setting. Alternatively, it can be interpreted as a within plate bimodal magmatism with a strong participation of crustal melts.

4. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico

J. Maximino T. M. Ferron [1-2]; Artur C. Bastos Neto [1]; Evandro F. Lima [1]; Hilton T. Costi [3]; Cândido A. V. Moura [4]; Maurício Prado [1-2]; Ronaldo Pierosan [1] ; Marco A. Galarza[4]

1 – Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS
2 – Mineração Taboca S.A.
3 – Museu Paraense Emílio Goeldi – Belém-PA
4 – Universidade Federal do Pará – UFPA

Abstract

GEOLOGY AND Pb-Pb GEOCHRONOLOGY OF PALEOPROTEROZOIC ACID TO INTERMEDIATE GRANITIC AND VOLCANIC ROCKS OF THE PITINGA PROVINCE, AMAZON CRATON

The Pitinga Province is responsible for 60 % of the Brazilian tin production, and about 3 % of the world production of this not ferrous metal. Associates to the Sn occurs important reserves of Nb, Ta and F (cryolite), beyond anomalous grades of Zr, Y, Rb, U, Th and HREE.

The geological setting of the Pitinga Province consists in Paleoproterozoic, volcanic and granitic units of Uatumã Supergroup, younger granites related to the Madeira Suite and by the vulcano-sedimentary Urupi Formation.

The granitic units of the Mapuera and Madeira Suite are represented by eight plutons that are intrusive in to acid and intermediate volcanic rocks of the Iricoumé Group. Only the granites of the Madeira Suite have previous geochronologic information.

This paper shows $^{207}Pb/^{206}Pb$ zircon ages of four granitic units of the Mapuera Suite and $^{207}Pb/^{206}Pb$ zircon ages of the volcanic rocks that enclose these plutons. Petrographic, geochemical and field data, allow us to distinguish two magmatic pulses in the region. The first one is responsible for the generation of volcanic and granitic rocks of ages between 1,890 and 1,876 My. The second magmatic pulse generated A type granites with ages ranging from 1,829 and 1,798 My.

Based on field and remote sensor data, the volcanic rocks of the Iricoumé Group were divided in three formations, for which are proposed the names Divisor Formation, Paraíso Formation and Ouro Preto Formation. The ages of these units are around 1,89 and 1,88 Ga.

The field data indicates that the Urupi Formation shows intercalations of pyroclastic rocks. These pyroclastic rocks are interpreted as part of the Paraíso Formation; consequently it locates the Urupi Formation in the Paleoproterozoic, suggesting its correlation with Roraima Supergrup.

All these lithologic units are associated with a regional, extensional, arc-shaped structure, which encloses the whole Pitinga Province. Granitic plutons of the Mapuera Suite occupy the peripheral parts of the structure, which is filled by effusive and pyroclastic rocks of the Iricoumé Group, and sedimentary rocks of the Urupi Formation. The tectonic setting suggests that the emplacement of volcanic and pyroclastic rocks of the Iricoumé Group, in the Pitinga Province, was controlled by extensional processes of caldera collapse. Subsequent reactivation of the extensional system allowed the emplacement of the Madeira Suite, in the central portion of this wide structure.

Keywords: Pitinga Province, geochronology, Mapuera Suite, Iricoumé Group, Uatumã Supergroup, Paleoproterozoic.

Resumo

A Província Pitinga é responsável por 60 % da produção brasileira de estanho e cerca de 3% da produção mundial desse metal não ferroso. Associados ao Sn ocorrem reservas consideráveis de Nb, Ta e F (criolita), além de teores anômalos de Zr, Y, Rb, U, Th e ETRP.

O contexto geológico da Província Pitinga é constituído predominantemente por rochas de idade Paleoproterozóica, representadas por unidades vulcânicas e graníticas enquadradas no Supergrupo Uatumã, por granitóides mais jovens, relacionados à Suíte Madeira, e por uma unidade vulcano-sedimentar denominada Formação Urupi.

As unidades graníticas das Suítes Mapuera e Madeira são representadas por oito *plutons* graníticos intrusivos em rochas vulcânicas ácidas e intermediárias do Grupo

Iricoumé. Das unidades graníticas apenas as da Suíte Madeira possuem informações geocronológicas prévias.

Neste trabalho são apresentadas idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ em zircão de quatro unidades graníticas da Suíte Mapuera e de rochas vulcânicas encaixantes. Informações de campo, petrográficas e geoquímicas permitem distinguir na região dois pulsos magmáticos. O primeiro responsável pela geração de rochas vulcânicas e graníticas de idades entre 1.890 e 1.876 Ma. O segundo pulso magmático gerou rochas graníticas tipo-A entre 1.829 e 1.798 Ma.

As rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé foram divididas, com base em dados de campo e de sensores remotos, em três formações distintas, para as quais se propõe as denominações: Formação Divisor, Formação Paraíso e Formação Ouro Preto. As idades dessas unidades situam-se entre 1,89 e 1,88 Ga.

Os dados de campo indicam que a Formação Urupi mostra intercalações de rochas piroclásticas. Estas rochas piroclásticas são interpretadas como pertencentes à Formação Paraíso, o que posiciona a Formação Urupi no Paleoproterozóico, corroborando sua correlação temporal com o Supergrupo Roraima.

Todas essas unidades litológicas estão associadas a uma mega-estrutura distensional de forma arqueada e de dimensão regional, que abrange a totalidade da Província Pitinga. Os *plutons* graníticos da Suíte Mapuera ocupam as porções marginais da estrutura, que é preenchida por vulcânicas efusivas e piroclásticas do Grupo Iricoumé e sedimentos da Formação Urupi. O contexto tectônico sugere que a colocação das rochas efusivas e piroclásticas do Grupo Iricoumé, na Província Pitinga, foi controlada por processos distensionais de subsidência de caldeiras no interior da mega-estrutura regional. A reativação desse sistema distensional, em período pós-Uatumã, permitiu o posicionamento dos *plutons* da suíte Madeira na parte central dessa mega-estrutura.

Palavras-chave: Província Pitinga, geocronologia, Suíte Mapuera, Grupo Iricoumé, Supergrupo Uatumã, Paleoproterozóico.

INTRODUÇÃO

A Província Pitinga situa-se no Estado do Amazonas, a 325 km ao norte de Manaus, com coordenadas centrais de 0º45'S e 60º00'W, abrangendo parte dos municípios de Presidente Figueiredo e Urucará (Figura 1).

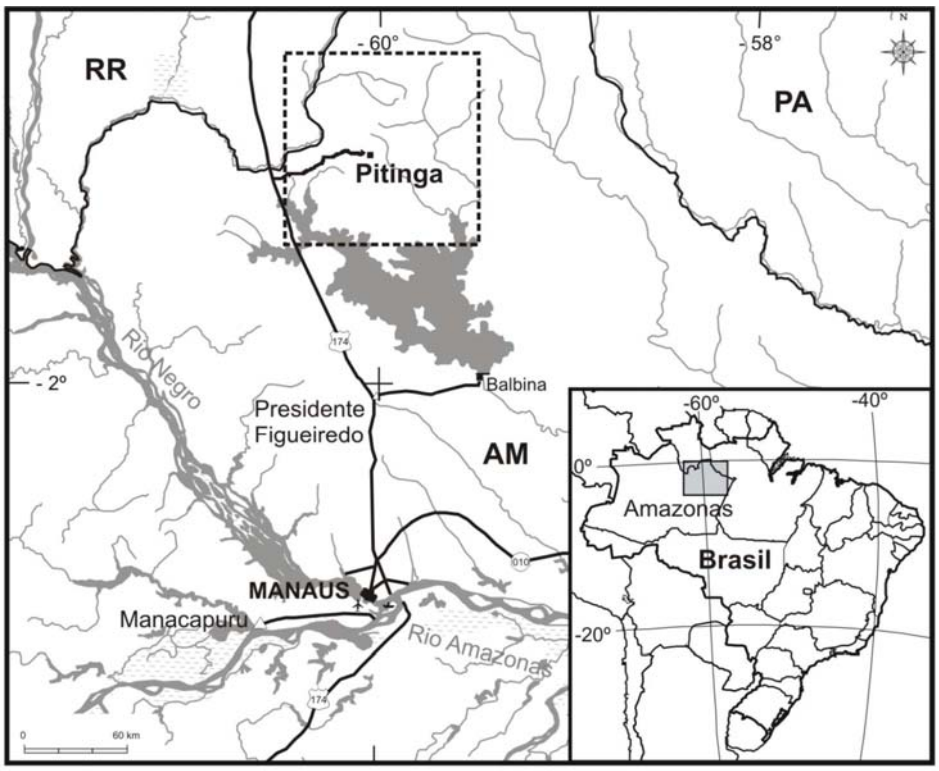


Figura 1 - Mapa de localização da Província Pitinga

As primeiras notícias sobre a ocorrência de cassiterita na região remontam a década de 70, e são resultados de trabalhos de mapeamento geológico desenvolvidos pela CPRM (Veiga Jr. *et al*., 1979). A Província apresenta importantes reservas, de classe mundial, de Sn, Nb, Ta e F (criolita) além de teores anômalos de Zr, Y, Rb, Th, U e ETR associados à rochas graníticas anorogênicas Paleoproterozóicas. Desde o início da lavra, na década de 80, foram produzidos cerca de 343.000 t Sn. Atualmente, além do Sn, também são explotados comercialmente Nb e Ta.

O contexto geológico da Província Pitinga é definido por um conjunto de rochas vulcânicas ácidas, intermediárias e rochas piroclásticas, atribuídas ao Grupo Iricoumé, e

rochas graníticas consideradas como contemporâneas a essas rochas vulcânicas, agrupadas sob a denominação de Suíte Mapuera. Essas duas unidades integram o Supergrupo Uatumã e são relacionadas ao evento vulcano-plutônico Uatumã. As demais unidades são representadas por rochas graníticas estaníferas, mais jovens do que as rochas do Supergrupo Uatumã, denominadas Suíte Madeira, rochas sedimentares da Formação Urupi, rochas básicas toleiticas da Formação Quarenta Ilhas e básicas alcalinas da Formação Seringa. As idades de todas essas unidades variam entre 1,88 Ga (Supergrupo Uatumã) e 1,08 Ga (Formação Seringa).

O objetivo deste trabalho é apresentar os resultados iniciais do mapeamento geológico em escala 1:100.000 realizado nas unidades encaixantes dos granitos estaníferos da Província Pitinga, onde foram obtidos novos dados geológicos e geocronológicos relativos às rochas do Grupo Iricoumé e dados inéditos quanto à geocronologia da Suíte Mapuera nesta Província. Um dos resultados do mapeamento geológico realizado é a subdivisão do Grupo Iricoumé, na região, em três formações, cujas idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ por evaporação em zircão situam-se em torno de 1,88 Ga. As informações aqui apresentadas visam posicionar a região do Pitinga no contexto geológico evolutivo regional e contribuir para o entendimento da evolução geológica deste setor do Craton Amazônico.

GEOLOGIA DA PROVÍNCIA PITINGA

Geologia regional

A região de Pitinga insere-se tectonicamente na porção sul do Escudo das Guianas, parte integrante do Craton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981) e situa-se, segundo o modelo de províncias tectono-geocronológicas de Santos *et al.* (2000), no limite entre as Províncias Parima-Tapajós (2,10-1,87 Ga) e Amazônia Central, a leste (1,88-1,70 Ga), (Figura 2). Porém, o contexto tectônico em que se deu a formação das rochas mais antigas da região ainda é pouco conhecido em vista da baixa densidade de trabalhos de mapeamento em escala regional desenvolvidos nesse setor do craton. Um quadro resumido sobre as idades disponíveis para as unidades estratigráficas da região é mostrado na Tabela 1.

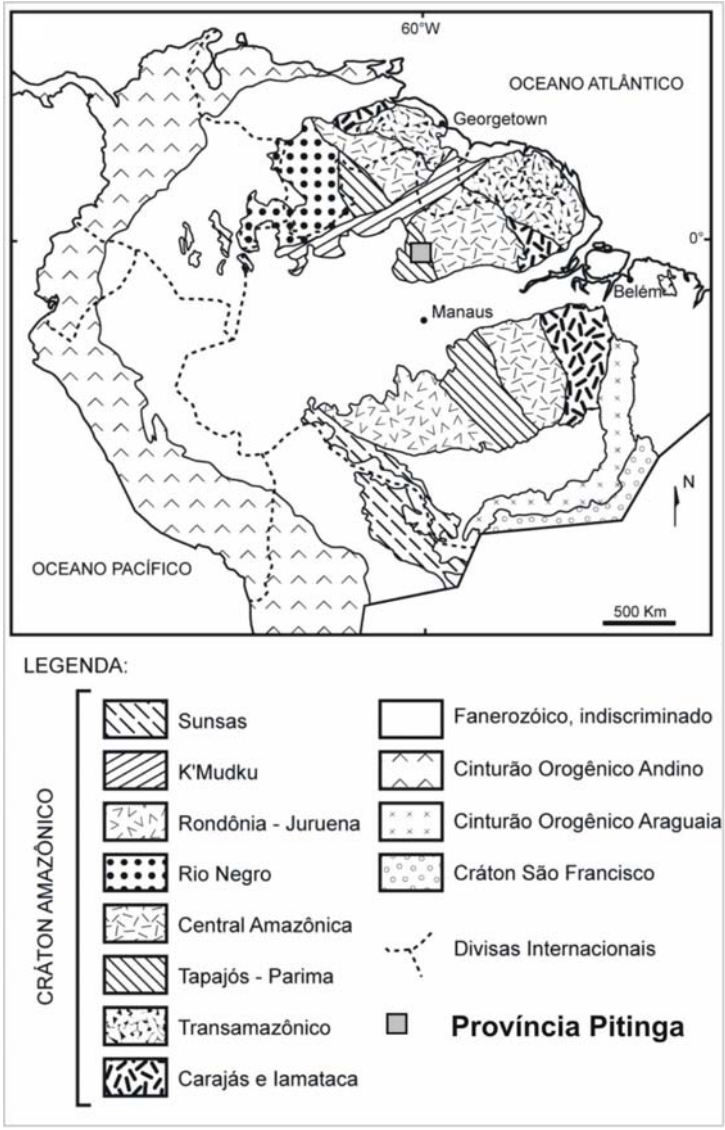


Figura 2 - Localização da Província Mineral de Pitinga no mapa de províncias geocronológicas do Craton Amazônico de Santos *et al*., (2000)

Tabela 1 - Quadro geocronológico regional

Unidade Estratigráfica	*Idade*	*Método*	*Referência*
Complexos do Embasamento e Granitóides da Suite Água Branca			
Complexo Anauá – metatonalito	2028 ± 9 Ma	U-Pb Zr[1]	Faria *et al.* (2002)
Suite Água Branca – monzogranito	1910 ± 23 Ma	Rb-Sr $_{rt}$	Jorge João *et al.* (1985)
Suite Água Branca – monzogranito	1951 Ma	Rb-Sr $_{rt}$	Santos & Reis Neto (1982)
Suite Água Branca – monzogranito	1960 ± 21 Ma 1938 ± 37 Ma	U-Pb Zr[1]	Almeida *et al.* (1997)
Rochas vulcânicas - Grupo Iricoumé (Supergrupo Uatumã)			
Grupo Iricoumé – dacito pórfiro	1893 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[2]	Macambira *et al*. (2002)
Grupo Iricoumé – riolito pórfiro	1883 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr[2]	Valério *et al.* (2005)
Grupo Iricoumé – riodacito	1896 ± 7 Ma	Pb-Pb Zr[2]	Santos *et al.* (2002a)
Granitóides da Suite Mapuera (SG Uatumã) ou mais jovens			
Charnockito Jaburu	1873 ± 6 Ma	U-Pb Zr[1]	Santos *et al.* (2001)
Granito Alalaú BR174 (Roraima)	1876 ± 4 Ma 1879 ± 3 Ma 1880 ± 3 Ma	U-Pb Zr[1]	Santos *et al.* (2002a)
Granito Abonari	1871 ± 5 Ma	U-Pb Zr[1]	Santos *et al.* (2002a)
Granito gnáissico BR174 (Roraima)	1868 ± 8 Ma 1867 ± 15 Ma	U-Pb Zr[1]	Santos *et al.* (2002a)
Granito Moderna (Roraima)	1814 ± 27 Ma	Pb-Pb Zr[2]	Santos *et al.* (1997)

[1] SHRIMP II U-Pb; [2] $^{207}Pb/^{206}Pb$ por evaporação em zircão; **Zr** zircão; **rt** rocha total;

Nos trabalhos mais recentes (Faria *et al.*, 2000), o Complexo Anauá é a unidade estratigráfica mais antiga, sendo composto por metatonalitos, metadioritos e metagranitos, além de granitóides isótropos, gnaisses, granulitos e milonitos derivados de rochas graníticas, com idade U-Pb em zircão de 2.028 ± 9 Ma (Faria *et al.*, 2002). Esta unidade ainda não foi delimitada na região em torno da Província Pitinga, onde as seqüências do embasamento ainda estão indivisas, agrupadas sob a denominação de Complexo Guianense (Issler *et al.*, 1974).

A unidade seguinte compreende uma série de granitóides cálcico-alcalinos, metaluminosos a peraluminosos. Nos trabalhos pioneiros estas rochas eram agrupadas sob a denominação de Granodiorito Água Branca (Araújo Neto & Moreira, 1976), ou Adamelito Água Branca (Veiga Jr. *et al.*, 1979), com idades Rb-Sr entre 1951 (Santos & Reis Neto, 1982) e 1910 ± 47 Ma (Jorge João *et al.*, 1985). Este conjunto de rochas foi redefinido posteriormente como Suíte Intrusiva Água Branca (Oliveira *et al.*, 1996), com idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ por evaporação em monocristal de zircão entre 1960 ± 21 e 1938 ± 37 Ma

(Almeida *et al.*, 1997). Almeida *et al.* (2002, 2003), com base em dados obtidos em novos trabalhos de mapeamento e geocronologia, distinguiram dois domínios graníticos na região sul do estado de Roraima, previamente estudada por Faria *et al.* (1999), denominando-os Terreno Martins Pereira-Anauá, a norte, e Terreno Igarapé Azul-Água Branca, a sul. O Terreno Igarapé Azul-Água Branca situa-se próximo ao limite oeste/noroeste da Província Pitinga e é formado por granitos cálcico-alcalinos com idades entre 1,88 e 1,90 Ga (Almeida *et al.*, 2002), que formam duas unidades litológicas distintas, nomeadas de Granito Igarapé Azul e Suíte Intrusiva Água Branca. O Granito Igarapé Azul compreende (muscovita)-biotita-granitos e raros granodioritos. A Suíte Intrusiva Água Branca é composta por uma fácies com hornblenda (dioritos, tonalitos, granodioritos, monzogranitos) e outra com biotita (granodioritos e monzogranitos).

Quimicamente, os granitóides da Suíte Água Branca são metaluminosos de natureza cálcico-alcalina. Apresentam teores relativamente baixos de SiO_2, altos de Ba e baixas razões Sr/Ba e Rb/Sr. Seus padrões de ETR apresentam discreta anomalia negativa de Eu e enriquecimento em ETR leves.

Seguindo os granitóides cálcico-alcalinos da Suíte Água Branca ocorrem rochas do Supergrupo Uatumã, que na região é representado pelo Grupo Iricoumé, constituído por rochas vulcânicas ácidas, intermediárias e piroclásticas associadas, e por granitóides da Suíte Mapuera.

Geologia da Província Pitinga

A geologia da Província Pitinga é representada principalmente por rochas vulcânicas, extrusivas e piroclásticas do Grupo Iricoumé, granitos intrusivos agrupados na Suíte Mapuera, rochas sedimentares clásticas com intercalações de rochas piroclásticas, denominada Formação Urupi e granitos alcalinos tipo A, em geral portadores de mineralização de Sn e Nb, agrupados na Suíte Madeira. O contexto geológico da Província Pitinga é completado por rochas intrusivas básicas toleiticas da Formação Quarenta Ilhas e intrusões e derrames básicos alcalinos da Formação Seringa, todas elas proterozóicas (Figura 3), encerrando-se com o desenvolvimento de extensas coberturas bauxítico-lateríticas terciárias e depósitos aluvionares quaternários. A Tabela 2 mostra o quadro atual do conhecimento a cerca das idades das rochas vulcânicas encaixantes dos granitos da Suíte

Madeira, bem como os dados geocronológicos dessa própria suíte, e de uma idade determinada para as básicas toleiticas.

O mapeamento em escala 1:100.000 realizado como parte deste trabalho permitiu detalhar a geologia do Grupo Iricoumé na área da Província Pitinga, levando ao reconhecimento e delimitação de três unidades litológicas distintas dentro dessa unidade maior, cujas características serão descritas a seguir. Foram detalhados os contatos e a faciologia petrográfica de *plutons* graníticos que integram a Suíte Mapuera, denominados localmente de Simão, Rastro, Bom Futuro, Alto Pitinga e Pedreira, apresentando-se aqui os resultados de idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ por evaporação em zircão dos quatro primeiros *plutons*. Foi também mapeada a área de ocorrência das rochas sedimentares clásticas da Formação Urupi, que mostram, em vários locais, intercalações de rochas piroclásticas ácidas.

Legenda

- Rios
- Rodovia BR 174 Estradas
- Mina de Pitinga
- Limites de reservas indígenas e biológica
- Amostras com geocronologia

Coluna estratigráfica da Província Pitinga

PROTEROZÓICO	MESO			Formação Seringa	Basaltos alcalinos, diabásios e gabros
	PALEO			Formação Quarenta Ilhas	Diabásios, olivina-diabásios toleíticos e rochas diferenciadas ácidas
				Suíte Madeira	Sienogranitos e feldspato alcalino granitos
		Supergrupo Uatumã		Formação Urupi	Quartzo-arenitos, arcóseos e siltitos com intercalações de rochas piroclásticas
				Suíte Mapuera	Sienogranitos a monzogranitos
			Grupo Iricoumé	Fm. Ouro Preto	Riolitos, riodacitos e quatzo-traquitos
				Fm. Paraíso	Tufos e ignimbritos ácidos
				Fm. Divisor	Andesitos e latitos porfiríticos
				Suíte Intrusiva Água Branca	Monzogranitos, biotita-monzogranitos, granodioritos, biotita granodioritos e tonalitos
				Complexo Guianense	Granitóides foliados, gnaisses e milonitos derivados de rochas granitóides

Figura 3 - Mapa geológico e coluna estratigráfica da Província Pitinga

Tabela 2 - Quadro geocronológico da Província Pitinga

Unidade Estratigráfica	*Idade*	*Método*	*Referência*
Trabalhos Prévios			
Rochas vulcânicas - Grupo Iricoumé - Supergrupo Uatumã			
Grupo Iricoumé - riolito	1888 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Costi *et al.* (2000)
Granitos Estaníferos e Granitos Associados (Suite Madeira)			
Madeira /Água Boa	1689 ± 19 Ma	Rb-Sr $_{rt}$	Macambira *et al*. (1987)
Granito Madeira	1834 ± 6 Ma	U-Pb Zr[2]	Fuck *et al.* (1993)
Gr. Madeira - biotita-granito	1810 ± 6 Ma	U-Pb Zr[3]	Lenharo (1998)
Gr. Madeira - albita-granito	1794 ± 19 Ma	U-Pb Zr[3]	Lenharo (1998)
Gr. Madeira - albita-granito	1782 ± 4 Ma	Ar-Ar[4]	Lenharo (1998)
Gr. Água Boa - rapakivi	1798 ± 10 Ma	U-Pb Zr[3]	Lenharo (1998)
Gr. Água Boa - topázio-granito	1815 ± 10 Ma	U-Pb Zr[3]	Lenharo (1998)
Gr. Água Boa - greisen	1783 ± 5 Ma	Ar-Ar[4]	Lenharo (1998)
Gr. Europa - feldspato alcalino-granito	1829 ± 1 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Costi *et al.* (2000)
Gr. Madeira - granito rapakivi	1824 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Costi *et al.* (2000)
Gr. Madeira - biotita-granito	1822 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Costi *et al.* (2000)
Gr. Madeira - granito hipersolvus e albita-granito	1818 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[1]	Costi *et al.* (2000)
Rochas Básicas (Formação Quarenta Ilhas)			
Diabásio (intrusivo na Formação Urupi)	1780 ± 3 Ma	U-Pb Zr[1]	Santos *et al.* (2002b)
Este Trabalho			
Rochas vulcânicas - Grupo Iricoumé - Supergrupo Uatumã			
PTG4 - riolito porfirítico	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[1]	
PTG68 - riodacito porfirítico cataclástico	1885 ± 8 Ma	Pb-Pb Zr[1]	
PTG94 - riolito microgranofírico	1881 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[1]	
DV8A - riolito porfirítico	1886 ± 6 Ma	Pb-Pb Zr[1]	
DV10E - ignimbrito riolítico	1890 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[1]	
UH26A - riolito porfirítico	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[1]	
Granitóides da Suite Mapuera - Supergrupo Uatumã			
RM68 - Granito Simão (biotita-granito)	1882 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr[1]	
RH14 - Granito Simão (biotita-feldspato alcalino-granito)	1885 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr[1]	
RP 33 - Granito Rastro (sienogranito granofírico)	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr[1]	
PTG81 - Granito Bom Futuro (sienogranito protomilonítico)	1882 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr[1]	
RD8A - Granito Alto Pitinga (biotita-monzogranito cataclástico)	1885 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr[1]	
RD12A - Granito Alto Pitinga (biotita-monzogranito)	1888 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr[1]	

[1] $^{207}Pb/^{206}Pb$ por evaporação em zircão; [2] U-Pb zircão TIMS; [3] SHRIMP II U-Pb; [4] Ar-Ar em micas;
Zr zircão; **rt** rocha total;

GRUPO IRICOUMÉ

As rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé constituem a unidade de maior distribuição superficial da Província Pitinga, compreendendo rochas efusivas e hipabissais ácidas e intermediárias, e piroclásticas (tufos, ignimbritos e, subordinadamente, brechas vulcânicas e depósitos do tipo *surge*) de composição predominante ácida. Estudos geocronológicos prévios (Tabela 2) indicam idade de 1.888 ±3 Ma para uma amostra de riolito, encaixante do Granito Madeira (Costi *et al.*, 2000). As determinações geocronológicas realizadas ao longo do presente estudo (ver ítem 3) indicam que, na Província Pitinga, a totalidade destas rochas foram formadas neste período (Tabela 2).

Em função de características petrográficas e geoquímicas distintas e da possibilidade de sua separação cartográfica na escala do mapeamento realizado, as rochas do Grupo Iricoumé foram subdivididas em três unidades distintas, propondo-se neste trabalho as denominações: Formação Divisor, Formação Paraíso e Formação Ouro Preto.

Formação Divisor: é composta por rochas vulcânicas efusivas de composição intermediária, compreendendo andesitos, latitos e traquitos. Estas rochas distribuem-se em um arco, aproximadamente paralelo à borda norte de uma mega-estrutura de dimensão regional descrita por Ferron *et al.* (2002) nesta região (Figura 3). As determinações geocronológicas dessa unidade estão em andamento, contudo, devido às suas relações de campo com as demais unidades, acredita-se que sua idade deverá situar-se próxima à idade das formações Paraíso e Ouro Preto.

Formação Paraíso: compreende as rochas piroclásticas ácidas, representadas por ignimbritos, tufos cineríticos, tufos de cristais, e seus produtos de re-deposição, tais como arenitos tufáceos e brechas. Esta unidade ocorre em uma faixa de direção aproximadamente leste-oeste, ao norte do Granito Água Boa, circundando o Granito Europa e estendendo-se para sudeste até as proximidades do Granito Madeira. Ocorre também na região centro-leste da Província Pitinga, desde a borda sudeste do Granito Água Boa até as proximidades do rio Pitinga, onde interdigita-se com a Formação Urupi (Figura 3). Para esta unidade foi datada uma amostra de ignimbrito, que apresentou idade de $^{207}Pb/^{206}Pb$ em zircão de 1.882 Ma (Tabela 2).

Formação Ouro Preto: é composta por rochas vulcânicas efusivas e hipabissais ácidas, tais como riolitos e dacitos. Sua principal área de exposição situa-se a norte do Granito Simão, envolvendo completamente o Granito Rastro, nos setores sul e sudoeste do Granito Madeira e a nordeste do Granito Água Boa e norte do Granito Bom Futuro (Figura 2). Foram datadas cinco amostras dessa unidade, cujos resultados apontam idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ em zircão entre 1.881 Ma e 1.886 Ma (Tabela 2).

Quimicamente, essas rochas vulcânicas variam de metaluminosas a peraluminosas, apresentando teores elevados de flúor. A caracterização geoquímica detalhada destas unidades, bem como as da Suíte Mapuera, está em andamento e serão discutidas pelos autores em trabalhos futuros.

Na região da Província Pitinga, o Grupo Iricoumé é intrudido por oito *plutons* graníticos distintos. Cinco desses *plutons* são correlacionados à Suite Mapuera, sendo desprovidos, até o momento, de informações geocronológicas prévias. Os outros três integram a Suite Madeira, mostrando idades entre 1.829 e 1.818 Ma (Costi *et al.*, 2000). Por serem os portadores das mineralizações estaníferas da Província Pitinga, foram intensamente estudados (Carvalho Filho *et al.*, 1984; Daoud & Antonietto Jr., 1985; Horbe *et al.*, 1985; Macambira *et al.*, 1987; Daoud & Fuck, 1990; Horbe *et al.*, 1991; Lenharo *et al.*, 1997; Borges, 1997, 2002; Lenharo, 1998; Costi, 2000; Costi *et al.*, 2000).

SUITE MAPUERA

Os *plutons* graníticos relacionados à Suite Mapuera são denominados localmente de Granitos Simão, Rastro, Bom Futuro, Alto Pitinga e Pedreira (Figura 3). Formam corpos mapeáveis na escala adotada no presente trabalho e têm dimensões variando entre 55 e 405 km^2. Um outro *pluton* granítico localizado em área de acesso restrito (Reserva Biológica), no extremo sudeste da província, foi reinterpretado no mapa geológico apresentado pela CPRM em 2002, na escala 1:1.750.000, como pertencente à Suíte Mapuera, o que foi mantido neste trabalho (Figura 3).

Granito Simão: apresenta forma alongada na direção NW, com dimensão de 405 km^2, é composto por biotita-feldspato alcalino-granito e biotita-sienogranito de cor vermelho escuro a castanho esverdeado e granulação média a grossa. Quimicamente são rochas peraluminosas que apresentam elevados teores de SiO_2 e F.

Granito Rastro: é um *stock* de aproximadamente 55 km^2, de forma sub-circular, composto por sienogranitos ou quartzo-sienitos granofíricos. São rochas de coloração róseo avermelhada clara com granulação seriada de média a grossa. Quimicamente são rochas peraluminosas, apresentando teor de SiO_2 moderado a alto.

Granito Bom Futuro: é composto por rochas de cor castanho claro, de textura inequigranular seriada, com granulação variando de fina a média, raramente grossa, por vezes protomiloníticos. Mostram evidências de deformação dúctil-rúptil, na forma de bandas estreitas e descontínuas marcadas por minerais máficos e micáceos. Este *pluton* apresenta forma irregular, com cerca de 300 km^2, onde predominam composições variando de sieno a monzogranitos. Quimicamente é metaluminoso, com teores moderados de SiO_2 e alta razão Rb/Sr.

Granito Pedreira: tem forma alongada no sentido NE e superfície de 66 km^2. É composto predominantemente por feldspato alcalino-granito; quimicamente é peraluminoso, mostrando teores elevados de SiO_2 e razão Rb/Sr também alta.

Granito Alto Pitinga: é um *pluton* de aproximadamente 121 km^2, com contornos irregulares, sendo composto por três fácies petrograficamente distintas e exibindo evidências de processos cataclásticos superimpostos. Quimicamente são peraluminosos ou metaluminosos, mostrando teores altos de SiO_2 e álcalis e baixos de CaO. A Fácies 1 (biotita-hornblenda-sienogranito) apresenta cor castanho escuro com manchas e pontuações pretas e esbranquiçadas e textura equigranular de granulação média. A Fácies 2 (biotita-monzogranito) é de cor castanho amarelado com manchas e pontuações pretas, granulação variando de grossa a média, exibindo freqüentemente textura tipo rapakivi. A Fácies 3 (biotita-sienogranito porfirítico) apresenta cor castanho claro com manchas e pontuações

verde escuro e esbranquiçadas. Apresenta textura porfirítica com matriz de granulação fina a média e fenocristais de feldspato potássico e quartzo subédricos ou anédricos.

FORMAÇÃO URUPI

A Formação Urupi (Veiga Jr. *et al.*, 1979) (Figura 3) é representada por rochas sedimentares clásticas continentais (quartzo-arenitos, arenitos arcoseanos e siltitos), intercaladas por níveis de rochas piroclásticas (tufos silicificados e ignimbritos). Os dados de campo obtidos durante o mapeamento geológico realizado neste trabalho indicam que essas rochas piroclásticas são similares às da Formação Paraíso, sugerindo que, na Província Pitinga, a deposição da Formação Urupi foi concomitante ou penecontemporânea, ao menos em parte, aos estágios finais do evento vulcânico que originou o Grupo Iricoumé na região.

Santos *et al.* (2002b) apresentam a idade de 1.780 Ma para um diabásio da Formação Quarenta Ilhas, intrusivo na Formação Urupi, o que determina a idade mínima desta unidade na Província Pitinga.

SUITE MADEIRA

A Suíte Madeira (Figura 3) é representada por *plutons* graníticos mais jovens, denominados localmente Europa, Água Boa e Madeira, os quais apresentam características mineralógicas e químicas similares as de granitos tipo A (Horbe *et al.*, 1991; Daoud, 1988; Lenharo, 1998; Costi, 2000).

O Granito Europa é um *pluton* de forma arredondada, de cerca de 100 km^2, representado por duas fácies com características peralcalinas, ambas compostas essencialmente por feldspato pertítico e quartzo, portanto de caráter hipersolvus, tendo anfibólio alcalino (riebeckita-arfvedsonita) como principal fase acessória (Prado *et al.*, submetido). Uma das fácies apresenta feldspatos potássicos avermelhados, indicando condições oxidantes durante os seus estágios finais de cristalização (Prado *et al.*, submetido). A esta fácies estão relacionadas anomalias de Nb obtidas a partir de amostragens de solo. Dados geocronológicos deste granito apontam idade $^{207}Pb/^{206}Pb$ em zircão de 1.829 Ma (Costi *et al.*, 2000).

O Granito Madeira é um *pluton* de cerca de 55km^2, com forma alongada no sentido nordeste, composto por quatro fácies (Costi *et al.*, 2000), sendo uma fácies precoce de caráter

metaluminoso, classificada como anfibólio-biotita-sienogranito porfirítico, com textura rapakivi. Esta fácies é cortada por um biotita-feldspato alcalino-granito equigranular de granulação média, de caráter peraluminoso. Essas duas fácies são intrudidas por um *stock* de cerca de 2 km de diâmetro, que é composto por outras duas fácies, classificadas como feldspato alcalino-granito porfirítico hipersolvus e albita-granito. O albita-granito é dividido em subfácies de núcleo, magmático, de caráter peralcalino e portador de criolita, e subfácies de borda, peraluminoso, portador de fluorita, formado por autometassomatismo a partir da subfácies de núcleo (Costi *et al.*, 2000). O *stock* de albita-granito é mineralizado em Sn, Nb, Ta e F (criolita), apresentando ainda teores anômalos Zr, Th, U, Y, Rb, Li e ETRP.

O Granito Água Boa é um *pluton* de forma alongada no sentido nordeste com cerca de 316 km^2, composto por quatro fácies (Daoud, 1988; Lenharo, 1998). A fácies precoce é constituída por um anfibólio-biotita-sienogranito de granulação média ou grossa, mostrando esparsamente textura tipo rapakivi. A fácies seguinte é um biotita-sienogranito porfirítico, com matriz de granulação fina. Segue-se um biotita-feldspato alcalino-granito equigranular, de tendência hipersolvus. A última fácies é representada por um topázio-granito porfirítico (Lenharo, 1998). As rochas do *pluton* Água Boa são alcalinas, geoquimicamente similares a granitos tipo A, apresentando caráter metaluminoso a peraluminoso (Horbe *et al.*, 1991, Lenharo, 1998).

FORMAÇÃO QUARENTA ILHAS

A Formação Quarenta Ilhas (Figura 3) foi definida por Veiga Jr. *et al.* (1979) como um conjunto de rochas básicas toleiticas representadas por diabásios, gabros, basaltos e rochas diferenciadas hipabissais. As relações de contato das rochas dessa unidade definem seu caráter intrusivo em rochas sedimentares e intercalações piroclásticas da Formação Urupi. A Formação Quarenta Ilhas, com seção tipo na corredeira homônima do médio curso do rio Pitinga, possui como estrutura mais proeminente o *Sill* Quarenta Ilhas, encaixado concordantemente nas rochas sedimentares e piroclásticas, na região de fechamento oeste da “braquissinclinal” de Pitinga, definida por Mandetta *et al.* (1974). Dados geocronológicos obtidos por Santos *et al.* (2002b) apontam idade de 1.780 Ma para esta unidade.

FORMAÇÃO SERINGA

O último evento magmático da Província Pitinga ocorre no final do Mesoproterozóico, representado pela Formação Seringa (Veiga Jr *et al.*, 1979). Esta unidade é constituída por derrames e diques de rochas básicas alcalinas, representadas por basaltos e diabásios (Figura 3). Segundo Araújo Neto & Moreira (1976), essa manifestação básica teria sua origem associada a esforços distensionais ocorridos após o episódio K'Mudku. Esses autores apresentam idade K/Ar de 1.079 Ma e 1.090 Ma para essas rochas.

GEOCRONOLOGIA

Os estudos geocronológicos aqui realizados tiveram dois objetivos principais. O primeiro foi verificar se as idades das rochas vulcânicas da Província Pitinga situavam-se dentro de um mesmo intervalo de tempo. O segundo foi a determinação das idades dos *plutons* Simão, Rastro, Bom Futuro e Alto Pitinga, cuja correlação à Suite Mapuera sempre foi feita com base em critérios interpretativos, obtidos a partir de imagens de sensores remotos.

Foram determinadas as idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 12 amostras de rochas graníticas e vulcânicas da região de Pitinga, assim distribuídas (Tabelas 2 e 3):

- cinco amostras de rochas vulcânicas de natureza efusiva pertencentes à Formação Ouro Preto, do Grupo Iricoumé, classificadas como riolito porfirítico (PTG4), riolito porfirítico microgranofírico (PTG94), riodacito porfirítico (PTG68), riolito porfirítico (DV8A) e riolito porfirítico (UH26A);
- uma amostra de rocha piroclástica da Formação Paraíso, classificada como ignimbrito riolítico (DV10E);

As demais amostras representam unidades graníticas da Suíte Mapuera:

- duas amostras do Granito Simão, compreendendo um biotita-feldspato alcalino-granito (RH14) e um biotita-granito (RM68);
- uma amostra da fácies sienogranito do Granito Rastro (RP33);
- uma amostra da fácies sienogranito do Granito Bom Futuro (PTG81);
- duas amostras da fácies biotita-monzogranito do Granito Alto Pitinga (RD8A e RD12A).

Métodos analíticos

Na determinação da idade das rochas graníticas e vulcânicas da Província Pitinga utilizou-se a técnica de evaporação de Pb em monocristal de zircão em filamento duplo de rênio. As análises foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, utilizando-se um espectrômetro de massa por termoionização (TIMS) *Finnigan* MAT 262.

Os zircões analisados são provenientes de amostras de rochas sã coletadas em afloramentos naturais. Cerca de 2 kg de rocha por amostra foi britado, moído, peneirado à < 80 mesh e concentrado em batéia. O produto foi submetido a novo peneiramento à <150 mesh, e posteriormente processado em bromofórmio e separador magnético isodinâmico Frantz, onde o zircão foi obtido na fração não magnética. A etapa final consistiu de seleção manual de grãos em lupa binocular e lavagem dos mesmos com HNO_3 (50%) à quente. Na seleção dos zircões deu-se preferência a grãos límpidos com mínimo de inclusões, fraturas ou evidências de metamictização. Os cristais de zircão selecionados são depositados, individualmente, em filamento de rênio em formato de canoa, denominado de filamento de evaporação. Esse filamento é aquecido e o Pb presente no zircão é evaporado e depositado em outro filamento de rênio (filamento de ionização), situado em frente ao filamento de evaporação.

Em todos os casos estudados foram experimentadas até 3 etapas de aquecimento, com temperaturas entre 1450 e 1550 ºC, com tempo de evaporação de 3 a 5 minutos para cada etapa. Após cada etapa de evaporação o filamento de ionização é aquecido a temperaturas entre 1050 e 1100 ^{o}C, o que ioniza o Pb nele depositado e possibilita a determinação da sua composição isotópica. A leitura da intensidade das diferentes massas de Pb é feita de modo dinâmico, utilizando-se o contador de íons do espectrômetro, segundo a seguinte seqüência de massas: 206, 207, 208, 206, 207 e 204.

O cálculo das idades para cada etapa de ionização é obtida a partir das médias das razões $^{207}Pb/^{206}Pb$ analisadas. Somente foram consideradas no cálculo das idades as razões $^{207}Pb/^{206}Pb$ obtidas nas etapas de evaporação acima de 1450 ºC. Os erros são expressos em desvios de $\pm 2\sigma$. Os resultados obtidos são apresentados a seguir.

Resultados

GRUPO IRICOUMÉ

Formação Ouro Preto (amostras PTG94, PTG4, PTG68, DV8A eUH26A):

Amostra PTG94 (riolito porfirítico microgranofírico): seis cristais de zircão foram utilizados no cálculo da idade dessa amostra. Em um dos filamentos referente ao cristal 8, dado ao pequeno tamanho dos grãos, dois cristais foram montados juntos. Os cristais são róseos claros a incolores e transparentes, apresentando poucas inclusões de cores pretas e transparentes, possivelmente de apatita. São cristais prismáticos, com relação comprimento:largura de 2:1 a 4:1, exibem arestas bem preservadas porém fraturados. Os cristais analisados apresentaram idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ entre 1.877 ±4 Ma e 1.884 ±4 Ma, com média de 1.881 ±2 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização dos cristais de zircão da rocha (Figura 4 e Tabela 3).

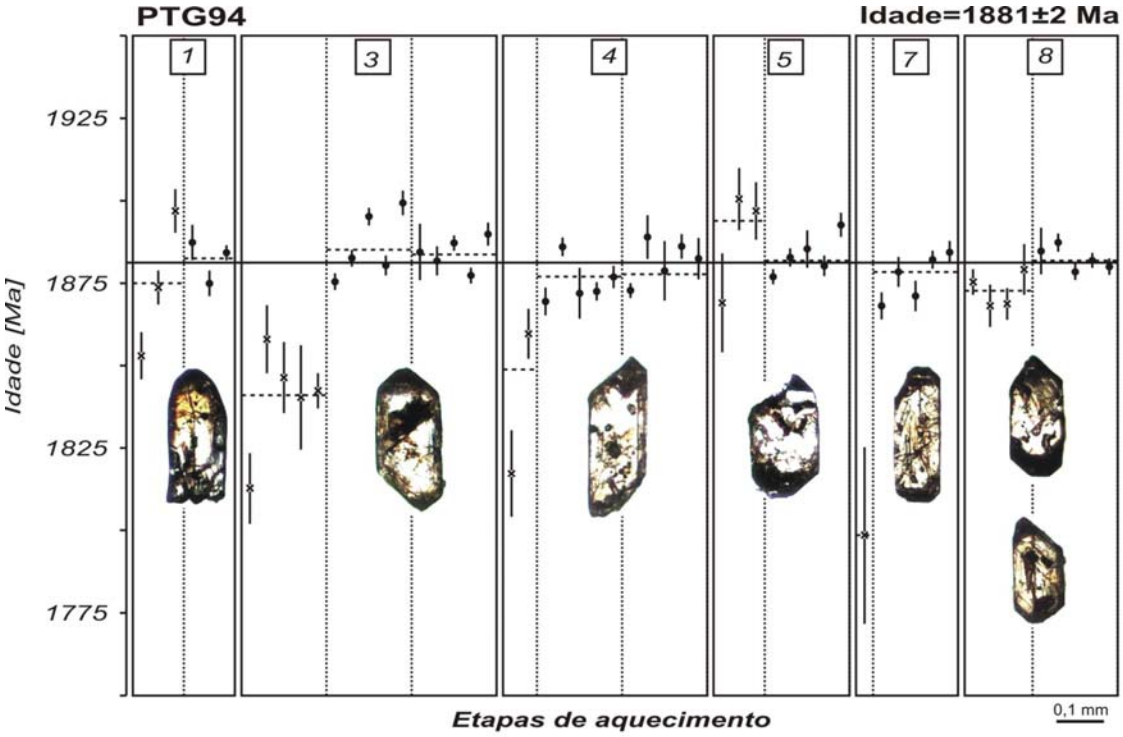


Figura 4 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra PTG94 (riolito porfirítico microgranofírico). Ordenada: idades (Ma) *vs*. abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● blocos de razões isotópicas utilizadas; □ Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ > 0,0004. Desvio analítico de 2 sigma.

Tabela 3 - Idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ em Zircão de rochas vulcânicas da Província Pitinga - AM

Zircao	Razões	$^{204}Pb/^{206}Pb$	2σ	$^{208}Pb/^{206}Pb$	2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ	$^{07}Pb/^{206}Pb)$	2σ	Idade	2σ
Supergrupo Uatumã - Grupo Iricoumé - Formação Ouro Preto (PTG94 - Riolito porfirítico microgranofírico) 1.881 ±2 Ma											
PTG94/1	24/48	0.000075	0.000007	0.18523	0.00184	0.11624	0.00027	0.11514	0.00038	1883	6
PTG94/3	70/104	0.000088	0.000015	0.15263	0.01054	0.11654	0.00027	0.11525	0.00028	1884	4
PTG94/4	74/88	0.000263	0.000018	0.17818	0.01165	0.11937	0.00114	0.11483	0.00029	1877	4
PTG94/5	34/54	0.000141	0.000009	0.20451	0.00077	0.1172	0.00026	0.1151	0.00033	1882	5
PTG94/7	40/48	0.00014	0.000007	0.17662	0.00049	0.11673	0.00038	0.11489	0.00039	1878	6
PTG94/8	34/60	0.000122	0.000004	0.18695	0.00129	0.11678	0.00024	0.1151	0.0002	1882	3
Média	**276/402**							**Idade Média dos grãos =**		**1881**	**2**
Supergrupo Uatumã - Grupo Iricoumé - Formação Ouro Preto (PTG4 - Riolito porfirítico) 1.882 ±2 Ma											
PTG4/1	30/30	0.000001	0.000007	0.16156	0.00863	0.11539	0.00026	0.11522	0.0002	1884	3
PTG4/4	28/54	0.000568	0.000016	0.14569	0.00069	0.12274	0.0005	0.11501	0.0006	1880	9
PTG4/8	78/78	0.000038	0.000071	0.17156	0.00266	0.11573	0.00087	0.11514	0.00018	1882	3
PTG4/10	48/56	0.00002	0.000007	0.16703	0.0066	0.11532	0.00016	0.11504	0.0002	1881	3
Média	**184/342**							**Idade Média dos grãos =**		**1882**	**2**
Supergrupo Uatumã - Grupo Iricoumé - Formação Ouro Preto (PTG68 - Riodacito porfirítico) 1.885 ±8 Ma											
PTG68/3	36/36	0.000049	0.000008	0.44653	0.00801	0.11628	0.00018	0.1156	0.00019	1889	3
PTG68/4	28/28	0.000341	0.000011	0.19261	0.00081	0.11953	0.00065	0.11526	0.00071	1884	11
PTG68/9	34/34	0.000101	0.000024	0.15603	0.00055	0.11615	0.0002	0.11471	0.00035	1876	6
PTG68/15	38/38	0.000211	0.000046	0.19037	0.00233	0.11722	0.00057	0.11456	0.00042	1873	7
Média	**136/144**							**Idade Média dos grãos =**		**1885**	**8**
Supergrupo Uatumã - Grupo Iricoumé - Formação Ouro Preto (DV08A - Riolito porfirítico) 1.886 ±6 Ma											
DV8A/1	10-Jun	0.000071	0.000082	0.14845	0.00327	0.11716	0.00142	0.11621	0.0018	1899	28
DV8A/2	36/54	0.000064	0.000002	0.17728	0.00076	0.11631	0.0004	0.11541	0.00036	1887	6
DV8A/4	32/32	0.000277	0.000025	0.15198	0.00223	0.11925	0.00076	0.1155	0.00075	1888	12
DV8A/5	22/38	0.000444	0.000031	0.14335	0.00127	0.12163	0.00147	0.11567	0.00118	1891	18
DV8A/6	38/38	0.000144	0.000089	0.1478	0.00067	0.11717	0.00136	0.11479	0.00023	1877	4
DV08/8	38/38	0.000319	0.000011	0.16057	0.0005	0.12023	0.00018	0.11584	0.00022	1893	3
Média	**172/210**							**Idade Média dos grãos =**		**1886**	**6**
Supergrupo Uatumã - Grupo Iricoumé - Formação Ouro Preto (UH26A - Riolito porfirítico) 1.882 ±2 Ma											
UH26a/3	40/40	0.000105	0.000001	0.15988	0.00058	0.11645	0.00018	0.11518	0.00018	1883	3
UH26a/4	30/30	0.000047	0.000004	0.19217	0.00094	0.11603	0.00018	0.11527	0.00015	1884	2
UH26a/5	34/34	0.000281	0.000007	0.16458	0.00008	0.11898	0.00029	0.11497	0.00017	1880	3
UH26a/7	38/38	0.0001	0.000002	0.16886	0.00085	0.11637	0.00018	0.11497	0.00021	1880	3
UH26a/13	28/36	0.000144	0.000008	0.18331	0.00052	0.11702	0.00019	0.11507	0.00019	1881	3
Média	**170/178**							**Idade Média dos grãos =**		**1882**	**2**
Supergrupo Uatumã - Grupo Iricoumé - Formação Paraiso (DV10e - Ignimbrito riolítico) 1.890 ±2 Ma											
DV10E/1	24/24	0.000048	0.000084	0.20696	0.01737	0.11671	0.00152	0.11571	0.00036	1891	6
DV10E/2	40/48	0.000016	0.000006	0.20256	0.00059	0.11587	0.00018	0.11556	0.00018	1889	3
DV10E/4	38/38	0.000203	0.000014	0.20944	0.00116	0.11825	0.00027	0.11561	0.00024	1890	4
DV10E/5	16/16	0.000039	0.000007	0.18923	0.00152	0.1163	0.0003	0.1158	0.00032	1893	5
DV10E/8	14/14	0.000207	0.000013	0.22008	0.00167	0.1186	0.00036	0.11584	0.00041	1893	6
DV10E/9	22/34	0.000163	0.000053	0.22896	0.00192	0.11827	0.00048	0.11534	0.00049	1886	8
Média	**154/174**							**Idade Média dos grãos =**		**1890**	**2**

Amostra PTG4 (riolito porfirítico): utilizou-se quatro cristais de zircão no cálculo da idade desta amostra. São cristais fraturados, com poucas inclusões, de cor levemente amarelada e forma prismática alongada a ligeiramente arredondados, com relação comprimento:largura de 2:1. Os cristais analisados apresentaram idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ entre 1.880 ± 9 Ma e 1.884 ± 3 Ma, com média de 1.882 ± 2 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização dos cristais de zircão da rocha (Figura 5 e Tabela 3).

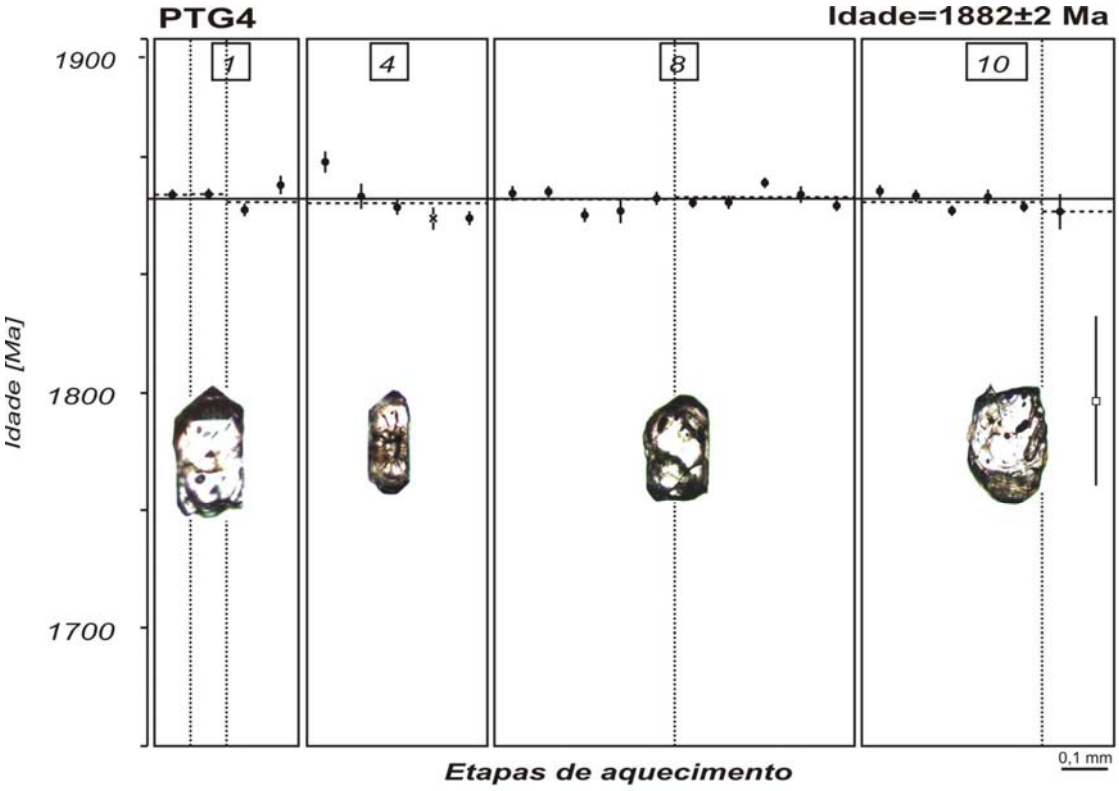


Figura 5 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra PTG4 (riolito porfirítico). Ordenada: idades (Ma) *vs.* abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● blocos de razões isotópicas utilizadas; □ bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ > 0,0004. Desvio analítico de 2 sigma.

Amostra PTG68 (riodacito porfirítico): foram utilizados quatro cristais de zircão no cálculo da idade desta amostra, sendo que em um dos filamentos referente ao cristal 15, devido ao tamanho diminuto dos grãos, foram aprisionados 3 cristais menores juntos. Os cristais utilizados apresentam cor caramelo a róseo claro, exibindo a forma de prismas alongados, com relação comprimento:largura de 3:1 (variando de 1:1 a 4:1), em geral fraturados porém com faces preservadas, com poucas inclusões de cores pretas ou transparentes. As idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ obtidas variam entre 1.873 ± 7 Ma e 1.889 ± 3 Ma, com média de 1.885 ± 8 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização dos cristais de zircão da rocha (Figura 6 e Tabela 3).

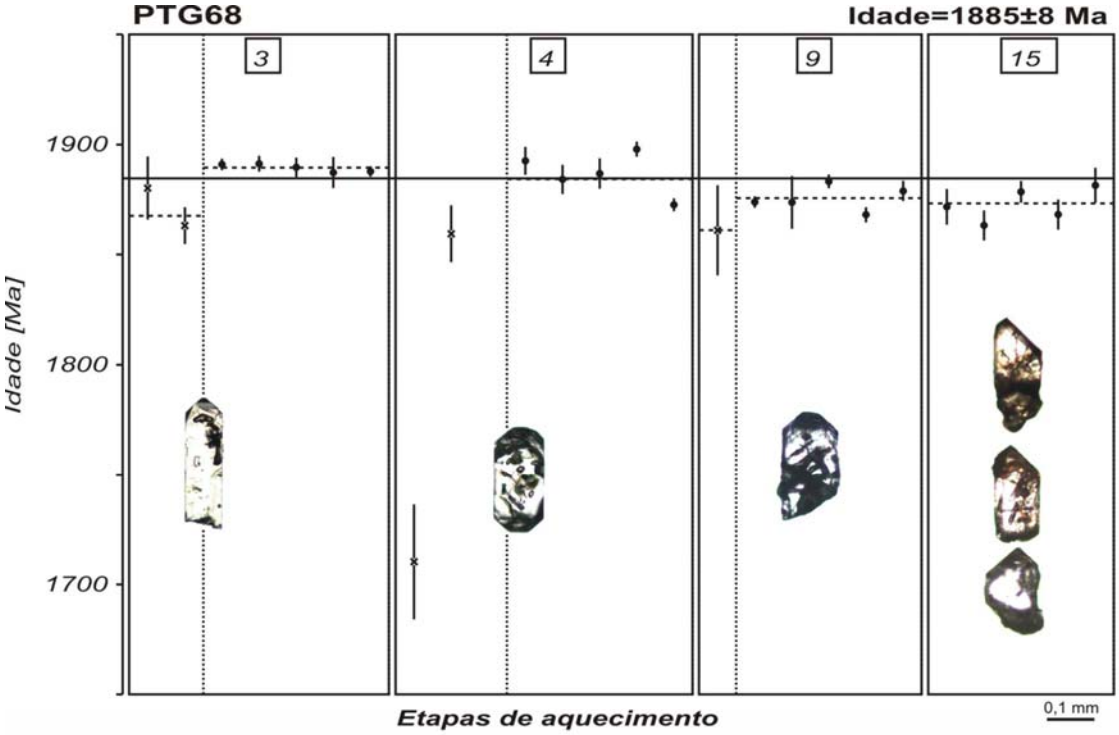


Figura 6 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra PTG68 (riodacito porfirítico). Ordenada: idades (Ma) *vs.* abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● blocos de razões isotópicas utilizadas; □ bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ > 0,0004. Desvio analítico de 2 sigma.

Amostra DV8A (riolito porfirítico): foram utilizados seis cristais de zircão no cálculo da idade dessa rocha. Os cristais analisados apresentam cor amarelo claro a transparentes, exibindo poucas inclusões alongadas transparentes, possivelmente de apatita. Os cristais de zircão apresentam formas prismáticas bem definidas, pouco fraturados, e relação comprimento:largura em torno de 2:1 a 3:1. A idade $^{207}Pb/^{206}Pb$ definida variou entre 1.877 ±4 Ma e 1.899 ±28 Ma, com média de 1.886 ±6 Ma. Esta idade é interpretada como a idade mínima de cristalização dos cristais de zircão da rocha (Figura 7 e Tabela 3).

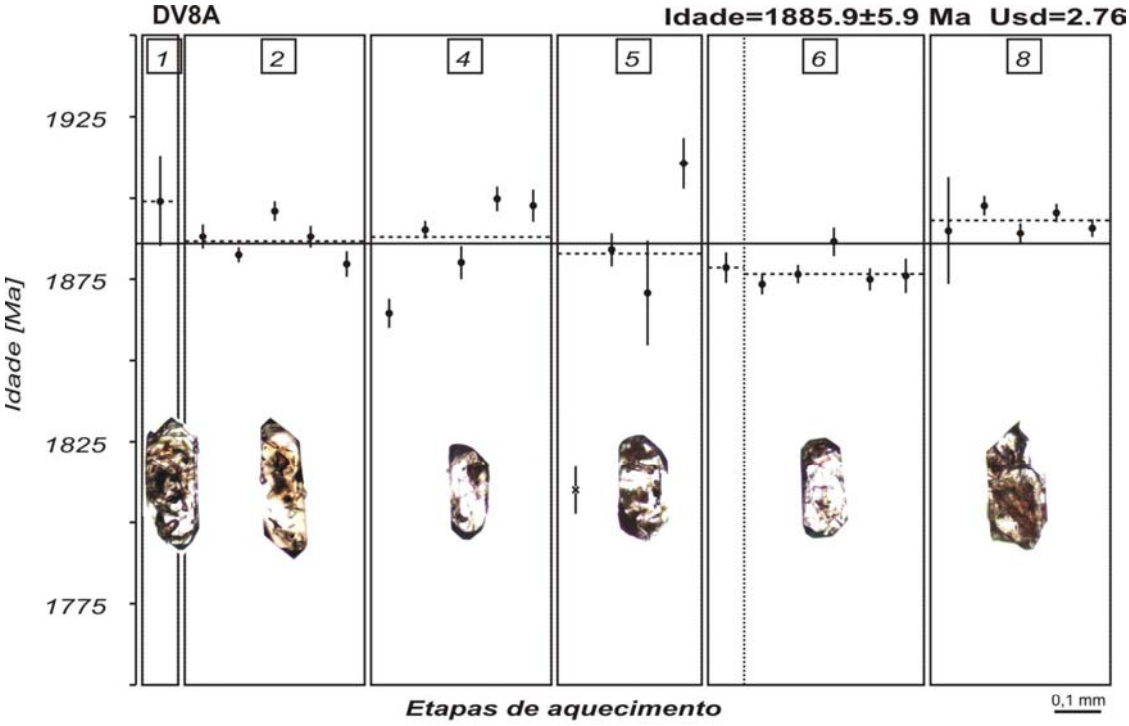


Figura 7 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra DV8A (riolito porfirítico). Ordenada: idades (Ma) *vs.* abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● Blocos de razões isotópicas utilizadas; □ Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ > 0,0004. Desvio analítico de 2 sigma.

Amostra UH26A (riolito porfirítico): no cálculo da idade dessa rocha foram utilizados cinco cristais de zircão. São cristais de cor caramelo a amarelo claro ou marron acastanhado quando exibindo efeitos metamícticos, em geral de forma prismática alongada, com relação comprimento:largura de 2:1 a 3:1. Apresentam as arestas bem preservadas, com poucas fraturas, e algumas inclusões alongadas transparentes. Os cristais analisados apresentaram idades variando de 1.880 ±3 Ma e 1.884 ±2 Ma, com média de 1.882 ±2 Ma. A idade obtida é interpretada como a idade mínima de cristalização dos cristais de zircão da rocha. (Figura 8 e Tabela 3).

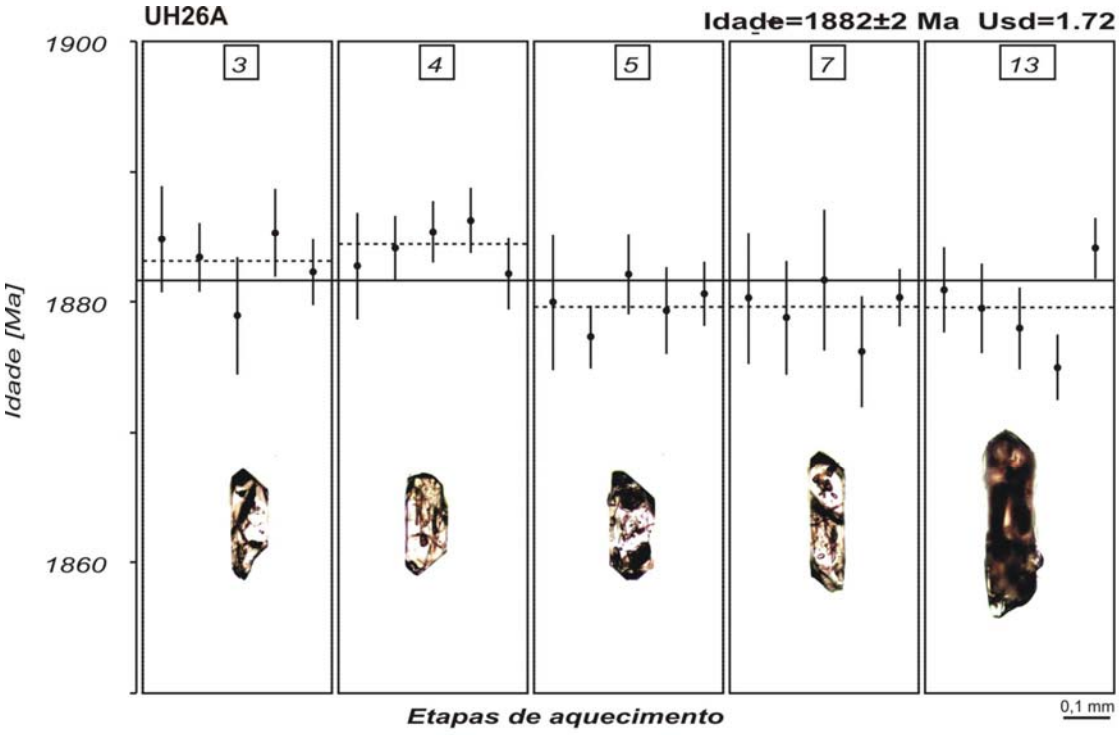


Figura 8 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra UH26A (riolito porfirítico). Ordenada: idades (Ma) *vs.* abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● Blocos de razões isotópicas utilizadas; □ Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ > 0,0004. Desvio analítico de 2 sigma.

Formação Paraíso (amostra DV10E):

<u>Amostra DV10E (Ignimbrito riolítico)</u>: utilizou-se seis cristais de zircão na determinação da idade dessa rocha. São cristais de cor marron muito claro a transparentes, exibindo poucas inclusões arredondadas incolores. São prismas curtos com relação comprimento:largura de 2:1, em geral apresentando faces bem preservadas e pouco fraturados. As idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ obtidas variam de 1.886 ±8 Ma e 1893 ± 6 Ma, com média de 1.890 ± 2 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização dos cristais de zircão da rocha (Figura 9 e Tabela 3).

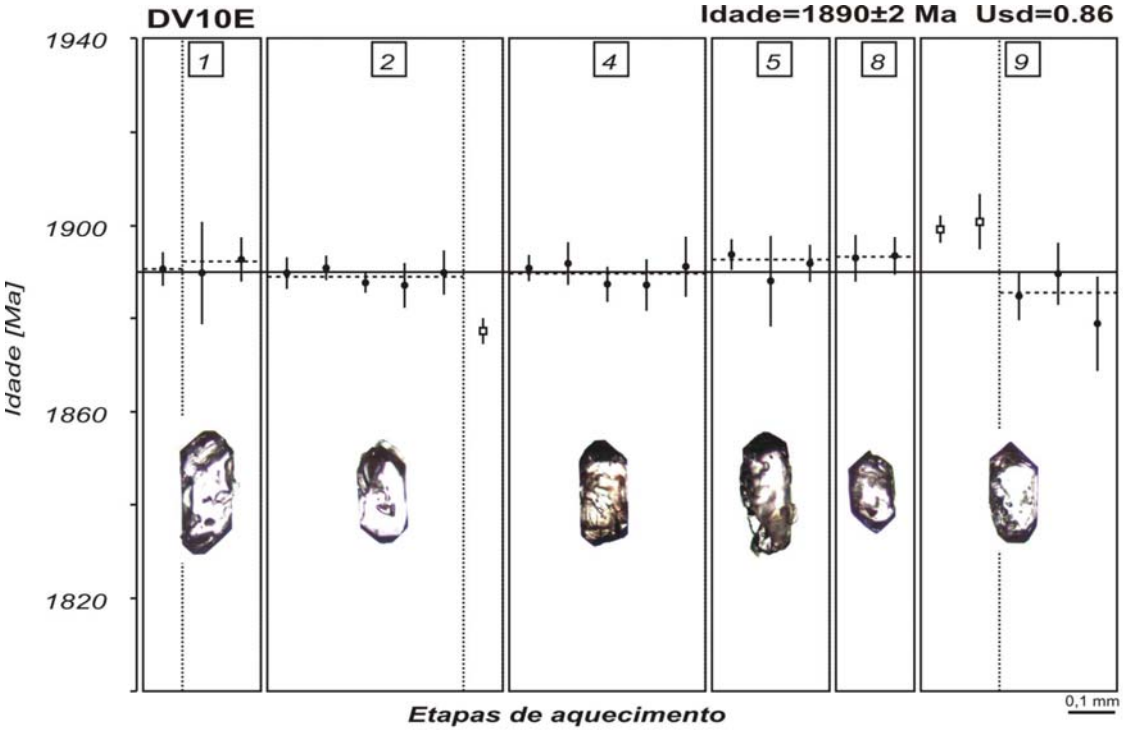


Figura 9 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra DV10E (ignimbrito riolítico). Ordenada: idades (Ma) *vs*. abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● Blocos de razões isotópicas utilizadas; □ Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ > 0,0004. Desvio analítico de 2 sigma.

SUITE MAPUERA

Granito Simão (amostras RH14 e RM68)

Amostra RM68 (anfibólio-biotita-granito): para o cálculo da idade dessa rocha foram utilizados dois cristais de zircão. São zircões transparentes de cor amarelo claro, euédricos, com faces e arestas bem preservadas, mostrando inclusões pretas de granulação muito fina. A relação comprimento:largura é em média 2:1 a 2,5:1. Os cristais analisados apresentaram idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ entre 1.882 ± 5 Ma e 1.881 ± 6 Ma, com média de 1.882 ± 4 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização da rocha (Figura 10 e Tabela 4).

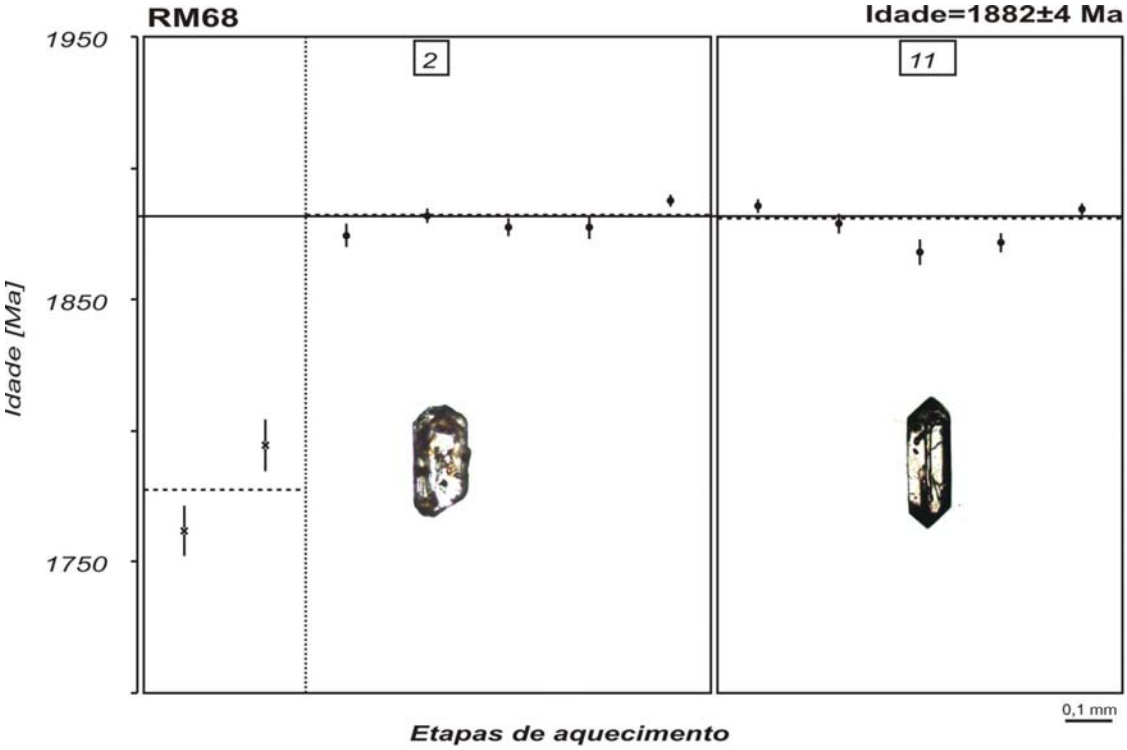


Figura 10 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra RM68 (anfibólio-biotita-granito). Ordenada: idades (Ma) *vs*. abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● Blocos de razões isotópicas utilizadas; □ Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ > 0,0004. Desvio analítico de 2 sigma.

Tabela 4 - Idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ em Zircão de rochas graníticas da Província Pitinga - AM

Zircão	Razões	$^{204}Pb/^{206}Pb$	2σ	$^{208}Pb/^{206}Pb$	2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ	$^{07}Pb/^{206}Pb)$	2σ	Idade	2σ
Supergrupo Uatumã - Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Simão (RM68 - Biotita granito) 1.882 ±4 Ma											
RM68/2	36/36	0.000126	0.000004	0.17148	0.00057	0.11693	0.00029	0.11514	0.00031	1882	5
RM68/11	34/34	0.000022	0.000017	0.1636	0.00122	0.11584	0.0006	0.11506	0.00039	1881	6
Média	**70/70**							**Idade Média dos grãos =**		**1882**	**4**
Supergrupo Uatumã - Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Simão (RH14 - Biotita-feldspato alcalino-granito) 1.885 ±4 Ma											
RH14/2	28/36	0.000472	0.000044	0.16372	0.00163	0.12118	0.00112	0.11538	0.0004	1886	6
RH14/4	18/18	0.00015	0.000068	0.1482	0.00089	0.11601	0.00103	0.11399	0.00166	1864	26
RH14/6	34/34	0.000045	0.000004	0.16677	0.00119	0.11627	0.00032	0.11567	0.00031	1891	5
RH14/7	40/40	0.000061	0.000005	0.15634	0.00138	0.11603	0.00018	0.11531	0.00019	1885	3
RH14/8	40/40	0.000033	0.000011	0.13457	0.00033	0.11605	0.00039	0.11549	0.00029	1888	5
RH14/11	36/36	0.000099	0.000013	0.13946	0.00108	0.11613	0.00021	0.11472	0.0003	1876	5
Média	**196/204**							**Idade Média dos grãos =**		**1885**	**4**
Supergrupo Uatumã - Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Rastro (RP33 - Sienogranito) 1.882 ±2 Ma											
RP33/3	38/66	0.000211	0.000015	0.1785	0.00054	0.1181	0.00017	0.11524	0.00025	1884	4
RP33/4	32/54	0.000144	0.000011	0.15263	0.00094	0.11731	0.00024	0.1154	0.00049	1886	8
RP33/7	20/20	0.00008	0.000002	0.1727	0.00051	0.11623	0.0002	0.11515	0.00021	1883	3
RP33/8	36/76	0.000067	0.000005	0.17304	0.03101	0.11589	0.00019	0.11494	0.00027	1879	4
Média	**126/216**							**Idade Média dos grãos =**		**1882**	**2**
Supergrupo Uatumã - Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Bom Futuro (PTG81 - Sienogranito protomilonítico) 1.886 ±3 Ma											
PTG81/5	12-Dec	0.000093	0.000022	0.1659	0.00386	0.11658	0.00045	0.11526	0.00027	1884	4
PTG81/6	26/26	0.000046	0.000005	0.18257	0.00066	0.11551	0.00053	0.11475	0.00037	1876	6
PTG81/7	36/36	0.000106	0.000004	0.1815	0.00053	0.11615	0.00028	0.11478	0.00032	1877	5
PTG81/8	36/36	0.00008	0.000006	0.15688	0.00074	0.11587	0.0002	0.1148	0.00021	1877	3
PTG81/9	8-Aug	0.000038	0.000028	0.17058	0.00196	0.11562	0.00028	0.11511	0.00047	1882	7
PTG81/10	32/32	0.000037	0.000004	0.1621	0.00042	0.11579	0.00015	0.11534	0.00015	1886	2
PTG81/11	8-Aug	0.000059	0.000006	0.18409	0.00019	0.11605	0.00047	0.11526	0.00048	1884	7
PTG81/12	38/38	0.000034	0.000007	0.16483	0.00039	0.1157	0.00014	0.1152	0.00021	1883	3
Média	**196/196**							**Idade Média dos grãos =**		**1882**	**3**
Supergrupo Uatumã - Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Alto Pitinga (RD12A - Biotita-monzogranito) 1.886 ±3 Ma											
RD12A/1	34/66	0.000131	0.000006	0.17607	0.00059	0.11672	0.00056	0.11476	0.00041	1876	6
RD12A/2	36/68	0.000102	0.000005	0.14988	0.00061	0.11644	0.00014	0.11509	0.0002	1882	3
RD12A/3	32/66	0.000096	0.000007	0.17248	0.00043	0.11679	0.00019	0.11542	0.00016	1887	2
RD12A/4	40/60	0.000083	0.000004	0.15623	0.00038	0.11629	0.00031	0.11516	0.00032	1883	5
RD12A/6	32/40	0.000152	0.000026	0.14637	0.00127	0.11759	0.00043	0.11602	0.00042	1896	7
RD12A/8	70/78	0.000025	0.000015	0.16023	0.00045	0.11603	0.00015	0.11558	0.00028	1889	5
RD12A/9	38/54	0.000145	0.000023	0.16228	0.00143	0.11685	0.00025	0.11499	0.00036	1880	6
Média	**282/432**							**Idade Média dos grãos =**		**1886**	**3**
Supergrupo Uatumã - Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Alto Pitinga (RD8A - Biotita-monzogranito) 1.888 ±3 Ma											
RD8A/1	76/96	0.000059	0.000008	0.16282	0.0051	0.11642	0.00021	0.11563	0.00023	1890	4
RD8A/2	52/52	0.00012	0.000064	0.16344	0.01077	0.11771	0.00036	0.11586	0.0006	1894	10
RD8A/3	70/70	0.000111	0.000089	0.17519	0.00546	0.11681	0.00118	0.11509	0.00018	1882	3
RD8A/4	28/44	0.000081	0.000007	0.17126	0.00131	0.11668	0.00027	0.11552	0.00038	1888	6
RD8A/5	54/70	0.000031	0.000007	0.16644	0.00162	0.11617	0.00026	0.11569	0.00022	1891	4
RD8A/6	32/36	0.000076	0.000003	0.15738	0.00064	0.11656	0.00032	0.11561	0.00028	1890	4
Média	**312/368**							**Idade Média dos grãos =**		**1888**	**3**

Amostra RH14 (biotita-feldspato alcalino-granito): a idade dessa amostra foi determinada a partir da análise de 6 cristais de zircão de cor amarelo rosado claro, alguns com pequenas inclusões de cor preta ou transparentes. A relação comprimento:largura é em média 2:1 a 1,5:1, e em geral estão quebrados, mas com faces e arestas preservadas. Alguns cristais exibem leve efeito metamíctico. As idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ obtidas variam entre 1.864 ± 26 Ma e

1.891 ± 5 Ma, com média de 1.885 ± 4 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização da rocha (Figura 11 e Tabela 4).

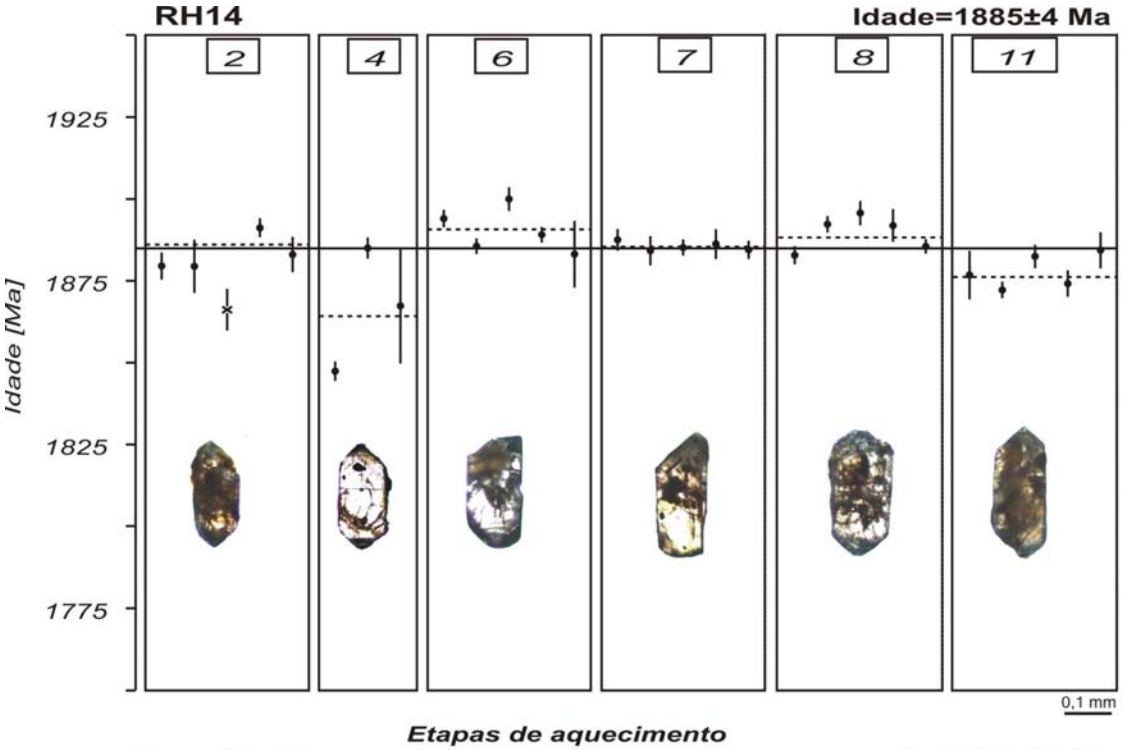


Figura 11 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra RH14 (biotita-feldspato alcalino-granito). Ordenada: idades (Ma) *vs.* abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● Blocos de razões isotópicas utilizadas; □ Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ > 0,0004. Desvio analítico de 2 sigma.

Granito Rastro (amostra RP33)

Amostra RP33 (sienogranito): a idade da rocha foi obtida a partir da análise de quatro cristais de zircão. São cristais de cor caramelo claro a róseos, transparentes, a maioria com arestas abrasadas, em geral fraturados e eventualmente exibindo inclusões de cores claras. Alguns cristais exibem efeitos metamícticos. Em geral apresentam formas de prismas curtos, com relação comprimento:largura de 1:1 a 2:1. Os cristais analisados apresentaram idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ entre 1.879 ± 4 Ma e 1.886 ± 8 Ma, com média de 1.882 ± 2 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização da rocha (Figura 12 e Tabela 4).

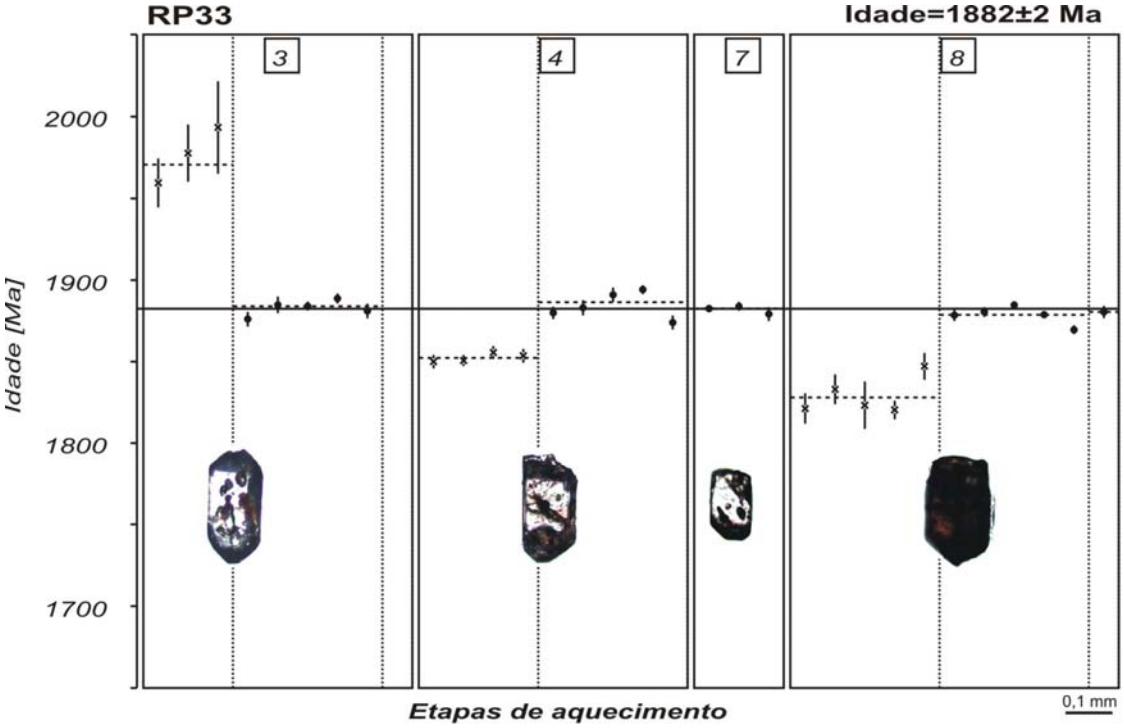


Figura 12 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra RP33 (sienogranito). Ordenada: idades (Ma) *vs.* abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● Blocos de razões isotópicas utilizadas; □ Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ > 0,0004. Desvio analítico de 2 sigma.

Granito Bom Futuro (amostra PTG81)

Amostra PTG81 (sienogranito): a idade dessa fácies foi obtida a partir da análise de oito cristais de zircão. São cristais de cor amarelo claro a róseos, transparentes, exibindo a forma de prismas alongados, com relação comprimento:largura de 2:1 a 3:1. Apresentam fraturas irregulares, com a maioria das faces preservadas e também algumas inclusões transparentes alongadas ou de minerais opacos. As idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ obtidas variam entre 1.876 ± 6 Ma e 1.886 ± 2 Ma, com média de 1.882 ± 3 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização da rocha (Figura 13 e Tabela 4).

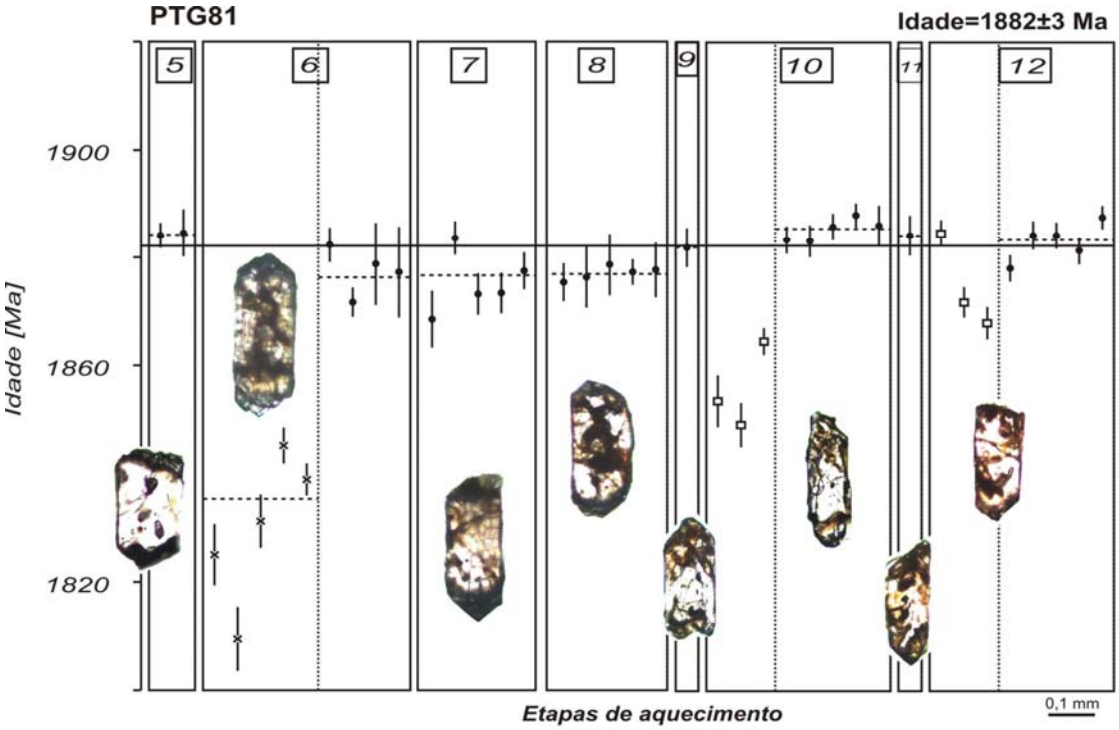


Figura 13 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra PTG81 (sienogranito). Ordenada: idades (Ma) *vs.* abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● Blocos de razões isotópicas utilizadas; □ Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ > 0,0004. Desvio analítico de 2 sigma.

Granito Alto Pitinga (amostras RD12A e RD8A)

Amostra RD12A (biotita-monzogranito): no cálculo da idade dessa fácies foram utilizados sete cristais de zircão. Os cristais utilizados apresentam cores marrom claro a caramelo, são cristais subédricos, com faces parcialmente preservadas, exibem forma de prismas curtos com relação comprimento:largura de 2:1 a 3:1, alguns apresentando efeitos metamícticos. Apresentam poucas inclusões de cor preta com formas arredondadas e transparentes com formas alongadas. As idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ obtidas variam entre 1.876 ± 6 Ma e 1.896 ± 7 Ma, com média de 1.886 ± 3 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização da rocha (Figura 14 e Tabela 4).

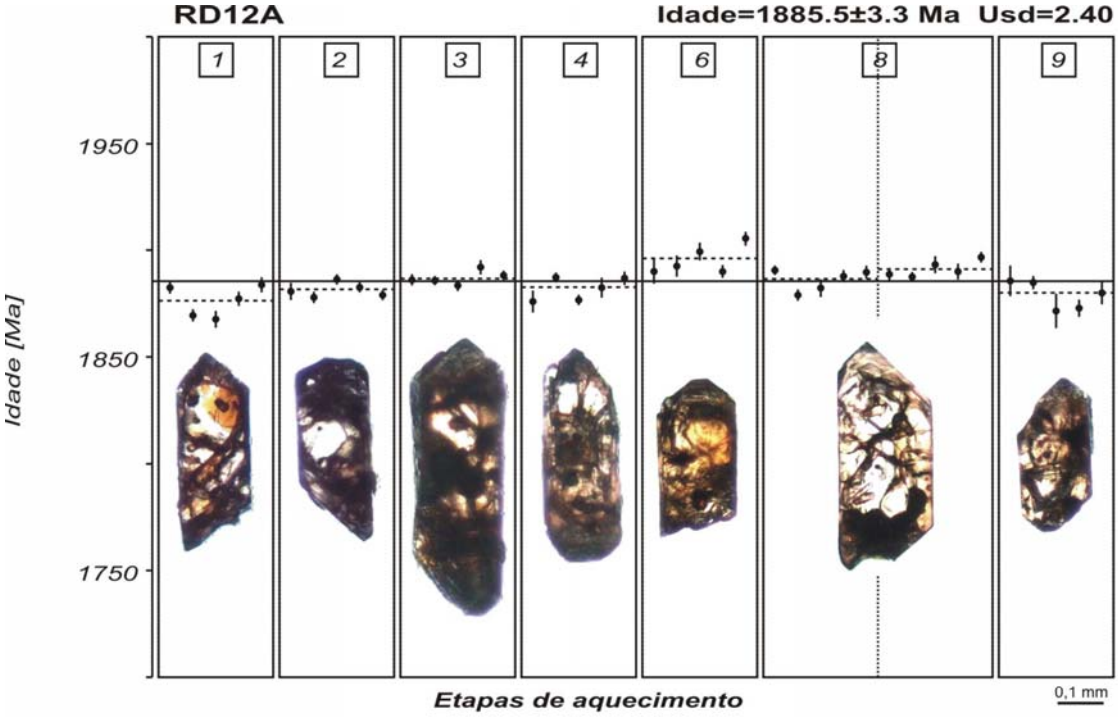


Figura 14 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra RD12A (biotita-monzogranito). Ordenada: idades (Ma) *vs*. abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: □ Blocos de razões isotópicas utilizadas; ● Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ > 0,0004. Desvio analítico de 2 sigma.

Amostra RD8A (biotita-monzogranito): o cálculo da idade dessa amostra foi feito a partir da análise isotópica de seis cristais de zircão, sendo que em um dos *spots* (cristal 6), devido ao tamanho diminuto dos grãos, foram aprisionados 3 cristais menores juntos. São cristais transparentes a levemente amarelados, com inclusões pretas arredondadas. Apresentam a forma de prismas curtos, com faces bem preservadas angulosos, por vezes quebradas, com relação comprimento:largura variando de 1:1 a 3:1. Os resultados obtidos apontam idades no variando entre 1.882 ± 3 Ma e 1.894 ± 10 Ma, com média de 1.888 ± 3 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização da rocha (Figura 15 e Tabela 4).

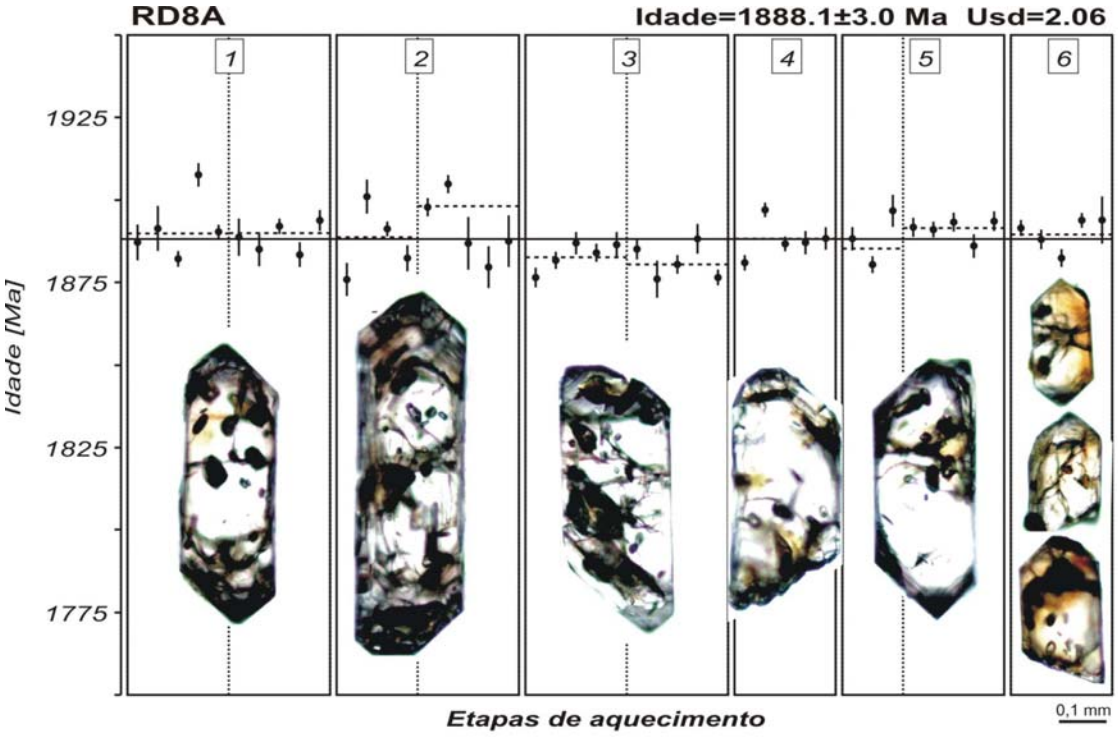


Figura 15 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra RD8A (biotita-monzogranito). Ordenada: idades (Ma) *vs.* abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● Blocos de razões isotópicas utilizadas; □ Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ > 0,0004. Desvio analítico de 2 sigma.

DISCUSSÕES

O vulcanismo paleoproterozóico registrado no craton Amazônico, que ainda hoje é indiscriminadamente atribuído ao Supergrupo Uatumã, de Melo *et al.* (1978), tem ampla distribuição regional e abrange diversas manifestações vulcânicas, às quais podem associar-se diversas suítes de rochas granitóides epizonais. Atualmente, na porção do craton situado a norte da bacia paleozóica do Amazonas, o Supergrupo Uatumã é definido como formado por dois grupos de rochas vulcânicas. A primeira - Grupo Iricoumé - compreende predominantemente vulcânicas ácidas com idades próximas de 1.88 Ga, ocorre em uma larga faixa que se estende desde a borda da bacia paleozóica até o sul do estado de Roraima. A segunda unidade - Grupo Surumu - compreende rochas vulcânicas intermediárias e ácidas com idades entre 1.96 e 2.04 Ga, e ocorre principalmente a norte, nos estados de Roraima e

Pará. A sul da bacia paleozóica, na província aurífera do Tapajós, o Supergrupo Uatumã também é representado por unidades vulcânicas ácidas, pertencentes à Formação Moraes Almeida (1.89-1.87 Ga) e por vulcânicas intermediárias, mais antigas, pertencentes à Formação Vila Riozinho com idades entre 1.97 e 2.0 Ga, ambas definidas por Lamarão *et al.* (2002) e enquadradas no Grupo Iriri.

Em função do amplo espectro de critérios usados em sua caracterização, e da elasticidade em sua aplicação, a definição atualmente empregada para o Supergrupo Uatumã reúne, em uma mesma unidade, séries magmáticas com características geoquímicas e idades diversas, o que levou vários pesquisadores (Dall´Agnol *et al.*, 1987, 1994, 1999; Reis *et al.*, 1999, 2000; Costi *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2000; Lamarão *et al.*, 2002; Macambira *et al.*, 2002) a sugerir a necessidade de uma melhor caracterização do Supergrupo Uatumã.

O mapeamento geológico realizado neste trabalho permitiu dividir o Grupo Iricoumé, na região da Província Pitinga, em três unidades estratigráficas distintas, formadas entre 1.89 e 1.88 Ga. Estas unidades dispõem-se no interior e ao longo das bordas de uma estrutura em forma de arco (Ferron *et al.*, 2002), de dimensão regional, cujo arranjo estrutural indica um ambiente distensivo para o vulcanismo na Província Pitinga. Este modelo tectônico, compreendendo estruturas anelares e diversas fácies vulcânicas e piroclásticas relacionadas a caldeiras, apresenta uma forte correlação ao modelo descrito por Juliani *et al.* (2005) e Lamarão *et al.* (2002) para as vulcânicas ácidas com 1.88 Ga da província aurífera do Tapajós. A contemporaneidade entre as unidades vulcânicas da Província Pitinga e os granitos intrusivos da Suite Mapuera, como mostrado por suas idades, indicam claramente que estes granitos devem representar os equivalentes plutônicos das vulcânicas, o que poderá ser corroborado por suas características geoquímicas. Por ocorrerem associados à mega-estrutura anelar que hospeda as seqüências vulcânicas, presume-se que o posicionamento desses *plutons* foi influenciado ou controlado por processos de subsidência de caldeiras.

Na parte central dessa mega-estrutura (Figura 3) ocorrem os *plutons* da Suite Madeira. Como esses *plutons* são aproximadamente 50 milhões de anos mais jovens do que as rochas vulcânicas e os granitóides da Suite Mapuera da Província Pitinga, eles podem estar relacionados a um novo evento magmático. A colocação desses *plutons*, porém, deve ter ocorrido ou sido facilitada por reativação desse sistema distensivo antigo, que provavelmente

ainda foi reativado aproximadamente 15 milhões de anos mais tarde, permitindo a ascensão dos magmas básicos que originaram *sills* e diques da Formação Quarenta Ilhas.

No setor sudeste da Província Pitinga, nas proximidades do Rio Pitinga, rochas tufáceas ácidas da Formação Paraíso depositaram-se simultaneamente aos sedimentos da Formação Urupi. Neste setor observam-se intercalações entre depósitos vulcanoclásticos (sin-eruptivos), depósitos sedimentares vulcanogênicos, depósitos epiclásticos e depósitos sedimentares clásticos fluviais. Essas observações, e os dados geocronológicos apresentados, permitem sugerir que na Província Pitinga a colocação das unidades vulcânicas (Grupo Iricoumé) e deposição dos sedimentos vulcano-sedimentares (Formação Urupi) foram, ao menos em parte, contemporâneos. Intercalações de rochas tufáceas em sedimentos da Formação Urupi, ocorrendo desde a base até o topo da seqüência, foram primeiramente relatadas por Veiga Jr. *et al.* (1979). Todavia, esses autores relacionavam as rochas piroclásticas a eventos magmáticos mesoproterozóicos (1.5 a 1.6 Ga - evento Parguaza), baseando-se em idades Rb-Sr ou Ar-Ar determinadas para rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas e as correlações com rochas piroclásticas similares que ocorrem intercaladas no Supergrupo Roraima. Recentemente, Santos *et al.* (2003) determinaram a idade de 1782 ± 3 Ma para rochas básicas intrusivas no Supergrupo Roraima. Essa idade é coincidente à da Formação Quarenta Ilhas (1780 ± 3 Ma - Santos *et al.*, 2002b), que é intrusiva na Formação Urupi, na Província Pitinga. Além disso, Santos *et al.* (2003) determinaram também a idade de 1873 ± 3 Ma para tufos ácidos intercalados nas porções superiores do Supergrupo Roraima, que é um intervalo de idade bastante próximo ao da Formação Paraíso, da Província Pitinga. Esses dados geocronológicos reforçam a provável correlação temporal entre a Formação Urupi, da Província Pitinga, e o Supergrupo Roraima.

CONCLUSÕES

Rochas vulcânicas e graníticas Paleoproterozóicas da Província Pitinga, estudadas no presente trabalho, são relacionadas ao evento vulcânico-plutônico Uatumã. As rochas vulcânicas são correlacionadas ao Grupo Iricoumé e os granitos à Suíte Intrusiva Mapuera.

As rochas vulcânicas atribuídas ao Grupo Iricoumé foram, neste trabalho, divididas em três formações, para as quais são propostas as denominações de Formação Divisor, Formação Paraíso e Formação Ouro Preto. A Formação Divisor compreende rochas vulcânicas intermediárias a ácidas. A Formação Paraíso é constituída por rochas piroclásticas ácidas, com idade $^{207}Pb/^{206}Pb$ em zircão de 1.890 ± 2 Ma. A Formação Ouro Preto é constituída por rochas efusivas ácidas, com idade $^{207}Pb/^{206}Pb$ em zircão entre 1.881 e 1.886 Ma.

Foram determinadas também as idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ em zircão dos *plutons* da Suíte Intrusiva Mapuera: Simão (1.882 ± 4 Ma, 1.885 ± 4 Ma), Rastro (1.879 ± 5 Ma), Bom Futuro (1.882 ± 3 Ma) e Alto Pitinga (1.888 ± 3 Ma e 1.885 ± 3 Ma).

Na região da Província Pitinga, a colocação das unidades vulcânicas e plutônicas é controlada por uma mega-estruturação regional de caráter distensivo, que provavelmente foi reativada várias vezes ao longo da evolução geológica da Província.

As relações geocronológicas associadas a observações de campo, petrográficas e litoquímicas, sugerem que o magmatismo na região da Província Pitinga experimentou pelo menos dois pulsos magmáticos principais, separados entre si por um intervalo de cerca de 50 Ma. O primeiro pulso teria ocorrido entre 1.890 e 1.881 Ma e a ele estão relacionadas rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas ácidas e intermediárias (Grupo Iricoumé), bem como os *plutons* Simão, Rastro, Bom Futuro e Alto Pitinga (Suíte Intrusiva Mapuera). O segundo pulso magmático teria ocorrido entre 1.829 Ma e 1.798 Ma, envolvendo a geração dos granitos tipo-A da Suite Madeira.

As relações de campo verificadas no mapeamento realizado nesse trabalho, e as determinações geocronológicas realizadas, sugerem o caráter vulcano-sedimentar da Formação Urupi na região da Província Pitinga. A Formação Urupi apresenta intercalação entre rochas sedimentares vulcanogênicas e sedimentares clásticas e rochas piroclásticas da Formação Paraíso, do Grupo Iricoumé, o que indica a penecontemporaneidade dessas unidades.

Agradecimentos

À ADIMB pelo suporte financeiro ao *Projeto de Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia*; à UFRGS e à UFPA (Pará-Iso) pelo apoio técnico-científico, e à MINERAÇÃO TABOCA S/A, pelo apoio logístico à realização deste trabalho.

Referências Bibliográficas

Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B. & Fuck, R. A. 1981. Brazilian structural Provinces: an introduction. *Earth-Sciences Reviews*, 17:1-29.

Almeida, M. E. , Fraga, L. M. B. e Macambira, M. J. B. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. In: South-American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, 1997. São Paulo, p.34-37.

Almeida M.E., Macambira M.J.B., Faria M.S.G. 2002. A granitogênese paleoproterozóica do sul de Roraima. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, *Anais*, p. 434.

Almeida M.E. & Macambira M.J.B. 2003. Aspectos geológicos e litoquímicos dos granitóides cálcio-alcalinos paleoproterozóicos do sudeste de Roraima. *In*: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 9, Belém, *Anais*, p. 775-778.

Araújo Neto, H. & Moreira, H. L. 1976. *Projeto Estanho de Abonari. Relatório Final, DNPM/CPRM*, Manaus, 2 v.

Borges, R.M.K. 1997. *Petrografia e química mineral dos greisens associados ao Granito Água Boa, mina Pitinga (AM): um estudo dos processos de formação de greisens.* Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 190 p.

Borges, R.M.K. 2002. *Greisens e epi-sienitos potássicos associados ao Granito Água Boa, Pitinga (AM): um estudo dos processos hidrotermais geradores de mineralizações estaníferas.* Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 348 p.

Carvalho Filho, N.B.; Horbe, M.A. & Souza, P.C.B. 1984. A natureza dos depósitos de cassiterita do setor Madeira, região do Pitinga, Amazonas, Brasil, *In*: SBG/Núcleo Manaus, II Symposium Amazônico, Manaus, *Anais*, p. 459-461.

Costi, H.T. 2000. *Petrologia de granitos alcalinos com alto Flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do albita-granito da mina Pitinga, Amazonas, Brasil.* Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 345 p.

Costi, H.T., Dall'Agnol, R. & Moura, C. A. V. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *International Geology Review*. 42: 832-849.

Dall'Agnol, R.; Bettencourt, J. S.; Jorge João, X.S.; Medeiros, H.; Costi, H.T. & Macambira, M.J.B., 1987. Granitogenesis in the northern Brasillian region – Areview. *RBG - Revista Brasileira de Geociências,* 17: 382-403.

Dall'Agnol, R.; Lafon, J. M. & Macambira, M. J. B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and petrology,* 50(1/3): 113-138.

Dall'Agnol, R.; Costi, H.T.; Leite, A.A.S.; Magalhães M.S. & Teixeira, N.P., 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research,* vol. 95: 9-39.

Daoud, W.K. & Antonietto Jr., A. 1985. Geologia do granite estanífero Água Boa, Pitinga, AM. *In*: SBG/NN, II Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais*, v.3: 17:33.

Daoud, W.K. 1988. *Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados.* Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília -UNB. 194 p.

Daoud, W.K. & Fuck, R.A. 1990. Contexto geológico e depósitos minerais associados aos granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas. *In*: SBG, XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal. *Boletim de resumos*, p. 114-115.

Faria M.S.G., Luzardo R., Pinheiro S.S., Silva L.C. 1999. Litoquímica e petrogênese do Granito Igarapé Azul - sudeste de Roraima. *In*: SBG/Núcleo Norte, VI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, *Boletim de Resumos Expandidos,* p. 577-580.

Faria, M. S. G., Luzardo, R., Pinheiro, S. S., Reis, N. J., Larizzatti, J. H., Riker, S. L., e Pessoa, M. R.. 2000. *Projeto Folha Caracaraí. Relatório Final. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (inteiras), NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A (parciais), Estado de Roraima. Escala 1:500.000* – Manaus-AM, CPRM.

Faria M.S.G., Santos J.O.S., Luzardo R., Hartmann L.A., McNaughton N.J. 2002. The oldest island arc of Roraima State, Brazil – 2.03 Ga: zircon SHRIMP U-Pb geochronology of Anauá Complex. *In*: SBG, XLI Congresso Brasileiro de Geologia, *Boletim de Resumos***,** p. 306

Ferron, J.M.T.M.; Bastos Neto, A.C.; Rolim, S.B.A.; Hoff, R.; Umann, L.V.; Minuzzi, O.R.R. 2002. Reconhecimento de uma mega-estrutura no Distrito Mineiro de Pitinga-AM: dados preliminares a partir da aplicação de técnicas de processamento digital de imagens ETM+ Landsat 7. *In*: SBG, II Simpósio de Vulcanismo, Belém-PA.

Fuck, R. A.; Pimentel, M. M.; Machado, N. & Daoud, W. K. 1993. Idade U-Pb do Granito Madeira, Pitinga (AM). *In*: *Congresso Brasileiro de Geoquímica, 4. Anais*. p. 246-248.

Horbe, M.A.; Horbe, A.C.; Teixeira, J.T. & Costi, H.T. 1985. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. *In*: SBG-NN, II Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Anais.* v.3, p.284-320.

Horbe, M.A.; Horbe, A.C.; Costi, H.T. & Teixeira, J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga mine, northwestern Brazil: a review. *Journal of Geochemical Exploration,* 40: 227-249.

Issler, R. S.; Andrade, A. R. F.; Montalvão, R. M. G.; Guimarães, G.; Silva, G. G. & Lima, M. I. C. 1974. *Geologia da Folha SA.22 - Belém. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.22 - Belém. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais,* v. 5, p. 7-182.

Jorge João X. S.; Santos, C. A. & Provost, A. 1985. Magmatismo adamelítico Água Branca (Folha Rio Mapuera, NW do Estado do Pará). *In***:** SBG, II Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Pará, v.2, p.93-109.

Juliani, C.; Robert, O.R.; Carmen, M.D.N.; Lawrence, W.S.; Silva, R.C. Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazon Craton, Brazil: geology,mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology***,** p. 95-125.

Lamarão, C. N.; Dall'Agnol, R.; Lafon, J. M. & Lima, E. F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vil Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research,* 119(1): 189-223.

Lenharo, S.L.; Pollard, P.J.; Born, H. & Costi, T.T. 1997. Topaz-bearing porphyritic phases within the Água Boa Granite, Pitinga tin mine, Amazonas, north Brazil. *In*: Second International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador, *Extended Abstracts*, SGM, p. 60-61.

Lenharo, S.L. 1998. *Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil.* Tese de Doutorado, Escola Politécnica, USP, São Paulo, 290p.

Macambira, M.J.B.; Teixeira, J.T.; Daoud, W.K. & Costi, H.T. 1987. Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites from Pitinga, northwestern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências,* 17: 562-570.

Macambira M.J.B., Almeida M.E., Santos, L.J. 2002. Idade de zircão de vulcânicas Iricoumé do sudeste de Roraima; contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. *In*: UFPA-CG/SBG-NO, Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, Belém, *Boletim de Resumos e Guia de Excursão*, p. 22.

Mandetta, P. & Veiga JR., J. P. & Oliveira, J.R. 1974. *Reconhecimento geológico ao longo do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã. Manaus. CPRM, relatório interno*, 31 p.

Melo, A. F. F.; Santos, A. J.; Cunha, M. T. P.; Campos, M. J. F. & D'Antona, R. J. G. 1978. *Projeto Molibdênio em Roraima: relatório final. MME/DNPM Manaus.* 6v.

Oliveira, M. J. R.; Luzardo, R.; Faria, M. S. G. & Pinheiro, S. S. 1996. A Suíte Intrusiva Água Branca no sudeste do Estado de Roraima. *In*: SBG-Núcleo Norte, V Simpósio de Geologia da Amazônia, 1996. Belém, Pará.. v. 2, p.86-89.

Prado, Maurício, Ferron, J. M. T. M., Lima, Evandro. Bastos Neto, A. Pereira, Vitor P., Minuzzi, Orlando R. R., Pierosan, Ronaldo (submetido, 2006). O Granito Europa e o Grupo Iricoumé na parte leste do Distrito Mineiro de Pitinga (Amazonas). *Pesquisa em Geociências*. UFRGS.

Reis, N. J., Faria, M. S. G., Fraga, L. M. B. & Haddad, R. C. 1999. Vulcanismo cálcio-alcalino paleoproterozóico do Setor Oriental do Estado de Roraima – Escudo das Guianas, *In*: I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Gramado. *Boletim de Resumos*, v.1.

Reis, N. J., Faria, M. S. G., Fraga, L. M. B. & Haddad, R. C., 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the northern Amazoniam Craton, eastern Roraima State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 38 (3) : 380-383.

Santos, J.O.S. & Reis Neto, J. M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Craton Amazônico. *In:* SBG, XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, 1982. Salvador, BA, v.1., 339-348.

Santos, J.O.S.; Hartmann, L. A.; Gaudette, H.E.; Groves, D. I.; McNaugthon, N. J. & Fletcher, L. R. A. 2000. New understanting of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4).

Santos J.O.S., Faria M.S.G., Hartmann L.A, McNaughton N.J. 2002a. Significant presence of the Tapajós-Parima belt in the Roraima region, Amazon craton based on SHRIMP U-Pb zircon geochronology. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 41, Boletim de Resumos, p. 336

Santos, J.O.S.; Hartmann, L. A.; McNaugthon, N. J. & Fletcher, I. R. 2002b. Timmin of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South America Earth Science*, 15: 409-429.

Santos, J.O.S.; Potter, P.E.; Reis, N.J.; Hartmann, L.A.; Fletcher, I.R. & McNaughton, N.J. 2003. Age, source, and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, v.115, n.3, p 331-348.

Veiga JR., J. P., Nunes, A. C. B., Fernandes, A. S., Amaral, J. E., Pessoa, M. R. & Cruz, S. A. S. 1979. *Projeto Sulfetos de Uatumã; Relatório Final, Manaus, DNPM/CPRM*, 7v.

Capítulo VIII

A JAZIDA DE CRIOLITA DA MINA PITINGA (AMAZONAS)

ARTUR CEZAR BASTOS NETO
VITOR PAULO PEREIRA
EVANDRO FERNANDES DE LIMA
JOSÉ MAXIMINO FERRON
ORLANDO MINUZZI
MAURÍCIO PRADO
LUIS HENRIQUE RONCHI
JUAN FLORES
JOSÉ CARLOS FRANTZ
AMANDA PIRES
RONALDO PIEROSAN
ROSEMARY HOFF
NILSON FRANCISQUINI BOTELHO
SILVIA BEATRIZ ROLIM
FLAVIO ROCHA
LEANDRO ULMANN[7]

SUMÁRIO

CAPÍTULO VIII

A JAZIDA DE CRIOLITA DA MINA PITINGA (AMAZONAS)

RESUMO 481
ABSTRACT 482

I. INTRODUÇÃO 483
Metas 484
Equipe 485
Materiais e métodos 485

II. TRABALHOS ANTERIORES 487
Geologia regional 487
Geologia local e mineralização 491

III. CONTRIBUIÇÃO AO CONHECIMENTO DA GEOLOGIA REGIONAL DO DISTRITO DE PITINGA 493
Petrografia do Grupo Iricoumé 494
Rochas efusivas 494
Rochas piroclásticas 494
Ignimbritos 496
Tufos de queda co-ignimbríticos 496
Depósitos Ondulados (Surge) 496
Caracterização litoquímica das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e granitos associados 497
Granito Europa 500
Petrografia e mineralogia 500
Litoquímica 501
Considerações finais 502

IV. GEOLOGIA DO DEPÓSITO DE CRIOLITA 503
Mapeamento do albita granito 503
Minério disseminado 503
Depósito criolítico maciço 508
Características gerais 508
Observações petrográficas 511
Discussão 512

V. GEOQUÍMICA DE ETR E Y EM CRIOLITA, FLUORITA E FÁCIES GRANÍTICAS 513
ETR em Criolita 513
ETR em Fluorita 515
Y em criolita e fluorita 516
ETR das fácies graníticas 516
Discussão 517

VI. INCLUSÕES FLUIDAS 518
Petrografia das inclusões fluidas e microscopia eletrônica de varredura 519
Microtermometria 521
Discussão 524

VII. ESTUDO DE PIROCLORO E COLUMBITA DA ENCAIXANTE DO DCM 525
Distribuição, observações petrográficas e ao microscópio eletrônico de varredura 525
Composição química de pirocloro 527
Composição química de columbita 531
Discussão 532

VIII. ESTUDO DE Y-GAGARINITA 533
Ocorrência e observações petrográficas 533
Química mineral e análises por DRX 535
Discussão 536

IX. WAIMIRITA E ATROARITA 538

X. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA 539
Isótopos radiogênicos 540
Isótopos estáveis 540
Discussão 541

XI. SÍNTESE DOS DADOS E INTERPRETAÇÕES: COMPARAÇÕES COM IVIGTUT E MODELO GENÉTICO PARA PITINGA 541
Geologia do depósito de criolita 542
Geoquímica de ETR e Y 543
Inclusões fluidas 543
Pirocloro e columbita, zonação do depósito polimetálico 544
Y-gagarinita 544
Geoquímica isotópica 545

XII. IMPLICAÇÕES PARA A PROSPECÇÃO 545

XIII. CONSIDERAÇÕES FINAIS 546
Modelo do depósito 546
O caráter polimetálico do depósito: modelo metalogenético vs modelo petrogenético 547

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 547

AGRADECIMENTOS 547

A JAZIDA DE CRIOLITA DA MINA PITINGA (AMAZONAS)

ARTUR CEZAR BASTOS NETO[1], VITOR PAULO PEREIRA[1], EVANDRO FERNANDES DE LIMA[1], JOSÉ MAXIMINO FERRON[2,3], ORLANDO MINUZZI[2,3], MAURÍCIO PRADO[2,3], LUIS HENRIQUE RONCHI[4], JUAN FLORES[1], JOSÉ CARLOS FRANTZ[1], AMANDA PIRES[3], RONALDO PIEROSAN[3], ROSEMARY HOFF[5], NILSON FRANCISQUINI BOTELHO[6], SILVIA BEATRIZ ROLIM[1], FLAVIO ROCHA[7], LEANDRO ULMANN[7].

[1]Instituto de Geociências. UFRGS. Porto Alegre, RS. artur.bastos@ufrgs.br, vitor.pereira@ufrgs.br, evandro.lima@ufrgs.br, juan.flores@ufrgs.br, jose.frantz@ufrgs.br, silvia.rolim@ufrgs.br
[2]Mineração Taboca Limitada. jmaximino@mtaboca.com.br, mprado@mtaboca.com.br
[3]Programa de Pós-Graduação em Geociências, IGEO, UFRGS. ominuzzi@ofm.com.br, amandageo@hotmail.com, rpierosan@pop.com.br
[4]Departamento de Geologia, UNISINOS. São Leopoldo. ronchi@unisinos.br
[5]Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais; Porto Alegre. rosehoff@cnpuv.embrapa.br
[6]Instituto de Geociências, UnB. nilsonfb@unb.br
[7]Pesquisador bolsista CNPq-DTI, IGEO, UFRGS, flaviorocha_br@yahoo.com.br

RESUMO

No distrito mineiro de Pitinga predominam rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé com idade em torno de 1888 Ma (Pb-Pb). Os litotipos são riolitos efusivos e hipabissais, ignimbritos altamente soldados, tufos co-ignimbríticos e depósitos de *surge*. A alternância de atividade efusiva e piroclástica e a ausência de evidências de depósitos subaquosos sugerem ambiente subaéreo com ciclicidade de atividades efusivas e explosivas. O estudo geoquímico comparativo dos granitos (granitos Simão, Rastro, Bom Futuro Sul, Bom Futuro Norte e Alto Pitinga) com as unidades vulcânicas indica similaridades, exceto para o Granito Alto Pitinga. As rochas possuem conteúdos de SiO_2 maiores que 66 %, alta razão $FeO^t/(FeO^t+MgO)$ e caráter metaluminoso e peraluminoso. Os padrões geoquímicos das rochas vulcânicas Iricoumé e granitos associados mostram anomalias negativas em Ba, Nb, Sr e Ti e enriquecimento em ETRL em relação a ETRP, com razão La_N/Yb_N em torno de 8-13. Anomalias negativas de Eu são pronunciadas em todas as amostras. O comportamento de TiO_2, FeO^t, MgO, Al_2O_3, CaO, Ba e Sr em relação a SiO_2 sugere fracionamento de plagioclásio + feldspato alcalino + minerais máficos durante a evolução magmática. O volume expressivo de rochas efusivas e piroclásticas e os corpos graníticos epizonais associados (Suíte Intrusiva Mapuera) são compatíveis com complexo de caldeiras.

A mineralização primária no distrito está associada aos corpos graníticos da Suíte Madeira (~1.83 Ga). O mapeamento da parte leste do granito Europa permitiu delimitar duas fácies e relacionar as anomalias de ZrO_2, Nb_2O_5 e Ta_2O_5 no solo à fácies peralcalina anfibólio alcalino-pertita granito. O granito Madeira é constituído pelas fácies anfibólio-biotita-sienogranito, biotita-feldspato alcalino granito, feldspato alcalino granito *hipersolvus* porfirítico e albita granito. Esta é subdividida em albita granito de núcleo (AGN) e albita granito de borda (AGB). O depósito polimetálico (Sn, Nb, Ta e criolita) e seus possíveis sub-produtos (Zr, ETR, Y, Li e U) estão associados ao albita granito. Os diversos minérios ocorrem disseminados no AGN e AGB, com exceção da criolita que ocorre na forma disseminada (~150Mt, teor de 4,2% de Na_3AlF_{-6}) apenas no AGN e na forma de depósito criolítico maciço (DCM) (10Mt, teor de 32% de Na_3AlF_{-6}), localizado em sub-superfície na parte central do AGN.

O minério disseminado é constituído por criolita magmática e hidrotermal. O DCM assemelha-se a um cogumelo lenticular formado por corpos sub-horizontais (+ veios e *stockworks*) de criolita concentrados em três zonas criolíticas. Os corpos são constituídos por criolita (~85% p. vol.) + quartzo + zircão + K-feldspato ± galena. A criolita pertence a 3 gerações: nucleada (precoce), caramelo e branca (tardia). Na parte superior do DCM ocorrem criolita caramelo e nucleada (subordinada). Na parte intermediária criolita caramelo e nucleada ocorrem em iguais proporções. Na parte inferior predomina criolita nucleada, criolita caramelo é mais clara e ocorre criolita branca.

As análises dos ETR e Y possibilitaram relacionar a mineralização criolítica ao albita granito que, em relação às demais fácies do granito Madeira, tem conteúdos de ETR caracterizados por menor fracionamento dos ETRL, enriquecimento relativo em ETRP e anomalia negativa maior de européio. O estudo possibilitou verificar que a fluorita magmática tem razões ETR/Y e ETRL/ETR ≥1, Y ~1.200 ppm. Comparativamente à fluorita, a criolita magmática tem menor ETR_{total}, é enriquecida em ETRP e Y em relação aos ETRL, tem anomalia negativa de Eu e Y~200 ppm. A criolita disseminada hidrotermal é caracterizada pelo aumento na razão ETRL/ETRP, empobrecimento em Y (~20ppm) e por possuir anomalia negativa de Eu similar à da magmática, porém a criolita do DCM têm anomalia negativa de Eu menor (decorrente de ambiente de formação mais oxidante) do que a criolita disseminada. Da criolita precoce para a tardia ocorre empobrecimento em Y e ETR_{total} e aumento na razão ETRL/ETRP.

A Y-gagarinita ($Na_{0,24}Ca_{0,58}Y_{1,01}ETR_{0,39}F_{5,81}$) está associada às porções inferiores do DCM, é relativamente rica em ETRP e possui texturas de exsolução com padrões variados. A fase exsolvida tem composição ($Ce_{0,53-0,66}$ $La_{0,09-0,26}$ $Nd_{0,08-0,26}$ $Sm_{0,01-0,04}$ $Eu_{0,01}$ $Y_{0-0,03}$ $F_{3,3-4,14}$) de fluocerita, mas sua estrutura não foi identificada, podendo tratar-se de novo mineral. A exsolução é decorrente do resfriamento que exsolveu apenas ETR de raio iônico maior do que o do Sm; a gagarinita hospedeira manteve os conteúdos de Y, ETRP e Na, formando estrutura com menos vacâncias e melhor balanço de cargas.

Dois novos minerais, que ocorrem em veios tardios, foram descritos no albita granito. Waimirita é um fluoreto de ítrio rico em ETRP, criptocristalino. Atroarita é um fluoreto em que o principal cátion é Al, que ocorre principalmente como cristais octaédricos incolores em paragênese com galena.

Também foram investigadas as relações entre o DCM e a mineralização de Nb e Ta disseminada no seu entorno. Foi possível verificar a existência de U-Pb-pirocloro magmático, que foi afetado por processo de columbitização, que é caracterizado, em estágio inicial, pela perda de Pb e enriquecimento em U e Nb, formando, sucessivamente, Pb-U-pirocloro e U-pirocloro. O aumento na vacância do sítio A do pirocloro resultou em sua desestabilização com a formação de columbita, que tem assinaturas geoquímicas de Sn e U herdadas do pirocloro. Paralelamente ao empobrecimento em Pb, ocorreu enriquecimento em Ca, F, Ce e Sn e empobrecimento em Fe no pirocloro. Na zona de transição entre AGN e AGB ocorrem inversões

na evolução, relacionadas à diminuição da atividade de F no fluido responsável pela columbitização. A distribuição de pirocloro e columbita mostra que a columbitização foi promovida pelo mesmo fluido responsável pela formação do DCM ao qual se atribui algumas das diferenças entre as paragêneses do AGN e AGB.

O estudo de inclusões fluidas em criolita do DCM possibilitou verificar que as temperaturas de homogeneização variam, em geral, entre 100ºC e 300ºC, têm forte tendência vertical na Zona Criolítica Zero (a mais próxima à superfície) correspondendo a resfriamento de 400ºC a 100ºC. As variações refletem alterações nas condições físico-químicas do fluido e não processos posteriores. Dois grupos de salinidade estão presentes, um em torno de 5% peso eq. NaCl (criolita não maclada e recristalização na criolita maclada) e outro acima de 10% peso eq. NaCl (criolita maclada). Os resultados em criolita são corroborados pelos resultados obtidos em quartzo e fluorita do DCM e nos minerais hidrotermais estudados na encaixante, nos quais os dois grupos de salinidade também são observados. A associação de IF, com ampla variação de salinidade e TH, e com ausência de CO_2 é característica de eventos pós-magmáticos. A ausência de CO_2 é atribuída à ascensão/cristalização do magma ao longo de 3 fases.

O sistema ^{208}Pb-^{207}Pb forneceu a idade de 1.686 Ma +110/-170 Ma e indicou o envolvimento de fontes mantélica, crustal profunda e crustal rasa. Os valores de µNd na maioria das amostras evidenciam que o sistema foi fortemente afetado pela riqueza de F no ambiente hidrotermal. As amostras que forneceram resultados coerentes são compatíveis com sistemas gerados no manto, com participação subordinada de crosta continental. Os resultados são corroborados por estudos de isótopos estáveis. A composição isotópica ($\delta^{18}O$, δD) da água em equilíbrio com a mica da fase pegmatóide na maioria das amostras é de água magmática; subordinadamente ocorrem valores de água de formação e de granitos de fusão intracrustal. A composição do $\delta^{34}S$ da galena é mantélica. Os valores de $\delta^{18}O$ em quartzo, albita e feldspato potássico indicam fonte mantélica com contaminação crustal.

O caráter polimetálico do depósito é atribuído à participação de duas fontes distintas: mantélica (F e Nb) e crustal (Sn). Relativamente à evolução da mineralização de criolita foi possível verificar que esta se iniciou em estágio magmático (minério disseminado) a partir de magma excepcionalmente rico em flúor, prosseguiu no estágio pegmatítico e teve seu ápice no estágio hidrotermal. Neste último, fluidos hidrotermais salinos residuais do albita granito, previamente desprovidos de CO_2, ascendentes de suas partes inferiores, formaram o DCM e enriqueceram o minério disseminado. Ao longo do processo, ocorreu abertura do sistema, relacionada a reativação de fraturas. O sistema hidrotermal passou a ter caráter convectivo, incorporando fluidos meteóricos re-aquecidos em profundidade, implicando em diluições parciais do fluido mineralizador até a deposição de criolita maciça mais tardia.

O principal critério para prospecção de criolita é a associação com corpos de albita granito, por sua vez associados com as demais rochas da Suíte Intrusiva Madeira. Depósitos em rochas do Grupo Iricoumé ou em granitos Mapuera, relacionados a corpo de albita granito subjacente, também podem ocorrer. Outros critérios prospectivos são: em escala regional, associação com lineamento de direção NE-SW; em escala de depósito, associação com estruturas rúptil de direção N-S, possivelmente identificável como morfo-estrutura em imagens LANDSAT e com forte alteração hidrotermal associada, possivelmente identificável (mais especialmente em granito Mapuera) por tratamento de dados orbitais com o apoio de espectrorradiometria; intersecção de lineamento NE-SW com estruturas menores N-S representa um sítio muito favorável à formação do depósito; depósito em granito Mapuera pode ser associado a brechas de falha, ser constituído por *stockworks* ou ter morfologia filoneana; depósito associado a rochas do Grupo Iricoumé pode ter forte caráter *stratabound*; a depósito de grande porte pode estar associada anomalia gravimétrica; depósito aflorante corresponderia a área de relevo rebaixado; anomalia geoquímica de F nos cursos d'água que drenam o depósito; aluviões associados com concentrações anômalas de zircão; rochas encaixantes com padrões de ETR relativamente planos, enriquecimento relativo em ETRP e concentrações anômalas em F, Zr e Rb; solo com anomalias destes mesmos elementos. O granito Alto Pitinga foi identificado como o mais novo e principal prospecto do distrito mineiro.

ABSTRACT

The Iricoumé Group rocks are predominant in the Pitinga mining district. The volcanic rocks were dated ca. 1.888 Ma (Pb/Pb). They comprise effusive and hypabissal rhyolite, felsic pyroclastic deposits, including welded ignimbrites, co-ignimbritic ash tuffs and surge deposits. The alternating effusive and pyroclastic activity and the lack of evidence for a subaquatic volcanic environment indicate the cyclicity of the explosive-effusive aerial volcanic regime. Geochemistry of granitic rocks (Simão, Rastro, Bom Futuro Sul, Bom Futuro Norte and Alto Pitinga granites) and effusive and pyroclastic units indicates the similarity of all rocks, except for the Alto Pitinga Granite. The acid rocks have SiO_2 values higher than 66 wt% and high $FeO_t/(FeO_t + MgO)$ and middly metaluminous to peraluminous character. Geochemical patterns of the Iricoumé volcanic rocks and associated granites show strong depletion in Ba, Nb, Sr and Ti, and enrichment of LREE relative to HREE with La_N/Yb_N ratio of 8-13. Negative Eu anomalies are remarkable in all samples. Behavior of TiO_2, FeO_t, MgO, Al_2O_3, CaO, Ba and Sr against SiO_2 suggests fractionation of plagioclase + alkali feldspar + mafic minerals during magmatic evolution. The large volume of effusive and pyroclastic volcanic rocks and associated epizonal granite bodies (Mapuera Intrusive Suite) suggest a cauldron complex environment.

The east side of Europa granite (Madeira Intrusive Suite) has two facies. ZrO_2, Nb_2O_5 and Ta_2O_5 soil anomalies are related with the Na-amphibole-pertite granite facies. What is the other facies?

The Madeira granite is constituted of amphibole-biotite sienogranite, biotite-alkali-feldspar granite, porphyritic *hipersolvus* alkali-feldspar granite and albite granite facies, the latter divided in core albite granite (AGN) and border albite granite (AGB). The ore, including the polymetalic (Sn, Nb, Ta, and criolite) deposit and its subproducts (Zr, ETR, Y, Li e U) is restricted to the albite granite. The different ores occur disseminated in AGN and AGB, with exception of cryolite that is disseminated (~150Mtons, with 4,2% of Na_3AlF_6) only in AGN, and as a massif deposit (DCM) (10Mtons with 32% of Na_3AlF_6) in the central part of AGN below surface.

The disseminated ore is constituted of magmatic and hydrothermal cryolite. The DCM has a mushroom-like form, and is formed of subhorizontal bodies (veins and stockworks) of cryolite that are concentrated in three cryolite zones. The bodies are constituted of cryolite (~85% p. vol.) + quartz + zircon + K-feldspar ± galena. Cryolite belongs to three generations: nucleated, brown and white (late). In the upper part of DCM brown and nucleated cryolite occur, the latter subordinate. In the middle portion, nucleated and brown cryolite occur in equal proportions. In the lower part nucleated cryolite predominates, brown cryolite is of lighter collour and white cryolite occurs also.

Analyses of Y and REE allows to correlate the cryolite mineralization with the albite granite that has the highest REE contents and the lower LREE fractionation, relative enrichment of HREE and the largest Eu negative anomaly. Magmatic fluorite has REE/Y e LREE/ETRP ratios ≥ 1 and Y ~1.200 ppm. Compared with fluorite, magmatic cryolite has lower ΣREE and is richer in HREE and Y relatively to the LREE. It also has a negative Eu anomaly and Y~ 200ppm. Hydrothermal and disseminated cryolite is characterized by increase of LREE/HREE ratio, Y depletion (~20ppm), and negative Eu anomaly

similar to magmatic cryolite. Cryolite from DCM has lower negative Eu anomaly (due to the oxidant environment) compared to disseminated cryolite. Depletion of Y and ΣREE and increase of LREE/HREE is verified from magmatic cryolite to the late white cryolite.

Y-gagarinite ($Na_{0,24}Ca_{0,58}Y_{1,01}ETR_{0,39}F_{5,81}$) associated with lower DCM portions is relatively rich in HREE and has exsolution textures with different patterns. The exsolution phase ($Ce_{0,53-0,66}$ $La_{0,09-0,26}$ $Nd_{0,08-0,26}$ $Sm_{0,01-0,04}$ $Eu_{0,01}$ $Y_{0-0,03}$ $F_{3,3-4,14}$) has the composition of fluocerite, but its structure was not determined and it could be a new mineral. Exsolution is due to cooling, exsolving only REE with ionic radii larger than Sm. After exsolution, the host gagarinite kept the Y, HREE and Na contents and formed a structure with low vacancies and better charge balance.

Two new minerals, that occur in late veins, were described in the albite granite. Waimirite is a Y fluoride rich in HREE formed of cryptocristalline grains. Atroarite is also a fluoride, but Al is the main cation. It occurs as colorless octahedra in paragenesis with galena.

Relations between DCM and disseminated Nb and Ta mineralization were investigated. Magmatic U-Pb pyrochlore was affected by a columbitization process, characterized in the beginning by Pb loss and U and Nb enrichment, forming Pb-U pyrochlore and U-pyrochlore. With the vacancy increase in the A site pyrochlore becomes unstable and columbite crystallizes. Columbite has the geochemical Sn and U signature inherited from pyrochlore. Together with the loss of Pb occurs the enrichment of Ca, F, Ce and Sn and loss of Fe. In the transition zone between AGN and AGB inversions of evolution occur, that are related with the reduction of F activity in the fluid responsible for the columbitization process. Pyrochlore and columbite distribution shows that this process was due to the same fluid that formed DCM. This fluid is also responsible for the differences between AGN and AGB paragenesis.

Fluid inclusion studies in cryolite from DCM indicate that the homogenization temperature in general changed from 100^{0}C to 300^{0}C with strong vertical tendency in the Zero Cryolitic Zone (next to the surface) and correspond to cooling from 400^{0}C to 100^{0}C. These changes are due to the physico-chemical conditions in the fluid. Two groups of salinity are present: i) next to 5w% NaCl eq. (untwinned cryolite and recrystallization of twinned cryolite); ii) over 10w% NaCl eq. (twinned cryolite).

The same salinity groups observed in cryolite are present in quartz and fluorite from DCM and in the hydrothermal minerals from the wall rocks. The association of fluid inclusions has a large spread of salinity and temperature homogenization with absence of CO_2 that characterize post- magmatic events. The absence of CO_2 is attributed to magma ascent that crystallized in three phases.

The ^{208}Pb-^{207}Pb system gave the age of 1.686 Ma +110/-170 Ma and indicated the relationship with mantle, deep crust and shallow crust sources. The values of μNd in most samples suggest that the system was strongly affected by abundance of F in hydrothermal setting. The samples that gave coherent results are compatible with mantle system with subordinate participation of continental crust. These results are confirmed by stable isotopic studies. The isotopic composition ($\delta^{18}O$, δD) of water equilibrated with mica from pegmatitic phase in most samples is the same of magmatic water; subordinately occur values of formation water and intracrustal granite melt water. The composition of $\delta^{34}S$ from galena is of mantle type. The values of $\delta^{18}O$ from quartz, albite and K-feldspar indicate mantle source with crustal contamination.

The polymetalic character of the deposit is attributed to two different sources: mantle (F and Nb) and crust (Sn). The genesis of cryolite mineralization began at magmatic stage (disseminated ore) from an exceptionally F-enriched magma, continued at the pegmatitic stage and finally is formed in a hydrothermal stage. In this case, residual hydrothermal saline fluids from the albite granite and poor in CO_2 rised from the bottom of this facies to form the DCM. During this process the system was open by fractures reactivation. The hydrothermal system become convective, engaging meteoric fluids heated at depth that diluted the hydrothermal fluid.

New criteria for cryolite prospection are presented and classify the Alto Pitinga granite as a new exploration target identified in this project.

I. INTRODUÇÃO

Este trabalho foi realizado no quadro do projeto "Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia", coordenado e gerenciado pela Agência para o Desenvolvimento da Indústria Mineral Brasileira (ADIMB), com a colaboração do Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), com recursos do CT-Mineral/Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP), DNPM e da ADIMB representando as empresas co-promotoras e facilitadoras. O projeto contemplou o estudo de 10 alvos, dentre eles o Alvo Criolita de Pitinga, cujos resultados são aqui apresentados.

Criolita é aluminofluoreto de sódio (Na_3AlF_6) composto idealmente (em peso) por 32,85 % Na, 12,85 % Al e 54.30 % F (**Mineralogy Database 2005)**. O nome deriva do grego *krios* (gelo) e *lithos* (pedra), em referência ao brilho e ao índice de refração serem semelhantes aos do gelo. Criolita pura é incolor a branca; com impurezas, é vermelha, marrom ou preta. A densidade varia de 2,95 a 3,01 g/cm^3 e a dureza de 2,5 a 3. O sistema de cristalização é monoclínico, com transição reversível para o sistema cúbico a 565 ºC ± 5ºC. Sob aquecimento gradual, produz luminescência amarela que desaparece em temperaturas mais elevadas. A fusão ocorre a 1000ºC com expansão de volume de 41%. Até a revisão de Bailey (1980), eram conhecidas apenas 18 ocorrências de criolita. A jazida de Ivigtut (Groenlândia) foi a única explorada, desde o início do século passado até 1986. O depósito de Pitinga é o segundo caso com importância econômica.

A mina Pitinga (Figura 1) situa-se no município de Presidente Figueiredo (Amazonas). A área deste estudo abrange também parte do município Urucará. A partir de Manaus, o acesso é feito por rodovia pavimentada (Manaus-Boa Vista, BR-174) até o km 264. Deste ponto, segue-se para leste, por estrada secundária não pavimentada, cerca de 60 km até chegar na mina.

A história do distrito mineiro iniciou com a descoberta de cassiterita aluvionar pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), durante a realização de projeto de mapeamento geológico básico (Veiga Jr. *et al.* 1979). Ainda em 1979, a Paranapanema S.A. iniciou a

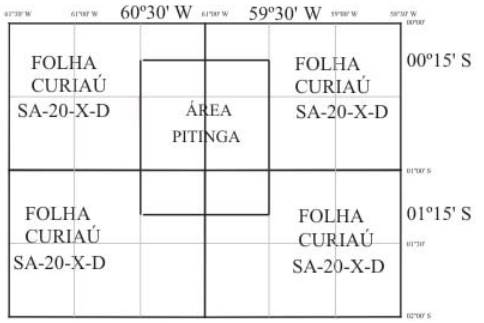


Figura 1 – Mapa de localização da área de Pitinga.

pesquisa em áreas adquiridas da CPRM e em áreas mais a oeste, até a divisa com a reserva dos índios Waimiri-Atroaris. Em 1982 já eram conhecidas reservas aluvionares e iniciava-se o ciclo produtivo do estanho aluvionar. No mesmo ano foi descoberta a mineralização aluvionar do igarapé Madeira, que drena a serra do Madeira. Em 1983 foi descoberto o minério primário, associado à fácies albita granito do granito Madeira. A criolita disseminada nesta rocha foi identificada em 1986. Em 1989 as sondagens revelaram a ocorrência de corpos de criolita maciça, subseqüentemente investigados por 57 furos que permitiram a definição do depósito criolítico maciço (DCM).

O depósito polimetálico associado ao albita granito corresponde a depósito de Sn de classe mundial, com a maior reserva de cassiterita do Brasil. Possui a maior reserva mundial de criolita e uma das maiores reservas mundiais de Ta, além de importantes reservas de Nb, Y, Zr, Rb,Th e U. Em áreas próximas foram cubados depósitos de bauxita. A exploração de criolita, matéria prima fundamental na metalurgia do alumínio, é, portanto, estratégica para o distrito.

A mina Pitinga, explorada pela Mineração Taboca Limitada, é a maior produtora de cassiterita do Brasil. Atualmente, estão sendo exploradas as últimas reservas dos minérios intemperizado e aluvionar, ambos sem criolita, e estão sendo ampliadas as operações de britagem e moagem de rocha sã (com criolita), partindo para o projeto pleno que prevê a lavra de cerca de 8,4 milhões de toneladas/ano de *ROM* com teores de 0,175% de Sn, 0,223 de Nb_2O_5, 0,028 de Ta_2O_5 e 4,2 % de criolita (minério disseminado). A exploração do DCM ocorrerá dentro de alguns anos, quando for atingido pela cava da mina. O processamento metalúgico do minério de Nb-Ta já é efetuado em Pitinga; o do Sn é realizado em São Paulo.

Metas

A execução de cada alvo foi subdividida em 12 metas. Como em Pitinga há uma superposição parcial entre os alvos Criolita e Estanho (o albita granito, principal corpo de minério de estanho, é a rocha encaixante do DCM e contém também criolita disseminada), as duas equipes atuaram de forma integrada e algumas metas do Alvo Criolita foram modificadas para evitar duplicidade.

Compilação e integração de dados (Metas 1 e 2). Para efeito do relatório de etapa estas metas foram cumpridas pela equipe do Alvo Estanho. A equipe do Alvo Criolita realizou trabalho especial de sensoriamento remoto, incluindo a aplicação de espectrorradiometria, que resultou na elaboração do mapa geológico regional de área de 1º quadrado.

Mapeamento geológico (Meta 3). A equipe do Alvo Criolita concentrou-se no mapa regional, tendo realizado grande esforço de amostragem dos diversos corpos graníticos para estudos preliminares petrográficos, geoquímicos e isotópicos. Estudos detalhados foram efetuados no granito Europa e em locais selecionados no Grupo Iricoumé. Subseqüentemente, a equipe complementou o mapeamento do albita granito e locou 3

furos de sonda realizados pela mineradora para definição de contatos e forma do corpo mineralizado.

Estudos petrográficos e petroquímicos de rocha (Metas 4 e 5). Estes trabalhos foram essencialmente voltados para a geologia regional. Os resultados, aqui apresentados de forma sintética, estão sendo consolidados nas teses de José Maximino Ferron (evolução geológica e potencial prospectivo do distrito) e Ronaldo Pierosan (vulcanismo Iricoumé), e na dissertação de mestrado de Maurício Prado (granito Europa).

Estudo de corpos de minério (Meta 6). O DCM foi descrito e amostrado a partir de testemunhos de sondagem. *Software* de modelamento tridimensional foi empregado para integrar os resultados com dados de sondagem no entorno do depósito, com o objetivo de investigar a influência do DCM nos minérios disseminados do albita granito. O minério disseminado foi descrito a partir de testemunhos de sondagem e de amostras de superfície. As três gerações de criolita do DCM e as duas gerações de criolita disseminada tiveram suas composições químicas investigadas.

Estudos petrográficos e petroquímicos de minério e zonas de alteração hidrotermal (Metas 7 e 8). Os estudos petroquímicos foram redirecionados para a realização de estudos mineralógicos. Três estudos adicionais ao da criolita enquadram-se nesta meta: o do minério de Nb e Ta da rocha encaixante do DCM, o da Y-gagarinita e o estudo preliminar de dois novos minerais descobertos durante a execução do projeto.

Estudos de inclusões fluidas (Meta 9). O estudo foi realizado em criolita, e em quartzo e fluorita associados, no DCM e no minério disseminado. Foi extremamente trabalhoso em virtude da baixa tenacidade e do baixo índice de refração da criolita e das pequenas dimensões dos cristais disseminados, mas forneceu resultados muito importantes para o entendimento da gênese da mineralização.

Estudos geocronológicos e de isótopos estáveis (Metas 10 e 11). Os estudos geocronológicos foram essencialmente direcionados para investigação do contexto geológico regional. No granito Madeira, como já foram efetuados diversos estudos geocronológicos em zircão e rocha total, o enfoque do trabalho foi redirecionado para os minerais de minério (criolita, pirocloro, Y-gagarinita, galena) e alguns minerais da rocha, procurando identificar assinaturas de fontes e investigar a possibilidade de existirem diferentes eventos metalogenéticos superpostos.

Integração e interpretação de dados (Meta 12) A integração e interpretação do conjunto de dados levou aos dois resultados finais do trabalho: o modelo genético da mineralização de criolita e a ampliação sinificativa do conhecimento da evolução geológica regional, permitindo melhor enquadramento do modelo genético e o aperfeiçoamento do modelo prospectivo adotado no distrito.

Equipe

O Alvo Criolita foi coordenado pelo professor Artur Cezar Bastos Neto (UFRGS). Atuaram como coordenadores de área os professores da UFRGS Vitor Paulo Pereira (mineralogia) e Evandro Fernandes de Lima (geologia regional). A equipe do Alvo Criolita foi constituída por:

- Pesquisadores principais: Luis Henrique Ronchi (UNISINOS), Juan Antônio Flores (UFRGS), José Carlos Frantz (UFRGS) e Rosemary Hoff (CPRM).
- Geólogos da Mineração Taboca Limitada e pós-graduandos: José Maximino Ferron, Orlando Minuzzi e Mauricio Prado.
- Pós-graduandos: Amanda Cristina Pires e Ronaldo Pierosan.
- Pesquisadores colaboradores: Roberto Dal'Agnol (UFPA), Hilton Costi (Museu Paraense Emilio Goeldi), Nilson Francisquini Botelho (UnB), Candido Moura (UFPA), Silvia Beatriz Alves Rolim (UFRGS)
- Pesquisadores com bolsa DTI: Flávio França Rocha e Leandro Ulmann.
- Estudantes de graduação: Marcelo Ricardo Schwartz, Diego Gonçalves de Oliveira, Lisandro Nunes, Isadora Henrichs e Luis Alberto Vedana (UFRGS) e Marcelo Leopoldo Weber (UNISINOS).

Materiais e métodos

O trabalho de sensoriamento remoto utilizou imagens orbitais ETM+ LANDSAT 7: 231.061, 231.060, cenas inteiras (bandas 1, 2, 3, 4, 5, 7 e 8), período de estiagem (27/08/2001). Foram empregados os softwares ENVI 3.5 (RSI, 2000) e SPRING 3.6 02 (INPE, 2002) e efetuados pré-processamentos, correção geométrica, seleção de bandas, realce de contraste, composições coloridas, filtragens (filtro multidirecional 7 x 7, Araújo & Carvalho Jr. 1994) e análise por componentes principais. Medidas espectrorradiométricas foram realizadas, numa primeira etapa, no Laboratório de Espectroscopia de Reflectância da UNICAMP (FAPESP) em espectrorradiômetro FIELDSPEC, de 400 a 2500nm, sendo que a análise dos espectros foi visual, para subsidiar a próxima etapa. A segunda fase foi efetuada no Laboratório de Sensoriamento Remoto e Espectrorradiometria da CPRM de Porto Alegre, em espectrorradiômetro POSAM, na faixa de 1200 a 2500 nm, visando obter a alteração

hidrotermal. As curvas espectrais foram analisadas no software MISO (JICA), identificando-se os minerais.

As análises de rocha total para os estudos de geologia regional foram efetuadas pelo laboratório ACME BRASIL. As análises isotópicas $^{207}Pb/^{206}Pb$ por evaporação de zircão foram realizadas no Laboratório Pará-ISO da Universidade Federal do Pará. As análises de minerais do granito Europa foram realizadas na Universidade Federal do Rio Grande do Sul UFRGS, utilizando a microssonda eletrônica (MSE) marca CAMECA, modelo SX-50 e o microscópio eletrônico de varredura (MEV) marca JEOL, modelo JMS-5800.

O modelamento geológico tridimensional do DCM e da distribuição dos teores dos demais minérios na rocha encaixante do depósito foi efetuado com o *software* GEMCOM 4.11.

A separação de criolita e fluorita seguiu técnicas convencionais de britagem, moagem, separação por líquidos densos, passagem em separador isodinâmico Frantz e separação grão a grão com auxílio de lupa binocular. As separações com pouco material (minerais disseminados) foram analisadas por ICP-MS (modelo ELAN 6100 DRC da Perkin Elmer/Sciex) no Instituto de Geociências da USP. As amostras foram comparadas a um conjunto de sete padrões geológicos: BE-N (basalto-CNRS), DR-N (diorito-CNRS), OU-1 (lava-IAG), OU-2 (dolerito-IAG), JA-1 (andesito-GSJ); BR (basalto-CNRS) para controle de *drift* instrumental e MRG-1 (gabro-USGS). Foi preparado branco para levantamento da curva de calibração e controle de qualidade analítica (verificação da exatidão dos resultados). As análises de amostras de rocha total e das separações de criolita e fluorita do DCM foram executadas no laboratório Lakefield-Geosol, em Belo Horizonte, MG, pelo método ICP-digestão multi-ácida para determinação dos ETR e Y. Para determinação de F foi utilizado o método íon específico. Os resultados dos ETR foram normalizadas pelo condrito de Evensen (Evensen *et al*. 1978).

O estudo petrográfico e microtermométrico das inclusões fluidas foi realizado na Universidade do Vale do Rio dos Sinos, em platina Chaix Meca instalada em microscópio Olympus BH2. A reprodutibilidade das medidas é de 0,2ºC. A curva de calibração foi construída com inclusão fluida natural rica em CO_2 puro (-56,6ºC), água desmineralizada (0,0ºC) e produtos indicadores de temperatura: Merck (135ºC), $NaNO_3$ (306,8ºC) e $K_2Cr_2O_7$ (398ºC). As lâminas bipolidas (espessura ~0,3 mm) foram coladas a frio com Entelan e descoladas com Xylol (MERCK art. 8687). Nos cálculos de salinidade e densidade, utilizou-se o programa MacFlinCor (Brown e Hagemann 1994). O estudo por MEV e análises de fase sólida por EDS foram efetuados no equipamento da UFRGS.

O estudo de pirocloro e columbita foi efetuado em equipamentos da UFRGS. Nas análises ao MEV, utilizou-se energia de 20 kV, corrente de 25 nA e tempo de contagem de 100 s. No caso de mapeamento de elementos, o tempo de aquisição foi de 50min. Nas análises por MSE foram utilizados, numa primeira etapa, energia de 15 KeV, corrente de 10 nA e feixe de 1 μm para tempo de contagem de 20 s. Uma segunda etapa foi desenvolvida para a quantificação de Sn, W e Sb, utilizando energia de 15 KeV, corrente de 10nA, feixe de 1μm e tempo de 20 s. Nas análises de columbita por microssonda eletrônica, o ferro foi considerado como Fe^{+2}. A discriminação entre Fe^{+2} e Fe^{+3} somente foi possível a partir de cálculos estequiométricos (Ercit 1994).

No estudo da gagarinita as proporções do polimorfo de fluocerita foram obtidas por tratamento de imagens, utilizando o Programa Scion Image Beta 4,20. As análises por difração de raios X (DRX) foram realizadas na UFRGS em difratômetro marca Siemens, modelo D-5000, no intervalo entre 2 a $82^0 2\theta$, com passo de $0{,}02^0 2\theta$ no tempo de 1s, utilizando radiação Co-Kα e filtro de níquel. Os parâmetros cristalográficos foram determinados com o programa *Least-squares Refinement of Crystallographic Lattice Parameters* (LCLSQ 8.5, Burnham 1993). Imagens de elétrons retroespalhados, mapa de distribuição de elementos e análises qualitativas de EDS foram realizadas na Universidade Federal de Santa Catarina em MEV, marca Phillips, modelo XL30, utilizando a energia de 20 kV e tempo de contagem de 200 s. As análises por MSE foram realizadas na Universidade de Brasília em equipamento Cameca, modelo SX-50, com corrente de 15 kv e 25 nA, com tempo de contagem de 10 s. Para ETR e Y, as condições de análise foram de 20 kV, 40 nA e 20 s, e correções de interferências nas posições de picos e *backgrounds* ETR foram efetuadas com os fatores de correções de Åmli e Griffin (1975). Análises adicionais em pastilha prensada foram efetuadas na UFRGS em espectrômetro de fluorescência de raios X marca Rigaku, modelo RIX 2000, com tubo de ródio, sob energia de 50 kV e corrente 40 mA.

O estudo da waimirita e atroarita foi realizado na UFRGS, nos DRX e MEV acima descritos. As condições analíticas para o DRX foram as mesmas. No caso do MEV, a energia foi de 10 a 20 kV e o tempo de contagem de 10 a 100 s.

As análises isotópicas de separações minerais e albita granito foram efetuadas na UFRGS em espectrômetro de massa VGSECTOR 54 com 9 coletores Faraday. As análises de isótopos estáveis foram realizadas pelo ISOTOPE LABORATORY da Queen's University (Canadá).

II. TRABALHOS ANTERIORES

Geologia regional

O *Craton* Amazônico (Figura 2) situa-se na porção norte da Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 1981). É uma das maiores áreas cratônicas do mundo, formada por dois escudos pré-cambrianos, Guianas e Guaporé, geograficamente separados pelas bacias paleozóicas do Amazonas e Solimões (Gibbs & Barron 1983). Modelos diversos têm sido aplicados para o entendimento de sua evolução geológica, enfocando sua compartimentação em províncias tectono-geocronológicas, englobando eventos ocorridos entre 3,10 e 0,99 Ga. Costa & Hasui (1997) subdividem o *craton* em 12 paleoplacas arqueano-paleoproterozóicas, circundadas por cinturões móveis submetidos a reativações cíclicas até o Fanerozóico. O modelo considera unicamente processos colisionais do tipo continente-continente. O modelo mobilista de Tassinari & Macambira (1999) divide o *craton* em 6 províncias principais (Figura 2A), com núcleo de idade arqueana (>2,3 Ga), representado pela Província Amazônia Central, agregando cinturões móveis de idades decrescentes até 1,00 Ga. Neste modelo a região de Pitinga insere-se na Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga). Santos *et al.* (2000) subdividem o *craton* em 7 províncias e um cinturão de cisalhamento, envolvendo eventos tectônicos ocorridos desde 3,10 a 0,99 Ga (Figura 2B). Neste modelo a área de Pitinga localiza-se no limite entre as províncias Parima-Tapajós (2,10-1,87 Ga) e Amazônia Central (1,88-1,70 Ga).

As informações disponíveis sobre a região de Pitinga posicionam suas rochas entre 1,96 Ga e 1,08 Ga, sugerindo que sua evolução se iniciou no Paleoproterozóico (Período Orosiriano), relacionada ao ciclo Transamazônico, e se estendeu até o final do Mesoproterozóico. São ainda

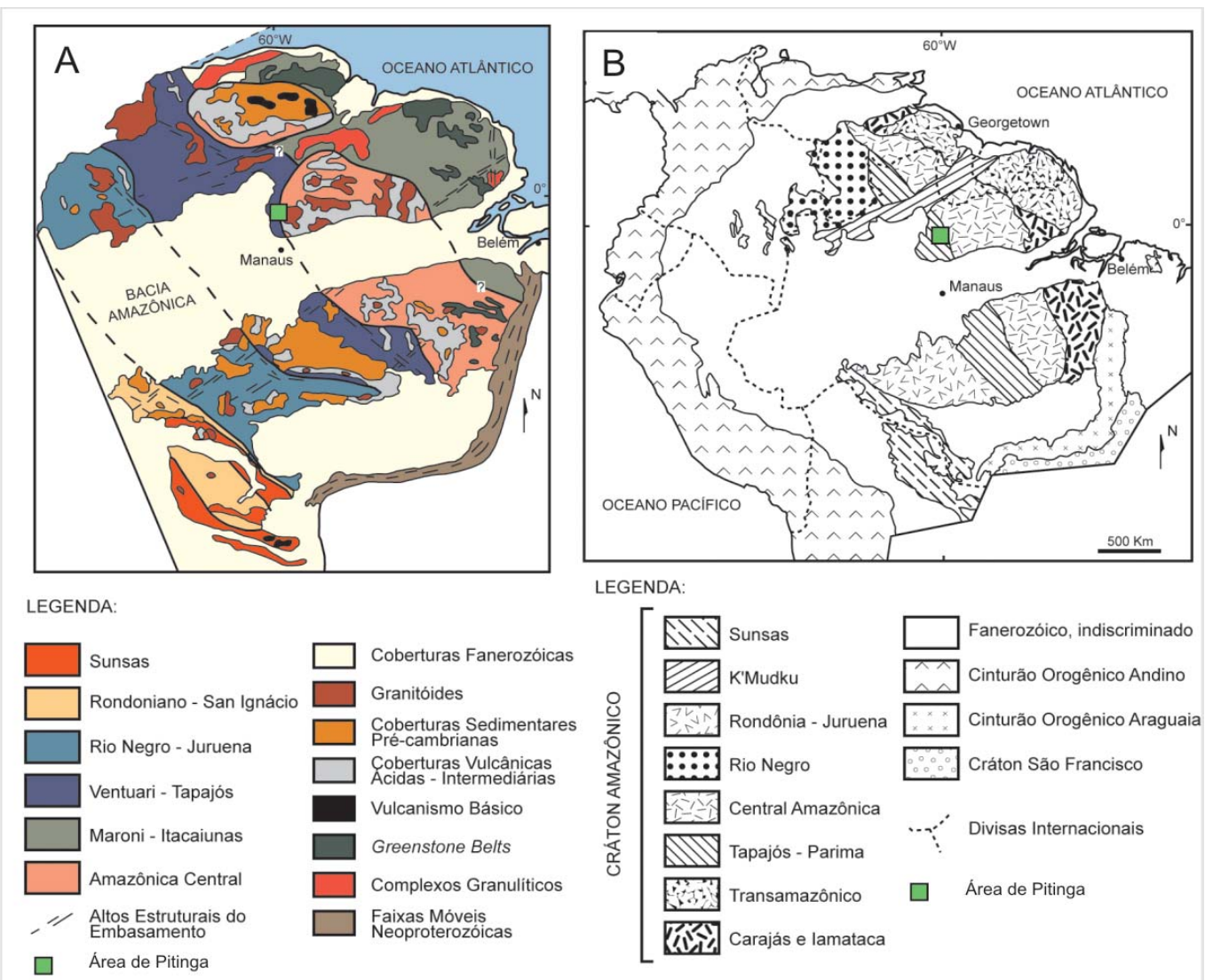


Figura 2 – Províncias geocronológicas do Craton *Amazônico. A) segundo Tassinari* et al. *(1999) e B) segundo Santos* et al. *(2000).*

desconhecidas as condições em que se deram a formação das rochas mais antigas (pré-Transamazônico) que constituíram o embasamento para as rochas vulcano-plutônicas e sedimentares da região.

A figura 3 apresenta o mapa geológico regional elaborado pelo projeto. As descrições e novos dados serão apresentados mais adiante. Abaixo são sintetizadas informações da literatura sobre as unidades litoestratigráficas presentes na área mapeada, mas sem se restringir aos trabalhos efetuados no perímetro do mapa.

O reconhecimento geológico e geoquímico efetuado pela CPRM (Mandetta *et al.* 1974) ao longo do rio Pitinga foi o primeiro trabalho de cunho geológico realizado na região. O trabalho motivou a implementação de dois projetos (convênios DNPM-CPRM) de mapeamento geológico em escala 1:100.000: Estanho do Abonari (Araújo Neto & Moreira 1976) e Sulfetos do Uatumã (Veiga Jr. *et al.* 1979). A área fez parte também do Projeto Radambrasil, Folhas SA.20–Manaus (Lourenço *et al.* 1978) e SA.21–Santarém (Araújo *et al.* 1976). Na década de oitenta a CPRM executou na região dois projetos de mapeamento (1:250.000): Uatumã-Jatapu (Costi *et al.* 1984) e Trombetas-Mapuera (Jorge João *et al.* 1984). No Estado de Roraima a CPRM executou dois projetos regionais (escala 1:500.000), Roraima Central (Fraga *et al.* 1999) e Caracaraí (Faria *et al.*, 2000), nos quais são enfocadas unidades litológicas em grande parte similares às da região de Pitinga.

O termo Complexo Guianense (Issler *et al.* 1974) designa um conjunto de rochas submetidas a metamorfismo mesozonal a catazonal (fácies anfibolito e piroxênio granulito), parcialmente granitizadas. Lourenço *et al.* (1978) e Araújo (1976) reconheceram na região de Pitinga rochas metamórficas gnaissóides e granitóides de anatexia que relacionaram ao Complexo Guianense. Araujo Neto & Moreira (1976) reconheceram, na área a sul do Projeto Pitinga, anfibolitos, charnockitos, granitos, granodioritos, gnaisses, migmatitos e dioritos, caracterizados pela presença de hornblenda na maior parte dos tipos litológicos, que enquadraram no Grupo Anauá (Ramgrab & Damião 1970) e consideraram ser a unidade mais antiga da região (>2,8 Ga). Segundo Schobbenhaus *et al.* (1984), o Grupo Anauá ou Suíte Metamórfica Anauá representa unidade diferenciada do Complexo Guianense, na qual granitóides foram distinguidos das faixas metamórficas. Os granitóides na região ao norte de Manaus receberam a denominação de Granodiorito Água Branca (Araújo Neto & Moreira 1976). Veiga Jr. *et al.* (1979) reconheceram, como as rochas mais antigas da região de Pitinga, granitos de composição predominantemente monzogranítica, apresentan-

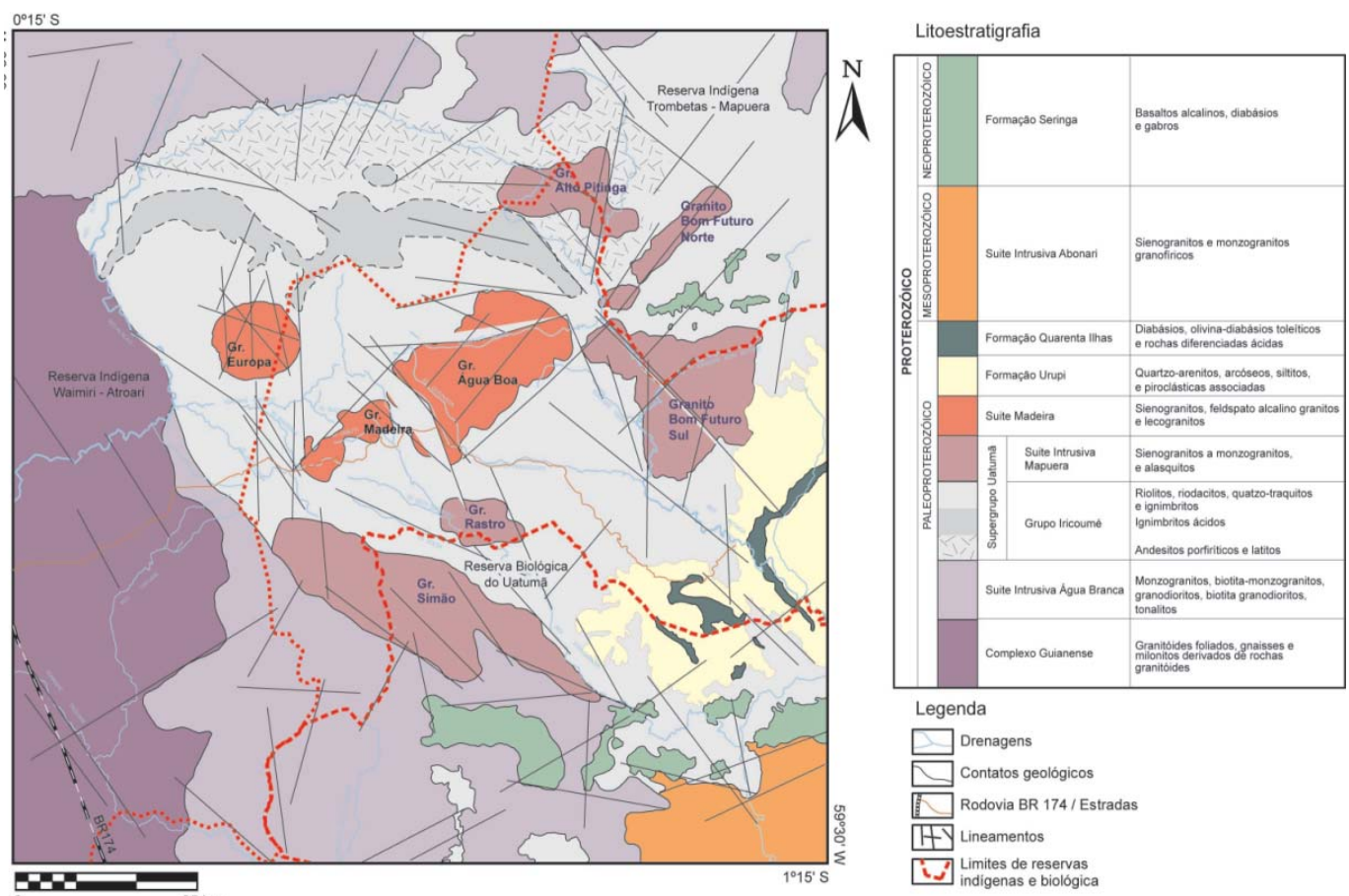


Figura 3 – Mapa geológico regional do distrito mineiro de Pitinga.

do efeitos de cisalhamento superimpostos, os quais denominaram Adamelito Água Branca. Atribuíram a essas rochas origem a partir de processos anatéticos do ciclo Orogênico Transamazônico. Oliveira *et al.* (1996) utilizaram para esses granitos o termo Suíte Intrusiva Água Branca (SIAB), em consonância com a recomendação de Le Maitre (1989). Para Faria *et al.* (2000), a SIAB é uma série expandida de granitóides do tipo I Cordilheirano (Pitcher 1983), de natureza metaluminosa, levemente peraluminosa e caráter cálcico-alcalino, gerada a partir de fusão parcial do manto e/ou material crustal com assinatura geoquímica de subducção. Consideram ser a SIAB possivelmente contemporânea dos granitos tipo-S Igarapé Azul do sul de Roraima (Faria *et al.* 1999) e recomendam agrupar na unidade Granito Igarapé Azul os termos peraluminosos. Determinações geocronológicas Rb-Sr indicam idades de 1.951 Ma (Santos & Reis Neto 1982) e 1.910 Ma (Jorge João *et al.* 1985). Determinações Pb-Pb em zircão (Almeida *et al.* 1997) forneceram 1.960 Ma e 1.938 Ma como idades mínimas de cristalização.

A primeira referência a rochas relacionadas ao Supergrupo Uatumã deve-se a Derby (1877) *in* Araújo *et al*. (1976) ao descrever afloramentos no rio Trombetas, relacionando-os às rochas da área do rio Tapajós. A denominação Série Uatumã deve-se a Oliveira & Leonardos (1940) e o termo Grupo Uatumã a Barbosa (1966). Em trabalhos no Estado de Roraima Melo *et al.* (1978) redefiniram a unidade como Supergrupo Uatumã, constituído por rochas vulcânicas e plutônicas associadas, com composições ácidas a intermediárias, não deformadas, de idade paleoproterozóica. No Escudo das Guianas a fase vulcânica tem as denominações regionais Grupo Iricoumé e Grupo Saracura. Ela foi sucedida pela fase plutônica que tem as denominações regionais Suíte Intrusiva Saracura e Suíte Intrusiva Mapuera. No Escudo Guaporé as vulcânicas são denominadas Grupo Iriri, enquanto que as suítes Maloquinha e Rio Dourado são os equivalentes plutônicos. O termo Formação Iricoumé deve-se a Oliveira *et al.* (1975). A unidade foi elevada à categoria de Grupo Iricoumé por Veiga Jr. *et al*. (1979).

Em função das características das rochas vulcânicas Uatumã serem semelhantes às de granitos do tipo A, tais como altos conteúdos de F, Nb e Y, e diagramas ETR com padrão *bird-wing*, Dall'Agnol *et al.* (1994) sugerem que o magma é de origem crustal e que os litotipos são de epizona com distribuição continental, a baixas profundidades e por extensa área. Tassinari *et al.* (1999, 2000) e Santos *et al.* (2000) também caracterizaram o magmatismo como de ambiente anorogênico. Para os últimos autores, o magmatismo envolveu fusão parcial de fonte crustal arqueana e ocorreu entre 1.880 Ma e 1.870 Ma. Porém, Faria *et al.* (2000) afirmam que os dados petrográficos e litoquímicos das rochas do Grupo Iricoumé são compatíveis com aqueles obtidos para as rochas plutônicas da SIAB que, por sua vez, representam o magmatismo tardi-orogênico relacionado ao final do Ciclo Transamazônico na região.

Costi *et al.* (2000) obtiveram idade (Pb-Pb em zircão) de 1.888 Ma. nas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé na região de Pitinga. Esta idade difere bastante daquelas obtidas nas vulcânicas do Grupo Surumu: 1.966 (U-Pb) de Schobbenhaus *et al.* (*op. cit*); 1.960 Ma (Pb-Pb) de Santos *et al.* (2000); e 2.006 Ma (Pb-Pb) de Costa *et al.* (2001). As diferentes idades e as variações químicas registradas, tanto nos vulcanitos como nas rochas graníticas associadas, têm suscitado recomendações (Dall'Agnol *et al.* 1987,1994, 1999; Costi *et al.* 2000; Santos *et al.* 2000; Reis *et al.* 1999, 2000; Lamarão *et al.* 2002) sobre a necessidade de melhor caracterização geoquímica e cronoestratigráfica do magmatismo Uatumã. Segundo Dall'Agnol *et al.* (2003), as rochas do Supergrupo Uatumã podem ser produto de mais de uma série magmática ou representar rochas formadas em ambientes tectônicos distintos.

Segundo Faria *et al*. (2000), a denominação Mapuera foi primeiramente empregada em trabalhos da Geomineração Ltda. (1972) ao longo do rio homônimo, no Estado do Pará. A unidade foi elevada à categoria de suíte a partir de diversos trabalhos da CPRM (Araújo Neto & Moreira 1976; Veiga Jr. *et al*. 1979; Costi *et al*. 1984), consistindo no termo plutônico do Supergrupo Uatumã. Veiga Jr. *et al.* (*op. cit.*) agrupou nesta suíte todos os granitóides genericamente considerados como anorogênicos de tipo A que ocorrem na parte sul do Escudo das Guianas. Dois corpos graníticos, então conhecidos na região de Pitinga, os granitos Bom Futuro Sul e Simão (Figura 3), foram incluídos nesta unidade. Segundo Faria *et al.* (*op. cit.*), a unidade é constituída por rochas isótropas, de composição alcalina a subalcalina, enquadradas no campo dos granitos tardi-orogênicos de Batchelor & Bowden (1985) e no domínio dos granitos intraplaca de Pearce *et al.* (1984).

Os corpos graníticos Madeira, Água Boa e Europa (Figura 2) foram correlacionados por Horbe *et al.* (1985), Daoud & Antonietto Jr. (1985) e Daoud (1988) à Suíte Intrusiva Abonari. Entretanto, as datações forneceram idades mais antigas do que aquela suíte. No granito Madeira, foram obtidas as idades 1.689 Ma (Rb-Sr, Macambira *et al.* 1987); 1.834 Ma (U-Pb, Fuck *et al*. 1993); 1.810 Ma e 1.794 Ma (U-Pb, Lenharo 1998); 1.824 Ma, 1.822 Ma e 1.818 Ma (Pb-Pb, Costi 2000). No granito Água Boa; 1.798 Ma e 1.815 Ma (U-Pb, Lenharo 1998). No granito Europa, 1.829 Ma (Pb-Pb, Costi *op. cit.*). Assim, revisões do posicionamento destes granitos

foram propostas por Lenharo (1998) que os incluiu na Suíte Intrusiva Mapuera e por Costi *et al.* (2000) que os incluíram na unidade que denominaram de Suíte Madeira.

O granito Água Boa (Figura 4) é o maior dos três *plutons* da Suíte Madeira. É composto por quatro fácies (Daoud & Antonietto 1985, Lenharo 1998). A fácies mais precoce é anfibólio-biotita sienogranito, de granulação média ou grossa, localmente com textura *rapakivi*. A fácies seguinte é biotita sienogranito porfirítico, com matriz de granulação fina. Segue-se fácies constituída por biotita feldspato alcalino granito, equigranular, de caráter *hipersolvus*. A última fácies é representada por topázio granito porfirítico (Lenharo *op. cit.*). Geoquímicamente, as rochas são de natureza alcalina, classificadas como granitos tipo-A, apresentando caráter metaluminoso a peraluminoso (Horbe *et al.* 1991). No granito Europa Costi *et al.* (2000) identificaram a ocorrência de granito *hipersolvus* de granulação média, equigranular, de caráter peralcalino, portador de anfibólio alcalino riebeckita-alfvedsonita.

A Formação Urupi (Veiga Jr. *et al.* 1979) corresponde à Formação Pitinga de Mandetta *et al.* (1974). O pacote tem espessura de cerca de 800 m. No pacote inferior predominam quartzo-arenitos com estratificação cruzada, no pacote superior ocorrem arenitos feldspáticos, arcóseos e subarcóseos. Ambos contém intercalações de rochas piroclásticas (tufos) silicificadas, são intrudidos por *sills* básicos toleíticos, sobrepondo-se a rochas do Grupo Iricoumé. Cunha (2001) identificou quatro associações faciológicas (depósitos de *foreshore*, *shoreface* superior, intramaré/submaré e barras de canal fluvial) de região costeira dominada por ondas e correntes e, subordinadamente, por processos de maré. Segundo o autor, a unidade atingiu até a mesodiagênese. A formação está associada à braquissinclinal do rio Pitinga (Mandetta *et al. op. cit.*), uma estrutura de forma elíptica, com extensão (E-W) de 60 km por 20 km de largura, cuja extremidade oeste é observada na parte leste do mapa (Figura 3). Montalvão (1975) e Araújo *et al*. (1976) interpretaram a estrutura como produto do colapso de aparelho vulcânico ou caldeira.

A Formação Quarenta Ilhas (Veiga Jr. *et al.* 1979) é composta predominantemente por diabásio, gabro e basalto, com suas respectivas variações litológicas, além de rochas diferenciadas (monzonito, diorito e quartzo-monzonito) formando um conjunto predominantemente de afinidade subalcalina e de caráter toleítico. Estas rochas intrudem a Formação Urupi e sua estrutura mais proeminente é o *sill* Quarenta Ilhas localizado na parte oeste da braquissinclinal de Pitinga (Figura 3). Segundo Silva Jr. (1992), o *sill* é composto por cinco grupos distintos: gabro; monzogabro e quartzo monzogabro (pobre em quartzo); quartzo monzogabro (rico em quartzo) e quartzo monzonito; quartzo sienito e álcali-feldspato sienito. Sua formação envolveu, por um lado, cristalização segundo o *trend* de diferenciação magmática gabro-quartzo sienito e, por outro lado, a cristalização de álcali-feldspato sienito. As rochas correspondem à série monzonítica de Lameyre & Bowden (1982) e foram afetadas por saussuritização, uralitização e albitização. Santos *et al.* (2002) determinaram idade de 1.780 Ma indicando, possivelmente, a idade de encerramento das manifestações vulcânicas paleoproterozóicas na região e balizando a idade da Formação Urupi.

Veiga Jr. *et al.* (1979) associaram química, petrográfica e geocronologicamente um conjunto de rochas graníticas e monzograníticas, ocorrentes na região norte do Estado do Amazonas, ao granito Abonari de Araújo Neto & Moreira (1976) e redefiniram a unidade como Suíte Intrusiva Abonari que é composta por granitóides anorogênicos, meta a peraluminosos, raramente peralcalinos. Estes granitos foram correlacionados ao granito Parguaza, Venezuela (Gaudete *et al.* 1978) por serem intrusivos em granitóides do Supergrupo Uatumã, apresentarem quimismo em geral alcalino e idade Rb-Sr de 1.520 ± 47 Ma (Araújo Neto & Moreira *op. cit.*). Mais ao norte esses granitos são denominados Suíte Intrusiva Mucajaí (Fraga *et al.* 1999).

As rochas pertencentes à Formação Seringa (Veiga Jr. *et al.* 1979) foram descritas por Araújo Neto & Moreira (1976) no norte do Estado do Amazonas como uma variedade de rocha básica alcalina de natureza sódica com-

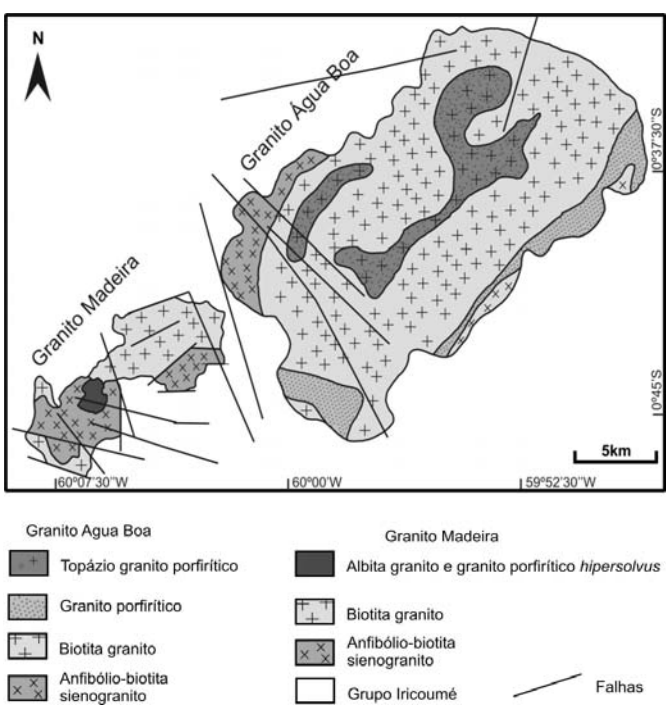


Figura 4 – Mapa geológico dos granitos Madeira e Água Boa, modificado de Costi (2000).

posta essencialmente por plagioclásio e olivina, com pouco ou sem piroxênio (troctolito). Esta manifestação básica, com idade K-Ar de 1.079 Ma e 1.090 Ma em hornblenda, teria origem associada a esforços distencionais ocorridos após o episódio K'Mudku. Os autores chamam atenção para a existência, ao norte e ao sul da sinéclise Amazônica, de várias manifestações básicas de natureza alcalina ocorridas no intervalo entre 1.100 Ma e 1.000 Ma. Na região dos rios Uatumã, Jatapu e igarapé Seringa Veiga Jr *et al.* (*op. cit.*) identificaram extensos derrames e diques de rochas básicas, com predomínio de quimismo básico alcalino de natureza sódica, para os quais sugeriram a designação Formação Seringa. Atribuíram essas rochas ao Proterozóico Superior, com base em idade K-Ar de 880 Ma em olivina diabásio, correlacionando-as ao magmatismo Cachoeira Seca (Santos & Oliveira, 1978) no Estado do Pará e ligando sua origem à reativação de profundas falhas gravitacionais por esforços de distensão pós-K'Mudku.

Geologia local e mineralização

O granito Madeira (Figura 4) é o principal corpo mineralizado no distrito de Pitinga tendo uma superfície de 60 km^2. É constituído por diferentes fácies (Horbe *et al*. 1985, Daoud 1988) que são a seguir descritas a partir de Costi (2000).

A fácies anfibólio-biotita sienogranito é a mais precoce e em suas bordas ocorrem xenólitos de rochas do Grupo Iricoumé. A textura é equigranular a porfirítica, com intercrescimentos micrográficos na matriz dos tipos porfiríticos, assim como intercrescimentos simplectíticos entre biotita e anfibólio, sugerindo cristalização em nível crustal raso. A rocha é metaluminosa, constituída de feldspato alcalino pertítico, quartzo e plagioclásio, tendo como varietais biotita e hornblenda e como acessórios zircão, fluorita e minerais opacos.

A fácies biotita-feldspato alcalino granito é intrusiva na anterior. É peraluminosa, sua textura é equigranular, localmente porfirítica, constituída por feldspato alcalino pertítico e quartzo, pouco plagioclásio. Biotita é o único varietal presente, enquanto fluorita, zircão, minerais opacos e topázio são as fases acessórias. Na fácies feldspato alcalino granito *hipersolvus* porfirítico os fenocristais são de feldspato potássico. A matriz de granulação fina a média é constituída essencialmente por feldspato potássico e quartzo. O plagioclásio presente resume-se a albita que ocorre na forma de pertitas desenvolvidas em feldspato potássico ou como albita intergranular tardia. Biotita, fluorita, zircão e minerais opacos ocorrem em proporções acessórias. Modificações texturais e mineralógicas causadas por processos metassomáticos de albitização e episienitização são freqüentes.

A fácies albita granito tem área de ocorrência alongada na direção N-S. As relações de campo indicam que esta unidade e a fácies granito *hipersolvus* interagiram e foram colocadas simultaneamente. É intrusiva nas fácies anteriores, com formação de pegmatitos e *greisens* em suas bordas norte, noroeste, sul e sudoeste. Divide-se nas sub-fácies albita granito de núcleo (AGN) e albita granito de borda (AGB) (Figura 5).

O AGN é um granito *subsolvus*, com textura porfirítica a seriada, granulação fina a média, coloração acinzentada, constituído essencialmente por quartzo, albita, feldspato potássico e, subordinadamente, criolita, zircão, polilitionita, riebeckita, pirocloro, mica escura rica em Fe, cassiterita e magnetita. O AGN transiciona para rocha avermelhada, geoquimicamente peraluminosa, definida como AGB que ocorre ao longo dos contatos do albita granito com as rochas encaixantes. O AGB é formado essencialmente por quartzo, feldspato potássico e albita, com fluorita, zircão, clorita, cassiterita, hematita e columbita. As pro-

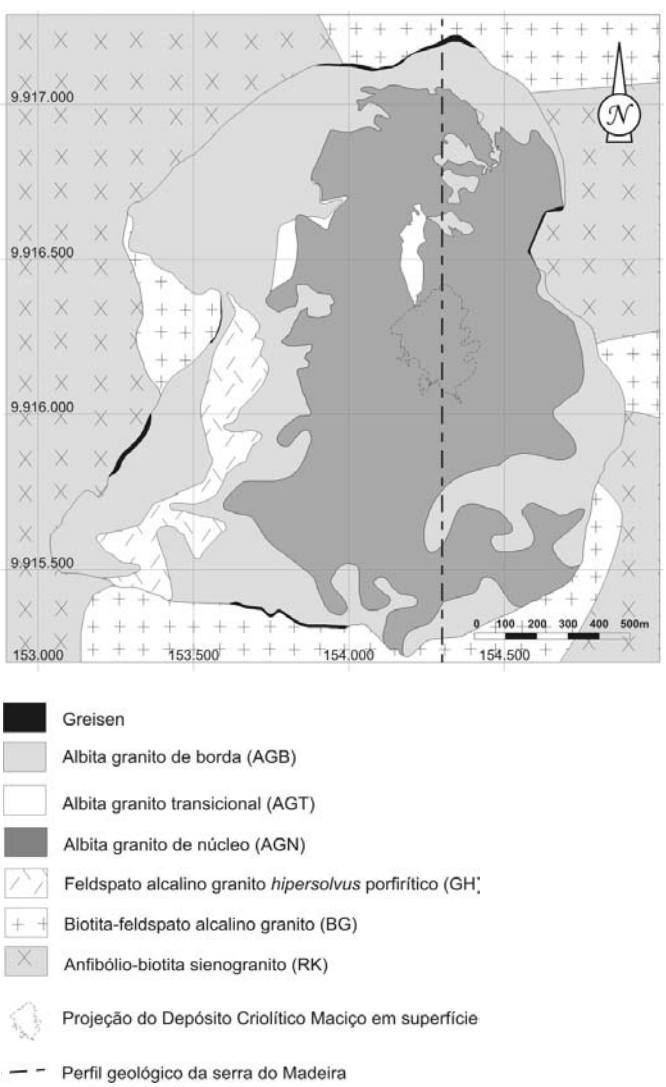


Figura 5 – Mapa geológico da fácies albita granito do granito Madeira.

porções modais das fases essenciais são dispersas, com crescimento, em relação ao AGN, no conteúdo de quartzo e redução no de albita. O AGB é interpretado como originado por autometassomatismo de AGN, que teve sua mineralogia peralcalina modificada por ação de fluidos residuais.

Costi *et al*. (2000) determinaram idades ($^{207}Pb/^{206}Pb$ em zircão) de 1.824 ± 2 Ma (fácies anfibólio-biotita sienogranito), 1822 ± 2 Ma (fácies biotita-feldspato alcalino granito) e 1.818 ± 2 Ma (fácies feldspato alcalino granito hipersolvus). Fuck *et al*. (1993) e Lenharo (1998) dataram a fácies albita granito em 1.834 ± 6 Ma (U-Pb em zircão) e 1.794 ± 19 Ma ($^{207}Pb/^{206}Pb$ em zircão por SHRIMP), respectivamente.

Lenharo (1998) estudou o sistema isotópico Sm-Nd dos granitos Madeira e Água Boa, utilizando 1 amostra de cada fácies dos dois corpos. Obteve valores de µNd entre +0,5 e –2,1, indicando mistura de dois componentes com proporções relativas diferentes em cada uma das fácies. O componente mais antigo foi relacionado à crosta paleoproterozóica, o componente mais jovem foi associado com manto empobrecido. A fácies albita granito (µNd de –0,5) foi interpretada como formada a partir de contribuições tanto crustais como mantélicas. Esta fácies foi desvinculada das demais fácies do granito Madeira, considerando que sua origem através de processos de diferenciação só poderia ser relacionada ao granito Europa peralcalino. Por outro lado, características químicas da fusão formadora de AGN, tais como elevado enriquecimento, de caráter original, em álcalis para manter a solubilidade de Zr em torno de 6.000 ppm, conduziram a outra hipótese sobre sua origem, considerando uma natureza predominantemente crustal. Essa hipótese seria sua formação a partir da fusão parcial de protólito muito específico, ainda não definido na literatura, que poderia ser sienogranito metaluminoso especializado.

Costi (2000) realizou investigação mais detalhada no granito Madeira. O biotita granito e o anfibólio-biotita sienogranito (conjuntamente com o granito Europa, riolito do Supergrupo Iricoumé e charnockito de Roraima) formam um grupo com valores de µNd variando de ligeiramente positivos a ligeiramente negativos: -0,8 a +0,7 para os granitos; –0,5 e +1,0 para o riolito e o charnockito. Estes valores estão em conformidade com a assinatura típica de crosta paleoproterozóica, assim como as idades modelo T_{DM} que variam de 2.10 a 2.20 Ga. Em contraste, o albita granito e o granito *hipersolvus* mostram variação extrema: -1,5 e +2,1 (granito *hipersolvus*), -9,5 a –3,1 (AGB), +2,3 a +3,6 (AGN) e +16,4 (AGN com textura fluidal). Idades T_{DM} só puderam ser calculadas para o granito *hipersolvus*: 2,00 e 2,68 Ga. O autor considera que os valores de µNd do AGN e do granito *hipersolvus* sugerem para ambos fonte máfica, com curto tempo de residência crustal ou fonte mantélica. Nesta interpretação, as rochas derivariam de fusão peralcalina primitiva, geoquímica e isotopicamente distinta do que originou as fácies anfibólio-biotita sienogranito e biotita granito. Numa segunda hipótese, o autor considera as quatro fácies do granito Madeira comagmáticas; seus contrastes seriam devidos ao extremo enriquecimento em F e outros elementos capazes de causar a despolimerização e acentuada redução de viscosidade dos líquidos graníticos residuais, bem como a inversão do *trend* de evolução magmática de metaluminoso-peraluminoso com sílica crescente para peralcalino com sílica decrescente. Neste caso, conforme o autor, deve-se admitir que o sistema isotópico Sm-Nd do AGN e do granito *hipersolvus* foi severamente perturbado durante a evolução magmática. O comportamento extremamente anômalo dos isótopos de Nd do AGN de textura fluidal (representativa dos fluidos mais evoluídos) é uma evidência de que esta perturbação efetivamente ocorreu.

A mineralização no granito Madeira é restrita à fácies albita granito. O minério de Sn (cassiterita) ocorre disseminado nas subfácies AGN e AGB. Os demais minérios repartem-se distintamente. No AGN o mineral de minério de Na e Ta é pirocloro; criolita ocorre de duas formas: disseminada e maciça, formando os corpos que constituem o DCM. No AGB o minério de Na e Ta é representado por columbita e a mineralização de F (subeconômica) por fluorita (Costi 2000). A jazida de Sn representa depósito de classe mundial. As reservas de Sn, Nb e Ta são de 164 milhões de toneladas (medida), com teores médios de 0,14% de Sn, 0,20% de Nb_2O_5 e 0,024% de Ta_2O_5, cubados até a cota 0 m (Pires *et al.* 1998). As reservas de criolita disseminada (teor médio de 4% de Na_3AlF_6) são um pouco menores devido à sua inexistência no AGB. As reservas do DCM constam na tabela 1.

Os enfoques dos trabalhos anteriores no granito Madeira foram dirigidos, em sua grande maioria, para aspectos petrológicos do albita granito e da mineralização de Sn (Horbe *et al*. 1985; Horbe *et al*. 1991; Teixeira *et al*. 1992, Lenharo 1998; Costi 2000; Costi *et al.* 1997, 2000, entre outros) ou para o estudo dos perfis lateríticos (Horbe & Costa 1997, 1997[a], 1999). Os estudos mineralógicos efetuados enfocaram zircão (Horbe *et al*.

Tabela 1 – Reservas do depósito criolítico maciço (Teixeira et al. *1992).*

Depósito Criolítico Maciço				
Reserva	**Zona**	**ROM (t)**	**Teor % (Na_3AlF_6)**	**Criolita (t)**
Medida	A	2.501.786	34,4	861.319
Medida	B	7.469.138	31,0	2.315.726
Total		9.970.924	31,9	3.177.045

1999b), cassiterita (Horbe *et al*. 1999a, Costi 2000), feldspatos, polilitionita e mica tetraferrífera (Costi *op. cit.*). Os dados sobre criolita são apenas petrográficos, mas algumas observações efetuadas são muito significativas. Lenharo (1998) descreveu criolita em inclusões, formando seqüências circulares a hexagonais nos fenocristais de quartzo (textura *snow ball*) e intersticial na matriz do AGN, interpretando-as como evidência de cristalização rápida, contemporânea aos fenocristais, e contínua, durante a formação porterior da matriz. Costi (2000) descreve, como forma de ocorrência mais freqüente, cristais de granulação fina a média, anédricos e arredondados, disseminados na matriz das rochas porfiríticas ou entremeados à albita na fração de granulação mais fina das rochas de textura seriada, em contatos retilíneos a côncavo-convexos com albita e felsdpato potássico, evidenciando cristalização precoce e estabilidade na paragênese. Descreve também cristais isolados ou formando agregados irregulares a arredondados de granulação média a grossa, aos quais se juntam outros minerais, relacionados aos estágios finais de cristalização, podendo representar cavidades formadas por dissolução preenchidas por fluidos tardi-magmáticos intersticiais ou bolhas de fluidos segregados a partir do líquido que originou o AGN. Descrições preliminares do DCM e minerais associados efetuadas no quadro do projeto aqui relatado foram publicadas por Bastos Neto *et al*. (2004), Minuzzi *et al.* (2000, 2005, 2005b) e Pires *et al*. (2005).

A gênese da mineralização de criolita foi abordada em alguns dos esquemas evolutivos propostos para o albita granito. O primeiro modelo genético proposto foi o metassomático (Horbe *et al*. 1985 e Teixeira *et al*. 1992) que considera o albita granito como apogranito e, à formação deste, é associada a mineralização de criolita. A presença de criolita como fase portadora de F em lugar do topázio, sugeriria origem metassomática. O modelo considera que o teor elevado de F teria rebaixado o limite do *solidus* do sistema, com a cristalização ocorrendo no intervalo dos estágios pneumatolítico (núcelo) e hidrotermal (borda). O modelo metassomático não foi confirmado pelos estudos petrológicos detalhados de Lenharo (1998) e Costi (2000), que propuseram origem magmática, mas enquadraram de diferentes formas a mineralização de criolita. Para Lenharo (*op. cit.*), o DCM formou-se a partir de líquido residual extremamente rico em flúor, que se tornou imiscível na fusão silicática. Para Costi (*op. cit.*), o aumento do teor de H_2O com o avanço da cristalização do albita granito levou à separação de fluidos aquosos, responsáveis pela formação das rochas dos níveis pegmatóides no interior do AGN, enquanto que a fase residual rica em F geraria os corpos de criolita maciça do DCM.

III. CONTRIBUIÇÃO AO CONHECIMENTO DA GEOLOGIA REGIONAL DO DISTRITO DE PITINGA

A modificação das metas do Alvo Criolita incluiu como uma das prioridades a ampliação do conhecimento sobre a evolução geológica regional do distrito mineiro de Pitinga. O primeiro passo foi a aplicação de técnicas de sensoriamento remoto em área de 1º quadrado (Figura 3), bem maior do que a abrangida pelo mapa geológico regional de Costi (2000), então adotado pela Mineração Taboca Ltda. Esta ampliação evidenciou alguns aspectos antes insuspeitados. Por um lado, a área de ocorrência do Grupo Iricoumé tem aproximadamente a mesma forma braquissinclinal do rio Pitinga, o que abriu a perspectiva desta última ser apenas parte de uma estrutura ainda maior. Por outro lado, os corpos graníticos, até então todos agrupados na Suíte Intrusiva Mapuera, parecem ter diferentes relações com a mega-estrutura, com a braquissinclinal ou com sua rocha encaixante, o Grupo Iricoumé. Os granitos Bom Futuro Norte, Madeira e Água Boa, alongados na direção NE-SW, constituem alinhamento paralelo ao flanco NW da braquissinclinal. Contrastantemente, na parte norte da área uma série de corpos (então agrupados como granito Alto Pitinga) parece formar arcos, semelhantemente aos diques anelares típicos de ambientes de caldeiras. Imediatamente ao sul dos arcos, ocorre um corpo granítico quase perfeitamente circular, o granito Europa. Finalmente, outros corpos (granitos Bom Futuro, Rastro e Simão) apresentam formas bastante irregulares (Ferron *et al.* 2002).

Em consequência, foram estabelecidas como prioridades (1) realizar amostragem dos diversos corpos graníticos (exceto Madeira e Água Boa, já bem estudados) situados fora das áreas indígenas (Figura 2), para estudos petrográficos, geoquímicos e isotópicos preliminares e, na medida do possível, (2) realizar estudos detalhados em um corpo de cada tipo (com relação às formas, vide acima) e em locais selecionados do Grupo Iricoumé.

Os resultados foram incorporados ao mapa geológico (Figura 3) no qual se observa ter sido possível subdividir faciologicamente o Grupo Iricoumé, assim como relacionar a esta unidade os arcos da parte norte da área. As amostras do grupo forneceram idades (Tabela 2) entre 1.881 Ma e 1.890 Ma. A Suíte Intrusiva Mapuera é representada na área por: biotita-feldspato alcalino granito e biotita sienogranito (granito Simão), sienogranito a quartzo sienito granofírico (granito Rastro), sienogranitos a monzogranitos protomiloníticos (granito Bom Futuro) e monzogranito a feldspato alcalino granito (granito Alto Pitinga, incluído nesta suíte em caráter preliminar). As

idades isotópicas (Tabela 2) distribuem-se entre 1.879 Ma. e 1.888 Ma. corroborando a grande afinidade existente entre estes granitos (com exceção do granito Alto Pitinga) e o Grupo Iricoumé evidenciada pelos dados petrográficos e geoquímicos. Não se obteve resultados isotópicos confiáveis nas amostras dos granitos Bom Futuro Norte e Alto Pitinga, fato lastimável especialmente no caso deste último corpo que apresenta algumas características geoquímicas que em parte o assemelham à Suite Madeira. Com relação a esta suíte, os trabalhos foram concentrados no corpo circular (granito Europa) no qual, por meio de mapeamento e trabalhos analíticos adicionais, procurou-se identificar a rocha responsável pelas anomalias de solo detectadas em antigas campanhas de prospecção.

Tabela 2 – Idades de rochas da região de Pitinga obtidas por análises $^{207}Pb/^{206}Pb$ por evaporação de zircão.

Amostra	Unidade Estratigráfica	Litotipo	Idade (Ma)
PTG-81	S. I. Mapuera – Granito Bom Futuro Sul	Sienogranito protomilonítico	1882±3
RP-33	S. I. Mapuera – Granito Rastro	Sienogranito	1879±5
RH-14	S. I. Mapuera – Granito Simão	Biotita-feldspato alcalino granito	1885±4
RH-9	S. I. Mapuera – Granito Simão	Anfibólio-biotita sienogranito	1888±2
RM-68	S. I. Mapuera – Granito Simão	Biotita granito	1882±4
PTG-94	Grupo Iricoumé	Riolito	1881±2
PTG-68	Grupo Iricoumé	Riodacito porfirítico	1885±8
PTG-4	Grupo Iricoumé	Riolito porfirítico	1882±2
UH-26a	Grupo Iricoumé	Riolito porfirítico	1882±2
DV-08a	Grupo Iricoumé	Riolito porfirítico	1886±6
DV-10e	Grupo Iricoumé	Ignimbrito soldado	1890±2

Petrografia do Grupo Iricoumé

Nos trabalhos de campo e estudos petrográficos foram identificadas rochas efusivas e piroclásticas, de acordo com a classificação genética para depósitos vulcânicos (McPhie *et al.* 1993).

As rochas efusivas são volumetricamente predominantes na região e em geral são acompanhadas por intrusões sin-vulcânicas petrograficamente semelhantes às lavas. As rochas piroclásticas são comuns na área e foram individualizadas em: ignimbritos, tufos de queda co-ignimbríticos e depósitos do tipo ondulado (*surge)*.

Rochas efusivas

Neste item foram reunidos os depósitos de lava e os corpos ígneos globulosos posicionados em fraturas próximas à superfície (Pierosan *et al. 2004*). Estes litotipos consistem predominantemente em riolitos e feldspato alcalino riolitos, com textura porfirítica a glomeroporfirítica, em que os fenocristais atingem dimensões de 0,1 cm a 3,5 cm e constituem até 35% do volume das rochas (Figura 6a). Os fenocristais são de feldspato alcalino, em geral com o desenvolvimento de pertitas do tipo albita *chessboard* (Figura 6b), sendo o plagioclásio prismático alongado e percentualmente subordinado. Quartzo freqüentemente se encontra restrito à matriz e, quando na condição de fenocristal, possui hábito prismático bipiramidado, típico de quartzo-β (Figura 6c). A mineralogia varietal como fenocristal é rara e freqüentemente substituída por minerais de alteração. A preservação parcial do hábito pseudohexagonal (Figura 6d) e a ocorrência de raros minerais tardios de anfibólio sugerem a presença original de mineral do grupo da hornblenda. Biotita é constituinte comum da matriz, que é holocristalina a hemicristalina e de composição dominantemente quartzo-feldspática. As texturas micropoiquilítica (Figura 6e), esferulítica e de intercrescimento (Figura 6f), observadas nos termos efusivos, atestam a atuação de processos de desvitrificação associados a resfriamento rápido (Hibbard 1995).

Nas lavas são observadas foliações de fluxo, marcadas pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas com diferentes graus de cristalinidade (Figura 6g), que assumem atitude subvertical nas proximidades das zonas de alimentação. A alternância de bandas com diferentes graus de cristalinidade sugere segregação de voláteis pelo fluxo, gerando bandas com maior cristalinidade em que ocorre concentração de voláteis, propiciando alta taxa de crescimento em relação à taxa de nucleação.

As lavas diferenciam-se dos corpos hipabissais principalmente por possuírem menores quantidades de fenocristais (~10%), matriz com textura mais fina e texturas micropoiquilítica e de intercrescimento menos desenvolvidas. Nos termos hipabissais são particularmente observados enclaves microgranulares (Figura 6h) e fenocristais de feldspato alcalino de até 3,5 cm, além de rara textura traquitóide subvertical, indicando fluxo de natureza laminar, durante a ascensão do magma.

A alteração hidrotermal atuante na região é principalmente de natureza propilítica e está associada espacialmente às intrusões graníticas. A mineralogia secundária, em ambos os litotipos (Figura 7a), é constituída por mica branca, epidoto, clorita, minerais opacos e carbonato. Esta associação mineral substitui fenocristais e minerais da matriz, sendo mais expressiva nas proximidades dos contatos com os corpos graníticos. Feições de deformação e recristalização (Figura 7b) são observadas também nestes locais, sugerindo origem relacionada às intrusões graníticas.

Rochas píroclásticas

Os termos piroclásticos são comuns na área de Pitinga, sendo constituídos dominantemente por ignimbritos, tufos

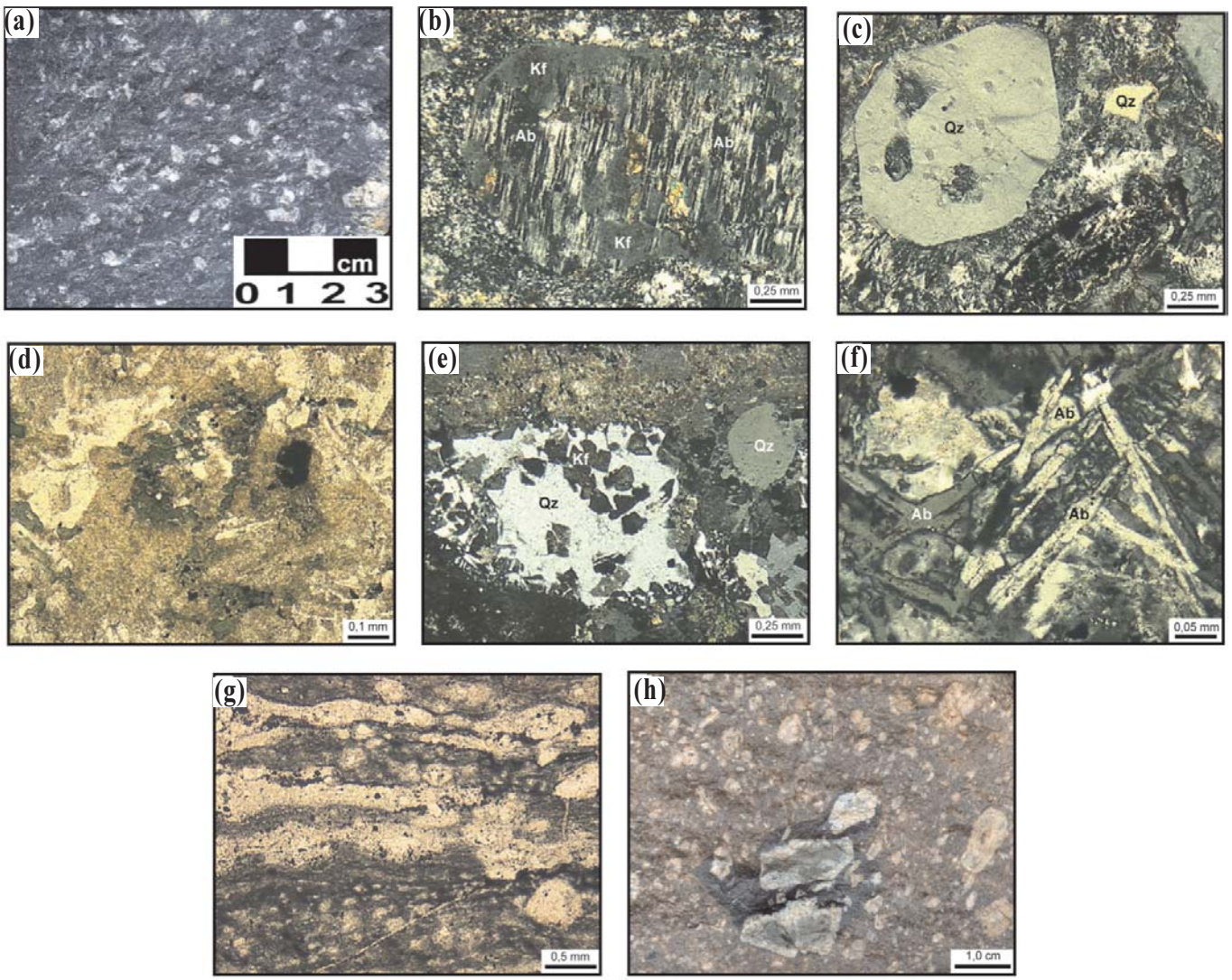


Figura 6 – Fotomicrografias de rochas do Grupo Iricoumé. (a) feldspato alcalino riolito; (b) fenocristal de feldspato alcalino pertítico (albita chessboard*); (c) fenocristal de quartzo de alta temperatura; (d) mineral máfico com hábito pseudohexagonal parcialmente preservado; (e) textura micropoiquilítica; (f) textura de intercrescimento; (g) foliação de fluxo magmático; h) enclaves máficos microgranulares com feldspato alcalino >1cm.*

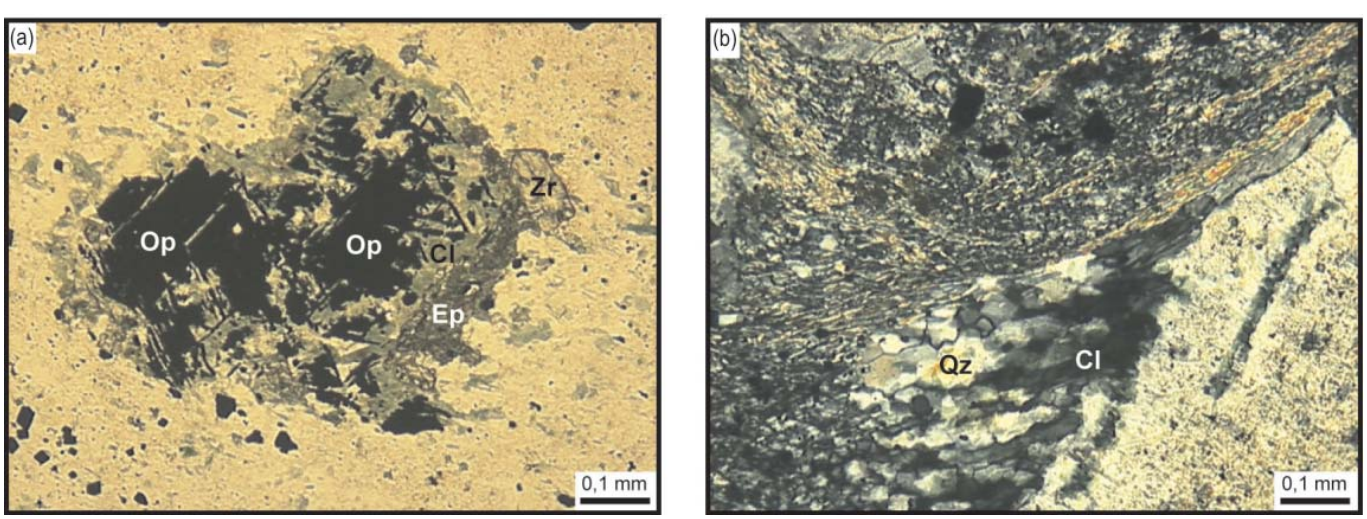


Figura 7 – Fotomicrografias de rochas do Grupo Iricoumé. (a) mineralogia de alteração caracterizada por mineral opaco, epidoto e clorita; (b) feições de deformação e recristalização caracterizada por subgrãos de quartzo e ressaltada por mica branca e clorita.

de queda co-ignimbríticos e por tufos vinculados a depósitos piroclásticos de tipo ondulado (*surge)*. A individualização é fundamentada nos processos de deposição de cada unidade piroclástica – fluxo de massa, suspensão e correntes de tração (Pierosan *et al.* 2005).

Ignimbritos

Conforme ilustrado nas figuras 3a e 3b, os ignimbritos se caracterizam pelo alto conteúdo de fragmentos de cristais (~30% do volume da rocha) de feldspatos e quartzo, com dimensões que variam de 1,0 a 10,0 mm, além de púmices e *fiamme* e litoclastos de rochas graníticas (acessórios ou acidentais?), tufáceas (conatos) e metamórficas (acessórios ou acidentais?) em menor abundância. A matriz é composta predominantemente por fragmentos de tamanhos cinza fina (<1/16 mm).

A composição mineralógica dos ignimbritos consiste em feldspato alcalino, freqüentemente com pertitas (albita *chessboard*), plagioclásio e quartzo em menor quantidade, comumente com feições de intensa reabsorção dos grãos (Figura 8c).

O grau de soldagem em ignimbritos varia de moderado a alto e em afloramento é responsável por foliação subhorizontal, definindo textura eutaxítica (Figura 8d, e) caracterizada pela presença de *fiamme*. A deformação dos fragmentos vítreos contra as bordas de cristais é uma das poucas feições indicativas de soldagem por compactação sin-deposicional de depósito piroclástico primário (Gifkins *et al.* 2005). Grunder e Russell (2005) destacam a importante contribuição de fluidos (voláteis) para os processos de compactação sin-deposicional.

Os processos de desvitrificação em alta temperatura são comuns e estão representados pela ocorrência de fraturas perlíticas (Figura 8f) e textura micropoiquilítica incipiente. Os litoclastos caracterizam-se por suas formas angulosas a arredondadas, dimensões variando de 0,5 cm a 4,0 cm, sendo constituídos predominantemente por tufos finos cognatos (Figura 8g), granitóides e metamorfitos em menor quantidade.

Os constituintes mineralógicos dos ignimbritos indicam composição quartzo traquítica a riolítica, semelhante à observada nos termos efusivos da região. O enriquecimento em fragmentos relativamente mais densos (cristaloclastos e litoclastos) nos fluxos piroclásticos pode ter sido ocasionado pela erupção de magmas altamente cristalizados e/ou pela elutriação das frações finas durante o desenvolvimento do fluxo (Cas & Wright 1987; McPhie *et al.* 1993). O elevado grau de soldagem, associado às feições de desvitrificação e de reabsorção pós-deposicional de minerais, sugerem deposição em alta temperatura com conteúdo relativamente elevado de voláteis, caracterizando o depósito como de fluxo de massa com origem piroclástica primária.

Tufos de queda co-ignimbríticos

Os depósitos de tufos finos ocorrem espacialmente associados aos ignimbritos. Essa condição, associada ao elevado volume de fragmentos densos nos ignimbritos, sugere que a origem desses depósitos pode estar relacionada com processos de elutriação e deposição da fração fina durante o fluxo piroclástico. Os tufos são dominantemente maciços, podendo eventualmente desenvolver estratificação plano-paralela, e constituídos por fragmentos quartzo-feldspáticos de tamanho cinza fina (Figura 8h). Possuem vitroclastos abundantes e raros litoclastos angulosos de rochas tufáceas, de origem provavelmente cognata.

O baixo grau de organização do depósito, aliado aos contatos difusos entre as fases minerais (Figura 8i), sugere que esta unidade foi gerada pela extração das partículas finas durante o fluxo piroclástico, seguida pela deposição das partículas por processos de suspensão. Estas características e origem permitem definir o depósito como tufos co-ignimbríticos.

Depósitos Ondulados (Surge)

Os depósitos piroclásticos de *surge* caracterizam-se pela preservação dos constituintes primários, organizados em estratificação plano-paralela lateralmente contínua, plano-paralela lateralmente descontínua e cruzada acanalada (Figura 8j, k). Pode-se individualizar três fácies: pp^1 - plano-paralela lateralmente contínua; pp^2 – plano-paralela lateralmente descontínua; e *ca* – cruzada acanalada. As estratificações algumas vezes são marcadas por níveis micáceos e raramente se observa alguma organização interna dos estratos, marcada pela alternância de níveis com diferenças entre composição mineralógica e tamanho de grão (Figura 8l).

O volume destes depósitos é aparentemente subordinado, sendo a distribuição muito localizada. São constituídos predominantemente por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e minerais opacos, de tamanhos cinza fina e com contatos difusos entre os grãos. Como material de alteração são comuns epidoto, clorita, mica branca e minerais opacos. Em algumas porções no limite entre as camadas observa-se um nivel "vítroclástico" com cerca de 4 cm de espessura. Em algumas porções próximas ao topo de camada ocorrem litoclastos porfiríticos extremamente sericitizados e silicificados, de origem possivelmente cognata.

A organização dos depósitos é semelhante à encontrada em ambientes sedimentares, porém a irregularidade interna dos estratos indica que os piroclastos foram depositados em velocidade superior às de depósitos sedimentares de tração, não permitindo organização com gradação granodecrescente. A observação da petrotrama das camadas mostra que os contatos entre os grãos são

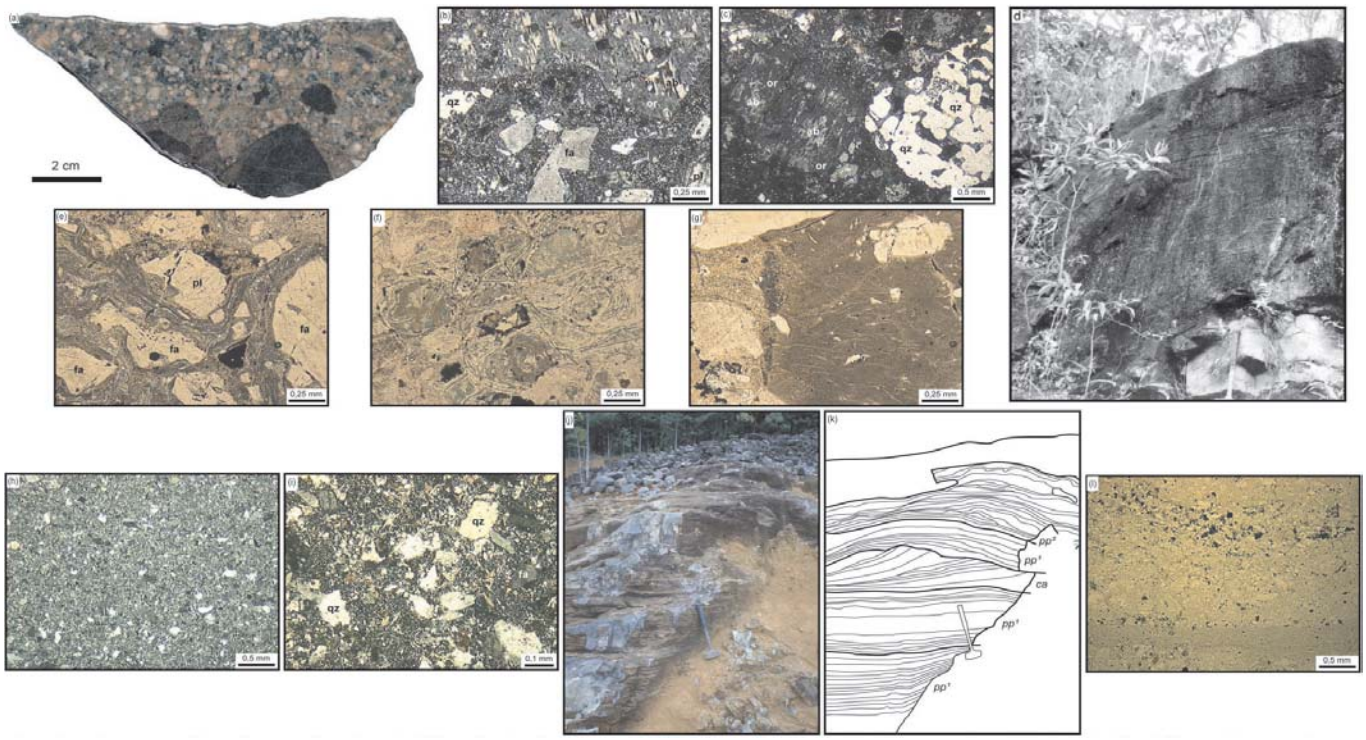


Figura 8 – Feições petrográficas e de campo das rochas piroclásticas da região de Pitinga. (a) aspecto macroscópico de ignimbrito; (b) aspecto microscópico de ignimbrito; (c) feições de intensa reabsorção de minerais; (d) afloramento de ignimbrito com foliação subhorizontal; (e) textura eutaxítica, caracterizando a foliação; (f) fraturas perlíticas; (g) litoclasto cognato de rocha tufácea com shards*; h) aspecto microscópico de tufo co-ignimbrítico; (i) contatos difusos entre os grãos; (j) afloramento de depósito de* surge*; (k) croqui do afloramento com a individualização dos depósitos com base nas estratificações.* pp¹*: estratificação plano paralela lateralmente contínua;* pp²*: estratificação plano paralela lateralmente descontínua;* ca*: estratificação cruzada acanalada; (l) níveis marcados pelas diferenças de composição mineralógica e de tamanho de grão. (fa) feldspato alcalino; (qz) quartzo; (pl) plagioclásio; (ab) albita; (or) ortoclásio.*

difusos, contribuindo para a hipótese de que estes litotipos estejam relacionados a processos piroclásticos primários de correntes de tração.

Caracterização litoquímica das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e granitos associados

No estudo litogeoquímico do Grupo Iricoumé na área de Pitinga, utilizou-se os litotipos efusivos (depósitos não-particulados) e os ignimbritos (depósitos particulados), sendo descartadas as amostras com piroclastos acidentais e acessórios, com constituintes vítreos muito modificados, que facilitariam a remobilização de álcalis, e outros litotipos com feições indicativas da atuação de processos de fracionamento físico dos constituintes (acumulação de cristais).

Os granitos associados ao vulcanismo Iricoumé na área de Pitinga, e abordados neste trabalho, consistem nos granitos Simão, Rastro, Bom Futuro Sul, Bom Futuro Norte e Alto Pitinga (Figura 3). Os padrões litogeoquímicos dos granitos, exceto o do granito Alto Pitinga, são semelhantes aos observados nos vulcanitos.

As análises de elementos maiores e traço foram utilizadas na classificação química de rochas, para a construção de diagramas de variação, como parâmetros de comparação entre os litotipos vulcânicos particulados e para estabelecer a relação entre as rochas vulcânicas e os granitos associados.

No diagrama de classificação química TAS (Le Maitre *et al.* 2002), as rochas vulcânicas ocupam preferencialmente o campo do riolito e, subordinadamente, o campo do traquidacito/traquito, sendo que, entre estes, predominam os termos com Q_n>20% (Figura 9a). Os granitos ocupam os campos do granito e do quartzo monzonito no diagrama TAS para rochas plutônicas (Middlemost 1994) (Figura 9b).

A natureza metaluminosa a peraluminosa dos litotipos é sugerida pelo diagrama de Shand (Maniar & Piccoli 1989), conforme ilustrado na figura 9c. A presença de C_n em algumas amostras e a ausência de Ac_n nas amostras corroboram essa interpretação. No entanto, ressalta-se que processos de alteração, como sericitização e carbonatação, podem remobilizar parte dos álcalis, alterando, desta forma, a mineralogia normativa e as razões A/CNK e A/NK, para o campo peraluminoso.

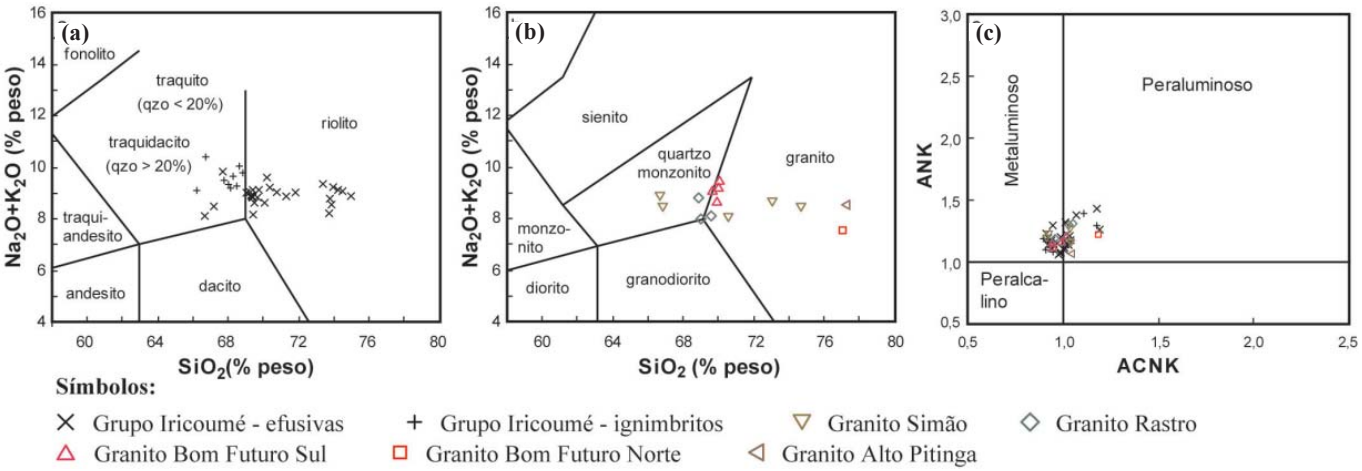


Figura 9 – (a) Diagrama de classificação química TAS (Le Maitre et al. *1989). (b) Diagrama de classificação química TAS para rochas plutônicas (Middlemost 1994); (c) Diagrama de Shand (Maniar & Piccoli 1989). (ol) olivina normativa; (qzo) quartzo normativo.*

O conjunto de amostras, quando plotado no diagrama TAS, forma *trend* próximo ao limite observado entre séries magmáticas subalcalinas e alcalinas. Dados das rochas intermediárias do Grupo Iricoumé no Escudo das Guianas (Veiga Jr. *et al.* 1979; Valério *et al.* 2005) deverão ser utilizados em trabalhos posteriores para obter melhor entendimento da evolução magmática da área.

Os valores de SiO_2 das rochas vulcânicas e graníticas associados variam de 65,29% a 77,25% e o padrão de distribuição destes teores em relação aos demais elementos maiores reflete a diferenciação, conforme ilustrado nos diagramas de Harker (Figura 10).

As correlações negativas de Al_2O_3, TiO_2, MgO, CaO, P_2O_5, Sr e Ba com o índice de diferenciação são comuns aos litotipos vulcânicos e granitóides associados. Em ambos observa-se que os conteúdos de Rb, Nb e a razão $FeO^t/(FeO^t+MgO)$ tendem a aumentar com a diferenciação, além de correlação simpatética entre Sr e CaO. Os teores de Zr variam de 119,8 ppm a 463,6 ppm e apresentam padrão disperso em relação ao índice de diferenciação. Observa-se dispersão dos álcalis com a diferenciação, fato este que pode estar relacionado a modificações tardi-magmáticas e a processos de alteração secundária.

A utilização de diagramas multi-elementares (*spidergrams*) de alguns HFSE (*high field strength elements*) como Y, Zr, Nb, Ta, e de LILE (*large ion lithophile elements*) como Rb, Ba e Sr, além de ETR, permite a comparação do comportamento relativo desses elementos (Figura 11 e 12).

Os padrões de distribuição de alguns elementos traços, normalizados pelo padrão condrítico (Thompson *et al.* 1982) estão representados nos diagramas multi-elementares (*spidergrams*) da figura 11, em que se destaca o comportamento semelhante entre as rochas vulcânicas (efusivas e piroclásticas) e os granitos associados. As anomalias negativas de Ba, Nb, Ta, Sr e Ti podem refletir o fracionamento de feldspatos e minerais máficos com a diferenciação magmática. No granito Alto Pitinga não foram observadas anomalias negativas de P e Ta, sendo a anomalia de Nb pouco pronunciada.

Os padrões de distribuição de ETR das rochas vulcânicas e granitos associados, normalizados pelo padrão condrítico (Haskin *et al.* 1968), indicam enriquecimento em ETRL em relação a ETRP, com razão La_N/Yb_N de 6,4 a 12 nos vulcanitos, e de 7,7 a 18,9 nos granitos. A razão média La_N/Sm_N varia de 2,8 a 5,9 nas vulcânicas e entre 3,4 e 6,3 nos granitos, enquanto os ETRP apresentam padrão horizontalizado, representado pela razão média Gd_N/Yb_N de 1,4 para granitos e vulcânicas.

Anomalias negativas de Eu são observadas em todas as amostras ($Eu/Eu^*_{vulcânicas}$: 0,18 – 0,71; $Eu/Eu^*_{granitos}$: 0,13 – 0,73), sugerindo fracionamento principalmente de plagioclásio em relação aos demais minerais. Padrão distinto é observado no granito Alto Pitinga, caracterizado por enriquecimento de ETRP em relação a ETRL, com anomalia negativa de Eu.

Os dados geoquímicos permitem estabelecer similaridades entre as rochas vulcânicas e os granitos associados, exceção feita ao granito Alto Pitinga, que pode ter gênese distinta ou ter sofrido modificações geoquímicas posteriores. O comportamento dos elementos traço das rochas ignimbríticas não divergem substancialmente das unidades efusivas, indicando que a elutriação da fração fina, comum em depósitos de fluxo piroclástico, aparentemente não influenciou de forma significativa nas composições dos ignimbritos estudados.

As correlações de negativas de TiO_2, FeO^t, MgO, Al_2O_3, CaO em relação a SiO_2 podem ser explicadas pelo fracionamento de magnetita, biotita, plagioclásio e feldspato alcalino durante a evolução do magmatismo Iricoumé em Pitinga e granitos de mesma afinidade litogeoquímica. As variações nos teores de álcalis em litotipos com

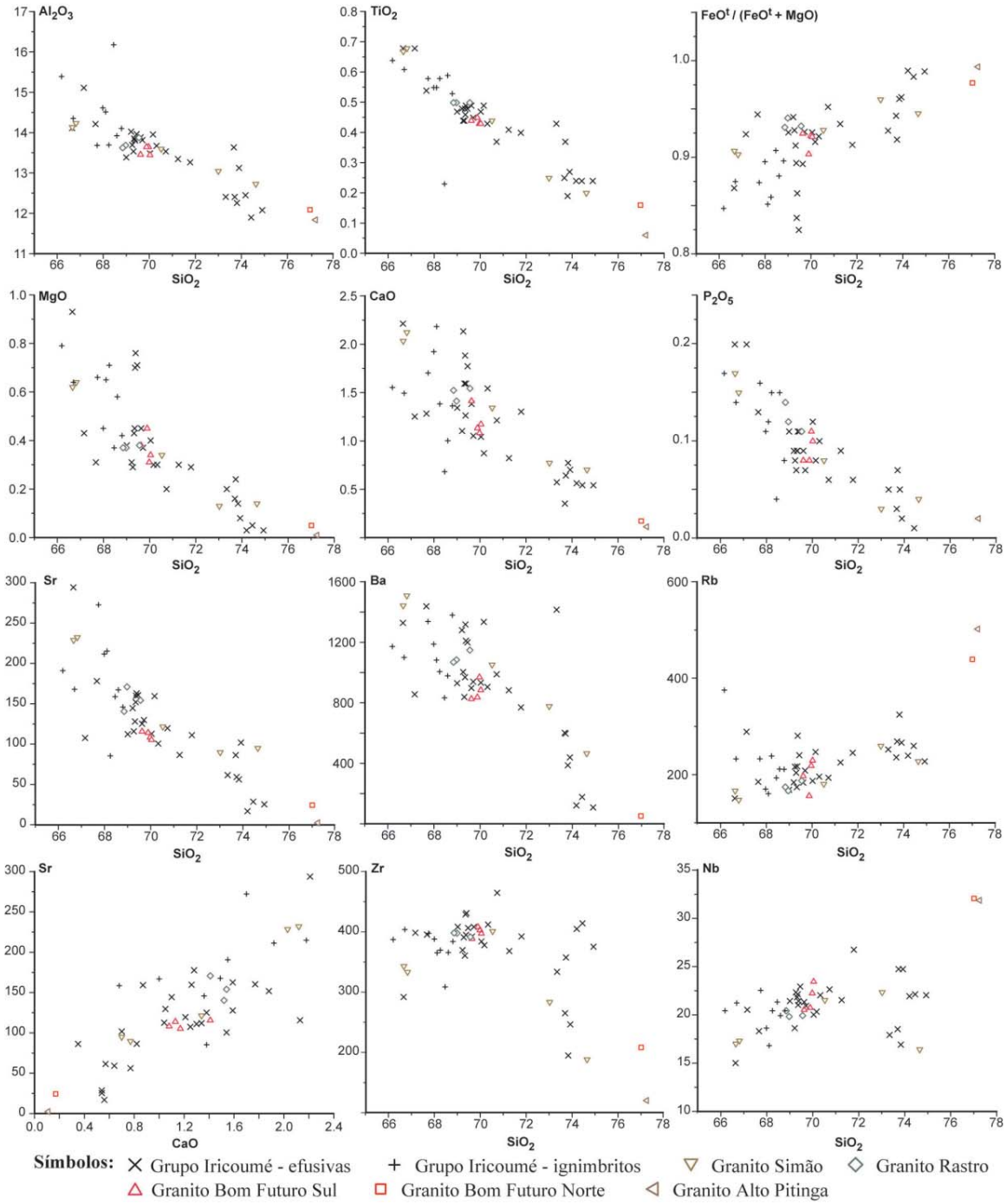


Figura 10 – Diagramas de variação dos elementos maiores e elementos-traço das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e granitos associados da área de Pitinga (conteúdos expressos em percentagem em peso).

grau semelhante de diferenciação e de forma menos pronunciada de CaO, podem estar relacionadas a processos hidrotermais e de desvitrificação nos vulcanitos. Estas sugestões são compatíveis com os dados petrográficos que indicam ocorrência freqüente de albita *chessboard*, além de carbonatação em algumas amostras vulcânicas. As correlações negativas de Ba e Sr são compatíveis com a hipótese de fracionamento das fases minerais sugeridas e o padrão de dispersão de Rb é compatível com a sugestão de remobilização de elementos alcalinos.

As características geoquímicas dos vulcanitos e granitos associados, especialmente o conteúdo relativamente elevado de álcalis, o enriquecimento em *HFSE* e o empobrecimento em Sr e Eu são encontradas em granitos do tipo A (Loiselle & Wones 1979; Collins *et al*. 1982). A natureza metaluminosa a moderadamente peraluminosa é também típica de granitos de tipo-A. A origem dos granitóides é ainda controversa (Whalen *et al*. 1987; Clemens *et al*. 1986; Skjerlie & Johnston 1993), sendo no entanto consensual que estas rochas são geradas em

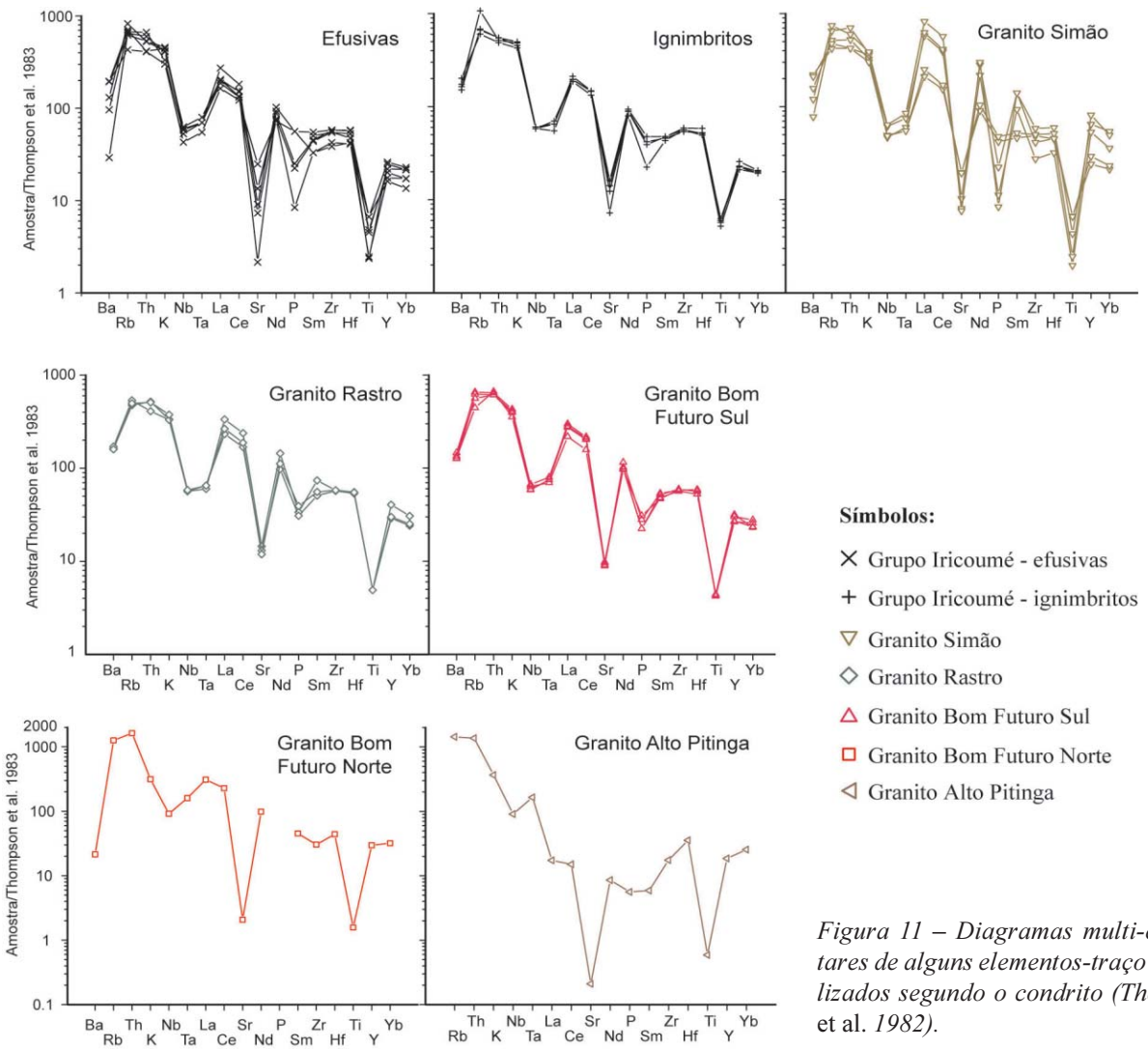


Figura 11 – Diagramas multi-elementares de alguns elementos-traço normalizados segundo o condrito (Thompson et al. *1982).*

ambientes extensionais em câmaras magmáticas rasas, subvulcânicas, condições estas compatíveis com o quadro geológico observado na região de Pitinga.

Granito Europa

O granito Europa é o menos conhecido dos três corpos da Suíte Madeira e tem sua maior parte situada em área de reserva indígena. O projeto efetuou o mapeamento da extremidade leste deste corpo, onde antigas campanhas de prospecção geoquímica de solos detectaram anomalias de ZrO_2, Nb_2O_5 e Ta_2O_5, mas seus controles não foram então determinados.

Petrografia e mineralogia

Apesar da homogeneidade textural, foi possível identificar e delimitar duas fácies no granito Europa (Figura 13A, B). A fácies 1 é constituída por riebeckita-pertita granito, com estrutura maciça, equigranular, fanerítico médio a grosso e com coloração rosa clara a amarela. A mineralogia essencial é composta por feldspato alcalino e quartzo, tendo como varietais riebeckita e astrofilita. As fases acessórias são titanita, zircão, apatita e alanita. Albita, clorita e biotita são produtos de modificação *subsolidus* ou de alteração hidrotermal. A pertita é a fase precoce de cristalização indicando condições *hipersolvus* (Figura 13C), precedida pela estabilização de zircão (Figura 13D) e de apatita. A cristalização de quartzo é parcialmente contemporânea à de pertita e prosseguiu até os estágios finais, acompanhada pelo anfibólio alcalino (Figura 13E). O líquido final gerou albita no contato entre os grãos e bordas das pertitas, sendo que contemporaneamente ocorre substituição parcial de anfibólio por biotita, o que pode ter sido gerado por reações *subsolidus*. A análise modal indica: 45% de feldspato alcalino, 47% de quartzo e 5% de anfibólio alcalino, 2% de albita, 1% de zircão e demais minerais como traço. Análises ao MEV e análises por MSE identificaram a presença de Nb apenas em astrofilita (Nb ≅0,4%).

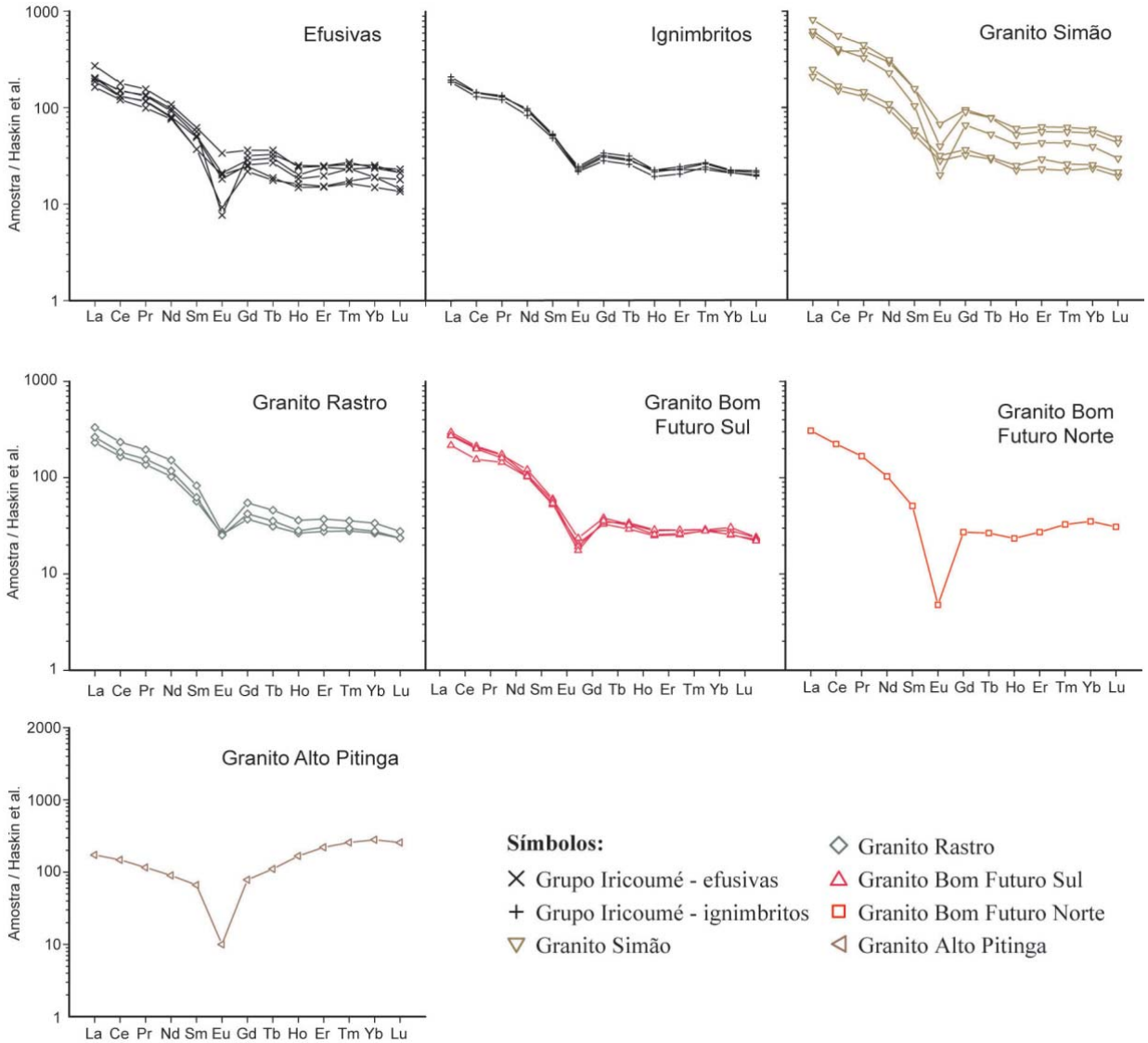


Figura 12 – Padrões de distribuição dos ETR normalizados pelo condrito de Haskin et al. *(1968).*

A fácies 2 é riebeckita-pertita granito, que possui estrutura maciça e textura equigranular hipidiomórfica grossa a média e coloração vermelha intensa. A mineralogia essencial é composta por pertita e quartzo; o mineral varietal é anfibóilio (riebeckita e ferrorichterita), enquanto que os minerais acessórios são zircão e apatita e os minerais de alteração são albita, biotita e minerais opacos. A cristalização magmática iniciou pela pertita, indicando o caráter *hipersolvus* da rocha. Quartzo iniciou a cristalização junto com a formação de pertita e seguiu até os estágios finais. A pertita desta fácies foi alterada por processos tardios (Figura 13F). A estabilização do anfibólio alcalino como única fase varietal indica afinidade peralcalina. As reações no estado *subsólidus* podem ter gerado a substituição parcial do anfibólio por biotita e opacos (Figura 13G). A composição modal é 50% de feldspato alcalino, 46% de quartzo, 3% de anfibólio, 1% de albita, zircão (traço), apatita (traço) e opacos (traço). Nesta fácies não ocorre astrofilita e as análises por MEV e MSE não detectaram Nb nos demais minerais.

Litoquímica

As análises químicas permitiram verificar que se trata de um sistema com alta sílica, em que os processos petrológicos e geoquímicos adquirem peculiaridades decorrentes da atividade de fluidos, saturação dos líquidos em elementos incompatíveis, polimerização e outros (Naime & Nardi 1991). Por isso, os dados de geoquímica foram correlacionados e comparados com os das análises petrográficas e mineralógicas. Utilizando o diagrama TAS, de Middlemost (1994), além dos campos correspondentes às séries magmáticas de Le Maitre *et al*. (1989), as amostras analisadas situam-se no campo dos granitos da série alcalina.

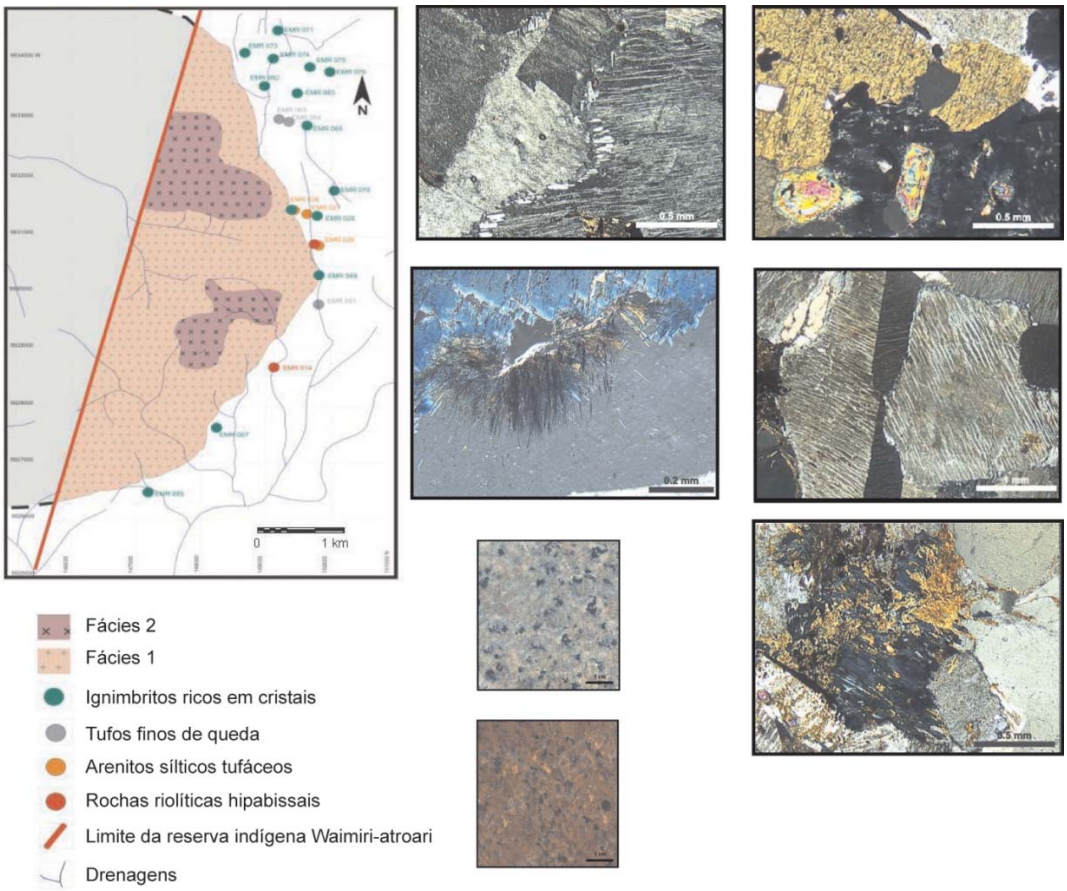


Figura 13 – Mapa geológico da parte leste do granito Europa. (a) fotografia da fácies 1; (b) fotografia da fácies 2. Fotomicrografias da fácies 1: (c) pertitas precoces indicando caráter hipersolvus *da rocha e albita tardia no contato entre as pertitas; (d) zircão precoce; (e) anfibólio alcalino tardio. Fotomicrografias da fácies 2: (f) alteração das pertitas para argilominerais; (g) transformação de anfibólio alcalino para biotita + minerais opacos.*

Os diagramas de Harker para elementos maiores e traços têm padrões bem definidos de distribuição, evidenciando que o SiO_2 funciona, nesse caso, como índice de diferenciação. A correlação negativa entre os teores de SiO_2 e os conteúdos de Al_2O_3, Na_2O e CaO evidencia a. cristalização fracionada dos feldspatos alcalinos. O comportamento do FeO é diferente do Fe_2O_3, observando-se um aumento dos terores deste último porções mais diferenciadas. Isso explica a ocorrência de anfibólios sódicos-cálcico, como ferrorichterita, nas amostras menos diferenciadas e de riebeckita nas amostras mais diferenciadas. A diminuição dos teores de MnO com o aumento da diferenciação é compatível com o fracionamento dos anfibólios, principalmente os sódico-cálcico, pois estes são mais abundantes nas amostras menos diferenciadas. O padrão de distribuição do TiO_2 está relacionado ao aumento da diferenciação (correlação negativa com SiO_2) e é explicado pela cristalização fracionada das fases acessórias, principalmente de ilmenita. O mesmo ocorre na relação entre SiO_2 e P_2O_5 devido ao fracionamento de apatita.

As amostras da fácies 1 variam de peralcalinas a metaluminosas, enquanto as da fácies 2 variam de peralcalinas a peraluminosas, sendo estas mais diferenciadas, como indicado pelos diagramas de Harker. De modo geral, as concentrações dos elementos maiores e traços das fácies 1 e 2 não possuem diferenças químicas significativas e nas análise dos ETR foi verificado padrão de distribuição característico de granitos com afinidade alcalina, com enriquecimento em ETRL e forte anomalia negativa de Eu.

Considerações finais

A ocorrência de rochas vulcânicas como encaixantes do granito Europa indica posicionamento epizonal do corpo. A ausência de pegmatitos e de cavidades miarolíticas indica que o sistema granítico não atingiu as condições de supersaturação em voláteis. A atuação de voláteis foi aparentemente mais efetiva no final da cristalização com a estabilização de anfibólio alcalino. A presença desta fase máfica atesta a natureza peralcalina do magma granítico. A superposição do mapa geológico com os das anomalias

de Nb e Ta (Figura 14) mostra correlação muito boa entre estas e a fácies 2. Entretanto a não identificação de minerais de Nb nesta fácies exige que a investigação seja continuada.

IV. GEOLOGIA DO DEPÓSITO DE CRIOLITA

Mapeamento do albita granito

As novas informações de mapeamento de superfície e sondagens recentes permitiram aperfeiçoar bastante o mapa do albita granito (Figura 5) em relação a trabalhos anteriores. A delimitação do corpo de granito *hipersolvus* alongado na direção N-S e a identificação de fácies transicionais entre AGN e AGB, também alongadas nesta direção, destacaram ainda mais o caráter discordante

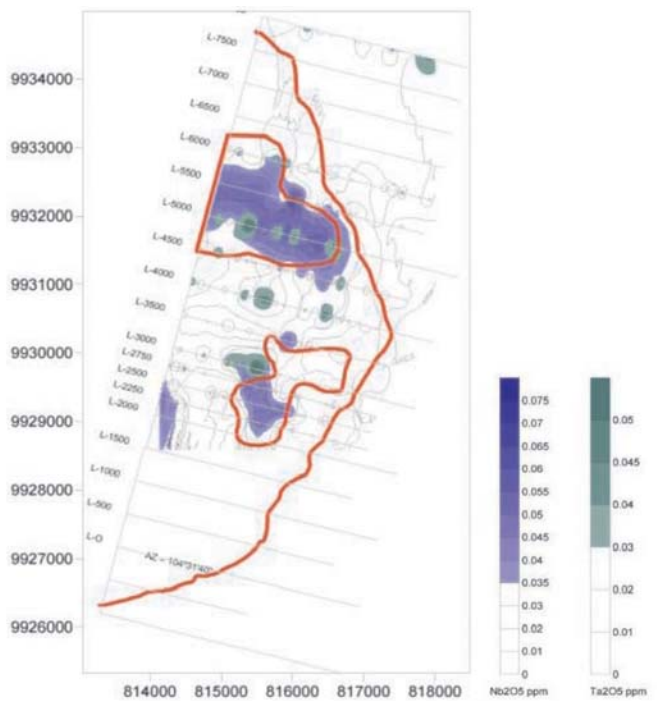


Figura 14 – Correlação entre os halos anômalos de Ta_2O_5 e Nb_2O_5 e a fácies 2.

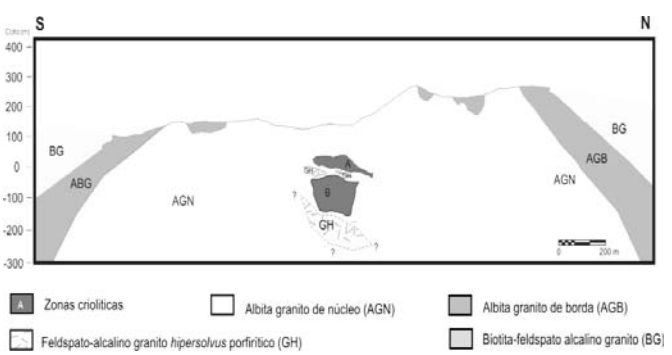


Figura 15 – Perfil geológico do albita granito e encaixante na serra do Madeira (mina Pitinga).

do albita granito em relação à orientação geral do granito Madeira. Os *greisens* revelaram-se mais extensos e contínuos do que anteriormente suposto, especialmente na borda sul do albita granito. A figura 15 apresenta o perfil geológico do albita granito. Os furos de sonda efetuados na borda sul não confirmaram a existência de granito *hipersolvus* sob o albita granito inferida por Costi (2000) nesta parte da mina. Na borda sul, o ângulo de contato entre o albita granito e o biotita granito é da ordem de 25º, mergulhando na direção sul. Passa para 38ºN na borda norte e para 45ºW na borda oeste. Na borda leste, o ângulo de contato ainda não está bem definido.

Minério disseminado (estudos petrográficos no AGN com criolita disseminada)

A figura 16 apresenta as paragêneses do AGN na zona do DCM e a paragênese do próprio DCM. Amostras do AGN mais distantes do DCM, do AGB e dos greisens da borda do albita granito também foram descritas para comparação, mas não são aqui incluídas.

A textura predominante no AGN é porfirítica, também ocorre textura seriada e transição entre ambas. Os fenocristais de quartzo e ortoclásio e/ou microclínio (pertítico) são arredondados a subarredondados. A matriz é constituída por albita, albita *en échiquier*, quartzo,

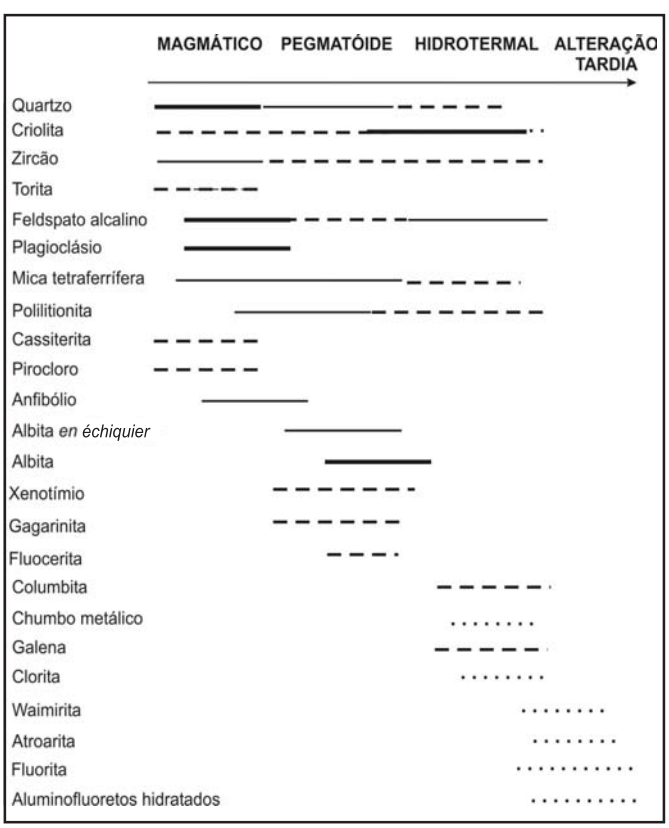


Figura 16 – Evolução paragenética na zona do depósito criolítico maciço (rocha encaixante, auréola pegmatóide e corpos de criolita maciça).

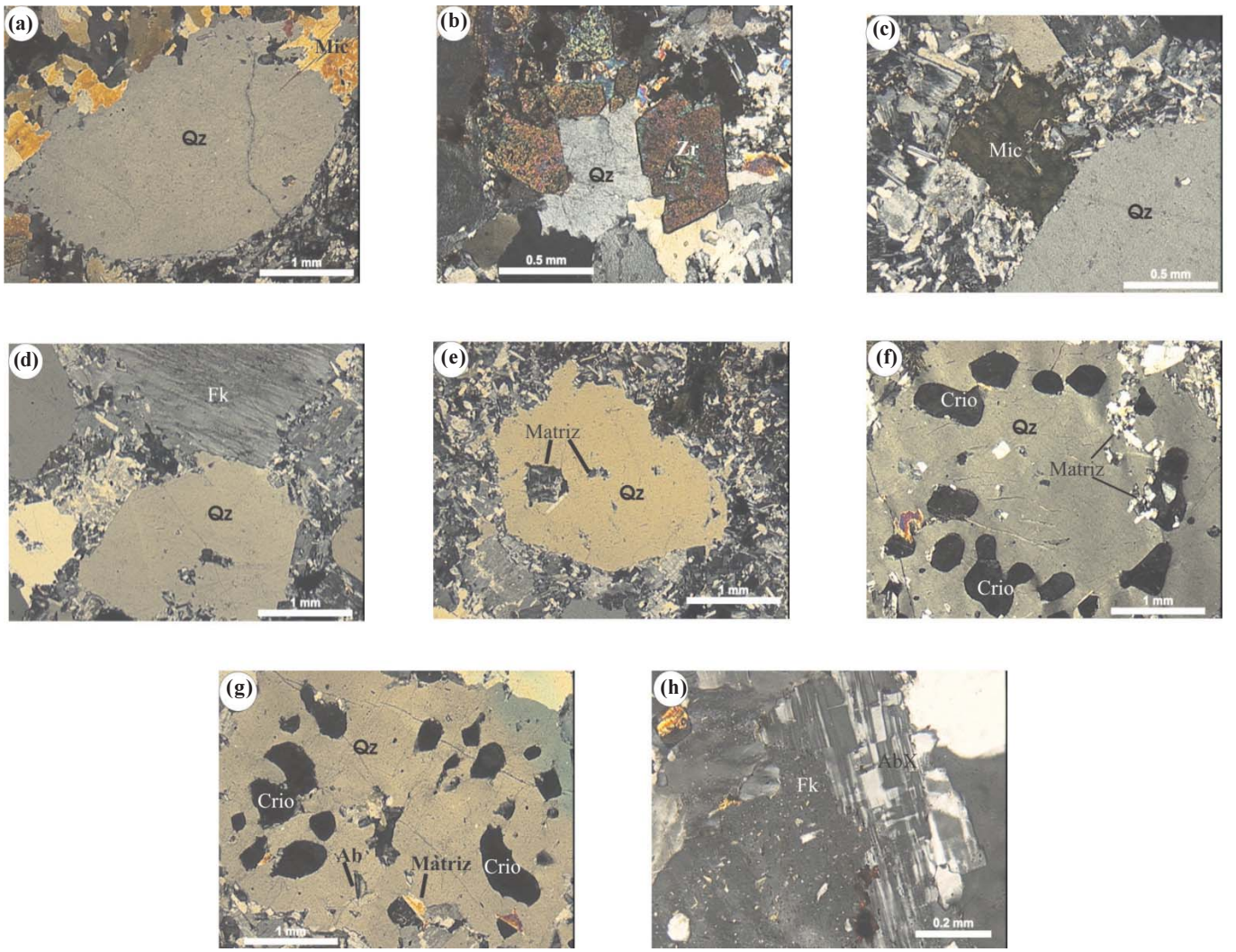


Figura 17 – Fotomicrografias de albita granito na zona do depósito criolítico maciço. (a) fenocristal de quartzo corroído pela matriz; (b) quartzo em contato retilíneo com zircão (não metamíctico); (c) quartzo em contato retilíneo com biotita, (d) feldspato alcalino, (e) quartzo com bordas corroídas pela matriz albítica/criolítica; (f) fenocristal de quartzo contendo inclusões de criolita magmática de distribuição concêntrica e vênula preenchida por material da matriz formando pseudo-inclusões; (g) fenocristal de quartzo com inclusões de criolita magmática sem padrão de distribuição; (h) albita chessboard *formada na borda do feldspato alcalino. (Qz) quartzo; (AbX) albita* chessboard*; (Crio) criolita; (Fk) feldspato alcalino; (matriz) albita, criolita, micas; (Mic) mica; (Zr) zircão.*

ortoclásio e/ou microclínio, micas, anfibólio, zircão, cassiterita, criolita, pirocloro e columbita. Quartzo, albita e feldspato potássico ocorrem em proporções semelhantes, da ordem de 30% (p. vol.) e são seguidos em abundância por criolita (4%) e zircão (1%).

Quartzo ocorre como fenocristais e na matriz. Em ambos os casos os cristais são anédricos, podem ser incolores e límpidos (Figura 17A) ou conter numerosas inclusões. As dimensões variam entre 0,30 mm a 3,70 mm (fenocristais) e 0,07 a 0,15 mm (matriz). Os contatos com zircão (não metamictizado) são retilíneos (Figura 17B), assim como com biotita (Figura 17C), feldspato potássico (Figura 17D), pirocloro, columbita e cassiterita. A corrosão dos fenocristais por albita e criolita da matriz (Figura 17E) é uma feição textural significativa. O contato com mica branca é irregular, porém sem corrosão. Os fenocristais de quartzo contêm inclusões principalmente de albita e criolita (Figura 17F), subordinadamente zircão e, raramente, pirocloro. Em alguns casos os minerais inclusos parecem estar associados a microfissuras lineares (Figura 17G) ou, mais raramente, curvilíneas às quais associam-se em conjunto ou individualmente. Os contatos entre quartzo e albita da matriz são retilíneos a irregulares sem evidência de reação.

Feldspato alcalino ocorre como fenocristais de ortoclásio e/ou microclínio (Figura 17D), geralmente turvos, com dimensões médias em torno de 4 mm, podendo atingir 7,60 mm. A pertitização é uma feição difundida, que se acentua em profundidade com desenvolvimento de termos mais albitizados. Os contatos entre os fenocristais de quartzo e feldspato alcalino são retilíneos, enquanto com a matriz albítica é reativo. Evidências de

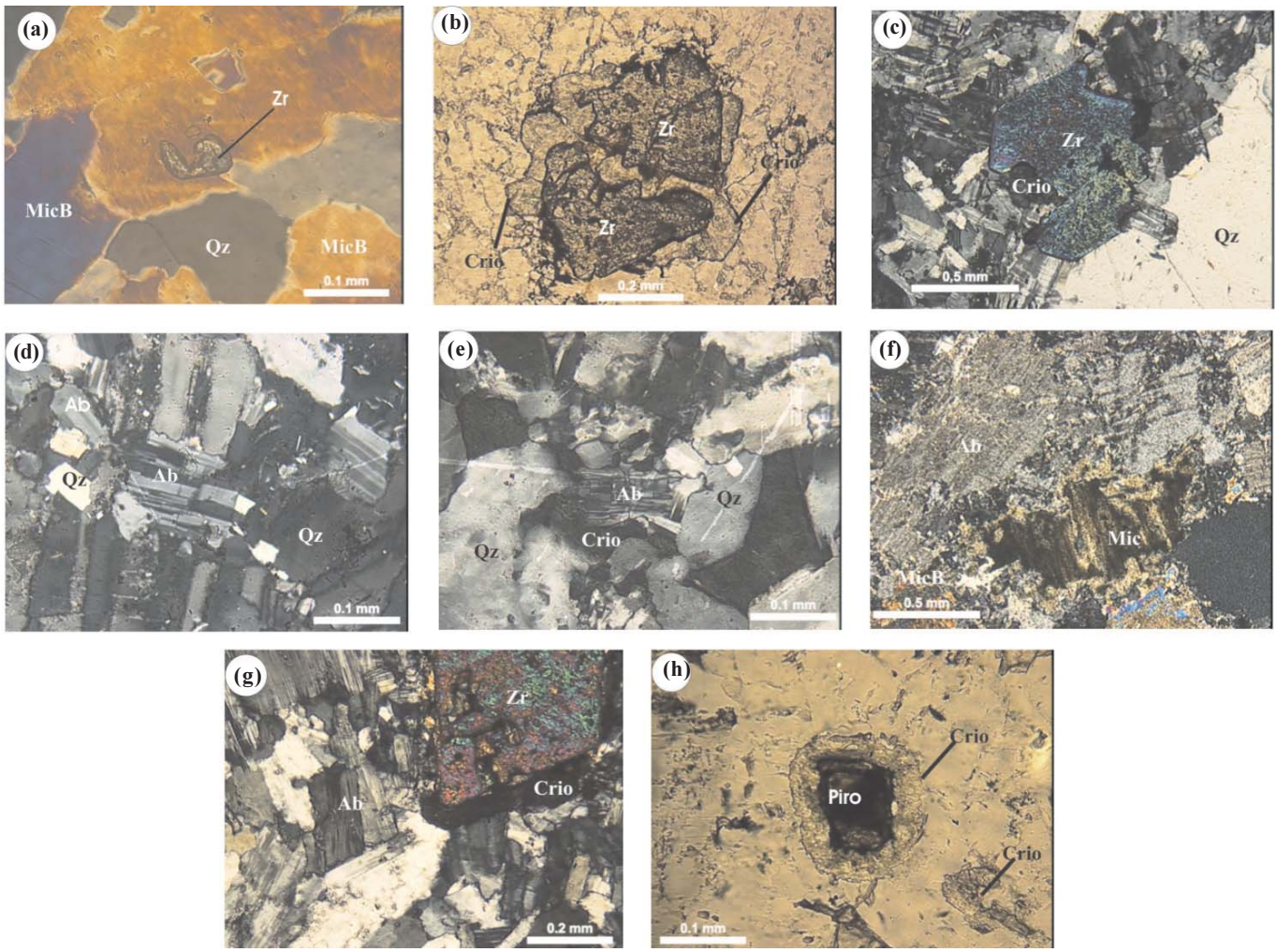


Figura 18 – Fotomicrografias. (a) zircão não metamíctico esqueletal associado a agregado de mica branca; (b) zircão com feições de corrosão pela criolita; (c) zircão tardio em contato retilíneo com quartzo; (d) albita da matriz com maclamento difuso; (e) albita da matriz com maclas difusas e contatos reentrantes com criolita; (f) albita e biotita da matriz com formação de mica branca no contato; (g) criolita na borda de zircão corroído por albita da matriz; (h) auréola de criolita com borda de reação com pirocloro. (Qz) quartzo, (Zr) zircão, (Piro) pirocloro, (Ab) albita, (Crio) criolita, (Mic) mica, (MicB) mica branca.

albitização são freqüentes, como, por exemplo, a formação de albita *en échiquier* (Figura 17H).

Albita ocorre sob três formas texturais correspondendo provavelmente a três gerações distintas. A primeira, mais precoce e mais abundante, encontra-se preferencialmente na matriz da rocha como cristais euédricos a subédricos, límpidos, com geminação difusa a nítida segundo a lei da albita (Figura 18D), dimensões entre 0,04 mm a 0,481 mm e contatos reativos com criolita. Mais raramente, albita ocorre como inclusão ou na borda de feldspato alcalino. O segundo tipo de albita tem macla *en échiquier*, ocorre como cristais de até 3,70 mm, formados principalmente em substituição ao feldspato alcalino (Figura 17H). Na matriz ocorre na forma de indivíduos com dimensões de 0,27 mm a 1,03 mm, maiores do que albita mais precoce (Figura 18E). No contato com biotita desenvolvem-se finos cristais de mica branca (Figura 18F). O terceiro tipo de albita, provavelmente mais tardio, é representado por cristais com maclas difusas que ocorrem na matriz (Figura 18G) ou como cristais diminutos (0,08 mm a 0,15 mm) sobre albita *en échiquier*.

Criolita disseminada pertence a pelo menos duas gerações, todas com baixo índice de refração, quase isótropas e raramente macladas. Criolita precoce (magmática) ocorre mais freqüentemente como cristais (0,02 mm a 1,05 mm) com hábitos subédricos a anédricos (freqüentemente arredondados) disseminados na matriz das rochas porfiríticas, freqüentemente associada com zircão precoce com o qual encontra-se em equilíbrio (Figura 18G). Ocorre comumente como inclusões ovóides (0,037 mm a 0,30 mm) em fenocristais de quartzo, distribuídos concentricamente (Figura 17F) ou de modo mais irregular (Figura 17G), sem feições de corrosão com este mineral. Criolita forma agregados irregulares a arredondados de granulação média a grossa, aos quais se juntam zircão, cassiterita, torita, micas da família da polilitionita, opacos e, ocasionalmente, riebeckita. Estes aglomerados, considerados de formação tardia (Costi 2000), podem ser dis-

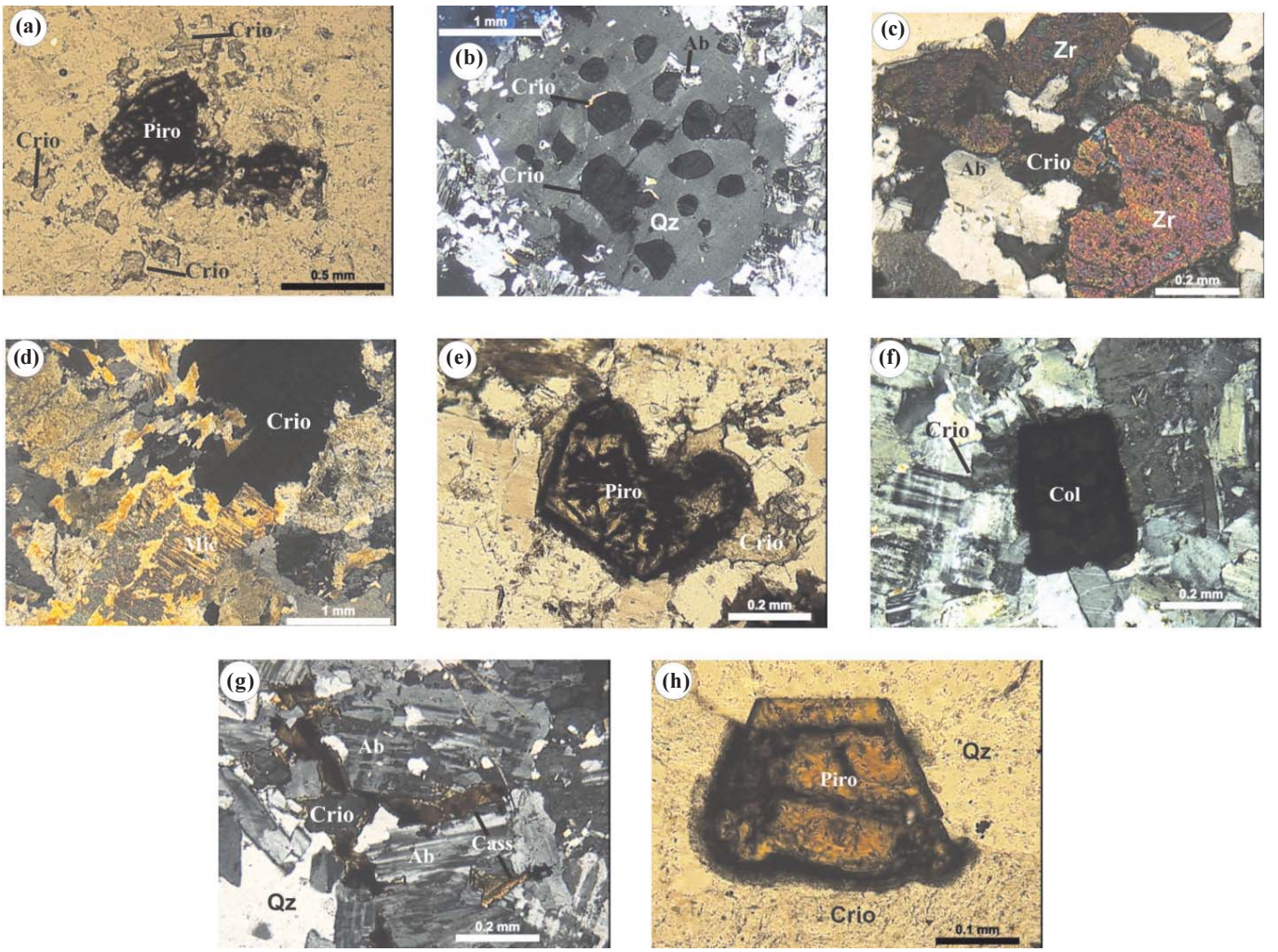


Figura 19 – Fotomicrografias. (a) pirocloro corroído com reentrâncias preenchidas por criolita; (b) fenocristal de quartzo com inclusões ovóides de criolita, albita e matriz; (c) agregados de zircão e criolita com bordas reativas entre estes minerais; (d) agregados de criolita e mica interdigitados; (e) cristal de Pb-U pirocloro, em contato retilíneo com quartzo e reativo com criolita; (f) columbita com borda de óxido de ferro resultante da alteração de pirocloro; (g) cassiterita disseminada na matriz; (h) U-Pb pirocloro em contato retilíneo com quatzo e reativo com criolita. (Qz) quartzo, (Zr) zircão, (Piro) pirocloro, (Col) columbita, (Ab) albita, (Crio) criolita, (Mic) mica, (Fk) feldspato alcalino.

tinguidos em amostras de mão pela tonalidade escura e dimensões até centimétricas. Nas amostras do AGN da zona do DCM a criolita é mais abundante; três formas são típicas desta zona: (1) envolvendo total ou parcialmente cristais de zircão magmático e de pirocloro (Figuras 18H, 19A e 19H), apresentando coroas de reação com ambos (e também com cassiterita), (2) formando aglomerados com mica (Figura 19D) e/ou zircão (Figura 19C), freqüentemente associados a fissuras e (3) finamente disseminada na matriz da rocha. Os cristais de criolita (de todos os tipos acima) podem apresentar microfissuras preenchidas por minerais possivelmente relacionados à sua alteração, tentativamente identificados como thonsenolita e prosopita.

Zircão precoce é predominantemente esqueletal (Figura 18A), ocorre principalmente incluso em outros minerais, sem desenvolver auréolas metamícticas, com freqüentes concentrações de óxido de ferro nas bordas e dimensões em torno de 0,04mm. Uma segunda geração de zircão ocorre como cristais euédricos a subédricos (entre 0,14 mm e 1,55 mm) individuais ou formando os agregados acima descritos (com cassiterita, torita, mica, criolita, riebeckita e opacos). Zircão considerado mais tardio também forma cristais euédricos e bem desenvolvidos, mas ocorre mais tipicamente associado com mica branca e criolita e não apresenta bordas reativas com esta geração de criolita.

Pirocloro ocorre como grãos de dimensões variáveis entre 0,07 mm e 0,41 mm, subédricos a euédricos, marrom a amarelo. É disseminado de forma intersticial aos cristais de albita e aos demais minerais acessórios (cassiterita, zircão, micas e anfibólio). Também ocorre incluso em quartzo e, eventualmente, em feldspatos. O contato com albita e criolita freqüentemente é marcado por bordas reativas,

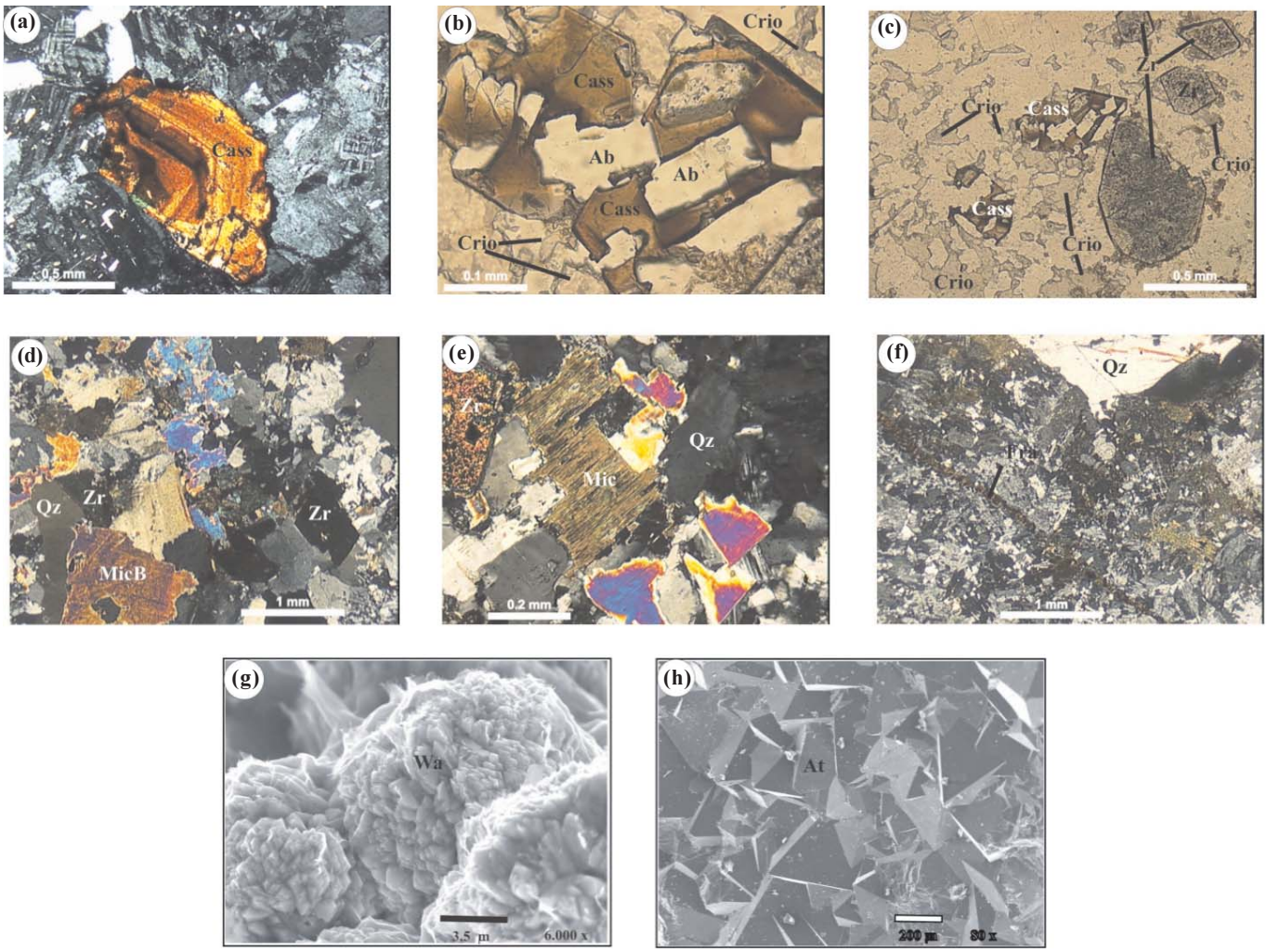


Figura 20 – Fotomicrografias e imagens obtidas pelo microscópio eletrônico de varredura do albita granito de núcleo na zona do depósito criolítico maciço. (a) cassiterita zonada; (b) cassiterita corroída por criolita e albita; (c) cassiterita e zircão corroídos por albita e criolita; (d) agredado de mica branca, zircão e criolita; (e) biotita, quartzo e albita da matriz; (f) vênula de biotita; (g) imagem MEV de cristais de waimirita em forma de roseta; (h) imagem MEV de cristais octaédricos de atroarita. (Qz) quartzo, (Zr) zircão, (Cas) cassiterita, (MicB) mica branca, (Ab) albita, (Crio) criolita, (At) atroarita, (W) waimirita, (Fra) fratura.

especialmente com este último mineral (Figuras 18H, 19A, 19E). Os contatos com zircão e quartzo são retilíneos, límpidos e não reativos. Pirocloro apresenta variações composicionais (Figura 19E) ocorrendo, a partir de pirocloro primário (U-Pb pirocloro), a formação sucessiva de Pb-U pirocloro, U pirocloro e columbita. Associadas à alteração de pirocloro, ocorrem inclusões de chumbo metálico e a formação de auréola rica em ferro.

Columbita (Figura 19F) resulta da alteração de pirocloro. Os cristais têm formas e dimensões semelhantes às do pirocloro original, podendo conter relictos deste em quantidades variáveis. Cassiterita ocorre principalmente como cristais de 0,08 mm a 0,62 mm, associados à matriz (Figura 19G), geralmente subédricos a euédricos, com coloração castanho avermelhado, por vezes contendo inclusões de zircão primário. Também forma aglomerados com mica e zircão e riebeckita. Os cristais podem ser zonados (Figura 20A). Os contatos com criolita e albita são caracterizados por feições de corrosão por estes minerais (Figura 20B). Apesar da corrosão, em alguns casos percebe-se a forma original dos cristais maiores de cassiterita (Figura 20C).

Riebeckita ocorre como cristais prismáticos (~0,10 mm), em alguns casos fibrosos, o contato é retilíneo com quartzo da matriz e irregular com albita. Localmente engloba feldspatos, criolita, zircão, pirocloro/columbita e opacos, sugerindo cristalização tardia. Mica branca ocorre como cristais individuais de 0,074 mm a 2,73 mm ou em agregados com zircão e criolita (Figura 20D). A clivagem é destacada pela presença de óxidos de ferro. Outra variedade textural de mica branca ocorre como cristais de 0,039 mm a 0,11 mm, associados à alteração da biotita e do feldspato alcalino. Biotita ocorre na matriz (Figura 20E) como cristais subédricos de 0,60 mm a 0,30

mm, ou forma agregados de cristais com dimensões de 0,15 mm a 2,22 mm. Também ocorre em vênulas que cortam indistintamente a rocha (Figura 20F). Tem coloração marrom alaranjado a esverdeado, pleocoísmo médio a forte, e sua clivagem é destacada por hidróxidos de ferro. Torita é geralmente opaca, com tamanho de 0,05 mm a 0,37 mm. Ocorre de modo intersticial na matriz, com auréola reativa em relação aos minerais vizinhos. Em fissuras radiais a partir da torita ocorrem minerais opacos.

Depósito criolítico maciço DCM

Características gerais

O DCM é formado por um conjunto de corpos de criolita maciça que ocorrem desde a cota (+)78 m até a cota (-)163 m, concentrados em duas zonas principais: Zona Criolítica A (ZCA), entre as cotas (+)78 m e (-)36 m, e Zona Criolítica B (ZCB), entre as cotas (-)10 m e (-)163 m (Figura 15). Entre as cotas (+)82 m e (+)55 m ocorrem corpos esparsos que podem representar uma terceira zona, quase totalmente erodida, denominada Zona Criolítica Zero.

Constata-se nos testemunhos (sondagem efetuada verticalmente e sem coleta de testemunhos orientados) que os ângulos de contato entre os corpos de criolita e a encaixante são variados, permitindo supor a presença de corpos desde horizontais até fortemente inclinados. Entretanto, as correlações laterais entre os furos sugerem existir predominantemente corpos sub-horizontais com contatos irregulares. Neste sentido, observa-se que as projeções em plano horizontal das duas zonas criolíticas (Figura 21) não indicam direção preferencial. Mesmo assim, a presença de veios inclinados e zonas de *stockwork* não pode ser descartada, podendo ser muito significativa. No topo da ZCA, na sua parte central, os corpos de criolita são horizontais a sub-horizontais. Afastando-se da zona central, têm mergulhos de 10º a 20º para os 4 quadrantes, configurando uma forma de cogumelo. Nas demais porções os corpos são sub-horizontais, com extensão de até 300 m e possança de até 30 m e têm maior continuidade lateral na base da ZCA e no topo da ZCB. A maior concentração de corpos situa-se na parte mediana da ZCB.

As formas das zonas criolíticas obtidas pelo modelamento (Figura 22) correspondem à forma que envelopa o conjunto de corpos constituindo o minério economicamente explorável. Nos diversos perfis efetuados, a ZCA é a mais irregular, tanto lateral como verticalmente. No AGN os teores de Sn, Nb, Ta decrescem de forma linear com a profundidade. O teor de corte de Sn, por exemplo, é de 0,1%, situando-se, em

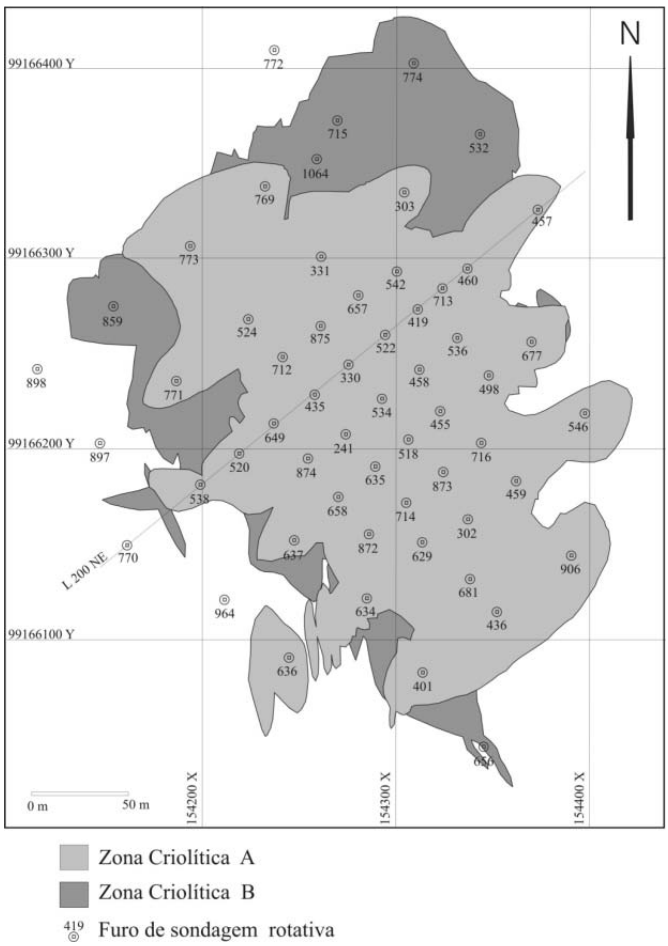


Figura 21 – Projeção do depósito criolítico maciço em superfície obtida pelo modelamento geológico com software GEMCOM 4.11, com a localização da malha de sondagem rotativa.

média, na cota (+)50 m. No entorno do DCM, as curvas de isoteor de Sn permanecem sub-horizontais (Figura 22B). Entretanto, as curvas de Nb (Figura 22A), acompanhadas por Ta (Figura 22C), aprofundam-se de forma muito destacada na região do DCM, onde a curva de 0,1% de Nb situa-se na cota (-)100 m (porção mediana da ZCB). No conjunto de perfis, constata-se a existência de enriquecimentos localizados de Nb e Ta em meio às zonas criolíticas e uma tendência de maiores concentrações de Nb em profundidade ocorrerem na parte NE do DCM. As zonas criolíticas não exercem influência nas curvas de isoteores de U e Th.

A maior parte da ZCA encontra-se encaixada no AGN. Na sua parte inferior, ocorrem intercalações do granito *hipersolvus* albitizado, na forma de lentes interdigitadas, com espessuras que variam entre 5 m e 10 m, acompanhando a base da ZCA e o topo da ZCB. Neste local, o contato entre o GH e AGN é marcado pela ocorrência de fenocristais de feldspato alcalino do granito *hipersolvus* no AGN, constituindo prováveis relictos do primeiro no segundo. Observa-se albitização no granito

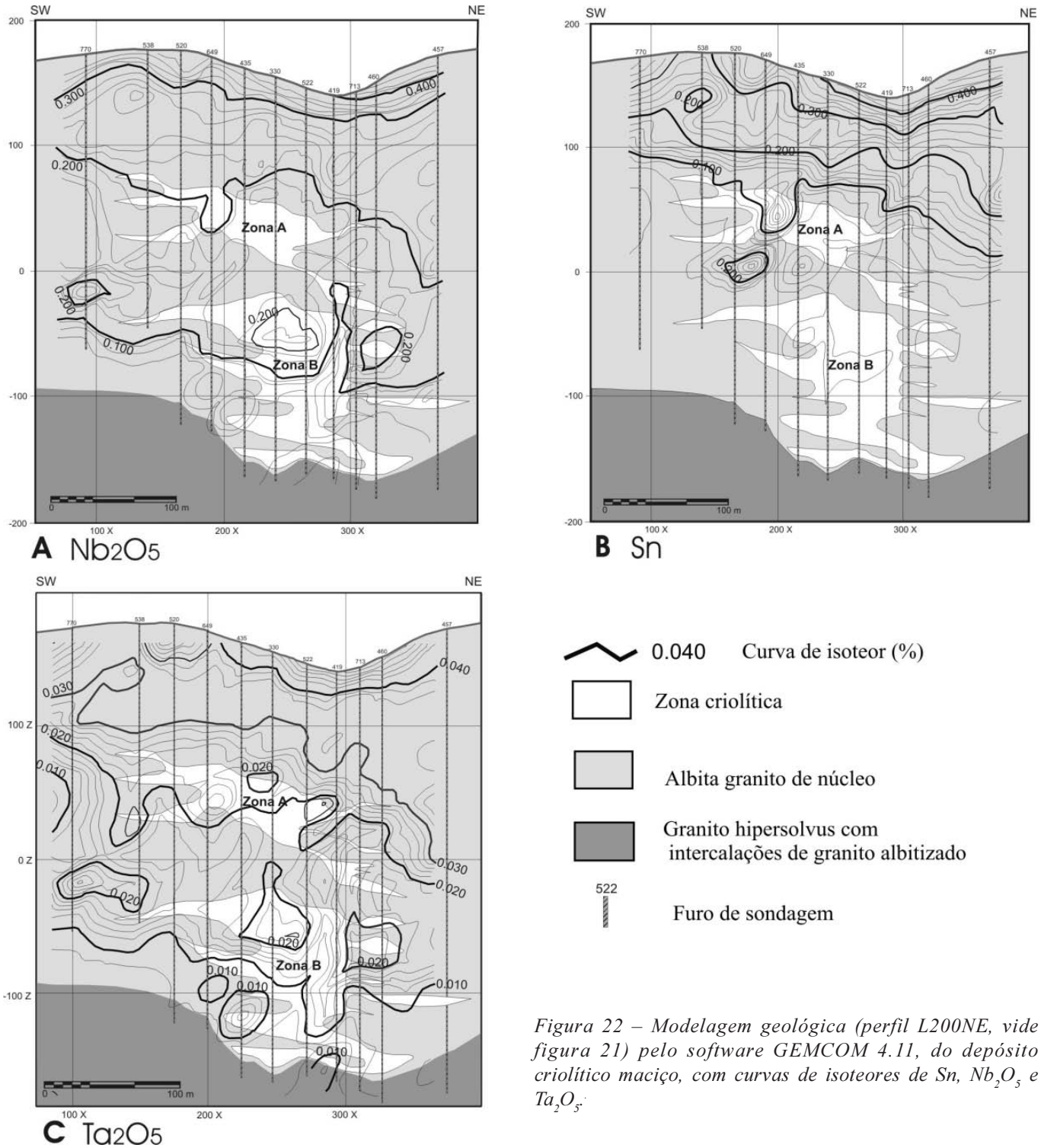


Figura 22 – Modelagem geológica (perfil L200NE, vide figura 21) pelo software GEMCOM 4.11, do depósito criolítico maciço, com curvas de isoteores de Sn, Nb_2O_5 e Ta_2O_5.

hipersolvus e, em alguns casos, o contato entre os granitos é marcado por concentrações elevadas de criolita e zircão. No AGN intercalado nas zonas criolíticas, a albita *en échiquier* é mais abundante e configura-se zonação vertical marcada pelo enriquecimento e maior desenvolvimento deste mineral em profundidade. Também ocorrem maiores concentrações de criolita disseminada (Figura 23A e B), atingindo até 50% do volume. Criolita disseminada é do tipo caramelo, em cristais de dimensões entre 0,15 a 1,0 mm, em geral interdigitados com as micas. O granito *hipersolvus*, que ocorre na base do DCM, delimita o depósito, e nele criolita, zircão, pirocloro e cassiterita tornam-se esparsos ou ausentes. Neste local o granito *hipersolvus* é intensamente alterado por processos hidrotermais, ocorrendo concentrações de mica branca e fluorita.

O DCM é envolvido por auréola pegmatóide (Costi 2000) no seu topo e laterais, sendo pouco desenvolvida

ou inexistente na base. A auréola tem espessura de 0,5 m até 30 m e localmente interdigita-se com os corpos de criolita. É constituída por lentes irregulares a amendoadas de feldspato alcalino mesopertítico associado a quartzo leitoso e hialino (Figura 23C, D, E) e, em menor proporção, por concentrações maciças de micas escuras, por criolita, galena e xenotima, sendo estes dois últimos de ocorrência mais localizada. No presente estudo constatou-se que galena e uma parte da criolita ocorrem em veios discordantes da auréola e que esta pode ser anterior ao DCM.

O contato entre os corpos de criolita e a rocha encaixante ocorre de três formas. Pode ser marcado por auréola de mica branca e zircão (Figura 23F) com espessura de até 3 cm, localmente com forte oxidação da encaixante ou marcado por concentrações de biotita, criolita e zircão na encaixante (Figura 23G), ou ocorre como linha de contato definida, com protuberâncias de criolita maciça na encaixante. Em lâmina petrográfica são nítidas as feições de corrosão de quartzo e feldspato (mais notadamente albita *en échiquier*) da encaixante pela criolita da borda do veio maciço.

Criolita dos corpos maciços é de três tipos (as notações em itálico correspondem aos índices de cor de Goddard *et al*. 1975). Criolita nucleada (Figura 23I e J) tem a borda variando de marrom amarelado escuro *(10 YR 4/2)* a marrom escuro *(5YR 2/2)* e o núcleo cinza claro médio *(N 6)* e tipicamente forma os cristais mais euédricos e mais desenvolvidos dos corpos de criolita. Criolita caramelo (Figura 23F e H), com cores de marrom amarelado escuro *(10 YR 4/2)* a marrom escuro *(5YR 2/2)*, forma massa maciça que engloba os cristais de criolita nucleada. Criolita branca (Figura 23K) tem cor cinza muito claro *(N 8)* e pode ser muito translúcida. Mais freqüentemente, é composta por aglomerados de indivíduos finos, bem cristalizados, adquirindo aspecto sacaroidal, localmente pode ser maciça. Por vezes ocorrem feições que se assemelham a linhas de crescimento, gerando aspecto bandado.

Na parte superior do DCM ocorre criolita caramelo e, subordinadamente, criolita nucleada. Nos corpos intermediários, criolita caramelo (aqui mais clara) e criolita nucleada ocorrem em iguais proporções. Na parte inferior criolita nucleada é predominante, criolita caramelo é ainda mais clara e somente aqui ocorre criolita branca. Na base da ZCB ocorrem alguns corpos constituídos aparentemente só por criolita branca, com possança de até 2,20 m. Em alguns desses corpos ocorre fluorita associada (Figura 23L) e a encaixante é fortemente alterada.

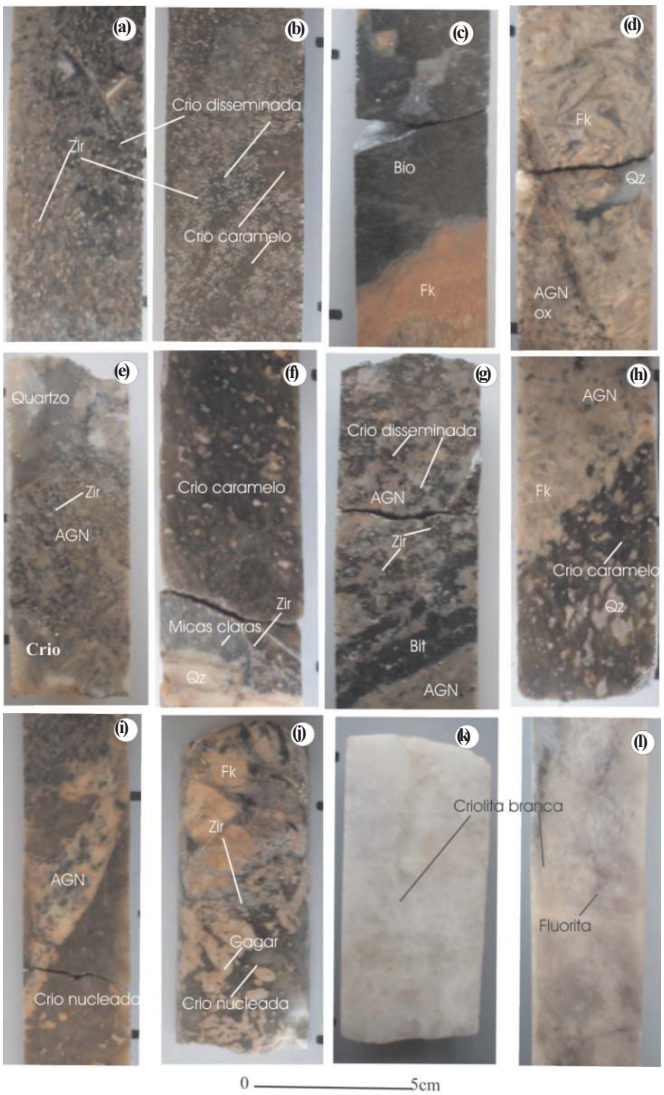


Figura 23 – Fotografias de testemunhos de albita granito de núcleo e dos corpos de criolita: (a) albita granito (próximo ao contato com corpo de criolita) com criolita caramelo e zircão disseminados; (b) albita granito com criolita disseminada e lentes de criolita caramelo; (c) detalhe da auréola pegmatóide com feldspato potássico e mica; (d) auréola pegmatóide com feldspato potássico, quartzo em contato com albita granito oxidado; (e) auréola pegmatóide com criolita, quartzo e alta concentração de zircão; (f) contato da auréola pegmatóide (mica branca e quartzo leitoso) com o corpo de criolita caramelo; (g) contato irregular entre albita granito e o corpo de criolita, com lentes de biotita paralelas ao contato; (h) contato tríplice entre albita granito, auréola pegmatóide (feldspato potássico) e corpo criolítico (criolita caramelo e quartzo); (i) corpo de criolita nucleada com relicto de albita granito; (j) criolita nucleada com inclusões de gagarinita e zircão; (k) corpo de criolita branca e caramelo subordinada; (l) criolita branca com fluorita associada. (crio) criolita; (gagar) gagarinita; (zir) zircão; (Fk) feldspato alcalino; (bi) biotita; (qz) quartzo; (AGN) albita granito de núcleo; (ox) oxidado.

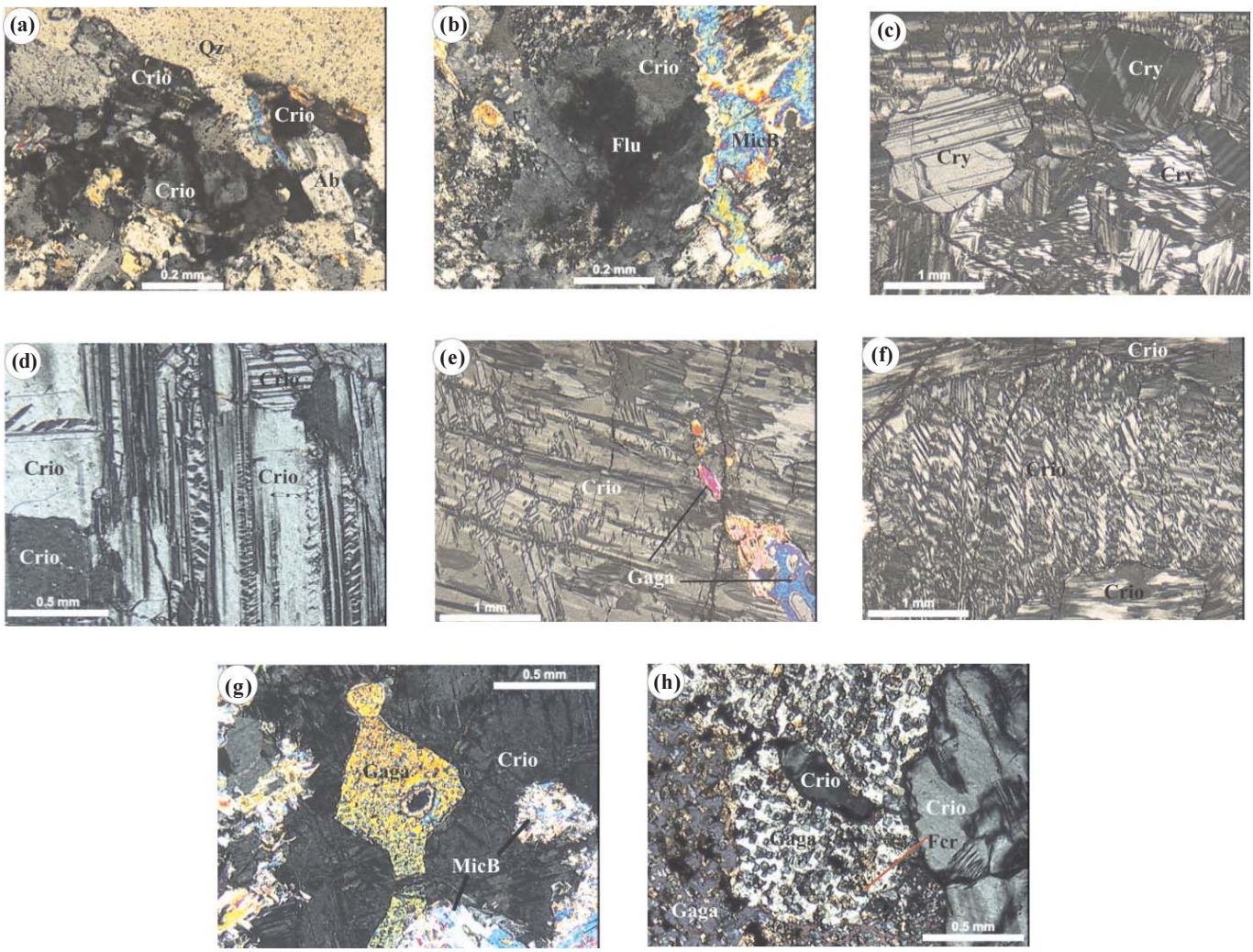


Figura 24 – Fotomicrografias. (a) criolita disseminada em albita granito no contato com o corpo de criolita com feições de corrosão de quartzo e albita da rocha; (b) fluorita substituindo criolita em textura tipo cárie; (c) cristais de criolita maclada dos corpos maciços; (d) cristais de criolita com maclamento complexo; (e) cristal de criolita com duas direções de maclamento, com inclusão de gagarinita; (f) cristal de criolita maclada afetado por fraturamento; (g) criolita envolvendo gagarinita; (h) gagarinita com exsolução de fluocerita (?). (Qz) quartzo, (Zr) zircão, (MicB) mica branca, (Ab) albita, (Crio) criolita, (Gaga) gagarinita, (Fcr) Fluocerita, (Flu) fluorita.

Observações petrográficas

O contato entre criolita dos corpos maciços e a encaixante é caracterizado por feições de corrosão (Figura 24A). Os corpos são essencialmente constituídos por criolita (~87% p. vol.) em cristais de até 15 mm de diâmetro, geralmente maclados. Predomina geminação polissintética (Figura 24C). Em alguns cristais o maclamento ocorre segundo uma direção preferencial e 2 direções oblíquas relacionadas à primeira (Figura 24D). Em outros casos um mesmo cristal pode mostrar duas direções de maclas independentes (Figura 24E) ou maclamento aparentemente mais antigo superposto por outro, que parece relacionado a fraturamento (Figura 24F). Fragmentos de cristais de criolita com finas maclas e diâmetro de até 0,52 mm ocorrem inclusos em cristais maiores. Localmente, no contato entre os grãos observa-se material microcristalino tentativamente identificado como mica. Maclas de aspecto romboédrico ocorrem mais freqüentemente em cristais menores (0,15 mm a 0,37 mm). Cristais maiores de criolita, em contato com cristais menores, podem apresentar fraturas paralelas aos seus limites. Em fraturas que cortam criolita ocorrem zonas de alteração com minerais tentativamente identificados como thonsenolita e prosopita.

Os demais minerais constituem em conjunto ~13% p. vol dos corpos. São principalmente quartzo, zircão e feldspato distribuídos por toda a extensão vertical do DCM, todos com dimensões em geral <0,15 mm, contrastando com criolita. Zircão idiomórfico e límpido é idêntico a zircão tardio de AGN. Gagarinita (Figura 24E, G, H) (fluoreto de Y e ETR) ocorre desde a porção mediana

até a base da ZCA (onde é mais abundante), como cristais (0,4 mm a 1,7 mm) inclusos em ou cortados por criolita. Apresenta exsolução de uma fase mineral com composição de fluocerita, que também é cortada por criolita. Fluorita de cor amarela e violácea ocorre na borda dos corpos de criolita branca ocupando, espaços intersticiais às micas, preenchendo fraturas que cortam criolita ou substituindo este mineral com formação de textura em cárie (Figura 24B).

Discussão

Segundo Costi (2000), o albita granito é sobrejacente ao granito *hipersolvus* e o conjunto representa intrusão lateral, em forma de folha, ligada a abatimento de caldeira, repousando sobre rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé. Esta interpretação limita a continuidade do depósito polimetálico em profundidade. O mapeamento geológico e os novos furos de sondagem da porção sul do albita granito evidenciam o mergulho centrífugo das lentes de *greisens*, a continuidade das subfácies AGN e AGB em profundidade e a inexistência de continuidade entre o granito *hipersolvus* sob o DCM e o afloramento desta fácies na parte sudoeste da mina. Configura-se para o albita granito uma forma dômica e a localização da mineralização primária disseminada na zona apical do mesmo. O limite inferior da mineralização é caracterizado por diminuição gradual dos teores e não por descontinuidade litológica/estratigráfica.

A forma geral do DCM assemelha-se a um cogumelo lenticular instalado ao longo do eixo central vertical do albita granito em pelo menos dois níveis (a Zona Criolítica Zero seria um terceiro nível). Outras evidências mostram que o eixo foi uma via preferencial para os fluidos desde a consolidação do AGN. A primeira é a zonação vertical marcada pelo enriquecimento em albita *en échiquier* no AGN intercalado nas zonas criolíticas. A segunda é a distribuição das curvas de isoteores de Nb e Ta, aprofundando-se na zona do DCM. A columbitização de pirocloro relacionada ao fluido formador do DCM (ver adiante) implica em enriquecimento de Nb e Ta na fase mineral neoformada em relação ao mineral original, mas não explica o enriquecimento na rocha, o qual, conseqüentemente, foi anterior à formação do DCM. A terceira refere-se à localização abundante de fases pegmatóides ao longo do eixo, representadas pela auréola pegmatóide.

O controle da migração de fluidos pode ter sido em parte tectônico, mas as evidências neste sentido são ainda precárias e em parte contraditórias. O alongamento do albita granito na direção N-S, contrastando com a orientação NE-SW do granito Madeira sugere a intervenção de estrutura N-S. Entretanto, as curvas de isoteores de Nb e Ta indicam seu enriquecimento no sentido NE-SW. Segundo Pauly (1978), as maclas da criolita de Ivigtut são oriundas de efeitos mecânicos, indicando diferentes estágios de reorientação em resposta a situações de tensão de tectônica rúptil. Em Pitinga a criolita maciça é maclada, entretanto as Zonas Criolíticas A e B (Figura 21) não têm direção preferencial que possa ser relacionada a tectônica rúptil ativa durante a formação do depósito. Por outro lado, não se observa estruturas ou variações litológicas horizontais a sub-horizontais na rocha encaixante que possam ter controlado a disposição semelhante dos corpos de criolita maciça.

A paragênese magmática é caracterizada por inversões na seqüência de cristalização normalmente esperada, sendo exemplos, entre outros, a cristalização precoce de quartzo e a cristalização tardia de zircão e riebeckita. O presente trabalho confirma a existência de criolita disseminada precoce e tardia, corroborando, portanto, a idéia de magma excepcionalmente rico em F, o que explica a evolução particular da paragenênese, conforme já discutido por Lenharo (1998) e Costi (2000).

Entre as zonas criolíticas A e B, identificou-se lentes de granito *hipersolvus* interdigitado ao AGN. O contato entre o granito *hipersolvus* e o AGN é marcado pela ocorrência de fenocristais de feldspato alcalino do granito *hipersolvus* no AGN, constituindo prováveis relictos do primeiro no segundo. Da mesma forma, em escala de depósito, foram identificados corpos de granito *hipersolvus* no AGN. Feições texturais identificadas no granito *hipersolvus* albitizado e no AGN, tais como aglomerados de quartzo e feldspato alcalino com contatos retos, indicam equilíbrio entre ambos, sendo envolvidos pela massa albítica em nítido desequilíbrio com os fenocristais. Estas evidências sugerem a transformação do granito *hipersolvus* em rocha do tipo AGN por processo de albitização relacionado à atuação de fluidos tardios pós-magmáticos sobre os feldspatos em estágio *subsolidus*. As descrições petrográficas revelam volume significativo de albita *en échiquier* na porção ocupada pelo DCM, especialmente na ZCB, a mais importante, sugerindo relação entre albitização e formação do DCM.

Segundo Costi (2000), a auréola pegmatóide interdigita-se com os corpos de criolita maciça, o que levaria a supor formação síncrônica. Os novos dados petrográficos indicam que a formação da auréola é anterior ao DCM. Gagarinita cortada por criolita e afetada por exsoluções também anteriores à criolita, seria um dos minerais da fase pegmatóide. Gagarinita de composição semelhante foi descrita apenas em granitos albitizados, associada a veios/bolsões de quartzo e feldspato potássico. Possivelmente, assim como gagarinita, parte dos feldspatos e quartzo encontrados nos corpos de criolita maciça representa relictos da fase pegmatóide.

A relação de contato entre os corpos de criolita e a encaixante é tipicamente reativa. A mineralização criolítica promoveu a dissolução de significativo volume do AGN, com conseqüente preenchimento das cavidades pela massa criolítica. Caracterizam-se, assim, condições de P e T bastante distintas para a formação da encaixante e do minério, respectivamente. A formação dos corpos maciços dificilmente poderia ser atribuída aos estágios magmático (Lenharo 1998) ou pegmatítico (Costi 2000), pois, nestes estágios, líquidos ricos em F teriam alta fluidez, não havendo porque os corpos maciços estarem localizados apenas no eixo central vertical do albita granito, enquanto que zonas pegmatóides (sem criolita maciça) distribuem-se por todo o AGN. A formação dos corpos de criolita maciça seria, portanto, mais compatível com o estágio hidrotermal. Pelas relações texturais, o preenchimento das cavidades iniciou-se pela criolita nucleada (cristais zonados, euédricos a subédricos, sugerindo a cristalização precoce e em espaço livre), seguida pela criolita caramelo (aspecto maciço, espacialmente distribuída envolvendo criolita nucleada) e, finalmente, pela criolita branca (reflexo provável do empobrecimento da solução mineralizante, culminando em cristais incolores de caráter tardio).

V. GEOQUÍMICA DE ETR E Y EM CRIOLITA, FLUORITA E FÁCIES GRANÍTICAS

A geoquímica de ETR em rocha total e minério total tem sido extensivamente utilizada em petrologia e metalogênese. Em ambos os casos os padrões de ETR da amostra total refletem o padrão de ETR do meio de formação e as suas condições físico-químicas. O presente estudo não se enquadra exatamente nestes casos, pois os dados essenciais são de separações minerais, em que um terceiro fator, a estrutura cristalina do mineral, influencia a capacidade de incorporação de ETR, que pode ser muito seletiva e variar muito de uma espécie mineral para outra. Como não existem estudos experimentais sobre o comportamento de criolita face aos ETR, esta lacuna é aqui parcialmente preenchida pelo estudo paralelo da fluorita, mineral no qual o significado da anomalia em Eu é bem conhecido e que, para os demais ETR, representa um amplificador quase linear do padrão do fluido (Bastos Neto 1990). O estudo de fluorita também objetivou a obtenção de informações sobre a origem da zonação da mineralização de F nas subfácies ABN e AGB. No AGN as observações petrográficas permitiram identificar 2 amostras com predominância de criolita magmática e 3 amostras com predominância de criolita disseminada tardia. No AGB, no qual a paragênese primária foi parcialmente substituída, não foi possível distinguir variedades texturais de fluorita, sendo selecionadas as amostras em que esse mineral é mais abundante. O estudo incluiu os três tipos de criolita do DCM e, adicionalmente, uma amostra de fluorita de veio tardio coletada em superfície.

ETR em Criolita

Os valores de ETR_{total} em amostras de criolita disseminada (Tabela 3) indicam a existência de dois grupos, o primeiro com valores de ETR_{total} mais altos (677 ppm e 1.345 ppm) corresponde a criolita magmática. No segundo, com valores muito mais baixos (29 ppm a 45 ppm), enquadram-se as 3 amostras com predominância de criolita disseminada hidrotermal. A criolita do DCM apresenta indistintamente valores muito baixos de ETR_{total} (Tabela 4). Os valores médios são de 10,33 ppm; 6,66 ppm e 8,38 ppm para os tipos nucleada, caramelo e branca, respectivamente. O maior valor de ETR_{total} observado (16,81 ppm) ocorre na criolita nucleada.

No conjunto de amostras de criolita, constata-se uma evolução constante marcada pelo enriquecimento em ETRL, desde a criolita magmática (ETRL/ETRP de 0,22 e 0,25), para criolita disseminada hidrotermal (ETRL/ETRP de 0,38 a 0,59), para criolita nucleada (0,50-2,52), para a caramelo (1,95-10,86), até a branca (3,13-13,59).

Os padrões de ETR (Figura 25) de criolita magmática e disseminada tardia têm formas bastante semelhantes entre si e em relação aos padrões do AGN (Figura 26). Observando-se os padrões de distribuição dos ETR da criolita maciça (Figura 25), alguns dos resultados analíticos não parecem bons. Entretanto, as amostras anômalas são aquelas com conteúdo de ETR extremamente baixo, o que dificulta a análise. Por outro lado, comparando-se as razões de elementos selecionados de amostras das diferentes gerações, obtem-se resultados coerentes. Finalmente, como não há na literatura análises de ETR em criolita que possam orientar melhor avaliação da qualidade dos resultados, optou-se por incluir no trabalho todos os resultados.

Os padrões de criolita nucleada (Figura 25B) assemelham-se bastante aos padrões de criolita disseminada da subfácies AGN (Figura 25A), assim como ao padrão da própria rocha AGN (Figura 26C). Comparando-se os padrões dos 3 tipos de criolita do DCM, percebe-se que a tendência de enriquecimento em ETRP apresentada pela criolita nucleada já não existe mais na criolita caramelo e inverte-se na criolita branca (Figura 25D) que é relativamente mais rica em ETRL.

O fracionamento das ETRL (La/Sm) pode ser bem avaliado devido à detecção destes elementos em todas as amostras. O fracionamento é aproximadamente constante, com valores baixos (entre 1,21 e 2,37) para todas as

Tabela 3 – Resultados das análises dos elementos terras raras e Y (ppm) de criolita disseminada e fluorita disseminada e em vênula por ICP-MS.

Amostras	Criolita disseminada					Fluorita disseminada					Fluorita
	magmática		hidrotermal			magmática		hidrotermal			Vênula
Elementos	PMR-4	PMR-5	PMR-1	PMR-3	PMR-6	PMR-7A	PMR-10	PMR-2	PMR-7	PMR-9	VF-1
La	24.37	42.88	2.96	2.05	1.83	171.17	125.76	67.84	13.84	9.72	2.26
Ce	39.17	98.34	4.17	3.78	3.76	561.31	471.41	155.95	49.69	33.16	6.40
Pr	9.55	21.75	0.70	0.52	0.70	82.67	68.88	35.28	6.74	5.01	0.77
Nd	31.55	77.56	3.47	2.68	3.51	290.29	234.83	110.40	19.45	11.55	3.15
Sm	17.15	25.85	1.25	0.93	1.17	123.53	93.44	63.43	9.78	7.93	1.00
Eu	0.50	0.93	0.05	0.03	0.05	2.31	1.63	1.38	0.18	0.15	0.03
Gd	25.05	39.80	1.71	0.96	1.54	n.d	n.d	48.98	n.d	n.d	2.06
Tb	14.23	22.48	0.74	0.36	0.50	35.17	31.49	16.64	2.87	2.49	0.39
Dy	145.67	260.20	6.91	3.29	4.15	245.30	254.08	102.09	24.83	18.53	3.22
Ho	46.75	89.11	1.97	0.92	1.39	45.24	55.33	18.31	6.54	4.08	1.06
Er	161.99	316.66	7.37	4.72	4.51	117.03	152.03	41.39	24.69	12.13	3.14
Tm	27.54	56.01	1.69	1.12	0.87	19.78	23.83	5.74	5.60	2.23	0.51
Yb	112.94	246.23	10.44	7.14	4.84	n.d	n.d	27.25	n.d	n.d	4.29
Lu	21.44	47.53	2.01	1.38	0.89	15.14	14.10	3.71	6.22	1.94	0.39
Y	188.83	209.55	34.37	18.12	14.98	1435.83	1209.77	186.71	217.86	196.39	34.81
Eu / Eu*	0.07	0.09	0.09	0.11	0.10	n.d	n.d	0.07	n.d	n.d	0.07
Ce/Ce*	0.62	0.77	0.67	0.86	0.80	1.13	1.20	0.76	1.23	1.13	1.17
La / Yb	0.22	0.17	0.28	0.29	0.38	nd	nd	2.49	nd	nd	0.53
La / Sm	1.42	1.66	2.37	2.20	1.56	1.39	1.35	1.07	1.42	1.23	2.26
La/Lu	1.14	0.90	1.47	1.48	2.06	11.31	8.92	18.27	2.23	5.00	5.84
Gd / Yb	0.22	0.16	0.16	0.13	0.32	nd	nd	1.80	nd	nd	0.48
SoETRL	121.80	266.37	12.54	9.96	10.96	1228.97	994.32	432.90	99.50	67.37	13.57
SoETRP	555.61	1078.01	32.83	19.88	18.69	477.66	530.86	264.10	70.74	41.40	15.07
ETRtotal	677.91	1345.31	45.42	29.87	29.69	1708.95	1526.81	698.38	170.42	108.92	28.67
ETRL / ETRP	0.22	0.25	0.38	0.50	0.59	2.57	1.87	1.64	1.41	1.63	0.90

Tabela 4 – Resultados das análises dos elementos terras raras e Y (ppm) em criolita maciça (nucleada, caramelo e branca) por ICP-MS.

Amostras/	Criolita Nucleada				Criolita Caramelo				Criolita Branca			
Elementos	4I	13E	21B	25B	34C	38B	7B	8E	18D	40C	7CA	7C
La	0.89	0.89	1.05	0.89	0.87	0.95	1.10	0.85	0.90	0.90	1.46	0.88
Ce	1.33	1.67	1.99	1.31	1.26	1.61	2.65	1.17	1.46	1.49	3.53	1.30
Pr	0.20	0.28	0.26	0.18	0.18	0.22	0.34	0.17	0.21	0.22	0.47	0.20
Nd	1.63	2.04	1.75	1.52	1.55	1.67	1.93	1.49	1.64	1.68	2.61	1.63
Sm	0.48	0.74	0.60	0.45	0.47	0.54	0.66	0.44	0.50	0.53	0.92	0.50
Eu	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
Gd	0.20	0.76	0.45	<0,15	<0,15	0.20	0.25	<0,15	0.19	0.18	0.93	<0,15
Tb	0.04	0.33	0.20	0.02	0.01	0.07	0.09	<0,01	0.04	0.04	0.19	0.02
Dy	0.59	3.09	2.07	0.27	0.23	0.60	0.75	0.14	0.36	0.37	1.13	0.18
Ho	0.23	0.80	0.60	0.11	0.08	0.19	0.23	0.03	0.11	0.10	0.19	0.03
Er	1.08	2.51	2.15	0.45	0.35	0.61	0.77	0.14	0.37	0.36	0.39	0.09
Tm	0.32	0.45	0.44	0.10	0.10	0.12	0.15	0.03	0.06	0.08	0.04	0.01
Yb	2.76	2.75	2.69	0.79	0.80	0.78	1.02	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50
Lu	0.55	0.45	0.52	0.16	0.15	0.14	0.17	0.05	0.07	0.07	0.02	0.00
Y	3.67	17.44	19.18	3.33	1.44	4.90	3.15	0.63	2.58	1.60	1.82	0.47
Eu / Eu*	0.21	0.11	0.16	0.18	0.17	0.19	0.16	0.18	0.16	0.16	0.11	0.15
Ce/Ce*	0.73	0.79	0.90	0.74	0.73	0.82	1.04	0.70	0.79	0.79	1.02	0.72
La / Yb	0.32	0.32	0.39	1.13	1.08	1.22	1.08	nd	nd	nd	nd	nd
La / Sm	1.86	1.21	1.74	1.98	1.85	1.78	1.67	1.92	1.79	1.71	1.58	1.77
La/Lu	1.61	1.97	2.02	5.40	5.67	6.93	6.59	17.41	13.07	12.13	93.26	218.60
Gd / Yb	0.07	0.28	0.17	nd	nd	0.25	0.25	nd	nd	nd	nd	nd
SoETRL	4.54	5.63	5.65	4.36	4.33	4.98	6.69	4.13	4.71	4.82	8.99	4.52
SoETRP	5.77	11.15	9.12	1.91	1.72	2.70	3.43	0.38	1.18	1.20	2.87	0.33
ETRtotal	10.34	16.81	14.80	6.28	6.07	7.71	10.14	4.53	5.91	6.04	11.90	4.87
ETRL / ETRP	0.79	0.50	0.62	2.28	2.52	1.84	1.95	10.86	4.01	4.03	3.13	13.59

gerações de criolita. O fracionamento dos ETRP (Gd/Yb) em criolita disseminada situa-se entre 0,13 e 0,32, verificando-se valores semelhantes para a razão Tb/Yb. No caso da criolita maciça, Gd, Tb ou Yb não foram detectados em várias amostras. Naquelas em que o fracionamento dos ETRP pode ser calculado, os valores da criolita maciça (Gd/Yb: 0,07; 0,28; 0.17; 0,25 e 0,25) são comparáveis aos da criolita disseminada. Já o fracionamento dos ETR_{total} medido pela razão La/Lu apresenta evolução muito bem definida, crescendo da criolita disseminada magmática (0,90 e 0,14), para a hidrotermal disseminada (0,47 a 2,06), para criolita maciça nucleada (1,61 a 6,93), para criolita caramelo (6,59 a 17,41), até criolita branca (93,26 e 218,60).

A anomalia de Eu é negativa em todas as amostras. Os valores dos dois tipos de criolita disseminada são muito semelhantes, com média de 0,09. O mesmo ocorre para os 3 tipos de criolita maciça mas, nestas, as anomalias de Eu são sistematicamente menos intensas (média de 0,16) do que na criolita disseminada.

ETR em Fluorita

As amostras de fluorita disseminada (Figura 25E) apresentam padrões de distribuição de ETR bastante planos. Comparativamente às fácies graníticas, são muito distintos do anfibólio-biotita sienogranito, do biotita granito e do granito *hipersolvus* (Figura 26A, B, D) que apresentam

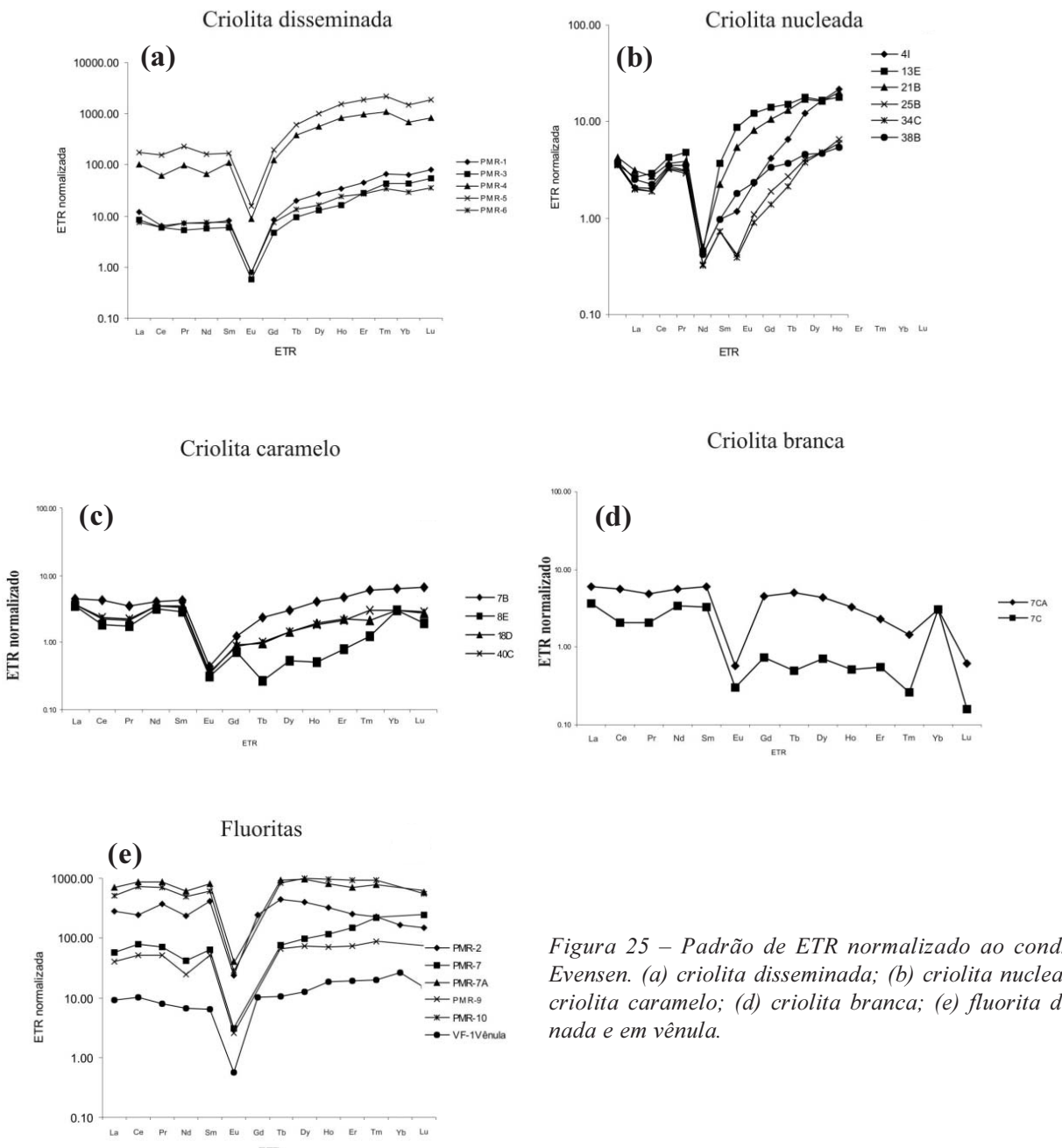


Figura 25 – Padrão de ETR normalizado ao condrito de Evensen. (a) criolita disseminada; (b) criolita nucleada; (c) criolita caramelo; (d) criolita branca; (e) fluorita disseminada e em vênula.

maior fracionamento das ETRL, mas assemelham-se aos padrões das amostras de AGN, especialmente aquelas com menores concentrações de ETR (Figura 26C). Por outro lado, semelhantemente à criolita disseminada, os conteúdos de ETR na amostras de fluorita disseminada dividem-se em dois grupos. No primeiro enquadram-se as amostras com altas concentrações de ETR (1.708 ppm e 1.526 ppm), consideradas magmáticas (ver adiante). No segundo, situam-se três amostras com concentrações de 108 ppm a 698 ppm. A fluorita de veio tardio apresenta o valor de ETR_{total} mais baixo (34,81 ppm).

Y em criolita e fluorita

A figura 27 apresenta os intervalos de variação das concentrações de Y nas amostras de criolita e fluorita. Criolita magmática apresenta teor de Y na faixa de 200 ppm. Criolita disseminada tardia apresenta concentrações muito menores (14,98 ppm a 34,37 ppm). Uma evolução gradual, marcada pelo decréscimo na concentração, parece existir da criolita disseminada tardia, passando sucessivamente por criolita nucleada e caramelo, até criolita branca. No caso da fluorita, as concentrações situam-se claramente em 3 faixas de valores: ~1.200 ppm (2 amostras), ~200 ppm (3 amostras) e 34 ppm (fluorita de veio tardio). Baixas concentrações de Y são, portanto, típicas para as fases tardias dos dois minerais, criolita e fluorita.

ETR das fácies graníticas

Os valores de ETR_{total} das fácies do granito Madeira, considerando-se também as análises de Lenharo (1999) e Costi (2000), variam de 7,59 a 1028 ppm, com média de 268,22 ppm. As maiores concentrações ocorrem em anfibólio-biotita sienogranito (ETR_{total} de 296 ppm a 1028 ppm). A subfácies AGN apresenta valores de 7ppm a 838ppm. Comparando-se os padrões de distribuição dos ETR (Figura 26), verifica-se que as fácies anfibólio-biotita sienogranito, biotita granito e granito *hipersolvus* formam um conjunto caracterizado pelo enriquecimento relativo

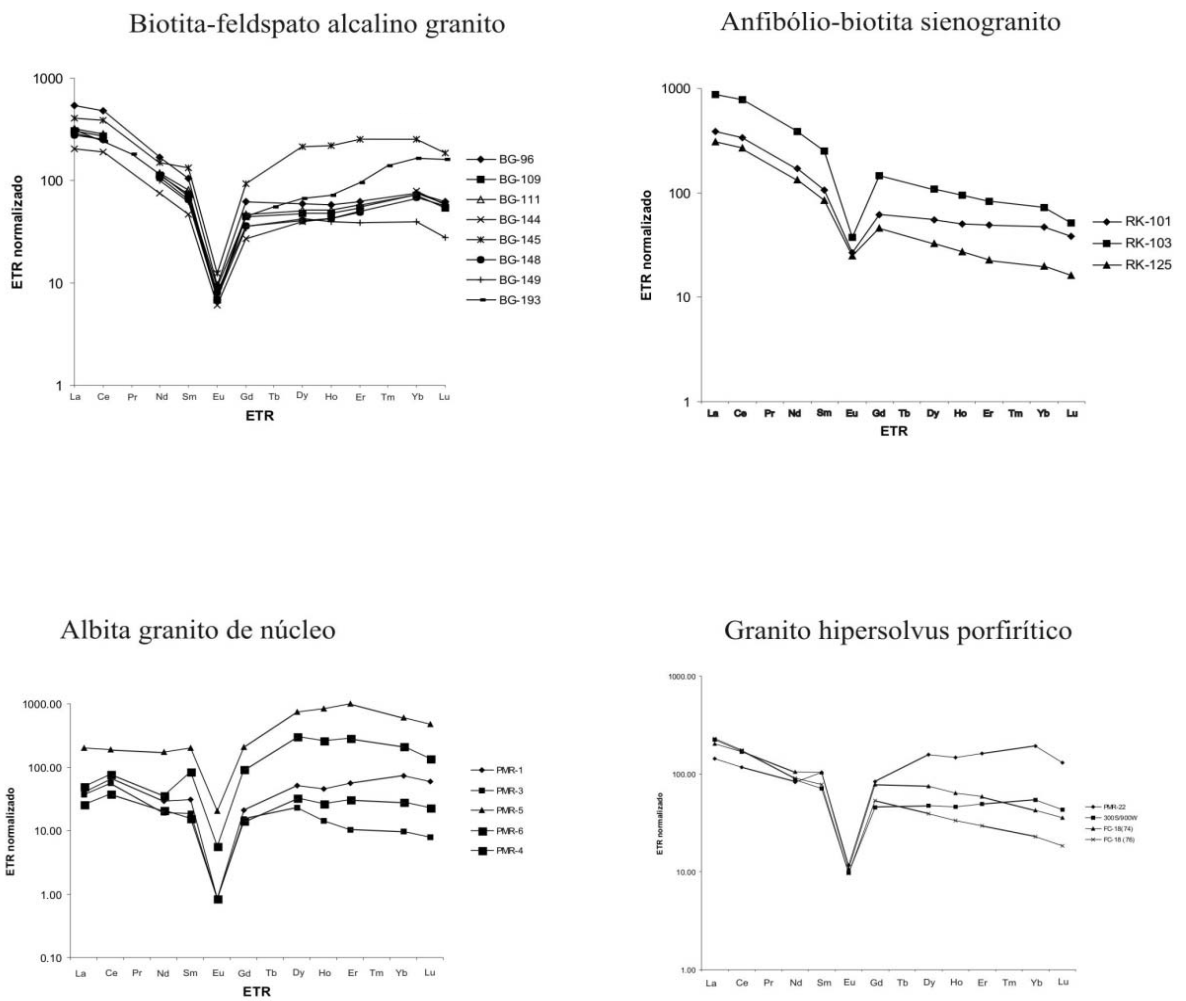


Figura 26 – Padrão de ETR (normalizado pelo condrito de Evensen) das fácies do granito Madeira: (a) biotita-feldspato alcalino granito, dados de Costi, 2000; (b) anfibólio-biotita sienogranito, dados de Costi, 2000; (c) subfácies albita granito de núcleo; (d) granito hipersolvus *porfirítico.*

e, ao mesmo tempo, maior fracionamento em ETRL, enquanto o AGN caracteriza-se por apresentar marcado enriquecimento relativo em ETRP, conferindo padrão do tipo "asa de gaivota". Os padrões das subfácies de núcleo e de borda (Costi 2000) são bastante semelhantes. Anomalia negativa de Eu é característica de todas as fácies, sendo mais acentuadas em albita granito.

A figura 28 sintetiza aspectos anteriormente delineados nas comparações entre as diversas fácies do granito Madeira e as amostras de criolita e fluorita disseminadas e de criolita maciça. As fácies anfibólio-biotita sienogranito, biotita granito e granito *hipersolvus* formam um grupo definido, sem tendência evolutiva. As subfácies AGN, AGB e albita granito de transição, com concentrações de ETRL e ETRP mais variáveis, integram-se numa correlação. As amostras de separações minerais de criolita e fluorita correlacionam-se paralelamente ao albita granito e mostram evolução marcada pelo empobrecimento em ETR da criolita magmática até a criolita mais tardia do DCM.

Discussão

Os padrões de ETR nas fácies do granito Madeira mostram enriquecimento pronunciado em ETRP e anomalias negativas em Eu mais acentuadas do albita granito em relação às fácies mais precoces e ao granito *hipersolvus*. Na jazida de Ivigtut, comportamento semelhante foi observado em comparações entre a rocha encaixante sã e as rochas albitizadas no entorno do depósito, sendo atribuído ao metassomatismo da encaixante e à formação de íons complexos entre ETRP e F ± Cl (Pauly & Bailey 1999). Os granitos alcalinos anorogênicos nigerianos portadores de criolita apresentam enriquecimento em ETRL, acompanhado por leve enriquecimento em Eu (Bowden & Kinnaird 1984; Kinnaird *et al*. 1985), contrastando, portanto, com o observado na subfácies AGN e em Ivigtut. Por outro lado, em Pitinga o enriquecimento em ETRP, acompanhado pelo decréscimo da razão La/Yb, ocorre na seqüência anfibólio-biotita sienogranito, biotita granito, granito *hipersolvus* e albita granito. Correlação semelhante foi observada por Sallet (1990) na fácies granítica Tabuleiro (distrito fluorítico de Santa Catarina) e, neste caso, a evolução do parâmetro é concomitante ao aumento na concentração de F e acompanhada pelo enriquecimento em ETRP. Considera-se aqui, portanto, que a geoquímica dos ETR em rocha total dificilmente poderia contribuir para a definição entre um modelo metassomático e um modelo magmático para a gênese da mineralização de criolita de Pitinga.

Estudos sistemáticos em fluorita natural (Chang *et al*. 1996) têm encontrado, em geral, as relações Y>ETR e ETRL>ETRP. No albita granito as relações são ETR>Y

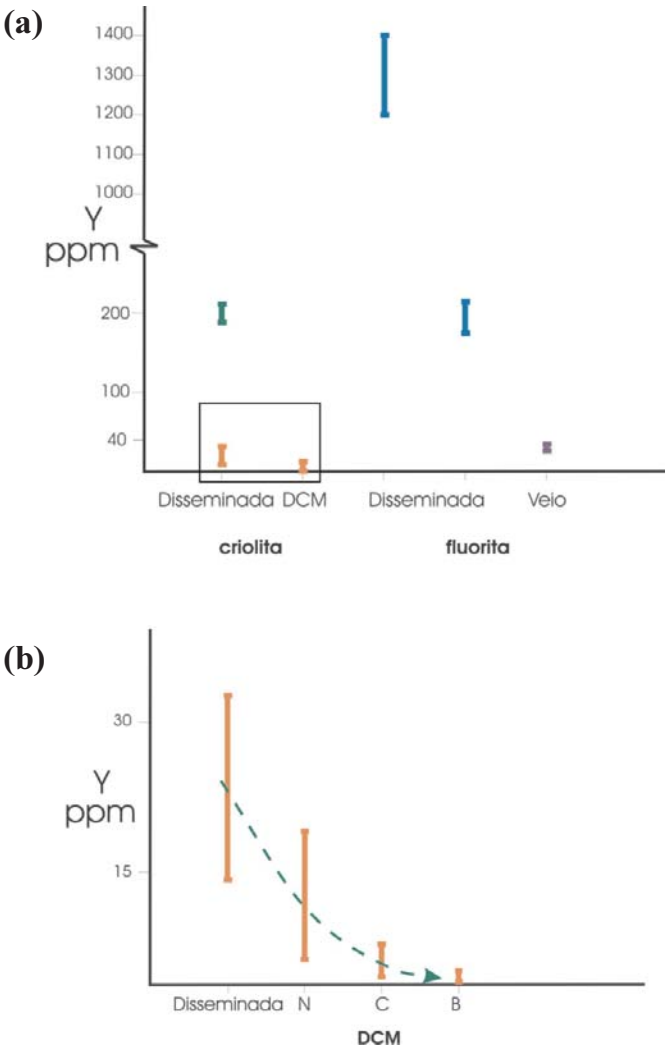


Figura 27 – (a) Intervalos de variação na concentração de ítrio nas amostras de criolita e fluorita. (b) detalhe do diagrama anterior, diferenciando as três gerações de criolita do depósito criolítico maciço.

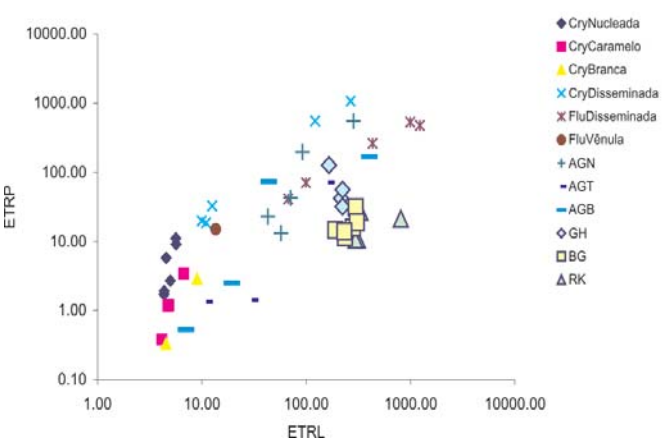


Figura 28 – Diagrama binário de correlação entre ETRP e ETRL para criolita, fluorita e fácies do granito Madeira. (Cry) criolita, (Flu) fluorita, (AGN) albita granito de núcleo, (AGT) albita granito transicional, (AGB) albita granito de borda, (GH) granito hipersolvus*, (BG) biotita-feldspato alcalino granito, (RK) anfibólio-biotita sienogranito.*

e ETRL>ETRP. Como esperado, as amostras de fluorita magmática seguem o padrão do albita granito. Já criolita apresenta comportamento diferente. Criolita magmática apresenta enriquecimento relativo em ETR muito mais acentuado (ETR/Y de 3,6 e 6,4) que fluorita (ETR/Y~1,2). Por outro lado, a relação ETRP>ETRL da criolita magmática (ETRL/ETRP de 0,22 e 0,25) é contrária à relação da rocha. Estes dois aspectos devem ser reflexo de substituição fortemente preferencial de Na pelos ETR com raios iônicos menores (Y tem comportamento semelhante aos ETRP), um efeito que é bem menos acentuado na fluorita.

Criolita maciça apresenta a relação ETRL>ETRP. O enriquecimento em ETRL parece contínuo, tendo iniciado já na criolita disseminada hidrotermal (ETRL/ETRP de 0,38 a 0,59), e prosseguindo sem descontinuidade até a criolita branca (ETRL/ETRP de 3,13 e 13,59). Não sendo estes os ETR preferencialmente incorporados à criolita, a evolução no mineral é atribuída à evolução da solução cada vez mais empobrecida em ETRP pela sua extração pela cristalização sucessiva de minerais. Ao final deste processo, formou-se a criolita mais tardia, cuja cor branca (a incolor) deve-se presumivelmente ao seu baixíssimo conteúdo de ETRtotal. Estes são menores que os de fluorita branca a incolor dos estágios mais tardios de deposição nos filões de fluorita de Santa Catarina (ETR_{total} em torno de 15ppm), depositada por soluções de baixíssima salinidade (1 a 2 % eq. NaCl) a temperaturas na faixa de 100ºC a 140ºC (Bastos Neto *et al.* 1991). No mesmo contexto, pode enquadrar-se o empobrecimento gradual de Y observado em criolita disseminada hidrotermal até a criolita branca.

A diferença sistemática na anomalia em Eu em criolita disseminada para maciça pode ser ligada à variação nas condições de oxi-redução. No caso de fluorita, a anomalia de Eu é inversamente correlacionada à razão Eu^{2+}/Eu_{total} do mineral medida por RPE (Meary *et al*. 1985), a qual depende da razão Eu^{2+}/Eu^{3+} na solução; esta razão, para valor fixo de pH, depende de fO_2 (Sverjensky 1984). O cátion Eu^{3+}, de raio iônico menor que o de Eu^{2+}, é incorporado preferencialmente em substituição a Ca. Assim, a diminuição da razão Eu^{2+}/Eu^{3+} na solução diminui a intensidade da anomalia negativa em Eu. No caso de criolita, verificou-se a substituição preferencial de Na pelos ETR de raios iônicos menores. Conseqüentemente, a relação entre variação na razão Eu^{2+}/Eu^{3+} na solução e a anomalia no mineral é, muito provavelmente, a mesma observada em fluorita. Deduz-se, portanto, que as 3 gerações de criolita maciça formaram-se em ambiente mais oxidante do que criolita magmática e que criolita disseminada hidrotermal. Configura-se, assim, a formação de criolita disseminada hidrotermal por fluidos residuais de origem magmática, em condições de oxi-redução ainda semelhantes às do ambiente magmático, enquanto o início da formação do DCM estaria relacionado a uma abertura do sistema e ao aporte de soluções mais oxidantes, possivelmente por reativação de fraturas e conseqüente ativação de sistema hidrotermal.

As concentrações de Y em fluorita disseminada, claramente agrupadas em 3 faixas de valores, permitem supor a existência de 3 gerações deste mineral. Amplo estudo realizado por Fayziyev (1990 *in* Chang *et al.* 1996) mostra que os maiores valores de Y em fluorita são encontrados nas ocorrências associadas a pegmatitos (média de 749 ppm e valor máximo de 2.884 ppm). O mesmo estudo mostra que fluorita magmática possui concentrações bem menores e as hidrotermais ainda menores que estas últimas. Considerando a formação do albita granito a partir de magma com composição de pegmatito (Costi 2000), as concentrações de Y da ordem de 1.200 ppm em amostras de fluorita disseminada parecem compatíveis com sua formação em ambiente magmático. As 3 amostras com concentrações na faixa de 200 ppm enquadrar-se-iam em estágio hidrotermal. A amostra com 34 ppm de Y, coletada em veio tardio, representa com segurança o estágio final do hidrotermalismo. Comparativamente, a criolita dos mesmos ambientes apresenta concentrações bem menores: Y~200 ppm em criolita magmática e Y~20 ppm em criolita hidrotermal disseminada.

A existência de fluorita magmática no AGB de borda faz supor que, antes do autometassomatismo que transformou parte do AGN em AGB (Costi 2000), já existia uma zonação, pelo menos no que tange aos minerais de minério de F mais precoces (estágio magmático): criolita no AGN e fluorita no AGB. A fluorita em vênula na subfácies AGB tem padrão ETR semelhante ao de criolita maciça nucleada e ao de criolita disseminada pobre em ETR_{total}, contrastando com a alta concentração de ETR_{total} da fluorita disseminada. Esta evidência reflete o empobrecimento em ETR_{total} no fluido do qual se cristalizou a fluorita mais tardia, à semelhança do que ocorreu com criolita.

VI. INCLUSÕES FLUIDAS (IF)

Para investigar variações verticais nas condições de formação do DCM foram coletadas amostras da criolita predominante, a caramelo, desde a Zona Criolítica Zero até a base da ZCB. Adicionalmente, foram coletadas amostras de criolita nucleada e branca. Em virtude do estudo das IF de criolita ser dificultado por algumas de suas propriedades físicas, como o índice de refração e a baixa tenacidade, outros minerais associados (quartzo e fluorita) foram estudados para verificação dos resultados. Também foram estudados quartzo e criolita disseminados (paragênese hidrotermal). Na tabela 5 constam as

amostras analisadas e os respectivos minerais que forneceram os dados microtermométricos.

Petrografia das IF e microscopia eletrônica de varredura

De maneira geral, as IF presentes nas diversas amostras de criolita, quartzo e fluorita possuem características bastante similares (Figura 29). As formas das IF em criolita são visíveis apenas com o congelamento, sendo amebóides, arredondadas ou poligonais irregulares; cristais negativos ocorrem em quartzo (Figura 29A, B e C). Existem, ainda, embora menos freqüentes, hábitos próximos a cúbicos e tubulares (paralelos às maclas em criolita). Os tamanhos são bastante variados entre 3 e 20 micrometros, chegando até 70 micrometros em fluorita. Sua distribuição geométrica mais freqüente é em trilhas restritas a um único cristal (pseudo-secundárias), muitas vezes marcando linhas de crescimento, o que permite supor o caráter primário de seu fluido (Figura 29D). Podem ocorrer inclusões isoladas ou pequenos grupos isolados, argumento comum para classificá-las como primárias, notadamente na amostra IF 8C (base da ZCB). Trilhas de IF claramente secundárias cortando os limites de cristal foram encontradas (Figura 29E) apenas na lâmina PMR-22A. Estas podem ser bifásicas ou monofásicas, ambas de composição aquosa e tamanhos em média inferiores a 3 micrometros. São comuns evidências de estrangulamento (Figura 29C).

Tabela 5 – Informações sobre as amostras em que foram estudadas inclusões fluidas.

Amostra	Localização	Minerais estudados
LC-54	zona criolítica zero	crio caramelo
FC-20/6D	topo da ZCA	crio caramelo
FC-20/9D	meio da ZCA	crio caramelo
FC 20/14D	base da ZCA	crio caramelo
FC 20/18D	topo da ZCB	crio caramelo e qz
FC 17/16A	topo da ZCB	crio caramelo
FC 12/27C	topo da ZCB	crio nucleada e qz
FC 17/14A	meio da ZCB	crio caramelo e qz
FC 17-10A	base da ZCB	crio caramelo e qz
IF 8C	base da ZCB	crio branca e fluorita
FC 20-3D	AGN acima da ZCA	qz
400N/500B	AGN distante do DCM	qz e crio disseminados
PMR – 22A	albita granito de borda	qz

(ZCA) zona criolítica A; (ZCB) zona criolítica B; (AGN) albita granito de núcleo; (DCM) depósito criolítico maciço; (crio) criolita; (qz) quartzo.

A maior parte das inclusões primárias e pseudo-secundárias em criolita, quartzo e fluorita é aquosa e bifásica, contendo eventualmente um ou mais sólidos possivelmente de saturação ou acidentais. Essas inclusões, que também podem ser monofásicas, trifásicas saturadas (Figura 29F) ou multifásicas, normalmente ocorrem associadas nas mesmas trilhas pseudo-secundárias ou grupos primários. As IF monofásicas claras são aquosas, resultado de estrangulamento ou de metaestabilidade, enquanto as escuras, em geral situadas próximas à su-

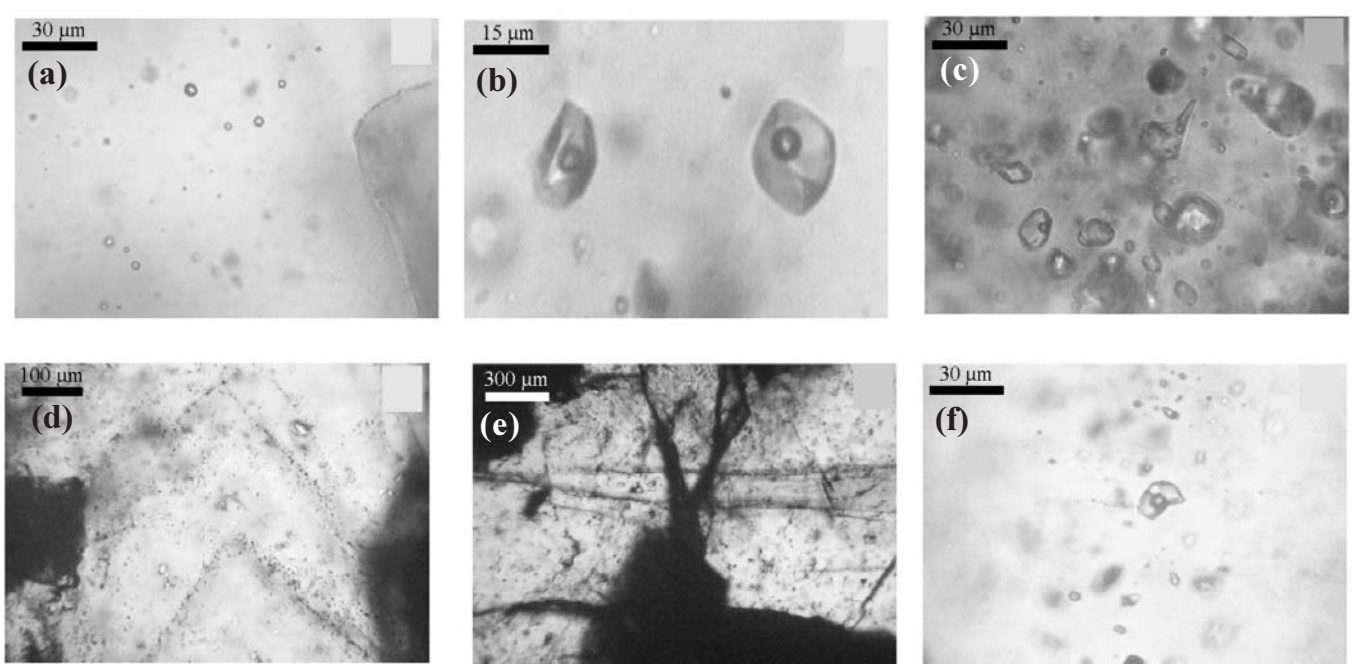


Figura 29 – Fotomicrografias das inclusões fluidas (IF) em minerais do depósito criolítico maciço. (a) IF bifásicas aquosas em criolita, notar que as bordas não são visíveis; (b) IF bifásicas aquosas em quartzo; (c) IF bifásicas aquosas pseudo-secundárias em quartzo; (d) IF primárias em linhas de crescimento; (e) Trilhas secundárias atravessando o limite de cristais de quartzo; (f) Halita em IF.

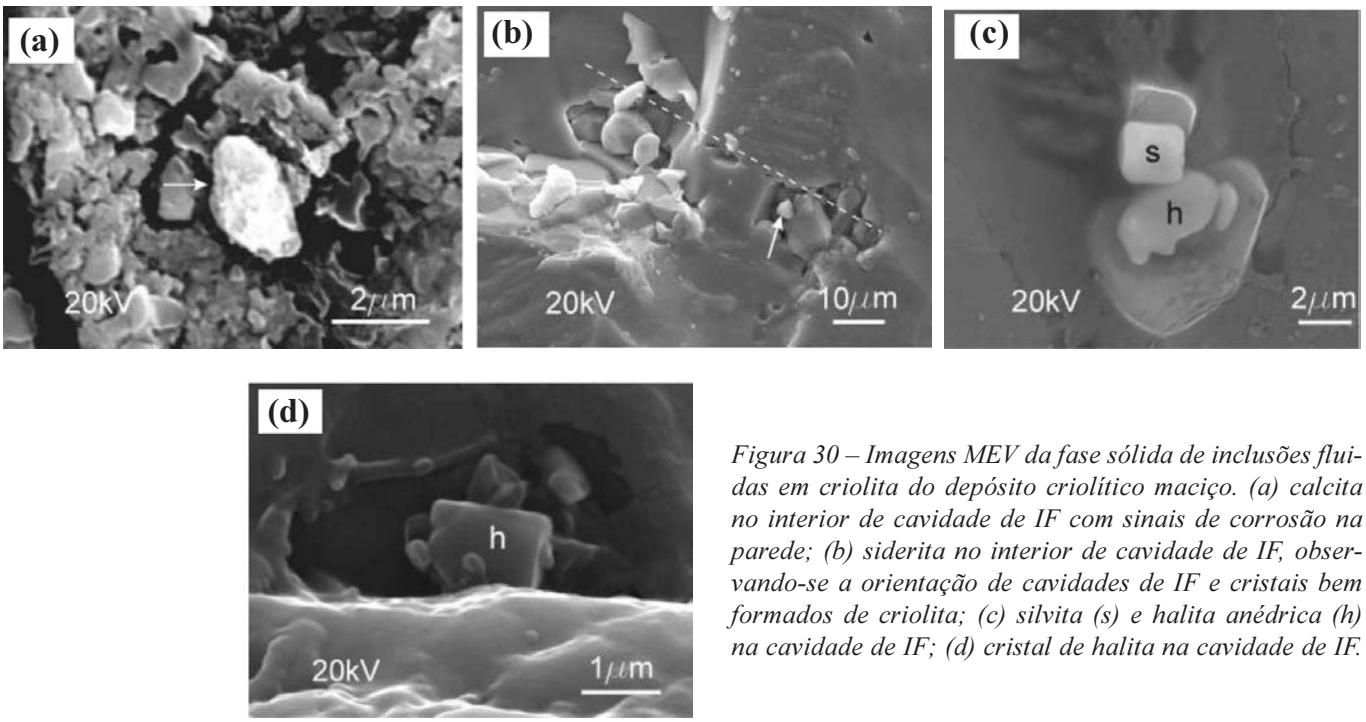


Figura 30 – Imagens MEV da fase sólida de inclusões fluidas em criolita do depósito criolítico maciço. (a) calcita no interior de cavidade de IF com sinais de corrosão na parede; (b) siderita no interior de cavidade de IF, observando-se a orientação de cavidades de IF e cristais bem formados de criolita; (c) silvita (s) e halita anédrica (h) na cavidade de IF; (d) cristal de halita na cavidade de IF.

perfície da lâmina estudada, resultam de processos de vazamento. O grau de preenchimento da fase líquida das IF bifásicas é variável entre 0,7 e 0,9. Nas IF com minerais de saturação o grau de preenchimento das fases sólidas é muito irregular, ocorrendo pequenos cristais em grandes cavidades, assim como grandes cristais em cavidades comparativamente pequenas, o que sugere o caráter acidental destes últimos. O sólido mais comum é halita, acompanhada por até três outros minerais. Foram tentativamente identificados ao microscópio petrográfico a anidrita (cristais de hábito prismático) e óxidos (de coloração ocre avermelhado). Um terceiro mineral forma cristais anédricos não identificados. Em análises ao MEV (Figura 30), os minerais identificados nas cavidades de IF foram, mais freqüentemente, halita (cúbica, Figura 30d, ou anédrica) e, subordinadamente, silvita, que podem ocorrer associadas (Figura 30c). Foram também observados, separadamente, calcita, quartzo, siderita (Figura 30b) e pirocloro. Mais raramente, se observou cavidades com sinais de corrosão na parede, contendo calcita como sólido incluso (Figura 30a).

Nas amostras de criolita caramelo do DCM notou-se a existência de duas gerações, a primeira maclada, a segunda não maclada (Figura 31). Criolita maclada é fraturada, formando faixas escuras nas quais ocorrem zircão e quartzo, este último com muitas inclusões fluidas. A partir das fraturas desenvolvem-se "línguas", como frentes de recristalização (?) que destroem as maclas pré-existentes, criando uma segunda criolita, diferente da primeira por ser homogênea. As fraturas eventualmente cortam inclusões fluidas tornando-as escuras, o que caracteriza vazamento. O processo de recristalização ocorre em nível microscópico, o que muitas vezes não permite separar claramente as duas gerações. Finalmente, cabe registrar a ocorrência de inclusões fluidas monofásicas claras aparentemente secundárias, muito ramificadas e claramente associadas e controladas pelas maclas.

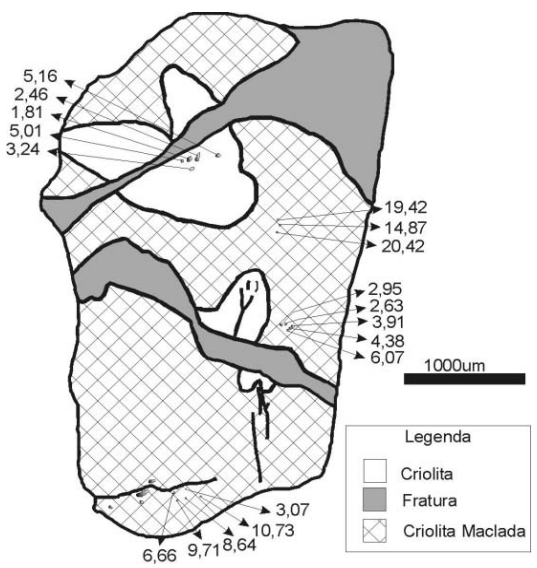


Figura 31 – Desenho esquemático de fragmento da amostra FC 17/16A, mostrando a existência de duas gerações de criolita, sendo a primeira maclada, com IF de alta e baixa salinidades, e a segunda não maclada, associada a fraturas com quartzo e zircão, e com IF de baixa salinidade. Nas IF próximas às fraturas as salinidades são baixas.

Nas amostras de criolita branca os tipos de IF presentes são os mesmos da criolita caramelo, mas dois tipos de inclusões parecem ser comparativamente mais abundantes, as IF escuras provavelmente relacionadas a vaza-

mentos (no caso não apenas relacionados à preparação da lâmina) e as IF monofásicas líquidas. É possível que a formação de parte da criolita branca seja relacionada à deformação da criolita caramelo. Quanto à criolita nucleada, não se encontrou na petrografia das IF das amostras estudadas qualquer diferença relacionável à nucleação.

Microtermometria

A temperatura de fusão final do gelo (TF) em criolita da Zona Criolítica Zero (Figura 32A) varia de -1ºC a -3 ºC, o que corresponde a intervalo extremamente restrito em relação às demais zonas criolíticas. Entretanto, o número de medidas é considerável, indicando que o resultado é consistente.

Por sua vez, a TF em criolita da ZCA (Figura 32C) varia em intervalo bastante amplo (-1ºC a -20ºC), mas com distribuição que parece bimodal, caracterizando um grupo mais numeroso com TF entre -0ºC e -12ºC e outro com TF inferiores a -16ºC. A bimodalidade é mais evidente na base (principalmente) e no topo desta zona criolítica. No meio da Zona A as TF pertencem ao grupo de alta TF, e com TF superiores a -8ºC, com uma única exceção.

Na ZCB (Figura 33), para o conjunto de minerais estudados, a variação das TF é menos ampla, entre -1 e -15ºC, com poucas exceções. Comparando-se topo, meio e base, delineia-se maior variabilidade no topo e tendência da moda da TF de cada nível decrescer do topo (moda em torno de -6ºC) em direção à base (moda em torno de -12ºC). Observa-se que criolita branca (IF8C) e criolita caramelo (FC17/10A) fornecem resultados praticamente idênticos, com TF variando no intervalo 0ºC a -13ºC.

Procurou-se investigar também as IF associadas às variações microscópicas em criolita encontrando-se, em zonas brancas (Figura 31) que possivelmente correspondem à recristalização de criolita caramelo, unicamente TF mais altas (acima de -5ºC), enquanto na criolita caramelo maclada as TF se distribuem desde -3ºC até -20ºC. Na mesma figura observam-se os resultados obtidos em IF associadas às microfissuras em criolita caramelo, na qual as TF variam entre -3ºC e -10ºC.

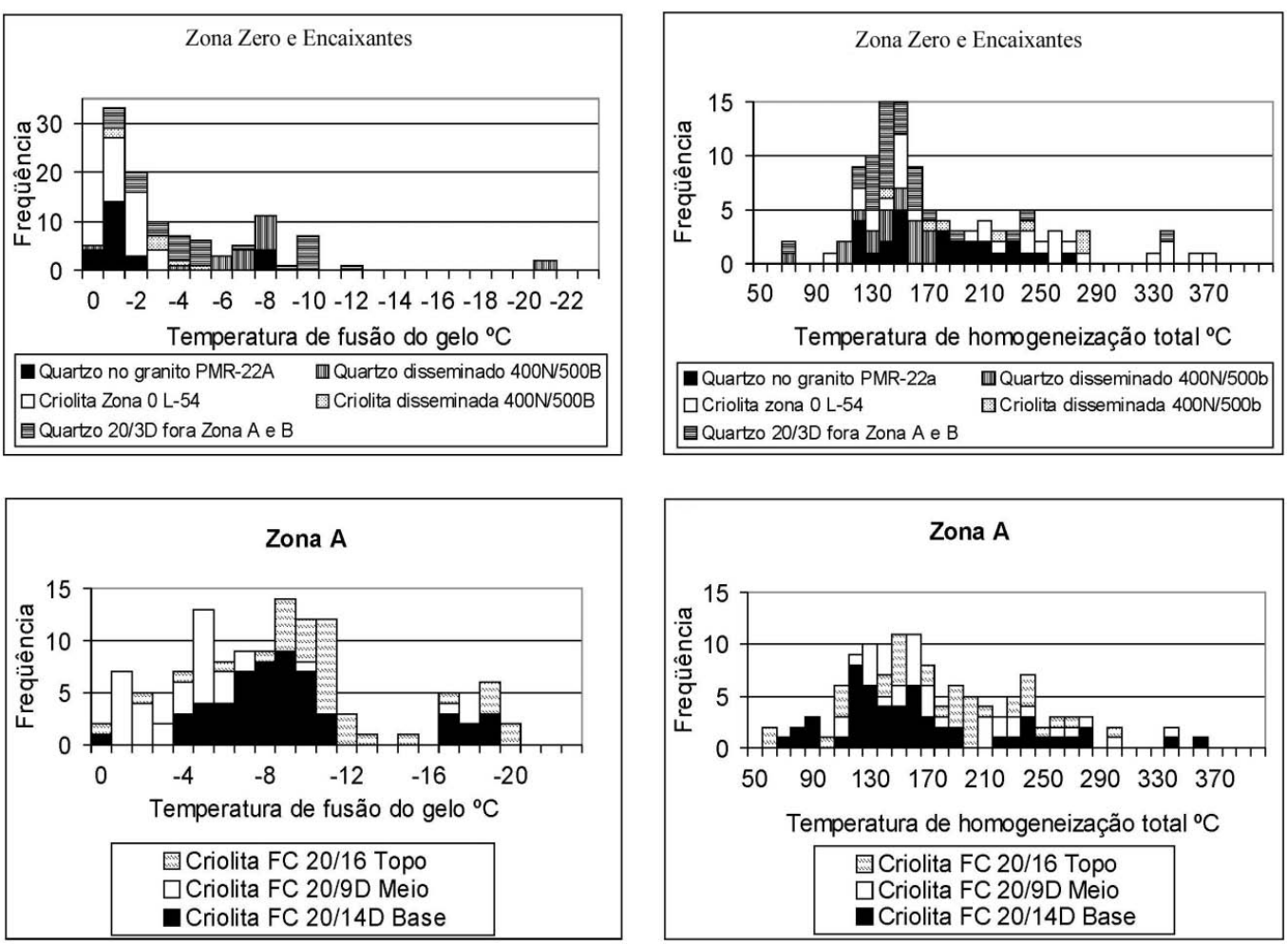


Figura 32 – Histogramas com temperaturas de fusão final do gelo e homogeneização total das inclusões fluidas em amostras da zona criolítica zero, da zona criolítica A e de minerais da rocha encaixante.

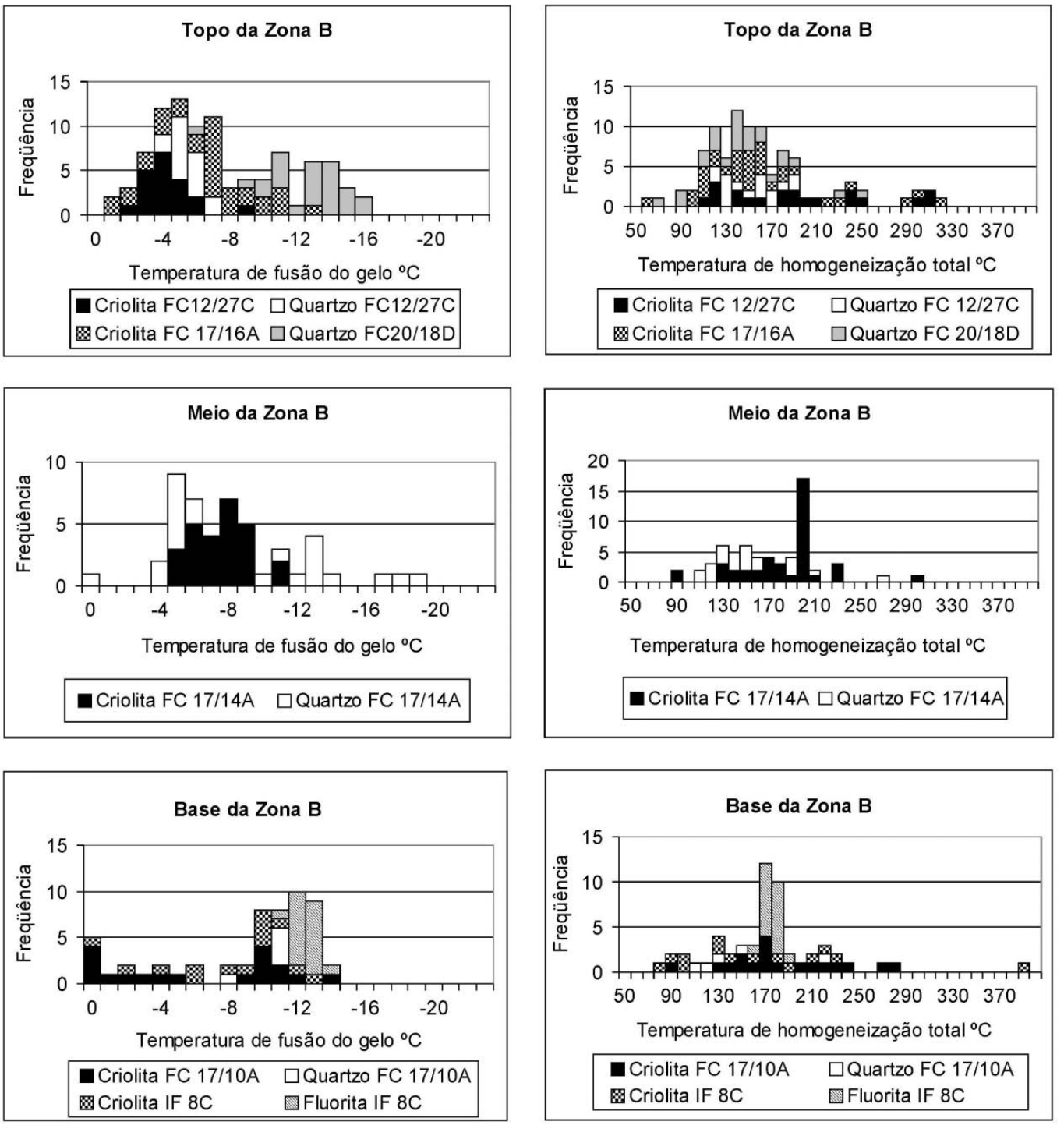


Figura 33 – Histogramas com temperaturas de fusão final do gelo e homogeneização total das amostras da base, meio e topo da zona criolítica B.

Quartzo da paragênese do DCM apresenta resultados compatíveis com os obtidos criolita nos 3 níveis investigados na Zona B. Em detalhe, nos dois níveis em que se obteve número maior de medidas (topo e meio) observa-se distribuição bimodal, com concentrações de TF em torno de -4ºC e de -13ºC, respectivamente. As TF da fluorita associada a criolita da base da Zona B (Figura 33E) variam pouco, entre -12ºC e -14ºC.

Comparando os resultados das 3 zonas criolíticas pode-se efetuar a seguinte síntese: (1) as maiores TF parecem ser mais típicas das partes mais superiores (Zona Criolítica Zero e topo da ZCA); (2) a base da ZCB parece ser caracterizada por baixas TF; (3) as porções intermediárias (base da ZCA e topo da ZCB) são aquelas em que se constata maior variabilidade dos resultados e tendência de distribuição bimodal, especialmente em quartzo.

Quanto às medidas efetuadas nos minerais do albita granito (Figura 32A), quartzo associado a criolita disseminada do AGN, em furo que corta o DCM (amostra FC20/3D), apresenta TF entre 0ºC e -11ºC. Não foi possível efetuar medidas em criolita disseminada desta amostra. No furo 400N/500B, distante do DCM, quartzo da paragênese hidrotermal apresenta TF entre -5ºC e -9ºC, com duas exceções. Criolita desta paragênese forneceu TF entre -1ºC e -6ºC.

Quanto às temperaturas de homogeneização total (TH) também se observou grande variação, entre 100ºC e 300ºC, no conjunto de minerais. Criolita foi o mineral que registrou a mais ampla variação de TH, excetuando-se a criolita do meio da ZCB com TH entre 130 e 200ºC. Praticamente todas as inclusões saturadas, com cubos de halita, crepitaram durante o aquecimento em temperaturas muito irregulares, exceto duas que homogeneizaram por desaparecimento da fase sólida em 356,7 e 435,1ºC,

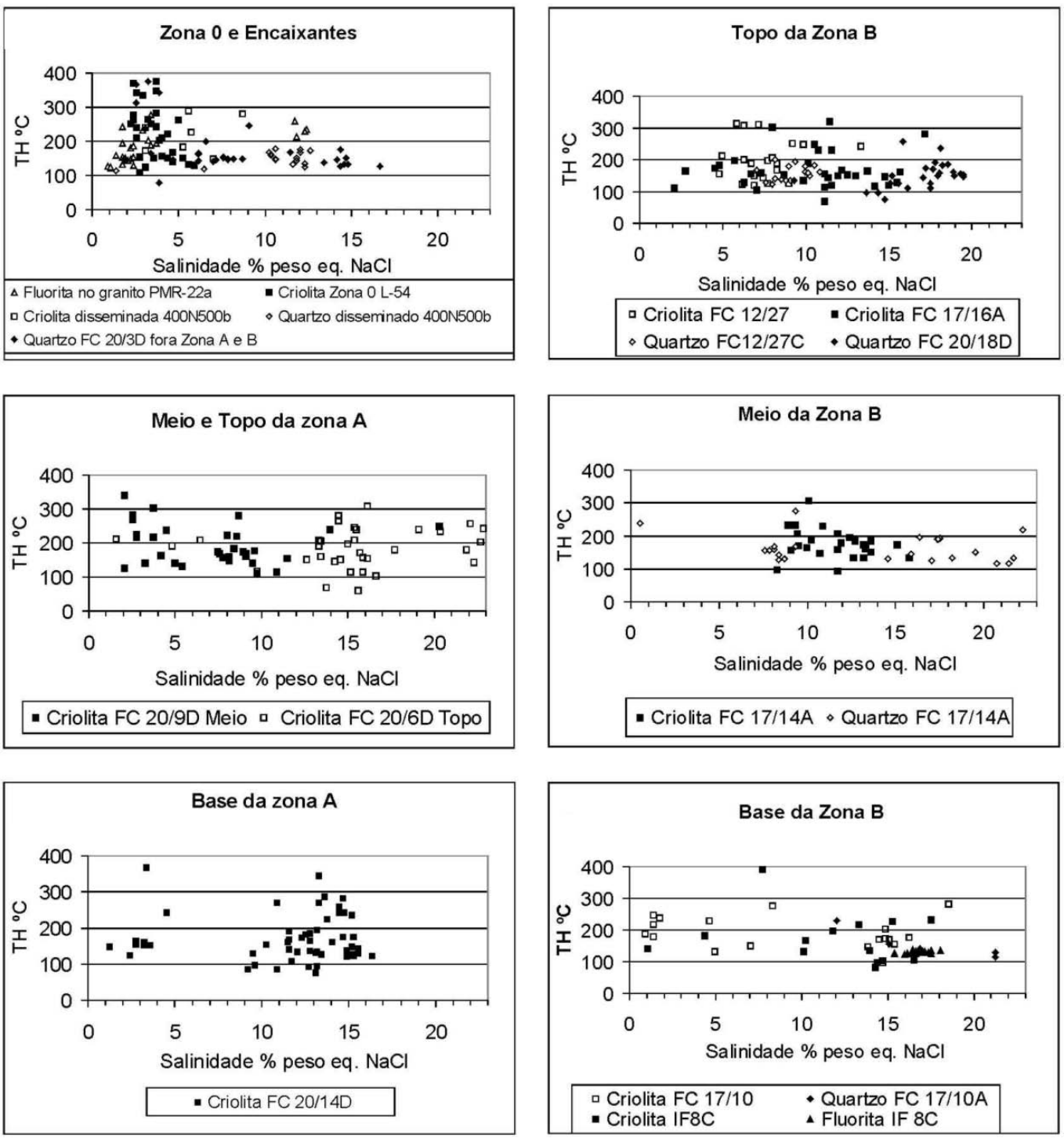


Figura 34 – Diagrama relacionando temperatura de homogeneização e salinidade de todas as amostras estudadas.

reforçando a possibilidade de seu caráter acidental, ao invés de saturação.

Quartzo associado a criolita, observado apenas na ZCB, apresentou TH variando entre 100ºC e 200ºC. Fluorita, encontrada somente na base desta mesma zona, mostrou resultados mais restritos, entre 170ºC e 190ºC. Enquanto em quartzo disseminado no AGN (400N/500b) foram determinadas TH entre aproximadamente 110ºC e 200ºC, o quartzo no AGB (PMR 22a) difere um pouco por suas TH atingirem o máximo de 270ºC (Figura 32).

A figura 34 apresenta os diagramas de correlação entre temperatura de homogeneização e salinidade (em % peso equivalente NaCl) para todas as IF estudadas. A maioria dos diagramas evidencia a presença de dois grupos de salinidade, um em torno de 5% peso eq. NaCl e outro acima de 10% peso eq. NaCl. As exceções são o topo da ZCB e, principalmente, o meio da ZCB, onde o grupo de baixa salinidade é representado por apenas um resultado. No geral, as TH não parecem ser influenciadas pela localização das amostras.

Discussão

Em criolita da ZCA nota-se dois grupos de salinidade, um em torno de 5% peso eq. NaCl e outro acima de 10% peso eq. NaCl (Figura 34). A variação se reflete na aparência das inclusões, as de maior salinidade são mais densas e, portanto, possuem um índice de refração mais alto, permitindo visualizar as paredes da inclusão, enquanto nas de menor salinidade só é possível ver a bolha de gás. Na escala das amostras a distribuição dos dois grupos de salinidade é complexa. Em criolita maclada IF dos dois grupos ocorrem muito próximas e com características petrográficas tipicamente primárias. Já nas zonas em que a recristalização destrói a criolita maclada (Figura 31) aparentemente ocorrem apenas as IF do grupo de baixa salinidade. Por outro lado, é possível que parte das IF de baixa salinidade presentes em criolita maclada esteja associada a zonas de recristalização não perceptíveis ao microscópio petrográfico comum. Provavelmente, o sistema foi inicialmente dominado por fluido de alta salinidade ao qual se relaciona a formação de criolita caramelo. Em seguida, ocorreu o aporte episódico de fluido de baixa salinidade que, gradualmente, passou a predominar no sistema e a ele se relaciona a formação de criolita não maclada.

A ampla variação de TH em criolita poderia ser devida à sua dureza baixa ou a processos de estrangulamento. Entretanto, as amostras com as mais amplas variações nas TH são aquelas em que se registrou, também, as maiores variações nas TF, parâmetro que não é influenciável por vazamento ou processos de estrangulamento. Grande parte das mudanças nas TH deve refletir, portanto, alterações nas condições físico-químicas do fluido e não processos posteriores. Neste sentido, destaca-se que a única criolita que apresenta tendência vertical na distribuição das TH é a da Zona Zero (Figura 34A), justamente a mais próxima à superfície, o que permite interpretar que esta tendência corresponde a resfriamento de 400ºC a 100ºC e não a efeito de estrangulamento. Assim, embora as TH sejam amplamente distribuídas entre 100ºC e 300ºC e não apresentem correlação com a salinidade, considera-se que a presença de dois fluidos está bem caracterizada, sendo, inclusive, corroborada pelos resultados obtidos em quartzo e fluorita do DCM e nos minerais hidrotermais estudados na encaixante, nos quais os dois grupos de salinidade também são observados.

A associação de IF, caracterizada pela ampla variação de salinidade e TH, com muito pouco ou nenhum de CO_2, encontrada na criolita de Pitinga é característica de eventos pós-magmáticos (Sheperd *et al.* 1985; Roedder & Bodnar 1997). A presença limitada de inclusões saturadas corresponde aos dados obtidos por Ronchi *et al*. (2003) para parte do depósito do Salobo, em Carajás. Corrobora-se, portanto, pró-parte, o estudo preliminar de Minuzzi *et al*. (2001). Entretanto, outras interpretações apresentadas neste trabalho devem ser revistas. Para os autores, o DCM poderia ter tido evolução inicial em estágio magmático, conforme os modelos de Lenharo (1998) ou de Costi (2000), mas as IF encontradas têm características de inclusões primárias em relação a eventos de cristalização de criolita. As baixas TH, tanto em criolita como em quartzo, e a ausência de deformação sobre o minério sugeririam que o depósito sofreu processos de remobilização/recristalização até temperaturas da ordem de 150ºC. Ou seja, consideraram que as IF magmáticas poderiam ter sido na sua maior parte eliminadas ou modificadas por processos de recristalização e que as IF analisadas seriam primárias em relação a estes processos.

A amostragem bem mais ampla efetuada no presente trabalho permitiu evidenciar os fluidos altamente salinos anteriormente descritos, mas também deformação (*vide* IF associadas às fraturas, por exemplo), embora de baixa intensidade, afetando criolita e processos de recristalização também relacionados à deformação, mas concomitantes ao aporte de novo fluido. Além disso, constatou-se que a presença de maclas é muito comum no DCM e, neste sentido, observa-se que o maclamento de criolita de Ivigtut foi atribuído (Pauly 1978) a efeitos mecânicos, indicando diferentes estágios de reorientação em resposta a situações de tensão de tectônica rúptil, e que o mesmo pode ter ocorrido em Pitinga. A inexistência de inclusões magmáticas ou de TH mais altas, atribuíveis a

ambiente magmático, em outros minerais do DCM, como quartzo e fluorita, permite afirmar que a formação do depósito ocorreu em ambiente hidrotermal. Finalmente, os dados de IF dos minerais da paragênese pós-magmática disseminada no albita granito mostram que eles e o DCM tiveram condições de formação muito semelhantes.

VII. ESTUDO DE PIROCLORO E COLUMBITA DA ENCAIXANTE DO DCM

Segundo Chakoumakos (1984) e Lumpkin & Ewing (1988 e 1992), os minerais do grupo do pirocloro possuem estrutura cúbica com faces centradas (ou pseudocúbica de acordo com Hodgson & Le Bas 1992), classe hexaoctaédrica, Fd3m; Z = 8. A estrutura é derivada da estrutura da fluorita. A fórmula estrutural ideal do pirocloro é $^{VIII}A_2\ ^{VI}B_2\ ^{IV}X_6\ ^{IV}Y$, onde A e B são cátions metálicos e X e Y são ânions. Pirocloro natural tem fórmula geral $A_{2-m}B_2X_6Y_{1-n}.pH_2O$ ou, segundo Hodgson & Le Bas (1992), $A_{16-m}B_{16}O_{48}(O,OH,F)_{8-n}.pH_2O$ sendo que, conforme Hogarth (1989), m, n e p são números não racionais, em que cada cátion B coordena-se com seis íons X e cada íon X compartilha dois octaedros. Segundo Hodgson & Le Bas (*op. cit.*), variações estequiométricas podem atingir extremos com m= 1,7; n= 1,0 e p= 2,5. Chakoumakos & Ewing (1985) e Chakoumakos (1984), baseados nos raios iônicos de Shanon (1976), afirmam que, na estrutura ideal de pirocloro, os cátions do sítio A possuem raio iônico entre 0,087 e 0,155nm e os cátions do sítio B têm raio iônico variando entre 0,040 a 0,078 nm. Por essa razão, Hogarth (1959) (*apud* Van der Veen 1963) afirma que o tamanho da célula unitária pode assumir valores entre 10,20 e 10,39Å. A ampla gama de cátions que possivelmente compõem pirocloro e sua distribuição nos sítios são descritas por Ohnenstetter & Piantone (1988), Hogarth (1989) e Lottermoser & England (1988).

Segundo Ercit (1994), a fórmula estrutural ideal de columbita é AB_2O_6, em que os sítios A e B são ocupados por cátions metálicos ligados a oxigênio, com estrutura do tipo αPbO_2. O sítio A é composto principalmente por Fe^{2+} e Mn^{2+} (U, Pb, Ca, Sn, Na, Ba, Sr, K, Y, Th, Bi, Cs, Mg, ETR) e o sítio B é composto por Nb e Ta (Ti, Fe, Sn, W, U, V, Zr), todos em coordenação VI (octaédrica). Columbita pertence ao sistema ortorrômbico (dipiramidal), grupo espacial Pbcn. As substituições Fe^{3+}, Ti^{4+}, Sn^{4+}, Sc, Sb^{+5}, W^{6+} aumentam o volume da célula unitária e a desordem ixiolítica, que é definida como o grau de ordenação dos cátions durante a cristalização de fases individuais. Segundo Ohnenstetter & Piantone (1988), os pólos são ordenados enquanto os termos intermediários (pseudoixiolitas) são desordenados.

Distribuição, observações petrográficas e ao microscópio eletrônico de varredura

A coleta de amostras no DCM e na encaixante próxima foi efetuada a partir de testemunhos de 3 furos de sondagem que atravessam verticalmente o DCM. Para comparação, foram coletadas amostras mais distantes do DCM, no furo L3300/5350, que atravessa, do topo para a base, o AGB, uma zona transicional (aqui designada AGT) e atinge o AGN, e no furo L450N/F750W, que está inserido unicamente no AGN. As amostras de AGN destes dois furos distantes do DCM são designadas AGNEX.

As 3 variedades de pirocloro identificadas (U-Pb-pirocloro, Pb-U-pirocloro e U-pirocloro) (Minuzzi 2004) não podem ser distinguidas opticamente, necessitando do apoio de análises ao MEV ou (MSE). O mesmo ocorre na identificação de columbita em pirocloro parcialmente columbitizado e, em estágio mais avançado da columbitização, na identificação de pirocloro relicto em columbita.

A distribuição das 3 variedades de pirocloro nos furos de sondagem que atravessam o DCM, é apresentada na tabela 6. U-Pb-pirocloro ocorre principalmente acima da ZCA. Nas zonas criolíticas A e B este pirocloro ocorre apenas nas amostras de albita granito intercaladas nas respectivas porções basais. Pb-U-pirocloro tem distribuição mais ampla nas zonas criolíticas. Nas amostras de AGN mais distais (AGNEX) encontra-se apenas Pb-U-pirocloro. U-pirocloro é observado unicamente na subfácies transicional.

Os grãos de pirocloro (Figura 35A) são marrons, amarelos ou caramelos, são subédricos a euédricos e têm tamanho variando entre 0,07mm e 0,41mm. Os cristais ocorrem principalmente no interstício dos grãos de albita e

Tabela 6 – Distribuição em profundidade de pirocloro (Py) e columbita (Col) em albita granito de núcleo (AGN) na zona do depósito criolítico maciço.

Prof. (m)	Cota (m)	UPbPy	PbUPy	Col	Posição
74,8	66,86	x		x	acima da ZCA
95,18	46,48	x	x	x	acima da ZCA
115,45	26,21	x	x	x	acima da ZCA
117,41	24,25			x	ZCA
130,64	11,02			x	ZCA
139,66	2			x	ZCA
166,81	-25,15	x	x		Base da ZCA
186,4	-44,74		x	x	Topo da ZCB
224,91	-68,64			x	ZCB
246,56	-157,67			x	ZCB
270,16	-129,55	x	x		Base da ZCB
313,94	-157,67			x	Base da ZCB

(ZCA) zona criolítica A; (ZCB) zona criolítica B

dos demais minerais acessórios (cassiterita, zircão, micas e anfibólio). Também ocorrem inclusos em quartzo e, localmente, em feldspatos. Os contatos dos grãos de pirocloro com os de albita e criolita em geral apresentam bordas reativas, especialmente com este último mineral (Figura 35B, C). Os contatos com zircão e quartzo são retilíneos, límpidos, indicando ausência de reação.

Cristais opticamente mais homogêneos (Figura 35A) são mais típicos de U-Pb-pirocloro. U-Pb-pirocloro e Pb-U-pirocloro podem ocorrer num mesmo cristal (Figura 35D, E), assim como Pb-U-pirocloro e U-pirocloro. U-Pb-pirocloro e U-pirocloro não são observados numa mesma amostra. A transformação de um pirocloro para outro pode se iniciar segundo planos preferenciais de fratura ou clivagem (Figura 35H), ou sem controle aparente (Figura 36). Cristais de pirocloro com diferentes intensidades de alteração podem ocorrer numa mesma amostra; aqueles em contato com criolita são sempre os mais alterados. Quanto mais heterogêneo opticamente for o cristal, maior a variação composicional. Nas bordas dos três tipos de pirocloro são observadas auréolas de óxido de ferro (Figura 35D), mais desenvolvidas em Pb-U-pirocloro e U-pirocloro do que em U-Pb-pirocloro. No interior de Pb-U-pirocloro e U-pirocloro ocorrem cristais individuais ou aglomerados opacos, observáveis apenas ao MEV, que, nos casos analisados, são constituídos unicamente por chumbo (Figura 35F).

Columbita ocorre de forma quase generalizada nos furos que atravessam o DCM e nas amostras de albita granito transicional. Entretanto, não é observada nas amostras da AGN dos furos mais distais. Os grãos de columbita possuem formas e dimensões semelhantes às de pirocloro original, podendo conter pirocloro relicto em quantidades variáveis (Figura 35G). Os contatos com quartzo, albita e zircão são retilíneos, localmente irregulares, e em geral límpidos. O contato com criolita é retilíneo a reentrante e

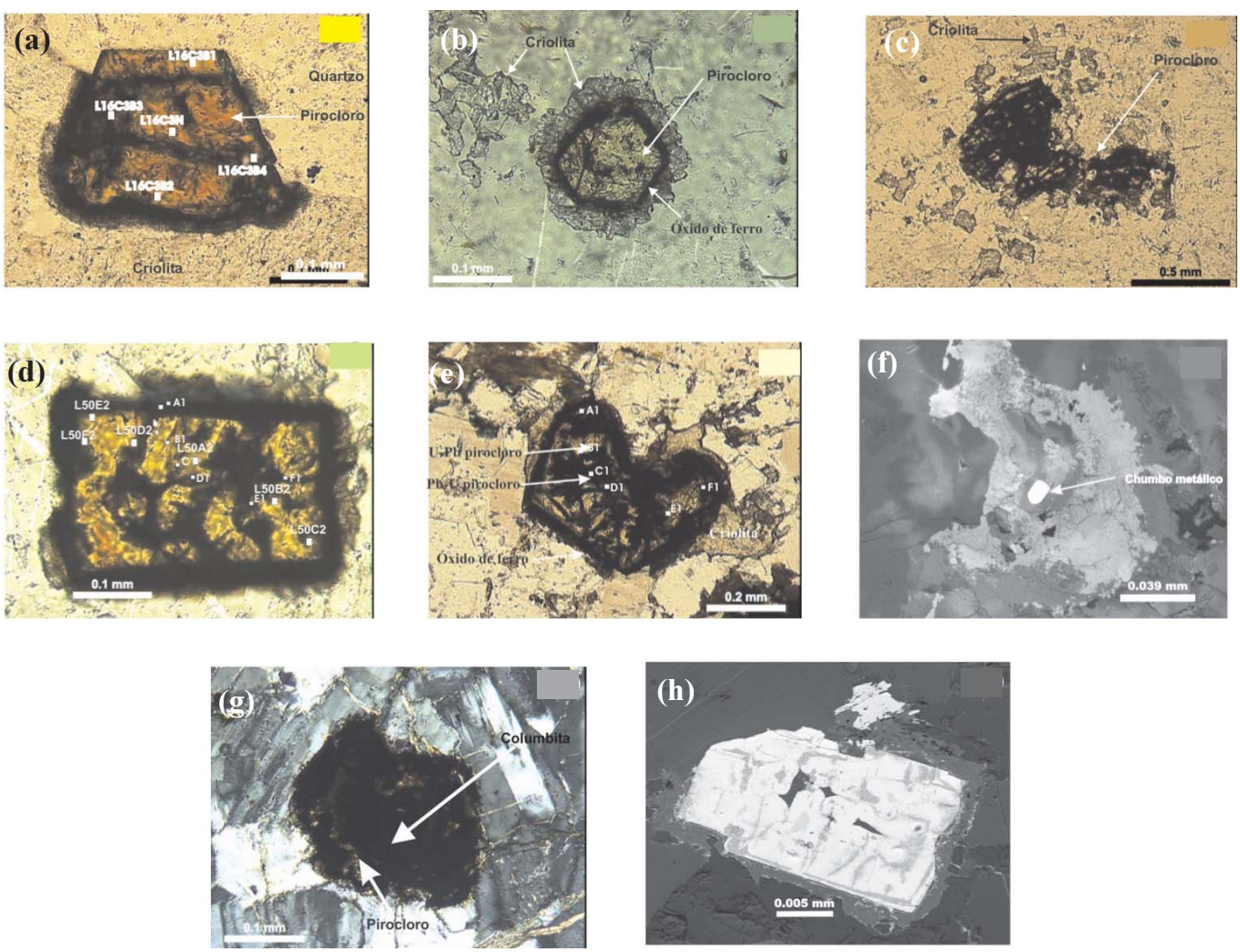


Figura 35 – Fotomicrografias. (a) pirocloro com alteração incipiente (LN); (b) pirocloro com borda ferruginosa e auréola reativa com criolita (LN); (c) pirocloro corroído por criolita (LN); (d) Pb-U-pirocloro com borda ferruginosa (LN); (e) Pb-U-pirocloro com U-Pb-pirocloro (LN); (f) imagem MEV de pirocloro com exsolução de chumbo metálico; (g) columbita com resquícios de U-pirocloro (NC); (h) imagem MEV de pirocloro afetado por columbitização seguindo planos preferenciais.

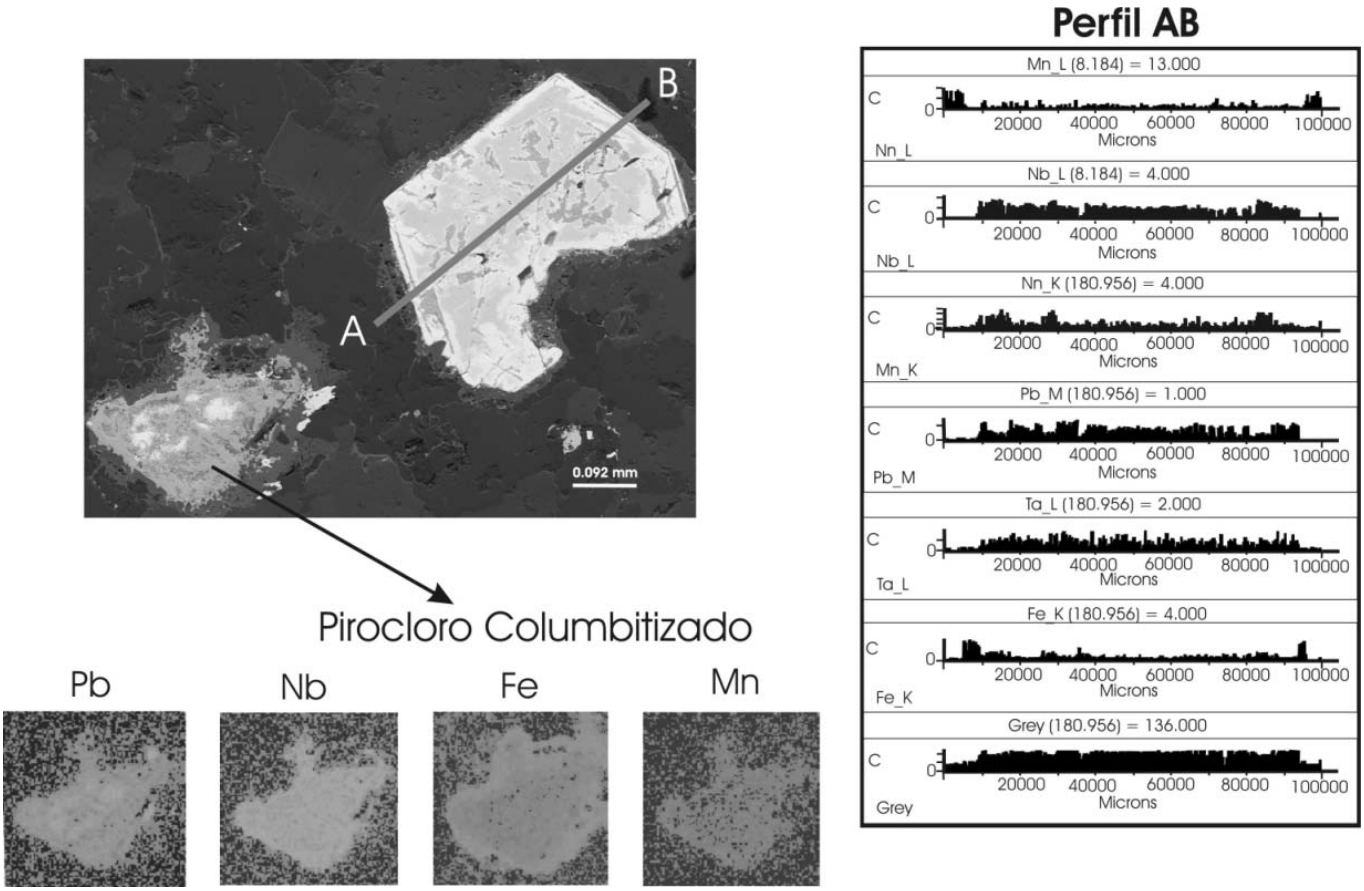


Figura 36 – Mapa de elementos em pirocloro em estágio avançado de columbitização e perfil analítico em pirocloro incipientemente columbitizado.

com a mica branca é irregular. Os grãos constituídos exclusivamente (ou quase exclusivamente) por columbita tendem a ser isótropos e geralmente subédricos. Nestes se observa ao MEV distribuição de elementos bastante uniforme, com exceção de Fe mais abundante nas bordas, o que se deve provavelmente à auréola rica em Fe formada nos estágios mais precoces de alteração (ainda como pirocloro).

Composição química do pirocloro

Composições químicas e fórmulas estruturais representativas das 3 variedades de pirocloro, calculadas com base em Ercit *et al.* (1994), são apresentadas na tabela 7. No diagrama de classificação para o grupo do pirocloro (Hogarth 1977), baseado nos cátions do sítio B, as 3 variedades encontradas enquadram-se no subgrupo pirocloro (Figura 37). Segundo a classificação do referido autor, os cátions do sítio A definem as variedades individuais em cada subgrupo. Assim, no caso de Pitinga, o pirocloro foi classificado em 3 variedades: U-Pb-pirocloro, Pb-U-pirocloro e U-pirocloro. Esta figura ilustra as características mais marcantes encontradas, como o empobrecimento muito acentuado em Pb acompanhado pelo enriquecimento relativo em U e Nb, e a existência de toda a gama de composições ao longo destas substituições no conjunto de amostras estudadas. Por outro lado, em uma determinada amostra, na passagem de U-Pb-pirocloro para columbita nem sempre há formação de fases intermediárias (Pb-U-pirocloro ou U-pirocloro), ou seja, provavelmente a formação das diferentes variedades depende da intensidade de alteração, que pode variar em diferentes porções de um grão em função de diferenças cristalográficas (clivagens, fraturas, defeitos cristalinos) ou da composição química.

Na tabela 8 constam as variações nas concentrações dos óxidos dos principais cátions dos sítios A e B. Nesta tabela, Pb-U-pirocloro é apresentado separadamente, conforme a amostragem: Pb-U-pirocloro N (amostras do AGN das zonas criolíticas) e Pb-U-pirocloroNEX (amostras do AGN dos furos distais). Considerando os valores médios dos óxidos, observa-se evolução contínua desde U-Pb-pirocloro até U-pirocloro, marcada pela perda de Pb e enriquecimento relativo em U, Nb, Ta e Ti. Destaca-se o grande enriquecimento em Nb_2O_5 de U-Pb-pirocloro (38,42%) para Pb-U-pirocloro (50,29%). Com relação a outros constituintes (Tabela 9), ocorrem algumas diferenças quase sistemáticas entre as 3 variedades,

Tabela 7 – Composições representativas das variedades de pirocloro (Py) e respectivas fórmulas estruturais (análises por microssonda eletrônica).

Pirocloro	UPbPy	UPbPy	PbUPy	PbUPy	UPy	UPy
Prof. (m)	95,18	115,45	231,96	95,18	150,19	150,19
Subfácies	AGN	AGN	AGNEx	AGN	AGT	AGT
Ponto	PONTO 1	L7D-B1	L50B4	L5D-A2	L5B6	L5C6
Nb_2O_5	36,44	42,36	54,26	49,04	51,89	50,91
Ta_2O_5	4,64	5,33	6,20	6,16	6,90	7,06
SiO_2	nd	nd	nd	nd	nd	nd
TiO_2	0,43	0,84	1,46	1,07	1,34	0,90
ZrO_2	0,13	0,09	0,06	nd	0,17	0,02
ThO_2	0,71	0,31	0,20	0,49	0,49	0,47
UO_2	10,80	17,47	17,49	18,22	23,86	23,39
Y_2O_3	nd	0,16	0,20	0,30	0,23	nd
La_2O_3	0,20	0,29	0,91	0,53	0,69	0,43
Ce_2O_3	1,44	2,40	3,49	2,53	2,64	2,32
CaO	0,07	0,51	1,79	0,78	0,15	0,20
MnO	0,09	0,10	0,16	0,07	0,96	0,88
FeO	4,30	2,98	0,58	0,35	3,32	4,13
PbO	33,67	23,68	5,84	12,48	3,12	1,95
Na_2O	0,73	1,02	1,23	0,83	0,26	0,13
SnO_2	1,64	0,45	2,19	2,55	1,30	1,02
WO_3	0,01	0,13	0,05	0,42	0,05	0,38
Sb_2O_5	nd	nd	nd	nd	nd	nd
F	0,30	0,32	1,45	1,12	0,12	0,24
TOTAL	95,67	98,54	97,64	97,00	97,56	94,49
Fórmula estrutural com base em Ohnenstetter & Piantone (1988)						
Pb^{+2}	6,674	4,279	0,906	2,141	0,463	0,290
U^{+4}	1,771	2,607	2,240	2,590	2,906	2,851
Th^{+4}	0,120	0,049	0,267	0,074	0,060	0,059
Mn^{+2}	0,060	0,057	0,081	0,041	0,443	0,408
Na^{+1}	1,044	1,336	1,374	1,038	0,289	0,145
Ca^{+2}	0,060	0,369	1,108	0,539	0,094	0,119
Y^{+3}	nd	0,057	0,065	0,106	0,067	nd
La^{+3}	0,060	0,074	0,194	0,123	0,141	0,086
Ce^{+3}	0,394	0,590	0,736	0,588	0,530	0,467
Sn^{+4}	0,479	0,123	0,501	0,654	0,282	0,224
Sb^{+5}	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Soma A	10,661	9,541	7,470	7,894	5,275	4,649
Nb^{+5}	12,133	12,861	14,092	14,153	12,839	12,616
Ta^{+5}	0,933	0,975	0,970	1,070	1,027	1,053
Ti^{+4}	0,240	0,426	0,631	0,515	0,557	0,375
Zr^{+4}	0,043	0,033	0,016	nd	0,047	0,007
Si^{+4}	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe^{+2}	2,652	1,680	0,283	0,188	1,523	1,896
W^{+6}	nd	0,025	0,008	0,074	0,007	0,053
Soma B	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000
F	0,310	0,320	3,260	1,120	0,310	0,640

(AGN) albita granito de núcleo; (AGNEx) albita granito de núcleo distante do depósito criolítico maciço; (AGT) albita granito transicional; (nd) não detectado.

mais especialmente entre U-Pb-pirocloro e Pb-U-pirocloro. Este último é mais rico em Ca, Ce, Sn e F.

Nos diagramas binários de correlação (Figura 39A, B, C, D), destaca-se bem o caráter contínuo das substituições entre os elementos principais (Pb, U, Nb, Ta e Ti) na passagem de U-Pb-pirocloro até U-pirocloro. Pb pode ser usado, portanto, como marcador do grau de transformação do pirocloro. Nos diagramas de correlação de Pb com Ca, Ce, Sn e F (Figura 39E, F, G, H), constata-se que estes elementos são enriquecidos no pirocloro, concomitantemente à perda de Pb, desde U-Pb-pirocloro (U-Pb-Py) (AGN) até Pb-U-pirocloro (Pb-U-Py) (AGNEX). Entretanto, na passagem para U-pirocloro (U-Py) (AGT), a seqüência é descontinuada, ocorrendo o empobrecimento nestes 4 elementos. Ferro em pirocloro

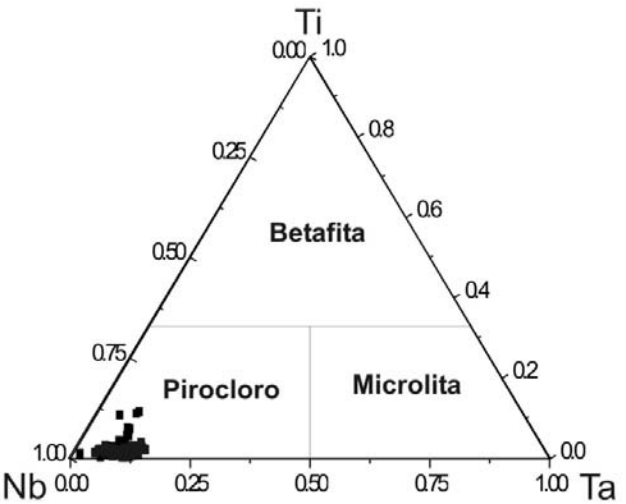


Figura 37 – Diagrama de classificação Ti-Nb-Ta (Ercit et al. *1994) para pirocloro de Pitinga.*

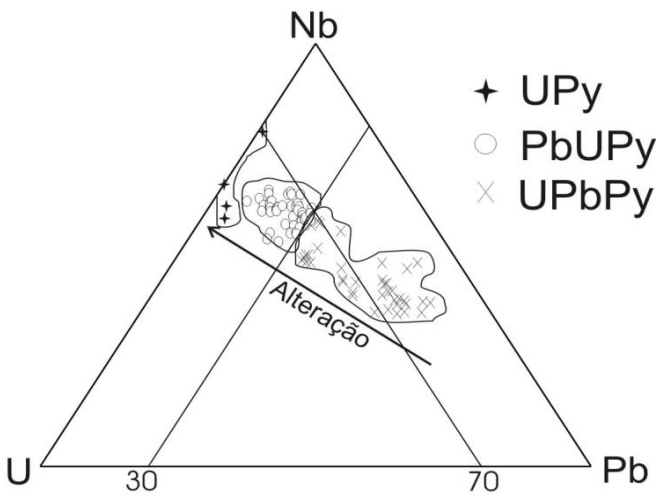


Figura 38 – Diagrama de classificação Pb-U-Nb (Hogarth 1977) para as variedades de pirocloro do albita granito. (UPy) urânio pirocloro; (PbUPy) chumbo-urânio pirocloro; (UPbPy) urânio-chumbo pirocloro.

Tabela 8 – Concentração (peso %) dos principais óxidos constituintes das 3 variedades de pirocloro (Py).

	PbO %	UO_2 %	Nb_2O_5 %	Ta_2O_5 %	TiO_2 %
U-Pb PyN	21,80-37,23	4,96-18,17	34,52-43,51	2,47-5,86	0,24-1,90
Média	(29,855)	(12,26)	(38,42)	(4,10)	(0,86)
Pb-U PyN	6,17 - 16,58	10,06 - 20,49	39,81 - 54,95	2,28 - 6,45	0,37 - 1,68
Média	(10,94)	(16,22)	(50,29)	(4,65)	(1,14)
Pb-UPyNEx	3,90 - 16,62	16,58 - 21,94	44,22 - 54,64	5,00 - 6,09	0,35 - 1,75
Média	(9,84)	(18,88)	(50,28)	(5,69)	(1,15)
U-PyT	0-3,12	20,09-24,48	48,71-50,91	6,60-7,19	0,90-1,89
Média	(1,91)	(22,95)	(50,53)	(6,94)	(1,39)

Tabela 9 – Concentração (peso %) de CaO, Ce_2O_3, SnO e F das diferentes variedades de pirocloro (Py) e média das concentrações dos pontos analisados.

	CaO %	Ce_2O_3 %	SnO %	F%
UPbPyN	< 0,01 - 0,63	1,07 - 3,39	0,31 - 1,67	0,01 - 0,42
Média	(0,19)	(2,05)	(0,85)	(0,25)
PbUPyN	0,17 - 1,95	1,78 - 4,23	1,57 - 4,78	0,19 - 1,49
Média	(1,04)	(3,16)	(2,89)	(0,97)
UPyT	0,16 - 0,32	0,77 - 2,65	0,39- 1,31	< 0,01 - 0,24
Média	(0,24)	(1,89)	(0,99)	(0,10)

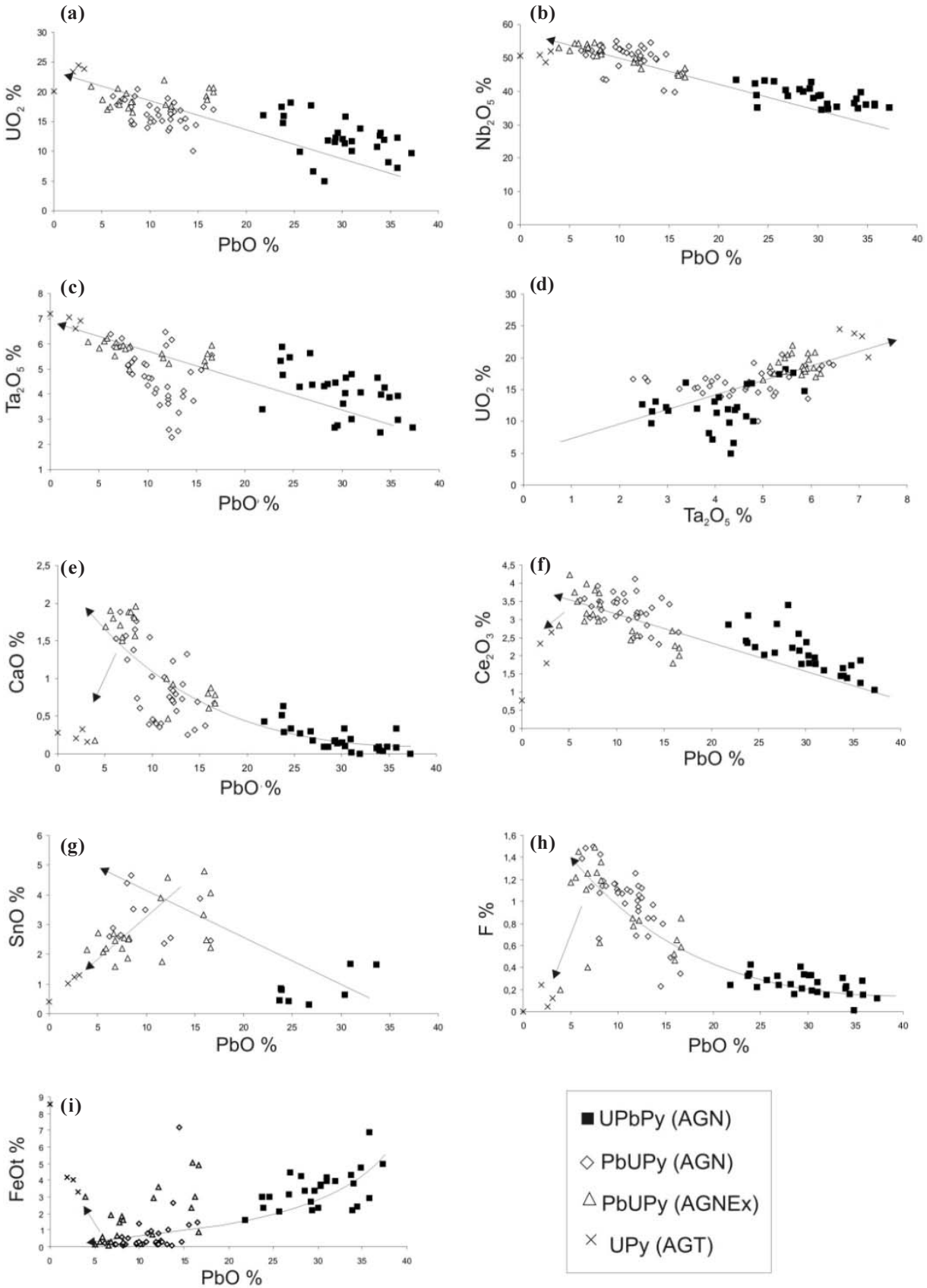


Figura 39 – Diagramas binários para pirocloro de Pitinga. (a) UO_2 vs PbO; (b) Nb_2O_5 vs PbO; (c) Ta_2O_5 vs Pb; (d) UO_2 vs Ta_2O_5; (e) CaO vs PbO; (f) Ce_2O_3 vs Pb; (g) SnO vs PbO; (h) F vs PbO; (i) FeOt vs PbO. (UPy) urânio pirocloro; (PbUPy) chumbo-urânio pirocloro; (UPbPy) urânio-chumbo pirocloro; (AGN) albita granito de núcleo; (AGNEx) albita granito de núcleo distante do depósito criolítico maciço; (AGT) fácies de transição entre albita granito de núcleo e albita granito de borda.

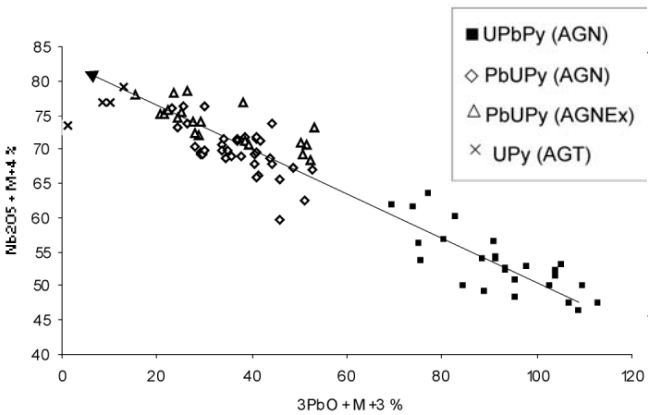


Figura 40 – Diagrama Nb_2O_5 + M^{+4} x 3PbO + M^{+3} para as diferentes variedades de pirocloro.

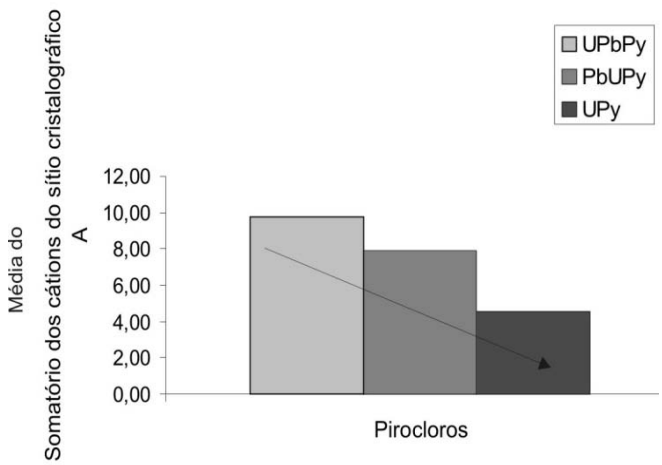


Figura 41 – Somatório dos cátions do sítio cristalográfico A de pirocloro. (UPy) urânio pirocloro; (PbUPy) chumbo-urânio pirocloro; (UPbPy) urânio-chumbo pirocloro.

(Figura 39I) tem comportamento contrário ao dos elementos anteriores, mostrando empobrecimento ao longo da passagem de U-Pb-pirocloro (AGN) até Pb-U-Py (AGNEX) e enriquecimento na passagem para U-Py (AGT). Possivelmente, a auréola rica em Fe existente nos grãos de pirocloro alterados seja ligada às transformações em que ocorre a perda deste elemento em pirocloro.

Análise estatística efetuada possibilitou verificar, ainda, a existência de substituições complexas, envolvendo cátions de sítios diferentes. A substitutição envolvendo Sn foi, provavelmente, do tipo $3Pb^{2+}(A) + M^{3+}(B) = M^{5+}(B) + Sn^{4+}(A)$, que apresenta excelente correlação negativa (Figura 40). Nenhuma correlação significativa é obtida quando Sn é testado com número de oxidação +2. Por outro lado, ao longo do processo de alteração de pirocloro, existem outras substituições que implicam o aumento gradual no número de vacâncias no sítio cristalográfico A (Figura 41).

Tabela 10 – Composições representativas de columbita e respectivas fórmulas estruturais (análises por microssonda eletrônica).

Local	Encaixante topo zona A		Zona criolítica A		Zona criolítica B		Albita granito transicional	
Subfácies	AGN		AGN		AGN		AGT	
Prof.(m)	95,18m	95,18m	117,410	139,660	186,400	224,910	150,19m	150,19m
Pontos	L5D-C3	L5D-D3	L8C1B3	L12C3B2	L19C2B3	L18C2B1	L5A3	L5A6
Nb_2O_5	62,87	61,94	69,00	67,66	62,04	68,99	71,56	58,63
Ta_2O_5	6,54	6,11	5,27	5,79	5,08	6,14	2,55	5,55
SiO_2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
TiO_2	1,94	1,68	1,16	4,06	6,65	1,33	1,21	7,27
ZrO_2	0,05	0,02	0,20	0,10	0,23	0,37	0,02	nd
ThO_2	nd	nd	nd	0,19	0,32	0,21	nd	0,04
UO_2	0,29	2,42	0,42	0,15	1,93	nd	1,03	nd
Y_2O_3	0,05	nd	nd	nd	0,16	nd	nd	nd
La_2O_3	0,07	0,30	0,14	nd	0,02	nd	0,09	nd
Ce_2O_3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
CaO	0,00	0,00	nd	0,01	nd	0,04	1,09	2,94
MnO	7,35	7,72	10,07	7,93	6,09	3,82	7,97	3,85
FeO	9,34	8,57	7,000	10,06	8,46	15,73	7,44	1,74
Fe_2O_3	2,51	2,30	4,17	1,55	5,24	nd	4,61	14,89
SrO	na	na	nd	nd	0,01	0,07	na	na
PbO	nd	nd	nd	0,60	0,29	nd	nd	nd
Na_2O	nd	0,08	0,01	0,03	0,09	0,01	0,03	nd
K_2O	na	na	nd	0,01	nd	0,02	na	na
SnO	1,35	1,41	na	na	na	na	0,66	1,66
WO_3	0,06	0,62	na	na	na	na	0,28	0,37
Sb_2O_5	nd	nd	na	na	na	na	nd	nd
F	0,08	0,06	nd	nd	0,03	0,01	0,35	1,79
Total	92,54	93,29	97,45	98,15	96,64	96,74	98,94	98,77
Fórmula estrutural calculada com base em 12 Cátions								
Fe^{+2}	1,930	1,790	1,360	1,940	1,630	3,120	1,420	0,320
Fe^{+3}	0,520	0,480	0,810	0,300	1,010	0,000	0,880	2,740
Mn+2	1,540	1,630	1,980	1,550	1,190	0,770	1,540	0,720
Y^{+3}	0,010	*	*	*	0,020	*	*	*
La^{+3}	0,010	0,030	0,010	*	*	*	0,010	*
Ca^{+2}	*	*	*	*	*	0,010	0,270	0,690
Sr^{+2}	*	*	*	*	*	0,010	*	*
Pb^{+2}	*	*	*	0,040	0,020	*	*	*
Na^{+2}	*	0,040	*	0,010	0,040	*	0,020	*
K^{+2}	*	*	*	*	*	0,010	*	*
Th^{+4}	*	*	*	0,010	0,020	0,010	*	*
Soma A	4,010	3,970	4,160	3,850	3,930	3,930	4,140	4,470
Nb^{+5}	7,030	6,980	7,250	7,060	6,470	7,400	7,370	5,830
Ta^{+5}	0,440	0,410	0,330	0,360	0,320	0,400	0,160	0,330
Ti^{+4}	0,360	0,320	0,200	0,700	1,150	0,240	0,210	1,200
Zr^{+4}	0,020	0,130	0,020	0,010	0,030	0,040	0,050	*
U^{+4}	0,010	*	0,020	0,010	0,100	*	*	*
Sn^{+4}	0,130	0,140	*	*	*	*	0,060	0,150
W^{+6}	nd	0,040	*	*	*	*	0,020	0,020
Soma B	7,990	8,020	7,820	8,140	8,070	8,080	7,870	7,530
Total	12,000	11,990	11,980	11,990	12,000	12,010	12,010	12,000

(AGN) albita granito de núcleo; (AGT) albita granito transicional; (na) não analisado; (nd) não detectado, (*) não calculado

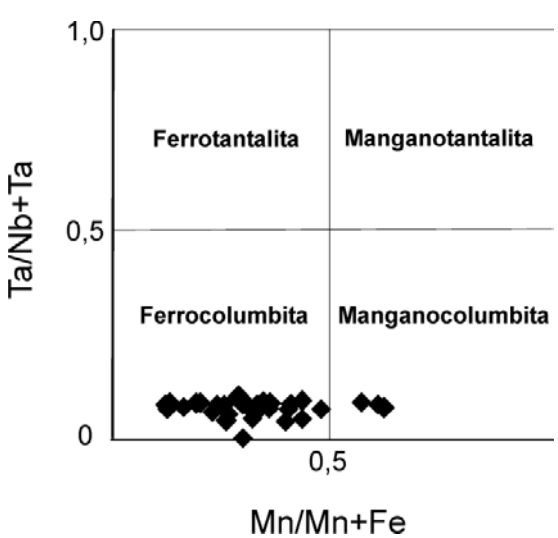


Figura 42 – Diagrama de classificação (Mn/(Mn+Fe) vs *(Ta/Ta+Nb) (Moreau & Tramasure 1964) para columbita do albita granito.*

Composição química de columbita

Composições químicas representativas da columbita estudada, com as respectivas fórmulas estruturais calculadas com base em 24 oxigênios, são apresentadas na tabela 10. O diagrama de classificação baseado nas razões Nb/ (Nb+Ta) e Mn/ (Fe+Mn) (Figura 42) mostra tratar-se de ferrocolumbita e, mais raramente, de manganocolumbita, sendo esta última encontrada apenas na zona criolítica A.

A tabela 11 apresenta as concentrações médias dos óxidos dos principais cátions da columbita. Destaca-se a existência de zonação vertical com aumento constante nos teores de Nb_2O_5 e Ta_2O_5 em columbita desde as amostras da AGN acima da ZCA até a ZCB. As amostras da fácies de transição têm concentrações nestes elementos compatíveis com as amostras coletadas acima da zona criolítica A. As variações nas concentrações de FeO, Fe_2O_3 e MnO são mais irregulares.

Tabela 11 – Concentrações (peso%) dos principais constituintes de columbita (Col) de Pitinga.

	Nb_2O_5	Ta_2O_5	Nb_2O_5 / Ta_2O_5	FeO	Fe_2O_3	MnO
Col AGN	60,79 a 73,06	0,82 a 6,54		6,16 a 12,10	0,35 a 9,25	4,59 a 8,58
média	61,30	4,37	15,09	9,32	2,94	6,28
Col ZCA	57,35 a 69,55	5,03 a 6,29		1,15 a 12,10	0,44 a 17,36	6,24 a 11,79
média	66,84	5,80	11,70	7,90	4,39	8,32
Col ZCB	62,04 a 73,22	3,91 a 7,78		8,46 a 17,19	0,26 a 5,24	2,36 a 8,76
média	68,74	5,89	12,11	13,33	1,92	4,84
Col AGT	58,63 a 71,56	2,48 a 6,25		1,74 a 8,96	4,61 a 14,89	3,85 a 7,97
média	63,36	4,58	16,36	6,27	8,78	5,49

(AGN) albita granito de núcleo acima da ZCA; (ZCA) zona criolítica A; (ZCB) zona criolítica B; (AGT) albita granito transicional.

Na figura 43 observa-se a existência de acentuada correlação negativa FeO(total) *vs* MnO e que as 4 amostras de manganocolumbita encontradas na ZCA, embora estejam distantes das demais em termos de composição, enquadram-se perfeitamente na referida correlação. Columbita do AGN acima da zona A e da fácies de transição têm composições intermediárias às das duas zonas criolíticas. No diagrama MnO *vs* FeO (Figura 43B), a boa correlação negativa persiste apenas para as amos-

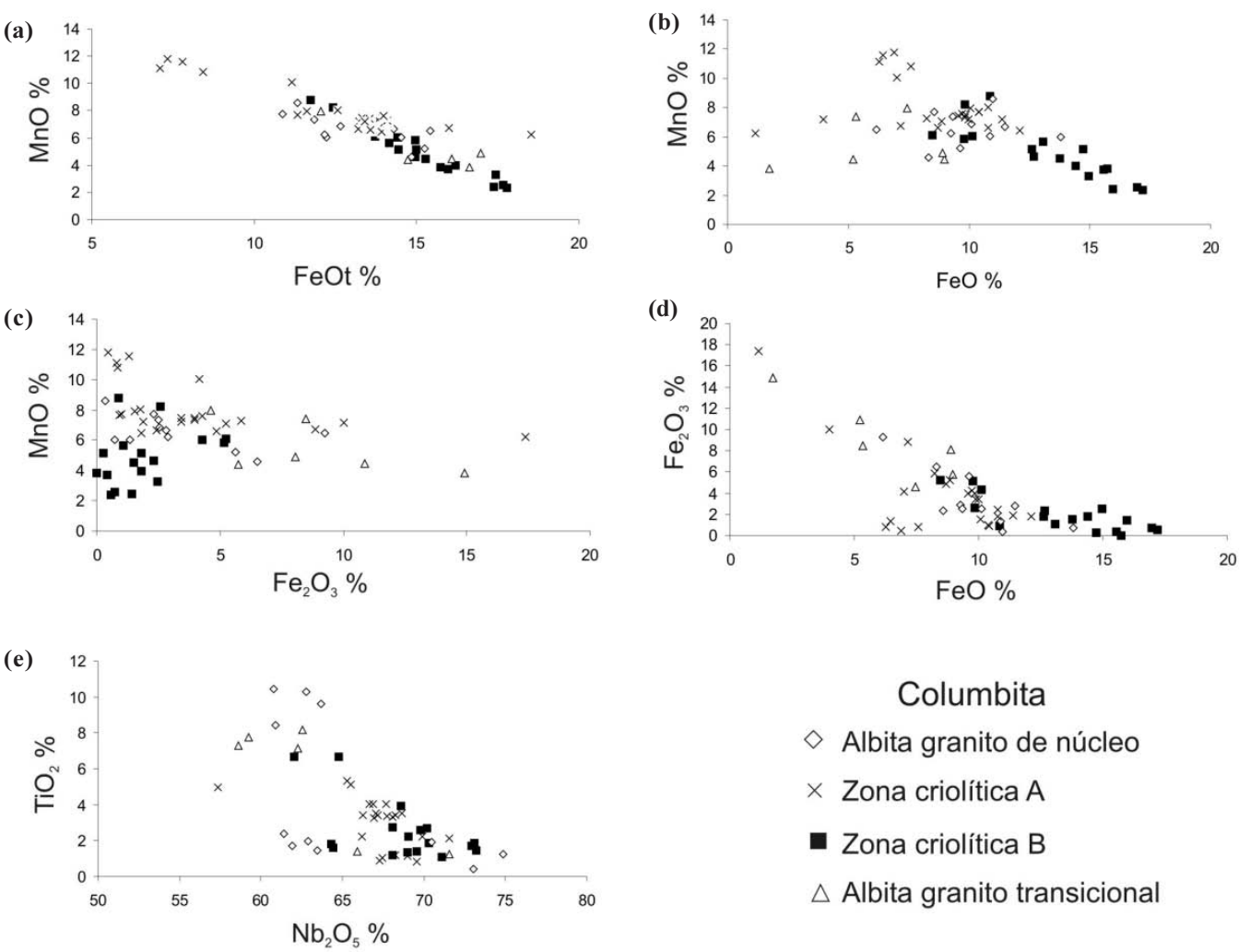


Figura 43 – Diagramas binários para columbita de Pitinga. (a) MnO vs *FeOt; (b) MnO* vs *FeO; (c) MnO* vs *Fe_2O_3; (d) Fe_2O_3* vs *FeO; (e) TiO_2* vs *Nb_2O_5.*

tras da ZCB. A correlação desaparece totalmente no diagrama MnO *vs* Fe_2O_3 (Figura 43C), em que se observa que columbita da zona criolítica A tem grande variabilidade das concentrações de Fe_2O_3 e que columbita da zona de transição é, caracteristicamente, a mais oxidada. O diagrama FeO *vs* Fe_2O_3 (Figura 43D) evidencia perfeitamente que o ferro presente em columbita da ZCB se encontra essencialmente no estado reduzido.

Pb é detectado em cerca de 35% das análises de columbita, sendo usualmente verificado nas amostras oriundas da ZCA, na qual seu teor atinge até 1,03% de PbO. Sua presença é gradualmente mais rara em profundidade, tendo sido detectado em apenas 2 amostras da ZCB. Em columbita da subfácies transicional, Pb foi encontrado em apenas uma análise, com teor de 1,10% de PbO, o mais alto do conjunto estudado. Observa-se que são necessárias análises adicionais para verificar o significado deste resultado. O urânio é presente na grande maioria das amostras de columbita e com concentrações de até 2,43% de UO_2. Os teores deste óxido também diminuem com o aumento da profundidade, sendo que em columbita da ZCB a concentração média é de apenas 0,25%. Os teores de SnO_2 em columbita variam de 0,67% até 3,48%, sem que haja padrão de distribuição definido.

O tratamento estatístico dos resultados analíticos possibilita identificar algumas substituições complexas. Por exemplo, os sítios A e B, quando analisados independentemente, apresentam as correlações –0,93 para os cátions M^{+2} x M^{+3} (sítio A) e –0,82 para os cátions M^{+4} x M^{+5} (sítio B). Os resultados corroboram a atuação da substituição euxenítica (Ercit 1994): M^{2+} (A) + M^{5+} (B) ⇔ M^{3+} (A) + M^{4+} (B). Verifica-se, também, o enriquecimento em cátions M^{+5} (Ta^{+5}, Nb^{+5}) em relação aos cátions M^{+4} (Si^{+4}, Ti^{+4}, Sn^{+4}, U^{+4}, Th^{+4}, Zr^{+4}) em columbita situada na ZCB. Columbita da subfácies de transição é, entretanto, relativamente rica em cátions M^{+4} em relação aos M^{+5}. Por outro lado, na última variedade ocorrem algumas das melhores correlações obtidas, tais como: TiO_2 x Nb_2O_5 (-0,8 a -0,9), TiO_2 x MnO (-0,9 a -1,0) e MnO x Ta_2O_5 (-0,9 a -1,0), FeO_t x Nb_2O_5 (-0,8 a -0,9) que se enquadram na substituição supracitada.

Na maioria das análises de columbita, a quantidade de cátions no sítio A é superior a 4 átomos por fórmula unitária, o que indica, em princípio, que parte dos átomos atribuídos a este sítio pode pertencer ao sítio cristalográfico B. Além disso, a boa correlação de MnO com FeO_t (-0,8 a -0,9) e a baixa correlação de MnO com Fe_2O_3 indica que, provavelmente, parte de Fe^{3+} pertence ao sítio cristalográfico B. Também se verifica que o conteúdo de cátions do sítio cristalográfico B é superior a 8 em algumas amostras (Tabela 10), indicando prováveis distorções na estrutura cristalina.

Discussão

U-Pb-pirocloro é uma variedade muito rara, tendo sido descrito apenas em seis localidades do mundo (www.webmineral.com): complexo alcalino de Lovozer, depósito de Schugorsk e Monte Ploskaya (Rússia); Tai-Keu, Sibéria-Rússia; Domo de St. Peters e Mount North Sugarloaf (USA). As variedades de pirocloro estudadas destacam-se também pelas concentrações relativamente altas de U. U-pirocloro é descrito em pouco mais de 15 localidades, entre outras: Kasenda (Uganda), pegmatito de Boqueirãozinho (Brasil-RN), Jacupiranga (Brasil-SP), Hybla, MacDonald-Woodcox mines e Saint Lawrence Columbium mine (Canadá). O teor de Nb_2O_5 de pirocloro de Pitinga, em torno de 45%, é o comumente encontrado neste mineral. Já o teor de Sn é bastante superior aos valores encontrados na literatura, o que parece estar em consonância com o caráter primário de U-Pb-pirocloro e a presença de cassiterita magmática.

Os teores de Nb_2O_5, Ta_2O_5 e FeOt de columbita são os comumente encontrados neste mineral. Entretanto, deve ser destacado que a formação de columbita a partir de pirocloro representa enriquecimento de Nb_2O_5 e Ta_2O_5 da ordem de 42 % e 23 %, respectivamente, em relação ao pirocloro original. Quanto a outros elementos, a columbita de Pitinga sobressai-se pelas altas concentrações de Fe_2O_3 e SnO_2 (de 0,67% até 3,48%) e, em segundo plano, pelas concentrações de UO_2. Nos casos destes dois últimos óxidos, trata-se, certamente, de herança de pirocloro. A questão do Fe^{3+} é discutida mais adiante.

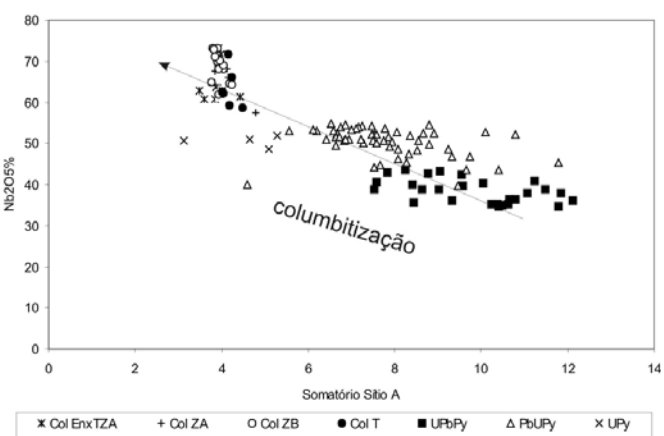


Figura 44 – Correlação entre o somatório de cátions do sítio A e a concentração de Nb_2O_5 no processo de columbitização de pirocloro do albita granito. (Col Enx TZA) columbita do albita granito de núcleo acima da zona criolítica A; (Col ZA) columbita da zona criolítica A; (Col ZB) columbita da zona criolítica B; (Col T) columbita do albita granito transicional; (UPy) urânio pirocloro; (PbUPy) chumbo-urânio pirocloro; (UPbPy) urânio-chumbo pirocloro.

A substituição de pirocloro por columbita-tantalita, em processo denominado columbitização (Van der Veen 1963), foi originalmente descrita nos granitos do complexo Echassières (Aubert 1969, Kosakevith 1976, *in* Ohnenstetter & Piantone 1988). O caso de Pitinga é o primeiro em que fica caracterizada a existência de fases minerais intermediárias entre pirocloro primário e a fase final, columbita. Embora o pirocloro tenha sido classificado em 3 variedades, não existe descontinuidade composicional. O *trend* geoquímico da transformação é caracterizado por forte perda de Pb e enriquecimento em U e, principalmente, Nb. Não obstante as intensas substituições químicas, as transformações em pirocloro são displacivas. Entretanto, a passagem de pirocloro para columbita implica em transformação reconstrutiva, pois o pirocloro possui um sítio hexacoordenado e outro octacoordenado, enquanto columbita tem dois sítios A e B hexacoordenados. A desestabilização da estrutura de pirocloro para formação da estrutura de columbita pode ter sido provocada pelo progressivo aumento do número de vacâncias no sítio A de pirocloro (Figura 41) ao longo das substitutições. Na figura 44 se observa como a concentração de Nb e o somatório de cátions no sítio A de columbita se enquadram perfeitamente na evolução das variedades de pirocloro.

Segundo Costi (2000), o autometassomatismo e forte oxidação das bordas do albita granito teriam originado o AGB. A zonação da mineralização de Nb e Ta do granito Madeira (pirocloro no AGN e columbita no AGB) seria, portanto, conseqüência da transformação na borda do corpo. No presente trabalho verifica-se quadro bem mais complexo. Columbita ocorre também no AGN. Petrograficamente é nítida a alteração de pirocloro em contato com criolita e albita. Espacialmente, a distribuição de columbita e a distribuição das variedades de pirocloro são estreitamente relacionadas ao DCM. Columbita é muito mais abundante em profundidade, junto às zonas criolíticas, mais especialmente na ZCB, a mais profunda, onde a razão FeO/Fe_2O_3 em columbita demonstra a formação deste mineral em ambiente mais redutor. Por outro lado, as variações da razão em columbita marcam claramente a passagem gradual para ambiente mais oxidante com a diminuição da profundidade; neste sentido observa-se a presença de correlação FeO *vs* Fe_2O_3 já em columbita da ZCA. Caracteriza-se, portanto, a formação de columbita a partir da alteração de pirocloro primário pelo fluido responsável pela formação do DCM.

A presença de columbita de formação ligada ao DCM não contradiz o modelo de Costi (2000) de formação do AGB. Na realidade, no presente trabalho demonstra-se, inclusive, que a columbita da subfacies transicional é a mais oxidada de todas as aqui estudadas. Entretanto, nem todas as diferenças nas paragêneses do ABN e o AGB podem ser explicadas segundo o modelo do referido autor. Um exemplo é o de criolita disseminada ocorrer apenas no AGN, enquanto que no AGB ocorre apenas fluorita disseminada e em quantidades muito menores do que a primeira. Neste sentido, chamam atenção as descontinuidades na evolução geoquímica em pirocloro (Figura 39E, F, G, H, I), constatadas na subfácies transicional. Nela são marcantes o empobrecimento do pirocloro em F e o enriquecimento em FeOt. Como se trata de mineral portador de hidroxila, é possível que o comportamento contrário dos dois elementos seja acentuado pelo efeito F-Fe-*avoidance* (Munoz 1984). Por outro lado, as concentrações de elementos usualmente transportados em complexos fluorados, como Ce, Sn e Ca, diminuem acentuadamente em paralelo ao empobrecimento de F em pirocloro da subfácies de transição. Há que se suspeitar, portanto, que as descontinuidades na evolução geoquímica em pirocloro possam ser ligadas a diminuição na atividade de F na solução à medida que se afasta do DCM. Assim, o limite entre AGN e AGB corresponderia também a mudança nas condições físico-químicas de um fluido ascendente, rico em F, que, empobrecido em F pela deposição de criolita, passou a depositar fluorita nas partes mais distantes de seu ponto de aporte, a área central do AGN, onde se localiza o DCM.

A columbitização de pirocloro acarretou, especialmente nas porções mais profundas do DCM, a liberação de quantidade considerável de U não incorporado na estrutura de columbita. Acredita-se que fases minerais neoformadas, como uraninita, uranotorita e silicato de urânio, identificadas por Lenharo (1998), possam ter sido formadas com U assim disponibilizado. A ausência de correlações significativas de UO_2 com outros óxidos indica que este elemento tem comportamento geoquímico mais complexo, que talvez esteja relacionado a diferentes graus de oxidação pois, excetuando a zona transicional, seus teores são relativamente reduzidos nas zonas menos oxidadas. Parte da galena também deve ter origem associada à liberação de Pb de pirocloro.

VIII. ESTUDO DE Y-GAGARINITA

ETR e Y são potenciais subprodutos da mina Pitinga, onde xenotímio tem sido considerado o principal mineral portador destes elementos. Entretanto, na zona do DCM, as maiores concentrações de Y estão relacionadas a mineral identificado como Y-gagarinita, o que motivou a equipe a realizar estudo detalhado (Pires 2005).

Ocorrência e observações petrográficas

A ocorrência de gagarinita no albita granito parece estar limitada aos corpos criolíticos desde a porção me-

diana até base da ZCB. O mineral foi identificado em três furos de sondagem (FC-08, FC-13 e FC-17), entre as cotas -94m e -140m, onde ocorre como cristais isolados, localizados intersticialmente aos grãos de criolita ou como inclusões neste mineral. Macroscopicamente, os grãos de gagarinita destacam-se pela cor (rosa acastanhada) em meio à criolita (branca, amarela ou caramelo) dos bolsões. Os cristais são translúcidos, têm brilho vítreo a resinoso e são freqüentemente cortados por fraturas irregulares.

Ao microscópio óptico, os grãos de gagarinita são anédricos e a clivagem é indistinta. O tamanho dos cristais varia de 0,5mm até 6,8mm, com média de 3mm. Têm fraco pleocroísmo, com cores que variam de incolor a tons de rosa, verde ou amarelo, o relevo é moderado. À LP, as cores de interferência são muito difíceis de determinar, pois variam num mesmo grão (segundo Clark 1993, *apud* Minerology Database, a birrefringência é 0,020). O sinal de elongação é positivo, a figura de interferência é uniaxial (+). Como inclusões minerais, ocorrem a fase exsolvida (ver adiante) e opacos (hematita e possivelmente outros). Inclusões fluidas podem ser abundantes e são facilmente observadas mesmo nas lâminas petrográficas.

Gagarinita é afetada por fraturas preenchidas por criolita, assim como pode ocorrer com as bordas corroídas por este mineral, demonstrando formação precoce em relação aos corpos de criolita maciça. Minerais da paragênese magmática do albita granito, como pirocloro, quartzo e micas, ocorrem nas lâminas estudadas como relictos em meio aos corpos de criolita, mas não foram observadas relações diretas entre eles e gagarinita que, texturalmente, poderia representar mineral das paragêneses magmática ou pegmatítica, ou ser de estágio inicial da formação dos corpos criolíticos.

Gagarinita de Pitinga apresenta texturas típicas de exsolução mineral (Figura 45). Para investigar a possibilidade de tratar-se de mineral precoce incluído durante o crescimento de gagarinita, procurou-se exaustivamente por mineral semelhante incluso junto aos demais minerais da rocha, verificando-se que ocorre apenas em gagarinita. Coerentemente, constatou-se, também, que todos os cristais de gagarinita apresentam as texturas interpretadas como de exsolução, embora os padrões possam variar de um cristal para outro. A fase exsolvida encontra-se, na grande maioria dos casos, distribuída com relativa uniformidade em toda a extensão dos grãos de gagarinita, inclusive na borda, segue uma ou mais orientações preferenciais e tem dimensões semelhantes. Algumas vezes, pode ocorrer coalescência de diferentes cristais exsolvidos, resultando em formas mais alongadas, assemelhando-se a *strings* e *stringlets*. Mais raramente, a fase exsolvida tem orientação preferencial menos evidente, pode ser formada por cristais de tamanhos bastante distintos e ter distribuição mais irregular em gagarinita, podendo ser, nestes casos, como ocorreu na primeira amostra de gagarinita encontrada, interpretada como fase mineral incluída durante o crescimento de gagarinita. No contato de gagarinita com criolita (Figura 45) observa-se que a formação da fase exsolvida foi anterior à cristalização de criolita.

Análises modais foram efetuadas em população de grãos de gagarinita abrangendo os diversos padrões texturais de exsolução, assim como cristais seccionados nas mais diversas orientações, a fim de obter proporção

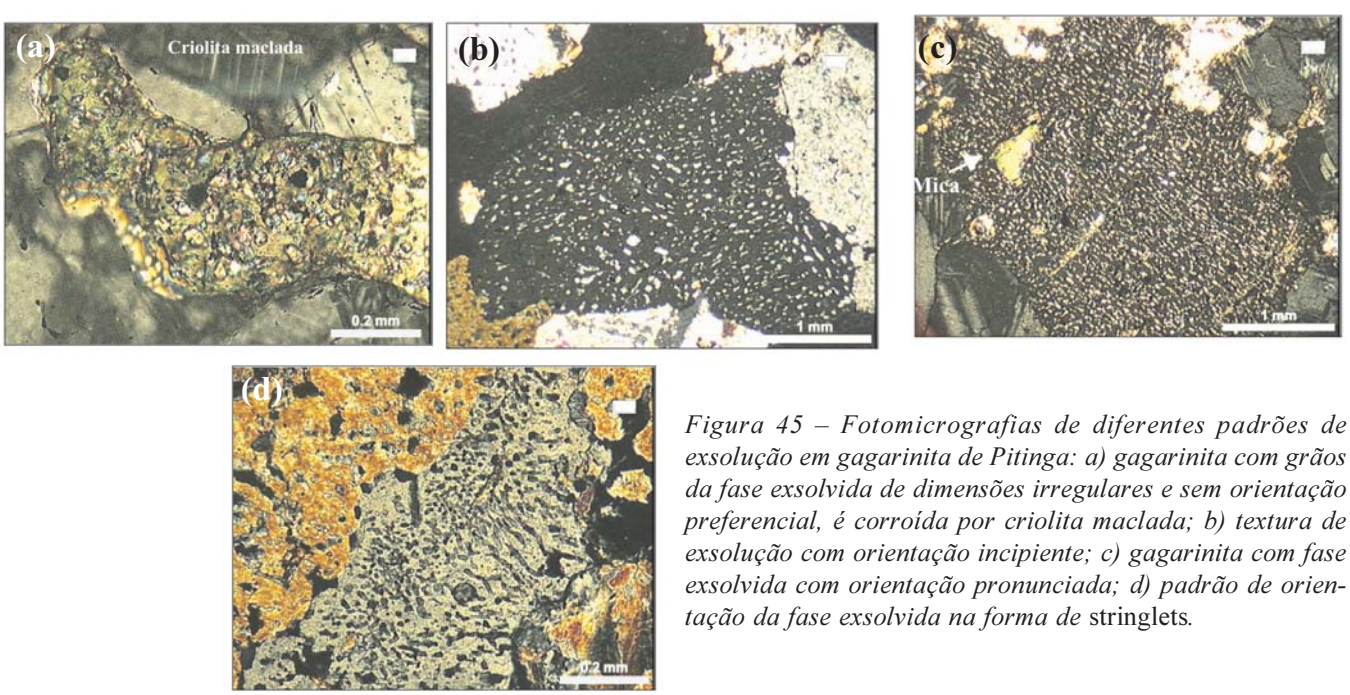


Figura 45 – Fotomicrografias de diferentes padrões de exsolução em gagarinita de Pitinga: a) gagarinita com grãos da fase exsolvida de dimensões irregulares e sem orientação preferencial, é corroída por criolita maclada; b) textura de exsolução com orientação incipiente; c) gagarinita com fase exsolvida com orientação pronunciada; d) padrão de orientação da fase exsolvida na forma de stringlets.

Tabela 12 – Análises por microssonda eletrônica representativas da composição de gagarinita e respectivas fórmulas estruturais.

	AG1	AG2	AGA2	AY7
F	36.76	37.92	38.83	38.51
Na	2.09	2.25	1.80	2.04
Al	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	8.04	8.00	8.32	7.77
La	0.00	0.00	0.01	0.00
Ce	0.37	0.36	0.44	0.53
Nd	2.51	1.84	1.89	2.16
Sm	1.99	1.91	1.82	1.88
Eu	0.06	0.04	0.04	0.13
Gd	4.17	4.17	4.35	4.14
Dy	7.24	7.11	7.18	6.78
Er	3.74	3.82	3.74	3.63
Yb	1.51	1.43	1.30	1.44
Y	31.10	31.48	30.73	30.90
Total	99.56	100.32	100.45	100.85
Fórmula Estrutural				
F	5.56	5.80	5.92	5.97
Na	0.26	0.28	0.23	0.26
Al	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.58	0.58	0.60	0.57
La	0.00	0.00	0.00	0.00
Ce	0.01	0.01	0.01	0.01
Nd	0.05	0.04	0.04	0.05
Sm	0.04	0.04	0.04	0.04
Eu	0.00	0.00	0.00	0.00
Gd	0.08	0.08	0.08	0.08
Dy	0.13	0.13	0.13	0.12
Er	0.06	0.07	0.06	0.06
Yb	0.03	0.02	0.02	0.02
Y	1.00	1.03	1.00	1.02
Carga Total	0.06	-0.10	-0.35	-0.37

Fórmula estrutural calculada na base de (Ca+ETRT+Y)=2

Tabela 13 – Análises por microssonda eletrônica representativas da composição da fase exsolvida e respectivas fórmulas estruturais.

	AY1	AY4	AF4	AF28
F	33.78	34.41	34.52	33.63
Na	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.01	0.00	0.00	0.01
Si	0.00	0.03	0.00	0.05
Ca	0.03	0.03	0.07	0.12
La	12.92	11.38	12.24	8.35
Ce	42.90	42.87	44.29	41.84
Nd	7.86	10.52	7.98	13.13
Sm	1.04	1.20	0.76	1.42
Eu	0.38	0.51	0.51	0.72
Gd	0.25	0.38	0.38	0.42
Dy	0.20	0.11	0.31	0.30
Er	0.04	0.00	0.00	0.00
Yb	0.02	0.07	0.00	0.05
Y	0.27	0.19	0.30	0.24
Total	99.84	101.80	101.67	100.56
Fórmula Estrutural				
F	3.77	3.76	3.79	3.70
Na	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01
La	0.20	0.17	0.18	0.13
Ce	0.65	0.64	0.66	0.62
Nd	0.12	0.15	0.12	0.19
Sm	0.01	0.02	0.01	0.02
Eu	0.01	0.01	0.01	0.01
Gd	0.00	0.01	0.01	0.01
Dy	0.00	0.00	0.00	0.00
Er	0.00	0.00	0.00	0.00
Yb	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	0.01	0.00	0.01	0.01
Carga Total	-0.78	-0.77	-0.8	-0.72

Fórmula mineral calculada na base de 1 cátion.

representativa da fase exsolvida em relação à fase hospedeira. A distribuição de valores obtida levou a considerar o valor médio (25,78% de fase exsolvida em relação à gagarinita hospedeira) como representativo.

A determinação precisa de todas as propriedades ópticas da fase exsolvida foi dificultada pelo tamanho diminuto dos grãos (0,01mm até 0,4mm, com média de 0,05mm). Estes são incolores, com cores de interferência de primeira ordem, birrefringência entre 0,005-0,007, retardo de 150 a 210nm e com figura de interferência uniaxial com sinal óptico negativo. Na fase exsolvida foram observadas inclusões fluidas e minerais opacos, os últimos provavelmente representando inclusões previamente existentes em gagarinita.

Química mineral e análises por DRX

Os resultados das análises por MSE de gagarinita e as respectivas fórmulas estruturais são apresentados na tabela 12. Diversas formas de cálculo foram testadas. O melhor resultado foi obtido calculando-se a fórmula para 2(Ca+Y+ETR).

Os resultados das análises por MSE da fase exsolvida são apresentados na tabela 13. Constatou-se composição muito distinta de gagarinita da literatura, notadamente pela ausência quase total de Na, Ca e Y. Os balanços de carga obtidos, calculando-se a fórmula estrutural como gagarinita forneceram valores da ordem de –1,50, considerados excessivos. Tendo em vista que o único fluoreto que tem composição química compatível é a fluocerita, a

fórmula estrutural foi recalculada considerando tratar-se deste mineral, e o melhor resultado obtido foi aquele com somatório de cátions igual a 1.

A figura 46 apresenta comparação entre os conteúdos médios de ETR de gagarinita e da fase exsolvida, respectivamente. Os dois minerais apresentam comportamentos opostos. Gagarinita é caracterizada por empobrecimento em ETRL e enriquecimento em ETRP e anomalia negativa em Eu; a fase exsolvida é enriquecida em ETRL, empobrecida em ETRP e tem anomalia positiva em Eu.

Correlações entre os ETR foram testadas em gagarinita e na fase exsolvida. No primeiro mineral a única correlação positiva significativa de elementos isolados ocorre entre Sm e Nd (+0,80). Foram constatadas correlações negativas com valores menos significativos (>-0,74), que permitiram definir dois grupos de elementos: i) Σ(La, Ce, Nd, Sm e Eu) e ii) Σ(Gd, Y, Er e Yb). Isso indica que os ETRL + ETRM competem pelo mesmo sítio cristalográfico que os ETRP. Dy é exceção, o que deve ser investigado em trabalhos futuros. Na fase exsolvida Nd, Sm e Eu têm correlações positivas entre si (+0,72 a +0,92). Verifica-se também que ΣETRL (La + Ce) correlaciona negativamente com ΣETRM (-0,92). Porém, ETRP têm comportamento complexo, apenas Gd correlacionando positivamente com Sm (+0,79).

Os difratogramas de raios X (Figura 47) apresentam unicamente picos correspondentes aos da gagarinita. O cálculo dos parâmetros cristalográficos (Burnham 1993) foi efetuado, assumindo que a gagarinita estudada pertence ao grupo espacial P6(3)/m. Os parâmetros obtidos são compatíveis com os da literatura (Tabela 14).

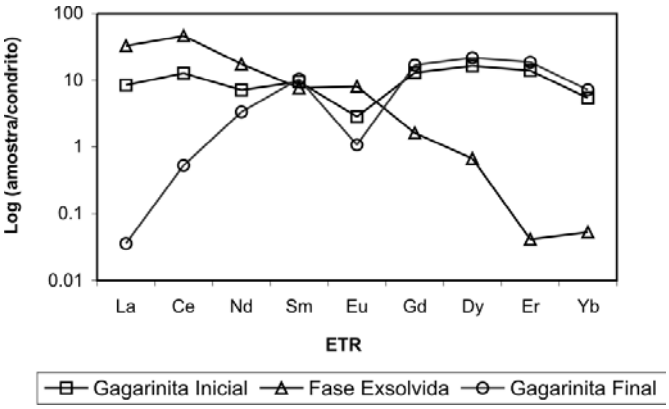


Figura 46 – Padrão de distribuição de ETR comparando gagarinita inicial calculada com a fase hospedeira e a fase exsolvida.

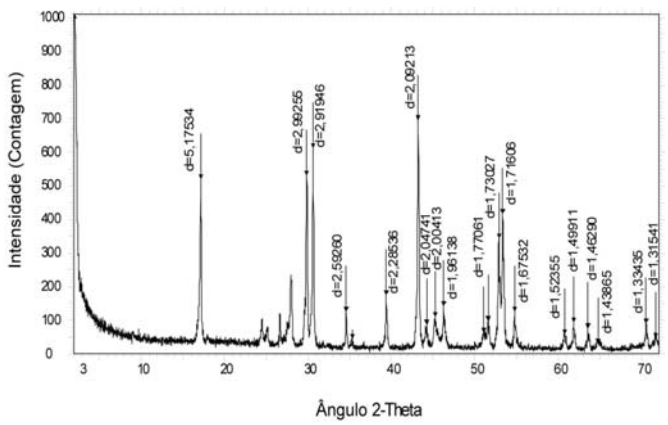


Figura 47 – Difratograma de raios X de gagarinita do albita granito.

Tabela 14 – Fórmula mineral, grupo espacial e parâmetros cristalográficos de gagarinita com diferentes composições.

	Fórmula mineral de gagarinita de diferentes localidades	Σ cátions	Grupo espacial	Parâmetros cristalográficos (Å)	
1	$Na_{0,8}Ca_{0,8}Y_{1,2}F_6$	2,8	P3 (-)	a = 5,9900	c = 3,5300
2	$Na_{1,23}Ca_{0,12}Y_{1,28}ETR_{0,24}F_6$	2,87	P6 (3)/m	a = 5,9855	c = 3,5469
3	$NaCa(Y,ETR)F_6$	3	P6 (3)/m	a = 6,0403	c = 3,5899
4	$Na_{0,6}Ca_{0,95}ETR_{0,32}Y_{0,72}F_{5,41}$	2,9	P6 (3)/m	a = 5,987(1)	c = 3,5413 (7)
5	$Na_{0,19}Ca_{0,48}Y_{0,83}ETR_{0,69}F_{6,27}$	2,19	P6 (3)/m		
6	$Na_{0,24}Ca_{0,58}Y_{1,01}ETR_{0,39}F_{5,81}$	2,22	P6 (3)/m	a = 5,9933 a = 5,9885	c = 3,5417 (YT) c = 3,5248 (FC8)

1)Voronkov *et al.* (1962) *apud* Mincryst; 2) Kabalov et al. (1993) *apud* Mincryst; 3) Kamenetskaya e Kamenetskii (1994) *apud* Mincryst; 4) Hugues e Drexler (1994); 5) Gagarinita inicial; 6) Gagarinita (fase hospedeira após a exsolução).

Discussão

As texturas interpretadas como de exsolução são similares a alguns dos padrões comumente descritos na literatura, como nos casos das exsoluções de hiperstênio em magnetita, de bravoíta em esfalerita, de ilmenita em hematita e de lepidocrocita em hematita (Augustithis 1995). Em silicatos o caso clássico é o da formação das pertitas (Smith 1974). Entretanto, cabe avaliar sucintamente as possibilidades alternativas, pois o caso aqui apresentado possivelmente representa o primeiro descrito em fluoreto, pelo menos na literatura ocidental. A idéia de tratar-se de inclusão mineral, com a cristalização primeiro da "fase exsolvida" e, posteriormente, de gagarinita, não explicaria a orientação dos grãos da "fase exsolvida" e nem o fato de gagarinita ser a única fase hospedeira. Outra possibilidade, a de substituição de um mineral pelo outro, ocorreria principalmente na borda dos grãos de gagarinita e não formaria os cristais subédricos da "fase exsolvida". Registra-se, ainda, que não há evidências desta textura ser de alguma forma ligada ao aporte do fluido responsável pela formação de criolita, a qual é nitidamente posterior à formação da fase exsolvida e não interfere na distribuição homogênea desta, mesmo nos grãos de gagarinita com as bordas corroídas por criolita. Assim, o

único processo que explicaria as texturas encontradas em gagarinita de Pitinga é o de exsolução e este processo ocorreu antes da formação de criolita dos bolsões pegmatóides.

As temperaturas de homogeneização mais altas obtidas em criolita do DCM são da ordem de 370ºC, representando a temperatura mínima de formação da gagarinita hospedeira e da fase exsolvida. A gagarinita inicial teria se formado em temperatura superior à destas duas últimas. No caso da gagarinita inicial ser mineral geneticamente ligado ao DCM, sua formação e o subseqüente processo de exsolução devem ter ocorrido em temperatura pouco acima dos 370ºC. No caso de origem magmática, as temperaturas seriam maiores, mas registra-se que as temperaturas de cristalização do albita granito foram inferiores a 500ºC (Costi 2000).

Segundo Costi (2000), os elevados teores de Fe_2O_3 dos feldspatos e micas tetraferríferas litiníferas indicam que o albita granito cristalizou sob condições de fO_2 relativamente elevada. O processo de columbitização de pirocloro magmático pelo fluido formador do DCM, mesmo na sua porção inferior, também ocorreu em condições parcialmente oxidantes. Portanto, a cristalização da gagarinita inicial ocorreu na presença simultânea dos cátions Eu^{+2} e Eu^{+3}. Por outro lado, considerando que eventuais modificações de parâmetros, como pH e fugacidade de oxigênio do meio externo, não tiveram influência no interior dos cristais de gagarinita quando da exsolução, a razão Eu^{+2}/Eu^{+3} do sistema representado pelas 3 fases minerais em conjunto não foi modificada.

A composição de gagarinita antes da exsolução foi estimada somando-se proporcionalmente as composições das fases hospedeira e hóspede (74,22% e 25,78%, respectivamente). Ela difere bastante de gagarinita descrita por Voronkov *et al.* (1962), que não contém ETR e que é bem mais rica em Na e Ca. Em relação às demais ocorrências de gagarinita, apresenta importante característica comum a todas que é a presença significativa dos cátions Na, Ca, ETR e Y, sendo este último elemento abundante em todas os exemplares descritos. Por seu conteúdo em Ca ser significativamente maior do que o de Na (razão Na/Ca em torno de 0,5), assemelha-se à descrita por Hughes e Drexler (1994), mas distingue-se das demais, nas quais Ca e Na ocorrem em proporções iguais ou este último elemento é bem mais abundante. Por outro lado, destaca-se (a) por ser a mais rica em ETR; (b) por ter o maior somatório de (Y + ETR); (c) por ser a única com razão Y/ETR próxima a 1; e (d) pelo baixo conteúdo de (Na + Ca), que parece contrabalançar o enriquecimento em ETR.

Quanto à distribuição dos ETR, a gagarinita inicial destaca-se por conter simultaneamente conteúdos altos de ETRL e ETRP, contrastando bastante com a gagarinita de Hughes e Drexler (1994), que contém praticamente apenas ETRP. A gagarinita de Stepanov e Severov (1961) tem conteúdos significativos de Nd e Sm, na mesma ordem de grandeza da gagarinita inicial, mas possui concentrações de La e Ce (especialmente este último elemento) bem menores, de modo que seu conteúdo total de ETRL é bem inferior ao da gagarinita inicial.

A composição da gagarinita hospedeira difere da gagarinita inicial apenas pela ausência quase total de ETRL. Esta modificação a torna uma gagarinita de composição bastante similar às demais da literatura (exceto pela gagarinita sem ETR de Voronkov *et al*. 1962), notadamente pelo conteúdo de ETR e razão Y/ETR na mesma ordem de grandeza das demais.

A origem do processo pode ser aventada a partir da comparação entre os padrões de ETR das 3 fases minerais (gagarinita inicial, gagarinita hospedeira e fase exsolvida). A gagarinita inicial apresenta espectro de ETR (Figura 46) bastante plano, com anomalia negativa de européio, semelhantemente ao espectro de ETR do AGN. Embora não se disponha de dados experimentais sobre o comportamento dos ETR em gagarinita, parece possível que, nas condições de formação da gagarinita inicial, este mineral seja um amplificador linear da composição de ETR do fluido a partir do qual se formou, como ocorre com fluorita (Marchand *et al*. 1976).

A figura 46 ilustra a notável repartição dos ETR entre as três fases minerais. O espectro plano da gagarinita inicial contrasta com o fracionamento dos ETRL da gagarinita hospedeira. Nesta, ocorre enriquecimento contínuo de La para Sm, cujos raios iônicos decrescem neste mesmo sentido. Por outro lado, observa-se que este último elemento é o balizador do processo, estando presente em iguais proporções nas 3 fases em questão. Conseqüentemente, acredita-se que um possível abaixamento da temperatura após a formação da gagarinita inicial tenha ocasionado a desestabilização da estrutura cristalina que exsolveu seletivamente os cátions do sítio IX maiores do que Sm. Este processo resultou na formação de uma fase exsolvida enriquecida em ETRL (de La a Nd) e, conseqüentemente, de uma fase hospedeira empobrecida nestes mesmos elementos. Neste processo quantidades mínimas de ETRP foram mobilizadas para a fase exsolvida. Observa-se na figura 46 que Eu não seguiu o comportamento dos demais ETR de raios iônicos menores do que Sm, delineando-se possível anomalia positiva na fase exsolvida e acentuação da anomalia negativa de Eu na gagarinita hospedeira em relação à gagarinita inicial. Este comportamento de Eu distinto dos demais ETR pode estar relacionado à presença simultânea dos cátions Eu^{+2} e Eu^{+3}. Os baixos conteúdos de Eu não permitem aprofundar a discussão do significado das anomalias.

A gagarinita inicial de Pitinga formou-se anteriormente à criolita do DCM. Não foi possível, entretanto, precisar em que estágio exato da evolução do albita granito ela se formou. Pode ser mineral magmático, da fase pegmatóide ou representar mineral precoce já do estágio de formação do DCM. Pela sua distribuição, as duas últimas possibilidades seriam as mais prováveis. Considerando-se que sua característica principal é o alto conteúdo de ETRL, a gagarinita da literatura à qual ela mais se assemelha também ocorre em granitos albitizados, associada em veios de quartzo-microclínio. Em Pitinga, esta paragênese é mais típica da auréola pegmatóide do DCM.

O único fluoreto que tem composição química semelhante à da fase exsolvida é a fluocerita. Assim, o cálculo da fórmula estrutural da fase exsolvida foi efetuado na base do somatório de cátions igual a 1 (Tabela 13). A variação da fórmula estrutural da fase exsolvida assim calculada é:

$$Ce_{0,53-0,66}\ La_{0,09-0,26}\ Nd_{0,08-0,26}\ Sm_{0,01-0,04}\ Eu_{0,01}\ Y_{0-0,03}\ F_{3,3-4,14}$$

Comparativamente a fluocerita da literatura, a composição da fase exsolvida é similar à descrita por Clark (1993) (*apud* Minerology Database) cuja fórmula é $Ce_{0,9}La_{0,1}F_3$. As demais fórmulas definidas para fluocerita distinguem-se bastante. Algumas contêm muito mais La, do que Ce, como LaF_3 (Maximov & Schulz 1985; Zalkin & Templeton 1985, *apud* Mincryst) ou $La_{0,9}Ce_{0,1}F_3$ (Clark 1993, *apud* Minerology Database). Outras contêm quantidade significativa de Gd ou Sr, como $Gd_{0,8}Ca_{0,2}F_{2,8}$ (Ostrochenko *et al.* 1985, *apud* Mincryst) e $La_{0,85}Sr_{0,15}F_{2,85}$ (Radaev *et al.* 1991, *apud* Mincryst), ou não contém La, como CeF_3 (Wyckoff 1964, *apud* Mincryst). Comparando com fluocerita de diferentes procedências descritas por Styles & Young (1983), verifica-se que os conteúdos de ETR da fase exsolvida situam-se dentro dos intervalos mínimo e máximo já quantificados, porém sua composição não é idêntica a nenhum caso. Por outro lado, as composições de fluocerita são todas diferentes entre si.

Do ponto de vista da estrutura do mineral, observa-se que, embora as constantes paramétricas calculadas para gagarinita sejam semelhantes às obtidas por Voronkov *et al.* (1962) e Kabalov *et al.* (1993) (*apud* Mincryst) e Hugues & Drexler (1994), nas análises por DRX não apareceu qualquer pico de fluocerita, o que deveria ocorrer, considerando a existência de cerca de 25% de fase exsolvida na amostra. Conseqüentemente, não se pode aqui definir que a fase exsolvida seja fluocerita, pois não tem a estrutura deste mineral. Por outro lado, há que se considerar que os parâmetros cristalográficos calculados para gagarinita, provavelmente não correspondam exclusivamente a este mineral, pois as posições dos picos de DRX, bem como a largura e meia altura, que são variáveis consideradas pelo programa utilizado para este tipo de cálculo, podem ter sido levemente modificadas por influência da presença da fase exsolvida. Finalmente, a possibilidade da fase exsolvida ter estrutura semelhante à de gagarinita é problemática por serem compostos com razões cátions/F distintas (1/2 para gagarinita e 1/3 para a fase exsolvida). Como as propriedades ópticas descritas não são diagnósticas, a questão permanece em aberto e somente poderá ser definida pelos estudos que serão subseqüentemente realizados.

IX. WAIMIRITA E ATROARITA

Durante o mapeamento do albita granito, foram encontradas em superfície ocorrências de minerais não reconhecidos macroscopicamente, que foram trazidos pela equipe para identificação nos laboratórios da UFRGS. Os estudos por difração de raios X e análises semiquantitativas por EDS em microscópio eletrônico de varredura (Minuzzi *et al.* 2003) conduziram à descoberta de dois novos minerais, sendo propostos os nomes waimirita e atroarita (etimologias referentes à tribo Waimiri Atroari da região de Pitinga).

Waimirita (encontrada por O. Minuzzi) ocorre em vênulas de espessuras centimétricas e comprimento da ordem de 3 m, que cortam o AGN. Macroscopicamente,

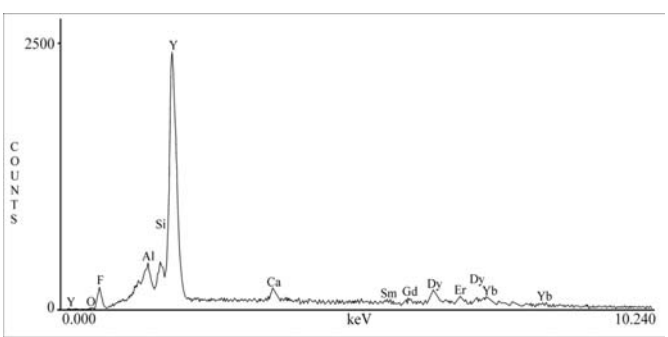


Figura 48 – Espectro de energia dispersada (EDS) de waimirita.

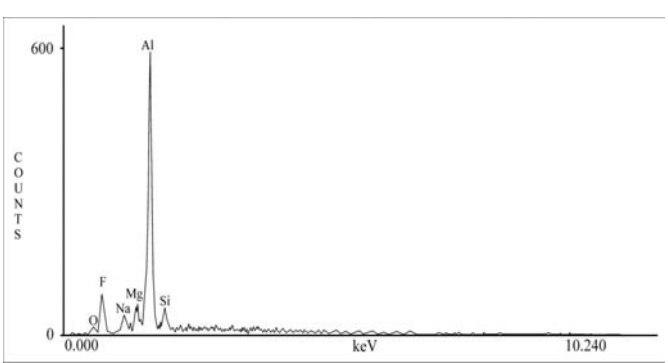


Figura 49 – Espectro de energia dispersada (EDS) de atroarita.

é branca e maciça. Ao MEV (Figura 20G) observam-se cristais (≅1μm) formando agregados arredondados. Análise ao MEV caracteriza o mineral como fluoreto de ítrio, contendo significativas quantidades de ETRP (Figura 48).

A atroarita (encontrada por J. Maximino Ferron) ocorre em vênulas de espessura milimétrica, como cristais octaédricos incolores (Figura 20H) em associação com galena. Análise semiquantitativa (MEV) indica tratar-se de fluoreto no qual o principal cátion é Al (Figura 49). Os trabalhos em andamento permitirão refinar as estruturas e definir as composições químicas e as propriedades físicas destes novos minerais.

X. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Diversas técnicas isotópicas já foram utilizadas em estudos no albita granito, como U-Pb em zircão (Fuck *et al.* 1993), $^{207}Pb/^{206}Pb$ SHRIMP em zircão e $^{40}Ar/^{39}Ar$ em mica (Lenharo 1998), e Sm-Nd (Costi 2000), buscando estabelecer sua idade e obter indicações de fonte, de modo que outros caminhos deveriam ser seguidos para que o projeto trouxesse contribuição nova para a investigação da evolução metalogenética. Em Pitinga ocorre a mineralização de criolita, um caso muito raro e somente estudado em Ivigtut onde, entretanto, não ocorrem Sn e Nb. Por outro lado, estes dois elementos constituem em Pitinga o único caso mundial em que formam depósitos econômicos associados numa mesma rocha peralcalina. Neste sentido, a possibilidade de existirem eventos metalogenéticos superpostos era uma das principais indagações. Outra possibilidade considerada foi a existência de diferentes fontes para os elementos mineralizados no albita granito. Petrologicamente, a fonte do albita granito foi discutida com base em dados isotópicos por Lenharo (*op. cit.*) e por Costi (*op. cit.*), ambos utilizando a sistemática Sm-Nd. Destes trabalhos resultaram 4 hipóteses, nenhuma delas capaz de responder às indagações de cunho metalogenético.

Em conseqüência, o estudo isotópico foi focado nos minerais de minério e incluiu, adicionalmente ao método Sm-Nd, o método Pb-Pb visando especialmente a investigação de fonte. Foram efetuadas separações minerais de criolita e pirocloro e, complementarmente, de gagarinita, galena e feldspato, além de amostras de rocha total. As observações petrográficas de controle então efetuadas não mostraram, nem poderiam fazê-lo, a perda de Pb de pirocloro associada à columbitização e as baixíssimas concentrações de ETR em criolita do DCM. Assim, apenas uma amostra de pirocloro e uma de criolita forneceram dados isotópicos. Embora as análises das demais amostras tenham fornecido informações, os resultados obtidos são considerados preliminares. Paralelamente foi efetuado o estudo de isótopos estáveis, utilizando, também, amostras de separações minerais.

Tabela 15 – Análises isotópicas Sm-Nd.

Amostra	Material	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$*	Erro	$\gamma Nd_{(0)}$	$\gamma Nd_{(t)}$	T_{DM}
PMR-1	AGN	4.7	11.8	0.244138	0.513356	11	14.0	2.8	1586
PMR-3	AGN	9.9	18.7	0.320918	0.514116	14	28.8	-0.5	1529
PMR-5	AGN	42.0	120.4	0.210971	0.513370	11	14.3	11.0	
FC-7A	Crio DCM	1.5	3.2	0.287988	0.514454	51	35.4	13.9	2846
FC-8	Gagarinita	6647.7	1861.2	0.215946	0.517621	11	97.2	-368.0	358
FC-17	Gagarinita	10.3	5570.6	0.211123	0.516054	12	66.6	113.3	-2051

Média de ± 100 razões isotópicas, 1,0 V de intensidade iônica para o ^{146}Nd e multicoleção com ^{146}Nd no coletor axial. (*) normalização para o $^{146}Nd/^{144}Nd$= 0,7219 e ajustado para o bias usando o Nd SPEX, com valor sugerido de $^{143}Nd/^{144}Nd$= 0,511110 e calibrado contra o Nd La Jolla usando valor de $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,511856. Erro em ppm $\gamma Nd_{(t)}$ calculados a 1830 Ma. Spike misto RS-1A. Branco Nd<150 pg, Sm<250 pg. (AGN) albita granito de núcleo; (Crio DCM) criolita do depósito criolítico maciço.

Tabela 16 – Análises isotópicas Pb-Pb.

Amostra	Material	$^{206}Pb/^{204}Pb$	Erro (%)	$^{207}Pb/^{204}Pb$	Erro (%)	$^{208}Pb/^{204}Pb$	Erro (%)	nº análise
PMR-1	AGN	32.851300	0.0090	17.301855	0,0089	40.282266	0.009	48-47-47/50
PMR-3	AGN	27.882857	0.0132	16.788361	0.0129	43.282651	0.014	47-46-46/50
PMR-5	AGN	18.055572	0.0185	15.718081	0.0192	36.988442	0.019	29-29-29/30
PMR-15	galena	17.043992	0.0066	15.5971521	0.0066	36.557982	0.007	48-48-48/50
FC20-2D	feldsp. alc.	23.473790	0.0090	16.238232	0.0089	40.541164	0.009	47-48-48/50
PTG-PIR	pirocloro	24.149402	0.0084	16.328451	0.0084	41.227194	0.009	47-48-49/50
PMR-6A	galena	15.899379	0.0411	15.522252	0.0411	35.724307	0.051	47-48-49/50
PMR-14	galena	15.913850	0.0240	15.550841	0.0308	35.845515	0.042	47-46-46/50

Média de ± 50 razões isotópicas, 0,5 V de intensidade iônica para ^{206}Pb e multicoleção com 206 no coletor axial. SE (%) = standart error percentual ($1\square_m$). Ajuste de 0,1% por unidade de massa atômica. Correção do NBS 981 de 1,001% para cada diferença de massa. (AGN) albita granito de núcleo.

Isótopos radiogênicos

Os resultados obtidos pelo sistema Sm-Nd constam na tabela 15. As relações isotópicas entre Sm e Nd de algumas amostras estão muito alteradas e não permitem definição de idades e de µNd. Isso não é necessariamente um problema, mas indicação de ocorrência de processos fortes de remobilização durante a formação do albita granito e mineralizações. As idades T_{DM} para rocha total indicam valores de 1586 Ma e 1529 Ma para as duas amostras que apresentaram resultados coerentes. Nessas amostras os valores de µNd são de 2,8 e –0,5 calculados para idade U-Pb de 1830 Ma do granito. Os valores de µNd são compatíveis com sistemas gerados no manto, com participação subordinada de crosta continental.

Os resultados das análises isotópicas Pb-Pb constam na tabela 16. A idade do sistema mineralizado foi estabelecida, utilizando dois conjuntos de amostras, obtendo-se resultados similares. Para o primeiro conjunto (Figura 50), representado por rocha total, separados de feldspato, pirocloro e galena, obteve-se idade de 1686 Ma +110/-170 Ma. Para o segundo conjunto, que considera apenas amostras de galena e feldspato, obteve-se regressão com idade de 1550 Ma +31/-110 Ma. O sistema isotópico Pb-Pb indica que há mistura de fontes para a geração dos minerais e rocha analisados. As indicações para razões $^{208}Pb/^{204}Pb$ (Tabela 16) são de fonte profunda relacionada a crosta inferior/manto e de fonte rasa. As indicações para razões $^{207}Pb/^{204}Pb$ são de crosta superior para 4 amostras e de crosta inferior/manto para 3 amostras.

Isótopos estáveis

Os resultados das análises de $\delta^{18}O$‰ nos minerais distribuem-se da seguinte forma: feldspato alcalino (6,5; 6,6; 7,3; 7,6 e 7,9); quartzo (8,0; 8,2 e 8,5); albita (6,6 e 7,9). Os valores indicam origem mantélica com contaminação crustal. As duas amostras de galena analisadas forneceram valores de $\delta^{34}S$‰ $_{(CDT)}$ de 0,2 e 1,1, indicando enxofre de origem mantélica.

A análise simultânea de $\delta^{18}O$ e δD num mesmo mineral permite investigar a origem da água presente no magma formador de albita granito. Para tal finalidade foram utilizadas amostras de mica da auréola pegmatóide, pois sua formação ocorreu a partir de fluido residual enriquecido em H_2O e ela foi anterior à formação do DCM, que já teria envolvido a participação de fluidos meteóricos. No cálculo da composição isotópica da água em equilíbrio com a mica, utilizou-se os dados de $\delta^{18}O$ e δD da mica e as equações de O'Neil & Taylor (1967) e Suzuoki & Epstein (1976) para temperatura de 450ºC. Em cálculo semelhante efetuado em mica do depósito de Clímax

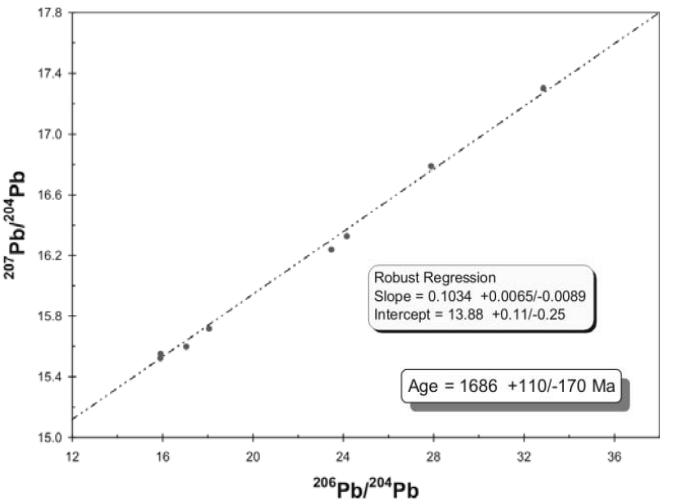


Figura 50 – Diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ em rocha total, galena, feldspato e pirocloro.

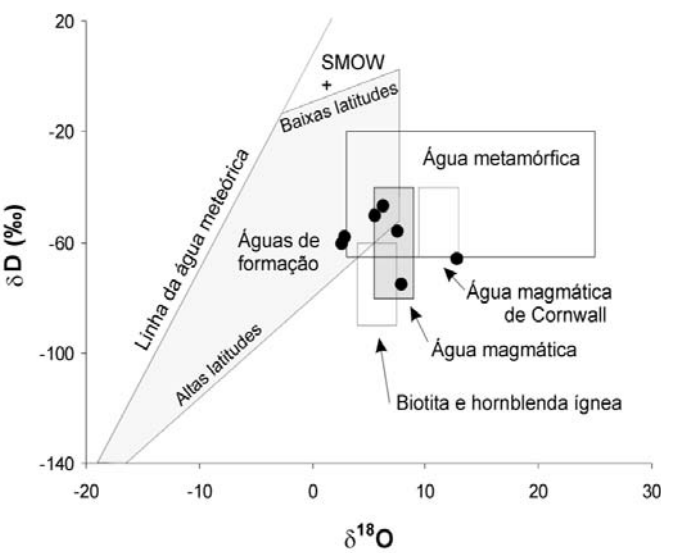


Figura 51 – Composição isotópica da água calculada a partir de mica da auréola pegmatóide, plotada no diagrama $\delta^{18}O$ vs δD (Rollinson 1993).

(Rollinson 1993) foi considerada temperatura de 500ºC, que foi aqui reduzida em função do rebaixamento na temperatura de cristalização do sistema albita granito pela sua riqueza em F. Os resultados (Figura 51) mostram a predominância de água primária magmática (4 amostras). Duas amostras apresentam composição isotópica de água de formação, o que pode estar relacionado à assimilação de água da encaixante no nível da intrusão, mas a composição isotópica também é compatível com a de água metamórfica. Uma amostra tem a composição da água magmática de Cornwall, que é relacionada a granito de fusão intracrustal (Shepard 1977 *in* Rollinson 1993), mas sua composição também seria compatível com a de água metamórfica.

Discussão

As datações isotópicas ($^{207}Pb/^{206}Pb$ em zircão) efetuadas por Costi (2000) no granito Madeira forneceram idades coerentes, decrescendo de 1.824 ± 2 Ma (fácies anfibólio-biotita sienogranito), para 1822 ± 2 Ma (fácies biotita granito), até 1.818 ± 2 Ma (fácies granito *hipersolvus*). O albita granito não foi datado por falta de zircão de boa qualidade mas, a partir de dados geológicos e petrológicos, o autor considerou que este tem a mesma idade do granito *hipersolvus*. Os demais dados da literatura também evidenciam a dificuldade de datação do albita granito. A idade 1.834 ± 6 Ma (U-Pb em zircão, Fuck *et al*. 1993) é mais antiga do que a fácies mais precoce do granito Madeira. Lenharo (1998) obteve idades bem mais jovens: 1.794 ± 19 Ma ($^{207}Pb/^{206}Pb$ em zircão por SHRIMP) e 1.782,2 ± 4,6 Ma ($^{40}Ar/^{39}Ar$ em mica). Esta última representaria a idade do resfriamento abaixo de 300ºC e confirmaria para o albita granito idade de cerca de 20 Ma mais jovem do que as demais fácies do granito Madeira, o que corroboraria a possibilidade do albita granito ter origem desvinculada das demais fácies do granito Madeira, conforme alternativas sugeridas por Lenharo (*op. cit.*) e Costi (*op. cit.*).

No presente trabalho obteve-se idades ainda mais mais jovens. Entretanto, idades Sm-Nd nesta rocha extremamente rica em F são problemáticas. Os valores de μNd encontrados, quando agrupados com os de Costi (2000), mostram que a perturbação do sistema isotópico Sm-Nd durante a evolução magmática pode ter sido ainda mais efetiva do que a diagnosticada por aquele autor, pois o comportamento extremamente anômalo dos isótopos de Nd, por ele encontrado em amostra da AGN com textura fluidal (representativa dos fluidos mais evoluídos), foi aqui observado em uma das amostras do AGN com textura porfirítica. O erro encontrado na tentativa de datação pelo método $^{207}Pb/^{206}Pb$ é bastante grande. Dentro do erro, a idade obtida é compatível com aquelas das demais fácies do granito Madeira ou correlacionável com a Suíte Intrusiva Abonari. Por outro lado, caso a idade mais jovem venha a ser comprovada em estudos subseqüentes, ela não poderá ser interpretada como relacionada a evento (metalogenético) mais jovem, afetando de forma muito intensa uma rocha mais antiga, pois os dados geológicos e geoquímicos mostram a relação direta e a evolução praticamente contínua entre o albita granito e suas mineralizações. Esta idade implicaria correlacionar o albita granito à Suíte Intrusiva Abonari mas, ressalta-se, os dados obtidos não são suficientemente consistentes para sustentar esta hipótese que deve continuar a ser investigada.

Os indicadores $^{208}Pb/^{204}Pb$ e $^{207}Pb/^{204}Pb$ sugerem a participação de fontes mantélica, de crosta profunda e de crosta rasa. São corroborados pelos dados de isótopos estáveis. Do ponto de vista metalogenético, o resultado responde a questão levantada por Costi (2000) ao considerar que uma fonte máfica, com curto tempo de residência crustal, ou uma fonte mantélica não poderiam explicar os altos teores de Sn do albita granito, nem o comportamento anômalo de alguns de seus elementos-traço, quando comparado ao de outras rochas peralcalinas. São dois os corpos mineralizados em Sn, os granitos Madeira e Água Boa, mas apenas um deles é mineralizado em Nb, justamente o que tem a mineralização de criolita. Parece razoável supor, portanto, que F e Nb estejam associados a uma mesma fonte, distinta da fonte de Sn. Este elemento estaria relacionado a fonte crustal. F e Nb poderiam estar relacionados a fonte mantélica.

XI. SÍNTESE DOS DADOS E INTERPRETAÇÕES: COMPARAÇÕES COM IVIGTUT E MODELO GENÉTICO PARA PITINGA

O depósito de Ivigtut é a única referência para comparação com a jazida de criolita de Pitinga. O granito Ivigtut (1330 ± 40 Ma, cf. Goodenough *et al*. 2000) tem 300m de diâmetro em sua parte apical (Figura 52). É constituído por fácies de topo (granito *hipersolvus* porfirítico) que passa em profundidade para o *deep* granite (leucogranito a dois feldspatos). O depósito criolítico é

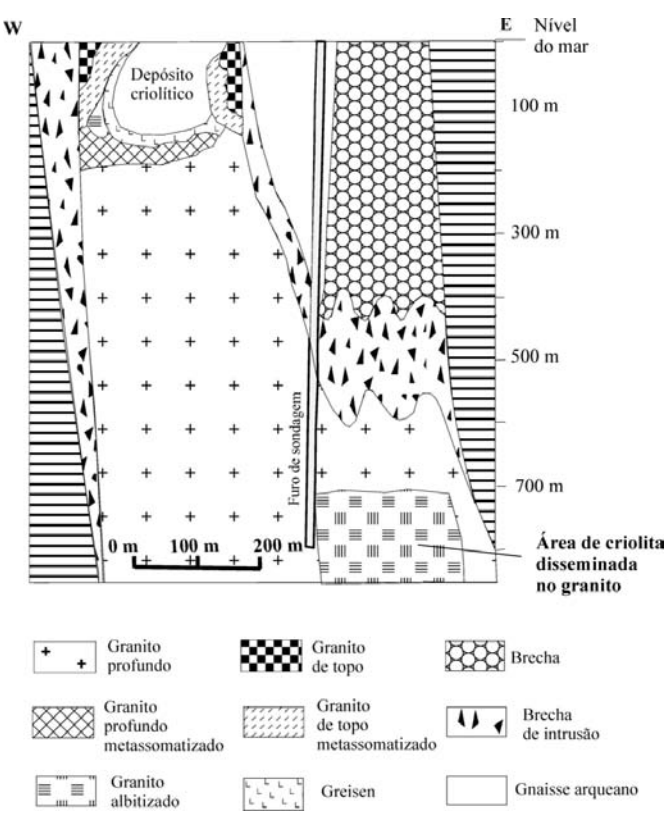


Figura 52 – Perfil do stock *granítico de Ivigtut e do depósito criolítico segundo Goodenough* et al. *(2000).*

circundado por rochas metassomatizadas: greisens, granito de topo metassomatizado, granito de topo albitizado e *deep granite* metassomatizado. O depósito criolítico (Figura 53) é dividido em cinco unidades: siderita-criolita, criolita, fluorita-criolita e fluorita-topázio e siderita-quartzo. Pequenas quantidades de sulfetos de Pb e Zn foram os únicos coprodutos da exploração de criolita. Mineralização subeconômica de criolita disseminada, com albitização associada, ocorre no *deep* granite na profundidade de 700m (Karup-Moller & Pauly 1979; Bailey 1980; Bondam 1991).

O modelo genético magmático desenvolvido por Pauly e colaboradores baseia-se na refusão de parte do granito muito rica em F, originando corpo de proto-minério, que evoluiu segregando-se nas 5 diferentes unidades, o que ocorreu, em parte, devido a uma série de abatimentos. O modelo metassomático (Blaxland 1976; Goodenough *et al.* 2000) baseia-se em estudos isotópicos e de ETR realizados nas rochas encaixantes do depósito. O modelo descarta qualquer tipo de vínculo entre o granito encaixante e o fluido mineralizador. Este seria um fluido carbonatítico, rico em F, originado no manto, praticamente sem contaminação crustal, que, por suas baixas densidade e viscosidade, atravessou rapidamente o corpo granítico até seu trapeamento na parte superior da intrusão.

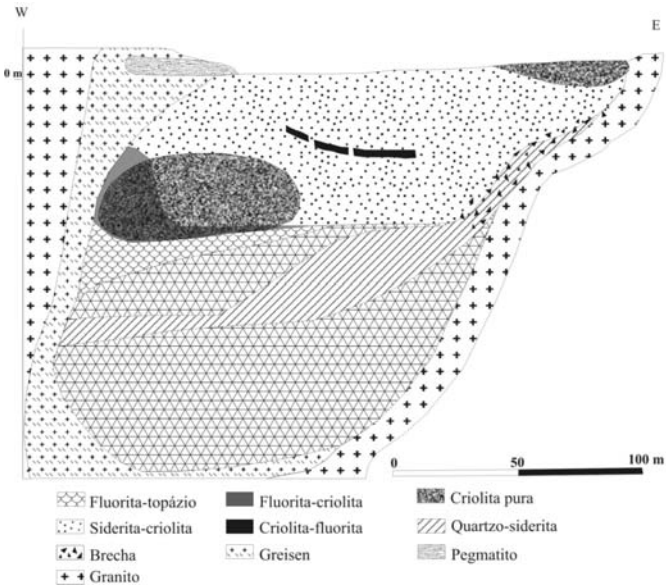


Figura 53 – Perfil do depósito criolítico de Ivigtut segundo Pauly & Bailey (1999).

Geologia do depósito de criolita

Evidências texturais no albita granito mostram que parte da mineralização de criolita disseminada é magmática. Nesta rocha, com textura magmática e composição química e mineralógica de pegmatito, a alta concentração de F permitiu, além da formação precoce de criolita, a superposição de processos tardi a pós-magmáticos aos quais se relacionam a formação da maior parte do minério de criolita (criolita disseminada hidrotermal e, principalmente, criolita do DCM).

A influência do flúor na cristalização de sistemas graníticos tem sido avaliada por meio de muitos trabalhos experimentais. Estudos pioneiros (Tuttle & Bowen 1958; Wyllie & Tuttle 1961; Kovalenko 1977) evidenciaram o forte decréscimo na temperatura do *liquidus* e do *solidus* pela ação do flúor. Trabalhos mais recentes (Manning 1981; Pichavant & Manning 1984; Weidner & Martin 1987; Pichavant *et al*. 1987; London 1989; Xiong *et al*. 1999) confirmaram este comportamento, bem como o fato de que os leucogranitos enriquecidos em F e Li também são afetados por processos tardi a pós-magmáticos, podendo representar o produto final da diferenciação magmática de granitos contendo alto flúor. Na literatura internacional, entretanto, criolita disseminada tem sido atribuída unicamente a fluidos residuais, não a ambiente magmático. Em Ivigtut (Blaxland 1976), embora de modo menos significativo do que em Pitinga, também ocorre fase de criolita intersticial considerada produto de estágio residual do fluido que circulou livremente através dos interstícios do granito amplamente solidificado. Também nos granitos alcalinos anorogênicos nigerianos portadores de criolita intersticial, esta é considerada produto da recristalização extensiva de fluidos hidrotermais pervasivos, ricos em flúor e pertencentes ao estágio tardio (Bowden & Kinnaird 1984). O albita granito representa, portanto, um caso excepcional.

O albita granito intrudiu as demais fácies do corpo, formando domo. A intrusão foi possivelmente controlada por estrutura rúptil de direção N-S. A forma dômica implica na existência em profundidade de volume de albita granito maior do que o considerado no modelo de intrusão lateral, em forma de folha. A forma dômica permite compreender melhor as grandes concentrações de F, Nb e Sn na parte apical do corpo, formando o minério magmático, além da presença de quantidades maiores de fluidos residuais que puderam ascender para formar o DCM.

A forma do DCM assemelha-se a um cogumelo lenticular, instalado ao longo do eixo central vertical do AGN em pelo menos 3 níveis. Processos previamente ocorridos na zona do DCM (albitização e formação da auréola pegmatóide) atestam que esta zona foi, desde a consolidação do albita granito, caminho preferencial para a circulação de fluidos, o que poderia estar relacionado a reativação da estrutura referida. As modificações na paragênese do albita granito ligadas a estes processos criaram locais preferenciais para formação do DCM.

A relação de contato entre os corpos de criolita e a encaixante é tipicamente reativa, sugerindo a dissolução do AGN e conseqüente preenchimento das cavidades pela massa criolítica. Sugere também que as condições de P e T foram bastante distintas entre a formação da encaixante e a formação do DCM. Neste contexto, a formação do DCM dificilmente poderia ser atribuída aos estágios magmático (Lenharo 1998) ou pegmatítico (Costi 2000), pois, nestes estágios, fluidos ricos em F teriam viscosidade muito baixa, não havendo motivo para se concentrarem apenas no eixo central vertical do AGN. Pelas relações texturais, o preenchimento das cavidades iniciou-se por criolita nucleada, seguida pela caramelo e, finalmente, pela criolita branca, refletindo empobrecimento gradual da solução mineralizante.

Em Ivigtut a associação espacial do depósito de criolita com um domo granítico é ainda mais estreita do que em Pitinga. Neste sentido, seria razoável supor para Ivigtut modelo em que fluidos ascendentes originados do próprio corpo granítico fossem responsáveis pela formação do depósito. Entretanto, a hipótese de fluidos ascendentes só é contemplada no modelo metassomático e, neste, os autores desvinculam totalmente as origens do depósito e da rocha encaixante. Em nosso entender, os autores teriam forte argumento adicional, geológico, que não foi utilizado: o fato das composições química e mineralógica do depósito serem muito contrastantes com a encaixante. Em Pitinga os corpos de criolita maciça não representam corpo exótico no albita granito, seja pela localização, forma ou paragênese. Um modelo metassomático como o de Ivigtut é inaplicável em Pitinga. Em suma, os dados geológicos apontam para o DCM modelo hidrotermal, envolvendo fluidos residuais do próprio AGN.

Geoquímica de ETR e Y

Os dados de ETR e Y revelam assinatura geoquímica que correlaciona intimamente, em termos evolutivos e metalogenéticos, a mineralização criolítica ao albita granito. Este, em relação às demais fácies do granito Madeira, tem conteúdos de ETR caracterizados por menor fracionamento dos ETRL, enriquecimento relativo em ETRP e anomalia negativa de európio mais acentuada. São características similares àquelas das fácies albitizadas do granito Ivigtut, mas não permitem definir para o albita granito e, conseqüentemente, para a mineralização de criolita, modelo genético magmático ou metassomático. Por outro lado, o estudo dos ETR em separações minerais demonstrou a formação de criolita (e fluorita) ao longo de estágios sucessivos, desde o magmático até o hidrotermal mais tardio. No estágio magmático formaram-se criolita disseminada no AGN e fluorita disseminada no AGB. A fluorita apresenta razões ETR/Y e ETRL/ETRP pouco superiores a 1, semelhantemente ao albita granito, e tem alta concentração de Y (~1.200ppm), compatível com as ocorrências em pegmatitos graníticos. A criolita tem razões ETR/Y e ETRL/ETRP menores do que fluorita atribuídas a diferenças cristaloquímicas. A criolita disseminada hidrotermal apresenta enriquecimento relativo em ETRL e empobrecimento em Y e a anomalia negativa de Eu tem a mesma intensidade da criolita magmática, indicando condições de oxi-redução semelhantes. Subseqüentemente, ocoreu a formação do DCM, em que as 3 gerações de criolita têm anomalia negativa de Eu menos acentuada (ambiente de formação mais oxidante), menores concentrações Y e ETR e apresentam enriquecimento relativo em ETRL da criolita nucleada para a branca. Estas características são atribuídas a abertura do sistema, provavelmente relacionada a reativação de fraturas, permitindo a instalação de sistema hidrotermal, o aporte de soluções meteóricas e a conseqüente diluição progressiva do fluido mineralizante. O contínuo enriquecimento relativo em ETRL, desde a criolita magmática até a criolita branca, é associado ao empobrecimento do fluido em ETRP (e Y), pela incorporação preferencial destes cátions em criolita. Não existem dados de ETR em criolita de Ivigtut.

Inclusões fluidas

Na criolita do DCM as TH variam, em geral, entre 100ºC e 300ºC, têm forte tendência vertical na Zona Criolítica Zero (a mais próxima à superfície), correspondendo a resfriamento de 400ºC a 100ºC e não a efeito de estrangulamento. As variações refletem alterações nas condições físico-químicas do fluido e não processos posteriores. Dois grupos de salinidade estão presentes, um em torno de 5% peso eq. NaCl (criolita não maclada e recristalização em criolita maclada) e outro acima de 10% peso eq. NaCl (criolita maclada). Os resultados em criolita são corroborados pelos resultados obtidos em quartzo e fluorita do DCM e nos minerais hidrotermais estudados na encaixante, nos quais os dois grupos de salinidade também são observados.

Em Ivigtut (Pauly & Bailey 1999) ocorrem IF relacionadas a fluidos hidrotermais, com TH e TF semelhantes às encontradas em Pitinga. Entretanto, elas têm caráter nitidamente secundário e são associadas à forte deformação do depósito. As IF relacionadas ao fluido formador do depósito têm TH mais altas (até 555ºC) e são portadoras de CO_2. Não obstante a preservação das IF primárias, a gênese do depósito permanece controversa.

A associação de IF, com ampla variação de salinidade e TH, e com muito pouco ou nenhum CO_2, encontrada

em criolita de Pitinga é característica de eventos pós-magmáticos. A inexistência de inclusões magmáticas ou de TH mais altas, atribuíveis a ambiente magmático, em outros minerais do DCM, como quartzo e fluorita, permite afirmar que a formação do depósito ocorreu em ambiente hidrotermal. A ausência de CO_2 nas IF pode ser explicada, no modelo de Lenharo *et al.* (2003), pela cristalização da rocha ao longo de 3 fases, associada ao fato de CO_2 ter solubilidade muito menor do que a da H_2O. Como CO_2 exsolveria antes, em estágios primitivos de solidificação do magma em profundidades maiores (Lowerstern 2001; Robb 2005), não é de se esperar sua presença nas fases fluidas formadas mais tardiamente, após descompressão em níveis crustais mais rasos. Neste caso, não seria necessária qualquer correção de pressão nos nossos dados microtermométricos, assim como não teria ocorrido *boiling*. Em suma, os dados de IF indicam que fluidos hidrotermais salinos residuais do albita granito, previamente desprovidos de CO_2, ascendentes das partes inferiores do corpo, formaram o DCM e enriqueceram o minério disseminado (formação de criolita disseminada hidrotermal). Ao longo do processo, o sistema hidrotermal passou a ter caráter convectivo, incorporando fluidos meteóricos re-aquecidos em profundidade, implicando diluições parciais do fluido mineralizador.

Pirocloro e columbita, zonação do depósito polimetálico

A mineralização de Nb e Ta do albita granito teve evolução mais complexa do que o anteriormente suposto. Iniciou-se em ambiente magmático, com a formação de uma variedade rara, U-Pb-pirocloro, rico em Sn, outro aspecto composicional incomum, mas coerente com a presença de cassiterita magmática. Pirocloro primário foi afetado por columbitização, ocorrendo perda de Pb e enriquecimento em U e Nb, formando uma série passando por Pb-U-pirocloro, U-pirocloro, até a formação de columbita com altas concentrações de Sn e U (herdadas de pirocloro) e de Fe^{3+}, e com variação na razão FeO/Fe_2O_3 espacialmente relacionada ao DCM. Nas variedades de pirocloro, paralelamente ao empobrecimento em Pb, ocorreu enriquecimento em Ca, F, Ce e Sn e empobrecimento em Fe. Na subfácies de transição entre AGN e AGB ocorre inversão nesta evolução relacionada à diminuição da atividade de flúor no fluido responsável pela columbitização. Os dados caracterizam, portanto, a existência de zonação mineral no albita granito relacionada a aporte de fluidos a partir da zona do DCM. Possivelmente, a zonação é ainda mais complexa, devendo incluir a formação de minerais de U (utilizando o excesso deste elemento não incorporado em columbita) e de parte da galena.

Em Ivigtut não existe mineralização de Nb e Ta. Observa-se que as 5 unidades constituintes do depósito são dispostas verticalmente (Figura 52). Parte desta disposição foi relacionada a abatimentos que afetaram o corpo de protominério. As estruturas dos depósitos de Ivigtut e Pitinga são, portanto, totalmente distintas. Neste último a zonação até então reconhecida corresponde à subdivisão do albita granito em AGN e AGB que, segundo Costi (2000), é relacionada ao autometassomatismo do primeiro por fuidos residuais, com forte oxidação associada. É possível que parte das diferenças nas paragêneses do AGN e AGB se devem ao fluido formador do DCM e aos gradientes geoquímicos, como a diminuição gradual da atividade de F (e outros elementos), adquiridos pela formação do DCM e de minerais hidrotermais disseminados no AGN, implicando em composição já bastante modificada quando de seu aporte na borda do albita granito.

Y-GAGARINITA

Antes da exsolução, o sistema mineral formava uma solução sólida na qual as principais substituições eram regidas pela equação $\square + 2ETR^{3+} \Leftrightarrow Na^{+} + Ca^{2+} + Y^{3+}$. Formou-se, assim, Y-gagarinita inicial excepcionalmente rica em ETRL, cátions relativamente grandes, cuja presença foi compensada por vacâncias no sítio de coordenação VI. Este mineral apresentava razões ETRL/ETRP e Y/ETR muito próximas daquelas do ambiente magmático, sugerindo que, a temperaturas mais altas, ele se comporta como amplificador linear da composição de ETR do fluido, semelhantemente à fluorita. A diminuição da temperatura desestabilizou a estrutura da Y-gagarinita inicial que exsolveu os cátions de ETR de raio iônico maior do que o do Sm. A gagarinita hospedeira preservou praticamente todos os conteúdos de Y, ETRP (com exceção do Sm que se repartiu entre ela e a fase exsolvida) e Na (e Ca), constituindo estrutura estável, menos afetada por vacâncias e com balanço de cargas mais equilibrado. A fase exsolvida é um fluoreto com razão cátions/flúor=1/3, essencialmente constituído por Ce e La, correspondendo a composição de fluocerita. Sua estrutura não pôde ser determinada: picos de fluocerita não foram identificados e estrutura semelhante à de gagarinita (razão cátions/flúor= 1/2) parece pouco provável.

Entre os minerais que tiveram suas composições estudadas em detalhe no presente trabalho, Y-gagarinita é o único que teria sido formado na fase pegmatítica da evolução do albita granito, representada na zona do DCM pela auréola pegmatóide. A ausência de fluorita nesta zona pode ser devida ao fato de Y-gagarinita (que em Pitinga apresenta relação Na/Ca das mais baixas da literatura) ter incorporado as pequenas quantidades de Ca disponíveis.

Geoquímica isotópica

Os sistemas isotópicos Sm-Nd e ^{208}Pb-Pb^{207} foram utilizados como tentativa de estabelecer idade e fontes do sistema albita granito-mineralização. Os resultados do primeiro sistema indicam fortes evidências de remobilização, com relações isotópicas entre Sm e Nd fortemente alteradas. Nas amostras de rocha total que apresentaram resultados coerentes, obteve-se idades T_{DM} de 1.586 Ma e 1.529 Ma e valores de µNd(t) de 2,8 e –0,5, compatíveis com sistemas gerados no manto, com participação subordinada de crosta continental. O sistema isotópico ^{208}Pb-^{207}Pb forneceu idade de 1686 Ma +110/-170 Ma. Dentro do erro, a idade obtida pode ser equivalente àquelas das demais fácies do granito Madeira ou ser correlacionável à da Suíte Intrusiva Abonari. Considera-se aqui que esta última possibilidade só pode ser assumida se vier a ser comprovada por estudos adicionais. O sistema isotópico $^{208}Pb/^{207}Pb$ indicou o envolvimento de fontes mantélica, crustal profunda e crustal rasa. A distribuição das mineralizações nos corpos Madeira (F, Nb e Sn) e Água Boa (Sn), associada à identificação de diferentes fontes, permite supor que F e Nb se relacionam a uma mesma fonte, possivelmente mantélica, enquanto Sn se relaciona a uma fonte crustal.

Em Ivigtut, estudos de isótopos radiogênicos foram realizados apenas nas encaixantes, comparando amostras afetadas pela mineralização com amostras inalteradas, além de outras rochas da área. Para Goodenough *et al*. (2000), os valores de µNd, entre –3,6 e –2,9, do granito Ivigtut inalterado indicam que é produto de fonte mantélica com mistura de material crustal fundido. Blaxland (1976), com base em dados do sistema Rb-Sr, propôs que o depósito criolítico foi formado quando as fusões residuais peralcalinas do granito em resfriamento foram misturadas com fluidos hidrotermais ricos em F, ascendentes, que penetraram no granito. Goodenough *et al*. (*op. cit.*) observaram heterogeneidade nos valores de µNd (–3,0 a +0,7) no granito alterado, atribuída ao processo de metassomatismo, e concluiram ser este ligado a fluidos primitivos, derivados do manto, com valores positivos altos de µNd, que atravessaram a crosta rapidamente, sem serem contaminados. Os fluidos eram ricos em F e CO_2 (o que explicaria os importantes conteúdos de carbonato no depósito) e derivados da mesma fonte dos carbonatitos e lamprófiros existentes na região, como indicam os estudos de isótopos estáveis (C e O) nestas rochas e em siderita do depósito.

A hipótese de fluidos externos ricos em F terem se misturado a fluidos residuais de granito em processo de consolidação não pode ser aplicada em Pitinga, onde o albita granito é portador de criolita magmática e sua paragênese apresenta inversões que demonstram excepcional riqueza neste elemento desde o ambiente magmático. Além disso, seriam esperados na encaixante (demais fácies do granito Madeira) importantes efeitos metassomáticos que, comparativamente a Ivigtut, são praticamente inexistentes em Pitinga. Por outro lado, no caso de Pitinga, a mistura poderia ter ocorrido a grande profundidade, no nível da fonte crustal, onde o fluido mantélico portador de F (e Nb) se incorporaria ao magma crustal portador do Sn. A associação F e Nb sugere que o fluido seria mantélico. No caso de Pitinga, tendo a mistura ocorrido a grande profundidade, o CO_2 poderia ser perdido durante a ascensão do magma (vide estudo de inclusões fluidas), o que explicaria a pobreza em carbonato, enquanto o Nb permaneceria no magma enriquecido em F.

XII. IMPLICAÇÕES PARA A PROSPECÇÃO

Em Pitinga, independentemente do modelo petrogenético adotado para explicar a formação do magma e a riqueza deste em F, existe o consenso de que o albita granito já era enriquecido em F em profundidade. Portanto, corpos de albita granito semelhantes ao da serra do Madeira, e relacionados à ascensão deste, podem existir sub-aflorantes nas proximidades da serra, em domínios do Grupo Iricoumé, assim como outras câmaras magmáticas de igual evolução podem ter propiciado a formação de corpos de albita granito em áreas mais distantes.

O primeiro critério a ser considerado na prospecção de criolita é, evidentemente, a associação com corpos de albita granito, cuja prospecção, por sua vez, tem entre seus critérios a associação com as demais rochas da Suíte Intrusiva Madeira. Os critérios de prospecção destes corpos graníticos serão enfocados pela equipe do Alvo Estanho. Por outro lado, o modelo genético constatado para o DCM abre a possibilidade de existirem, em rochas do Grupo Iricoumé ou em granitos Mapuera, depósitos hidrotermais de criolita relacionados a corpo de albita granito subjacente. Os critérios a serem considerados na prospecção de depósitos deste tipo são:

1. em escala regional, o depósito estaria possivelmente associado a lineamentos de direção NE-SW (orientação preferencial de corpos Madeira);
2. na escala de depósito, a mineralização estaria possivelmente associada a estruturas rúpteis de direção N-S (orientação do albita granito); estas possivelvente poderiam ser identificadas como morfo-estruturas em imagens LANDSAT;
3. as estruturas N-S teriam forte alteração hidrotermal associada, possivelmente identificável, mais especialmente em granito Mapuera, por tratamento de dados orbitais com o apoio integrado de dados de espectrorradiometria;

4. sítios de intersecção de lineamento NE-SW com estruturas menores N-S seriam locais favoráveis à formação do depósito;
5. depósito em granito Mapuera poderia ser associado a brechas de falha, ser constituído por *stockworks* ou ter morfologia filoneana;
6. depósitos associados a rochas do Grupo Iricoumé poderiam ter forte caráter *stratabound*;
7. A depósito de grande porte poderia estar associada anomalia gravimétrica (existente em Ivigtut, mas ainda não testada em Pitinga);
8. depósitos aflorantes corresponderiam a áreas de relevo rebaixado;
9. anomalias geoquímicas de F seriam encontradas nos cursos d'água que drenam o depósito;
10. aluviões associados apresentariam concentrações anômalas de zircão;
11. as rochas encaixantes afetadas pela mineralização poderiam ter seus padrões de ETR modificados, adquirindo formas mais planas e enriquecimento relativo em ETRP e apresentarem concentrações anômalas em F, Zr e Rb;
12. amostras de solo apresentariam anomalias destes mesmos elementos.

O potencial prospectivo do distrito mineiro de Pitinga não se resume aos corpos da Suíte Madeira. O conhecimento geológico acumulado ao longo das últimas três décadas, notadamente pela CPRM, UFPA e por geólogos da Mineração Taboca, mostra a presença de sucessivas manifestações magmáticas que conferem grande potencial ao distrito.

O projeto contribuiu para o conhecimento da geologia do Grupo Iricoumé e da Suíte Madeira. O volume expressivo de rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas e os corpos graníticos epizonais associados são compatíveis com um complexo de caldeiras no primeiro. A geração do Grupo Iricoumé impôs à área anomalias geotermais que provavelmente persistiram durante muito tempo e que devem ter potencializado fenômenos de natureza hidrotermal, cujas conseqüências do ponto de vista prospectivo não foram ainda estudadas. Esse ambientes são em geral vinculados a zonas extensionais com afinamento crustal progressivo acompanhado de maior participação de calor e magmas mantélicos. O contexto permite explicar a origem do magmatismo do tipo A que gerou rochas metaluminosas a peraluminosas, que foram sucedidos por litotipos peralcalinos, como o granito Europa.

Os estudos regionais levaram à identificação de um novo prospecto, o granito Alto Pitinga. A rocha granítica apresenta padrão de ETR plano, com enriquecimento relativo em ETRP. Apresenta também anomalia de Ta e uma importante anomalia de Rb. Análises hidrogeoquímicas apresentaram anomalia de F proveniente deste corpo que se enquadra, portanto, em diversos dos critérios prospectivos acima listados. Adicionalmente, o projeto identificou anomalias de F e metais em rochas vulcânicas adjacentes aos granitos Bom Futuro Norte e Madeira. As investigações efetuadas nas áreas anômalas em Ta e Nb no granito Europa permitiram relacionálas a variações de fácies da rocha granítica.

XIII. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Modelo do depósito

Do ponto de vista petrológico, o albita granito é rocha peralcalina especial: as composições química e mineralógica são equivalentes às de pegmatitos, mas a textura é tipicamente a de rocha magmática. Uma característica adicional o torna um caso único no mundo: o teor de F com média de 6% em peso (Lenharo 1998). Do ponto de vista metalogenético, o albita granito representa dois casos únicos: é uma rocha peralcalina portadora simultaneamente de mineralização econômica de Sn e Nb; é a única rocha-minério de criolita no mundo. Além disso, contém o segundo (e não existe o terceiro) caso conhecido mundialmente de depósito de criolita maciça.

Não obstante as originalidades da rocha e do depósito polimetálico, o modelo genético é extremamente simples. Não seria exagerado dizer que a evolução encontrada no depósito é exatamente a que se poderia esperar após o posicionamento de um magma com a composição química do albita granito. Entretanto, não existindo na literatura modelos que demonstrem como seria esta "evolução esperada", o caminho percorrido até se chegar a tal afirmativa foi bastante longo. Três eram as questões fundamentais a serem respondidas.

A primeira questão referia-se à presença dos três minérios (Sn, Nb e F). Seriam eles singenéticos ou o resultado de eventos superpostos? Uma resposta clara foi obtida com dados texturais, indicando o caráter magmático de cassiterita, U-Pb-pirocloro e parte da criolita disseminada.. Ela foi confirmada pelos dados de química mineral destes dois últimos minerais e corroborou estudos anteriores.

A segunda pergunta referia-se ao posicionamento da formação do depósito criolítico maciço (e maior parte da criolita disseminada) na evolução do albita granito. Os dados geológicos apontaram diretamente para formação em estágio hidrotermal, comprovada pelos dados de inclusões fluidas e corroborada pelos dados de geoquímica de ETR e Y em criolita, fluorita e Y-gagarinita, que permitiram seguir passo a passo a evolução geoquímica dos sucessivos estágios.

A terceira questão referia-se ao entendimento das relações espaciais, em diferentes escalas: do albita granito

em relação às demais fácies do granito Madeira; entre as subfácies AGN e AGB; e a zonação do depósito polimetálico. A forma dômica verificada para o albita granito permite melhor compreensão destes aspectos, pois implica na presença de maiores volumes de fluidos residuais. Assim, sua ascensão principalmente pela zona central do AGN e seu envolvimento subseqüente em circuito convectivo podem explicar as zonações das paragêneses tardias e das secundárias, incluindo-se aí aquelas ligadas ao processo de columbitização, assim como parte das diferenças entre AGN e AGB. Entretanto, o conhecimento pleno da distribuição dos minerais (e suas variações composicionais) na escala do albita granito ainda está distante. Alcançá-lo acarretará novas perspectivas para a otimização da lavra e beneficiamento do minério e, principalmente, dos seus co-produtos e sub-produtos. Esta é a principal recomendação do projeto à mineradora.

O caráter polimetálico do depósito: modelo metalogenético *vs* modelo petrogenético

A discussão que permanece em aberto é a origem do magma do albita granito. Embora investigá-la não tenha sido o enfoque do presente estudo, algumas considerações finais fazem-se necessárias. Do ponto de vista metalogenético e considerando a classificação dos granitos portadores de metais raros (Pollard 1992), o albita granito enquadra-se entre os Nb(-Zr-ETR) granitos. Estes podem ser granitos peralcalinos, caracterizados por presença de piroxênio e/ou anfibólio sódicos, altos valores de Na_2O+K_2O, Fe, F, Nb, Zr, ETR, baixa razão Ta/Nb, e por terem pirocloro como principal mineral de minério, e granitos metaluminosos a peraluminosos. Estes últimos são caracterizados por Fe-Li-micas, altas concentrações de Rb, F, Sn, baixos valores de CaO, Ba, Sr, Eu e Ta/Nb e por terem columbita e cassiterita como principais minerais de minério. O albita granito reúne todas, sem exceção, as características metalogenéticas e mineralógicas que tipificam os dois casos. Mistura de dois magmas com tais características não explicaria, entretanto, a excepcional riqueza do albita granito em F e, conseqüentemente, a presença da mineralização de criolita. Haveria que se incluir um terceiro componente representado pelo aporte de fluido externo rico em F. Um modelo com 3 componentes exige uma coincidência temporal e espacial de processos muito grande, mas esta não seria incompatível com a excepcionalidade do caso de Pitinga.

Um modelo com dois componentes poderia ser aventado a partir de uma das hipóteses apresentadas por Costi (2000): as quatro fácies do granito Madeira seriam comagmáticas; seus contrastes seriam devidos ao extremo enriquecimento em F e outros elementos capazes de causar a despolimerização e acentuada redução de viscosidade dos líquidos graníticos residuais, bem como a inversão do *trend* de evolução magmática de metaluminoso-peraluminoso com sílica crescente para peralcalino com sílica decrescente. Neste modelo, o autor não considerou a possibilidade do aporte externo de F. Incluir neste modelo de Costi (*op. cit.*) o aporte externo de F representa uma hipótese a ser investigada em trabalhos subseqüentes.

Agradecimentos

Os autores agradecem aos geólogos Dr. Onildo João Marini, Dr. Hardy Jost e Dr. Benedicto Waldir Ramos (ADIMB) pelo inestimável apoio ao longo de todo o desenvolvimento do trabalho. À gerência e corpo técnico da Mineração Taboca Ltda por todas as facilidades disponibilizadas. Ao Dr. R. A. Fuck (UnB) pela minuciosa revisão do manuscrito. Aos técnicos do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) da UFRGS pelo apoio na preparação de amostras e análises. A.C. Bastos Neto, E.F. de Lima e N.F. Botelho são apoiados pelo CNPq através de bolsas de produtividade em pesquisa.

REFERÊNCIAS

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural Provinces. An introduction: Earth Sci. Rev., **17**:1-29.

Almeida M.E., Fraga L.M.B., Macambira M.J.B. 1997. New geochronological data of calc-alcaline granitoids of Roraima State, Brazil [abs.].*In*: South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, p.34-35.

Åmli R. & Griffin W.L. 1975. Microprobe analysis of REE minerals using empirical correction factors. *American Mineralogist*, **60**:599-606.

Araújo A. H.; Carvalho Jr. 1994. Arquitetura e implementação computacional de filtros digitais multidirecionais para aplicação na detecção de lineamentos estruturais e contatos geológicos. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. **Resumos Expandidos**, SBG: p.335-337.

Araújo Neto H. & Moreira H.L. 1976. *Projeto Estanho do Abonari*. Manaus, DNPM/CPRM, Relatório Final, 2 vol.

Araújo J.F.V., Montalvão R.M.G., Lima M. I. C., Fernandes P.E.C.A., Cunha F.M.B., Fernandes C. A.C., Basei M.A.S. 1976. *Projeto RADAMBRASIL - Geologia da Folha SA.21, Santarém, Brasil.* Rio de Janeiro, DNPM, Levantamento de Recursos Naturais, **10**:17-130.

Augustithis S-S.P. (Ed.) 1995. *Atlas of the textural Patterns of ore Minerals and Metallogenic Processes*. Walter de Gruyter & Co, New York, 659pp.

Bailey J.C. 1980. Formation of cryolite and other aluminofluorides: a petrologic review. *Bull. Geol. Soc. Den.*, **29**:1-45.

Barbosa O. 1966. *Geologia básica e econômica da área da região do médio Tapajós, estado do Pará*. Rio de Janeiro, DNPM, B. Div. Fom. Prod. Min.126, 55p.

Bastos Neto A.C. 1999 Le district à fluorine de Santa Catarina Brésil: minéralisations et altérations Hydrothermalle dans leur cadre géodynamique. Thèse de doctorat, Université d'Orléans. 420p.

Bastos Neto A.C., Pereira V.P., Minuzzi O.R.R., Ferron J.M., Prado M., Ronchi L.H., Lima E.F., Frantz J.C., Hoff R., Rolim S.B.A., Umann L., Rocha F.N., Flores J.A.A., Oliveira D.G, Pierosan R. 2004. O depósito criolítico de Pitinga (Amazonas): Resultados Preliminares. *In*: I Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, CD-ROM. Ouro Preto.

Bastos Neto, A.C.; Touray J-C; Dardenne M.A.; Charvet J.P. (1991) Chronologie et évolution des fluides hydrothermaux dans le district à fluorine de Santa Catarina, Brésil: Données de l'analyse des terres rares et de l'étude des inclusions fluides. Mineralium Deposita **26**:211-216.

Batchelor A.R. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical geology*, **48**:43-55.

Betejtin A. 1977. Curso de Mineralogia. 3ª Edição. Editora MIR. 725 p.

Blaxland A.B. 1976. Rb-Sr isotopic evidence for the age and origin of the Ivigtut granite and associa cryolite body, South Greenland. *Econ. Geol.,* **71**:864-869.

Bondam J. 1991. The Ivigtut Cryolite Deposit in South Greenland. Open File Ser. GGU Nº. 91/4.

Bowden P. & Kinnaird J. A. 1984. Geology and mineralization of the Nigerian Anorogenic Ring Complexes. Geologisches Jahrbuch, reihe B, heft **56**: 3-65.

Brown P.E. & Hagemann S.G. 1994. MacFlinCor: a computer program for fluid inclusion data reduction and manipulation. *In*: B. De Vivo & M. L. Frezzotti (eds.) *Fluid Inclusions in minerals: methods and applications*. Virginia Tech, Blaksburg. pp.: 231-250.

Burnham C.W. 1993. *Least-squares refinement of crystallographic lattice parameters*. Harvard University, Cambridge, MA 02138.

Carvalho Filho N.B., Horbe A.C., Souza P.C.B. 1984. A natureza dos depósitos de cassiterita do setor Madeira, região do Pitinga, Amazonas, Brasil. *In*: SBG, Symposium Amazônico,2, *Anais* p. 459-461.

Cas R.A.F. & Wright J.V. 1987. *Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions*. London, Allen & Unwin, 528p.

Chakoumakos B.C. 1984. Systematics of the pyrochlore structure type, Ideal $A_2B_2X_6Y$. *Jour. of Sol. Sta. Chem.*, **53**:120-129.

Chakoumakos B.C. & Ewing R.C. 1985. Crystal chemical constraints of the formation of actinide pyrochlores. *In*: C.M. Jantzen, J.A. Stone, R.C. Ewing (eds) *Scientific Basis of Nuclear Waste Management VIII,* Material Research Society, Pittsburgh, pp.: 641-646.

Chang L.L.Y; Howie, J.A.; Zussman J. (1998) Rock-Forming Minerals. Volume 5B Non-Silicates: Sulphates, Carbonates, Phosphates, Halides. Longman Group Limited. Essex. 382p.

Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *Amer. Miner*. **71**:314-317.

Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappel B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology. **80**:189-200.

Costa J.A.V., Costa J.B.S., Macambira M.J.B. 2001. Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura, RR – Novas idades Pb-Pb em zircão e interpretação tectônica. *In*: SBG - Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia,7, Belém, , Boletim de Resumos Expandidos, 4p. (em CD-ROM).

Costa J.B.S. & Hasui Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. *In*: M. L. Costa, R. S. Angélica (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém, SBG, p.15-90.

Costi H.T. 2000. *Petrologia de granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do Albita granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará, 345p.

Costi H.T., Borges R.M.K., Dall'agnol R. 1997. Primary mineralization of the Pitinga tin province, Amazonian craton, North Brazil. International Symposium on granites and Associateted Mineralizations,2, p. 44-45.

Costi H.T., Dall'Agnol R., Moura C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitc rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northem Brazil. *Int. Geol. Rev.*, **42**:832-849.

Costi H.T., Santiago A.F., Pinheiro S.DAS. 1984. *Projeto Uatumã – Jatapu.* Manaus, CPRM-SUREG-MA Relatório Final. 133p. + Análises Petrográficas e mapas.

Costi H.T.; Horbe, A. M. C.; Borges, R. M.; Dall'Agnol R.; Siginolfi G.P. 2000. Mineral chemistry of cassiterite from the Pitinga Province, Amazonian Craton. Revista Brasileira de Geociências, **30**:775-782

Cunha E.F.S. 2001. *Ánálise faciológica e estratigráfica das rochas sedimentares da Formação Urupi (Paleoproterozóico), aflorantes na hidrelétrica da mina Pitinga – município de Presidente Figueiredo – Amazonas*. Trabalho final de graduação em geologia. Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas.

DallδAgnol R., Costi H.T., Borges R.M.K. 2003. *Estudos e projetos direcionados a depósitos minerais e distritos mineiros: "Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia", subprojeto: Pitinga-Estanho*. Belém, UFPA, Relatório de compilação e integração de dados/Nota Explicativa ao Mapa Geológico 1:25.000, 11-23p.

DallδAgnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic Anorogenic Magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: Geocronological, petrological and geochemical aspects. *Min. and Petr.*, **50**:113-138.

Daoud W.K. 1988. *Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados*. Dissertação de Mestrado, Brasília. UnB-DG, 194 p.

Daoud W.K. & Antonietto Jr. A. 1985. Geologia do granito estanífero Água Boa, Pitinga, AM. *In*: SBG/NN, Simpósio de Geologia da Amazônia,2, Belém,Anais, v.**3**:17-33.

Derby, O.A., 1877. Contribuições para a geologia da região do Baixo Amazonas. *Arch. Mus. Nac. Rio de Janeiro.* **3**:77-104.

Ercit T.S. 1994. The geochemistry and crystal chemistry of columbite-group minerals from granitic pegmatites, southwestern Grenville Province, Canadian Shield. *The Can. Miner.* **32**:421-438.

Ercit T.S., Hawthourne F.C., Cerny P. 1994. The structural chemistry of Kalipyrochlore, a "Hydropyrochlore". *The Can. Miner.*, **32**:415-420.

Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**:119-1212.

Faria M.S.G., Luzardo R., Pinheiro S.S., Reis N.J., Oliveira M.J.R., Riker S.R.L. 2000. *Projeto Caracaraí. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. CPRM Caracaraí, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A. Estado de Roraima. Escala 1:500.000*. Brasília, CPRM. Relatório Final (em CD-ROM).

Faria M.S.G., Luzardo R., Pinheiro S.S., Silva L.C. 1999. Litoquímica e petrogênese do Granito de Igarapé Azul - sudeste de Roraima. *In*: Simpósio de Geologia da Amazônia, **6**, Manaus, SBG/Núcleo Norte, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.577-580.

Ferron J. M. T. M.; Bastos Neto A. C.; Rolim S. B. A.; Hoff R.; Umann L.; Minuzzi O. R. R. 2002. Reconhecimento de uma mega-estrutura no distrito mineiro de Pitinga-AM: dados preliminares a partir da aplicação de técnicas de processamento digital de imagens LANDSAT ETM+. *In:* Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2. *Boletim de Resumos*. Belém. Universidade Federal do Pará. Núcleo PRONEX do Centro de Geociências. v. 1, p.14.

Fraga L.M., Souza M.M., Pinheiro S.S., Larizzatti J.H., Esteves M.A., Riker S.R.L., Brito M.F.L., Reis N.J., Pessoa M.R.. 1999. *Projeto Roraima Central*, Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais), Estado de Roraima. Escala 1:500.000 – Manaus-AM, CPRM.

Fuck R.A., Pimentel M.M., Machado N., Daoud W.E.K. 1993. Idade U-Pb do Granito Madeira, Pitinga (AM).*In*: Congresso Brasileiro de Geoquímica,4, *Resumos expandidos*, p.246-249.

Gaudete H.E., Mendoza V., Hurley P.M., Fairbairn H.W. 1978. Geology and age of the Parguaza rapakivi granite, Venezuela: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **89**:1335-1340.

Gibbs A.K. & Barron. 1983. The Guiana Shield Reviewed. *Episodes*, 2:7-14.

Gifkins C.C., Aallen R.L., Mcphie J. 2005. Apparent welding textures in altered pumice-rich rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research – Special Issue – Welding Processes in Volcanology*, **142**(1/2):29-47.

Goddard E.N., Trask P.D., Ford R.K.de, Rove O.N., Singewald J.T., Overbeck R.M. 1975. The Rock-Color Chart Committed, *The Geological Society of America, Boulder, Colorado*, 8p.

Goodenough K.M., Upton B.G.J., Ellam R.M. 2000. Geochemical evolution of the Ivigtut granite, South Greenland: a fluorine-rich "A-type" intrusion. *Lithos*, **51**:205–221.

Grunder A., Russel J.K. 2005. Welding processes in volcanology: insights from field, experimental and modeling studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research – Special Issue – Welding Processes in Volcanology*, **142**(1/2):1-9.

Haskin L.A., Haskin M.A., Frey F.A., Wildeman, T.R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of Rare Earths. *In*: L.H. Ahrens (ed.) *Origin and Distribution of Elements*. Oxford: Pergamon, 1:889-911.

Hibbard M.J. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice-Hall, Inc. 587pp.

Henley R.W. 1985. The geothermal framework of epithermal deposits. *In*: B.R. Berger & P.P.M. Bethke (Eds) Geology *and Geochemistry of epithermal systems*, Reviews in Economic Geology, **2**:1-24

Hodgson N.A. & Le Bas, M.J. 1992. The Geochemistry and Cryptic Zonation of Pyrochlore from San Vicente, Cape Verde Islands. *Min. Magaz.*, **56**:201-214.

Hogarth D.D. 1977. Classification and nomenclature of the pyrochlore group. *Amer. Miner.*, **62**:403-410.

Hogarth D.D. 1989. Pyrochlore, apatite and amphibole: distinctive minerals in carbonatite. *In*: Bell, Keith (ed). *Carbonatites - Genesis and Evolution*. p.105-148.

Horbe A.M.C., Costa M.L. 1997. Geoquímica dos ETR no perfil laterítico da Serra do Madeira - Mina Pitinga (Amazonas - Brasil). *Geochimica Brasiliensis*, **11**(3):309-324

Horbe A.M.C., Costa M.L. 1997. Perfil Lateritico Mineralizado a Sn, Zr, Th, Nb, Y e Etr (Serra do Madeira - Pitinga -AM): Caracterização Mineralogica e Evolução Geoquimica. *Rev. Acad. Bra. Ci*. **69**(2):193-210

Horbe A.M.C., Costa M.L. 1999. Geochemical evolution of lateritic Sn, Zr, Th, Nb, Y and REE - bearing ore body derived from apogranite: the case of Pitinga, Amazonas - Brazil. *Jounal of Geochemical Exploration*, Canadá, **66**:339-351

Horbe M.A., Horbe A.C., Teixeira J.T., Costi H.T. 1985. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. *In*: SBG ,Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 2, *Anais*, p. 284-320

Horbe M.A., Horbe A.C., Costi H.T., Teixeira J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga mine, northwestern Brazil. *Journal Geochemical Explor.,* 40:227-249

Horbe A.M.C., Oliveira T.S. de, Costi H.T., Bigi S. & COSTA M.L. 1999. Cristaloquímica da cassiterita do minério laterítico Serra do Madeira - Mina Pitinga (Amazonas - Brasil). *In*: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, p. 585-588

Horbe A.M.C., Oliveira T.S. de, Costi H.T., Rossi A., Siginolfi G.P. & Bigi S. 1999. Caracterização cristaloquímica do zircão do minério laterítico da Mina do Pitinga - Amazonas (Brasil). *In*: 7 Cong. Bras. Geoquímica, Porto Seguro, p. 264-266

Hughes J.M. & Drexler J.W. 1994. Refinement of the structure of gagarinite-(Y), $Na_x(Ca_xREE_{2-x})\ F_6$. *The Can. Miner.* **32**(3):563-565

Issler R.S., Andrade A.R.F., Montalvão R.M.G., Guimarães G., Silva G.G., Lima M.I.C. 1974. *Geologia da Folha SA.22 - Belém. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.22 - Belém*. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais **5**:2-182

Jorge João X. S., Santos C.A., Faraco M.T.L. 1984. *Projeto Trombetas – Mapuera.* Belém, CPRM - SUREG-BE, Relatório Final V.1 + mapas.

Jorge João X.S., Santos C.A., Provost A. 1985. Magmatismo adamelítico Água Branca (Folha Rio Mapuera, NW do

Estado do Pará). *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, **2**:93-109

Karup-MØller S. & Pauly H. 1979. Galena and associated ore minerals from the cryolite at Ivigtut, South Greenland. Menddeleser om GrØnland, *Geoscience* **2**:3-25

Kinnaird J. A.; Bowden P.; Iver R. A. & Odling N, W, A. 1985. Mineralogy, geochemistry and mineralization and the Ririway complex, northern Nigeria. *Journal Afr. Earth Sci*, **3**:185-222

Kovalenko V. I. 1977. The reactions between granite and aqueous hydrofluoric acid in relation to the origin of fluorine-bearing granites. *Geochemistry International*, **14**(2):108-118

Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vil Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precamb. Res*., 119(1):189-223

Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic Rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal Volc. Geothermal. Res*., **14**:159-186

Le Maitre R.W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematic of igneous rocks. Oxford, *Blackwell Scientific Publications*, 193 p.

Lenharo S.L.R. 1998. *Evolução Magmática e Modelo Metalogenético dos Granitos Mineralizados da Região de Pitinga, Amazonas, Brasil*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-graduação da Universidade de São Paulo, 290p.

Lenharo S.L.R., Pollard P.J., Born H. 2003. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. *Lithos* **66**:37-61

Loiselle M.C. & Wones D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Program*s, **11**(3):468

London, D. 1989. Lhitophile rare element concentration in silic rocks: the alkaline trend in granitic systems. *Geol. Assoc. Can. – Mineral. Assoc., Program Abstr*. **14**(A)21

Lottermoser B.G. & England B.M. 1988. Compositional variation in pyrochlores from the Mt. Weld carbonatite laterite, Western Australia. *Min. and Petrol.*, **38**:37-51

Lourenço R.S., Montalvão R.M.G., Pinheiro S.S., Fernandes P.E.C.A., Pereira E.R., Fernandes C.A.C., Teixeira W., 1978. Geologia da Folha SA.20 - Manaus. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. *Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.20 - Manaus*. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais, **18**:17-164

Lowerstern J. B. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. Mineralium Deposita, **36**:490-502

Lumpkin G.R. & Ewing C.R. 1988. Alpha-decay damage in minerals of the pyrochlore group. *Phys. Chem. Minerals*, **16**:2-20.

Lumpkin G.R. & Ewing C.R. 1992. Geochemical alteration of pyrochlore group minerals : Microlite subgroup. *Amer. Miner.*, **77**:179-188

Macambira M.J.B., Teixeira J.T, Daoud W.E.K., Costi H.T. 1987. Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites from Pitinga, Northwestern Brazil. *Rev.Bras. Geoc., volume especial, Proccedings of the Internatinal Symposium on Granites and associated mineralizations (ISGAM),* **17**(4):562-570.

Mandarino J.A. & Black M.E. (Eds). 2004. *Fleischer's Glossary of Mineral Species*. Mineralogical Record Inc., Tucson, 309 p.

Mandetta P., Veiga Jr. J. P., Oliveira J.R. 1974. *Reconhecimento geológico ao longo do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã*. CPRM/Manaus, 31 p.

Maniar P.D., Piccoli A. 1989. Tectonic discrimination on granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull*., **101**(5): 635-643

Manning D. A. C. 1981. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb. *Contributions to Mineralogy and petrology*, **76**: 206-215

Marchand L. Joseph D., Touray J.C., & Treuil M. 1976. Critères d'analyse géochimique des gisements de fluorine basée sur l'étude de la distribution des lanthanides, application aux gîtes du Maine (Cordesse, France). *Mineral. Deposita* **11**:357-379.

McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993. *Volcanic textures*. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. University of Tasmania. 198pp.

Méary A., Touray J.C., Galland D., Jebrak M 1985. Interprétation de lánomalie en europium des fluorines hydrotermales. Données de la RPE. Aplication au gite de fluorine de Montroc (Tarn), *Chem. Geol.*, **48**:115-124

Melo A.F.F., Santos A.J., Cunha M.T.P., Campos M.J.F., D'antona R.J.G. 1978. *Projeto Molibdênio em Roraima: relatório final*. MME/DNPM Manaus, 6v.

Middlemost E.A.K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, **37**:215-224.

Mincryst. Disponível em <http://database.iem.ac.ru/mincryst/index.php> Acesso em 5 jan. 2005

Mineralogy Database. Disponível em <http://www.webmineral.com/data/Gagarinite-(Y).shtml>. Acesso em 5 jan. 2005

Minuzzi O.R.R. 2004. *A Columbitização do Pirocloro da Subfácies Albita granito de Núcleo do Granito Madeira, Pitinga-AM: Relações com a Gênese da Mineralização Criolítica.* Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 56p.

Minuzzi O.R.R., Bastos Neto A.C., Pereira V.P. 2005. A columbitização do pirocloro da subfácies albita granito de núcleo do granito Madeira, Pitinga (AM). *In*: I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, CD-ROM, 3p

Minuzzi O.R.R., Ferron J.M.M., Bastos Neto A.C., Pereira V.P. 2003. Primeira Notícia da Descoberta de Waimirita e Atroarita, Dois Novos Minerais na Mina de Pitinga, AM, Brasil, Instituo de Geociências, UFRGS, *Rev.Pesq. Geoc*., **30**(1):1009-1012

Minuzzi O.R.R., Rocha F.F.N., Bastos Neto A.C., Ronchi L.H., Ferron J.M.T.M. 2001. Estudo de Inclusões Fluidas no Depósito Criolítico Maciço do Granito Madeira na Mina de Pitinga, Amazonas, Brasil: resultados preliminares. *In*: Simpósio de Geologia da Amazônia,7, *Anais*.

Montalvão R.M.G. 1975. Grupo Uatumã no Craton Guianês, *In:* DNPM Conferência Geológica Interguianas,10, Belém, *Anais*, p. 286-339

Moreau J. & Tramasure G. 1964. Estude de composes synthetiques de la famille des columbite - tantalite et tapiolite - mossite. *Compte Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences*, **9**:2599-2601

Munoz J.L. 1984. F-OH and Cl-OH exchange in micas with application to hydrothermal ore deposits. *In*: *Micas, Reviews in mineralogy, Mineralogy Society of America*, **13**:469-493

Naime R. & Nardi L.V.S. 1991. O Granito da Ramada, porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense; geologia, petrologia e geoquímica. Revista Brasileira de Geociências, 21; 3, p. 266-274.

Ohnenstetter D. & Piantone P. 1988. Geochimie et evolutions des mineraux du groupe des columbo-tantalites et des mineraux du groupe du pyrochlore du sondage GPF 1 Echassieres (Allier). *Doc. Bureau de Recherches Geologiques et Minieres*, (BRGM). Paris, France, **124**:113-250

Oliveira A.I., Leonardos, O.H. (eds.). 1940. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro, comissão brasileira dos centenaries Portugal. 472p.

Oliveira A.S., Fernandes C.A.C., Issler R.S., Montalvão R.M.G. de, Teixeira W. 1975. *Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21*. BRASIL, Departamento Nacional de Produção Mineral. *Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.21 - Tumucumaque, e parte da Folha NB.21*. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Minerais, **9**:21-118

Oliveira M.J.R., Luzardo R., Faria M.S.G.De, Pinheiro, S.DA S. 1996a . A Suíte Intrusiva Água Branca no Sudeste de Roraima. *In:* SBG - Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia,5, *Anais* p. 86-89

Oliveira M.J.R., Almeida M.E., Luzardo R., Faria M.S.G.De. 1996b. Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca - SE de Roraima. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, *Anais* **2**:213-216

O'Neil J.R. & Taylor H.P. 1967. The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. *Amer. Mineral.*, **52**, 1414-1437.

Pauly H. 1978. Twins in cryolites types from Ivigtut, South Greenland. *Bull. Geol. Soc.Den*., **27**:7-14

Pauly H. & Bailey J.C. 1999. Genesis and evolution of the Ivigtut cryolite deposit, SW Greenland. Medelelser om grØnland, *Geoscience* 37, 60pp.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.B. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983

Pereira V.P. 1995. *A alteração no Maciço Alcalino-carbonatitico de Catalão I – Brasil. Evolução mineralógica.* Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil/ Université de Poitiers, França, 279 p.

Pichavant M.; Boher M.; Stenger J. F; Aissa M. & Charoy B., 1987. Relations de phases de granites de Beauvoir à 1 et 3 kbar, em conditions de saturation em H2º., *Géologie de la France*, **2**(3): 77-86

Pichavant M. & Manning D. A. C. 1984. Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites: the contribution of experimental data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **35**: 31-50

Pierosan, R. 2004. *Caracterização Petrográfica e Litoquímica do Grupo Iricoumé na Mina de Pitinga, AM*. Trabalho de Conclusão de Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 74 p.

Pierosan R., Lima E.F., Bastos Neto A.C., Ferron J.M.T.M., Prado M. 2004. Caracterização dos depósitos vulcânicos do Grupo Iricoumé na Mina Pitinga – estado do Amazonas. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, 42. *Anais*, em CD-ROM.

Pierosan R., Lima E.F., Ferron J.M.T M., Bastos Neto A.C., Prado M., Alexandre F.M. 2005. Faciologia dos depósitos piroclásticos do Grupo Iricoumé na região de Pitinga, AM. *In:* Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, *Anais,* p.339-244.

Pires A.C. 2005. *A Gagarinita e Fases Associadas no granito Madeira (Pitinga, Amazonas)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 122 p.

Pires A. C.; Bastos Neto A. C.; Pereira V. P. 2005. A gagarinita e fases associadas no Granito Madeira (Pitinga-AM). *In*: I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, CD-ROM, p. 3

Pires J.S., Borrelli M., Ferron J.T.M.M., Salvador J.C. 1998. *Relatório Geoestatístico e Resumo da Otimização da Cava de 13Mt/ano – Projeto Rocha Sã.* Mamoré Mineração e Metalurgia Ltda. 52 p.

Pitcher W.S. 1983. Granite type and tectonic environment. K. J. Hsü (Ed.): *Mountain Building Processes*. London: Academic Press, pp.: 19-40

Pollard J.P. 1992. Mineralization and alteration with rare – metal granitic systems. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, 37. São Paulo. Short Course. 52 p.

Poty B., Leroy J., Jachimowicz L. 1976. Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope : l'installation thermométrique Chaix Meca. *Bull. Soc. Fr. Mineral,* **99**(2-3):182-186

Ramgrab & Damião. 1970. *Reconhecimento geológico dos rios Anauá e Barauana*, Relatório Inédito. Boa Vista: DNPM, 40 p.

Reis N.J., Faria M.S.G., Fraga L.M.B., Haddad R.C. 1999. Vulcanismo cálcio-alcalino paleoproterozóico do Setor Oriental do Estado de Roraima – Escudo das Guianas, *In*: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, *Anais*, v.1

Reis N.J., Faria M.S.G., Fraga L.M.B., Haddad R.C. 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the northern Amazoniam Craton, eastern Roraima State, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **38**(3):380-383

Robb, L. 2005. Introduction to ore forming processes. Blackwell Publishing, Oxford, 373 pp.

Roedder E. & Bodnar R.J. 1997. Fluid inclusions studies of hydrothermal ore deposits. *In*: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Third edition. p. 657-697

Rollinson H. 1993. Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. Essex. Pearson Education Limited, 352 p.

Ronchi L.H., Lindenmayer Z.G., Araujo J.C., Althoff A.M.R., Caron R., Baecker C.A. 2003b. Padrão de inclusões fluidas em depósitos de Óxido de Ferro Cu e Au na Província Mineral de Carajás, Pará. *In*: L.H. Ronchi & F.J. Althoff (Org.). *Caracterização e modelamento de depósitos minerais*. Editora Unisinos, São Leopoldo, pp.: 203-229.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J, Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gond. Research*, Japão, **3**(4):453-488

Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2002. Timmin of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Jour. South Am. Earth Sci.*, **15**:409-429.

Santos J.O.S. & Oliveira J.R. 1978. Magmatismo básico-alcalino no Proterozóico Superior da Plataforma Amazônica. Manaus, CPRM/SUREG-AM. 14 p.

Santos J.O.S. & Reis Neto J.M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. *In*: SBG ,Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais,* 1:339-348

Schobbenhaus C., Hoppe A., Lork A., Baumann A. 1994. Idade do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil), primeiros resultados. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia,38, Camboriú. *Anais*, **2**:395-397

Scion Image Beta 4.2. Disponível em <http://www.scioncorp.com>. Acesso em: 28 dez. 2004

Shanon R.D. 1976. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallogr*., **32**:751-767

Sheperd T.S., Rankin A.H., Alderton D.H.M. 1985. *A practical guide for inclusion fluids studies*. Ed. Blackie, London, 239p.

Silva Jr. R.O. 1992. Estudo petrográfico de rochas hipabissais da Formação Quarenta Ilhas – região de Pitinga-AM. Belém, UFPA. *Centro de Geociências*. 38 p.

Skinner B.J. 1997. Hydrothermal mineral deposits: what we do and don't kwon. *In*: H.L. Barnes (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Third Edition, **1**:1-29

Skjerlie K.P. & Johnston A.D. 1993. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: Implications for the generation of anorogenic granites. *Journal of Petrology*, **34**:785-815

Smith J.V. 1974. Intimate Feldspar Intergrowth. *In*: J.V. Smith & B.F. Smith (eds). *Feldspars Minerals*. Chemical and Textural Properties, 2, Springer-Verlag New York, pp.: 399-544.

Styles M.T. & Young B.R. 1983. Fluocerite and its alteration products from the Afu Hills, Nigeria. *Minl Mag.*, **47**:41-46.

Suzouki T. & Epstein S. 1976. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochim. Osmochim. Acta*. **40**, 1229-1240.

Sverjenski D.A. 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution - Earth and Planet. *Sci Lett.* **67**:70-78.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **3**:174-182

Teixeira J.T., Costi H.T., Minuzzi O.R.R., Soares E.A.A. 1992. Depósitos primários de criolita, cassiterita, xenotímio e columbita em apogranito – mina do Pitinga (AM). *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Anais*, **1**:212-213

Teixeira J.T., Ferron J.M.T.M., de Silvio E., Costa L.A.da. 1992. *Relatório Final Avaliação Depósito Criolítico da Mina Pitinga*. Mineração Taboca S. A, Ministério das Minas e Energia, DNPM, Manaus-AM.

Thompson R.N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol*., **18**:49-107

Tuttle O. F. & Bowen N. L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi3O8 – KalSi3O8 – SiO2 – H2O. *Geological Society of America Memoir* **74**: 153

Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B., Milliotti C.A., Carvalho A.S. 2005. Geoquímica e Idade Pb-Pb do Grupo Iricoumé na Região da Borda Norte da Bacia do Amazonas, Município de Presidente Figueiredo (AM). *In*: SBG-Núcleo Rio de Janeiro/Espírito Santo, Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 3, *Anais*, p. 47

Van Der Veen A.H. 1963. A study of pyrochlore. Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands geologisch mijnbouwkundig genootschap. *Geologische Sserie*, **22**:188

Veiga Jr. J.P., Nunes A.C.B., Fernandes A.S., Amaral J.E., Pessoa M.R., Cruz S.A.S. 1979. *Projeto Sulfetos Uatumã*. Manaus, DNPM/CPRM, Relatório Final, 7

Weidner J. R. & Martin R. F. 1987. Phase equilibria of a fluorine-rich leucogranite from the St. Austell pluton, Cornwal. *Geochimica et Cosmochimica* **51**:1591-1597

Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination, and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**:407-419

Wyllie P. J. & Tuttle O. F. 1961. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part II. The effects of NH3 and HF, in addition to H2O on the melting temperatures of albite and granite. *American Journal of Sciences*, **259**: 128-143

www.webmineral. "Site" de mineralogia

Xiong X. L.; Zhao A. H.; Zhu J. C. and Rao B., 1999. Phase relations in albite granite-H2O-HF system and their petrogenetic applications. *Geochemical Journal*, **33**:199-214.

III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados
Cabo Frio, RJ – 02 a 07/08/2005.

FACIOLOGIA DOS DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS DO GRUPO IRICOUMÉ NA REGIÃO DE PITINGA, AM

Ronaldo Pierosan[1], Evandro Fernandes de Lima[2], José Maximino Tadeu Miras Ferron[3], Artur Cezar Bastos Neto[2], Maurício Prado[3], Felipe Marcelo Alexandre[1]

[1] Programa de Pós-graduação em Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500 – Porto Alegre, ronaldo.pierosan@ufrgs.br
[2] Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500 – Porto Alegre, evandro.lima@ufrgs.br
[3] Mineração Taboca LTDA – Grupo Paranapanema.

Resumo – O distrito mineiro de Pitinga está localizado na porção sul do Escudo das Guianas, na Província Amazônica Central. A principal unidade geológica da região consiste das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, sendo intrudidas por rochas graníticas peralcalinas, ambas relacionadas ao Supergrupo Uatumã. As rochas vulcânicas do Iricoumé possuem uma idade em torno de 1888 Ma (Pb-Pb) e são compostas por rochas efusivas intermediárias a ácidas, depósitos piroclásticos e corpos hipabissais. Neste estudo foi investigada a faciologia dos depósitos piroclásticos do Grupo Iricoumé. Os processos de transporte de clastos estão individualizados em três categorias principais: fluxo de massa, correntes de tração e suspensão. As principais características dos depósitos de fluxo na região, são a ocorrência de ignimbritos soldados e depósitos com alto grau de soldagem. Estes ignimbritos são caracterizados pelo conteúdo de cristais de 25% a 35%, constituídos por K-feldspato (0,5 mm – 1,0 cm), quartzo (0,1 – 0,5 mm), e raros litoclastos cognatos e acidentais, envoltos por uma matriz de fragmentos tamanho cinza, constituída por púmices e vitroclastos. A textura eutaxítica é gerada pela soldagem dos depósitos ignimbríticos e a alta concentração de cristais nos depósitos de fluxo piroclástico pode estar relacionada a erupções de magmas altamente cristalizados ou por processos de fracionamento físico durante o fluxo. Os depósitos de *surge* possuem estratificação bem desenvolvida e ampla regularidade granulométrica. Os depósitos de queda estão espacialmente associados aos ignimbritos e foram interpretados como depósitos de queda co-ignimbríticos.

Palavras-Chave: Grupo Iricoumé; depósitos piroclásticos; Supergrupo Uatumã

Abstract – The Pitinga Province is located in the southern part of Guiana Shield in the Central Amazonian Province. The main geologic unit in the Pitinga region are the volcanic rocks of Iricoumé Group, intruded by alkaline granitic rocks, both related to Uatumã Supergroup. The Iricoumé volcanic has a age around 1888 Ma (Pb/Pb) and is composed of intermediate to acid effusive rocks, hypabissal bodies and pyroclastic deposits. In this study, were investigated the pyroclastic facies from Iricoumé Group. The particles transportation processes are individualized on three major categories: mass flow, density current and fall. The main caracteristic of mass flow deposits is the presence of medium and high welded ignimbrites. This litology contain 25% to 35% of crystal fragments of alcali feldspar (0,5 mm – 1,0 cm), quartz (0,1 – 0,5 mm), and rare cognate and accidental lithics, surrounding to ash sized matrix, composed to pumices and vitroclasts. The eutaxitic texture is generated from pyroclastic welding and the high crystal fragments concentration in pyroclastic flow deposits can be related to eruptions of highly cristalized magma or to physical fractionation processes during flow. The surge deposits has a bedding well developed with sets of cross stratification and extensive grain size regularity. The fall deposits are associated to ignimbrites and were interpreted as co-ignimbritic ash fall deposits.

Keywords: Uatumã Supergroup, pyroclastic deposits, Amazon Craton

1. Introdução

O distrito mineiro de Pitinga está localizado na porção sul do Escudo das Guianas, na Província Amazônica Central, distando ~200 Km de Manaus (Fig. 1). A unidade geológica mais abundante na região de Pitinga consiste das rochas vulcânicas intermediárias a ácidas do Grupo Iricoumé (1.962 +42/-33 Ma, Schobbenhaus *et al.*, 1994; 1.888 ± 3 Ma, Costi *et al.*, 2000), que são intrudidas por granitos alcalinos (Suíte Intrusiva Mapuera), sendo essas duas unidades relacionadas ao Supergrupo Uatumã no Escudo das Guianas (Santos *et al.*, 2000; Tassinari & Macambira, 2004). O Grupo Iriri e a Suíte Intrusiva Maloquinha são constituintes do Supergrupo Uatumã e correspondem, respectivamente, as unidades Iricoumé e Mapuera, na porção sul do Cráton Amazônico (Escudo Guaporé). Atualmente diversos autores (Dall'Agnol, *et al.*, 1987, 1994, 1999; Lamarão *et al.*, 1999, 2002; Costi *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2004) enfatizam a necessidade de uma melhor compreensão petrológica e estratigráfica do Supergrupo Uatumã, que permitam a separação temporal e geoquímica dos diferentes registros vulcânicos supostamente vinculados a essa mega unidade.

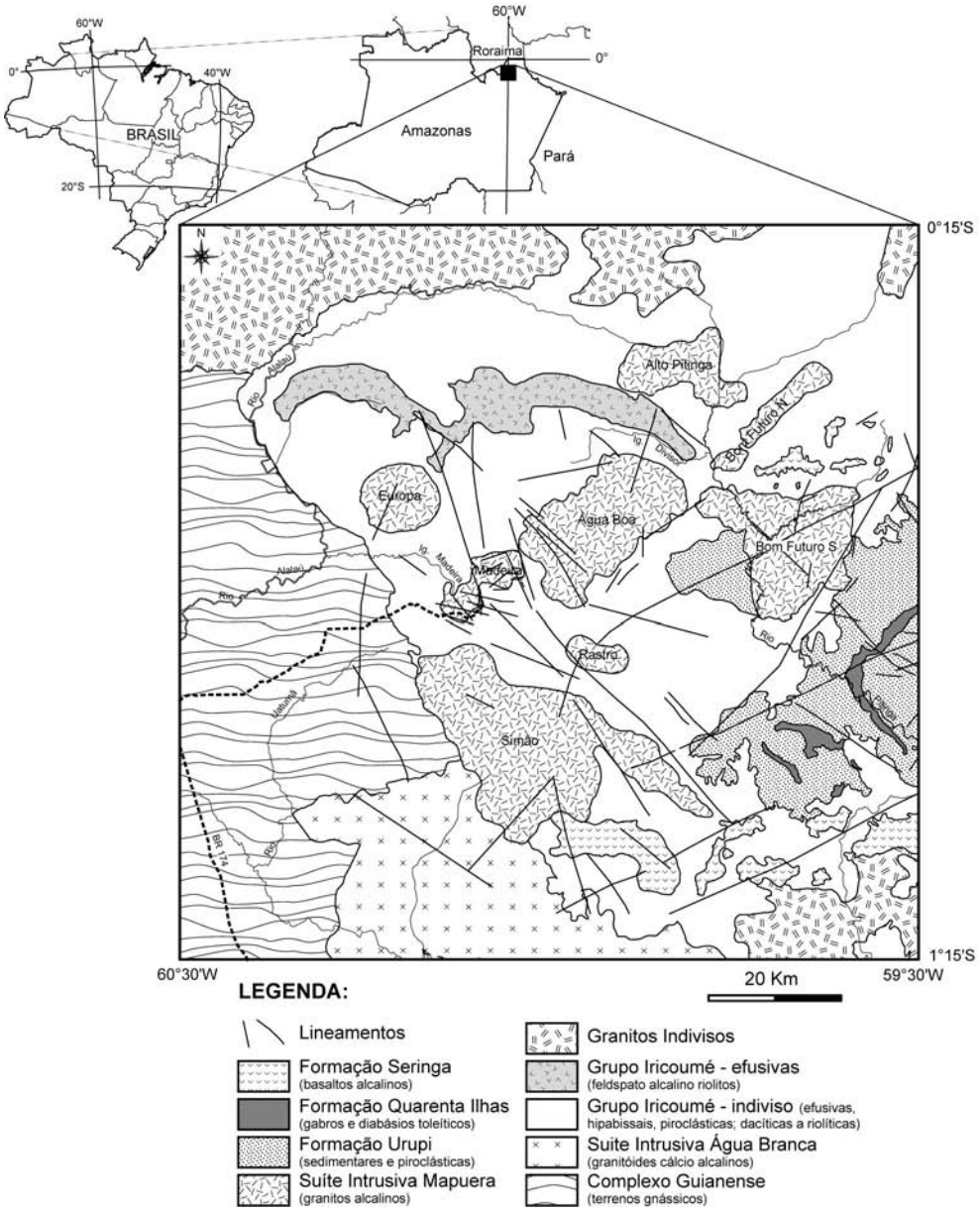


Figura 1. Mapa Geológico e de Localização da região de Pitinga (modificado de Bastos Neto *et al.*, 2003).

2. Faciologia dos Depósitos Piroclásticos

No presente trabalho é apresentada uma síntese dos depósitos vulcânicos do Grupo Iricoumé na região de Pitinga (AM) fundamentada em trabalhos de campo e petrográficos. Foram identificados e separados dois grandes grupos: um constituído por rochas efusivas (lavas e hipabissais) e outro por depósitos piroclásticos. Estes últimos, objeto do presente trabalho, são constituídos dominantemente por ignimbritos, tufos de queda co-ignimbríticos, e por

tufos vinculados a depósitos piroclásticos de *surge*, estando relacionados a processos de deposição por fluxo de massa, suspensão e correntes de tração.

2.1. Ignimbritos

Os ignimbritos, conforme ilustrado na figura 2a, caracterizam-se pelo alto conteúdo de fragmentos de cristais (~30% do volume da rocha) de feldspatos e quartzo, com dimensões que variam de 1,0 a 10,0 mm, além de púmices e *fiamme* e litoclastos de rochas graníticas (acessórios ou acidentais?), tufáceas (conatos) e metamórficas (acessórios ou acidentais?) em menor abundância. A matriz é composta predominantemente por fragmentos de tamanhos cinza fina (<1/16 mm).

A composição mineralógica dos ignimbritos consiste de feldspato alcalino, freqüentemente com mesopertitas (albita *chessboard*), plagioclásio e quartzo em menor quantidade, comumente com feições de intensa reabsorção dos grãos (Fig. 2b, c).

O grau de soldagem em ignimbritos varia de moderado a alto e em afloramento é responsável por uma foliação subhorizontal, definindo uma textura eutaxítica (Fig. 2d, e) caracterizada pela presença de *fiamme*. A deformação dos fragmentos vítreos contra as bordas de cristais é uma das poucas feições indicativas de soldagem por compactação sin-deposicional de depósito piroclástico primário (Gifkins *et al.*, 2005). Grunder e Russell (2005) destacam a importante contribuição de fluidos (voláteis) para os processos de compactação sin-deposicional.

Os processos de desvitrificação em alta temperatura são comuns e estão representados pela ocorrência de fraturas perlíticas (Fig. 2f) e textura micropoiquilítica incipiente. Os fragmentos de rocha caracterizam-se por suas formas angulosas a arredondadas, dimensões variando de 0,5 cm a 4,0 cm, sendo constituídos predominantemente por tufos finos cognatos (Fig. 2g), granitóides e metamorfitos em menor quantidade.

Os constituintes mineralógicos dos ignimbritos indicam uma composição quartzo traquítica a riolítica, semelhante à observada nos depósitos efusivos da região. O enriquecimento em fragmentos relativamente mais densos (cristaloclastos e litoclastos) nos fluxos piroclásticos, pode ter sido ocasionado pela erupção de magmas altamente cristalizados e/ou pela elutriação das frações finas durante o desenvolvimento do fluxo. O elevado grau de soldagem, associado às feições de desvitrificação e de reabsorção pós-deposicional de minerais, sugerem uma deposição em alta temperatura com conteúdo relativamente elevado de voláteis, caracterizando o depósito como de fluxo de massa com origem piroclástica primária.

2.2. Tufos co-ignimbríticos

Os depósitos de tufos finos ocorrem espacialmente associados aos ignimbritos. Essa condição sugere que a origem desses depósitos pode estar relacionada com processos de elutriação e deposição da fração fina durante o fluxo piroclástico. Os tufos são dominantemente maciços, podendo eventualmente desenvolver estratificação plano-paralela, e constituídos por fragmentos quartzo-feldspáticos tamanho cinza fina (Fig. 2h). Possuem vitroclastos abundantes e raros litoclastos angulosos de rochas tufáceas, de origem provavelmente cognata.

O baixo grau de organização do depósito aliado aos contatos difusos entre as fases minerais (Fig. 2i), sugerem que esta unidade foi gerada pela extração das partículas finas durante o fluxo piroclástico seguida pela deposição das partículas (suspensão). Estas características e origem permitem definir o depósito como tufos co-ignimbríticos.

2.3. Depósitos de *Surge*

Os depósitos piroclásticos de *surge* caracterizam-se pela preservação dos constituintes primários, organizados em estratificações plano-paralela lateralmente contínuas, plano-paralela lateralmente descontínuas e cruzada acanalada (Fig. 2j, k). Pode-se individualizar três fácies: *pp¹* - plano-paralela lateralmente contínua; *pp²* - plano-paralela lateralmente descontínua; e *ca* – cruzada acanalada. As estratificações algumas vezes são marcadas por níveis micáceos e raramente se observa alguma organização interna dos estratos, marcada pela alternância de níveis com diferenças entre as composições mineralógicas e os tamanhos de grão (Fig. 2l).

O volume destes depósitos é aparentemente subordinado, sendo a distribuição muito localizada. São constituídos predominantemente por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e minerais opacos, de tamanhos cinza fina e com contatos difusos entre os grãos. Como material de alteração são comuns epidoto, clorita, micas brancas e opacos. Em algumas porções limite entre as camadas observa-se um nível "vítroclástico" com cerca de 4 cm de espessura, e em algumas porções próximas ao topo de camada ocorrem litoclastos porfiríticos extremamente sericitizados e silicificados, de origem possivelmente cognata.

A organização desses depósitos é semelhante à encontrada em ambientes sedimentares, porém a irregularidade interna dos estratos indica que os piroclastos foram depositados numa velocidade superior às de depósitos sedimentares de tração, não permitindo uma expressiva organização com gradação granodecrescente. A observação da petrotrama das camadas mostra que os contatos entre os grãos são difusos contribuindo para a hipótese de que estes litotipos estejam relacionados a processos piroclásticos primários de correntes de tração.

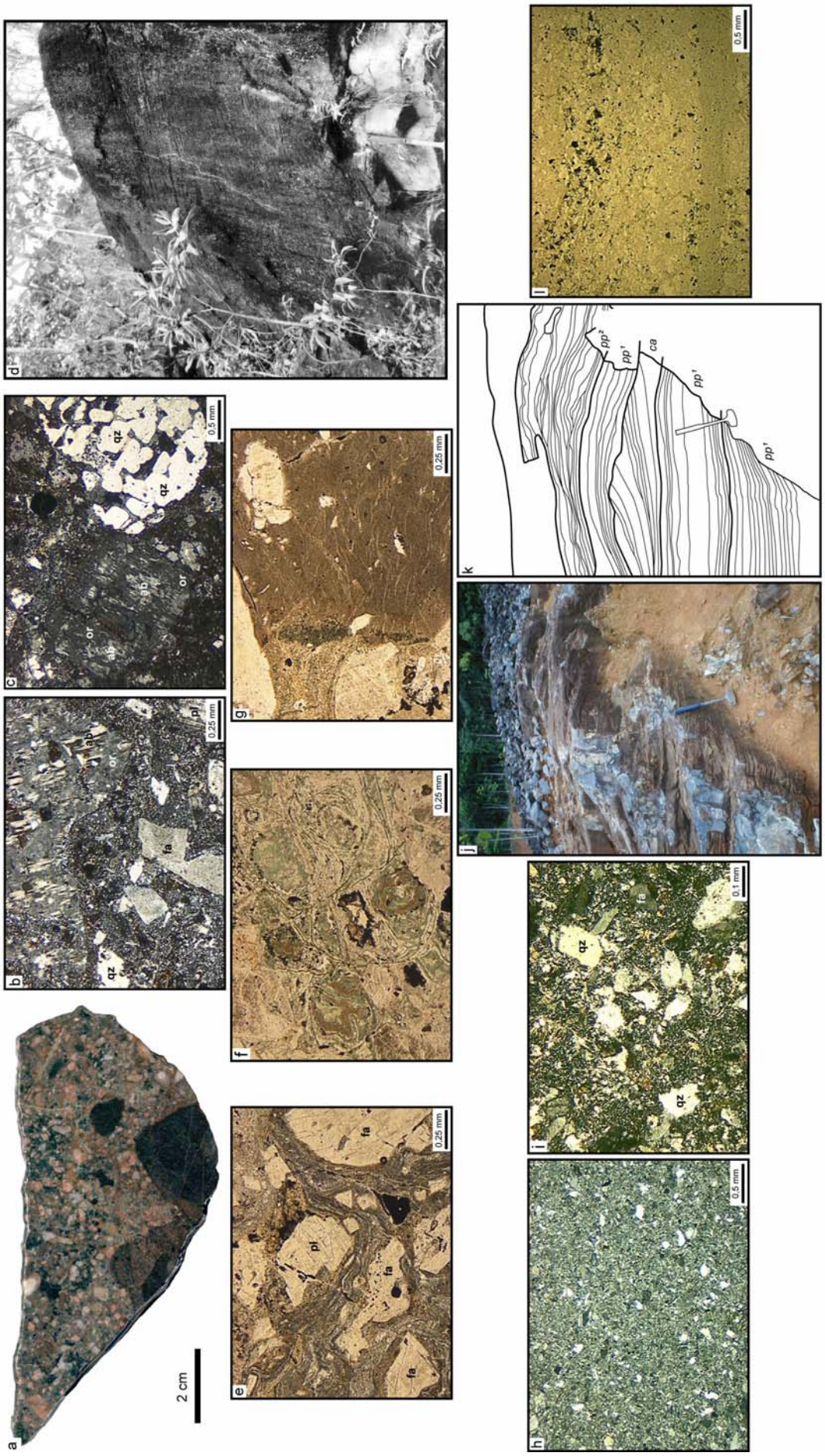


Figura 2 - Feições petrográficas e de campo das rochas piroclásticas da região de Pitinga. a) aspecto macroscópico de ignimbrito; b) aspecto microscópico de ignimbrito; c) feições de intensa reabsorção de minerais; d) afloramento de ignimbrito com foliação subhorizontal; e) textura eutaxítica caracterizando a foliação; f) fraturas perlíticas; g) litoclasto cognato de rocha tufácea com *shards*; h) aspecto microscópico de tufo co-ignimbrítico; i) contatos difusos entre os grãos; j) afloramento de depósito de *surge*; k) croqui do afloramento com a individualização dos depósitos com base nas estratificações. pp^1: estratificação plano paralela lateralmente contínua; pp^2: estratificação plano paralela lateralmente descontínua; ca: estratificação cruzada acanalada; l) níveis marcados pelas diferenças de composiç ão mineralógica e de tamanho de grão. Abreviações: fa - feldspato alcalino; qz - quartzo; pl - plagioclásio; ab - albita; or - ortoclásio.

3. Considerações Finais

Os trabalhos de campo realizados na região de Pitinga permitiram a identificação de uma expressiva atividade vulcânica com caracterísiticas subáreas continental estabelecido no paleoproterozóico. Identificou-se depósitos de fluxo piroclástico, queda co-ignimbríticas e *surge*. O volume expressivo de cristaloclastos e litoclastos nestes depósitos, associado a regularidade composicional e das feições texturais, sugerem a participação de fases explosivas freatomagmáticas. Esta hipótese é compatível com a expressiva percentagem de litoclastos angulares a subangulares de rochas encaixantes (?) , com a presença de depósitos do tipo *surge* e com a fragmentação acentuada dos constituintes.O expressivo volume de fenoclastos dos depósitos ignimbríticos sugere que o sistema magmático original atingiu condições avançadas de cristalização antes dos episódios explosivos e/ou intensa parcipação de processos de elutriação, responsáveis pela extração das frações menos densas, como vitroclastos, e das frações finas (Cas & Wright, 1987; McPhie et al., 1993). A diversidade faciológica aliada ao expressivo volume de fácies piroclásticos quentes (ignimbritos moderadamente a altamente soldados) sustentam a hipótese do vulcanismo da região de Pitinga ter uma vinculação com um paleoambiente do tipo caldeira (Ferron et al. 2002).

Os ignimbritos estudados são petrograficamente semelhantes aos da Província Tapajós – Pará, descritos por Lamarão *et al.* (2002, 2005), que identificou duas seqüências vulcânicas no Grupo Iriri – Supergrupo Uatumã – definidos como Formação Moraes Almeida e Formação Vila Riozinho. Os vulcanitos Moraes Almeida possuem idades semelhantes (1890 ± 6 Ma, 1881 ± 4 Ma e 1875 ± 4 Ma) aos da região de Pitinga (1888 ± 3 Ma, Costi *et al.*, 2000). Trabalhos em desenvolvimento visando a petrologia e potencial metalogenético nos vulcanitos Iricoumé da região de Pitinga, aliados a novos dados de campo permitirão definir melhor a estratigrafia e a afinidade geoquímica deste vulcanismo, contribuindo na compreensão geológica dos diferentes episódios vulcânicos do Supergrupo Uatumã.

4. Agradecimentos

A ADIMB-FINEP-DNPM pelo apoio financeiro relacionado ao projeto: Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia, a Mineração Taboca LTDA do Grupo Paranapanema pelo intenso apoio nos trabalhos de campo, ao CNPq pela bolsa de doutorado (Proc. nº 140716/2005-0) e pela bolsa de produtividade do segundo autor (Proc. nº 304541/2003-6), e a UFRGS.

5. Referências Bibliográficas

BASTOS NETO, A. C., FERRON, J. M. T. M., HOFF, R., ROLIM, S. A., MINUZZI, O. R. R., UMANN, L. V. & PRADO, M. Estudos e projetos direcionados a depósitos minerais e distritos mineiros: "Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia" ADIMB, subprojeto: Pitinga – Criolita. *Relatório da Etapa de Integração de dados/Mapa Geológico Regional da Área de Pitinga – 1:100.000*. UFRGS. Porto Alegre. 30 p, 2003.

CAS, R. A. F., WRIGHT, J. V. *Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions.* London, Allen & Unwin, 528p, 1987.

COSTI, H. T., DALL'AGNOL, R., MOURA, C. A. V. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *International Geology Review*. v. 42, p. 832-849, 2000.

DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J. S.; JORGE JOÃO, X. S.; MEDEIROS, H.; COSTI, H. T.; MACAMBIRA, M. J. B. Granitogenesis in the northern brasilian region: a review. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 17, n. 4, p. 382-403, 1987.

DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M. & MACAMBIRA, M. J. B. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, v. 50, n. 1/3, p.113-138, 1994.

DALL'AGNOL, R., SILVA, C. M. G., SCHELLER, T. Fayalite-hedenbergite rhyolites of the Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã volcanism. *In:* Simpósio sobre Vulcanismo e ambientes Associados, 1. Gramado - RS. *Boletim de resumos*, p. 31, 1999.

FERRON, J. M. T. M.; BASTOS NETO, A. C.; ROLIM, S. B. A.; HOFF, R.; UMANN, L.; MINUZZI, O. R. R. Reconhecimento de uma mega-estrutura no distrito mineiro de Pitinga-AM: dados preliminares a partir da aplicação de técnicas de processamento digital de imagens LANDSAT ETM+. *In:* Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2. *Boletim de Resumos*. Belém. Universidade Federal do Pará. Núcleo PRONEX do Centro de Geociências. v. 1, p.14, 2002.

GIFKINS, C. C., ALLEN, R. L., McPHIE, J. Apparent welding textures in altered pumice-rich rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research – Special Issue – Welding Processes in Volcanology*, v. 142, n. 1/2, p. 29-47, 2005.

GRUNDER, A., RUSSEL, J. K. Welding processes in volcanology: insights from field, experimental and modeling studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research – Special Issue – Welding Processes in Volcanology*, v. 142, n. 1/2, p. 1-9, 2005.

LAMARÃO, C. N., DALL'AGNOL, R., LAFON, J. M., LIMA, E. F. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Morais Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do estado do Pará. *In:* Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados. 1, Gramado - RS, *Boletim de resumos*, p. 93, 1999.

LAMARÃO, C. N., DALL'AGNOL, R., LAFON, J. M., LIMA, E. F. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 119, n. 1, p. 189-223, 2002.

McPHIE, J., DOYLE, M., ALLEN, R. *Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. University of Tasmania. 198p, 1993.

SANTOS, J. O. S., HARTMANN, L. A., GAUDETTE, H. E., GROVES, D. I., McNAUGTHON, N. J., FLETCHER, L. R. A. New understanting of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, v. 3, n. 4, p. 453-488, 2000.

SANTOS. J. O. S., HARTMANN, L. A., McNAUGHTON, N. J., FLETCHER, I. R. Timming of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. Journal of South America Earth Science, v. 15, p. 409-429, 2002.

SANTOS, J. O. S.; BREEMEN, O. B. V.; GROVES, D. I.; HARTMAN, L. A.; ALMEIDA, M. E.; McNAUGHTON, N. J. & FLETCHER, I. R. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, v. 131, p. 73-109, 2004.

SCHOBBENHAUS, C., HOPPE, A., LORK, A., BAUMANN, A. Idade U/Pb do Magmatismo Uatumã no Norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): Primeiros Resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994. Balneário Camboriú. *Anais*... Balneário Camboriú, SBG. v. 1, p. 395-397, 1994.

TASSINARI, C. C. G., MACAMBIRA, M. J. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. p. 471-485. *In:* MANTESO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (orgs.) 2004. *Geología do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, .Beca. 647 p., 2004.

ANEXO V

Cartas de aceite de submissão dos artigos

Data: Thu, 03 Sep 2009 14:26:17 -0300 [03-09-2009 14:26:17 BRST]
De: aabc@abc.org.br
Para: ronaldo.pierosan@ufrgs.br
Assunto: [AABC] - Submission Completed - REF.: 323/09

REF.: 323/09

Dr. Pierosan, Ronaldo

Thank you for submitting your manuscript for publication in our journal "Anais da Academia Brasileira de Ciências" (AABC). Its reference code is . Please, use always this number in any correspondence regarding this manuscript.
It will be evaluated and you will be contacted in due course.
At any stage you may check the status of your manuscript logging into the AABC website http://aabc.abc.org.br. In case of any doubt, contact our Editorial Office at aabc@abc.org.br. For more information about AABC style, see latest papers published in www.scielo.br/aabc.
Thanks, once more, for your interest in the AABC.
Cordially,"Paleoproterozoic (~1.88Ga) felsic volcanism of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area, Amazonian Craton, Brazil: insights in ancient volcanic processes from field and petrologic data"323/09

M.L.Maioli
Editorial Assistant - AABC
Rua Anfilofio de Carvalho, 29/3rd floor
Rio de Janeiro, RJ
20030-060 Brazil
tel: +55.21.3907-8146 fax +55.21.3907-8104
web: http://aabc.abc.org.br
aabc@abc.org.br

Espaço Utilizado: 48% de 50 MB

Caixa de Entrada: Iricoumé Group volcanics (3 de 306)

Data: Mon, 5 Oct 2009 11:29:39 -0700 [05-10-2009 15:29:39 BRT]
De: Gary Ernst <wernst@stanford.edu>
Para: ronaldo.pierosan@ufrgs.br, evandro.lima@ufrgs.br
Cc: Robert.Smith@informa.com
Assunto: Iricoumé Group volcanics
Parte(s):

2	Figure 17.jpg	[application/octet-stream]	220 KB
2	Figure 17.jpg	*Visualizar como image/jpeg*	220 KB
3	Figure 07.jpg	[application/octet-stream]	141 KB
3	Figure 07.jpg	*Visualizar como image/jpeg*	141 KB
4	Figure 06.jpg	[application/octet-stream]	220 KB
4	Figure 06.jpg	*Visualizar como image/jpeg*	220 KB
5	Figure 05.jpg	[application/octet-stream]	154 KB
5	Figure 05.jpg	*Visualizar como image/jpeg*	154 KB
6	Figure 04.jpg	[application/octet-stream]	423 KB
6	Figure 04.jpg	*Visualizar como image/jpeg*	423 KB
7	Figure 16.jpg	[application/octet-stream]	327 KB
7	Figure 16.jpg	*Visualizar como image/jpeg*	327 KB
8	Figure 15.jpg	[application/octet-stream]	429 KB
8	Figure 15.jpg	*Visualizar como image/jpeg*	429 KB
9	Figure 14.jpg	[application/octet-stream]	269 KB
9	Figure 14.jpg	*Visualizar como image/jpeg*	269 KB
10	Figure 13.jpg	[application/octet-stream]	225 KB
10	Figure 13.jpg	*Visualizar como image/jpeg*	225 KB
11	Figure 12.jpg	[application/octet-stream]	294 KB
11	Figure 12.jpg	*Visualizar como image/jpeg*	294 KB
12	Figure 11.jpg	[application/octet-stream]	292 KB
12	Figure 11.jpg	*Visualizar como image/jpeg*	292 KB
13	Figure 10.jpg	[application/octet-stream]	361 KB
13	Figure 10.jpg	*Visualizar como image/jpeg*	361 KB
14	Figure 09.jpg	[application/octet-stream]	475 KB
14	Figure 09.jpg	*Visualizar como image/jpeg*	475 KB
15	Figure 08.jpg	[application/octet-stream]	206 KB
15	Figure 08.jpg	*Visualizar como image/jpeg*	206 KB
16	Figure 03.jpg	[application/octet-stream]	263 KB
16	Figure 03.jpg	*Visualizar como image/jpeg*	263 KB
17	Figure 02.jpg	[application/octet-stream]	1,628 KB
17	Figure 02.jpg	*Visualizar como image/jpeg*	1,628 KB
18	Figure 01.jpg	[application/octet-stream]	1,135 KB
18	Figure 01.jpg	*Visualizar como image/jpeg*	1,135 KB
19	Pierosan et al_IGR revised.doc	[application/msword]	519 KB

Baixar todos anexos (em arquivo .zip)

Cabeçalhos: Exibir Todos os Cabeçalhos

1 sem nome [text/html] 4,09 KB

Partes alternativas para esta seção:

sem nome [text/plain] 2,18 KB

Clique em AQUI para ver o conteúdo HTML em uma janela separada.

Dr. Ronaldo Pierosan October 5, 2009
Prof. Evandro Fernandes de Lima
Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGGeo)
Instituto de Geociências
Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)
Av. Bento Gonçalves, 9500. 91501-970
Porto Alegre, RS, BRAZIL

Dear Dr. Pierosan and Prof. de Lima:

Thank you for sending me an electronic version of your revised manuscript coauthored with L. V. S. Nardi, A. C. B. Neto, C. P. de Campos, K. Jarvis, J. M. T. M. Ferron, and M. Prado, entitled "Geochemistry of Paleoproterozoic volcanic rocks of the Iricoumé Group, Pitinga Mining District, Amazonian craton, Brazil." On re-examining this paper, I agree that it is now ready for inclusion in INTERNATIONAL GEOLOGY REVIEW. Nevertheless, I have suggested some modifications in the English exposition in the *Abstract* (p. 3) and *Introduction* (p. 4-5) as track changes. Also, In Figure 4, **phonolite** is misspelled, and in Figure 16, the lower diagram x-axis has **N** appearing after each rare earth element; these two figures should be fixed, then sent directly to IGR. To expedite matters, I am now sending the entire manuscript to the publisher of INTERNATIONAL GEOLOGY REVIEW, Taylor & Francis. Mr. Robert Smith at T & F will complete the copy-editing, and will oversee the final editorial and production process. In a month or so you will receive PDF files as galley proofs. Because you will need to communicate with them before then, here is the e-mail address of IGR:
Mr. Robert Smith, Production Editor **Robert.Smith@informa.com**

I feel that this research on the early Proterozoic development of the Guyana shield portion of the Amazonian craton will be widely read in IGR. Many thanks for sending the manuscript to IGR!

Best regards, --Gary Ernst

- -

W. G. Ernst
U. S. MAIL: Dept. of Geological & Environmental Sciences
Geocorner, Building 320, Room 118
Stanford University; Stanford, CA 94305-2115

e-mail: wernst@stanford.edu
phone: {650} 723-0185
FAX: {650} 725-0979
office: Green Earth Sciences Room 209
http://pangea.stanford.edu/research/hp-uhp/gary/ernst.html

Um imagem grande de nome Figure 17.jpg está anexada a esta mensagem.
Clique em AQUI para ver uma miniatura desta imagem.

Um imagem grande de nome Figure 07.jpg está anexada a esta mensagem.
Clique em AQUI para ver uma miniatura desta imagem.

Um imagem grande de nome Figure 06.jpg está anexada a esta mensagem.
Clique em AQUI para ver uma miniatura desta imagem.

Um imagem grande de nome Figure 05.jpg está anexada a esta mensagem.
Clique em AQUI para ver uma miniatura desta imagem.

Um imagem grande de nome Figure 04.jpg está anexada a esta mensagem.
Clique em AQUI para ver uma miniatura desta imagem.

Um imagem grande de nome Figure 16.jpg está anexada a esta mensagem.
Clique em AQUI para ver uma miniatura desta imagem.

Um imagem grande de nome Figure 15.jpg está anexada a esta mensagem.
Clique em AQUI para ver uma miniatura desta imagem.

Um imagem grande de nome Figure 14.jpg está anexada a esta mensagem.
Clique em AQUI para ver uma miniatura desta imagem.

Um imagem grande de nome Figure 13.jpg está anexada a esta mensagem.

Clique em AQUI para ver uma miniatura desta imagem.

Um imagem grande de nome Figure 12.jpg está anexada a esta mensagem.
Clique em AQUI para ver uma miniatura desta imagem.

Um imagem grande de nome Figure 11.jpg está anexada a esta mensagem.
Clique em AQUI para ver uma miniatura desta imagem.

Um imagem grande de nome Figure 10.jpg está anexada a esta mensagem.
Clique em AQUI para ver uma miniatura desta imagem.

Um imagem grande de nome Figure 09.jpg está anexada a esta mensagem.
Clique em AQUI para ver uma miniatura desta imagem.

Um imagem grande de nome Figure 08.jpg está anexada a esta mensagem.
Clique em AQUI para ver uma miniatura desta imagem.

Um imagem grande de nome Figure 03.jpg está anexada a esta mensagem.
Clique em AQUI para ver uma miniatura desta imagem.

Um imagem grande de nome Figure 02.jpg está anexada a esta mensagem.
Clique em AQUI para ver uma miniatura desta imagem.

Um imagem grande de nome Figure 01.jpg está anexada a esta mensagem.
Clique em AQUI para ver uma miniatura desta imagem.

[RBG] Agradecimento pela Submissão

De: **Alberto Pio Fiori** (fiori@ufpr.br)
Enviada: terça-feira, 20 de outubro de 2009 14:35:25
Para: Ronaldo Pierosan (ronaldo.pierosan@hotmail.com)

Ronaldo Pierosan,

Agradecemos a submissão do seu manuscrito "Litoquímica e química mineral da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga, AM" para Revista Brasileira de Geociências. Através da interface de administração do sistema, utilizado para a submissão, será possível acompanhar o progresso do documento dentro do processo editorial, bastanto logar no sistema localizado em:

URL do Manuscrito:
http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/rbg/author/submission/15765
Login: ronaldo_pierosan

Em caso de dúvidas, envie suas questões para este email. Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de transmitir ao público seu trabalho.

Alberto Pio Fiori
Revista Brasileira de Geociências

Revista Brasileira de Geociências http://www.ser.ufpr.br/rbg

Livros Grátis

(http://www.livrosgratis.com.br)

Milhares de Livros para Download:

Baixar livros de Administração
Baixar livros de Agronomia
Baixar livros de Arquitetura
Baixar livros de Artes
Baixar livros de Astronomia
Baixar livros de Biologia Geral
Baixar livros de Ciência da Computação
Baixar livros de Ciência da Informação
Baixar livros de Ciência Política
Baixar livros de Ciências da Saúde
Baixar livros de Comunicação
Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE
Baixar livros de Defesa civil
Baixar livros de Direito
Baixar livros de Direitos humanos
Baixar livros de Economia
Baixar livros de Economia Doméstica
Baixar livros de Educação
Baixar livros de Educação - Trânsito
Baixar livros de Educação Física
Baixar livros de Engenharia Aeroespacial
Baixar livros de Farmácia
Baixar livros de Filosofia
Baixar livros de Física
Baixar livros de Geociências
Baixar livros de Geografia
Baixar livros de História
Baixar livros de Línguas

Baixar livros de Literatura
Baixar livros de Literatura de Cordel
Baixar livros de Literatura Infantil
Baixar livros de Matemática
Baixar livros de Medicina
Baixar livros de Medicina Veterinária
Baixar livros de Meio Ambiente
Baixar livros de Meteorologia
Baixar Monografias e TCC
Baixar livros Multidisciplinar
Baixar livros de Música
Baixar livros de Psicologia
Baixar livros de Química
Baixar livros de Saúde Coletiva
Baixar livros de Serviço Social
Baixar livros de Sociologia
Baixar livros de Teologia
Baixar livros de Trabalho
Baixar livros de Turismo