

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

**CARACTERIZAÇÃO E IDADE DAS INTRUSIVAS DO SISTEMA
PÓRFIRO YARUMALITO, MAGMATISMO COMBIA, COLOMBIA**

ISADORA ALBERTI HENRICHES

ORIENTADOR – Dr. José Carlos Frantz

CO-ORIENTADORA – Dra. Juliana Charão Marques

Porto Alegre – 2013

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

**CARACTERIZAÇÃO E IDADE DAS INTRUSIVAS DO SISTEMA
PÓRFIRO YARUMALITO, MAGMATISMO COMBIA, COLOMBIA**

ISADORA ALBERTI HENRICHS

ORIENTADOR – Dr. José Carlos Frantz

CO-ORIENTADORA – Dra. Juliana Charão Marques

BANCA EXAMINADORA

Dra. Andréia Oliveira Monteiro da Silva Gross – Companhia de Pesquisa de Recursos minerais - CPRM.

Dr. Antonio Pedro Viero – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dra. Gênova Maria Pulz – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dissertação de Mestrado
apresentada como requisito parcial
para a obtenção do Título de Mestre
em Geociências.

Porto Alegre – 2013

CIP - Catalogação na Publicação

Alberti Henrichs, Isadora
CARACTERIZAÇÃO E IDADE DAS INTRUSIVAS DO SISTEMA
PÓRFIRO YARUMALITO, MAGMATISMO COMBIA, COLOMBIA /
Isadora Alberti Henrichs. -- 2013.
68 f.

Orientador: José Carlos Frantz.
Coorientadora: Juliana Charão Marques.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto
Alegre, BR-RS, 2013.

1. Geocronologia . 2. U-Pb SHRIMP. 3. Pórfiro
Yarumalito. 4. Distrito Mineiro Marmato. I. Frantz,
José Carlos, orient. II. Charão Marques, Juliana,
coorient. III. Título.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais pelo enorme apoio e suporte.

Ao Xande pela preocupação e à Giovana por tentar tranquilizar ele.

Aos amigos e também colegas João Rodrigo, Bruno, Amed, Marco e Ronei pela companhia na bolsa.

Aos amigos Leo, Issa, Gabriel, Raquel, Andréia e Ana Carolina pelo incentivo.

Aos amigos Cunha, Lanys, Marquitto, Betinho, Matias, Lola, Ana Clara, Tita e Patrycia pelo companheirismo.

À Aline Pandolfo por tentar manter minha sanidade.

E principalmente aos meus orientadores Juliana e Frantz pela orientação, estímulo e ensinamentos que vão muito além da academia.

RESUMO

O sistema pórfiro Yarumalito, caracterizado por concentrar minério em veios controlados por estruturas e *stockworks* encontra-se localizado no distrito mineiro de Marmato, que é considerado um dos mais antigos distritos de ouro da Colômbia, com atividades de extração que remontam da época dos Incas. O sistema ígneo da região é relacionado ao magmatismo Miocênico da Formação Combia. Neste trabalho foram descritas as rochas subvulcânicas diretamente relacionadas às zonas mineralizadas do sistema pórfiro Yarumalito com o objetivo de, após caracterizar as intrusões, realizar datação através do método U-Pb em zircão. Amostras selecionadas de duas intrusões férteis, uma andesítica mais abundante na área e outra diorítica com características intrusivas na primeira e de ocorrência mais restrita, foram criteriosamente descritas e tiveram zircões separados e posteriormente analisados por SHRIMP na Universidade de São Paulo. Os resultados apontaram para um intervalo bastante restrito para as idades, com médias ponderadas das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ variando de 7 ± 0.15 Ma para o andesito pórfiro a 6.95 ± 0.16 Ma para o diorito pórfiro. Estes resultados sugerem um período restrito no tempo para a cristalização das intrusivas portadoras de mineralizações na área do projeto e posicionam o sistema Yarumalito para o final do magmatismo Combia.

Palavras-chave: Combia, Yarumalito, Pórfiro, SHRIMP, Marmato, Mioceno

ABSTRACT

The Yarumalito porphyry system, characterized to concentrate ore in structure related veins and stockworks is located in the mining district of Marmato, that is considered one of the oldest gold mining districts of Colombia, with exploration activities since the Inca Empire. The igneous system of the region is related to the miocenic magmatism of the Combia formation. In this paper, the subvolcanic rocks directly related with the mineralized zones of the Yarumalito porphyry were described in order to, after characterization, obtain U-Pb ages in zircon to the intrusions. Selected samples of the two fertile intrusions, one andesitic more abundant in the area and one dioritic more restricted, were carefully described and had their zircon grains separated and analyzed by SHRIMP in the University of São Paulo. The results points to a very restricted interval for the ages, with weighted average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ varying from 7 ± 0.15 Ma for the andesitic porphyry and 6.95 ± 0.16 Ma for the dioritic porphyry. These results suggest a brief period for the crystallization of the mineralized subvolcanic rocks in the area and constrain the Yarumalito system to the final stages of the Combia magmatism.

Keywords: Combia, Yarumalito, Porphyry, SHRIMP, Marmato, Miocene

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	9
INTRODUÇÃO	9
CAPÍTULO 2	11
LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CONTEXTO GEOLÓGICO	11
2.1 Localização da Área	11
2.2 Aspectos Geológicos Regionais	12
2.3 Aspectos Geológicos Locais	15
CAPÍTULO 3	16
REVISÃO CONCEITUAL SOBRE SISTEMAS PÓRFIRO-EPITERMAL E PROCESSOS HIDROTERMAIS	16
3.1 Depósitos do Tipo Pórfiro	16
3.2 Depósitos do Tipo Epitermal	18
3.2.1 Epitermal de baixa sulfetação	19
3.2.2 Epitermal de sulfetação intermediária	21
3.2.3 Epitermal de alta sulfetação	21
3.3 Processos Hidrotermais	22
3.3.1 Estilos e Tipos de Alteração Hidrotermal	22
CAPÍTULO 4	25
METODOLOGIA	25
4.1 Princípios de Geocronologia	25
4.1.1 Geocronologia U-Pb em Zircão	26
4.2 Zircão	29
4.2.1 Texturas Zonadas em Zircões Ígneos	30
4.2.2 Fenômeno Tardi-magmáticos	31
4.2.3 Núcleos de Xenocristais	32
4.3 Preparação das Amostras	33
4.4 Catodoluminescência	34
4.5 SHRIMP	34
CAPÍTULO 5	36
REFERÊNCIAS	36
CAPÍTULO 6	41
CARACTERIZAÇÃO E GEOCRONOLOGIA SHRIMP U-PB EM ZIRCÃO DAS ROCHAS SUBVULCÂNICAS DO SISTEMA PÓRFIRO YARUMALITO, DISTRITO DE MARMATO, COLÔMBIA	41

SOBRE A ESTRUTURA DESTA DISSERTAÇÃO:

Esta dissertação está estruturada na forma de artigo científico, conforme as normas do Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGEO) da UFRGS. Os Capítulos 1 a 5 constituem o “Estado da Arte” requerido pelo programa, e o capítulo 6 o artigo submetido para revista científica.

Capítulo 1. INTRODUÇÃO

Capítulo 2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CONTEXTO GEOLÓGICO: inclui aspectos de localização da área e reúne informações sobre geologia regional e contexto geotectônico da área do projeto.

Capítulo 3. REVISÃO CONCEITUAL SOBRE SISTEMAS PÓRFIRO-EPITERMAL E PROCESSOS HIDROTERMAIS: detalha os principais aspectos do tipo de depósito que se insere o

Capítulo 4. METODOLOGIA: reúne aspectos metodológicos fo com o objetivo de revisar informações relevantes para a obtenção dos resultados geocronológicos que consistem do principal objetivo desta dissertação.

Capítulo 5. REFERÊNCIAS

Capítulo 6. ARTIGO CIENTÍFICO: intitulado “Caracterização e geocronologia SHRIMP U-Pb em zircão das rochas subvulcânicas do sistema pórfiro Yarumalito, Distrito de Marmato, Colômbia”. O artigo foi submetido para a revista Pesquisas em Geociências.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O sistema pórfiro Yarumalito, é parte integrante do Distrito Mineiro de Marmato na Colômbia, localizado na Cordilheira Central dos Andes colombianos. A área é atualmente explorada para ouro pela empresa *Colombian Mines Corporation* através do Projeto Yarumalito que cobre uma área de 1,425 hectares localizada aproximadamente a 11km ao norte da Montanha Marmato e a 110km ao sul de Medellín. Apesar da área ser explorada desde o tempo dos Incas, o conhecimento geológico e geocronológico ainda é restrito.

. O sistema Yarumalito tem característica de depósito do tipo pórfiro e a mineralização de Ouro ocorre principalmente em veios controlados por estruturas e *stockworks* relacionados a rochas subvulcânicas da Formação Combia, de idade Miocênica entre 12 e 6 Ma. O magmatismo Combia é de caráter cálcio-alcálico alto potássio e inclui as intrusões pórfiras mineralizadas a ouro.

Esta dissertação de mestrado tem como objetivo caracterizar as rochas pórfiras mineralizadas a ouro com o intuito de realizar datações geocronológicas pelo método U-Pb em zircão. A empresa disponibilizou testemunhos de sondagem para descrições e amostragens que objetivaram o reconhecimento das características das rochas subvulcânicas envolvidas na mineralização e, adicionalmente, permitiu amostragem de rochas selecionadas para geocronologia. Considerando a idade muito jovem do magmatismo Combia e o reduzido tamanho dos cristais a serem datados, os estudos geocronológicos foram realizados por SHRIMP no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de São Paulo.

A dissertação está organizada conforme normas do Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), que prevê capítulos iniciais contendo aspectos geológicos gerais da área de trabalho, estado da arte do assunto estudado, aspectos metodológicos, seguido de um capítulo principal, no qual está inserido um

artigo submetido à Revista Pesquisa em Geociências da UFRGS que reúne os resultados da pesquisa realizada durante a execução do mestrado.

CAPÍTULO 2

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CONTEXTO GEOLÓGICO

O capítulo 2 desta dissertação inclui aspectos de localização da área e reúne informações sobre geologia regional e contexto geotectônico, seguida de informações da geologia locais da área do projeto Yarumalito da empresa *Colombian Mines Corporation* no Distrito de Marmato.

2.1 Localização da Área

A área do projeto está localizada 109km a sul da cidade de Medellín, pela rodovia Pan-Americana, 11km a norte da cidade de Marmato, 3.4km norte da cidade de Caramanta e 4.3km da cidade de Valparaíso, no Departamento de Antioquia, Colômbia (Fig. 1).

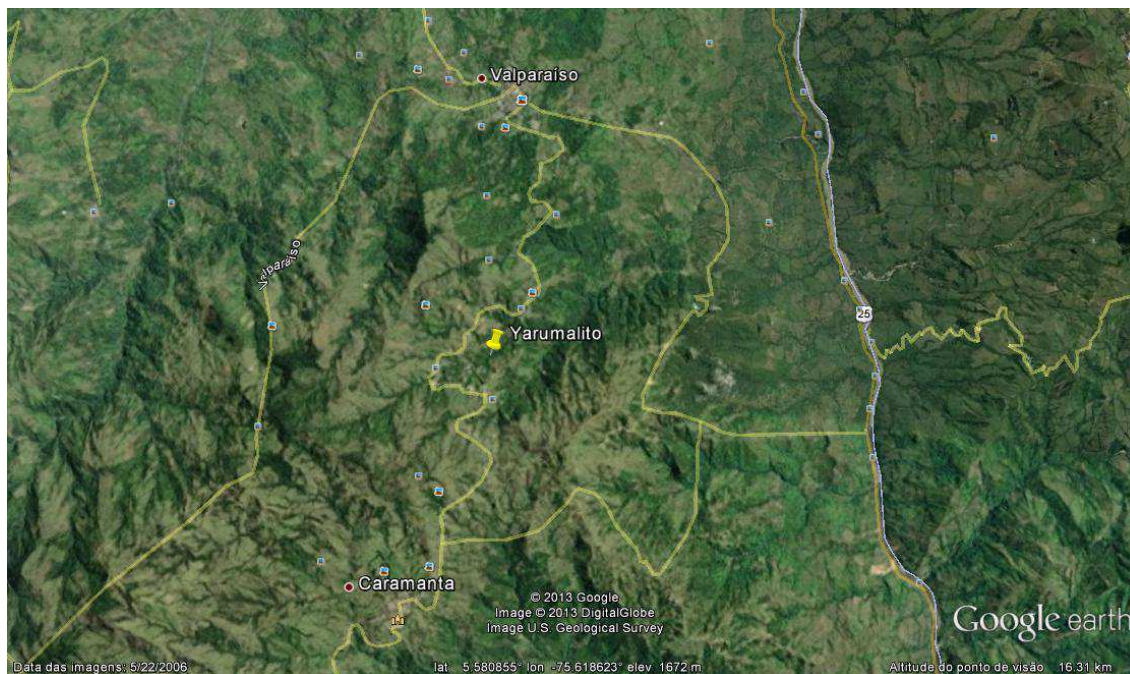


Figura 1 – Localização da Área do Projeto Yarumalito em imagem disponível no Google earth.

2.2 Aspectos Geológicos Regionais

Os Andes Colombianos são divididos em Cordilheiras Central, Ocidental e Oriental. Que são separadas pelos vales de Cauca-Patía e Madalena (VILLAGÓMEZ *et al.*, 2011). O Distrito Mineiro de Marmato está localizado na parte ocidental da Cordilheira Central, no vale de Cauca-Patía, denominado por Sillitoe (2008) como *Middle Cauca Belt*, um cinturão metalogenético Miocênico de 300km de distância, que se encontra inserido no sistema de falhas Cauca-Romeral e inclui os depósitos de Marmato e La Colosa (Fig. 2).

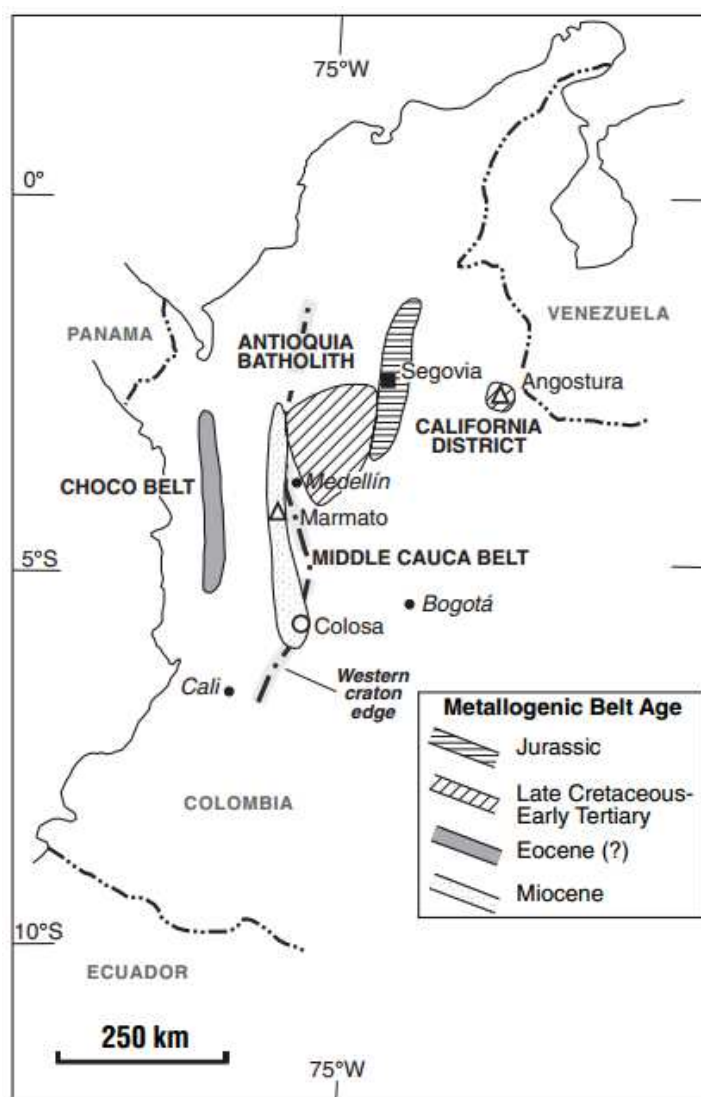


Figura 2 – Mapa de localização do *Middle Cauca Belt*, extraído de Sillitoe (2008).

A Cordilheira Central Colombiana é composta por diversos terrenos tectono-estratográficos que ainda não são totalmente compreendidos. Maya e González (1995) separam a cordilheira central em 5 unidades litodêmicas – Complexo Cajamarca, Complexo Quebrada Grande, Complexo Arquia, Vulcânicas Mesozóicas e Rochas Metamórficas de alto grau e que são separadas por três grandes sistemas de falhas: San Jerónimo, Cauca-Romeral e Silvia-Pijao (Fig. 3).

Segundo Maya e González (1995), o Complexo Cajamarca é constituído por um pacote metamórfico composto de micas xistos, xistos verdes, filitos, quartzitos e algumas franjas de mármore. No vale de Cauca, as rochas do complexo estão em contato com o Batólito de Ibagué que produz metamorfismo de contato nos mica xistos.

O Complexo Quebrada Grande agrupa rochas sedimentares e vulcânicas que afloram ao Ocidente da falha San Jerónimo e a leste da Falha Silvia-Pijao, até o Rio Cauca. O complexo apresenta variações litoestratográficas, tanto na sequência sedimentar quanto na sequência vulcânica de derrames vulcânicos e rochas piroclásticas. Os derrames vulcânicos se prolongam por centenas de metros, e apresentam intercalações lenticulares concordantes de chert e rochas sedimentares marinhas com aporte vulcanogênico. As idades do Complexo foram obtidas por registro fóssil do Aptiano ao Albiano (BOTERO; GONZÁLEZ, 1983).

O Complexo Arquia é uma unidade que aflora no flanco ocidental da Cordilheira Central e está constituído por anfibolitos e xistos anfibólicos e xistos sericíticos. É coberta discordantemente por rochas sedimentares da Formação Amagá e sequências vulcanoclásticas da Fm. Combia.

A formação Combia foi descrita a primeira vez por Grosse (1926). González (1976) separou-a em dois membros: Membro inferior – de caráter vulcânico, derrames basálticos e diques andesíticos, e o membro superior – de caráter vulcanoclástico, com predomínio de rochas piroclásticas mal consolidadas. Estas rochas representam as rochas mais jovens do vulcanismo Neógeno noroeste colombiano (MARRINER; MILLWARD, 1984).

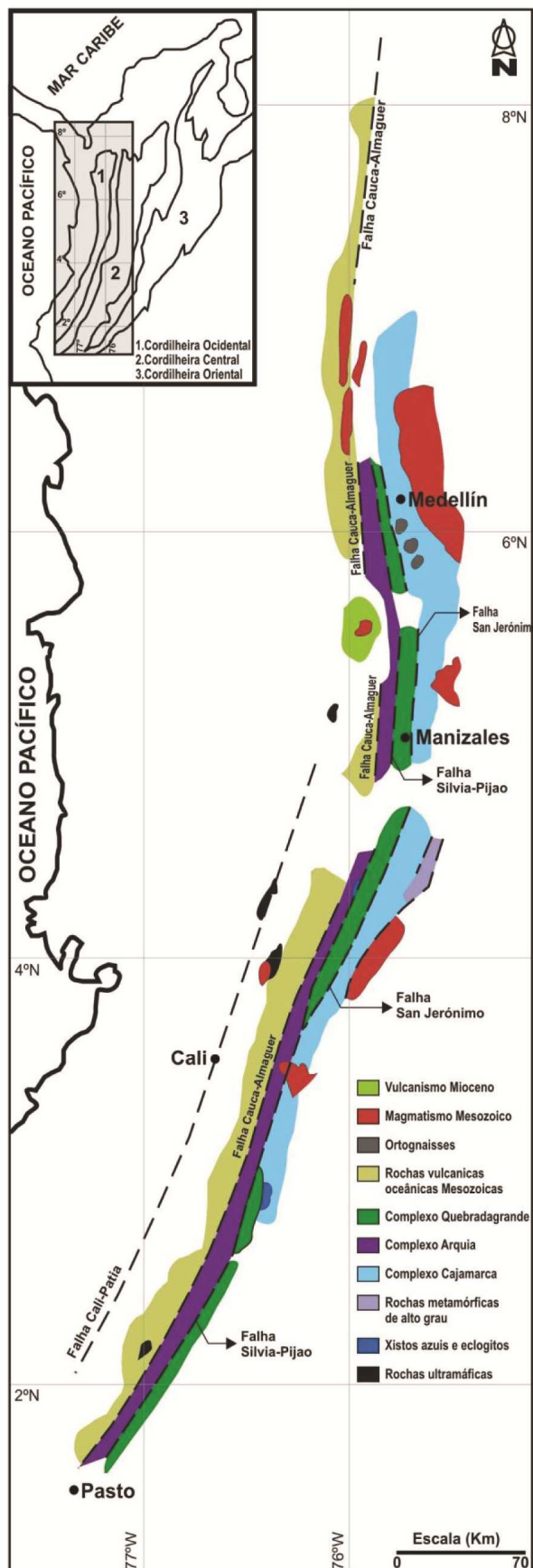


Figura 3 – Mapa exibindo a divisão da Cordilheira Central da Colômbia, segundo Maya e González (1995). Extraído de Bustamante (2003).

Recentemente, Restrepo (2009) separou a Cordilheira Central em terrenos tectono-estratigráficos, com base em dados geocronológicos. Os terrenos se dividem do oriente para o ocidente em: Chibcha, Tahamí, Anacona, Quebrada Grande, Amagá-Sinifaná, Arquia e Calima. Os terrenos Chibcha, Tahamí, Anacona estão localizados a leste da falha San Jerónimo com rochas continentais e entre as falhas de Cauca e Romeral encontram-se os terrenos Quebrada Grande, Amagá-Sinifaná, Arquia e Calima com rochas de evolução oceânica.

2.3 Aspectos Geológicos Locais

Segundo Thompson (2006), a área do atual projeto Yarumalito é dominada por apófises do stock de Marmato de composição andesítica a dacítica que intrudiram as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Fm. Combia. Cornubianitos são encontrados em zonas de contato, que geralmente contém pirita disseminada com menores volumes de calcopirita, esfalerita e galena.

Thompson (2006) descreve três domínios de falhas na área. Os sistemas de falhas são orientados segundo direções noroeste, leste-oeste e norte-sul. A maioria das estruturas geradoras de veios de quartzo com pirita tende a se organizar segundo a direção noroeste, de N45W a N60W. As estruturas leste-oeste demonstram intensa brechação e argilização com sulfetos semi-maciços, estas estruturas são subverticais e variam de 30cm a mais de 4m de largura. O terceiro domínio estrutural tende a ter direção norte-sul e pode conter sulfetos semi-maciços e quartzo subordinado.

CAPÍTULO 3

REVISÃO CONCEITUAL SOBRE SISTEMAS PÓRFIRO-EPITERMAL E PROCESSOS HIDROTERMAIS

Os sistemas hidrotermais magmático-meteoricos têm relação com fluidos de origem magmática e meteorica. O resfriamento de um corpo intrusivo serve como uma fonte de energia termal e o suprimento inicial de fluidos. Em estágios posteriores, o sistema pode ser alimentado por água meteorica e de sub-superfície (PIRAJNO, 1992).

Os depósitos do tipo pórfiro são reconhecidos, em geral, pela presença de veios e vênulas (*stockworks*), contendo sulfetos disseminados associada a corpos intrusivos porfiríticos e grandes volumes de rocha afetados por alteração hidrotermal.

Nestes ambientes foram reconhecidas, por diversos autores, quatro zonas principais de alteração hidrotermais: potássica, propilítica, fílica (ou sericítica) e argílica. (MEYER; HEMLEY, 1967).

Nas regiões mais superficiais, relacionado a estas intrusões pórfiras, ocorrem os sistemas epitermais.

3.1 Depósitos do Tipo Pórfiro

Sistemas porfirios são definidos como um grande volume (10-100Km³) de rochas hidrotermalizadas centralizadas em stocks pórfiros que também podem conter mineralizações em skarn, e sediment-hosted, e depósitos epitermais de sulfetação intermediária e alta (SILLITOE, 2010).

Depósitos pórfiros são a principal fonte mundial de Cu e Mo, cerca de 60 to 70% da produção mundial de Cu e mais de 95% da produção mundial de Mo. Também são fonte de Au, Ag, and Sn. Kirkham e Sinclair (1995) separam os tipos de depósito pórfiro de acordo com a composição de sua mineralização, conforme listados a seguir:

- Cu (\pm Au, Mo, Ag, Re)

- Cu-Mo (\pm Au, Ag)
- Cu-Mo-Au (\pm Ag)
- Cu-Au (\pm Ag, PGE)
- Au (\pm Ag, Cu, Mo)
- Mo (\pm W, Sn)
- W-Mo (\pm Bi, Sn)
- Sn (\pm W, Mo, Ag, Bi, Cu, Zn, In)
- Sn-Ag (\pm W, Cu, Zn, Mo, Bi)
- Ag (\pm Au, Zn, Pb)

A grande parte dos depósitos pórfiros são encontrados em zonas de subducção ativas (SILLITOE, 1972; RICHARDS, 2003), no entanto alguns depósitos podem ser desenvolvidos após o término da subducção, em terrenos pós-colisionais (RICHARDS, 2009). Os depósitos pórfiros ocorrem em toda a extensão do globo terrestre (Fig. 4) geralmente em cinturões metalogenéticos lineares e estão associados com cinturões orogênicos na margem Oeste da América do Norte e América do Sul, na margem oeste da bacia do Pacífico, e no cinturão orogênico do Leste Europeu. No entanto, grandes depósitos também ocorrem em orógenos na Ásia Central e em menor quantidade em terrenos Pré-Cambrianos (SINCLAIR, 2007).

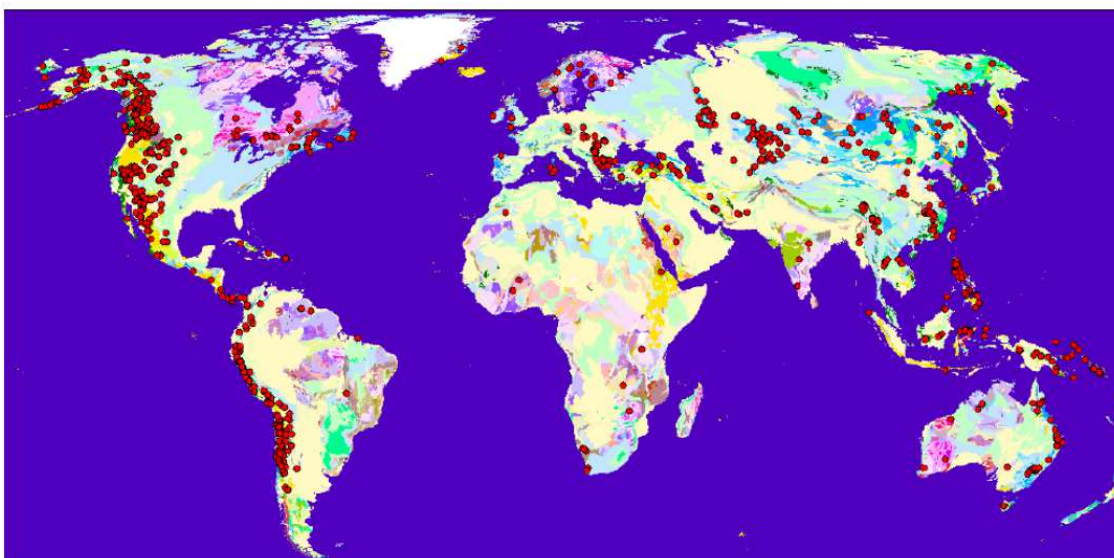


Figura 4 – Mapa com a distribuição global dos principais depósitos do tipo pórfiro, modificado de Kirkham e Dunne (2000).

Esta classe de depósito pode apresentar três tipos distintos de mineralizações: sulfetos em veios e vênulas que constituem zonas de stockwork, zonas de alteração hidrotermal, e diretamente relacionadas com a intrusão (intrusion-related). A alteração hidrotermal nos sistemas pórfiros afeta grandes volumes de rocha do próprio pluton e da encaixante, geralmente em geometria concêntrica com halos de alteração potássica, fílica e propilítica. Em zonas fraturadas os fluidos magmáticos podem se misturar com fluidos meteóricos surgindo assim alteração argílica (PIRAJNO, 2009) (Fig.5).

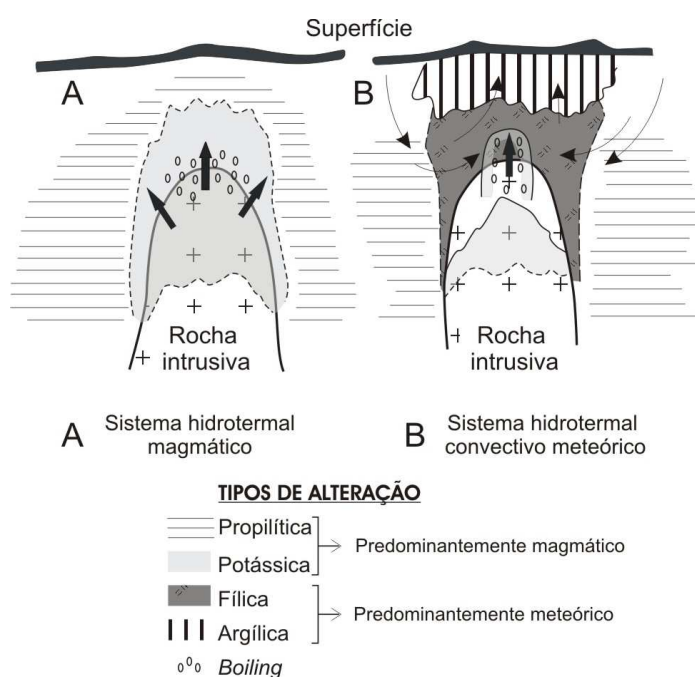


Figura 5 - Estágios A e B em um desenvolvimento de um sistema hidrotermal magmático em um sistema pórfiro, no qual a entrada de água meteórica influencia no padrão de alteração. Sem escala. Modificado de Pirajno (1992).

3.2 Depósitos do Tipo Epitermal

Os sistemas epitermais são gerados em baixa profundidade crustal, normalmente hospedados em pilhas vulcânicas, com profundidades de 1,5km, até sistemas que possuem manifestações em superfície. São reconhecidos pela capacidade de gerar amplas variedades de depósitos de metais-base (Pb

e Zn) e principalmente metais preciosos (Au e Ag) (HEDENQUIST; LOWERNSTERN, 1994).

A denominação de depósitos epitermais é relacionada às porções mais rasas de sistemas hidrotermais associados a intrusões. Estes depósitos são formados em temperaturas e profundidades relativamente baixas (<300°C, 1-2km); (HEDENQUIST; LOWERNSTERN, 1994).

Os depósitos epitermais são extremamente variáveis em suas geometrias, controladas pela permeabilidade das rochas hospedeiras da mineralização (parâmetros estruturais, hidrotermais, tipo de rocha e textura). Os principais condutos de circulação de fluidos são ligados à falhas, gerando depósitos na forma de veios, associados à lixiviação de componentes das rochas encaixantes (i.e. natureza do fluido) e fragmentação por brechas hidráulicas (Fig. 6).

Atualmente, é aceita a subdivisão destes depósitos em três grupos principais: Baixa Sulfetação, Sulfetação Intermediária e Alta Sulfetação (HEDENQUIST, 2000).

3.2.1 Epitermal de baixa sulfetação

São depósitos cujas alterações foram geradas por fluidos profundos, reduzidos em relação ao enxofre e de pH próximos à neutralidade, similares aos campos geotérmicos (Fig. 6). Os sulfetos cristalizados: pirita, pirrotita, arsenopirita e esfalerita rica em ferro, refletem este caráter reduzido em relação ao enxofre. Os fluidos estão em equilíbrio com suas rochas hospedeiras devido a ascensão relativamente lenta, resultando em um sistema dominado pela rocha (GIGGENBACH, 1992).

Depósitos epitermais de baixa sulfetação podem ser classificados de acordo com a composição do magma que gerou a mineralização em dois subtipos: subtipo alcalinos e subalcalino. A mineralização nos subalcalinos geralmente possui alto teor de Ag e baixos conteúdos de metal-base. O ouro é associado com pirita, esfalerita alto-Fe, pirrotita e arsenopirita. Em contraste, mineralizações do LS alcalino comumente contém minerais de teluretos,

elevada razão Au:Ag e o quartzo como ganga é menos comum (JENSEN; BARTON, 2000).

Depósitos LS são tipicamente hospedados em unidades vulcânicas mas podem ser também hospedados nas encaixantes (Fig. 6). Diques máficos são comuns neste tipo de depósito (SILLITOE; HEDENQUIST, 2003).

A mineralogia de alteração em sistemas LS demonstra zonação lateral de quartzo-calcidônia-adulária em veios não mineralizados, que comumente demonstra bandamento crustiforme e coliforme e quartzo *platy*, indicativo de “ebulição” (*boiling*), e também illita e pirita. Nas distais apresenta assembléia de alteração propilítica.

Variações de enargita tetraedrita-tennantita são características comuns durante a evolução dos depósitos HS e indicam mudança de estado de sulfetação e do pH do fluido mineralizador durante o sistema hidrotermal (SILLITOE; HEDENQUIST, 2003).

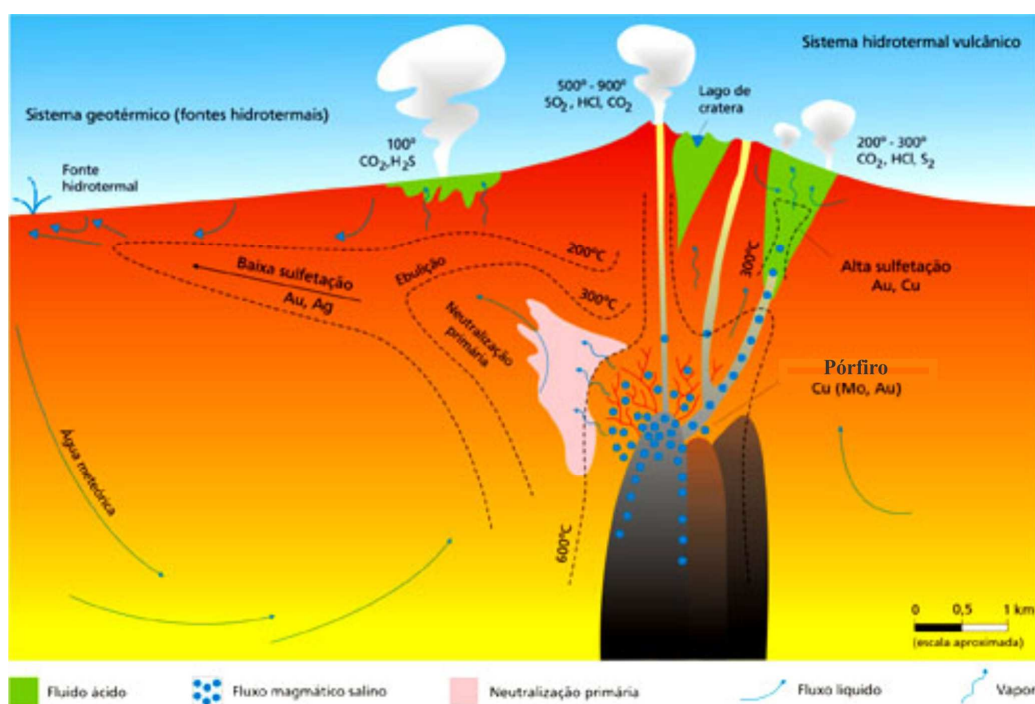


Figura 6 - Seção esquemática mostrando intrusões sub-vulcânicas e strato-vulcão associado, formando Cu pórfiros e epitermais de alta e baixa sulfetação. Os depósitos de baixa sulfetação se formam com a interação de água meteórica, enquanto que os depósitos pórfiros e epitermais de alta sulfetação se formam com a interação de fluidos ácidos magmáticos. Modificado de Lowenstern e Hedenquist (1994).

3.2.2 Epitermal de sulfetação intermediária

Depósitos de sulfetação intermediária também ocorrem nas principais sequências vulcânicas em arcos vulcânicos cálcio-alcálicos. Grandes depósitos IS são encontrados em arcos magmáticos compressivos e também em ambientes extensionais.

Alguns depósitos IS são associados espacialmente com sistemas pórfiros enquanto outros são análogos a depósitos HS. Na escala de depósito, a mineralização ocorre em veios, stockworks e brechas.

Ouro é presente como mineral nativo e associado com teluretos junto com uma variedade de sulfetos de metais base e sulfossais. Esfalerita baixo – Fe, tetraedrita-tennantita e galena, geralmente dominam essas assembléias.

Os minerais de alteração em depósitos IS apresentam zonações contendo a assembléia quartzo \pm carbonato \pm adularia \pm illita próximas da mineralização e illita-esmectita na alteração propílica distal (SIMMONS *et al.*, 2005).

3.2.3 Epitermal de alta sulfetação

O termo foi originalmente proposto para se referir a um aspecto genético fundamental, o estado inicial relativamente oxidado do enxofre contido nos fluidos do sistema hidrotermal (HEDENQUIST, 1987). Esses sistemas ocorrem nas proximidades dos condutos principais (vulcânicos-hidrotermais), onde são descarregados os vapores magmáticos em superfície, sendo importante a mistura de fluidos (Fig. 6). Suas principais características são as fumarolas de alta temperatura e condensados de água extremamente ácida em desequilíbrio com as rochas encaixantes, refletindo sua filiação magmática (GIGGENBACH, 1992). O forte controle estrutural que causa a ascensão rápida destes fluidos é responsável pela natureza reativa destes e pela geração de um sistema dominado pelos fluidos. As intrusões que originam a convecção dos fluidos podem ser rasas, chegando a atingir a superfície. Em alguns casos, existe a transição de sistemas vulcânicos-hidrotermais a sistemas geotérmicos, quando

fluidos ácidos ou diques rasos chegam ao sistema geotérmico. Porém, normalmente esta transição é representada por uma zona de hidrólise (MEYER; HEMLEY, 1967) ou neutralização primária (GIGGENBACH, 1992). Os depósitos HS geralmente se formam acima de sistemas pórfiros Cu (Au, Mo) mineralizados (HEDENQUIST *et al.*, 1998).

A mineralização em depósitos HS reúne sulfetos ricos em pirita e assembléias que incluem minerais de alta sulfetação como enargita, luzonita e covalita.

3.3 Processos Hidrotermais

Alteração hidrotermal é um processo complexo que envolve mudanças mineralógicas, químicas e texturais na rocha, resultante da interação de fluidos aquosos quentes com as rochas pelos quais estes circulam.

Os fluidos hidrotermais atacam quimicamente os minerais da rocha encaixante que tendem a se reequilibrar formando novas assembléias minerais que estão em equilíbrio com as novas condições.

É também provável que os próprios fluidos mudem sua composição com a interação da rocha encaixante. Os principais fatores que controlam os processos de alteração são: a natureza da rocha encaixante; a composição dos fluidos; concentração, atividade e o potencial químico dos fluidos como o H^+ , CO_2 , O_2 , K^+ , H_2S e SO_2 .

Henley e Ellis (1983) sugeriram que os produtos de alteração hidrotermal em sistemas epitermais não dependem muito da composição da rocha encaixante mas sim da permeabilidade, temperatura e composição do fluido. Citando, por exemplo, que em temperaturas entre 250-280⁰C, assembléias minerais similares (quartzo, albita, K-feldspato, epidoto, ilita, calcita, pirita) são formadas em basaltos, riolitos e andesitos.

3.3.1 Estilos e Tipos de Alteração Hidrotermal

Os principais estilos de alteração são pervasiva, seletiva e não-pervasiva. Alteração pervasiva é caracterizada pela substituição de todos ou

quase todos minerais da rocha original. A alteração seletiva é a substituição de minerais específicos como a clorita, substituindo a biotita ou a sericita, substituindo plagioclásios. A alteração não-pervasiva contém apenas certas porções do volume da rocha alteradas pelos fluidos, como acontece em veios ou fraturas.

Os tipos de alteração hidrotermal são classificados através das interações dos fluidos com as rochas em diferentes temperaturas, assim como, por exemplo, o pH da solução, a transferência de cátions, e o metassomatismo de H⁺. Estas interações são responsáveis pelas assembléias minerais propílitca, argílica, fílica (sericítica) e potássica que são típicas de depósitos minerais hidrotermais (PIRAJNO, 2009).

A alteração potássica é comum em sistemas epitermais e pórfiros. Os minerais característicos desta alteração são K-feldspato e biotita em pórfiros e adularia em sistemas epitermais. A alteração potássica usualmente é acompanhada de sulfetos como calcopirita, pirita e molibdenita. Anidrita é um mineral comum em ambientes pórfiros. A biotita é geralmente verde e rica em Fe. A alteração potássica é formada a partir da substituição de plagioclásio e silicatos máficos a temperaturas em torno de 600-450°C. Assembléias comuns são K-feldspato-biotita-quartzo, K-feldspato-biotita-magnetita, K-feldspato-clorita, acompanhados por variadas quantidades de outros minerais tais como albita, sericita, anidrita, apatita e ocasionalmente rutilo – derivado da biotita. Os K-feldspatos das zonas potássicas são avermelhados devido a pequenas micro-inclusões de hematita e ao fato de que boa parte das vezes esse tipo de alteração ocorre em presença de fluidos sob condições neutras a oxidantes (PIRAJNO, 2009).

A alteração propílitca é caracterizada pela adição de H₂O e CO₂, e localmente de S. Sua mineralogia típica é composta de epidoto, clorita, carbonatos, albita, K-feldspato e pirita. Eventualmente podem ocorrer sericita, óxidos de Fe, montmorillonita e zeolita. Este tipo de alteração costuma ser mais pervasiva em zonas internas do depósito hidrotermal, perto da fonte de calor (PIRAJNO, 2009).

Alteração sericítica ou fílica é um dos tipos mais comum de alteração hidrotermal, já que está presente em quase todos os tipos de depósitos hidrotermais, desde sulfetos maciços vulcanogênicos arqueanos até depósitos

epitermais recentes. Esta alteração é exemplificada pela assembléia quartzo-sericita-pirita (QSP). Fases minerais associadas com a alteração QSP podem incluir K-feldspato, caolinita, calcita, biotita, rutilo, anidrita e apatita. Esta alteração migra para o tipo potássico, aumentando a quantidade de K-feldspato e/ou biotita e para a argílica aumentando a quantidade de argilominerais (PIRAJNO, 2009).

O termo sericita é associado a micas brancas finas, dioctaédricas tais como muscovita, paragonita, fengita, fuchsita, roscoelita. Porém o termo sericita não se refere a uma variedade fina de muscovita mas a um termo petrográfico usado para indicar materiais micáceos finos. Sua caracterização por difração de raios x e pelo microscópio eletrônico de varredura continua ambígua (FLEET, 2003).

A alteração argílica é caracterizada pela formação de argilominerais devido ao intenso metassomatismo H⁺ e a lixiviação ácida em temperaturas que variam dos 100^oC aos 300^oC. É dividida em alteração argílica intermediária e alteração argílica avançada. A primeira é formada pela decomposição dos feldspatos em argilominerais, como a illita, caolinita, montmorillonita, dickita, haloisita, devido a intensa lixiviação ácida em baixas temperaturas e com baixa atividade de íons alcalinos, especialmente o K. A alteração argílica avançada é caracterizada pela paragênese quartzo-alunita-pirrofilita, produtos da lixiviação ácida causada por um fluido magmático oxidado e com alto valor de enxofre, com pouca mistura de fluidos meteóricos. Este tipo de alteração é comumente encontrado em sistemas epitermais *high-sulfidation* (PIRAJNO, 2009). Em sistemas pórfiros a alteração argílica avançada está relacionada a litocapas de alteração geradas por intenso fluxo de fluidos meteóricos que invadem o sistema convectivo hidrotermal em suas fases finais.

CAPÍTULO 4

METODOLOGIA

O capítulo 4 que aborda aspectos metodológicos foi organizado com o objetivo de revisar e reunir informações relevantes para a obtenção dos resultados geocronológicos que consistem do principal objetivo desta dissertação. Assim, foram revisados conceitos de geocronologia U-Pb, foram reunidas informações relevantes do mineral a ser datado, o zircão, as técnicas de preparação e imageamento, e por fim os aspectos analíticos da técnica SHRIMP selecionada para o trabalho.

4.1 Princípios de Geocronologia

Geocronologia isotópica é baseada na lei natural de desintegração de elementos radioativos por decaimento espontâneo. Alguns elementos compreendem diferentes isótopos com mesmo número atômico, mas diferente massa. Alguns isótopos são radioativos devido a instabilidades no núcleo que para atingir condições de estabilidade emitem partículas energéticas e decaem formando novos isótopos em um processo denominado de nucleossíntese. Cada isótopo tem sua própria taxa de decaimento, representada pela constante λ , que não sofre interferência das condições ambientais tais como temperatura, pressão, estado químico (FAURE, 2004).

O decaimento radioativo pode ser descrito pela equação 1, considerando as premissas de que nenhum átomo filho estava presente no início e nenhum átomo pai ou filho foi acrescentado ou extraído do sistema desde $t=0$:

$$D = P (1 - e^{-\lambda t}) \quad (1)$$

na qual:

D = número de átomos filho

P = número de átomos pai

t = tempo

λ = constante de decaimento do elemento radioativo considerado

A partir da constante de decaimento de um determinado átomo radioativo, a meia-vida pode ser calculada. Este é o tempo requerido para que metade do radionuclídeo decaia.

O cálculo da meia-vida pode ser expresso pela fórmula:

$$T_{1/2} = \ln 2 / \lambda \quad (2)$$

na qual:

$T_{1/2}$ = meia-vida do isótopo

λ = constante de decaimento do elemento radioativo considerado

4.1.1 Geocronologia U-Pb em Zircão

A geocronologia U-Pb baseia-se no decaimento de três isótopos, dois de U (^{238}U e ^{235}U) e um de Th (^{232}Th) que decaem até formar três diferentes isótopos de chumbo (respectivamente, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb). O sistema isotópico do U apresenta um longo caminho durante no qual vários elementos se formam e tornam a decair (Fig. 7). A meia-vida longa é uma das características do sistema. Quanto aos isótopos de Pb, é importante mencionar a existência de um não radiogênico (^{204}Pb) denominado comumente como Pb comum (FAURE, 2004).

A relação dos isótopos de Pb radiogênicos com seus isótopos radioativos e com Pb comum é a base da geocronologia U-Pb, pois permite calcular uma idade e sua concordância ao longo do tempo de evolução do sistema (FAURE, 2004). Utilizando as equações de decaimento de ^{238}U para ^{206}Pb (equação 3) e de ^{235}U para ^{207}Pb (equação 4) em função do tempo, em um caso ideal onde não há presença de Pb comum inicial, Whetheril (1956) construiu uma curva em um diagrama de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ que define a evolução destas razões em função do tempo (Fig. 8). A curva de referência, conhecida como Concórdia, define os pontos onde duas razões de mesma idade se encontram e mostra a mudança destas razões ao longo do tempo evidenciando eventuais perdas ou ganho dos isótopos considerados.

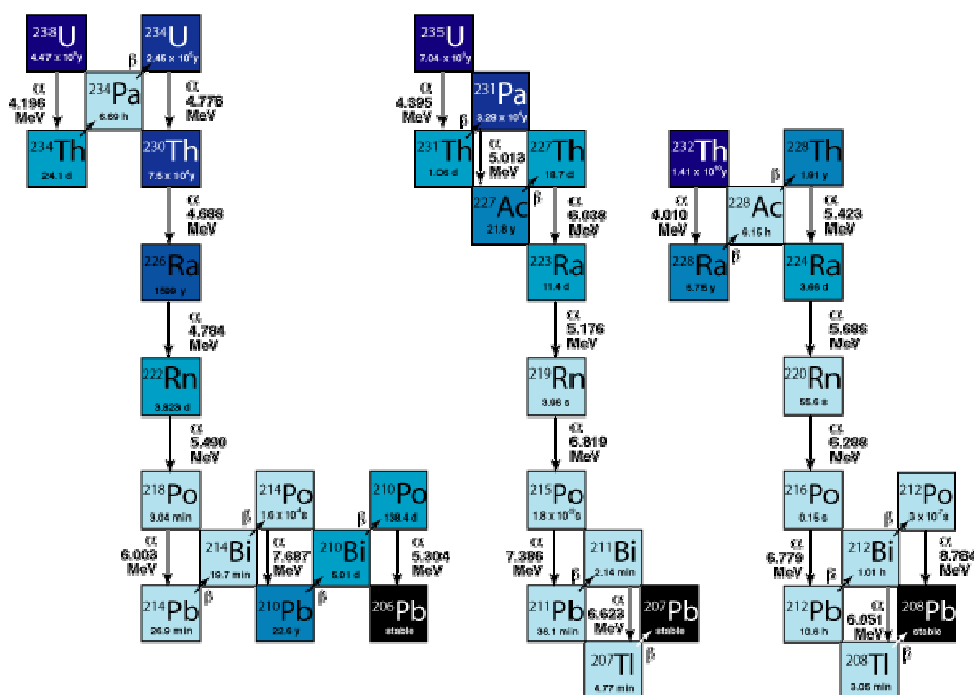


Figura 7 - Séries de decaimento de $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$ e $^{232}\text{Th} - ^{208}\text{Pb}$ (disponível online em <http://eps.mq.edu.au/USRG/facil.html>)

Decaimento de ^{238}U para ^{206}Pb em função do tempo:

$$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = (e^{\lambda 238T} - 1) \quad (3)$$

Decaimento de ^{235}U para ^{207}Pb em função do tempo:

$$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (e^{\lambda 235T} - 1) \quad (4)$$

Um diagrama alternativo e que melhor acomoda dados provenientes de SHRIMP, foi organizado por TERA e WASSERBURG (1972). Os eixos são a razão pai/filho ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) e a razão isotópica de Pb ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) (Fig. 9). A curva concórdia é também uma referência como no diagrama da Concórdia convencional. Em ambos, perturbações isotópicas da amostra geram um arranjo de composição que define uma linha reta que extrapola e intercepta a curva concórdia na idade da amostra e na idade da perturbação,

respectivamente.

Os benefícios do diagrama Tera-Wasserburg são que:

- 1) A razão $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratio não é calculada e os dados são plotados como medidos;
- 2) A regressão dos dados é mais simples; e
- 3) Utilizando dados sem correção inicial de Pb é definida uma linha de mistura que intercepta o eixo $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ na composição inicial de Pb.

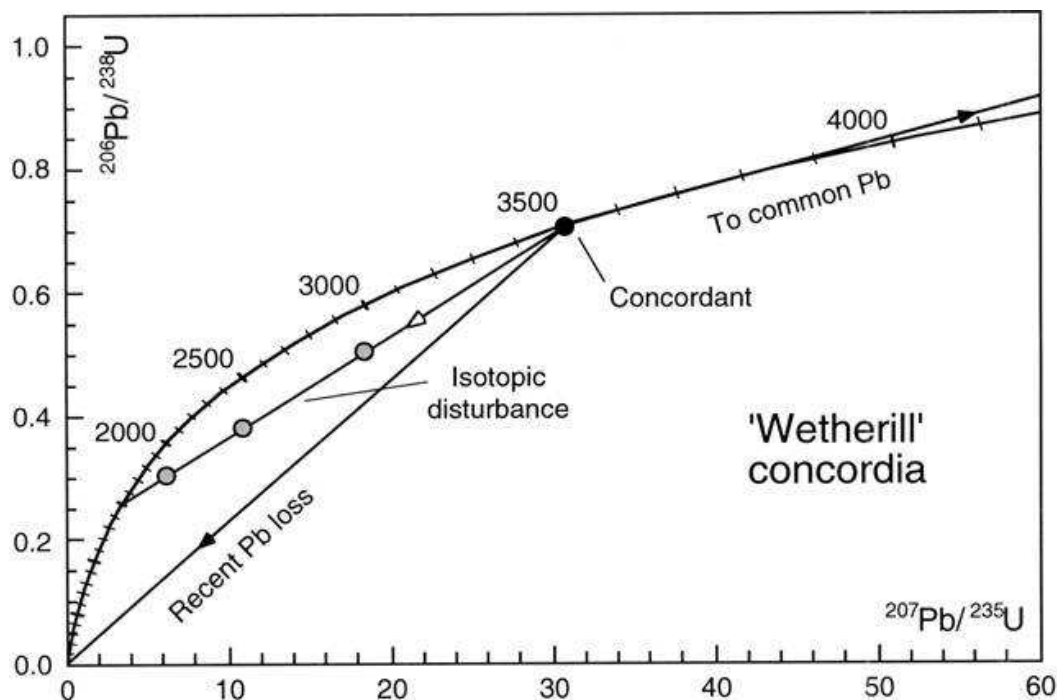


Figura 8 - Diagrama Concórdia de Whetheril (1956). Figura extraída de Williams (1998).

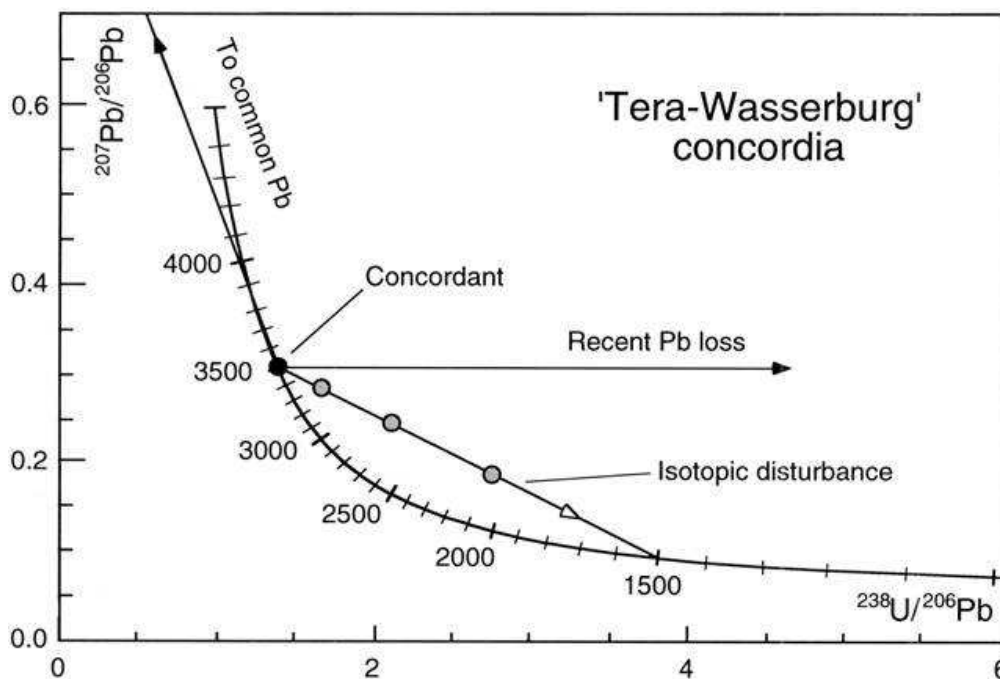


Figura 9 - Diagrama Concórdia 'Tera-Wasserburg'. Figura extraída de Williams (1998).

4.2 Zircão

O zircão é um silicato de zircônio de fórmula química $ZrSiO_4$. Trata-se de um mineral tetragonal, no qual tetraedros de SiO_4 fazem ligação com dodecaedros de ZrO_8 , formando cadeias alternadas que o torna um mineral resistente a processos geológicos como a erosão, o transporte, e mesmo a alto grau de metamorfismo (HARLEY e KELLY, 2007). A coloração natural do zircão varia desde incolor passando por amarelo, vermelho, marrom e verde, sendo um mineral bastante comum em diversos tipos de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. A estrutura do zircão deixa espaços não ocupados, que comumente são ocupados por impurezas com razões que variam da ordem de ppb a até mesmo ppb (HARLEY e KELLY, 2007). O zircão pode incorporar elementos como P, Sc, Nb, Hf, Ti, U, Th e ETRs em sua estrutura através da substituição do cátion de Zr^{+4} (HARLEY e KELLY, 2007).

O zircão comumente cresce como cristais bi-piramidados com razão de alongação (comprimento/largura) que varia de 1 a 5. Esta razão comumente reflete a velocidade de cristalização, sendo zircões aciculares resultantes de

resfriamento rápido originados em rochas vulcânicas. Em situações de extrema velocidade de cristalização, cristais esqueléticos podem se formar. Outros fatores que podem interferir no formato dos grãos são a temperatura de cristalização média e a composição dos zircões. Estudos que organizaram estas relações, como o de Pupin (1980), têm sido largamente utilizados para classificar estes minerais (CORFU *et al.*, 2003).

O potencial do zircão como geocronômetro foi reconhecido por Holmes (1911), a partir do reconhecimento do chumbo (Pb) como isótopo radioativo do urânio (U), tornando-se importante para a datação radiométrica. Zircões contêm quantidades variadas de urânio e tório sendo que as razões Th/U são comumente usadas na interpretação de proveniência de zircões, se magmáticos, metamórficos ou hidrotermais (HARLEY e KELLY, 2007). Em condições extremas, como as metamórficas ou hidrotermais, pode ocorrer perda de Th levando a razão para perto de zero, o que auxilia nesta interpretação de proveniência (WILLIAMS e CLAEISSON, 1987; RUBATO 2002; HOSKIN e SCHALTEGER, 2003). No entanto, estudos tem demonstrado que nem sempre a razão decresce ou é baixa para rochas metamórficas e nem sempre estável em rochas ígneas, o que leva a definir uma situação de cautela quando da interpretação desta razão. Considerar um zircão como metamórfico baseado apenas em baixas razões Th/U pode levar a interpretações equivocadas (MOLLER *et al.*, 2003).

Considerando que este estudo está voltado para zircões de natureza ígnea e em ambiente com presença próxima de hidrotermalismo, uma breve revisão quanto as características morfológicas deste mineral neste tipo de ambiente será descrita a seguir. Outras variedades morfológicas como as que ocorrem em ambientes metamórficos, por exemplo, não serão incluídas nesta revisão.

4.2.1 Texturas Zonadas em Zircões Ígneos

Uma das feições mais comuns em zircões magmáticos é a presença de zonação por crescimento. Estas feições podem ser observadas tanto em imagens por catodoluminescência quanto por imagens de backscattering. A zonação é reflexo não apenas da variação de Zr e Si na estrutura do mineral,

mas especialmente de variações em elementos traços como Hf, P, Y, ETR, U e Th (e.g., BENISEK e FINGER 1993), com composições que tendem a variar de porções com alto ou muito baixo conteúdo de traços (CORFU *et al.*, 2003 e referências lá citadas).

Hoskin (2000) analisou a variação oscilatória de zircões a partir de diferentes setores de um corpo ígneo tipo I zonado utilizando imagens de catodoluminescência e estatística, podendo observar aumento de zonação, com maior freqüência de zonas quanto mais diferenciada a rocha (Fig. 10). A correlação foi entendida como relacionada ao grau de polimerização do magma.

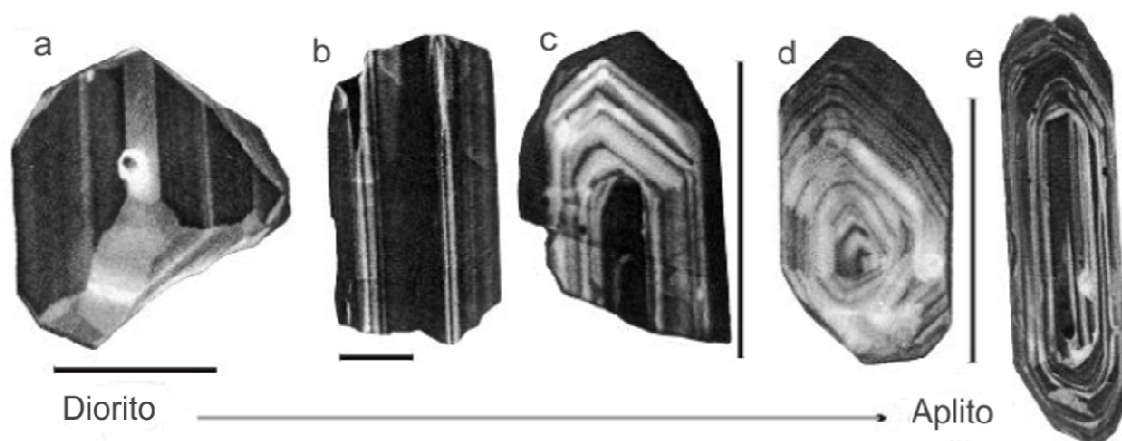


Figura 10 - Zonação de zircões magmáticos em imagens de CL. Transição em estilo de zonamento a partir de um (a) diorito, passando por (b) granodiorito, (c,d) diferentes fases de adamelito e por final até (e) aplito. Zonas largas do diorito tendem a ficar progressivamente mais finas, mas mais freqüentes conforme o magma evolui. Figura modificada de Hoskin (2000), extraída de Corfu *et al.* (2000). A barra corresponde a aproximadamente 100 μm .

4.2.2 Fenômeno Tardi-magmáticos

Os cristais de zircão podem ser afetados por processos em diversos momentos, quer seja ao final dos estágios magmáticos, durante resfriamento lento de grandes corpos intrusivos ou por eventos metamórficos tardios. Diferenciar estes efeitos nem sempre é fácil e não há sempre consenso quanto a interpretação de texturas secundárias. Crescimento de zircões durante hidrotermalismo tem sido descritos onde metassomatismo parece ocorrer em

estágios tardios ao magmatismo, embora em muitas situações zircões sugeridos por autores como sendo hidrotermais deixam dúvidas quanto a sua natureza. Ocorrências inequívocas de zircões precipitados a partir de fluidos aquosos revelam uma textura esponjosa (WAYNE e SINHA, 1992; HACKER *et al.*, 1998 entre outros) e tendem a ter alto teor de HFSE e ETR, chumbo comum e flúor, critérios considerados muito úteis para a identificação de zircões cristalizados na presença de fluidos aquosos e relativamente baixa temperatura (<500°C), segundo Corfu *et al.* (2003). Zircões com textura típica esponjosa pode ser observada na figura 11.

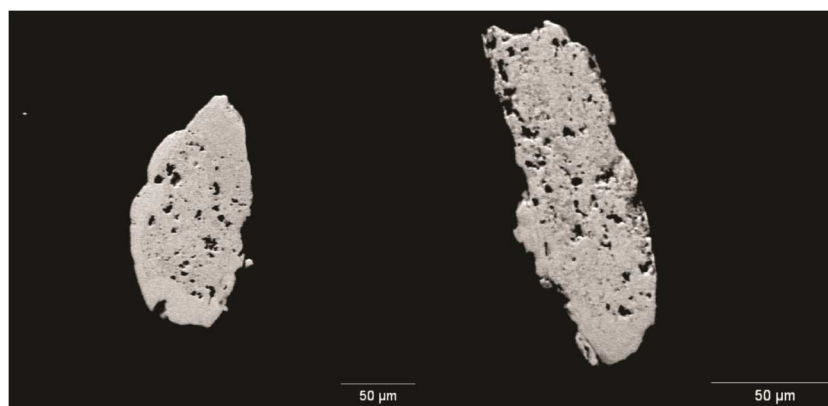


Figura 11. Imagens em backscattering de zircões com textura esponjosa devido a processos hidrotermais. Imagens realizadas no Centro de Microscopia Eletrônica da UFRGS.

4.2.3 Núcleos de Xenocristais

A ocorrência de xenocristais em núcleos de zircões ígneos é uma textura comum em muitas rochas. Os xenocristais de zircão ocorrem geralmente como núcleos circundados por novo cristal de zircão cristalizado a partir do magma, mas podem ocorrer sem o manto de novo cristal em sua volta ou, mais raramente, como cristais euédricos magma. Esta última situação é observada quando o cristal é incorporado apenas ao final da cristalização com pouco tempo para sofrer corrosão ou sobrecrecimento (CORFU *et al.*, 2003). O reconhecimento de núcleos de xenocristais é fácil, embora possa ser difícil em certas situações. Quando existem diferenças distintivas como conteúdo de U distinto entre núcleo e borda, pode ocorrer um processo de metamictização do

núcleo que se transforma de incolor para rosa ou marrom ou mesmo opaco. Se o núcleo é mais rico em U é comum fraturamentos radiais devido a expansão do núcleo, mas se a borda é mais rica, não há fraturamento, mas esta tende a ser bem mais escura que o núcleo conforme Corfu *et al.* (2003) (Fig. 12).

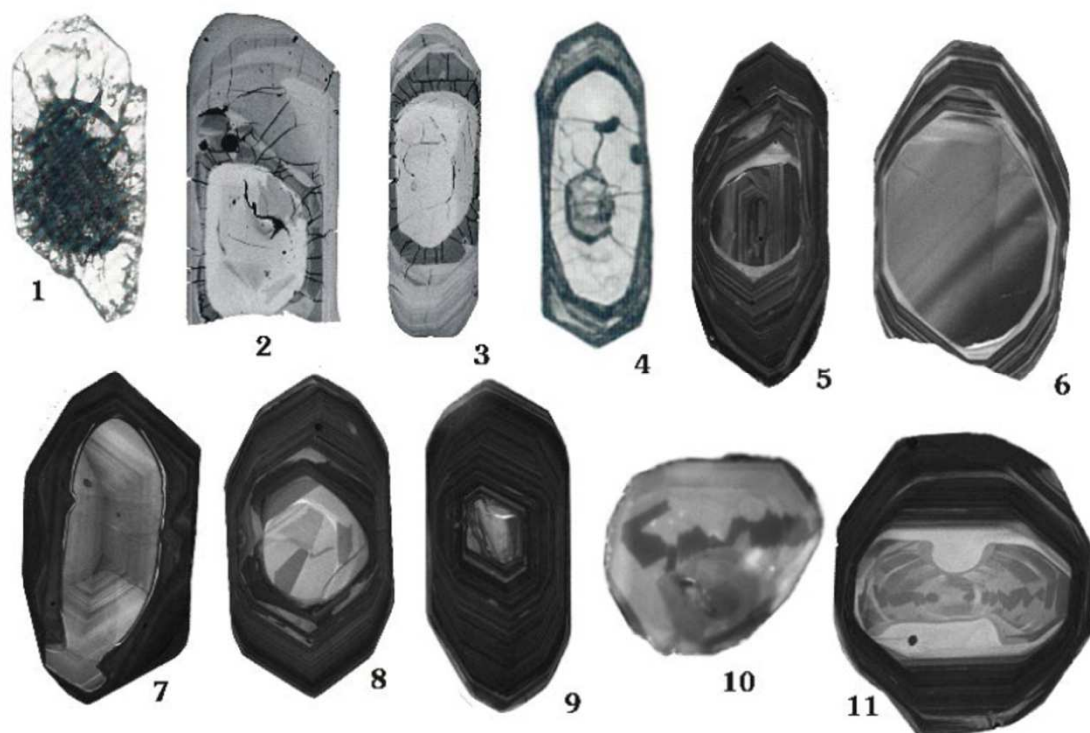


Figura 12- Aparências variadas de xenocristais preservados em núcleos de zircões magmáticos. Figura extraída de Corfu *et al.* (2003), fonte das imagens de 1 a 11 em referências lá citadas.

4.3 Preparação das Amostras

As amostras foram submetidas ao preparo convencional para separação de zircões no Laboratório de Preparação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. A separação incluiu quebra, moagem e peneiração das amostras utilizando materiais descartáveis para evitar contaminação, seguida de pré-concentração de minerais pesados por batéia. O material concentrado foi separado em frações através de separador eletro-magnético Frantz e, posteriormente, as frações não-magnéticas foram purificadas manualmente utilizando lupa binocular.

Os concentrados de zircões foram montados em resina epoxy no CPGeo da Universidade de São Paulo. As *mounts* foram lixadas até remoção de aproximadamente metade do grão de forma a expor as estruturas internas.

4.4 Catodoluminescência

Depois das amostras serem montadas em resina epoxy e polidas, as mesmas são cobertas por uma fina camada de ouro para imageamento por catodoluminescência (CL).

O princípio da catodoluminescência consiste em estimular os minerais com um feixe de elétrons que reagem emitindo raios X, elétrons secundários, elétrons retro-espalhados e elétrons de Auger (HAYWARD, 1998). No caso dos zircões, as áreas escuras são relacionadas a enriquecimento de U e as áreas claras são indicativas de depleção de U. As imagens de CL do presente estudo foram obtidas no CPGeo da Universidade de São Paulo que possui o Microscópio de Varredura do modelo LEO 440I.

4.5 SHRIMP

O SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Micro Probe*) é um equipamento da categoria SIMS (*Secondary Ion Mass Spectrometer*) que utiliza a aceleração de um feixe de íons em alta velocidade contra o alvo como forma de ionizar a amostra (SATO e KAWASHITA, 2002). O princípio operacional é simples. A sonda é usualmente um feixe de íons negativos (geralmente O_2^-) de alta energia (10KV) focado em uma área pequena (poucos microns) na superfície na amostra. O bombardeamento erode o alvo e parte do material segue ionizado. Este feixe secundário é colimado e acelerado na direção do espectrômetro de massa através do "flight tube" em ultra-alto vácuo (SATO e KAWASHITA, 2002), onde as massas são separadas e medidas (Fig. 13). Um fator limitante é a capacidade do espectrômetro de resolver os íons a serem determinados e moléculas que apresentam massa similar. O SHRIMP II é um instrumento de grande precisão com sensibilidade para detectar elementos traços em muito baixa concentração, sendo um equipamento de grande sensibilidade para resolução de massas. A grande desvantagem da técnica

decorre de um efeito da matriz analisada que demanda calibração das análises utilizando um padrão que deve ser montado na mesma seção da amostra na seção. Uma das principais vantagens no que concerne a este estudo é a capacidade de realizar análises com cavidades de profundidade reduzida e com grande acuracidade, ideal para zircões pequenos e jovens.

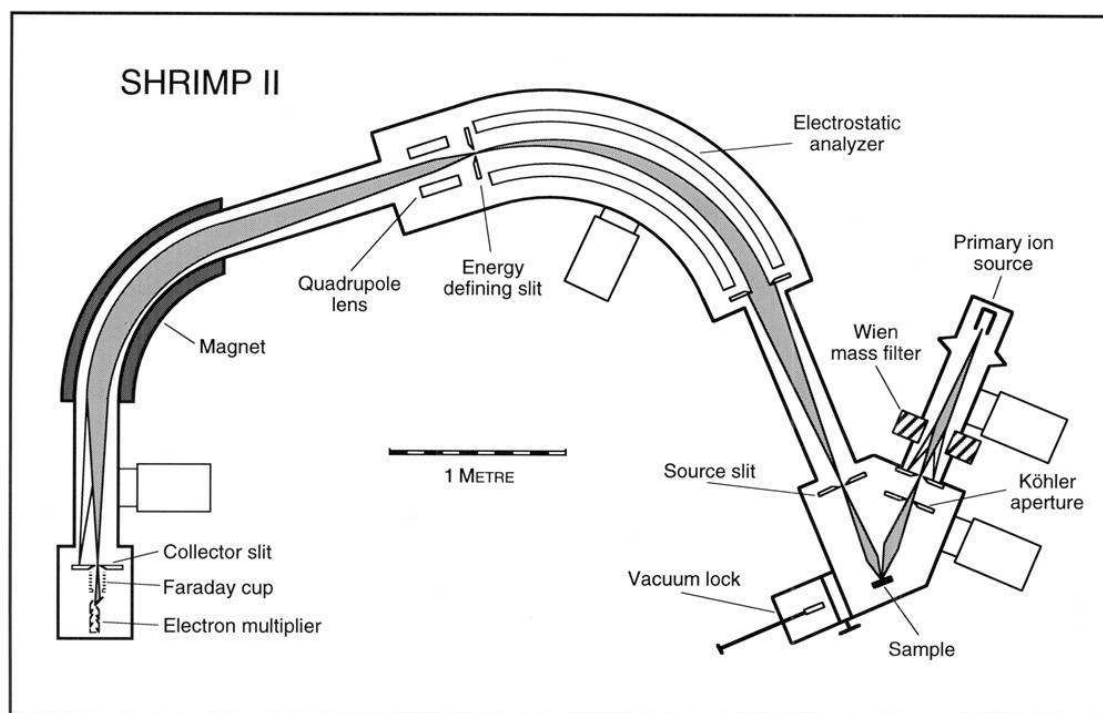


Figura 13. Diagrama esquemático do equipamento SHRIMP II, mostrando os principais componentes e as trajetórias dos feixes de íons primário e secundário. Figura extraída de Williams (1998).

Para a execução das análises desta dissertação foram feitas determinações no equipamento SHRIMP II do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. Para normalização da concentração de U- Pb -Th foi utilizado SL13 (238ppm) e a normalização da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foi executada com a utilização do padrão natural Temora 2 de idade 416,78 Ma (BLACK *et al.*, 2004). As condições de análises foram: spot size = 30 μm , 5 scans, dead time = 25 ηs e source slit = 80 μm . Para o tratamento de dados foi utilizado o programa Squid 1.06 (LUDWIG, 2002) e os gráficos e cálculo de idade foram realizados com auxílio do programa Isoplot 4 (LUDWIG, 2012).

CAPÍTULO 5

REFERÊNCIAS

BENISEK, A.; FIGER, F. 1993. Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: A microprobe study. **Contributions to Mineral Petrology**, v 114, p. 441-451.

BLACK, L.P.; KAMO, S.; ALLEN, C.M.; DAVIS, D.; ALEINIKOFF, J.; VALLEY, J.; MUNDIL, R.; CAMPBELL, I.A.; KORSCH, R.; WILLIAMS, I.; FOUDOULIS, C. 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. **Chemical Geology**, v. 205, p.115-140.

BOTERO, G. A.; GONZÁLEZ, H. 1983. Algunas localidades fosilíferas cretáceas de la Cordillera Central, Antioquia y Caldas, Colombia. **Geologia Norandina**, v. 7, p. 15-28.

BUSTAMANTE, A.B.. **Definição das trajetórias P-T-t em rochas metamórficas do flanco ocidental da cordilheira Central da Colômbia, nas regiões de Caldas e El Retiro**. 2003. 107f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

CORFU, F.; HACHAR, J.M.; HOSKIM, P.W.O.; KINNY, P. 2003. Atlas of zircon textures. In: Hanchar, J.M.; Hoskin, P.W.O. (Eds.). **Zircon**. Mineralogical Society of America Reviews, p. 469–495.

FAURE, G. 2004. **Isotopes: Principles and Applications**, Cambridge, John Wiley & Sons, Cambridge University Press, 928 p.

FLEET, M.E. 2003. Sheet silicates: Micas. In: Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (eds). **Rock-forming minerals**, Geological Society, London, v. 3A.

GIGGENBACH, W.F. 1992. Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries. **Economic Geology**, Estados Unidos, v. 97, p. 1927-1944.

HACKER, B.R.; RATSCHBACHER, L.; WEBB, L.; IRELAND, T.; WALKER, D.; SHUWEN, D. 1998. U/Pb zircon ages constrain the architecture of ultrahigh-pressure Qinling-Dabie Orogen, China. **Earth Planet Science Letters**, v. 161, p. 215-230.

HARLEY, S.L.; KELLY, N.M. 2007. Zircon, tiny but timely. **Elements**, v.3, p. 3-18.

HAYWARD, C. L. 1998. Cathodoluminescence of ore and gangue minerals and its application in the mineral industry. **Mineralogical Association of Canada**, v.27, p.269-325.

HEALD, P.; FOTEY, N.K.; HAYBA, D.O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid sulphate and adularia-sericite types. **Economic Geology**, v. 82, p. 1-26.

HEDENQUIST, J.W. 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin, *in* Horn, M.K; Energy and Mineral Resources Conference. **American Association of Petroleum Geologists**, p. 513–524.

HEDENQUIST, J.W.; LOWENSTERN, J.B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. **Nature**, Estados Unidos, v. 370, p. 519-527.

HEDENQUIST, J.W.; ARRIBAS, A.; REYNOLDS, T.J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu–Au deposits, Philipines. **Economic Geology**, v. 93, p. 373–404.

HEDENQUIST, J.W.; ARRIBAS, A.R.; GONZALEZ-URIEN, E. 2000. Exploration For Epithermal Gold Deposits. In: **Society of Economic Geologists Reviews**, v. 13, p. 245-277.

HENLEY, R. W.; ELLIS, A. J. 1983. Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. **Earth Science Reviews**, v. 19, p. 1–50

HOSKIN, P.W.O. 2000. Patterns of chaos: Fractal statistics and the oscillatory chemistry of zircon. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 64, p.1905-1923.

HOSKIN, P.; SCHALTEGGER, U. 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 53, p.27-62.

GONZÁLEZ, H. 1976. Geología de Cuadrángulo J-8 Sonsón. **Informe Ingeominas**, v. 1704, 421p.

GROSSE, E. 1926. **Estudio Geológico del Terciario Carbonífero de Antioquia en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia**, Berlin, Verlag Von Dietrich Reimer, 361p.

LUDWIG, K. 2002. SQUID 1.08 User's Manual. **Berkeley Geochronology Center Special Publication**, 22p.

LUDWIG, K.R. 2012. ISOPLOT 3.75, a geochronological toolkit for Microsoft Excel: **Berkeley Geochronology Center Special Publication**, 75p.

MARRINER, G.F.; MILLWARD, D. 1984. Petrochemistry of Cretaceous to recent Vulcanism in Colombia. **Journal of the Geological Society of London**, v. 141, p. 473-486.

MAYA, M.; GONZÁLEZ, H. 1995. Unidades Litodémicas de la Cordillera Central de Colombia. **Boletín Geológico Ingeominas**, v. 35, p 43 - 57.

MEYER, C.; HEMLEY, J.J. 1967. Wall rock alteration. In: Barnes, H.L. (Ed.). **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**. New York, Wiley, p. 167-235.

MÖLLER, A.; Ó'Brien, P. J.; KENNEDY, A.; KRONER, A. 2003. The use and abuse of Th-U ratios in the interpretation of zircon. **EGS-AGU-EUG Joint Assembly** , v.1, p. 12113.

PIRAJNO, F. 1992. **Hydrothermal mineral deposits, principles and fundamental concepts for the exploration geologist**. Berlin: Springer Verlag, 709p.

PIRAJNO, F. 2009. **Hydrothermal Processes and Mineral Systems**. Berlin: Springer Verlag, 1244p.

RESTREPO, J.J.; ORDOÑEZ-CARMONA, O.; MARTENS, U.; Correa, A.M. 2009.

Terrenos, complejos y provincias en la Cordillera Central de Colombia. **Ingeniería Investigación y Desarrollo**, v. 9, p.49-56.

RICHARDS, J.P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. **Geology**, v.37, p. 247–250.

RUBATTO, D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. **Chemical Geology**, v.184, p.123–138.

SATO, K. ; KAWASHITA, K.. Espectrometria de Massas em Geologia Isotópica. *Geologia USP - Série Científica*, v. 2, p. 57-77, 2002.

SIMMONS, S.F.; White, N.C.; JOHN, D.A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. **Economic Geology 100th Anniversary Volume**, v. 100, p. 485–522.

SINCLAIR, W. D. 2007. Porphyry deposits. 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, v. 5, p. 223-243.

SILLITOE R.H.; HEDENQUIST J.W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions and epithermal precious metal deposits. **Society of Economic Geologists Special Publication**, v.10, p. 315–343.

SILLITOE, R.H. 2008. Major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera; distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations. **Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists**, v. 103, p.663-687.

SILLITOE, R.H. 2010. Porphyry Copper Systems. **Economic Geology**, v. 105, p. 3–41.

TERA, F.; WASSENBURG, G.J. 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: **Earth and Planetary Science Letters**, v. 14, p. 281-304.

THOMPSON, R.T. 2006. **Yarumalito Project Technical Report**, 73p.

VILLAGÓMEZ, D.; SPIKINGS, R.; MAGNA, T.; KAMMER, A.; Winklerd, W.; BENTRÁN, A. 2011. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central Cordilleras of Colombia. **Lithos**, v.125, p. 875–896.

WETHERHILL, G. S., 1956. An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.9, p.290-292.

WILLIAMS, I.; CLAEISSON, S. 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 97, p.205-217.

WILLIAMS, I; CLAEISSON, S. 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 97, p. 205-217.

CAPÍTULO 6

ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS

TÍTULO

CARACTERIZAÇÃO E GEOCROLOGIA SHRIMP U-PB EM ZIRCÃO DAS ROCHAS SUBVULCÂNICAS DO SISTEMA PÓRFIRO YARUMALITO, DISTRITO DE MARMATO, COLÔMBIA

AUTORES

Isadora A. HENRICH¹, José Carlos FRANTZ², Juliana C. MARQUES³, Oswaldo ORDOÑES-CARMONA⁴, Marco S. CASTOLDI⁵ & Kei SATO⁶

1. Programa de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

2. 3. Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

4. Parque Tecnológico de Energia y Minería PTEM, Universidad Nacional de Colombia

5. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

6. Centro de Pesquisas Geocronológicas, Universidade de São Paulo

CARTA DE ACEITE DA REVISTA



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Pesquisas em Geociências

Porto Alegre, 21 de fevereiro de 2013.

À

Isadora A. Henrichs

Venho comunicar o recebimento do manuscrito abaixo listado, submetido para publicação em *Pesquisas em Geociências*, órgão de divulgação científica editado pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Agradeço a seleção de *Pesquisas em Geociências* para a publicação de sua contribuição. O manuscrito será analisado quanto ao conteúdo e enquadramento nas normas de preparação, para que seja iniciado o processo de análise por pares.

Título: *Caracterização e geocronologia SHRIMP U-Pb em zircão das rochas subvulcânicas do sistema pórfiro Yarumalito, Distrito de Marmato, Colômbia.*

Autor(es): **Isadora A. Henrichs, José Carlos Frantz, Juliana C. Marques, Oswaldo Ordoñez-Carmona, Marco S. Castoldi & Kei Sato.**

Atenciosamente,

Prof. Dr. Paulo Alves de Souza
Editor Chefe

Pesquisas em Geociências

Instituto de Geociências – Departamento de Paleontologia e Estratigrafia

Av. Bento Gonçalves, n° 9500 - Bloco 1 - Prédio 43127, sala 209

CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil.

Tel.: +55.51.3308.7386 - Email: paulo.alves.souza@ufrgs.br

Caracterização e geocronologia SHRIMP U-Pb em zircão das rochas subvulcânicas do sistema pórfiro Yarumalito, Distrito de Marmato, Colômbia

Isadora A. HENRICH¹, José Carlos FRANTZ², Juliana C. MARQUES³,
Oswaldo ORDOÑES-CARMONA⁴, Marco S. CASTOLDI⁵ & Kei SATO⁶.

1. Programa de Pós Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil, isahenrichs@gmail.com
2. 3. Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil, jose.frantz@ufrgs.br, juliana.marques@ufrgs.br
4. Parque Tecnológico de Energia y Minería PTEM, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, Calle 79a No.63, Medellín, Colombia, oswaldo.geologo@gmail.com
5. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil, marco.castoldi@hotmail.com
6. Centro de Pesquisas Geocronológicas, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562 – Cidade Universitária, CEP 05508-080, São Paulo, SP, Brasil, keisato@usp.br

Resumo

O distrito mineiro de Marmato localizado na Cordilheira Central é considerado um dos mais antigos da Colômbia e as atividades de extração de ouro remontam da época dos Incas, tendo sido explorado de forma intermitente a mais de mil anos. Inserido neste contexto encontra-se o sistema pórfiro Yarumalito, caracterizado por concentrar minério em veios controlados por estruturas e *stockworks*. O sistema ígneo é relacionado ao magmatismo Miocênico da Formação Combia. Neste trabalho foram descritas as rochas subvulcânicas diretamente relacionadas às zonas mineralizadas com o objetivo de, após caracterizar as intrusões, realizar datação através do método U-Pb em zircão. Amostras selecionadas de duas intrusões férteis, uma andesítica mais abundante na área e outra diorítica com características intrusivas na primeira e de ocorrência mais restrita, foram criteriosamente descritas e tiveram zircões separados e analisados por SHRIMP na Universidade de São Paulo. Os resultados apontaram para um intervalo bastante restrito para as idades, com médias ponderadas das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ variando de 7 ± 0.15 Ma para o andesito pórfiro a 6.95 ± 0.16 Ma para o diorito pórfiro. Estes resultados posicionam o sistema Yarumalito mais para o final do magmatismo Combia e

sugerem um período restrito no tempo para a cristalização das intrusivas portadoras de mineralizações na área do projeto e do Distrito de Marmato.

Palavras-chave: Combia, Yarumalito, SHRIMP, Pórfiro, Mioceno, Distrito Mineiro de Marmato

Abstract

The mining district of Marmato, located in the Central Cordillera, is considered one of the oldest gold districts in Colombia and its exploration dates back to the Inca's times, being exploited regularly for more than a thousand years. Inserted in this context lies the Yarumalito porphyry system, characterized to concentrate ore in structure related veins and stockworks. The igneous system is related with the Miocenic magmatism of the Combia Formation. In this paper, the subvolcanic rocks directly related with the mineralized zones were described in order to, after characterization, obtain U-Pb ages in zircon to the intrusions. Selected samples of the two fertile intrusions, one andesitic more abundant in the area and one dioritic more restricted, were carefully described and had their zircon grains separated and analyzed by SHRIMP in the University of São Paulo. The results points to a very restricted interval for the ages, with weighted average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ varying from 7 ± 0.15 Ma for the andesitic porphyry and 6.95 ± 0.16 Ma for the dioritic porphyry. These results constrain the Yarumalito system to the final stages of the Combia magmatism and suggest a brief period for the crystallization of the mineralized subvolcanic rocks in the area and in the Marmato District.

Keywords: Combia, Yarumalito, SHRIMP, Porphyry, Miocene, Marmato Mining District

1. Introdução

O Projeto Yarumalito realizado pela empresa *Colombian Mines Corporation* cobre 1,425 hectares no distrito mineiro de Marmato, um dos distritos mineiros de ouro mais antigos da Colômbia, localizada nos Andes, na Cordilheira Central. O projeto está localizado aproximadamente a 11km ao norte da Montanha Marmato e a 110km ao sul de Medellin. O sistema

Yarumalito tem característica de depósito do tipo pórfiro e a mineralização de Ouro ocorre principalmente em veios controlados por estruturas e *stockworks* relacionados a rochas subvulcânicas da Formação Combia, de idade Miocênica entre 12 e 6 Ma. O magmatismo Combia é de caráter cálcio-alcalino alto potássio e inclui as intrusões pórfiras mineralizadas a ouro conhecidas da Colômbia.

Dados obtidos a partir de testemunhos de sondagem realizados pela empresa *Colombian Mines Corporation* indicam altos teores de ouro e demonstram o grande potencial da área de Yarumalito. Para este estudo, a empresa disponibilizou 3 furos de sondagem representativos da área para descrições e amostragem. A amostragem foi dedicada para estudos petrográficos que objetivaram o reconhecimento e diferenciação de características das rochas subvulcânicas quando afetadas ou não por alteração hidrotermal e caracterização das rochas a serem datadas. A empresa também disponibilizou amostras de duas intrusões do sistema pórfiro Yarumalito, as quais foram selecionadas para geocronologia U-Pb em zircão. Os estudos de geocronologia, considerando a idade muito jovem do magmatismo Combia e o reduzido tamanho dos cristais estudados, foram realizados por SHRIMP no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de São Paulo.

2. Geologia Regional

Os Andes Colombianos são divididos em Cordilheiras Central, Ocidental e Oriental (Fig. 1) estando separadas pelos vales de Cauca-Patía e Madalena (Villagómez *et al.*, 2011). O sistema pórfiro Yarumalito está localizado no Distrito Mineiro de Marmato, na parte ocidental da Cordilheira Central, no vale de Cauca-Patía, denominado por Sillitoe (2008) "*Middle Cauca Belt*". O vale de Cauca-Patía é delimitado pelas falhas de Cauca e Romeral. O sistema de falhas Cauca-Romeral é uma sutura colisional, orientada de norte a sul, do Equador até a costa caribenha colombiana (Tassinari, 2008). Esta zona de sutura foi submetida a transpressão dextral durante o Mioceno (Rossetti & Colombo, 1999), com idade sugerida de 5.6 ± 0.4 Ma por Vinasco (2001) obtida por Ar-Ar em biotita de anfibolito deformado. Sistemas de falhas de empurrão observados em perfis sísmicos truncam os corpos subvulcânicos intrusivos,

sugerindo uma reativação pós-Miocênica do sistema de falhas Cauca-Romeral (Cediel *et al.*, 2003).

A Cordilheira Central Colombiana é composta por diversos terrenos tectono-estratigráficos que ainda não são totalmente compreendidos. Maya & González (1995) separam a Cordilheira Central em 5 unidades litodêmicas – Complexo Cajamarca, Complexo Quebrada Grande, Complexo Arquia, Vulcânicas Mesozóicas e Rochas Metamórficas de alto grau e que são separadas por três grandes sistemas de falhas: San Jerónimo, Cauca-Romeral e Silvia-Pijao (Fig. 2).

Recentemente, Restrepo (2009) propôs outra divisão de terrenos tectono-estratigráficos, seguindo novos dados geocronológicos. Os terrenos se dividem do oriente para o ocidente em: Chibcha, Tahamí, Anacona, Quebrada Grande, Amagá-Sinifaná, Arquia e Calima. Os terrenos Chibcha, Tahamí, Anacona estão localizados a leste da falha San Jerónimo e são entendidos como compostos apenas por rochas de origem continental. Já os terrenos de Quebrada Grande, Amagá-Sinifaná, Arquia e Calima ocorrem entre as falhas de Cauca e Romeral e são compostos predominantemente por rochas de evolução oceânica.

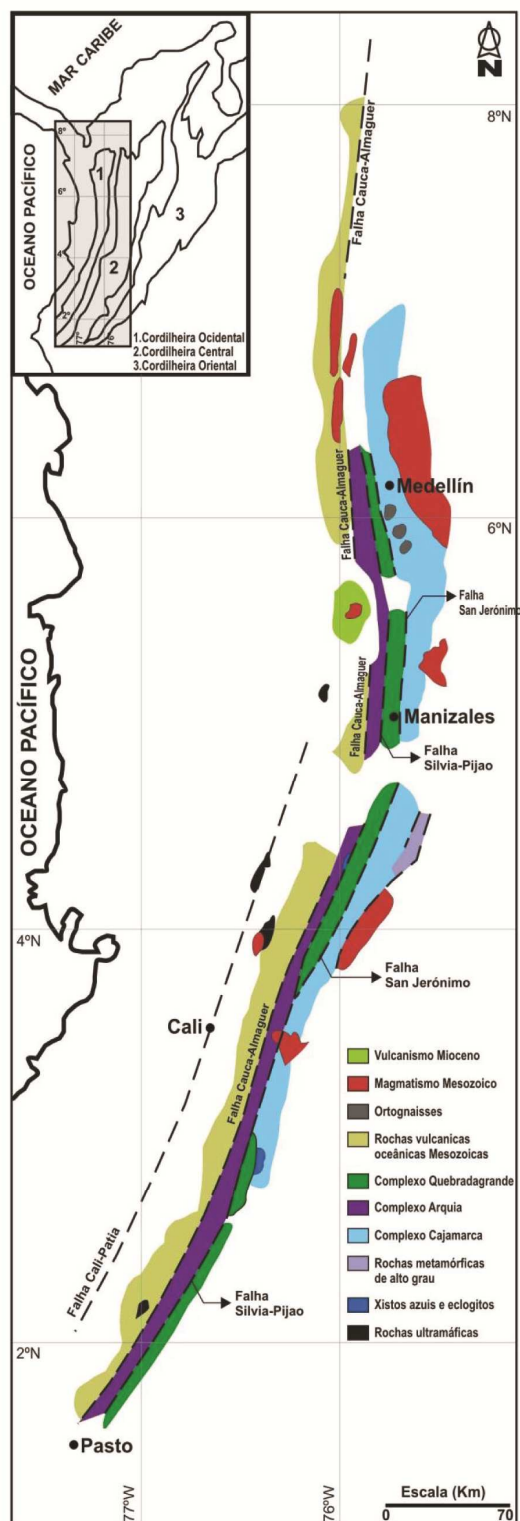


Figura 1. Divisão da Cordilheira Central da Colômbia, segundo Maya & González (1995), extraído de Bustamante (2003).

As rochas mais antigas expostas no Distrito Mineiro de Marmato são as rochas do Complexo Arquia (Maya & González, 1995), que é composto por

várias unidades de rochas metamórficas (Toussaint & Restrepo, 1975), incluindo xistos e anfibolitos com afinidade oceânica (Orrego *et al.*, 1993). No Distrito de Marmato também afloram rochas sedimentares da Formação Amagá (Tassinari, 2008) que foi formada durante o Mioceno e o Oligoceno (Van den Hammer, 1958) e afetada por extensa deformação e episódios vulcânicos episódicos (Sierra *et al.*, 1994).

O magmatismo Combia no Distrito de Marmato, ao qual pertence o sistema pórfiro Yarumalito, intridiu os xistos do Complexo Arquia e as rochas sedimentares da formação Amaga (Tassinari, 2008). Segundo González (1980) o Rio Cauca separa o Vulcanismo Miocênico (Formação Combia) do Complexo Arquia.

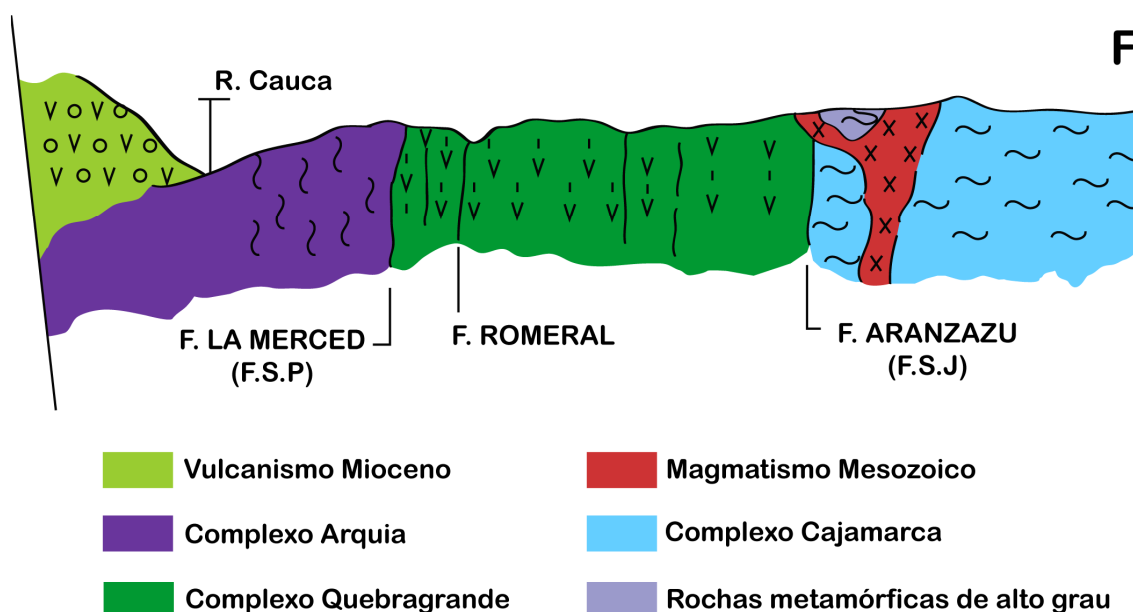


Figura 2. Seção Geológica do Contato do Vulcanismo Mioceno (Fm. Combia) com o Complexo Arquia segundo González (1980).

2.1 Formação Combia

A Formação Combia aflora no noroeste Colombiano, na bacia do Cauca, entre as Cordilheiras Ocidentais e Centrais e corresponde a uma sequência vulcano-sedimentar originada por vários pulsos magmáticos entre 12 Ma e 6 Ma (Lopez, 2006). A formação Combia foi descrita a primeira vez por Grosse (1926). González (1976) separou-a em dois membros: Membro inferior – de

caráter vulcânico, derrames basálticos e diques andesíticos, e o Membro superior – de caráter vulcanoclástico, com predomínio de rochas piroclásticas mal consolidadas. Estas rochas representam as rochas mais jovens do vulcanismo Neógeno noroeste colombiano (Marriner & Millward, 1984).

Devido ao fato dos pórfiros estarem localizados entre o sistema de falhas Cauca-Romeral e San Jerónimo, Restrepo *et al.* (1981) e Toussaint (1999) supõem que este magmatismo esteve relacionado a um sistema de bacias *pull apart*, que teria funcionado como uma zona que afetou o embasamento no Mioceno e facilitou a fácil ascensão e intrusão dos magmas e o emplaçamento de corpos vulcânicos relacionados com as rochas efusivas do membro superior da Fm. Combia (Jaramillo, 1978; Restrepo *et al.*, 1981; Toussaint & Restrepo, 1991; Álvarez, 1983; Sierra, 1994; Toussaint, 1999). As características das rochas intrusivas subvulcânicas indicam que as mesmas são de cristalização pouco profunda com resfriamento rápido e suas formas sugerem cones vulcânicos constituídos por magmas silicificados em condutos de vulcões erodidos (Álvarez, 1983). A esta atividade se seguiria outra fase entre 7 e 6 Ma na qual se dá as intrusões dos corpos dos sistemas la Felisa, Marmato e Irra (Restrepo *et al.*, 1981; Toro *et al.*, 1999; Vinasco, 2001; Frantz *et al.*, 2003) e Yarumalito.

Por outro lado, outros autores sugerem que o magmatismo miocênico, por ser de caráter intermediário e ocorrer por um grande período de tempo, seria gerado pela mudança do grau de convergência da Placa de Nazca sob a margem noroeste da América do Sul (Risnes, 1995; Maya, 1992; Aspden *et al.*, 1987; Chicangana, 2004).

3. Geologia Local

3.1 Geologia da área do sistema pórfiro Yarumalito

A geologia local da área do sistema pórfiro Yarumalito é pouco conhecida tendo sido apresentada apenas em relatório técnico realizado por Thompson (2006) para a empresa *Colombian Mines Corporation*. Segundo Thompson, a área do atual projeto Yarumalito é dominada por apófises do stock de Marmato de composição andesítica a dacítica que intrudiram as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Fm. Combia. Em zonas de contato, as rochas são metassomatizadas gerando cornubianitos. Estas zonas geralmente

contém pirita disseminada com menores volumes de calcopirita, esfalerita e galena. Thompson (2006) descreve três domínios de falhas na área. Os sistemas de falhas são orientados segundo direções noroeste, leste-oeste e norte-sul. A maioria das estruturas geradoras de veios de quartzo com pirita tende a se organizar segundo a direção noroeste, de N45W a N60W. As estruturas leste-oeste demonstram intensa brechação e argilização com sulfetos semi-maciços, estas estruturas são subverticais e variam de 30cm a mais de 4m de largura. O terceiro domínio estrutural tende a ter direção norte-sul e pode conter sulfetos semi-maciços e quartzo subordinado.

No mapa inédito cedido pela empresa Colombian Mines Corporation para este estudo e exibido na figura 3, é possível também observar a presença de brechas intrusivas em zonas de contato de intrusões subvulcânicas.



Figura 3. Mapa geológico simplificado da área do Projeto Yarumalito (inédito, cedido pela empresa *Colombian Mines Corporation*).

3.2 Rochas subvulcânicas do sistema pórfiro Yarumalito

Baseados nos estudos dos testemunhos de sondagem YAR-06, YAR-17 e YAR-19, cedidos pela empresa *Colombian Mines Corporation*, é possível observar que o sistema pórfiro Yarumalito possui ao menos duas fases de rochas intrusivas mineralizadas. A fase principal (Fase 1) intrude as rochas mais antigas e aparentemente estéreis da Formação Combia, e uma fase

menor (Fase 2), que ocorre apenas de forma localizada, que intrude as rochas da Fase 1. Neste trabalho, os estudos geocronológicos foram focados nestas duas intrusões como forma de avaliar a idade principal do sistema pórfiro Yarumalito, pertencente ao magmatismo Combia.

A Fase 1 é representada por uma intrusiva de características pórfiras de composição andesítica e se encontra mineralizada, sendo que esta fase ocorre nos 3 testemunhos. Relacionados com a fase intrusiva principal existem quatro tipos de alteração hidrotermal: argílica, propilítica, fílica e potássica. A Fase 2 é representada por um corpo de composição diorítica que nos testemunhos estudados ocorre somente no testemunho YAR-19.

3.2.1 Fase 1 - Pórfiro Andesítico

O pórfiro andesítico possui textura inequigranular porfirítica, composta de fenocristais de plagioclásio (45%) e biotita (5%), e uma matriz fanerítica muito fina (49%) composta de quartzo, feldspato e biotita (Fig. 4a). Minerais acessórios comuns são a apatita e o zircão. Os fenocristais de plagioclásio são euédricos, tabulares e variam de 1mm a 5mm, muitos possuem macla do tipo Carlsbad e também macla polissindética. Alguns dos fenocristais de plagioclásio apresentam zoneamento oscilatório, com o núcleo comumente corroído e fraturado, e algumas vezes começando a alterar para biotita. É também comum observar 2 ou 3 fenocristais de plagioclásio intercrescidos (Fig. 4b), gerando localmente textura glomeroporfirítica. Os fenocristais de biotita são euédricos, de 1mm a 3mm, com pleocroísmo de amarelo claro a castanho. A matriz é extremamente fina, portanto, é muito difícil de identificar os minerais, porém é possível distinguir biotita, k-feldspato e plagioclásio ocorrendo como grãos subidiomórficos.

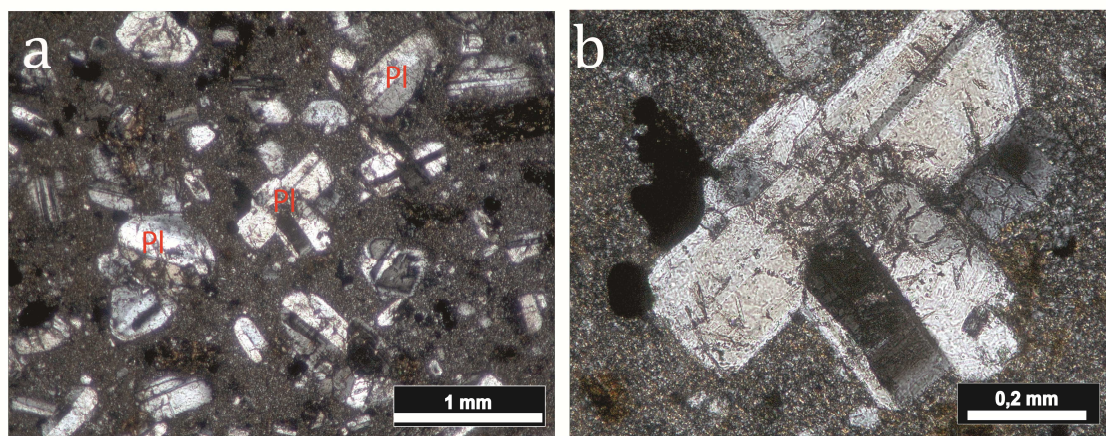


Figura 4. Fotomicrografias do pórfiro andesítico sob luz polarizada com nicóis cruzados mostrando: a. Aspecto textural geral da rocha com textura porfírica, com grãos de plagioclásio imersos em matriz muito fina; b. Detalhe mostrando intercrescimento de plagioclásio com maclas tipo Carlsbad. PI – plagioclásio

3.2.2 Fase 2 - Pórfiro Diorítico

O pórfiro diorítico possui textura inequigranular hipidiomórfica (Fig. 5a). A mineralogia é composta de plagioclásio (70%), hornblenda (20%), augita (5%) e quartzo (4%). Apatita e zircão são minerais acessórios (1%). Os grãos de plagioclásio são euédricos, com hábitos tabulares, e por muitas vezes exibem textura seriada, seus tamanhos variam de 1mm a 4mm, e apresentam maclas do tipo Carlsbad e polissintética, o ângulo de extinção é típico da Labradorita. Alguns dos plagioclásios possuem zoneamento oscilatório. Os cristais de hornblenda são subédricos, com tamanho de 1mm a 3mm quando ocorrem como fenocristais, a hornblenda também ocorre de forma intergranular entre os plagioclásios (Fig. 5b), e seu pleocroísmo varia de verde claro a verde. Magnetita, pirita e calcopirita em forma de agregados arredondados são encontradas em zonas de fraqueza da hornblenda, geralmente na clivagem, mas também nas bordas dos fenocristais. A augita é rara e ocorre como cristais subédricos, e também associada à hornblenda, o tamanho varia de 0,8 a 1mm, com pleocroísmo de amarelo claro a verde claro. O quartzo é encontrado na forma de aglomerados xenomórficos de 6 a 10mm com extinção ondulante.

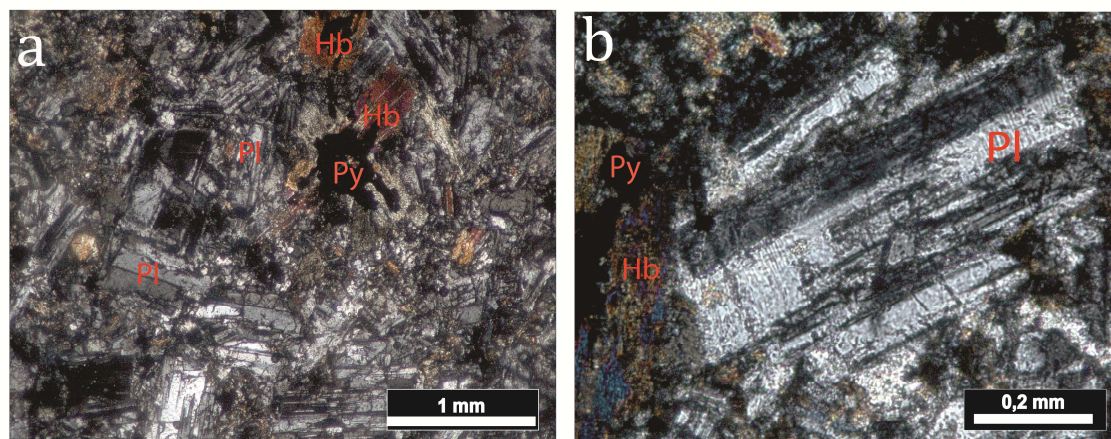


Figura 5. Fotomicrografias do pórfiro diorítico sob luz polarizada com nicóis cruzados mostrando: a. Aspecto textural geral mostrando grãos de plagioclásio de vários tamanhos, característico de textura seriada, e hornblenda com pirita; b. Detalhe de grão de plagioclásio do tipo Labradorita, com hornblenda intersticial. Pl – plagioclásio; Hb – hornblenda; Py – pirita.

4. Geocronologia

4.1 Amostragem e procedimentos analíticos

As amostras selecionadas para datação geocronológica U-Pb em zircão foram liberadas pela empresa *Colombian Mines Corporation* e são denominadas de YARNV e YARNSV. As amostras são provenientes, respectivamente, das regiões sul e norte da área do sistema pórfiro Yarumalito. A amostra YARNV é proveniente da intrusão diorítica e a YARNSV da intrusão andesítica, sendo que ambas foram coletadas em sítios onde o hidrotermalismo foi menos intenso ou mesmo não chegou a afetar as amostras.

De qualquer forma, mesmo considerando que as amostras houvessem sido submetidas a intenso hidrotermalismo, o sistema U-Pb em zircão tem sido considerado um método robusto nestas situações por permitir obter a idade de cristalização de rochas ígneas mesmo quando considerada condições extremas de alteração hidrotermal devido à resistência química do zircão (e.g., Davis & Krogh, 2000). O zircão, comparativamente a outros minerais portadores de Pb, tem a maior temperatura de fechamento para difusão de Pb que chega a exceder os 900°C para zircões de tamanho comum (Cherniak & Watson, 2000). Considerando as características das amostras, subvulcânicas, com grãos pequenos, e idade esperada muito jovem por pertencerem ao magmatismo Combia, Miocênico, o método escolhido para datação U-Pb em

zircão foi o *Sensitive High Resolution Ion Microprobe* (SHRIMP) que permite análises localizadas em diminutos pontos nos grãos aliada a alta precisão.

As amostras foram submetidas ao preparo convencional para separação de zircões no Laboratório de Preparação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. A separação incluiu quebra, moagem e peneiração das amostras utilizando materiais descartáveis para evitar contaminação, seguida de pré-concentração de minerais pesados por batéia. O material concentrado foi separado em frações através de separador eletro-magnético Frantz e, posteriormente, as frações não-magnéticas foram purificadas manualmente utilizando lupa binocular.

Os concentrados de zircões foram montados em resina epoxy no CPGeo da Universidade de São Paulo. As *mounts* foram lixadas até remoção de aproximadamente metade do grão de forma a expor as estruturas internas. Após polimento, foram cobertas por fina camada de ouro para imageamento por catodoluminescência (CL). As imagens foram também obtidas no CPGeo.

As análises de U-Pb em zircão foram realizadas no SHRIMP II na dependências do CPGeo em São Paulo. Para normalização da concentração de U- Pb -Th foi utilizado SL13 (238ppm) e a normalização da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foi executada com a utilização do padrão natural Temora 2 de idade 416,78 Ma (Black *et al.*, 2004). As condições de análises foram: spot size = 30 μm , 5 scans, dead time = 25ns e source slit = 80 μm . Para o tratamento de dados foi utilizado o programa Squid 1.06 (Ludwig, 2002) e os gráficos e cálculo de idade foram realizados com auxílio do programa Isoplot 4 (Ludwig, 2012).

As análises foram obtidas a partir de grãos selecionados de forma randômica. Como o principal objetivo era definir as idades de cristalização dos dois corpos intrusivos, foram realizados pontos analíticos preferencialmente nas porções claramente resultantes da cristalização ígnea, evitando possíveis resultados provenientes de heranças. Com o objetivo de observar as possíveis heranças, alguns poucos pontos foram executados também no centro de grãos da amostra YARSV proveniente do andesito pórfiro.

4.2 Características dos grãos de zircão

Após separação dos grãos a partir do concentrado de minerais densos, foram realizadas descrições das populações de zircões das duas amostras a serem datadas, YARNV (diorito, Fase 2) e YARSV (andesito, Fase 1), através de lupa binocular e, posteriormente, imagens por catodoluminescência.

A amostra YARNV proveniente do diorito pórfiro da Fase 2 apresenta duas diferentes populações de zircão, uma com grãos prismáticos de tamanhos reduzidos, em torno de 0,2mm de comprimento, levemente alongados e com uma relação de 3x2 em relação à largura, e outra população com grãos um pouco maiores, também prismáticos, porém mais alongados, chegando a uma proporção de 4x1 e comprimento máximo de cerca de 0,4mm. As duas populações identificadas são compostas por grãos translúcidos. Através das imagens de catodoluminescência (Fig. 6) foi possível observar que ambas populações apresentam zonamento característico de zircões ígneos e que alguns grãos possuem núcleos que, por sua aparência são sugestivos de herança. Não há presença de bordas de recristalização, conforme esperado por tratar-se de rocha ígnea sem processos metamórficos superimpostos e nem corrosão ou porosidades, características de grãos quando submetidos à forte hidrotermalismo conforme Corfu *et al.* (2003).

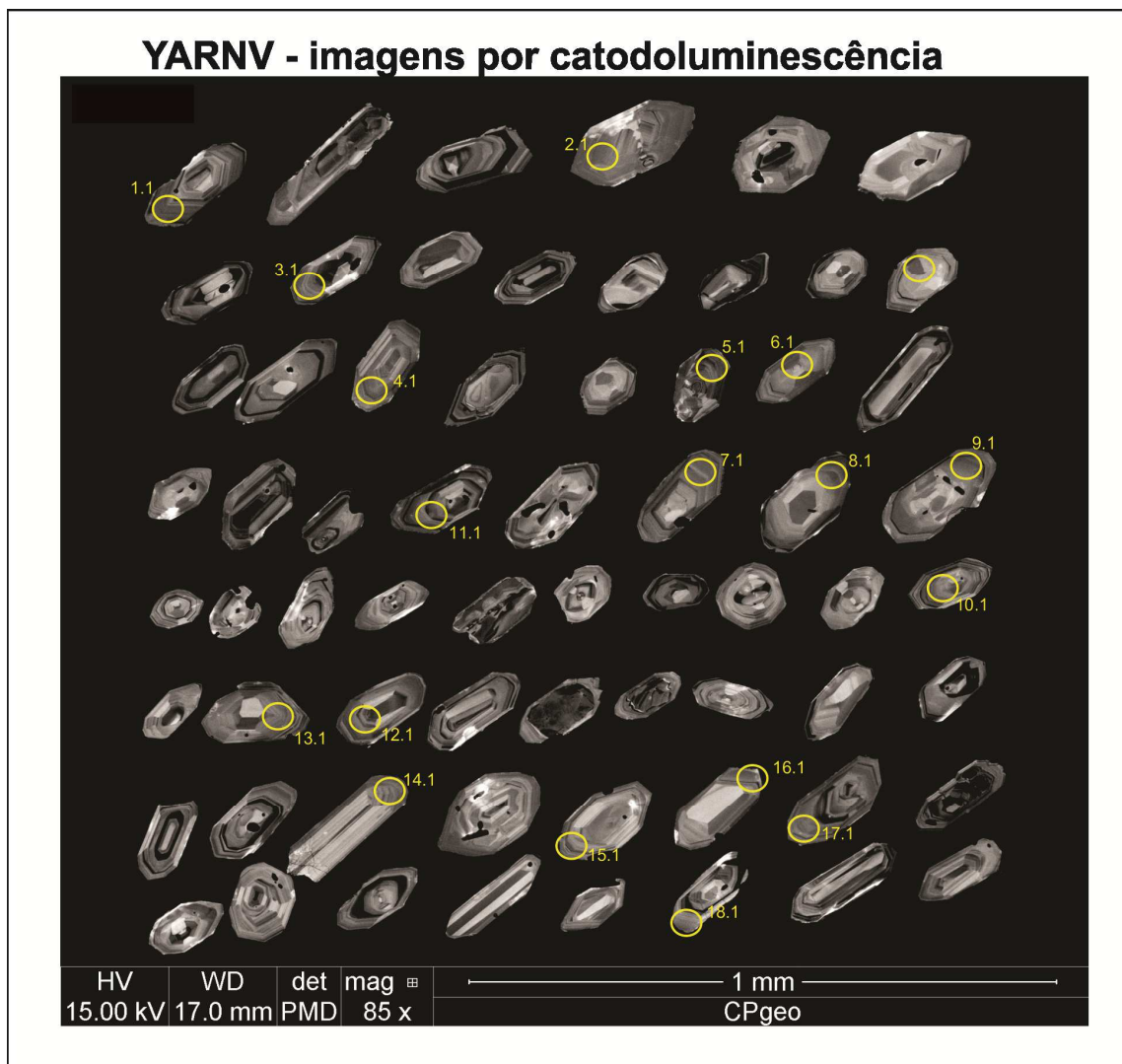


Figura 6. Imagens por catodoluminescência de grãos de zircões separados a partir da amostra YARNV proveniente de intrusão diorítica – Fase 2, parte norte do sistema pórfiro Yarumalito.

A amostra YARSV, proveniente da intrusiva andesítica – fase 1, também apresenta duas diferentes populações de zircão. Uma das populações é composta por grãos prismáticos de tamanhos aparentemente um pouco mais reduzidos que a amostra anterior, em torno de 0,15mm de comprimento, pouco alongados, com relação de 3x2 em relação à largura. A outra população é composta por grãos maiores, também prismáticos, mas um pouco mais alongados, chegando a uma proporção de 3x1 e comprimento máximo de cerca de 0,4mm. Nesta amostra, também as duas populações identificadas são compostas por grãos translúcidos. O estudo das imagens de catodoluminescência (Fig. 7) permitiu observar zonamento característico de zircões ígneos nas duas populações. Nesta amostra, aparentemente os grãos

com núcleos sugestivos de herança são mais freqüentes. Não há presença de bordas de recristalização ou porosidades nas margens.

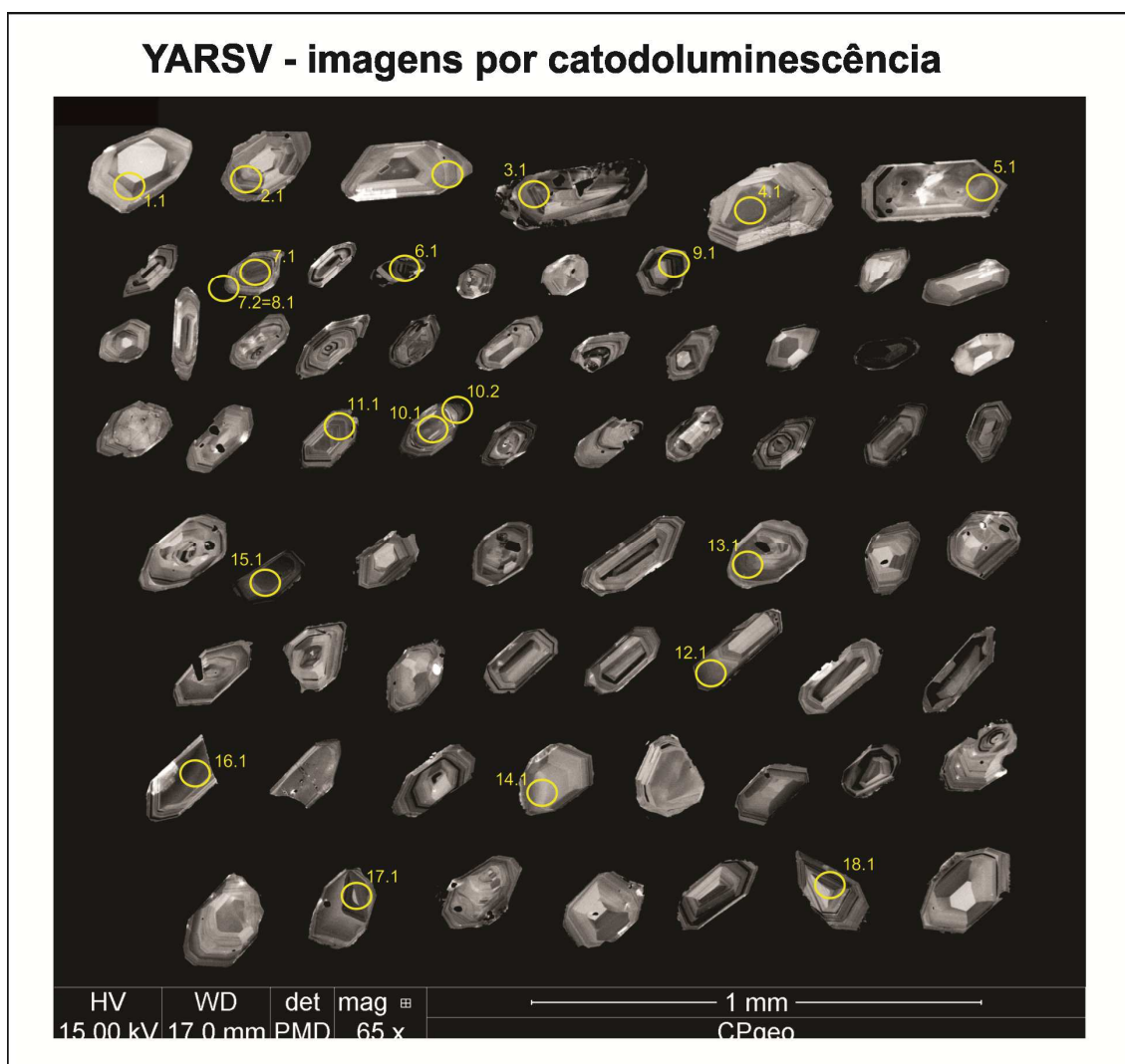


Figura 7. Imagens por catodoluminescência de grãos de zircões separados a partir da amostra YARSV proveniente de intrusão andesítica – Fase 1, parte sul do sistema pórfiro Yarumalito.

4.3 Idades SHRIMP U-Pb em zircão

4.3.1 Pórfiro Diorítico

Para a amostra YARNV, representativa do corpo intrusivo tipo pórfiro de composição diorítica da Fase 2, foram executadas dezoito análises, sendo apenas uma por grão. Os resultados obtidos são apresentados na Tabela 1. A idade para rochas jovens pode ser calculada a partir da média ponderada da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (e.g. Maksaev, 2004). Os dados das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas para cada ponto analisado foi plotado em diagrama de média ponderada que exhibe a distribuição de cada análise considerando o erro e define uma linha

média para a idade (Fig. 8a). Para calcular a idade através de média ponderada, uma análise (ponto analítico YARNV-14.1, em azul na Fig. 8) foi retirada devido a sua alta discordância, restando uma população unimodal com dezessete pontos analíticos. Os resultados apontam uma idade de 6.95 ± 0.16 Ma com MSWD de 1.07. Esta idade é considerada bastante precisa e representa a idade de cristalização do diorito pórfiro, Fase 2, localizado na região norte do sistema Yarumalito.

As variações observadas nas razões Th/U são bem restritas, com valores que oscilam entre 0,24 a 0,42 para as análises consideradas no cálculo de idade do corpo diorítico. Estas razões são compatíveis com corpos ígneos sem perturbações metamórficas.

Tabela 1. Resultados isotópicos U-Pb em zircão por SHRIMP da amostra de diorito pórfiro (Fase 2) YARNV.

Nome do Ponto	ppm U	ppm Th	²³² Th / ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb	²⁰⁴ / ²⁰⁶	% comm ²⁰⁶	Total ²³⁸ / ²⁰⁶	% err	Total ²⁰⁷ / ²⁰⁶	% err	²⁰⁶ Pbr / ²³⁸ U	1σ err	Idade ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	1σ err
YARNV-1.1	139	37	0.27	0.2	-8.9E-3	-16.65	753.10	6.2	.1359	16.5	.0012	.0001	7.6	0.5
YARNV-2.1	321	129	0.42	0.3	-5.0E-3	-9.32	826.97	3.0	.0902	8.9	.0011	.0000	7.4	0.2
YARNV-3.1	195	65	0.34	0.2	---	0.00	868.36	3.4	.1370	13.1	.0010	.0000	6.6	0.3
YARNV-4.1	171	49	0.29	0.2	---	0.00	803.71	3.5	.1467	12.0	.0011	.0001	7.0	0.3
YARNV-5.1	236	91	0.40	0.3	3.4E-3	6.28	801.64	3.2	.1423	15.2	.0011	.0001	7.1	0.3
YARNV-6.1	178	69	0.40	0.2	---	0.00	830.88	5.2	.1239	11.0	.0011	.0001	7.0	0.4
YARNV-7.1	155	51	0.34	0.2	---	0.00	783.98	3.9	.1912	12.8	.0010	.0001	6.7	0.4
YARNV-8.1	200	50	0.26	0.2	---	0.00	858.80	3.4	.1309	8.8	.0010	.0000	6.7	0.3
YARNV-9.1	163	43	0.27	0.2	---	0.00	808.68	3.6	.1689	12.4	.0010	.0001	6.7	0.4
YARNV-10.1	165	55	0.35	0.2	---	0.00	782.73	3.6	.1324	16.9	.0011	.0001	7.3	0.4
YARNV-11.1	202	67	0.34	0.2	---	0.00	864.95	3.4	.1456	11.2	.0010	.0000	6.5	0.3
YARNV-12.1	320	118	0.38	0.3	-9.4E-3	-17.50	890.08	3.0	.0714	11.4	.0011	.0000	7.0	0.2
YARNV-13.1	145	47	0.33	0.1	-1.0E-2	-18.75	864.76	4.0	.1042	12.6	.0011	.0000	6.9	0.3
YARNV-14.1	241	49	0.21	0.3	7.5E-3	13.97	686.09	4.3	.1220	9.2	.0013	.0001	8.5	0.4
YARNV-15.1	174	59	0.35	0.2	-1.6E-2	-29.78	834.60	6.0	.1422	19.7	.0011	.0001	6.8	0.5
YARNV-16.1	250	58	0.24	0.6	1.9E-2	36.22	381.92	2.7	.4631	6.6	.0012	.0002	8.0	1.3
YARNV-17.1	184	49	0.28	0.2	-1.3E-2	-23.62	793.01	3.6	.1015	14.1	.0012	.0000	7.6	0.3
YARNV-18.1	213	60	0.29	0.2	---	0.00	862.91	4.2	.1508	12.3	.0010	.0001	6.5	0.3

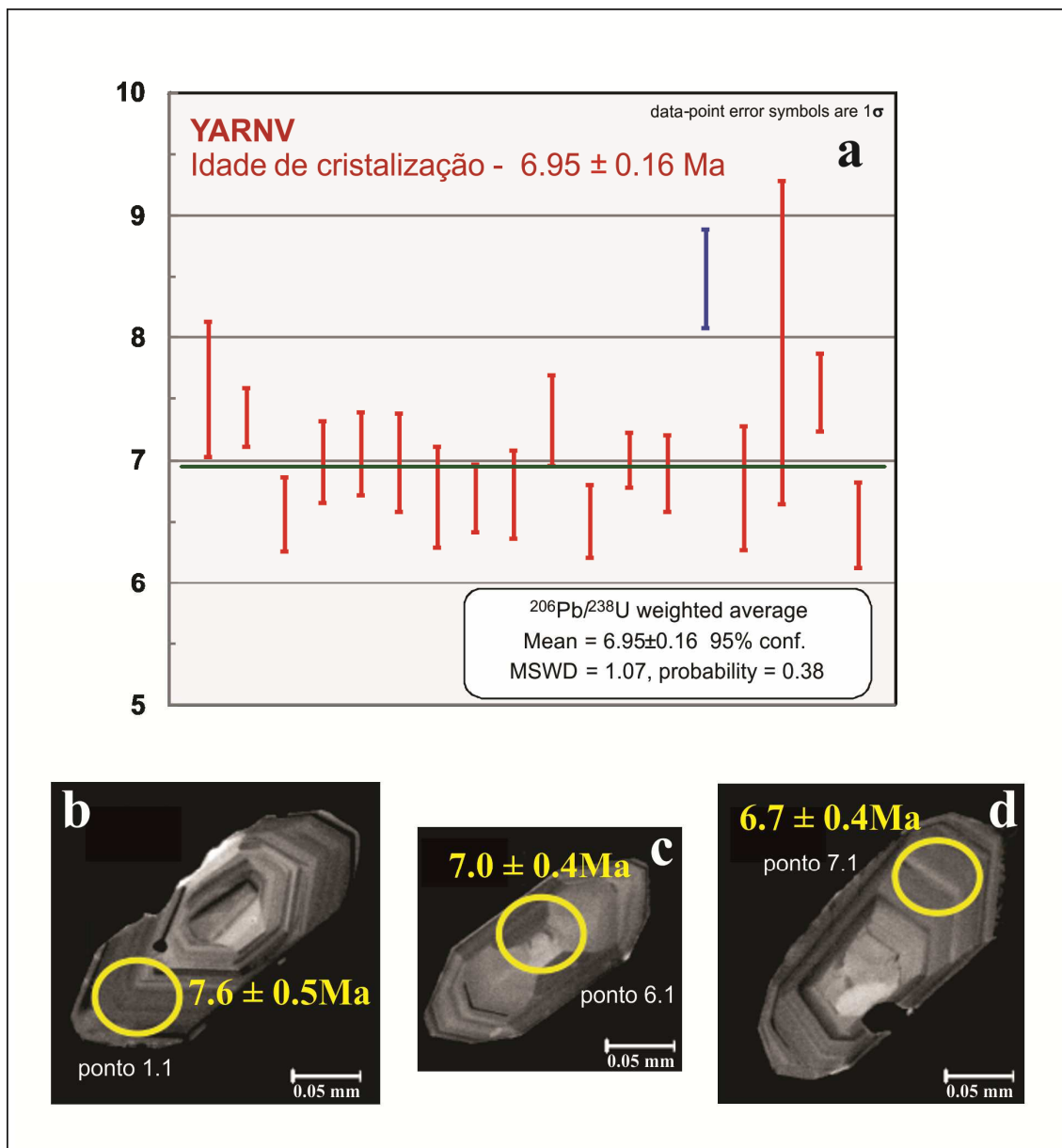


Figura 8. Resultados da datação U-Pb em zircão por SHRIMP de amostra de diorito pórfiro (Fase 2) YARNV: a. diagrama mostrando a distribuição da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ nos zircões provenientes da amostra YARNV; b. c. e d. imagens por catodoluminescência de grãos analisados mostrando as características comuns nas populações de zircões da amostra diorítica como o zonamento, ausência de bordas recristalizadas ou margens porosas, e os locais das análises efetuadas com respectivo resultado da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

4.3.2 Pórfiro Andesítico

Para a amostra YARSV representativa do corpo intrusivo tipo pórfiro de composição andesítica (Fase 1), dezenove pontos analíticos foram executados conforme Tabela 2. Das análises realizadas, três foram destinadas a núcleos herdados. Os núcleos herdados apontaram para contribuições de terrenos de

idades do Neoproterózoico (592 ± 14 Ma), Ordoviciano (459 ± 9 Ma) e Jurássico (163 ± 4.7). Devido ao alto conteúdo de urânio, o que pode causar perturbação no cálculo da idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, e por se tratar de um ponto muito próximo ao núcleo herdado, uma das análises, o ponto analítico YARSV 10.2 (Fig.9b) foi retirado do cálculo. Assim, os demais pontos analisados constituem uma população unimodal e no diagrama da Figura 9a pode-se observar a distribuição e a curva que representa a idade calculada a partir da média ponderada das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ considerando 15 pontos analíticos. A idade obtida para a razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ da amostra andesítica YARSV foi de 7 ± 0.15 Ma com MSWD de 1.08, que representa a idade de cristalização deste corpo e da Fase 1.

As razões Th/U variam de 0,21 a 0,53 para as análises consideradas no cálculo de idade do corpo andesítico. Estas razões são compatíveis com corpos ígneos sem perturbações metamórficas, mas aparentemente variam levemente mais do que as observadas nos zircões do pórfiro diorítico. Os valores da razão para os núcleos herdados tendem a ser mais elevados.

Tabela 2. Resultados isotópicos U-Pb em zircão por SHRIMP da amostra de andesito pórfiro (Fase 1) YARSV.

Nome do Ponto	ppm U	ppm Th	232Th /238U	ppm 206Pb	204 /206	% comm 206	Total 238 /206	% err	Total 207 /206	% err	206Pbr /238U	1 σ err	Idade 206Pb /238U	1 σ err
YARSV-1.1	230	78	0.35	0.2	1.1E-2	5.14	894.25	3.6	.0868	11.2	.0011	.0000	6.8	0.3
YARSV-2.1	290	102	0.37	0.3	3.3E-3	5.03	867.70	3.0	.0859	8.8	.0011	.0000	7.1	0.2
YARSV-3.1	217	83	0.40	0.2	---	8.64	851.59	3.3	.1144	11.3	.0011	.0000	6.9	0.3
YARSV-4.1	145	72	0.51	0.1	-4.5E-3	5.63	857.23	3.8	.0907	14.6	.0011	.0000	7.1	0.3
YARSV-5.1	120	31	0.27	0.1	-1.7E-2	10.64	836.11	4.0	.1303	12.0	.0011	.0001	6.9	0.3
YARSV-6.1	428	451	1.09	27.1	5.8E-5	0.03	13.55	2.0	.0564	1.0	.0738	.0015	459.0	8.9
YARSV-7.1	220	127	0.60	18.2	-7.0E-5	0.11	10.37	2.5	.0606	1.4	.0963	.0024	592.6	14.4
YARSV-8.1	685	160	0.24	1.0	1.7E-2	29.42	587.10	3.5	.2786	3.7	.0012	.0001	7.7	0.5
YARSV-9.1	595	144	0.25	0.6	---	2.75	851.60	2.5	.0679	6.4	.0011	.0000	7.4	0.2
YARSV-10.1	81	37	0.47	1.8	7.2E-4	0.90	38.71	2.9	.0565	4.1	.0256	.0008	163.0	4.7
YARSV-10.2	1033	297	0.30	1.6	5.9E-2	24.28	538.62	2.6	.2380	4.9	.0014	.0001	9.1	0.5
YARSV-11.1	175	56	0.33	0.2	---	8.81	886.66	3.6	.1158	10.4	.0010	.0000	6.6	0.3
YARSV-12.1	149	49	0.34	0.1	-2.6E-3	9.28	863.78	6.1	.1195	13.2	.0011	.0001	6.8	0.5
YARSV-13.1	193	80	0.43	0.2	2.2E-3	12.85	860.32	3.6	.1477	10.2	.0010	.0000	6.5	0.3
YARSV-14.1	96	27	0.29	0.1	-2.5E-2	17.21	825.32	4.6	.1821	19.3	.0010	.0001	6.5	0.5
YARSV-15.1	185	76	0.42	0.2	---	10.92	854.62	4.2	.1324	9.1	.0010	.0001	6.7	0.3
YARSV-16.1	138	58	0.44	0.1	-8.0E-3	7.54	805.49	3.9	.1057	12.9	.0011	.0001	7.4	0.3
YARSV-17.1	164	34	0.21	0.2	---	7.58	827.10	3.6	.1061	11.1	.0011	.0000	7.2	0.3
YARSV-18.1	202	103	0.53	0.2	1.6E-2	7.68	856.92	3.4	.1069	9.3	.0011	.0000	6.9	0.3

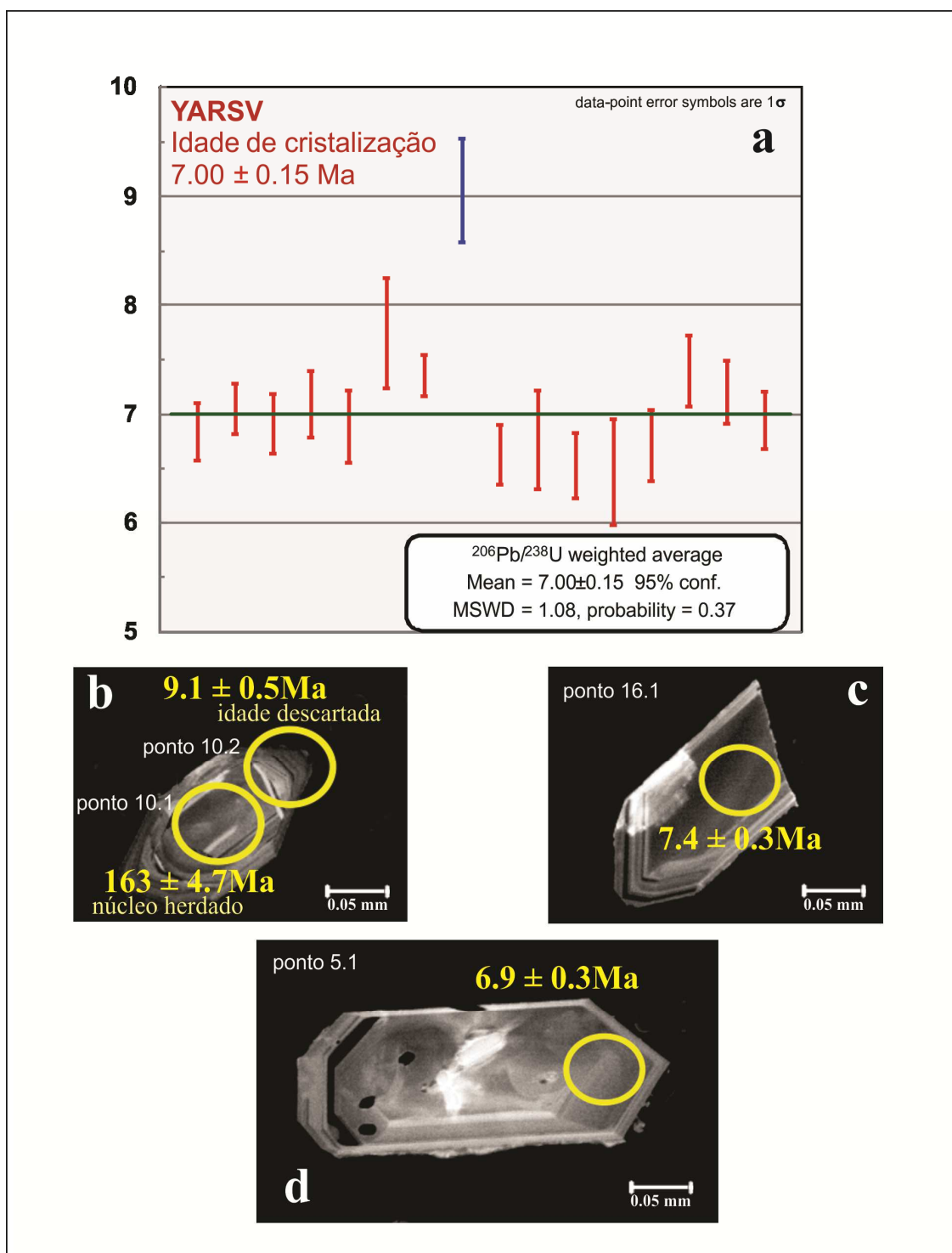


Figura 9. Resultados da datação U-Pb em zircão por SHRIMP de amostra de andesito pórfiro (Fase 1) YARSV: a. diagrama mostrando a distribuição da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de zircões provenientes da amostra YARSV; b. imagem por catodoluminescência de grão analisado mostrando núcleo herdado com idade Jurássica e borda analisada, mas com resultado descartado do cálculo devido a alto teor de Urânio e possibilidade de leve contaminação do núcleo herdado, o que causaria aumento da idade; c. e d. mostrando as características comuns nas populações de zircões da amostra andesítica como o zonamento, ausência de bordas recristalizadas ou margens porosas, e os locais das análises efetuadas com respectivo resultado da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

5. Discussões

O Projeto Yarumalito, atualmente em realização pela empresa *Colombian Mines Corporation*, está localizado na Cordilheira Central dos Andes colombianos, no distrito mineiro de Marmato, um dos distritos mineiros de ouro mais antigos da Colômbia e que tem sido explorado desde os remotos tempos dos Incas. O minério observado na área ocorre principalmente em veios controlados por estruturas e *stockworks* relacionados a rochas subvulcânicas da Formação Combia. A Formação Combia corresponde a uma sequencia vulcano-sedimentar originada por vários pulsos magmáticos, sugerida como tendo evoluído entre 12 Ma e 6 Ma, segundo Lopez (2006). A Formação Combia está dividida entre um Membro inferior vulcânico e um Membro superior vulcanoclástico (Marriner & Millward, 1984). Restrepo *et al.* (1981) e Toussaint (1999) supõem que este magmatismo esteve relacionado a um sistema de bacias *pull apart*, enquanto outros autores sugerem que o magmatismo ocorreu por um grande período de tempo pela mudança do grau de convergência da Placa de Nazca sob a margem noroeste da América do Sul (Risnes, 1995; Maya, 1992; Aspdén *et al.*, 1987; Chicangana, 2004).

O sistema pórfiro Yarumalito é pouco conhecida apenas relatado por Thompson (2006) que sugere que a área de Yarumalito é dominada por apófises do stock de Marmato. Baseados nos estudos dos testemunhos de sondagem YAR-06, YAR-17 e YAR-19, cedidos pela empresa *Colombian Mines Corporation*, foi possível observar que o sistema pórfiro Yarumalito possui ao menos duas fases de rochas intrusivas mineralizadas. Uma primeira fase, que denominamos de Fase 1, é constituída por um pórfiro andesítico com textura inequigranular porfirítica. Esta Fase 1 intrude as rochas mais antigas e aparentemente estéreis da Formação Combia na região. Uma segunda fase, aqui definida como Fase 2, foi também caracterizada. Esta fase é de menor expressão e constituída por um pórfiro diorítico com textura inequigranular hipidiomórfica.

Com o objetivo de datar as intrusivas hospedeiras da mineralização de ouro no sistema pórfiro Yarumalito, duas amostras foram selecionadas para datação geocronológica por U-Pb em zircão: uma coletada na região sul e representativa da Fase 1 de composição andesítica, denominada de YARSV, e outra proveniente da intrusão diorítica de Fase 2, coletada na região norte do

projeto, amostra YARNV. As amostras foram preparadas seguindo técnicas convencionais para separação de minerais pesados e zircão.

O método escolhido para datação da idade de cristalização das intrusivas pórfiras, U-Pb em zircão, tem sido considerado um método robusto perante situações onde ocorram possíveis perturbações como hidrotermalismo (e.g., Davis & Krogh, 2000; Cherniak & Watson, 2000). Devido as características das amostras, subvulcânicas, com grãos pequenos, e idade estimada muito jovem, foi escolhido proceder as análises através de *Sensitive High Resolution Ion Microprobe* (SHRIMP), muito preciso para situações geológicas de idades diversas e adequado para grãos de diminuto tamanho ou complexos. Os resultados foram calculados a partir da média ponderada da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, considerada uma forma adequada para cálculo de rochas muito jovens (e.g. Maksaev, 2004).

A amostra YARSV, proveniente do pórfiro andesítico, apresenta duas diferentes populações de zircão com grãos translúcidos prismáticos, uma com proporções de 3x2 e outra, 3x1. As imagens de catodoluminescência mostram grãos com zonamentos característicos de rochas ígneas e eventuais núcleos herdados, entretanto sem bordas recristalizadas ou porosas, o que demonstra preservação a processos subseqüentes como metamorfismo ou hidrotermalismo, segundo conceitos de Corfu *et al.* (2003). Os resultados analíticos para a intrusiva andesítica indicaram idade 7 ± 0.15 Ma com MSWD de 1.08, que representa a idade de cristalização deste corpo e da Fase 1. Os núcleos herdados datados indicaram variedade nas contribuições a partir do embasamento, com idades provenientes de terrenos do Neoproterózoico (592 ± 14 Ma), Ordoviciano (459 ± 9 Ma) e Jurássico (163 ± 4.7).

A amostra YARNV, do pórfiro diorítico, também apresenta duas populações de zircões, sendo compostas por grãos translúcidos e com tamanhos aparentemente um pouco maiores. Uma das populações chega a ter proporções 4x1 entre comprimento e largura. Núcleos herdados parecem ser menos freqüentes e não foram investigados quanto a sua idade. Imagens de catodoluminescência permitem identificar o zonamento ígneo nas duas populações e também ausência de bordas perturbadas por processos posteriores. Os resultados apontam uma idade de 6.95 ± 0.16 Ma com MSWD de 1.07 a partir da média ponderada da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ considerada como de

cristalização da Fase 2 e demonstrando apenas pequeno intervalo de idade entre as duas fases ígneas mineralizadas identificadas no sistema pórfiro Yarumalito.

Dados geocronológicos disponíveis para o magmatismo Combia na região do Distrito de Marmato e arredores, apontam para uma fase entre 7 e 6 Ma na qual se dariam as intrusões dos corpos dos sistemas la Felisa, Marmato e Irra, conforme dados K-Ar de Restrepo *et al.* (1981) e informações de traços de fissão conforme Toro *et al.* (1999). O pórfiro de Marmato, que hospeda o mais conhecido prospecto mineiro na região, foi previamente datado por Frantz *et al.* (2003) por U-Pb em zircões por SHRIMP. Os dados estabeleceram uma idade de 6.7 Ma age para o *stock* principal, mesma idade obtida por Vinasco (2001) através de método Ar-Ar em biotita. Os dados aqui obtidos para o sistema pórfiro Yarumalito são concordantes com estes trabalhos previamente realizados e estabelecem o intervalo entre 6.7 e 7 Ma como importante para a intrusão de corpos portadores de mineralizações de ouro no Distrito de Marmato.

6. Conclusões

Os resultados geocronológicos obtidos neste trabalho através de datações U-Pb em zircão por SHRIMP apontam para um magmatismo apenas um pouco mais antigo no prospecto Yarumalito em relação as demais intrusões mineralizadas no Distrito de Marmato. As idades sugerem uma evolução das rochas pórfiras mineralizadas a ouro no sistema Yarumalito de 7 Ma, para a Fase 1 composta por intrusivas de caráter andesítico, a 6.95 Ma para a Fase 2 diorítica. Estas idades indicam certa simultaneidade entre o sistema pórfiro Yarumalito e o de Marmato, ambos portadores de mineralização de ouro na região. As intrusões férteis para ouro no Distrito de Marmato poderiam ser consideradas como ocorrendo no intervalo entre 7 Ma e 6.7 Ma, no qual houveram as intrusões das rochas pórfiras hospedeiras dos depósitos de ouro conhecidos. Esta informação traz importante significado do ponto de vista prospectivo para a região e o conhecimento geocronológico deve ser detalhado conforme avançar o conhecimento dos processos hidrotermais concentradores do ouro nestes pórfiros. Já do ponto de vista regional, os resultados para as idades do magmatismo são compatíveis com as idéias postuladas por Restrepo

et al. (1981) e Toussaint (1999) que sugerem uma atividade ígnea relativamente rápida para o magmatismo Combia, ao menos na região do Distrito de Marmato.

Agradecimentos

Ao CNPq pela bolsa de mestrado, ao PPGGEO e IGEO UFRGS pela infraestrutura, ao CPGeo da USP pelo acesso ao SHRIMP II. Os autores agradecem a Colombian Mines Corporation pelo suporte e cedência dos testemunhos de sondagem e amostras. Ao geólogo Alan Cardenas pelo inestimável apoio durante os trabalhos realizados na Colômbia.

Referências

Álvarez, A. & Linares, E. 1983. Geologia de la Cordillera Central y el Occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides Mesocenozóicos. *Boletín Geológico*, 33. 175.

Aspden, J. A., McCourt, W. J. & Brook, M. 1987. Geometrical Control of Subduction – Related Magmatism: The Mesozoic and Cenozoic Plutonic History of Western Colombia. *Journal Geological Society London*, 144: 893-905.

Black, L.P., Kamo, S., Allen, C.M., Davis, D., Aleinikoff, J., Valley, J., Mundil, R., Campbell, I.A., Korsch, R., Williams, I. & Foudoulis, C. 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205: 115-140.

Bustamante, A.B. 2003. *Definição das trajetórias P-T-t em rochas metamórficas do flanco ocidental da cordilheira Central da Colômbia, nas regiões de Caldas e El Retiro*. São Paulo, 107p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Cediel, F., Shaw, R.P. & Caceres, C. 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block. *In*: Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (Eds.). The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, And Plate Tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 79: 815–848.

Cherniak, D.J. & Watson, E.B. 2000. Pb diffusion in zircon: *Chemical Geology*, 172: 5–24.

Chicangana, G. 2004. La Zona de Fallas Romeral: una zona de subducción extinta, deformada y cizallada que sirve de contacto entre una litosfera oceânica y una continental en el norte de Sudamerica. *In*: Congreso Latinoamericano de Sismología Ponencia, 1, 2004, Armenia, Colombia. Disponível em

<http://www.unalmed.edu.co/rrodriguez/papers/falla_romeral.pdf> . Acesso em: 17 fev. 2013.

Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P. 2003. Atlas of Zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 469-500.

Davis, D.W. & Krogh, T.E. 2000. Preferential dissolution of ^{234}U and radiogenic Pb from α -recoil-damaged lattice sites in zircon: Implications for thermal histories and Pb isotopic fractionation in the near surface environment. *Chemical Geology*, 172: 41–58.

González, H. 1976. *Geología de Cuadrángulo J-8 Sonsón. Informe INGEOMINAS 1704*, 421p.

González, H. 1980. Geología de las planchas 167 (Sónson) y 187 (Salamina). *Boletín Geológico INGEOMINAS*, 23(1): 1-174.

Grosse, E. 1926. *Estudio Geológico del Terciario Carbonífero de Antioquia en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia*, Berlín, Verlag Von Dietrich Reimer, 361p.

Frantz, J. C., Ordoñez-Carmona, O., Franco, E., Groves, D.I. & McNaughton, N. Marmato Porphyry Intrusion, Ages and Mineralization. *In: IX Congreso Colombiano de Geología, 2003, Medellín. Anais... Medellín: Sociedad Colombiana de Geología, 2003. v. 1, p. 54-55.*

Jaramillo, J. 1978. Determinación de las Edades de algunas Rocas de la Cordillera Central por el Método de Huellas Fisión. *In: II Congreso Colombiano de Geología, 1978, Memórias... Bogotá, v.1, p. 146-146.*

López A.C., Sierra, G & Ramírez, D.R. 2006. Vulcanismo Neógeno en el suroccidente Antioqueño y sus implicaciones tectónicas. *Boletín de Ciencias de La Tierra*, 19: 27-42.

Ludwig, K.R. 2012. ISOPLOT 3.75, a geochronological toolkit for Microsoft Excel: *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 75p.

Marriner, G.F. & Millward, D..1984. Petrochemistry of Cretaceous to recent Volcanism in Colombia. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 473-486.

Maya, M. 1992. Catálogo de Dataciones Isotópicas en Colombia; Santa fé de Bogotá. *Boletín Geológico Ingeominas*, 32(1): 125-187.

Maya, M. & González, H. 1995. Unidades Litodémicas de la Cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico Ingeominas*, 35(2): 43 - 57.

Orrego, A., París, G., Ibanez, D. & Vásquez, E. 1993. Mapa geológico de la Plancha 387 – Bolívar, Escala 1:100.000. *Informe Interno Ingeominas*.

Restrepo, J.J., Toussaint, J. & Gonzales, H.. 1981. Edades miopliocénicas del magmatismo asociado a la Formação Combia, Departamento de Antioquia y Caldas. *Geología Norandina*, 3: 21–26.

Restrepo, J.J., Ordóñez-Carmona, O., Martens, U. & Correa, A.M. 2009. Terrenos, complejos y provincias en la Cordillera Central de Colombia. *Ingeniería Investigación y Desarrollo*, 9 (2): 49-56.

Risnes, K. 1995. *Geodynamique du sud – ouest des Andes colombiennes (dépression du Cauca – Patia) durant le Néogène. Approche paleomagnetique*. Gèneve, 169p. These Docteur és Sciences, Terre et Environnement, Univerité de Geneve.

Rossetti, P. & Colombo, F. 1999. Adularia–sericite gold deposit of Marmato (Caldas, Colombia): field and petrographical data. *In: McCaffrey, K.J.W., Lonergan, L., Wilkinson, J.J. (Eds.). Fractures, Fluid Flow and Mineralization*. Londres, Geological Society of London, p. 167–182.

Sierra, G .M. 1994. *Structural and Sedimentary Evolution of the Irra Basin, Northern Colombian Andes*. Nova lorque, 102 p. Tese de Mestrado, Binghamton University.

Sillitoe, R.H. 2008. Major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera; distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 103(4): 663-687.

Tassinari, C.G., Pinzon, F.D., & Ventura, J.B. 2008. Age and sources of gold mineralization in the Marmato mining district, NW Colombia: A Miocene–Pliocene epizonal gold deposit. *Ore Geology Reviews*, 33: 505–518.

Toussaint, J.F. & Restrepo, J.J. 1975. Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia, Colombia. *Publicacion Especial Geologia Universidad Nacional Medellín*, 6: 1-24.

Toussaint, J.F & Restrepo, J.J. 1991. Migración del Magmatismo del Noroccidente Colombiano. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 5: 147.

Toussaint, J.F. & Restrepo, J.J.. 1999. *Evolucion Geológica de Colombia*. Medellin, Universidad Nacional de Colombia, 103p.

Toro, G .; Restrepo, J.J.; Poupeau, G .; Saenz, E. & Azdimousa, A. 1999. Datación por trazas de fisión de circones rosados asociados a la secuencia volcano – sedimentaria de Irra (Caldas). *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 13: 28 – 34.

Van der Hammen, T. 1958. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y Tectogénesis de los Andes colombianos (con 7 planchas). *Boletín Geológico*, 6: 67-128.

Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A, Winklerd, W. & Beltrán, A. 2011. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central Cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125: 875–896.

Vinasco, C.J. 2001. *A utilização da metodologia ^{40}Ar – ^{39}Ar para o estudo de reativações tectônicas em zonas de cisalhamento. Paradigma: O Falhamento de Romeral nos Andes Centrais da Colômbia*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 85p.