

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE TEXTURAL, QUÍMICA, GEOCRONOLÓGICA E ISOTOPIA DE HF
DE ZIRCÃO: IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO DO GRANITO NAZARÉ
PAULISTA**

Adrianna Luiza Virmond

Orientadora: Profa.Dra. Lucelene Martins

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2016 / 01)

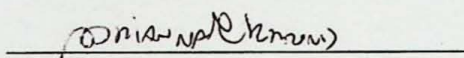
SÃO PAULO
2016

TF
V819
AL.a

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

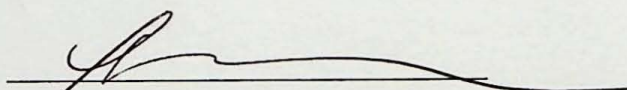
ANÁLISE TEXTURAL, QUÍMICA, GEOCRONOLÓGICA E ISOTOPIA DE Hf DE
ZIRCÃO: IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO DO GRANITO NAZARÉ PAULISTA (SP)

Adrianna Luiza Virmond





Orientadora: Profa.Dra. Lucelene Martins



MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF – 2016 / 01)

IGc-Instituto de Geociências



Análise textural, química, geocronológica e isotopia de
de zircão : implicações na evoluç
M27121

SÃO PAULO
2016

TF
V819
AL.a

INSTITUTION OF THE

INSTITUTION OF THE

INSTITUTION OF THE

INSTITUTION OF THE

INSTITUTION OF THE

INSTITUTION OF THE

INSTITUTION OF THE

INSTITUTION OF THE

INSTITUTION OF THE



AGRADECIMENTOS

Acho que seria muito injusto da minha parte começar esses agradecimentos com qualquer outra pessoa que não a minha orientadora, profa. Lucelene. Muito obrigada por tudo, Lu! Foi um ano longo e trabalhoso, mas também muito divertido e prazeroso por sua causa. Cresci e aprendi muito com você e espero que nossa parceria continue por muito mais tempo nessa geologia. Agradeço também o prof Valdecir pela ajuda nos momentos de desespero e pelas horas de companhia no SHRIMP. Agradeço ainda à Fapesp pelo financiamento deste trabalho, sob o projeto FAPESP (2015/01817-6). Preciso agradecer a também a todos os funcionários e técnicos que me ajudaram tanto esse ano: Vasco e Gabriel na preparação dos concentrados; ao pessoal no SHRIMP (Dani, Isaac, Michele, Kei); ao pessoal no CPGeo (Solange e Walter); ao pessoal do laser (Sandra e Vinicius) que nos atenderam tão perto do fim e fizeram de tudo pra dar certo; ao Renato do LCT-Poli. A todo o corpo de funcionários da Geo, especialmente ao pessoal da gráfica e da biblioteca, meu muito obrigada por tudo nesses anos! Agradeço também ao Kibe e ao Thales pela ajuda na preparação dos concentrados de zircão. Tenho certeza que vocês nunca vão esquecer desses momentos marcantes! Preciso registrar a gratidão a todos os professores que fizeram eu me apaixonar (ainda) mais por essa profissão incrível. Em especial ao Basei, ao Renato e ao Fred que também me ajudaram diretamente nesse trabalho quando nem era obrigação deles me ouvir.

Talvez mais importante ainda, preciso agradecer aos meus amigos que me acompanharam. Mindy, obrigada por ser um parceiro de verdade nesses últimos 4 anos, nas nossas mais variadas aventuras! Obrigada por me abraçar e dizer que ia dar tudo certo. Deu mesmo! Fofuxo (ou Fofis), muito obrigado por tudo o que está escrito aqui é culpa sua e de todas as suas monitorias! Obrigada por isso e pelos 5896 l de café que vc fez pra mim nesses últimos 6 anos. Obrigada, Exú por tudo! Obrigada pela jornada de melhora do caráter que entramos e pela amizade que construímos! Acho que somos pessoas melhores hoje! Obrigada Sueca, Cegonha, Alice, Ursinho e Pelúcia pelos *dream team* todos esses anos! Gorda, Dana, Lud, Sinistro, Blow, e Judeu pelas risadas e cervejas! Marcelha, obrigada pela amizade! Agradeço ao pessoal do Ggeo de 2011 – 2016, ao Kano e Froxo por um mapgeo show. Agradeço até os bixos 2016, em especial o Erílio, Cândido, Belo e Lilo por acreditarem nas mentiras todas que contei. Agradeço aos meus amigos não geólogos Angela, Douglas, Fabio, Ulysses, Fafá, Jeff por muitos Nabzys' e x-infartos durante o intercâmbio. Agradeço ainda às manas do CFGD por tudo o que o coletivo contribuiu no meu caráter.

Mas agradeço, acima de tudo, minha mãe, Fernanda, a mulher mais maravilhosa e guerreira nesse planeta, que fez tudo o que pôde pra ter certeza que eu estava bem nesses anos longe de casa. Agradeço a Tanit Suína, a menina mais doce que existe (tanto que nem parece ser minha irmã gêmea) por todo o apoio e palavras de amor. Amo muito vocês duas! Obrigada por me darem as condições pra chegar até aqui, por entenderem as ausências e me apoiarem sempre! Agradeço meu avô e avó por incentivar a estudar desde criança, o que provavelmente me trouxe até aqui. Agradeço ao Kaly por um dia falar sobre geologia pra mim! Agradeço ainda à monstra da Banguela que me deu estabilidade emocional, só pedindo amor e mais ração.

Finally, I would like to thank everyone from Uni of Liverpool (Jack Kirvin, Sophie, Rachel, Dale, Adam and everyone else) for such great moments! Professors Alan Boyle and Graham Potts, because of you I (kind of) believe in my "geologist-self" now. Thank you!!

RESUMO

Nos arredores do município de Nazaré Paulista (SP) afloram granitos anatóticos e migmatitos, em exposições extensas, tornando a região bastante favorável para estudos de geração e migração de magmas graníticos em crosta continental. A área está inserida na parte sul da Nappe Socorro-Guaxupé, um arco magmático neoproterozóico, e compreende rochas de sua porção intermediária, formada por granada-biotita paragneisses migmatíticos e granitos anatóticos associados. O granito Nazaré Paulista ocorre nesse contexto geológico e é bastante heterogêneo, com estruturas nebulíticas, *schlieren* de biotita, xenólitos de gnaiss, e apresenta duas fácies distintas: granada-biotita granitos cinza venulados e granada leucogranitos. Divergências na idade de cristalização e presença de núcleos herdados de zircão e monazita refletem a complexidade da gênese destes granitos e justifica o estudo da região. A diversidade dos granitos foi analisada por petrografia. Para estudo da gênese e evolução, foram selecionadas duas amostras, que formam um par granito cinza – vênula, a variedade mais comum do granito Nazaré Paulista. Para isso, o zircão foi utilizado devido à sua capacidade de registrar partes da história evolutiva das rochas. Foram obtidas imagens de BSE e CL para caracterização textural do mineral, tanto *in situ* quanto em montagens, utilizadas posteriormente para datação, análise química e isotópica. A análise textural permitiu relacionar texturas internas dos cristais com as fases minerais nas quais o zircão comumente ocorre incluso. Foi determinada idade U-Pb (via SHRIMP) de 625 ± 3 Ma para o granito cinza e 619 ± 4 para o leucogranito que o venula. As idades obtidas são semelhantes entre si e idênticas, dentro do erro, às previamente obtidas na literatura. Foram também identificadas heranças paleo a mesoproterozoicas (1,9 e 1,2Ga) no granito cinza e neoproterozoicas (~790 Ma) no leucogranito. As heranças mais jovens haviam sido reportadas em monazita em trabalhos anteriores. Os padrões de ETR encontrados para os cristais estudados são incomuns e sugerem processo atípico, de reequilíbrio desses elementos intra- e inter-grãos. A análise isotópica de Hf indica tempo elevado de residência crustal para essas rochas, além de sugerir a existência de mais de uma fonte para os granitos Nazaré Paulista. A análise petrográfica revelou texturas de recristalização dinâmica, condizentes com um processo tardio à evolução do granito Nazaré Paulista, que ainda precisa ser estudado.

ABSTRACT

The region nearby the city Nazaré Paulista (SP) is characterized by the occurrence of extensive outcrops of migmatite and related anatectic granites, allowing studies on granite genesis and magma migration on continental crust. The area is within southern Socorro-Guaxupé Nappe, a Neoproterozoic magmatic arc developed during Gondwana amalgamation. It corresponds to the intermediate rocks on this sequence, formed by migmatitic garnet-biotite paragneisses and related anatectic granites. Nazaré Paulista granite is characterized by two main granite types: grey garnet-biotite granite and garnet leucogranites, which may occur in veins (on the grey granite) or in isolated, smaller bodies. Locally sillimanite-bearing or pegmatitic portions occurs on the isolated leucogranite bodies. Nebulitic structures, biotite rich *schlierens* and gneiss xenoliths are also common on these granites. Divergences on the crystallization age for this granite and the occurrence of inheritance on monazite crystals justifies this study. To address the age problem, two samples (which form a grey granite – leucogranite vein pair) were chosen for textural, geochronological, trace element distribution and ϵHf characterization. Zircon grains were texturally analysed with BSE and CL imagens, obtained *in situ* (in thin section) and on mounts, respectively. The BSE images were obtained in order to correlate zircon's internal structures to the minerals were it's included. The Concordia age obtained to the grey granite is 625 ± 3 Ma (U-Pb SHRIMP) and 619 ± 4 Ma to the leucogranite. These ages are similar to the previously obtained on literature. Palaeo- to Mesoproterozoic (1,9 and 1,2 Ga) inherited nuclei were found on the grey granite, while Neoproterozoic nuclei (790 Ma) were found on the leucogranite. REE patterns obtained to the zircon crystals are odd compared to the literature. Furthermore, inherited nuclei have identical REE patterns to the magmatic crystals on the same sample, suggesting an unusual REE re-equilibration (intra and inter-grains). Very negative ϵHf data indicate that these rocks have long crustal residence. Diverse Hf data on the inherited nuclei suggest there may be more than one source to Nazaré Paulista granites. Finally, petrography shows dynamic recrystallization textures, indicating a post magmatic event yet to be characterized on these rocks.

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	1
2.	JUSTIFICATIVA	1
3.	OBJETIVOS	2
4.	ÁREA DE ESTUDO	2
4.1	LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA	2
4.2	CONTEXTO TECTÔNICO	4
4.3	GRANITOS NAZARÉ PAULISTA	4
5.	FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	6
5.1	O ZIRCÃO E O SISTEMA ISOTÓPICO U-Pb	6
5.2	O SISTEMA ISOTÓPICO LU-Hf	7
5.3	DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TRAÇO EM ZIRCÃO	8
6.	MATERIAIS E MÉTODOS	9
6.1	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	9
6.2	TRABALHO DE CAMPO	9
6.3	PETROGRAFIA	9
6.4	PREPARAÇÃO DE CONCENTRADOS DE MINERAIS	10
6.5	ESTUDO DE DETALHE DE ZIRCÃO	11
6.5.1	CARACTERIZAÇÃO TEXTURAL VIA MEV	11
6.5.2	CARACTERIZAÇÃO ISOTÓPICA – GEOCRONOLOGIA U-Pb VIA SHRIMP	12
6.5.3	CARACTERIZAÇÃO ISOTÓPICA – ANÁLISE ISOTÓPICA DE EHF POR LA-MC-ICPMS	12
6.5.4	CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA – ANÁLISE DE ELEMENTOS TRAÇO POR LA-Q-ICPMS	13
7.	DIVERSIDADE DOS GRANITOS NAZARÉ PAULISTA	14
7.1	PETROGRAFIA	14
7.1.1	GRANITO CINZA	14
7.1.2	LEUCOGRANITOS	15
7.1.3	GNAISSE MIGMATÍTICO	19
7.1.4	DISCUSSÕES E IMPLICAÇÕES	20
7.2	VARIEDADE TEXTURAL DOS CRISTAIS DE ZIRCÃO	20
7.2.1	GRANITO CINZA	20
7.2.2	LEUCOGRANITOS	21
7.2.3	GNAISSE MIGMATÍTICO	23
7.2.4	TEXTURA INTERNA DE GRÃOS X POSIÇÃO TEXTURAL NA ROCHA	24

8.	IDADE DO GRANITO NAZARÉ PAULISTA.....	28
8.1	GRANITO CINZA	28
8.2	GRANADA LEUCOGRANITO DE VÊNULA	30
8.3	DISCUSSÃO	32
9.	HERANÇA NO GRANITO NAZARÉ PAULISTA	33
9.1	GRANITO CINZA	33
9.2	GRANADA LEUCOGRANITO	34
9.3	DISCUSSÕES	34
10.	DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TRAÇO EM ZIRCÃO.....	35
10.1	GRANITO CINZA	35
10.2	GRANADA LEUCOGRANITO DA VÊNULA	38
10.3	DISCUSSÕES	40
11.	FONTE DO GRANITO NAZARÉ PAULISTA	40
11.1	DISCUSSÕES	44
12.	CONCLUSÕES.....	44
13.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	46
ANEXO I		50
ANEXO II		56
ANEXO III		58
ANEXO IV		60
ANEXO V		63
ANEXO VI		65
ANEXO VII		69

1. INTRODUÇÃO

A granitogênese é o principal processo responsável por reciclagem e formação de crosta continental (Patiño Douce, 1999) e portanto é objeto de interesse nos estudos de petrologia ígnea e evolução crustal. A ocorrência de granitos anatéticos relacionados diretamente com terrenos metamórfico-migmatíticos torna estas regiões alvo de estudos de anatexia e dos mecanismos de geração, coleta e migração de magmas em crosta continental (Brown, 2001).

No Brasil, existem diversas áreas que apresentam este potencial para estudo dos mecanismos de evolução crustal, dentre eles a região de Nazaré Paulista, localizada na porção sul da Nappe Socorro-Guaxupé (NSG) e foco de estudo deste trabalho. Nesta região afloram granada-biotita-paragnaisses migmatíticos associados diretamente a granada-biotita granitos cinza venulados e granada leucogranitos. O que torna a região particularmente interessante é a possibilidade de observar as relações entre os diferentes granitos e migmatitos em exposições contínuas extensas.

Estudos prévios (Janasi, 1999; Martins *et al.*, 2009; Martins *et al.*, 2015) da região mostram intervalos de ~10 – 15 Ma nas idades obtidas para cristalização dos granitos e leucossomas de Nazaré Paulista. Essa diferença na idade de cristalização, se confirmadas, podem estar associadas a diferentes processos de fusão parcial relacionados com a evolução da Nappe Socorro-Guaxupé. Para entender tais processos, é preciso estudar minerais que os registrem, tais como zircão.

Diversos autores também chamam atenção para a importância do estudo conjunto das texturas internas, idade e distribuição de elementos traço de monazita e zircão quando trabalha-se com rochas que sofreram fusão parcial, pois estes dois geocronômetros registram informações sobre a idade de deposição do protólito sedimentar, evolução metamórfica e fusão parcial (e.g. Barbey *et al.*, 1995; Hoskin & Black, 2000; Rubatto, 2002; Hoskin & Schaltegger 2003; Rubatto *et al.*, 2013).

Este trabalho propõe-se, portanto, a estudar a gênese de granitos anatéticos da região de Nazaré Paulista analisando a distribuição de elementos traço e idade em cristais de zircão das principais variedades litológicas locais.

2. JUSTIFICATIVA

Diversos autores (eg. Campos Neto *et al.*, 1983; Janasi, 1999; Martins, 2005; Janasi *et al.*, 2005; Martins *et al.*, 2009) estudaram a região onde afloram os granitos Nazaré Paulista, porém ainda existem questionamentos a respeito de sua idade de cristalização, gênese e evolução.

Janasi (1999) obteve idade (TIMS) U-Pb 625 ± 4 Ma em monazita do granito cinza venulado Nazaré Paulista, idade interpretada como de cristalização. Dados obtidos

recentemente em monazita do granito cinza venulado apontam para idade mais jovem (615 ± 5 Ma) e possível diferença de idade de cristalização entre o granito cinza e a vênula que o corta (Martins *et al.*, 2015).

Nos migmatitos associados ao granito, a datação de monazita (Martins *et al.*, 2009) revelou heranças (~ 795 Ma) e ao menos duas fases de cristalização de monazita, uma registrando metamorfismo progressivo (~ 635 Ma) e outra associada à cristalização do fundido anatético ($617 - 610$ Ma). Dois leucossomas de diferentes composições (granítica e trondhjemitica) foram datados, sendo o trondhjemitico o mais antigo, com ~ 617 Ma. As zonas de diferentes idades comumente também correspondem a domínios composicionais característicos (e.g., núcleos herdados com mais altos teores de Y, sobrecrecidos por bordas mais jovens e pobres neste elemento).

A presença de núcleos herdados (~ 795 Ma) sugere que o migmatito Nazaré Paulista tem história polimetamórfica, e que registra um evento metamórfico que ainda precisa ser caracterizado na região. O estudo da distribuição dos elementos traço em zircão pode contribuir para a compreensão desse evento.

Além disso, o aparente *gap* temporal entre a geração dos dois leucossomas e entre granito cinza e vênula pode indicar história prolongada de calor orogênico para a região (Martins *et al.*, 2009) ou mesmo múltiplos eventos de anatexia; por isso, neste trabalho, nos propomos a obter a idade de cristalização do granito Nazaré Paulista e discutir sua gênese.

3. OBJETIVOS

Os objetivos deste trabalho compreendem investigar a existência (e relação) de domínios texturais, composicionais e de idade em cristais de zircão, buscando possíveis significados geológicos para tais domínios. Espera-se, ainda, poder contribuir para o esclarecimento das incertezas existentes na literatura sobre a idade de cristalização do granito Nazaré Paulista. Para tal, serão estudadas amostras provenientes dos granitos de um afloramento que foi alvo de trabalhos anteriores (e.g., Janasi, 1999; Janasi *et al.*, 2005; Martins, 2005; Martins *et al.*, 2009).

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1 Localização Geográfica

A área de estudo situa-se nas imediações do município de Nazaré Paulista (SP) e compreende ao afloramento NP74 (UTM: 7436954 N, 357625 E (23K); detalhado em Janasi *et al.*, 2005), localizado na rodovia Dom Pedro I, entre os km 51-52. O acesso, partindo-se da cidade de São Paulo, se dá pela Rodovia Fernão Dias (BR-381) até o município de Atibaia, onde há acesso para a rodovia Dom Pedro I (SP-065). A Figura 1 mostra a localização da exposição estudada.

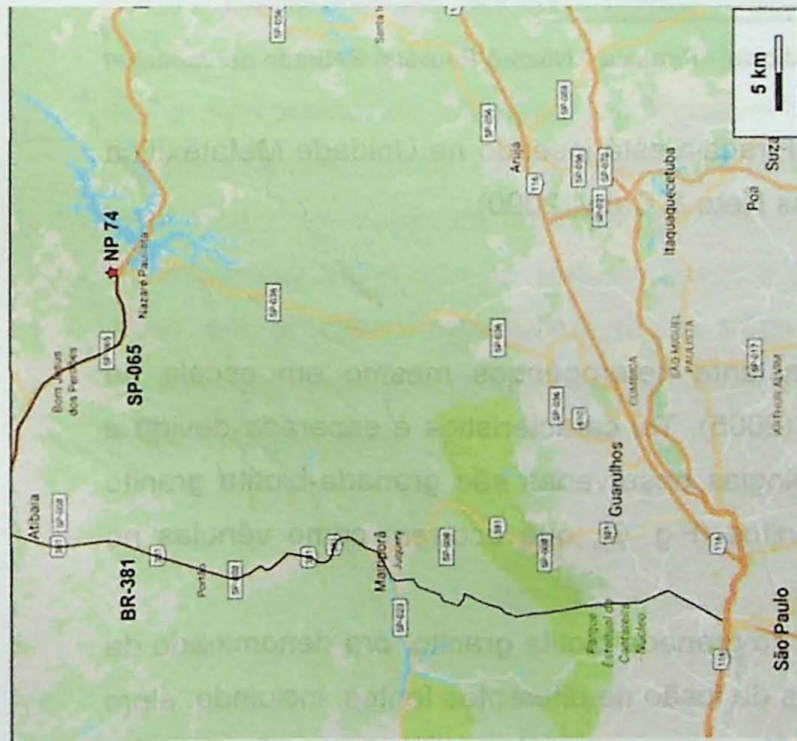


Figura 1 - Mapa de Localização do afloramento estudado e vias de acesso. A partir da cidade de São Paulo, o acesso se dá pela Rodovia Fernão Dias (BR-381) até o município de Atibaia, onde há acesso para a rodovia Dom Pedro I (SP-065).

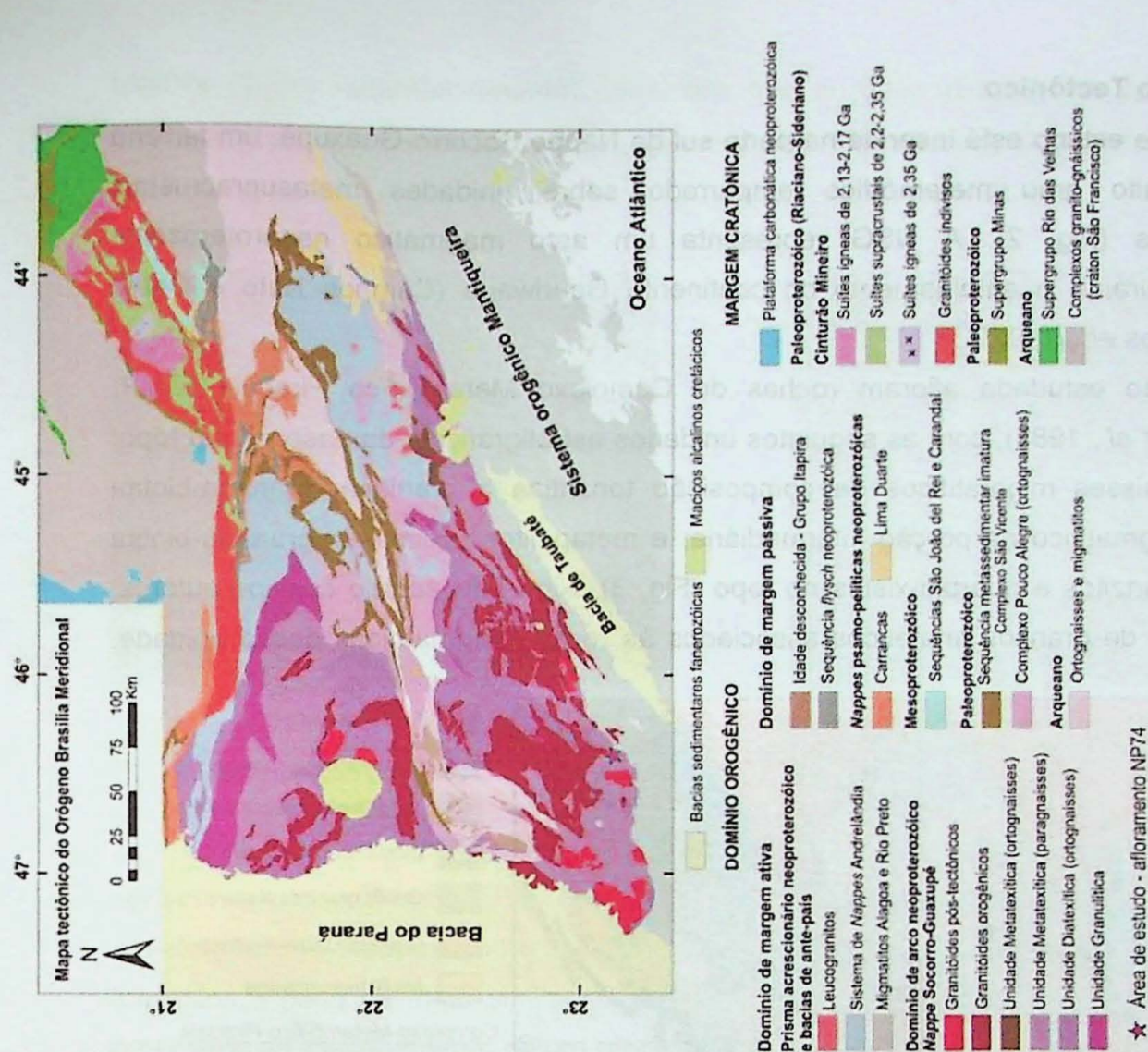


Figura 2 - Mapa Tectônico do Orógeno Brasília Meridional, onde está inserida a Nappe Socorro-Guaxupé. Cioffi et al. (2016).

4.2 Contexto Tectônico

A área de estudo está inserida na parte sul da Nappe Socorro-Guaxupé, um terreno alóctone de alto grau metamórfico empurrado sobre unidades metasupracrustais neoproterozóicas (Fig. 2). A NSG representa um arco magmático neoproterozoico desenvolvido durante o amalgamento do continente Gondwana (Campos Neto e Caby, 2000; Brito Neves *et al.*, 1999).

Na região estudada afloram rochas do Complexo Metamórfico Piracaia (CMP; Campos Neto *et al.*, 1983), com as seguintes unidades estratigráficas, da base para o topo: biotita (orto)gnais migmatíticos de composição tonalítica a granítica; granada-biotita paragnaisse migmatítico na porção intermediária; e metapelitos (sillimanita-granada-biotita xistos) com quartzitos e quartzo-xistos no topo (Fig. 3). Ainda de acordo com os autores, ocorrem corpos de granitos anatéticos associados às rochas migmatíticas dessa unidade.

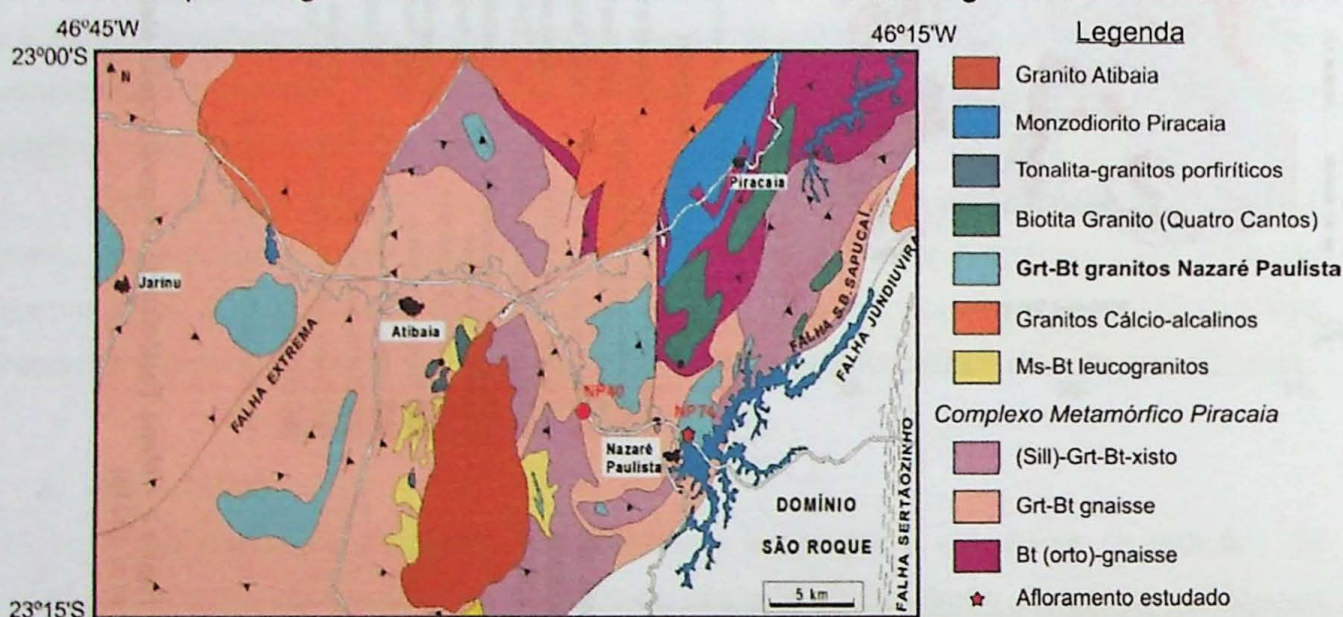


Figura 3 - Mapa geológico esquemático da região de Atibaia - Piracaia - Nazaré Paulista. Retirado de Janasi *et al.* (2005)

Atualmente o Complexo Metamórfico Piracaia está inserido na Unidade Metatexítica Superior da Nappe Socorro-Guaxupé (Campos Neto & Caby, 2000).

4.3 Granitos Nazaré Paulista

Os granitos Nazaré Paulista são bastante heterogêneos mesmo em escala de afloramento, como descrito por Janasi *et al.* (2005). Tal característica é esperada devido à sua origem anatética. As duas principais litologias observadas são granada-biotita granito cinza venulado (Fig. 4) e granada leucogranitos (Fig. 6), que ocorrem como vênulas no granito cinza e como corpos independentes.

Janasi (1999) sugere que a formação do granada-biotita granito, ora denominado de granito cinza, se deu por mistura dos produtos da fusão de diferentes fontes, incluindo, além dos granada-biotita gnaisses regionais (Fig. 5), um componente com baixa razão Rb/Sr e ϵ_{Nd} mais negativo, interpretado como proveniente de um embasamento não exposto.

Martins (2005), alternativamente, considera que a fusão parcial dos paragneisses, em desequilíbrio e em presença de água, já seria capaz de dar origem aos diferentes granitos Nazaré Paulista.



Figura 4 - Granito cinza recortado por vênulas, de contornos em parte retilíneos, de granada leucogranito – Afloramento NP-74



Figura 5 - Granada-biotita gnaiss bandado, recortado por veio granítico. Foto do afloramento NP-74.

Os granada leucogranitos são heterogêneos e apresentam, nos corpos isolados, variedades com sillimanita (Fig. 7), outras aplíticas e pegmatíticas. Martins (2005) interpreta a variação dos litotipos como resultado da cristalização de magmas diferentes, embora formados a partir de fonte similar. Considera, ainda, pouco provável a geração a partir de processos de fracionamento de um magma único.

O granada leucogranito que ocorre como vênulas no granito cinza não foi formado pelos mesmos processos descritos anteriormente. As vênulas não apresentam controle estrutural aparente embora suas bordas irregulares sugiram formação no estado dúctil em regime extensional. As semelhanças geoquímicas com o granito cinza sugerem formação *in situ* e sua assinatura isotópica é compatível com origem a partir de fracionamento deste granito (Martins, 2005). Outra hipótese levantada pela autora é de que o granito cinza resulta da cristalização de um *mush* de fundido e restitos (minerais como granada, biotita e fases acessórias) e que as vênulas associadas a ele teriam se formado pela refusão do *mush* em processo extensional (descompressão devido à colocação do magma). Tal hipótese também é suportada por evidências de química mineral de monazita, granada, biotita e plagioclásio.



Figura 6 – Granada leucogranitos das vênulas. Notar glomérulos de granada, feição característica dos granitos Nazaré Paulista.



Figura 7 - Granada leucogranito com sillimanita. Notar os feixes de fibrolita que ocorrem paralelos à foliação.

5. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

5.1 O zircão e o sistema isotópico U-Pb

Zircão é um silicato de zircônio (ZrSiO_4) com forte tendência à incorporação de elementos traço, como Hf, elementos terras raras (ETR), Y, Th, U, Nb e Ta. É bastante comum em ampla variedade de rochas. Esse mineral apresenta grande resistência química e física, além de comportamento refratário, resistindo tanto ao intemperismo quanto às mais diversas condições de metamorfismo, incluindo anatexia (Belousova *et al.*, 2002). O estudo de zircão envolve, em especial, a datação isotópica de rochas, baseado no sistema U-Th-Pb (Deer *et al.*, 1992).

Urânio e tório são membros da série dos actinídeos e, devido às suas configurações eletrônicas, possuem propriedades químicas semelhantes. Esta semelhança permite substituição destes elementos entre si, o que explica sua coerência geoquímica (Faure & Mensing, 2005). Urânio apresenta três isótopos radioativos (^{238}U , ^{235}U , ^{234}U), enquanto Th apresenta um (^{232}Th), todos de interesse para geocronologia.

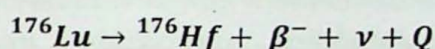
O método U-Th-Pb se baseia em três séries de decaimento independentes de isótopos de U e Th. As três séries de decaimento, que possuem como membros iniciais ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th , produzem diversos isótopos intermediários (também radioativos e de meia vida curta) e geram, respectivamente ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb como membros finais (Geraldes, 2010; e os autores ali citados). Como cada série de decaimento é independente, é possível aplicar três sistemas de datação independentes. O zircão permite a entrada de U em sua estrutura cristalina, em substituição ao Zr, ao mesmo tempo que não suporta a entrada de chumbo comum (Geraldes, 2010; e os autores ali citados). Desta forma, assume-se que todo Pb encontrado no zircão seja proveniente do decaimento de U e/ou Th, tornando este mineral um dos mais utilizados para geocronologia atualmente.

5.2 O sistema isotópico Lu-Hf

O estudo de isótopos de Hf e distribuição de elementos traço em zircão também tem se mostrado uma ferramenta importante para modelamentos petrológicos (Belousova *et al.*, 2006).

Altas concentrações de Hf são encontradas em zircão, principalmente devido à similaridade de raio iônico e valência dos íons Hf^{+4} e Zr^{+4} , o que gera comportamento geoquímico semelhante para tais elementos (Geraldes, 2010; e os autores ali citados). O estudo de isótopos de Hf tem sido amplamente utilizado para modelamento de evolução crustal, evolução de magmas e proveniência de sedimentos e se torna particularmente interessante ao ser associado às idades U-Pb em zircão (e.g., Teixeira, 2016).

O Lu é um elemento químico pertencente à família dos lantanídeos e é um dos elementos terra rara pesados. Ocorre na natureza como dois isótopos (^{175}Lu e ^{176}Lu), sendo o segundo o menos abundante (2,6%) e de maior importância, devido ao caráter radioativo. O ^{176}Lu decai para ^{176}Hf conforme a equação:



Para os dados apresentados neste trabalho, utilizou-se $\lambda = 1,867 \times 10^{-11}$, conforme Soderlund *et al.* (2004).

A razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ é comumente muito baixa no zircão ($<0,001$), o que permite assumir que a razão inicial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ é preservada e portanto representativa da fonte no momento de cristalização do zircão. Além disso, a temperatura de fechamento de Hf no zircão é bastante elevada (ca. 1100°C, Cherniak *et al.*, 1997), indicando que o sistema permanece fechado para a maioria dos eventos térmicos que o zircão tenha passado.

Considera-se que o fracionamento do sistema isotópico Lu-Hf ocorre durante a geração de magmas derivados do manto. Com a idade U-Pb no zircão previamente determinada, é possível utilizar a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ para cálculo de idade modelo-Hf e ϵHf , possibilitando traçar considerações sobre a origem da rocha que o sistema U-Pb por si só não permite. A tabela 1 sistematiza essa correlação (Geraldes, 2010).

Tabela 1 - Implicações petrogenéticas do sistema isotópico Lu-Hf, segundo Geraldes (2010).

$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	ϵHf	Idade T_{DM}	Implicações
Alta	+	T_{DM} próximo à idade de cristalização da rocha	Contribuição de manto juvenil / sem retrabalhamento
Baixa	-	T_{DM} muito mais antiga que idade de cristalização	Maior período de residência crustal

5.3 Distribuição de elementos traço em Zircão

Os elementos traço comumente são incorporados tardiamente na estrutura cristalina dos minerais, principalmente devido aos maiores raios iônicos e carga que apresentam. Minerais como o zircão e monazita tendem a incorporar elementos traço em sua estrutura, controlando a distribuição destes em rochas silicáticas (Rubatto, 2002, Nardi et.al., 2013). Assim, esses minerais preservam assinatura química característica da rocha onde se formaram, e tal assinatura tende a ser mantida durante grande parte dos processos geológicos. Considerando-se que as variações de composição no mineral ocorram sistematicamente para diferentes tipos de rocha, é possível determinar a rocha fonte utilizando esses dados (Hoskin & Ireland, 2000).

Dentre as aplicações do estudo de elementos traço em zircão, Rubatto (2002), e trabalhos ali citados, destaca: a possibilidade de investigação da composição de magmas parentais; estudos de proveniência; e, para rochas metamórficas, a determinação de paragêneses coexistentes. Belousova *et al.* (2002) propõem que os padrões de fracionamento de elementos traço é diferente para diferentes tipos de rochas; Rubatto (2002) propõe, ainda, que tais diferenças podem representar diferentes momentos na evolução P-T-t de uma rocha metamórfica, possibilitando interpretações que relacionam dados geocronológicos e termobarometria (eg. Belousova et.al., 2006, Rubatto *et al.*, 2013, Rocha *et al.*, 2016,). Entretanto, é necessário integrar a análise textural com análises *in situ* para identificar assinaturas químicas características e correlacionar com os processos que controlam o comportamento do zircão durante a evolução das rochas (Hoskin e Black, 2000, Rubatto, 2002, Belousova *et al.*, 2013).

A razão Th/U é um dos principais critérios para determinação de origem metamórfica, magmática ou hidrotermal de zircões. Razões $\geq 0,5$ geralmente correspondem a cristais magmáticos (Hoskin & Schaltegger, 2003, Harley *et al.*, 2007); razões $< 0,1$ comumente são associadas a cristais metamórficos (Schaltegger et.al., 1999, Hoskin & Black, 2000, Rubatto, 2002) e a cristais formados por processos hidrotermais tardios, são comuns razões Th/U $< 0,02$ (Harley *et al.*, 2007).

Entretanto, de acordo com Harley *et al.* (2007), tal critério para distinção de ambiente de formação do zircão deve ser cuidadosamente aplicado. Isso porque as concentrações de U e Th no cristal também dependerão da assembleia mineralógica coexistente. Por exemplo, na presença de monazita, onde Th é um dos principais constituintes, a concentração deste elemento no zircão pode diminuir, gerando razões Th/U baixas. Por outro lado, caso o zircão se forme a partir do magma antes da cristalização de monazita, poderá incorporar mais Th, levando a razões moderadas a altas de Th/U.

Harley *et al.* (2007) ainda cita, como exemplo trabalhos onde zircões recristalizados ou formados durante metamorfismo não mostraram variação nas razões Th/U em comparação com os zircões magmáticos antecessores e apresentaram, sempre, valores

>0,1. Schaltegger et.al. (1999) também reporta razões altas em zircões sin-metamórficos de fundidos anatóticos.

Outras características utilizadas para identificação de proveniência de zircão são as concentrações de Sc, Y, Lu, Ta, U, Hf, Nb, as razões Nb/Ta, Zr/Hf e anomalias de Ce e Eu (Belousova *et al.* 2002). Os autores desenvolveram um fluxograma capaz de identificar, para estudos de proveniência, o tipo de magma no qual o zircão foi formado, a partir dos padrões de elementos traço. O grau de confiança dos diagramas classificatórios é variado, mas para as rochas com elevado teor de SiO₂ pode chegar a 80%.

A curva padrão de elementos terras raras (ETR) para cristais de zircão, padronizados para o condrito, é caracterizada por curva inclinada, com fracionamento dos ETR leves (ETRL) aos pesados (ETRP), e anomalias positiva de Ce e negativa de Eu. Este padrão se aplica para cristais magmáticos inalterados (Hoskin & Schaltegger, 2003). Para cristais com cuja fonte tem afinidade mantélica não ocorre anomalia de Ce (Hoskin & Ireland, 2000; Hoskin & Schaltegger, 2003). As anomalias de Eu comumente são associadas à presença de plagioclásio, que empobrece o magma neste elemento (Hoskin & Schaltegger, 2003). Rubatto (2002), mostra que sobrecrecimentos metamórficos em equilíbrio com fundido são semelhantes à zircões magmáticos, sendo ricos em U, Y, Hf e P, com padrão semelhante de ETR, diferindo-se apenas por apresentarem razão Th/U <0,07.

6. MATERIAIS E MÉTODOS

6.1 Revisão bibliográfica

O levantamento da bibliografia a respeito da geologia da área e a utilização dos elementos traço de zircão para identificação de processos geológicos foi processo contínuo até o fechamento dessa monografia. A ideia foi investigar em detalhe a distribuição de idade e comportamento dos elementos traço quando esse mineral ocorre associado com outros minerais notadamente reservatórios de ETR, como por exemplo a granada.

6.2 Trabalho de campo

Foi realizada uma etapa de campo, de um dia, para o afloramento chave deste estudo (NP74), descrito em detalhe por Janasi *et al.* (2005). O objetivo foi reconhecer as diferentes fácies do granito Nazaré Paulista e migmatitos associados, e observar suas relações de contato e feições de anatexia.

6.3 Petrografia

A petrografia das amostras estudadas foi apresentada em detalhe por Martins (2005) e também foram alvo de descrição neste trabalho, em especial as seções delgadas dos granada-biotita granito cinza e dos granada leucogranitos. O objetivo foi reconhecer as variedades litológicas locais, suas características mineralógicas e texturais, com foco na

posição textural dos cristais de zircão e outros minerais acessórios. Essas informações ajudaram a interpretar as idades obtidas e os dados de elementos traço previstos, uma vez que feições como inclusões e texturas de reação possuem significados geológicos que precisavam ser melhor compreendidos.

6.4 Preparação de concentrados de minerais

Foram selecionadas cinco amostras, previamente coletadas, de granitos do afloramento NP74 para estudo neste projeto. O objetivo foi a obtenção de concentrados de zircão para análise química por espectrômetro de massa com ablação a laser com plasma indutivamente acoplado (LA-ICPMS) e, para duas amostras selecionadas, estudos de geocronologia U-Pb em zircão por Microsonda Iônica (SHRIMP) e isotopia Lu/Hf via LA-MC-ICPMS. A tabela 2 mostra as amostras estudadas e as etapas realizadas.

Tabela 2 - Quadro de amostras e procedimentos realizados

Amostra	Litologia	Petrografia	ETAPAS REALIZADAS					
			Preparação de Concentrados	MEV (mount)	MEV (in situ)	SHRIMP	ϵ_{Hf}	LA-ICPMS
NP74C	Granito cinza	X	X	X	X	X	X	X
NP74D	Leucogranito (vênula)	X	X	X	X	X	X	X
NP74AB	Grt gnaiss	X	X	X				
NP74AD	Leucogranito com sillimanita	X	X	X				
NP74U	Leucogranito pegmatítico	X	X	X				

A separação dos concentrados de minerais foi feita no Laboratório de Separação de Amostras, vinculado ao CPGeo – Centro de Pesquisas Geocronológicas – IGc-USP. A sequência de etapas, com os equipamentos utilizados em cada uma delas foi a seguinte, de acordo com o padrão do laboratório:

- 1 – Preparação do pó de rocha: Britador de Mandíbulas → Moinho de discos;
- 2 – Peneiramento do pó, com peneiras <100# e <250#;
- 3 – Mesa de Winffley: utilizando água e vibração, a amostra separa frações leves e pesadas. Para as próximas etapas apenas a porção pesada foi utilizada;
- 4 – Separação de minerais magnéticos com imã de mão, com a porção magnética sendo descartada;
- 5 – Separador eletromagnético FRANTZ: por meio de eletricidade, cria-se um campo magnético, capaz de separar minerais de acordo com sua susceptibilidade magnética. A corrente utilizada foi de 0,5 A. Nas as etapas seguintes apenas a porção não-magnética foi utilizada.

6 – Líquidos densos: Bromofórmio (densidade = $2,82\text{g/cm}^3$) e Iodeto de Metileno (densidade = $3,32\text{g/cm}^3$). Na porção pesada concentram-se, se houver, zircão, monazita, titanita e badeleíta.

7 – Para separar os concentrados utiliza-se novamente o FRANTZ, com corrente de 1,0 A. A porção magnética concentra monazita e a não-magnética, zircão. Os concentrados foram selecionados e montados em resina.

6.5 Estudo de detalhe de zircão

Conforme destacado por Corfu *et al.* (2003), a presença de zoneamento e texturas internas nos cristais de zircão refletem a história geológica do mineral, registrando eventos importantes, tais como cristalização magmática e recristalização metamórfica. Como já observado em Martins *et al.* (2009), os cristais de monazita provenientes de migmatitos são zonados e suas zonas refletem informações químicas e idade distintas. Portanto, procura-se investigar como as características texturais e químicas interagem nos cristais de zircão do granito Nazaré Paulista.

6.5.1 Caracterização textural via MEV

A primeira etapa realizada foi a obtenção das imagens de catodoluminescência (CL) obtidas via Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) dos grãos de zircão montados em resina. O objetivo foi reconhecer os padrões morfológicos e texturas internas dos cristais, a fim de selecionar cristais para caracterização química e isotópica.

O Microscópio Eletrônico de Varredura é uma ferramenta analítica qualitativa de análise *in situ*. Consiste na utilização de um feixe de elétrons que “varre” a superfície da amostra, ponto a ponto, em linhas sucessivas, e transmite o sinal do detector a uma tela, que forma uma imagem resultante da interação do feixe de elétrons com a amostra (Dedavid *et al.*, 2007). Diferentes sinais podem ser emitidos pela amostra, como elétrons retroespalhados (BSE), elétrons secundários (SE), catodoluminescência (CL) entre outros (Goldstein *et al.*, 1992). Tais sinais geram diferentes imagens, capazes de mostrar zoneamentos internos dos cristais (Reed, 2005). Dos sinais que podem ser emitidos pelas amostras, os de interesse para esse trabalho é o BSE e a CL.

As imagens CL dos concentrados de zircão foram obtidas no Laboratório de MEV do Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução (GEOLAB) (ver Anexo I).

Além das montagens de grãos, também foram obtidas imagens BSE e CL de cristais de zircão em seção delgada. O objetivo desta fase foi relacionar as texturas internas com o posicionamento dos cristais em rocha (e.g., em qual fase está incluso).

Primeiramente, imagens BSE foram obtidas com o MEV do Laboratório de Caracterização Tecnológica (LCT – POLI). Em seguida, o processamento das imagens foi feito utilizando o sistema automatizado de análise mineral (software MLA-FEI). Este sistema

utiliza como base imagens BSE para segmentar as imagens obtidas de acordo com o tom de cinza. Para cada tom diferente, o aparelho obtém análises de EDS, permitindo ao usuário determinar a mineralogia correspondente. Tal ferramenta foi utilizada para localizar as fases acessórias de interesse na seção delgada. O equipamento utilizado foi um Quanta FEG 650, com sistema de EDS Bruker (software esprit 1.9) e detector Quantax 400. Para o MEV utilizou-se feixe, diâmetro da área analisada, de 5.5 μm ; KV 20.000, com distância de trabalho de 14mm e magnificação 100x, num sistema de alto vácuo. Para o processamento das imagens utilizou-se *pixel* de 5.2 μm , com resolução de 800x800 *pixel* por quadro.

No mesmo equipamento, também foram obtidas imagens de BSE de detalhe de cristais de zircão previamente selecionados com os resultados de MLA. O equipamento trabalhou com feixe de 6 μm , distância de trabalho de 14mm, KV de 30.00 e magnificação variando de 1500 a 11500x, dependendo do tamanho do cristal analisado.

6.5.2 Caracterização isotópica – Geocronologia U-Pb via SHRIMP

Com as imagens de CL das montagens de grãos, foram selecionados cristais para datação U-Pb via SHRIMP. Porções com zoneamento oscilatório tipicamente magmático foram os principais alvos, além de núcleos herdados, sempre evitando regiões com inclusões e/ou fraturas.

O SHRIMP é um equipamento capaz de medir, com alto nível de precisão, razões isotópicas *in situ* em cristais individuais. A aplicação mais comum, atualmente, é a determinação de idade isotópica U-Pb de cristais de zircão (Stern, 1997). Trata-se de um espectrômetro de massa de íons secundários, no qual um feixe de íons de oxigênio (O^{2+}), com diâmetros variando de 5 a 30 μm , interage com a amostra, que libera íons positivos secundários. Tais íons são transportados pelo equipamento até que são contabilizados e convertidos em sinais, e então interpretados em função do isótopo que representam (Stern, 1997).

No SHRIMP do GEOLAB foi realizada a datação das amostras de granito cinza (NP74C) e vênula associada (NP74D). Foram datados, em média, 16 pontos por amostra, com feixe de 24 μm . Previamente já havia sido datada a amostra de granito cinza do afloramento NP40 (NP40F; Janasi, 1999), vizinho ao afloramento aqui estudado. Para maiores detalhes sobre as condições analíticas ver Sato *et al.* (2014).

6.5.3 Caracterização isotópica – Análise isotópica de ϵHf por LA-MC-ICPMS

Buscando complementar as informações obtidas na datação U-Pb, foram obtidas análises de ϵHf por LA-MC-ICPMS. Os mesmos locais datados via SHRIMP foram, preferencialmente, amostrados para determinação de ϵHf . Para alguns cristais não foi

possível obter análise no ponto exato, situação na qual optou-se por analisar outra região do cristal que mostrasse as mesmas características texturais.

O LA-ICP-MS é um método de alta precisão, com análise *in situ*, em amostras sólidas, utilizado para quantificação de diversos elementos traço, incluindo os ETR, e análises isotópicas, para fins geocronológicos. Neste método, a amostra é pulverizada pela incidência de um laser, então transformada em plasma, vaporizada, atomizada e depois ionizada para passar por um espectrômetro de massa. A razão massa/carga identifica os isótopos dos elementos químicos e é possível mensurar com precisão sua abundância na amostra (Longerich, 2008). O LA-MC-ICPMS é otimizado para quantificação isotópica, uma vez que permite a análise simultânea através dos múltiplos coletores (MC).

Os dados de ϵ_{Hf} foram obtidos no laboratório LA-MC-ICPMS do CPGeo, utilizando um ICP-MS Neptune acoplado ao sistema de ablação a laser Excimer Laser – 193nm. As análises foram efetuadas em feixe de 47 μm , a fluência do laser foi de $\sim 8,55 \text{ J/cm}^2$, com taxa de repetição 7 Hz. Para calibração utilizou-se o padrão GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004).

6.5.4 Caracterização química – Análise de elementos traço por LA-Q-ICPMS

Com base nas imagens de CL e idades obtidas nas diferentes texturas dos cristais de zircão foram selecionadas áreas para análise de distribuição de elementos traço. Tal análise foi realizada no espectrômetro de massa com sistema de ablação a Laser (LA-ICPMS).

Tal metodologia utilizando o mesmo sistema descrito na seção anterior. A principal diferença está no sistema de coleta do sinal, uma vez que para o LA-Q-ICP-MS não é possível fazer leituras simultâneas para elementos/isótopos distintos.

Os dados de ETR foram obtidos no laboratório do Núcleo de Apoio à Pesquisa Geoanalítica-USP (NAP Geoanalítica), utilizando um ICP-MS Thermo Scientific iCAP Q acoplado ao sistema de ablação a laser New Wave UP 213nm. As análises foram efetuadas em modo *rasters*, ou seja, em linhas, de $\sim 60\mu\text{m}$ de comprimento, com feixe de 25 μm . A fluência do laser foi de $\sim 14,0 \text{ J/cm}^2$, com taxa de repetição de 20 Hz e velocidade de caminamento de 1 $\mu\text{m/s}$. A metodologia aplicada segue o padrão proposto por Andrade *et al.* (2014).

O padrão utilizado para calibração externa foi o NIST-610 (Pearce *et al.* 1997). Para calibração interna utilizou-se o valor estequiométrico de Zr (67.00%) para cada raster obtido. Foram utilizados como materiais de referência o NIST-612 (Pearce *et al.* 1997) e o zircão zr91500 (Wiedenbeck *et al.*, 2004). A redução dos dados foi realizada com o software comercial Glitter (Van Achterberg *et al.*, 2001), produzido pela Macquaire University, Austrália. A tabela 3 apresenta os dados de ETR (ppm) obtidos para o padrão zr91500 neste trabalho, comparado com os dados de referência.

Tabela 3 – Valores médios de ETR (ppm) obtidos para o zircão padrão 91500 (sete análises) comparado com os dados de referência GEOREM (Jochum *et al.*, 2005)

ETR (ppm) para o padrão zr91500									
Neste trabalho			GEOREM		Neste trabalho			GEOREM	
	Média	STDEV	Média	STDEV		Média	STDEV	Média	STDEV
P	28.0	7.3	24	1	Dy	9.0	1.2	12	1
Y	116	5.2	140	14	Ho	3.9	0.3	4.8	0.4
Nb	0.9	0.2	0.79	0.07	Er	19.9	1.1	25	3
La	0.1	0.0	0.006	0.003	Tm	5.1	0.4	6.9	0.4
Ce	2.3	0.3	2.6	0.3	Yb	55.6	2.7	74	4
Pr	0.1	0.0	0.024	0.015	Lu	10.9	1.0	13	1
Nd	0.8	0.1	0.24	0.04	Hf	5718	275	5900	300
Sm	0.7	0.1	0.5	0.08	Ta	0.5	0.1	0.5	0.1
Eu	0.3	0.1	0.24	0.03	Pb	61.3	23.4	15	2
Gd	1.5	0.3	2.2	0.3	Th	23.0	1.3	30	3
Tb	0.7	0.1	0.86	0.07	U	69.2	2.1	80	8

7. DIVERSIDADE DOS GRANITOS NAZARÉ PAULISTA

7.1 Petrografia

7.1.1 Granito cinza

O granada-biotita granito cinza (NP74C) possui estrutura maciça e textura panxenomórfica, fanerítica média inequigranular. Modalmente, pode ser classificado como monzogranito. O índice de cor varia de 5 a 7%, sendo granada e biotita os minerais máficos encontrados. Quartzo ocorre xenomórfico e com contornos irregulares, comumente lobados, é subdividido internamente em subgrãos e apresenta continuidade óptica ao longo da seção. Os contatos e continuidade óptica sugerem textura de recristalização por migração de borda de grão (GBM – Stipp *et al.*, 2002). Outra feição comum é extinção ondulante que, em alguns casos, apresenta-se do tipo “tabuleiro de xadrez”. (Passchier e Trouw, 2005). Plagioclásio ocorre subidiomórfico a xenomórfico com geminação polissintética deformada, com *deformation twinnings* (Passchier e Trouw, 2005). Localmente mirmequita é observada. Zonas de alteração, com sericita se formam principalmente ao longo de fraturas e, embora incomum, muscovita pode formar cristais maiores, xenomórficos. Feldspato alcalino ocorre subidiomórfico, também levemente alterado (embora menos que o plagioclásio) e localmente pertítico. Biotita é o mineral máfico predominante e ocorre em cristais subidiomórficos marrom-avermelhados em toda a rocha, na matriz e também incluída em quartzo e granada. Rica em inclusões de zircão, monazita e opacos. Ocorre ainda outra fase

de biotita, esta esverdeada, principalmente xenomórfica ao longo das bordas de cristais de granada, claramente consumindo este mineral. Granada ocorre subidiomórfica, comumente granular com inclusões de quartzo, biotita, opacos, zircão e monazita. As principais fases acessórias são zircão e monazita e menos comum são apatita e xenotima. Zircão ocorre comumente idiomórfico e pode aparecer na matriz e incluso nas fases félsicas e máficas (Figs. 5a e 5b), assim como monazita, embora essa ocorra em formato típico arredondado. Zircões ocorrem com tamanho médio de 40 – 50 μm , quando inclusos em outras fase, e tendem a ter as faces prismáticas mais desenvolvidas; na matriz, tal mineral pode chegar a 200 μm , com morfologia variada. É comum encontrar os dois minerais juntos e os cristais de monazita são em média maiores (alcançando até 200 μm).

7.1.2 Leucogranitos

Ocorrem três principais tipos de granada leucogranitos. O primeiro ocorre como vênulas no granito cinza (NP74D), o segundo é uma variação pegmatítica (NP74U) existente no topo de um dos corpos; e o terceiro é o granada leucogranito com sillimanita (NP74AD).

Os leucogranitos diferem-se do granito cinza principalmente pela ausência de biotita. Granada é o principal mineral máfico, que ocorre granular, com inclusões das fases acessórias, quartzo e raramente biotita. Zoneamento discreto na granada pode ser observado (NP74AD) pela ocorrência de regiões muito ricas em inclusões e outras praticamente homogêneas, dentro do mesmo grão. Biotita primária é rara a ausente, ocorrendo em inclusões ou xenomórfica. Biotita verde, secundária é comum nas bordas de granada, consumindo o mineral. As texturas de reação podem resultar em simplectitos de biotita + plagioclásio $\pm$ sillimanita $\pm$ muscovita.

Nos leucogranitos descritos quartzo ocorre xenomórfico, com contatos lobados, extinção ondulante (às vezes do tipo tabuleiro de xadrez) e sugere recristalização por GBM (Fig. 9a). Plagioclásio e feldspato potássico ocorrem subidiomórficos, com bordas irregulares e localmente serrilhadas, sugerindo processo de recristalização por *bulging* (BLG – Stipp *et al.*, 2002), embora ainda incipiente (NP74U, Figs. 9c e 9d). *Deformation twinning* (Passchier & Trouw, 2005) também é observado (Fig. 9e). Mirmequita é mais frequente, extinção concêntrica e pertitas no feldspato alcalino também são feições comuns. Modalmente as amostras são monzogranitos, embora na amostra NP74U seja mais abundante o feldspato alcalino.

O granada leucogranito com sillimanita (NP74AD) difere-se pela ocorrência de sillimanita e pela foliação marcada pela orientação de feixes alongados desse mineral (Fig. 9f). A orientação também é observada em lentes de quartzo recristalizado e nos (raros) cristais de biotita. Sillimanita ocorre como fibrolita em feixes alongados, em volta de feldspatos e cortando lentes de quartzo. Pode ocorrer substituída por muscovita. Nesta

rocha, alguns contatos retos de plagioclásio e feldspato alcalino, tipicamente magmáticos, são observados, embora incomuns. Inclusões arredondadas de quartzo dentro dos feldspatos é uma feição comum a todos os granitos estudados, mas é mais abundante nesta variedade.

Zircão e monazita compõe a mineralogia acessória, ocorrendo tanto na matriz quanto inclusos nas demais fases minerais em todos os leucogranitos. Monazita ocorre comumente arredondada, enquanto zircão tende ao idiomorfismo. Com tamanho médio de 40 – 80µm, tal mineral forma cristais maiores quando na matriz (até 300µm, Figs. 8c a 8f), e tende a desenvolver faces prismáticas maiores quando incluso em minerais félsicos. As duas fases acessórias podem ocorrer juntas e, quando é o caso, monazita forma cristais maiores (Fig.8d).

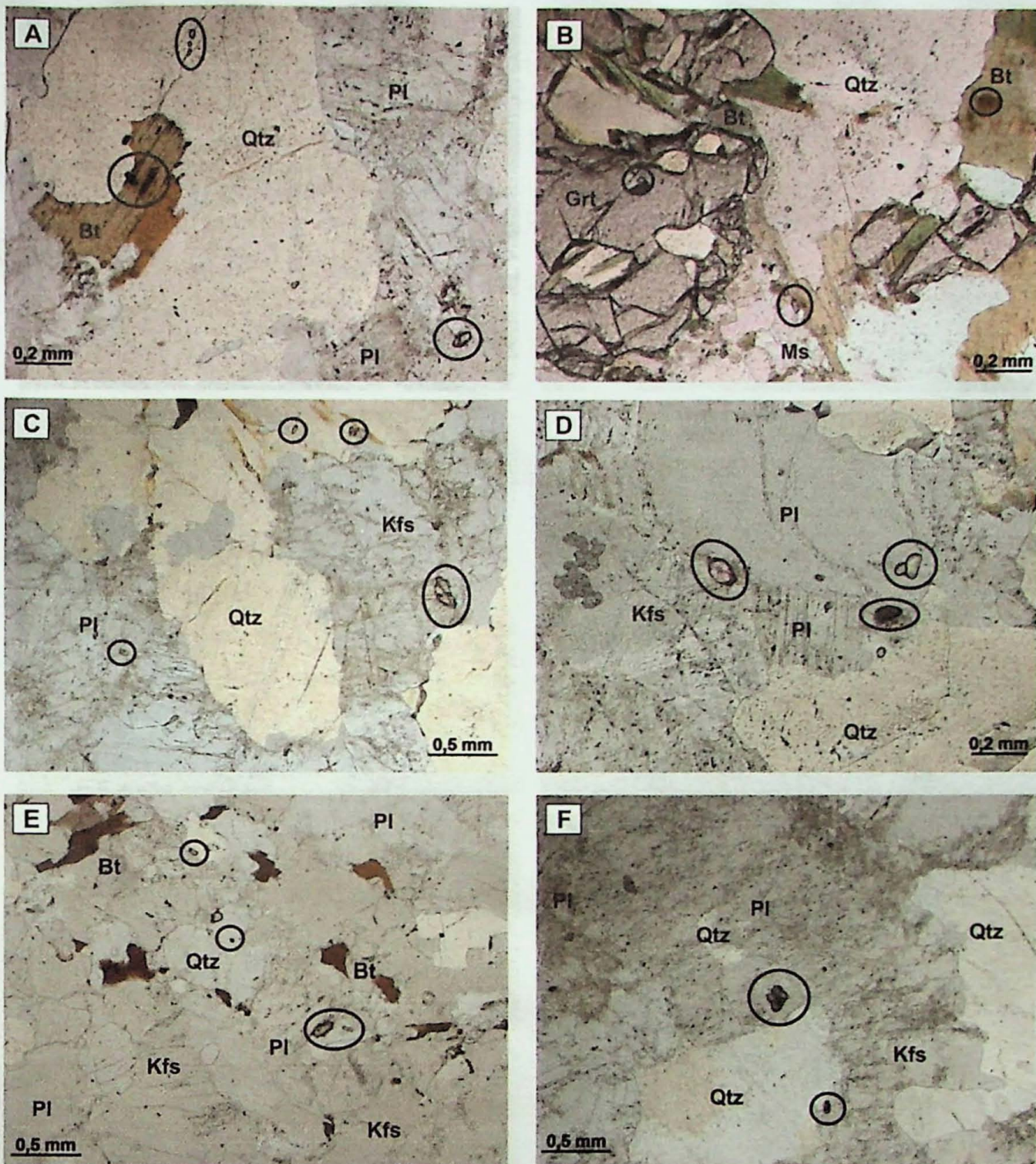


Figura 8 - Prancha das formas de ocorrência do zircão e monazita nas rochas. Os círculos marcam a presença dos minerais. A – granada granito cinza (74C); B – granada granito cinza (74C), notar ocorrência livre na matriz e incluída em granada; C – granada leucogranito de vênula (74D); D – granada leucogranito de vênula (74D), notar variação de granulometria de zircão e monazita (cristais mais claros); E – granada leucogranito com sillimanita (74AD), notar variação de granulometria dos minerais acessórios quando incluídos ou livres; F – granada leucogranito pegmatítico (74U). Qtz – quartzo, Kfs – feldspato alcalino, Pl – plagioclásio, Bt – biotita.

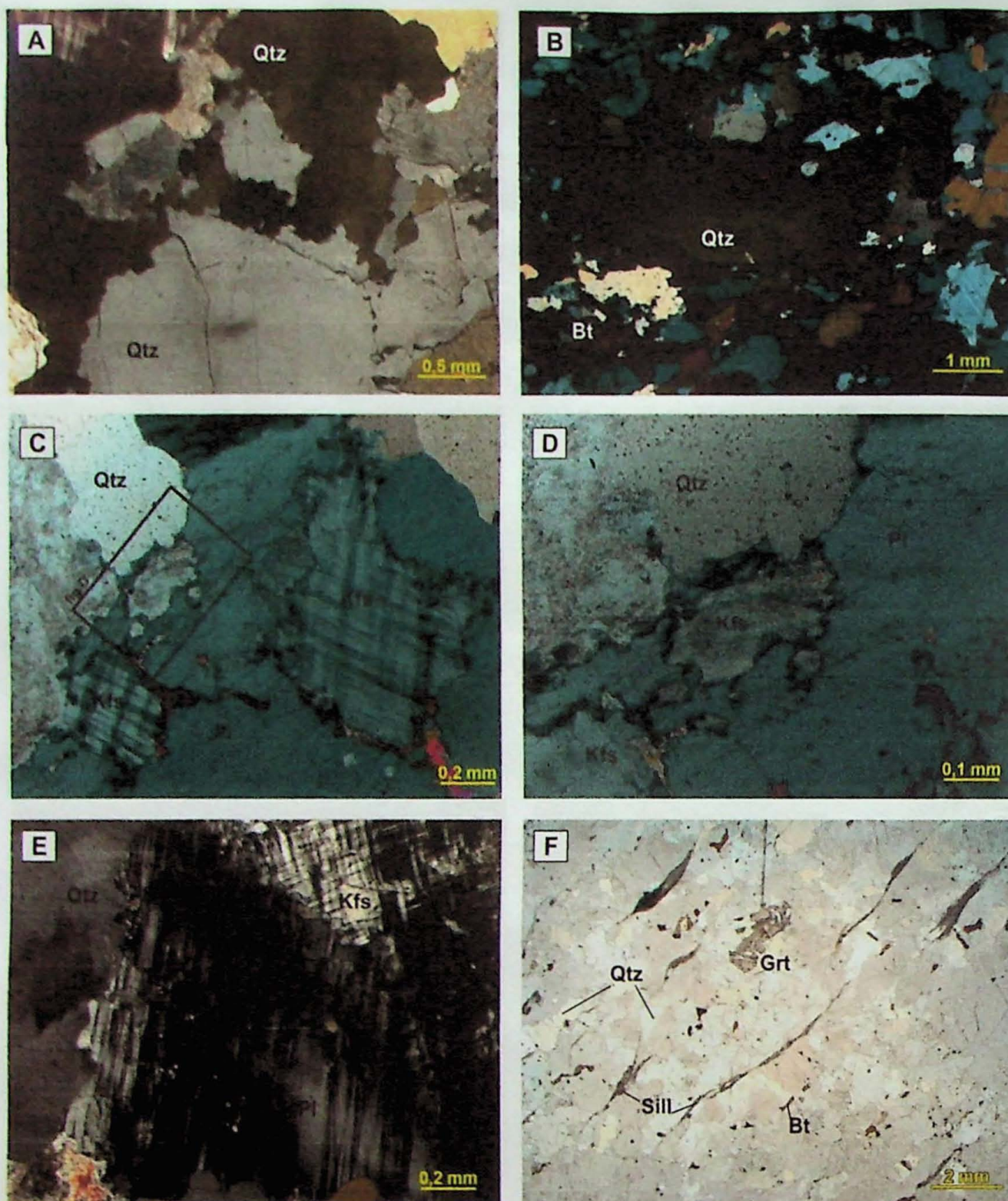


Figura 9 - Prancha com texturas de recrystalização. A – Textura panxenomórfica. Notar contatos irregulares e ameboides em quartzo – recrystalização por migração de borda de grão (GBM) (amostra); B – subgrãos de quartzo com textura tabuleiro de xadrez (gneisse migmatítico – 74AB); C – Contatos serrilhados entre plagioclásio e feldspato alcalino – evidência de recrystalização por bulging (BLG) (granada leucogranito pegmatítico – 74U); D – Recrystalização por bulging da figura C, em detalhe; E – deformation twinning em plagioclásio do leucogranito (Passchier e Trouw, 2005); F – Foliação no granada leucogranito com sillimanita (74AD). Notar as lentes alongadas de quartzo paralelas aos cristais de biotita e feixes de fibrolita. Qtz – quartzo, Kfs – feldspato alcalino, Pl – plagioclásio, Bt – biotita.

7.1.3 Gnaiss migmatítico

O gnaiss migmatítico associado aos granitos Nazaré Paulista é um metatextito com dois tipos de leucossoma, conforme descrito por Martins *et al.* (2009). O mesossoma é um granada-biotita gnaiss bandado, de textura granoblástica com bandas claras e escuras alternadas, definindo a foliação da rocha. Os cristais são majoritariamente xenoblásticos.

As bandas claras são formadas por quartzo xenomórfico, com extinção ondulante (localmente *extinção tabuleiro de xadrez* – Passchier e Trouw, 2005) e contatos ameboides (GBM – Stipp *et al.*, 2002). Pode formar lentes alongadas, paralelas à orientação de biotita. Plagioclásio ocorre com *deformation twinning* (Passchier e Trouw, 2005), comumente com mirmequita, e localmente substituído (?) por fibrolita. Plagioclásio e feldspato alcalino ocorrem pouco alterados, substituídos por sericita.

As bandas escuras são formadas principalmente por biotita subidioblástica, rica em inclusões de opacos e acessórios, e granada, que ocorre bastante fraturada, xenoblástica e poiquiloblástica (inclusões de quartzo, biotita e zircão). É comum a ocorrência de simplectitos de biotita esverdeada + plagioclásio consumindo granada, textura atribuída a “*rapid cooling*”, de acordo com Martins (2005) (Fig. 10).

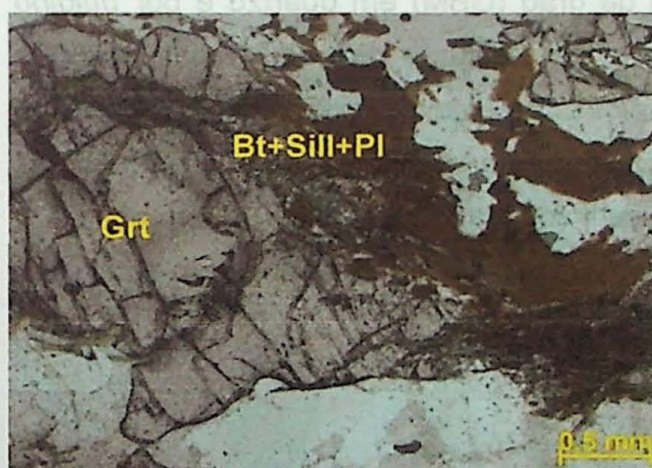


Figura 10 – Simplectito de biotita + plagioclásio + fibrolita nas bordas de granada, consumindo o mineral. Grt – granada, Pl – plagioclásio, Bt – biotita, Sill – sillimanita (fibrolita)

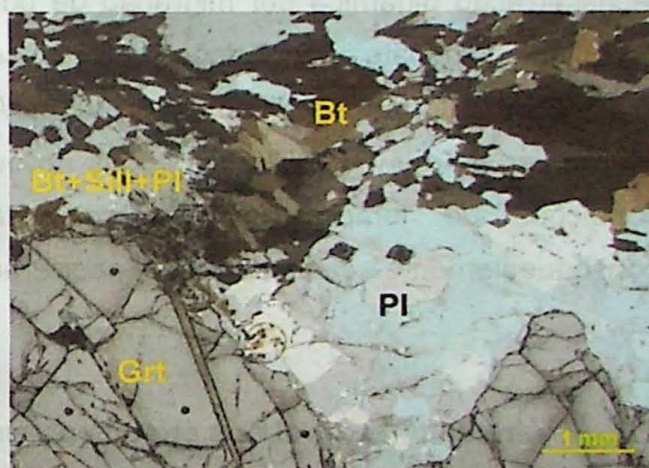


Figura 11 – Selvedge rico em biotita marca o contato do mesossoma com o leucossoma (parte inferior da foto). Notar que a granada no contato com o selvedge possui borda de reação, enquanto a granada do leucossoma está em equilíbrio. Grt – granada, Pl – plagioclásio, Bt – biotita, Sill – sillimanita (fibrolita)

Os leucossomas possuem granulometria mais grossa que o mesossoma e apresentam aparência ígnea, com textura panxenomórfica. A mineralogia félsica apresenta as mesmas características do mesossoma, embora com proporções distintas de feldspato alcalino e plagioclásio. A mineralogia máfica é composta por granada, que ocorre idiomórfica, pouco fraturada e pobre em inclusões. As bordas podem ser substituídas por biotita esverdeada. Nos contatos entre o leucossoma e o mesossoma, ocorrem *selvedges*

ricos em biotita e granada; nesta situação, nas bordas de granada desenvolvem-se simplectitos de biotita + plagioclásio + fibrolita (Fig. 11).

Estas texturas nas granadas sugerem mais de uma geração (peritética, produto sólido da reação de fusão; magmática, cristalizada do fundido anatótico; relicto metamórfico). Tais observações são compatíveis com a variação na composição de ETR+Y das granadas, conforme apresentado em Martins *et al.* (2009).

Zircão e monazita são as principais fases acessórias. Zircão ocorre com tamanho médio ~50 µm, pouco prismático e dificilmente ocorre na matriz. Monazita sistematicamente forma cristais maiores, superando 100 µm. Nos leucossomas, zircão ocorre idiomórfico e é mais comum na matriz, além de apresentar cristais maiores.

7.1.4 Discussões e implicações

Os resultados da petrografia estão de acordo com os já apresentados por Janasi *et al.* (2005) e Martins (2005). No entanto a textura panxenomórfica, observada anteriormente pelos autores citados, foi reavaliada e interpretada aqui como resultado de um processo de recristalização dinâmica por migração de borda de grão (GBM) em quartzo e por *bulging* (BLG) em feldspato. Tais feições formam-se sob temperaturas de pelo menos 500°C e evidenciam deformação (Stipp *et al.*, 2002). As feições de extinção tipo tabuleiro de xadrez (Passchier e Trouw, 2005) observadas no quartzo também são formadas sob as mesmas condições de temperatura. As circunstâncias sob as quais a deformação, e consequentemente a recristalização, ocorreram ainda precisam ser estudadas em detalhe.

7.2 Variedade textural dos cristais de zircão

Foram obtidas imagens de CL de zircão de todas as amostras estudadas. Nesta seção, a variedade textural dos cristais em cada litotipo é apresentada, com base em cristais selecionados, representativos de cada população. Nas imagens CL os cristais exibem zoneamentos caracterizados por diferentes tons de cinza, que refletem porções de mais alta emissão de CL (mais escuros e com menores teores relativos de U) e de mais baixa emissão de CL (mais claros e com maiores teores relativos de U).

7.2.1 Granito cinza

Os cristais de zircão do granito cinza são majoritariamente alongados, com faces prismáticas e piramidais bem desenvolvidas. A razão comprimento/largura comumente varia entre 2:1 e 3:1. Ocorrem, também cristais arredondados (cristais 11 e 12, Fig.12).

As populações de zircão podem ser definidas com base nas texturas internas dos cristais, sendo a principal tipicamente magmática, formada por cristais com zoneamento oscilatório definido a incipiente. É comum observar porções centrais com zoneamento oscilatório sobrecrecidas de nova fase com o mesmo tipo de textura (cristal 8, Fig.12).

Ocorre ainda importante população de zircão com núcleos aparentemente herdados, com hábitos ora agulhosos (cristal 10, Fig.12) ora arredondados (cristais 5, 9, 11 e 12, Fig.12). Tais núcleos são claros e podem exibir zoneamento oscilatório e/ou setores bem definidos, ou apenas zoneamento difuso. Os núcleos comumente apresentam borda clara, no contato com outras fases, inclusive com feições de reação (cristal 10, Fig. 12). No cristal 9 (Fig.12) estão delimitados os contatos entre as principais fases encontradas dentro de um único cristal.

Cristais com zoneamento oscilatório menos definido e de maneira geral mais escuros formam uma população menor. Tais cristais podem exibir feições de corrosão entre fases magmáticas (cristal 16, Fig. 12). Quase todos os cristais desta rocha possuem sobrecrecimento escuro, homogêneo, com espessuras variáveis. O contato com esta fase pode ou não exibir feições de desequilíbrio (cristal 11, Fig 12).

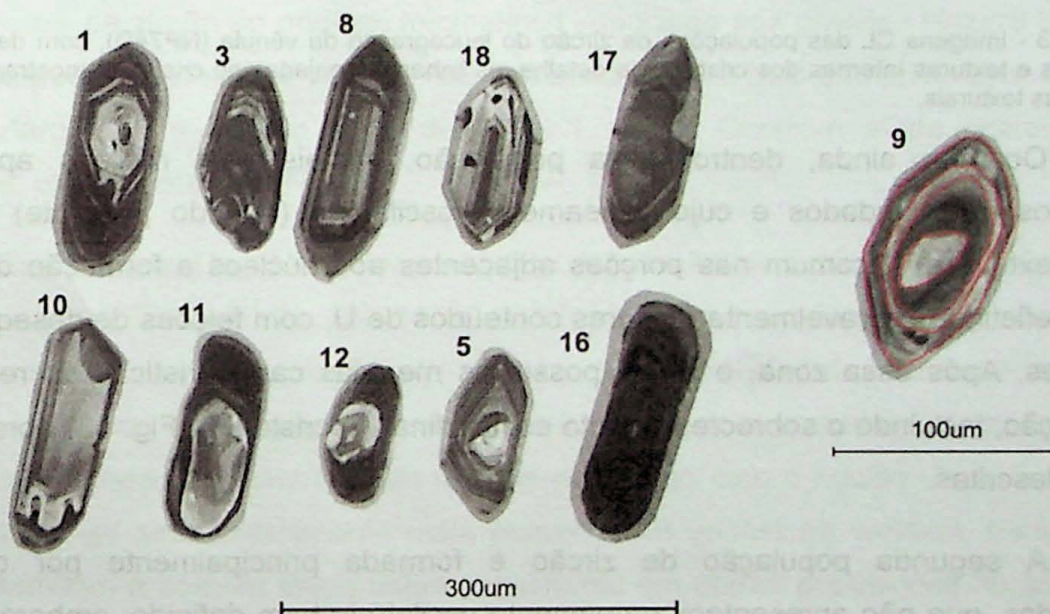


Figura 12 - Imagens CL das populações de zircão do granito cinza (NP74C), com destaque para as tipologias e texturas internas dos cristais. No detalhe, as linhas vermelhas no cristal 9 mostram a delimitação das zonas texturais.

7.2.2 Leucogranitos

De maneira geral, os cristais de zircão dos leucogranitos são maiores que os cristais do granito cinza e possuem hábito predominantemente prismático, com faces piramidais pouco desenvolvidas. Os cristais são alongados, com razão comprimento/largura 3:1, sendo alguns cristais próximos de 4:1.

É possível definir duas populações principais de zircão com base nas texturas internas. A primeira dela é tipicamente magmática, formada por cristais com zoneamento oscilatório bem definido (cristais 1, 2, 6, 11, 13; Fig. 13). Variações nos tons de cinza do núcleo para a borda são bastante comuns e refletem especialmente o conteúdo de U, com núcleos comumente mais empobrecidos. Quase todos os cristais desta população possuem sobrecrecimento escuro, homogêneo, com espessuras variáveis. O contato com esta fase pode ou não exibir feições de disequilíbrio (cristal 11, Fig 13).

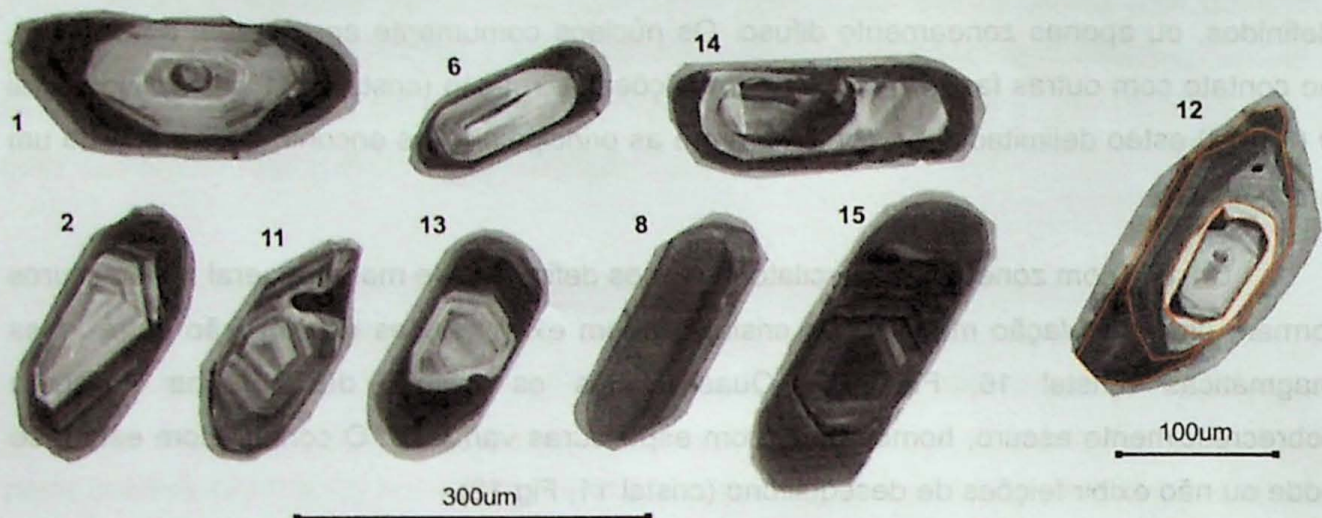


Figura 13 - Imagens CL das populações de zircão do leucogranito da vênula (NP74D), com destaque para as tipologias e texturas internas dos cristais. No detalhe, as linhas alaranjadas no cristal 12 mostram a delimitação das zonas texturais.

Ocorrem ainda, dentro desta população, cristais com núcleos aparentemente herdados, arredondados e cujo zoneamento oscilatório (quando presente) diverge das zonas externas. É comum nas porções adjacentes aos núcleos a formação de uma zona clara, refletindo provavelmente menores conteúdos de U, com feições de disequilíbrio entre as fases. Após essa zona, o cristal possui as mesmas características do restante desta população, incluindo o sobrecrecimento escuro final. O cristal 12 (Fig. 13) apresenta essas fases descritas.

A segunda população de zircão é formada principalmente por cristais mais alongados, que não apresentam zoneamento oscilatório bem definido, embora esse ocorra de forma incipiente (cristal 15, Fig. 13). Os cristais são escuros, refletindo provavelmente altos teores de U, com características semelhantes às bordas que ocorrem nos cristais da primeira população.

Além de cristais de zircão dos leucogranitos das vênulas, também foram estudados cristais das variedades com sillimanita (NP74AD) e pegmatítica (NP74U). A população de zircão do leucogranito com sillimanita é semelhante à do granito cinza, com cristais magmáticos, alguns núcleos possivelmente herdados e finas bordas de sobrecrecimento escuras (Fig. 14). Já na variedade pegmatítica os cristais se assemelham mais aos

presentes no leucogranito das vênulas, porém se mostram mais homogêneos e menores, sendo comum observar feições de corrosão nos cristais mais escuros. Sobrecrecimentos escuros espessos também são característicos nesta amostra (Fig. 14).

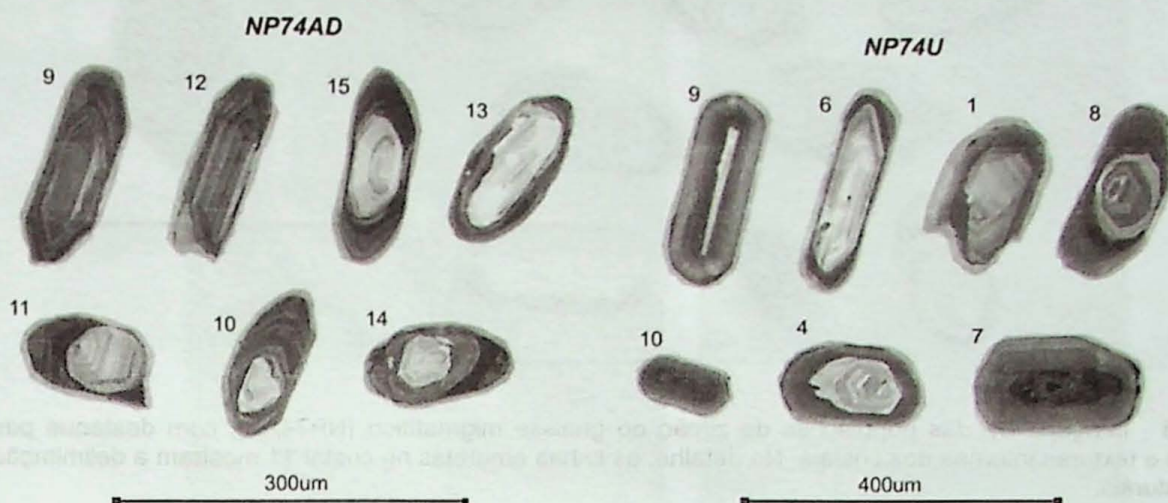


Figura 14 - Imagens CL das populações de zircão do leucogranito com sillimanita (NP74AD) e pegmatítico (NP74U), com destaque para as texturas internas.

7.2.3 *Gnaiss migmatítico*

Os cristais de zircão do gnaiss migmatítico associado aos granitos Nazaré Paulista são, em geral, pouco prismáticos, com as faces piramidais mais bem desenvolvidas. A razão comprimento/largura dos cristais varia de ca. 1:1 a 2:1. Ocorrem ainda cristais mais arredondados, como o cristal 8 (Fig. 15).

A textura interna é bastante variável. Uma população particularmente interessante (representada pelos cristais 6, 12, 11 e 1; Fig. 15) apresenta diversas fases de sobrecrecimento. Nessa população é comum a ocorrência de núcleos escuros, arredondados, com zoneamento oscilatório bem desenvolvido, seguidos de sobrecrecimento claro, comumente com feições de reação com o núcleo. Após esta fase clara, desenvolve-se sobrecrecimento mais escuro, com espessura variável. Esta última fase escura também é comum como sobrecrecimento em outras populações. O cristal 11 da figura 15 apresenta essa sequência de sobrecrecimentos bem demarcada.

Ocorre ainda outra população de cristais com núcleos arredondados, homogêneos ou com zoneamento setorial seguidos de sobrecrecimento de bordas escuras. Feições de corrosão ocorrem apenas localmente neste grupo (cristal 15, Fig. 15). É interessante notar que existem tanto núcleos muito claros quanto muito escuros nesta população, cujo significado precisa ser melhor compreendido.

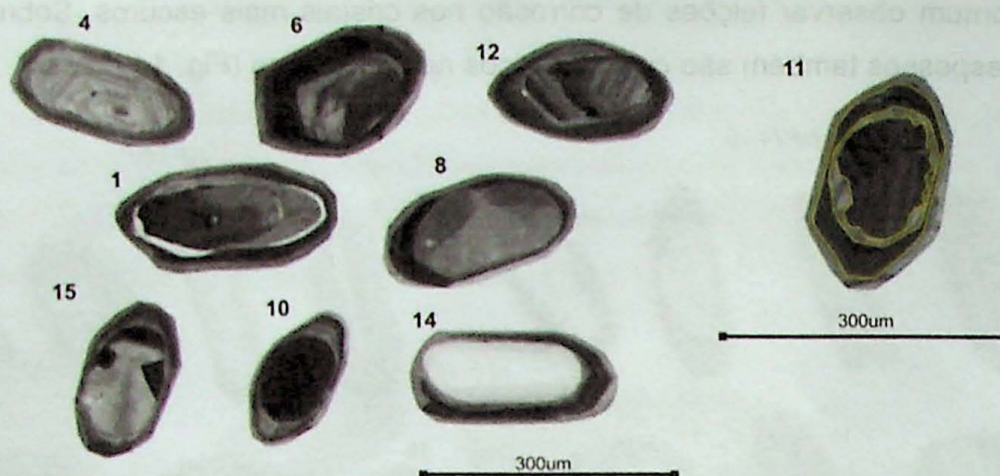


Figura 15 - Imagens CL das populações de zircão do gnaiss migmatítico (NP74AB), com destaque para as tipologias e texturas internas dos cristais. No detalhe, as linhas amarelas no cristal 11 mostram a delimitação das zonas texturais.

O cristal 4 (Fig. 15) é diferente dos demais cristais do grupo, pois apresenta zoneamento oscilatório bem desenvolvido e nenhuma feição de desequilíbrio, além de mostrar sobrecrecimento muito delgado. É um cristal com feições “magmáticas” e provavelmente vem de porções do leucossoma, também presente nesta amostra.

7.2.4 Textura interna de grãos x posição textural na rocha

Por conta da variedade textural dos grãos de zircão, procurou-se investigar se o contexto textural do mineral na rocha (e.g. fases onde ocorre como inclusão ou na matriz) influencia nas texturas internas desenvolvidas. Para isso, foram obtidas imagens BSE de cristais de zircão em uma seção delgada polida do contato entre o granito cinza (NP74C) e o leucogranito da vênula (NP74D).

As imagens dos cristais de zircão montados em resina apresentados no item anterior foram feitas por catodoluminescência (CL), no entanto as imagens dos cristais obtidas na seção delgada polida da rocha são imagens de elétrons retroespalhados (BSE).

É importante destacar que tanto as imagens CL quanto as BSE podem ser utilizadas para caracterizar as texturas internas de zircão (Corfu *et al.*, 2003), embora a utilização de imagens CL seja mais comum. Para interpretação das texturas internas fazendo uso dos dois tipos de imagens vale destacar que nas imagens CL as zonas claras correspondem às zonas escuras nas imagens BSE (Fig. 16). As duas imagens fornecem praticamente a mesma informação, embora na CL os contrastes sejam maiores e na BSE a transição pareça mais gradual.

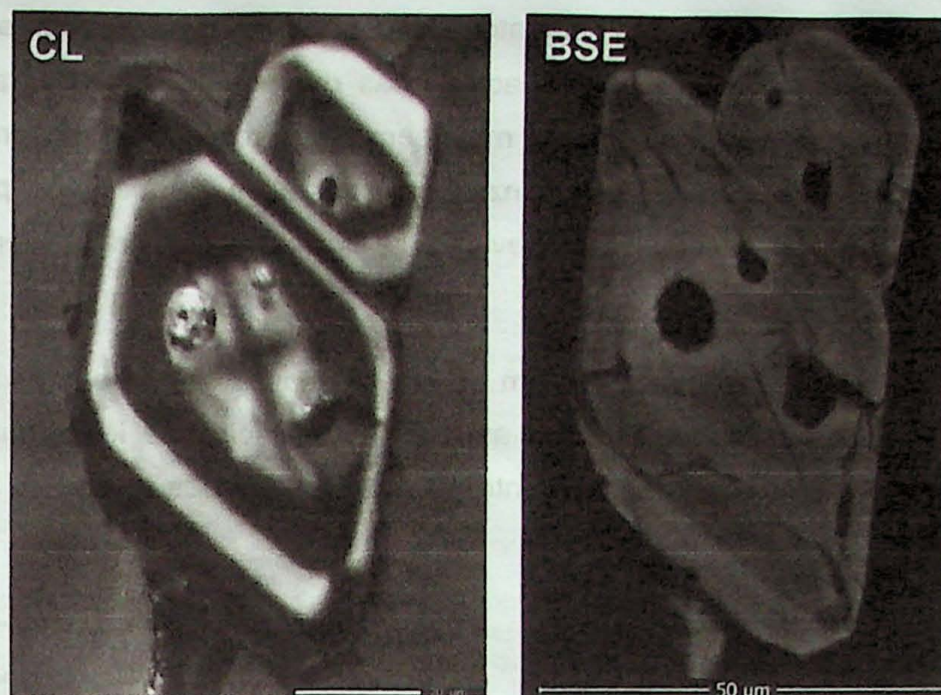


Figura 16 - Imagens BSE e CL obtidas para cristal de zircão observado em seção delgada polida da amostra NP74C. É possível observar o zoneamento oscilatório nas duas imagens.

No Anexo VII encontra-se a imagem BSE da lâmina toda, com os minerais acessórios destacados com diferentes cores. Na mesma imagem estão selecionadas regiões com ocorrência de zircão em diferentes contextos texturais e a respectiva imagem de cada grão neste contexto. As imagens de zoom da ocorrência do zircão estão coloridas com falsa cor e foram geradas no MLA (ver item 6.5.1).

A imagem de BSE na seção delgada revelou que a ocorrência de zircão (e minerais acessórios em geral) é muito mais comum como inclusão em quartzo e feldspatos, ou presente nos contatos entre os grãos.

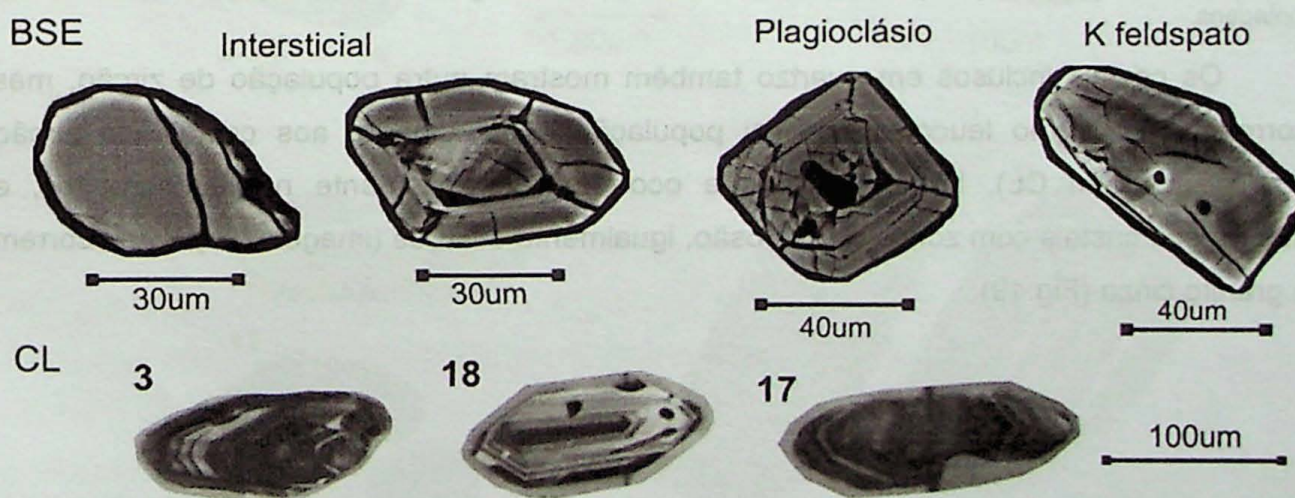


Figura 17 – Imagens cristais de zircão do granito cinza (NP74C). Em cima são apresentadas imagens de BSE de cristais de zircão obtidos *in situ* (seção delgada polida de rocha) em diferentes posições texturais. Abaixo, para comparação das texturas internas, são imagens de CL de cristais de zircão das montagens.

Os cristais observados nos contatos entre os grãos, para as duas amostras, granito cinza e leucogranitos, apresentam características diferentes. No leucogranito, os cristais tendem a apresentar faces prismáticas mais bem desenvolvidas, e zoneamento oscilatório incipiente a bem definido. No granito cinza os cristais além, de menores, podem ter hábito irregular, mostram zoneamento menos evidente e por vezes são praticamente homogêneos (Fig. 17).

Os cristais de zircão inclusos em quartzo e feldspatos são semelhantes à principal população de cristais magmáticos de ambos granitos, cinza e leucogranito. Em alguns cristais é possível observar o zoneamento oscilatório e núcleos por vezes bem delimitados (Fig. 18).

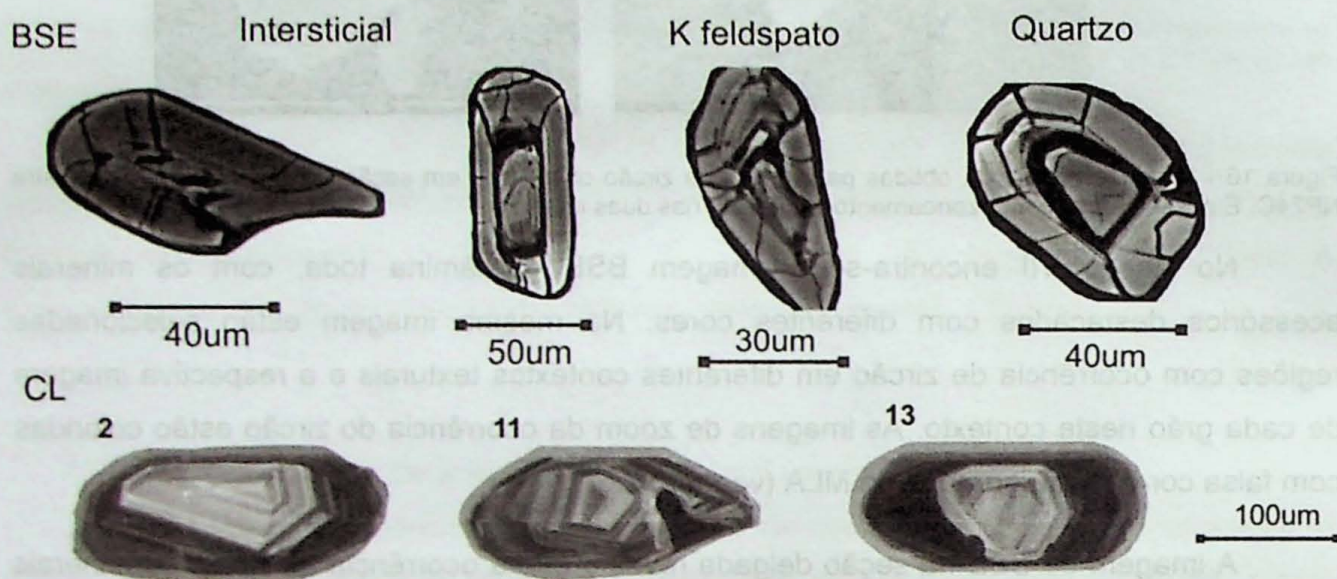


Figura 18 - Imagens de cristais de zircão do leucogranito da vênula (NP74D). Em cima são apresentadas imagens de BSE de cristais de zircão obtidos *in situ* (seção delgada polida de rocha) em diferentes posições texturais. Abaixo, para comparação das texturas internas, são imagens de CL de cristais de zircão das montagens.

Os cristais inclusos em quartzo também mostram outra população de zircão, mas ocorrem somente no leucogranito. Tal população é semelhante aos cristais de zircão escuros (imagem CL), homogêneos que ocorrem frequentemente no leucogranitos, e também aos cristais com zonas de corrosão, igualmente escuros (imagem CL), que ocorrem no granito cinza (Fig.19).

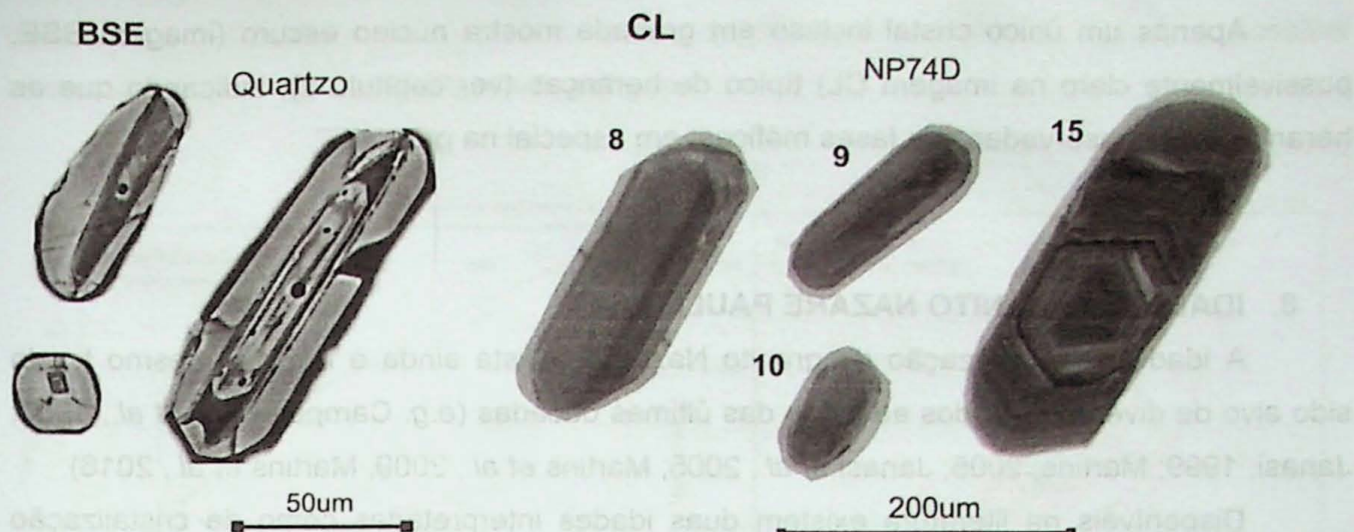


Figura 19 – À esquerda, imagens de BSE de zircão do leucogranito (NP74D) *in situ* (seção delgada polida de rocha), obtidas para grãos inclusos em quartzo. À direita, imagens de CL da população de cristais escuros nas montagens. Notar semelhança da morfologia externa e interna dos cristais.

A ocorrência de zircão e outras fases acessórias (monazita, apatita e xenotima) é muito menos frequente nos minerais máficos (granada e biotita) presentes no granito cinza e leucogranitos da vênula. No entanto, as texturas internas observadas nos cristais inclusos nestas fases (Fig.20) trazem informações importantes para as interpretações de dados geocronológicos.

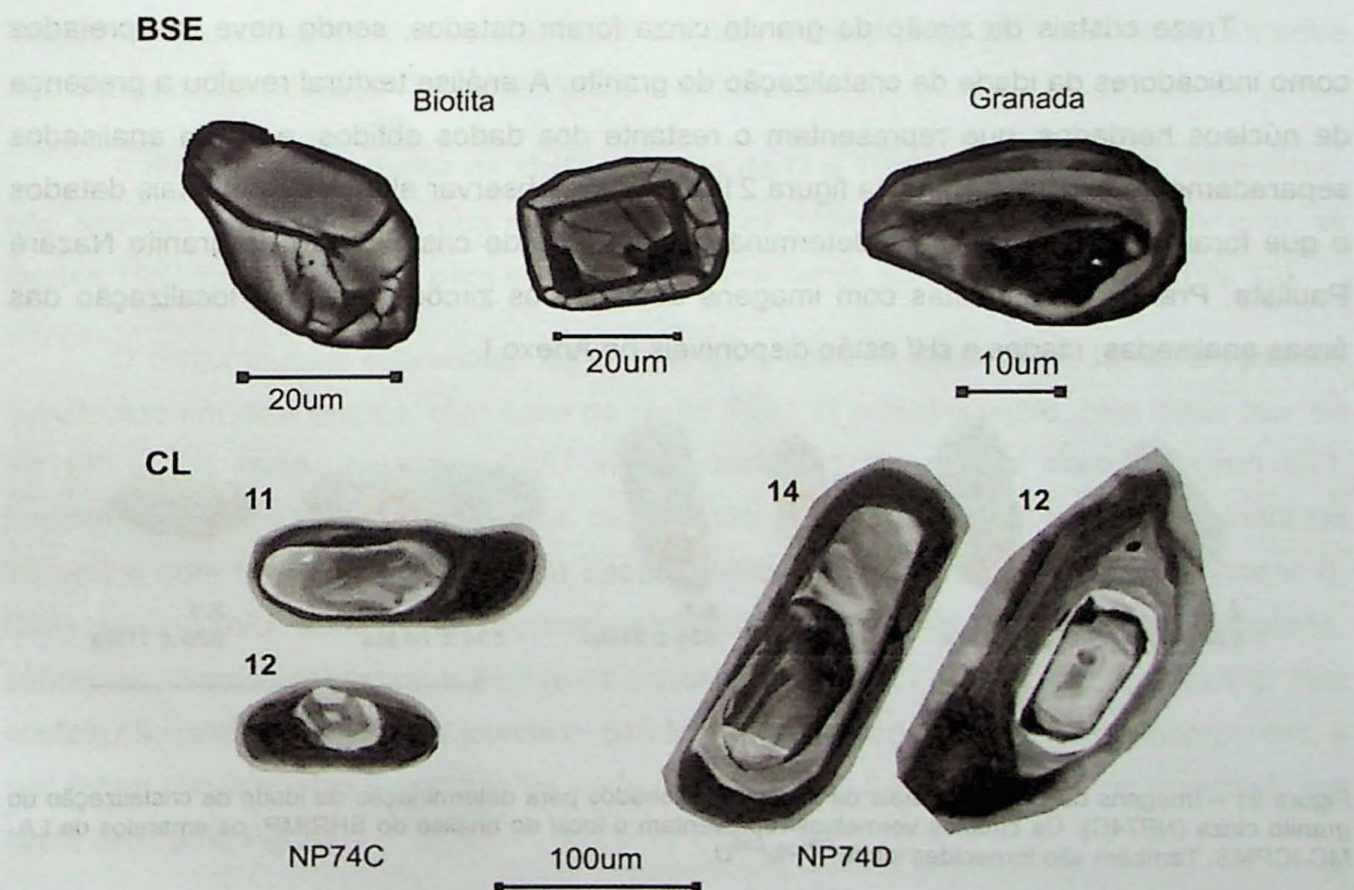


Figura 20 – Acima, imagens de BSE de cristais de zircão, obtidos *in situ* (seção delgada polida de rocha), inclusos em biotita e granada na seção delgada do granito cinza. Abaixo, imagens de CL de zircões das amostras de granito cinza (a esquerda) e leucogranito (a direita) nas montagens. Notar semelhança dos cristais das imagens de BSE com os núcleos de zircão para os dois granitos.

Apenas um único cristal incluído em granada mostra núcleo escuro (imagem BSE, possivelmente claro na imagem CL) típico de heranças (ver capítulo 8), indicando que as heranças são preservadas nas fases máficas, em especial na granada.

8. IDADE DO GRANITO NAZARÉ PAULISTA

A idade de cristalização do granito Nazaré Paulista ainda é incerta, mesmo tendo sido alvo de diversos estudos ao longo das últimas décadas (e.g. Campos Neto *et al.*, 1983; Janasi, 1999; Martins, 2005; Janasi *et al.*, 2005; Martins *et al.*, 2009; Martins *et al.*, 2016).

Disponíveis na literatura existem duas idades interpretadas como de cristalização desse granito, ambas em monazita: Janasi (1999) obteve idade (TIMS) U-Pb 625 ± 4 Ma em amostra do granito cinza venulado; Martins *et al.* (2015) obteve idade U-Pb-Th_{total} 615 ± 5 Ma, além de observar possível diferença de idade de cristalização entre o granito cinza e a vênula. No sentido de esclarecer essa dúvida, zircão de duas amostras, que formam o par granito cinza e vênula, foram datados. As tabelas dos dados geocronológicos estão no Anexo IV.

8.1 Granito cinza

Treze cristais de zircão do granito cinza foram datados, sendo nove interpretados como indicadores da idade de cristalização do granito. A análise textural revelou a presença de núcleos herdados, que representam o restante dos dados obtidos, e foram analisados separadamente (ver item 8.2). Na figura 21 é possível observar alguns dos cristais datados e que foram selecionados para determinação da idade de cristalização do granito Nazaré Paulista. Pranchas completas com imagens de todos os zircões datados, localização das áreas analisadas, idades e ϵ_{Hf} estão disponíveis no Anexo I.



Figura 21 – Imagens de CL dos cristais de zircão selecionados para determinação da idade de cristalização do granito cinza (NP74C). Os círculos vermelhos representam o local de análise do SHRIMP, os amarelos de LA-MC-ICPMS. Também são fornecidas idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

As curvas concórdia das idades U-Pb para os cristais de zircão da amostra NP74C são apresentadas nas figuras 22a e 22b. No diagrama concórdia da figura 22a estão apresentadas todas as idades obtidas, sendo possível observar duas populações de idades

herdadas (~1200 Ma e 1900 Ma), obtidas nos núcleos. Na mesma figura, é possível observar perda de Pb nas idades mais antigas.

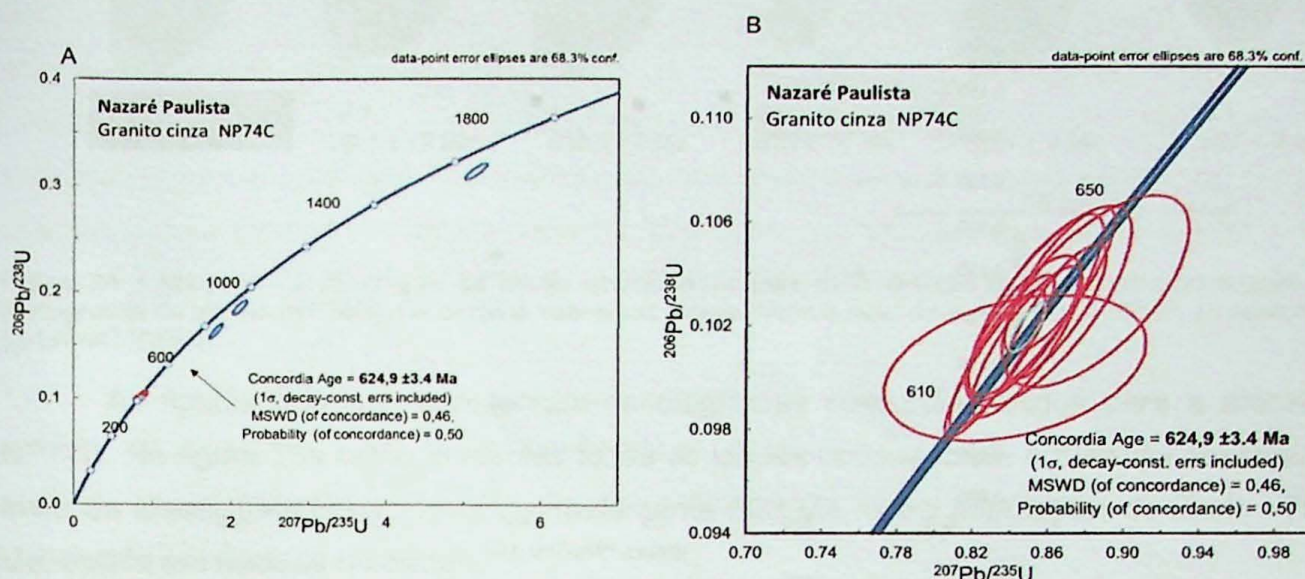


Figura 22 – Curvas concórdia para o granito cinza Nazaré Paulista. (A) Idades magmáticas e herança. (B) Idades de cristalização do granito.

O diagrama concórdia da figura 22b mostra somente as idades interpretadas como magmáticas, resultando em idade de cristalização de 625 ± 3 Ma. Os cristais possuem idades individuais variando entre 609 e 636 Ma, teores de U entre 237 e 1476ppm, Th entre 360 e 21ppm, com razões Th/U entre 0,015 e 0,438.

A dispersão dos dados de idade e teores de U e Th obtidos é grande. Além disso, não ocorrem padrões claros que relacionem textura interna e idades obtidas. Por isso, as razões Th/U foram utilizadas para separar, preliminarmente, conjuntos de dados (Fig. 23).

O conjunto mais expressivo nos cristais de zircão tem idade de ~625 Ma e pode ser subdividido em dois grupos, com base na razão Th/U. O primeiro grupo, com baixo teor de Th (35 – 53 ppm), e razões Th/U intermediárias, é de núcleo claro (imagem CL), homogêneo, pobre em U, com feições de corrosão, sobrecrecimento escuro fino (máximo 10 μm) e com faces prismáticas bem desenvolvidas (pontos 4.1 e 10.1; Fig. 1, Anexo I). Com razão Th/U semelhante ocorrem também cristais com zoneamento oscilatório, sobrecrecimentos espessos e feições de corrosão (pontos 1.1 e 13.1; Fig. 1, Anexo I). Tais cristais são relativamente mais jovens (~ 615 Ma), porém apresentam idades discordantes, e não foram consideradas no cálculo da idade desse grupo. Este grupo está representado em cinza escuro na Fig.23.

O segundo grupo (em preto na Fig.23), de ~625 Ma, apresenta razões Th/U mais elevadas, com zoneamento oscilatório bem definido, altos teores de U (>714 ppm) e Th

(>300 ppm) (ponto 3.1; Fig. 1, Anexo I). Os cristais são escuros, indicativos de mais altos teores de U, e possuem as faces piramidais mais longas que o grupo anterior.

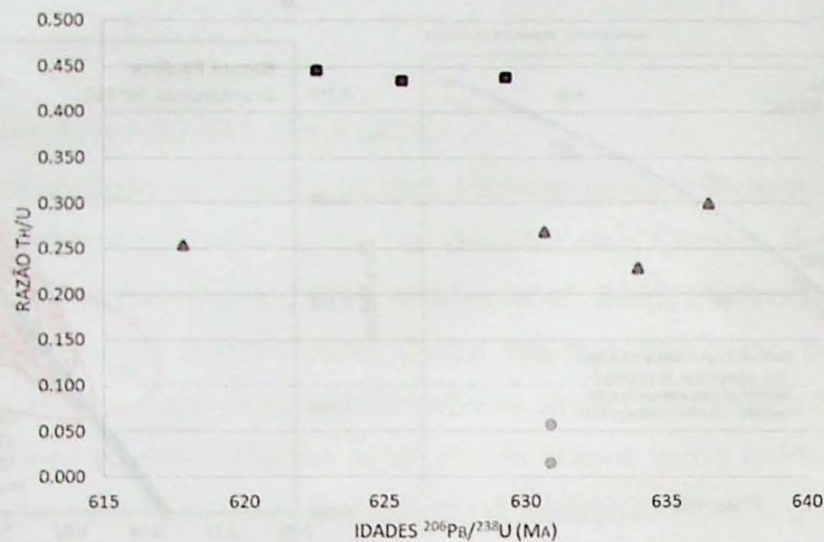


Figura 23 - Diagrama razão Th/U x Idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para o granito cinza. Notar dispersão dos dados. Símbolos preto e cinza escuro representam o grupo de zircão com idade ~625 Ma; símbolo cinza claro representam os domínios de sobrecrecimento, que apresentam razões mais baixas.

No cristal 8 também foram obtidas idades semelhantes, de ~625 Ma, para a borda e núcleo de composições bem distintas (pontos 8.1 e 8.2; Fig. 1, Anexo I); sendo o núcleo mais rico em Th. O empobrecimento em Th para as bordas desse cristal pode ser interpretado como o momento do início de cristalização da monazita, já que esse mineral é o principal portador de Th no sistema (Martins, 2005). No entanto, as idades obtidas para esse cristal são discordantes, provavelmente devido à borda ser muito fina, resultando em mistura na amostragem.

Por fim, ocorrem dois domínios de sobrecrecimento (pontos 2.1 e 8.1; Fig. 1, Anexo I) com idades discordantes (620 e 631 Ma) e razão Th/U muito baixa (0,057 e 0,015). Essa última característica é distinta dos demais dados obtidos para os cristais de zircão da amostra NP74C, mas encontram relação com domínios analisados em cristais de zircão da amostra NP74D, indicativo de processo em comum registrado em ambas as amostras (ver próximo item).

8.2 Granada leucogranito de vênula

Na amostra NP74D foram analisados 14 cristais de zircão para obtenção de idade U-Pb, buscando identificar a idade de cristalização e a presença de herança. A figura 24 mostra alguns dos cristais utilizados para determinação da idade de cristalização do leucogranito. Assim como para a amostra NP74C, imagens do restante dos cristais, com localização das análises e alguns resultados estão disponíveis no anexo I (Fig.2).

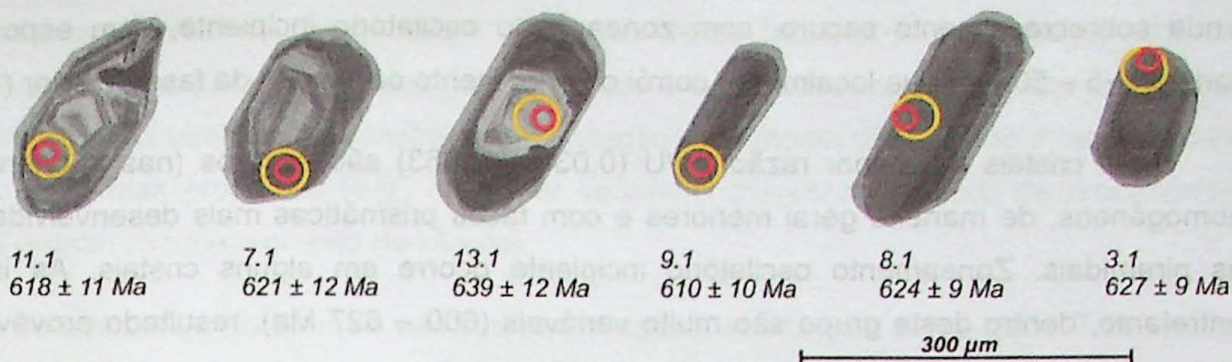


Figura 24 – Imagens CL de cristais de zircão selecionados para determinação da idade de cristalização do leucogranito de vênula (NP74D). Os círculos vermelhos representam o local de análise do SHRIMP, os amarelos de LA-MC-ICPMS.

As figuras 25a e b apresentam os diagramas concordia obtidos para a amostra NP74D. Na figura 25a estão presentes todas as idades obtidas, onde é possível observar a além da idade magmática, de aproximadamente 600 Ma, outra população, de idade ~790 Ma, obtida em núcleos herdados.

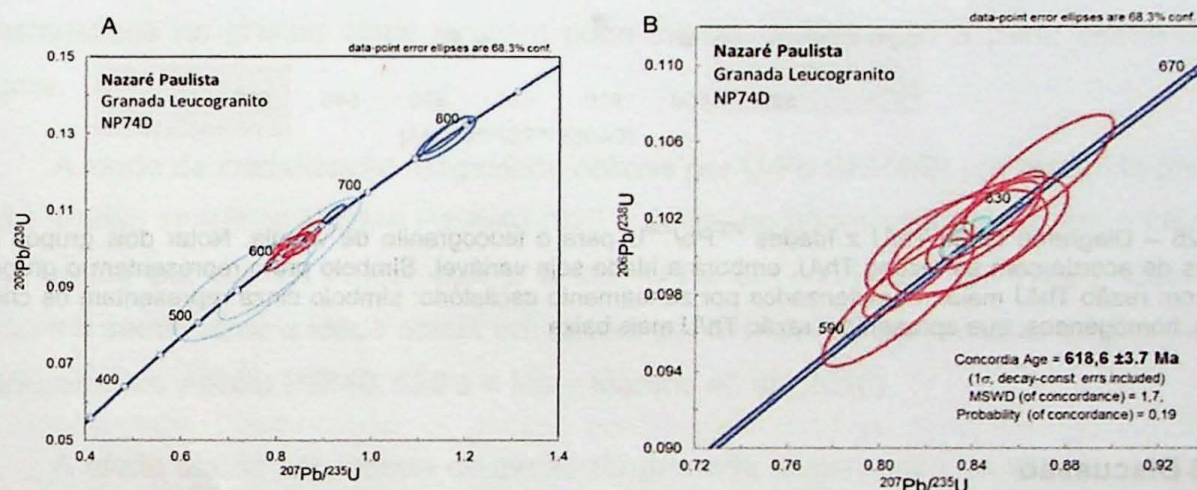


Figura 25 - Curvas concórdia para o leucogranito de vênula. (A) Idades magmáticas e herança. (B) Idades de cristalização do leucogranito.

A Figura 25b mostra as idades interpretadas como magmáticas, resultando em idade de cristalização 619 ± 4 Ma. Os cristais possuem idades individuais muito variadas (550 – 666 Ma), resultando em idade concordia pouco concordante. Isto é reflexo de elevados teores de U e, principalmente, de cristais fraturados, pouco límpidos, com possível perda de Pb. Os teores de U variam entre 152 e 1674 ppm, Th entre 26 e 540 ppm, com razões Th/U entre 0,036 e 0,353. Assim como para o granito cinza, é possível definir grupos de cristais utilizando a razão Th/U como referência (Fig. 26).

O grupo de cristais com mais alta razão Th/U (0,279 – 0,353) apresenta mais caracteristicamente zoneamento oscilatório, com núcleos mais claros, sendo estes pouco corroídos ou não (pontos 1.1, 6.1, 7.1, 11.1 e 13.1, Fig.2 - Anexo I). Tais cristais apresentam

ainda sobrecrecimento escuro, com zoneamento oscilatório incipiente, com espessuras variadas (5 – 50 μm) que localmente corrói o zoneamento oscilatório da fase anterior (11.1).

Os cristais de menor razão Th/U (0,036 – 0,063) são escuros (nas imagens CL), homogêneos, de maneira geral menores e com faces prismáticas mais desenvolvidas que as piramidais. Zoneamento oscilatório incipiente ocorre em alguns cristais. As idades, entretanto, dentro deste grupo são muito variáveis (600 – 627 Ma), resultado provável dos altos teores de U nos cristais, que favorece a metamictização e consequentemente a abertura do sistema.

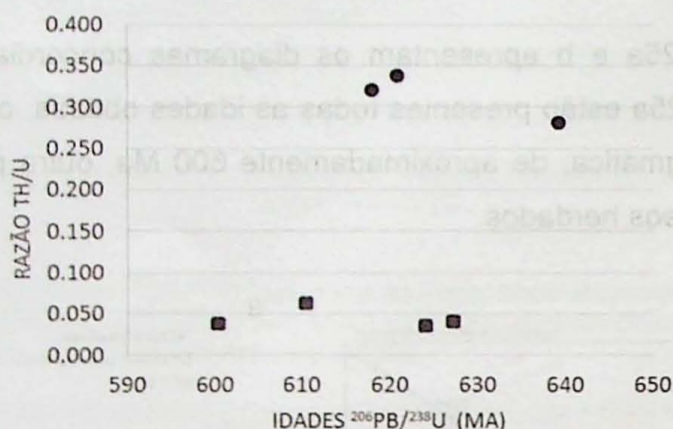


Figura 26 – Diagrama razão Th/U x Idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para o leucogranito de vênula. Notar dois grupos bem definidos de acordo com as razões Th/U, embora a idade seja variável. Símbolo preto representam o grupo de zircão com razão Th/U maior, caracterizados por zoneamento oscilatório; símbolo cinza representam os cristais escuros, homogêneos, que apresentam razão Th/U mais baixa.

8.3 Discussão

As idades de 625 ± 3 Ma e 619 ± 4 Ma são interpretadas como idades de cristalização do granito Nazaré Paulista, respectivamente, do granito cinza e da vênula. que embora semelhantes dentro do erro, podem indicar que a venulação do granito cinza se deu posteriormente à sua cristalização.

O cristais de zircão com zoneamento oscilatório, que formam os domínios efetivamente datados como magmáticos, apresentaram sobrecrecimentos mais escuro nas imagens de CL (Fig. 1 e 2, Anexo I). Esses sobrecrecimentos apresentaram teores de U mais elevados e não puderam ser devidamente datados, pois eram finos e com idades muito discordantes. Essas bordas podem representar um último evento metamórfico, não identificado, ou mesmo ser resultado de processos de cristalização em desequilíbrio, mas de mesma idade. Também não puderam ser efetivamente datados núcleos claros com feições de corrosão e sobrecrecimento (40 – 60 μm) com altos teores de U.

As características físicas dos cristais, tais como limpidez e presença de fraturas foram fatores determinantes na escolha dos pontos analisados. A espessura das zonas e os altos teores de U também demonstraram a limitação do método, dificultando a resolução de alguns problemas propostos (e.g., confirmar se existe diferença de idade de cristalização entre o granito cinza e o granito da vênula).

Os cristais de zircão mais escuros nas imagens de CL, com baixa razão Th/U, muito abundantes presentes na vênula (NP74D; Fig. 2, Anexo I), são semelhantes às bordas observadas nos cristais de zircão presentes no granito cinza (NP74C; Fig. 1, Anexo I). O fato de formarem cristais homogêneos, sem núcleos herdados e feições de corrosão sugere que tenham se cristalizado diretamente do magma que deu origem às vênulas. As ferramentas "Unmix Ages" e "Weighted Average" do software Isoplot não foram capazes de separar diferentes populações de idades para estes cristais, que de maneira geral são mais jovens. Por outro lado, separando estes cristais por critérios texturais, é possível definir idade concórdia de 615 ± 4 Ma, mas que não é robusta. A presença de bordas com tais características no granito cinza também pode indicar cristalização a partir desse mesmo magma.

A idade de cristalização magmática obtidas por U-Pb SHRIMP em zircão do granada-biotita granito anatótico Nazaré Paulista (625 ± 3 Ma) no afloramento estudado é idêntica à idade obtida por Janasi (1999; 624 ± 2 Ma; U-Pb em monazita por TIMS). Esta idade também é semelhante a idade obtida em zircão, por SHRIMP, para amostra de granito cinza do afloramento vizinho (NP40, 629 ± 4 Ma – Martins *et. al.*, 2016).

A idade obtida em cristais de zircão do granada leucogranito da vênula, de 619 ± 4 Ma, embora um pouco mais jovem, está dentro da incerteza da idade do granito cinza hospedeiro. Desse modo, ainda não é possível estabelecer se a cristalização do leucogranito da vênula se deu no mesmo evento de formação do granito cinza, resultado de seu fracionamento magmático ou refusão, conforme hipóteses propostas por Martins (2005).

9. HERANÇA NO GRANITO NAZARÉ PAULISTA

9.1 Granito cinza

Três dos cristais analisados evidenciaram herança no granito cinza (pontos 9.1, 11.1 e 12.1, Fig.27), com duas idades principais: ~ 1200 Ma e ~ 1900 Ma. Os núcleos são nítidos, arredondados e possuem bordas de reação, mais claras nas imagens CL, no contato com o sobrecrecimento. O sobrecrecimento varia de espessura, mas é sempre escuro, indicativo de teores de U mais elevados, com zoneamento oscilatório incipiente. Os teores de U, Th e a razão Th/U são distintas entre os núcleos herdados, mesmo os de idade similar. O núcleo

mais antigo analisado possui mais Th que U. Um dos cristais praticamente não possui sobrecrecimento (zircão 9.1), o que sugere que esteve "protegido" durante os últimos processos, talvez incluso em fases máficas herdadas da rocha fonte.

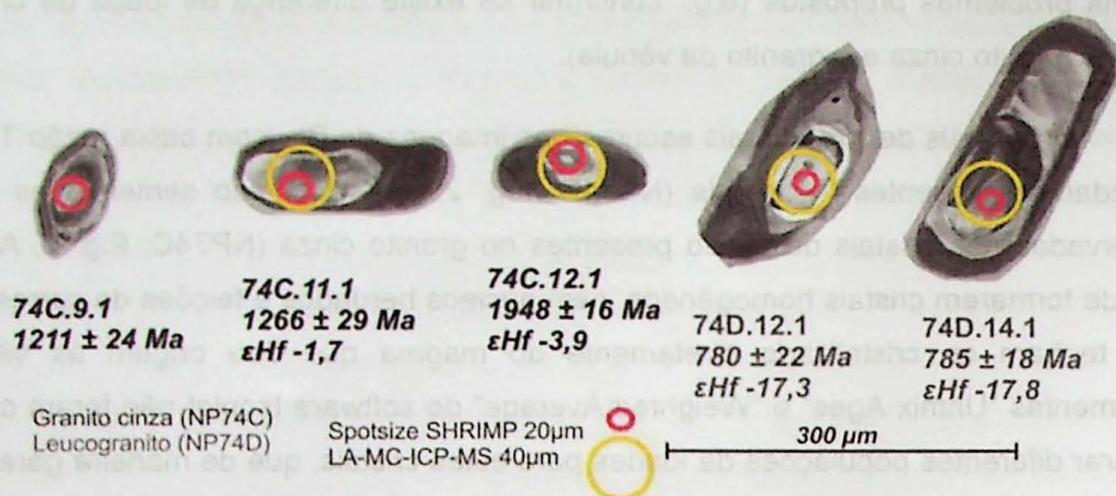


Figura 27 - Imagens CL de cristais de zircão herdados nos granitos Nazaré Paulista NP74C e D. Os círculos vermelhos e amarelos indicam os locais de análise de SHRIMP e LA-MC-ICPMS, respectivamente.

9.2 Granada leucogranito

Nas vênulas foi encontrada população de heranças diferentes das encontradas no granito cinza. Dois dos cristais analisados resultaram em heranças, com 780 e 785 Ma (pontos 12.1 e 14.1; Fig. 2, Anexo I). Tais idades ocorrem em núcleos arredondados, com bordas finas de baixo U, mais claras nas imagens CL, sugerindo reação. Zoneamento oscilatório incipiente pode ser observado dentro desses núcleos. Esses cristais analisados possuem sobrecrecimentos distintos, sendo o primeiro claro e o segundo escuro nas imagens de CL, sem feições importantes de corrosão entre eles. O sobrecrecimento claro possui zoneamento oscilatório e espessura de até ~50 μm; o sobrecrecimento mais escuro parece ser homogêneo e chega a 20 μm. Devido ao estado dos cristais, pouco límpidos, e à espessura limitada, tais zonas não foram analisadas.

9.3 Discussões

Dois principais grupos de heranças foram identificados nos granitos Nazaré Paulista. O primeiro compreende cristais de idade pale a meso-proterozóicas (1,9 a 1,2 Ga) em núcleos arredondados, possivelmente detríticos. O segundo grupo é de idade neoproterozóica (~780 Ma) e também ocorre em núcleos arredondados, com fases de sobrecrecimento complexas. A princípio as heranças mais antigas foram encontradas no granito cinza e as mais jovens apenas no leucogranito, de significado incerto, mas resultado provável da pequena amostragem dos núcleos.

As heranças neoproterozoicas também foram identificadas por Martins *et al.* (2009) em monazita do migmatito associado ao granito Nazaré Paulista. Essas mesmas idades também foram identificadas na amostra NP40 do afloramento vizinho, assim como as heranças paleo a meso-proterozoicas (Martins *et al.*, 2016).

10. DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TRAÇO EM ZIRCÃO

Foram obtidas análises de elementos traço por LA-ICPMS para os cristais de zircão dos granito cinza e o leucogranito da vênula para os quais haviam sido obtidas idades e ϵ_{Hf} . Como o LA-ICPMS utilizou *raster* (linha) para análise, o sinal obtido foi separado de acordo com a variação de zonas, conforme observado nas imagens de catodoluminescência previamente obtidas (Anexo II). As análises completas encontram-se no Anexo VI.

10.1 Granito cinza

Os resultados obtidos para a amostra do granito cinza (NP74 C) foram separados de acordo com as texturas internas e idades U-Pb dos cristais em três grupos: (1) cristais tipicamente magmáticos, com zoneamento oscilatório bem desenvolvido e idades próximas a idade concórdia obtida para a amostra (ver item 8.1); (2) bordas escuras de sobrecrecimentos analisados, ou cristais homogêneos com características semelhantes (ver caracterização textural no item 7.2); e (3) núcleos herdados (cujas idades são conhecidas) e cristais com feições semelhantes. A figura 28 mostra um diagrama Th x U, com as linhas de razão Th/U = 1; 0,1 e 0,01.

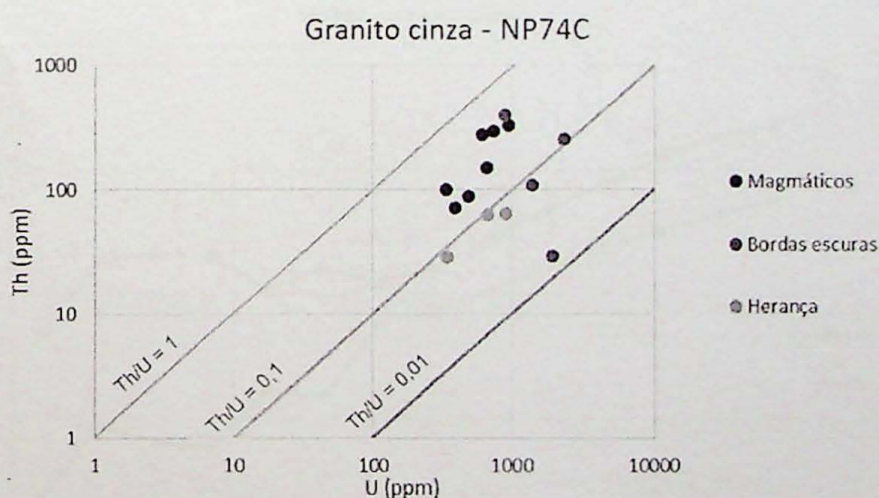


Figura 28 - Diagrama Th x U para os cristais de zircão do granito cinza (NP74C). Estão assinadas também as linhas com razões Th/U = 1; 0,1 e 0,01.

Os cristais tipicamente magmáticos apresentam teores de U entre 345 e 963 ppm (com média 600 ppm) e Th entre 71 e 330 ppm (média 187 ppm). As razões Th/U são todas $\geq 0,18$, com valor médio 0,3. As bordas escuras apresentam os teores mais elevados de U (867 a 2300 ppm, com média 1620 ppm) e teores baixos a intermediários de Th (29 a 400

ppm), o que gera grande dispersão das razões Th/U, conforme observado na figura 28. As heranças apresentam teores de U, semelhantes aos cristais magmáticos, com média de 640 ppm. Os teores de Th, entretanto são mais baixos, entre 28 e 65 ppm, resultando em razões Th/U baixas para esse grupo, com média 0,08. Os mais baixos teores de Th podem ser resultado da cristalização simultânea de monazita.

Os teores de ETR nos cristais de zircão estudados variam de 300 a 2100 ppm (Anexo X). A curva padrão de ETR para os cristais de zircão do granito cinza, normalizados pelo condrito, é pouco inclinada, por vezes plana (Fig. 29), mostrando pouco fracionamento entre os ETRL e ETRP $[(Yb/Sm)_N = 6-180]$, com média de 35; Anexo VI; Fig. 29]. O enriquecimento em ETRL é maior que a média para zircão proveniente de rocha granítica, que indicam abundâncias comumente menores que 10^1 x condrito (e.g., Granito Manaslu; Hoskin & Schaltegger, 2003). O fracionamento entre os ETRL $[(Sm/La)_N = 2-14]$, com padrão quase plano, e entre os ETRP $[(Lu/Gd)_N = 3-72]$, pouco inclinado, é bastante discreto. Nesta amostra as anomalias positivas de Ce são pouco pronunciadas, embora existentes ($<1 \text{ Ce}^* < 7$; onde $\text{Ce}^* = \text{Ce}_N / \sqrt[3]{(\text{La}_N \times \text{Pr}_N)}$). Os cristais apresentam anomalia positiva, pouco comum, discreta de Eu ($\text{Eu}^* \sim 2$; $\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / \sqrt[3]{(\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)}$) ou nenhuma anomalia ($\text{Eu}^* \sim 0$). O grau de dispersão dos dados ocorre em cerca de uma ordem de grandeza tanto para os ETRL quanto para os ETRP. A única exceção foi observada no cristal zr 1.1 (Fig.1; Anexo I), que apresenta concentrações duas ordens de grandeza inferiores ao restante do grupo. Esse cristal também mostra comportamento bastante distinto do núcleo para a borda, onde o núcleo apresenta anomalia negativa de Eu (Fig.30), padrão mais típico de zircão (Hoskin & Schaltegger, 2003).

NP74C - granito cinza

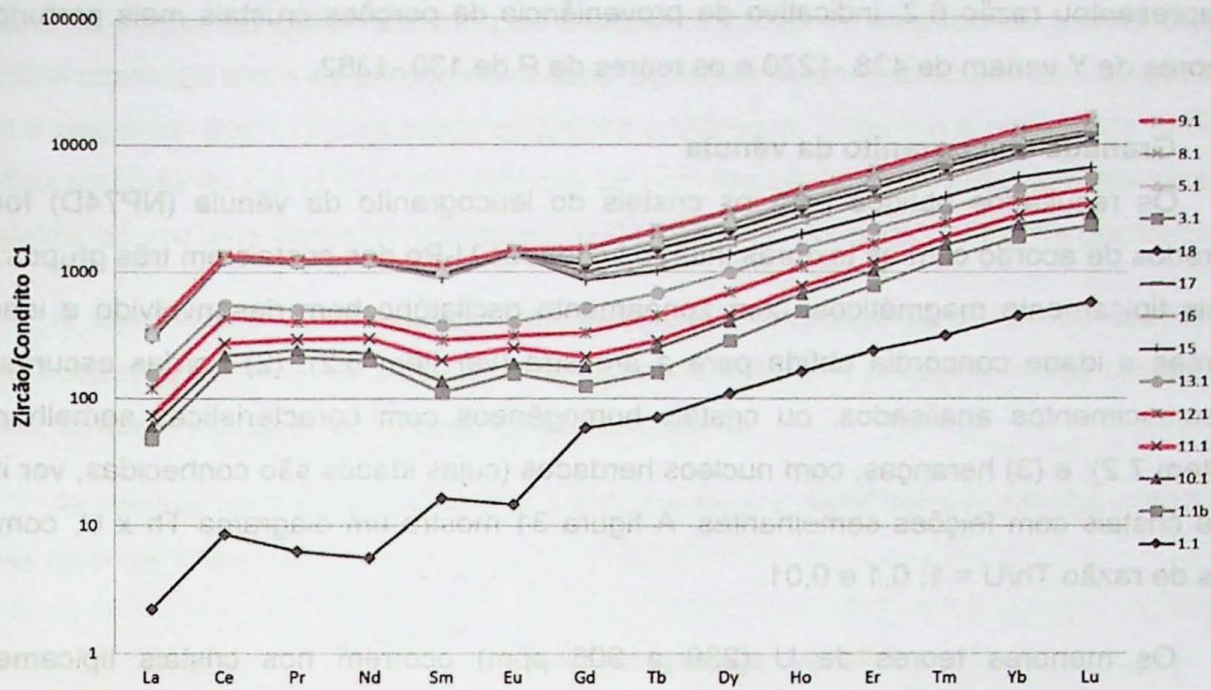


Figura 29 - Diagrama de elementos terras raras normalizados segundo valores de condrito, exibindo o padrão de fracionamento para os cristais de zircão do granito cinza analisado. Em vermelho estão destacados núcleos herdados.

Os padrões de ETR dos cristais de diferentes idades, incluindo os núcleos herdados, apresentam padrões de ETR semelhantes, variando apenas os teores, indicativo de processos de reequilíbrio.

NP74C - granito cinza

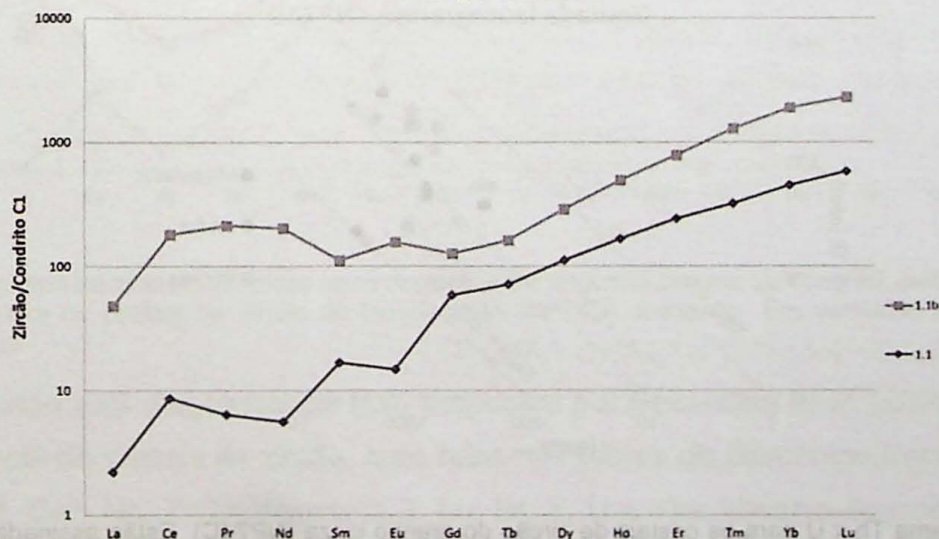


Figura 10 - Diagrama de elementos terras raras normalizados segundo valores de condrito, exibindo o padrão de fracionamento para núcleo e borda do cristal 1 (amostra NP74C). Notar padrão distinto do núcleo (cinza escuro) para a borda (cinza claro).

As razões Nb/Ta variam de 0,9 – 3, exceto para o cristal herdado paleoproterozoico que apresentou razão 6,2, indicativo de proveniência de porções crustais mais profundas. Os teores de Y variam de 428 -1270 e os teores de P de 130 -1362.

10.2 Granada leucogranito da vênula

Os resultados obtidos para os cristais do leucogranito da vênula (NP74D) foram separados de acordo com as texturas internas e idades U-Pb dos cristais em três grupos: (1) cristais tipicamente magmáticos, com zoneamento oscilatório bem desenvolvido e idades próximas a idade concórdia obtida para a amostra (ver item 8.2); (2) bordas escuras de sobrecrecimentos analisados, ou cristais homogêneos com características semelhantes (ver item 7.2); e (3) heranças, com núcleos herdados (cujas idades são conhecidas, ver item 9.2) e cristais com feições semelhantes. A figura 31 mostra um diagrama Th x U, com as linhas de razão Th/U = 1; 0,1 e 0,01.

Os menores teores de U (239 a 906 ppm) ocorrem nos cristais tipicamente magmáticos (média 445 pm). Os teores de Th variam entre 31 e 215 ppm (média 111ppm) e as razões mantêm-se sempre entre 1 e 0,1. Os maiores teores de U e Th são encontrados nas bordas e/ou cristais homogêneos, como sugerido pelo tom escuro das imagens de catoloduminescência. Os teores de U variam entre 570 e 2500 ppm (média 1360 ppm), enquanto os valores de Th variam entre 25 e 400 ppm (média 153 ppm). Por conta dos teores de U e Th, as razões também são variadas. Os núcleos herdados, em geral apresentam razões Th/U semelhantes às encontradas nos cristais tipicamente magmáticos nesta rocha, embora apresentem, na média, teores mais baixos de Th.

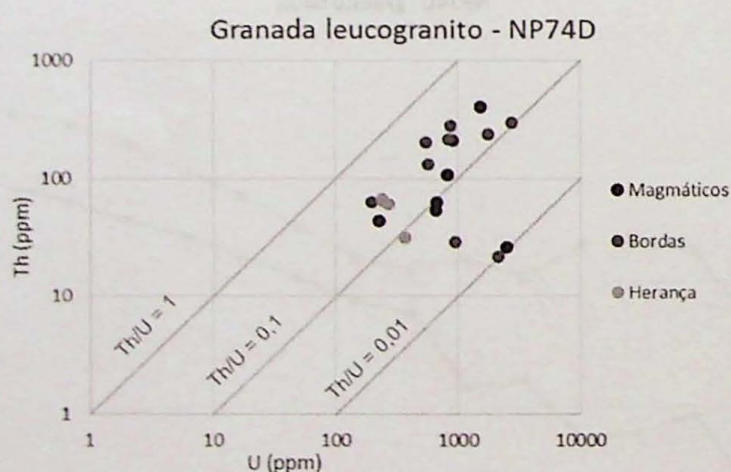


Figura 31 - Diagrama Th x U para os cristais de zircão do granito cinza (NP74C). Estão assinaladas também as linhas com razões Th/U = 1; 0,1 e 0,01.

Os teores de ETR nos cristais de zircão do leucogranito variam de 160 a 2200 ppm, semelhantes aos observados no granito cinza. A curva padrão de ETR para os cristais de zircão, normalizados pelo condrito, também é pouco inclinada (Fig. 32), mostrando pouco fracionamento entre os ETRL e ETRP [(Yb/Sm)_N = 9–48, porém com média de 18; Anexo VI).

O fracionamento entre os ETRL $[(\text{Sm}/\text{La})_N = 1-20]$ e entre os ETRP $[(\text{Lu}/\text{Gd})_N = 3-42]$ é bastante similar ao observado para os cristais de zircão da amostra de granito cinza. A principal diferença entre os padrões das duas amostras está na anomalia de Eu, que neste caso é negativa ($\text{Eu}^* < 1$) para todos os pontos analisados. Também é observada anomalia positiva discreta de Ce ($1 < \text{Ce}^* < 3$). Embora os padrões de ETR de todos os pontos sejam paralelos, ocorre uma variação dos teores de ETRL em quase duas ordens de grandeza.

À semelhança do que ocorre com os cristais herdados de zircão da amostra de granito cinza, os núcleos herdados apresentam padrão de ETR semelhante aos cristais mais jovens, também indicativo de processos de reequilíbrio.

As razões Nb/Ta variam de 0,9 – 2,6. Os teores de Y variam de 265 -1637 e os teores de P de 175 – 974.

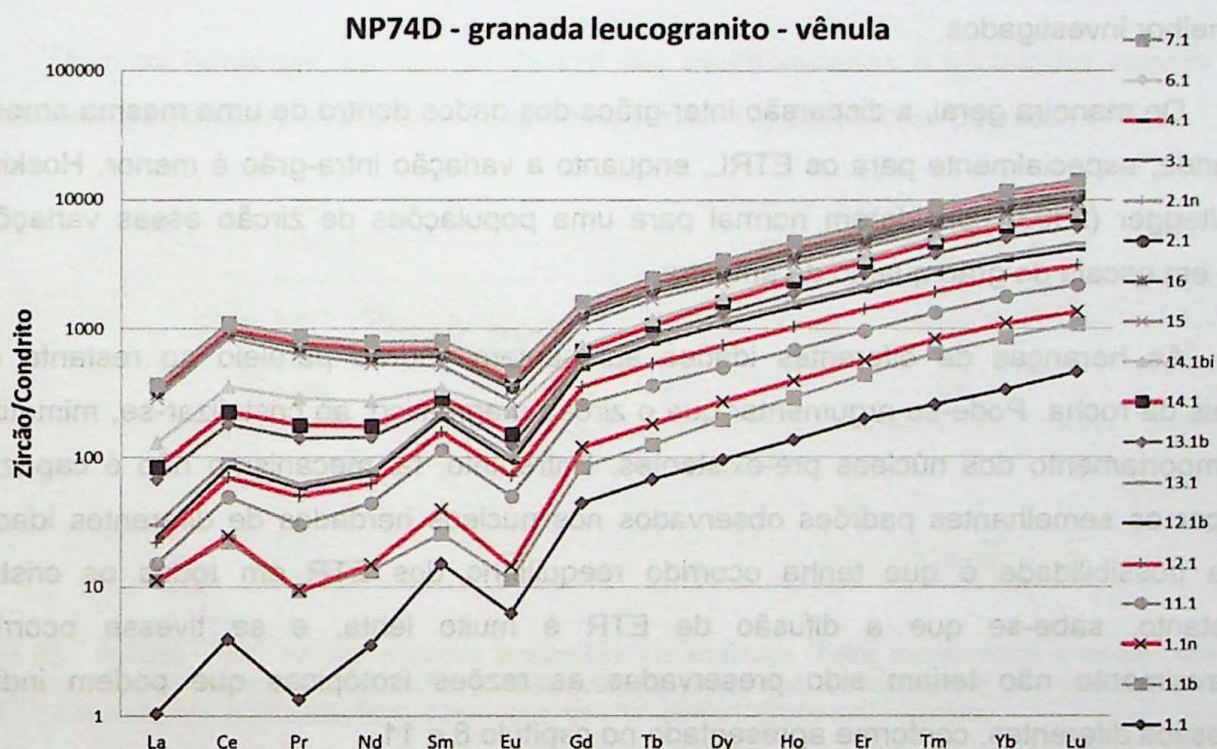


Figura 32 - Diagrama de elementos terras raras normalizados segundo valores de condrito, exibindo o padrão de fracionamento para os cristais de zircão do leucogranito (NP74D) analisado. Em vermelho estão destacados núcleos herdados.

Utilizando dois diagramas de fluxo propostos por Belousova *et al.* (2002) para estudo de proveniência de cristais de zircão, com base nos teores de elementos traço (diagrama 1: Lu, Ta, U, Hf, Ce*, Nb, Th/U; diagrama 2: Lu, Hf, Y, U e Yb), observa-se que para as duas amostras predominam cristais provenientes de rochas granitoides. Alguns cristais do leucogranito mostraram assinatura de proveniência de carbonatito e dolerito e no granito cinza apenas um cristal foi classificado como proveniente de magma dolerítico.

10.3 Discussões

Todos os cristais analisados apresentaram razões Th/U inferiores a 0,5, sendo que alguns cristais apresentaram razões inferiores 0,1, incluindo os núcleos herdados da amostra de granito cinza (NP74C), sendo estes últimos valores, geralmente associados à cristais metamórficos (Schaltegger et.al., 1999, Hoskin & Black, 2000, Rubatto, 2002).

As curvas padrão de ETR, normalizados pelo condrito, para os cristais de zircão das duas amostras analisadas são pouco inclinadas, com discreta anomalia de Ce, ficando a diferença entre as duas amostras na anomalia de Eu, levemente positiva para a amostra de granito cinza e negativa para a amostra do granito da vênula. A anomalia negativa de Eu é normalmente explicada pela cristalização conjunta do zircão e plagioclásio, no entanto a anomalia positiva não é característica comum em zircão. Os padrões observados são incomuns comparados àqueles apresentados na literatura como típicos para zircão magmático, mesmo em cristais onde as texturas internas sugerem esta origem, e precisam ser melhor investigados.

De maneira geral, a dispersão inter-grãos dos dados dentro de uma mesma amostra é grande, especialmente para os ETRL, enquanto a variação intra-grão é menor. Hoskin & Schaltegger (2003) consideram normal para uma populações de zircão essas variações, tanto em escala de grão quanto de amostra.

As heranças de diferentes idades apresentam padrão paralelo ao restante dos cristais da rocha. Pode-se argumentar que o zircão magmático, ao cristalizar-se, mimetizou o comportamento dos núcleos pré-existentes. Entretanto, tal mecanismo não é capaz de explicar os semelhantes padrões observados nos núcleos herdados de diferentes idades. Outra possibilidade é que tenha ocorrido reequilíbrio dos ETR em todos os cristais. Entretanto, sabe-se que a difusão de ETR é muito lenta, e se tivesse ocorrido, provavelmente não teriam sido preservadas as razões isotópicas que podem indicar processos diferentes, conforme apresentado no capítulo 8 e 11.

11. FONTE DO GRANITO NAZARÉ PAULISTA

O uso combinado da idade U-Pb e dados isotópicos de Hf possibilita discutir a fonte, gênese e evolução das rochas graníticas (e.g. Belousova *et al.*, 2006; Janasi *et al.*, 2016). Nesta seção serão apresentados os dados de ϵ_{Hf} obtidos neste trabalho, e que serão discutidos em conjunto com os dados apresentados em Martins *et.al.* (2016) para a amostra NP40F de granito cinza (+ vênula) do afloramento NP40, pois a autora deste TF é coautora do trabalho (Anexo III). As tabelas completas com os resultados obtidos encontram-se no Anexo V.

As razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ variam pouco para as três amostras (NP74C, NP74D e NP40F), como apresentado na figura 33. Os valores variam entre 0,281771 e 0,282264, sendo os menores valores, em geral, observados na amostra NP74D (leucogranito), que também apresenta a menor média (0,281951). A amostra NP40F apresenta as maiores razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$.

Dentre as heranças, as razões variam mais que para os cristais magmáticos. Os menores valores (ca. 0,28165) correspondem à heranças antigas, de 1,7 a 1,9 Ga. O maior valor obtido (0,282041) corresponde à herança de 1,1 Ga encontrada no granito cinza.

Os valores de ϵHf foram calculados com as idades concórdia obtidas para cada uma das amostras. Entretanto, para as heranças, utilizou-se as idades pontuais de cada cristal. Para os cristais magmáticos analisados, todos os valores de ϵHf são negativos e variam, em média, entre -11 a -14.

Para as heranças, os valores de ϵHf são muito variados e abrangem valores bem negativos, semelhantes aos cristais magmáticos (ca. -18) até valores positivos (+7).

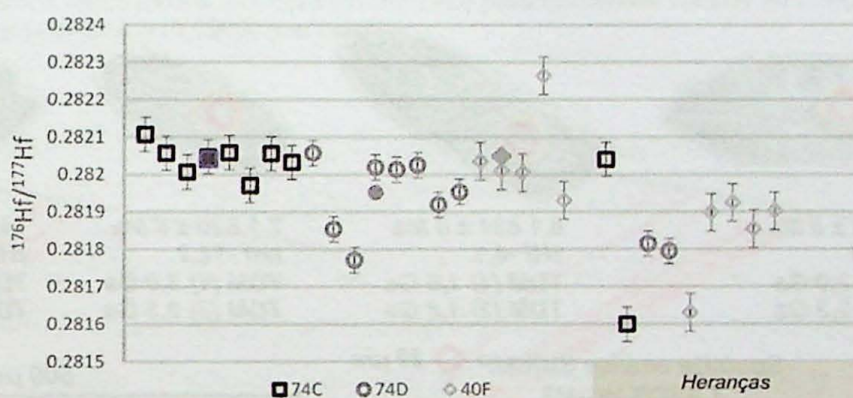


Figura 33 - Razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ das amostras analisadas. Os símbolos cheios representam a média para cada amostra, as barras representam o erro em cada medida. Notar que a maior parte dos cristais tem razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ semelhante, com exceção das heranças, que formam um grupo mais disperso.

Os valores de ϵHf encontrados nos cristais magmáticos são todos bem negativos e, portanto, de afinidade crustal. Para o granito cinza (NP74C) os valores são em média -12, com pouca variação. Para o leucogranito da vênula, os resultados são semelhantes aos obtidos para sua rocha hospedeira, entretanto, alguns cristais apresentam valores mais negativos e variados (-15 a -21). A Figura 34 mostra os cristais, pontos analisados, ϵHf e idades TDM calculadas para as amostras.

NP74C - Granito cinza - vênula



2.1 620 ± 11 Ma $\epsilon_{\text{Hf}} -9,7$ TDM (1) 1,8 Ga TDM (2) 2,1 Ga	3.1 629 ± 10 Ma $\epsilon_{\text{Hf}} -13,3$ TDM (1) 2,0 Ga TDM (2) 2,4 Ga	4.1 631 ± 15 Ma $\epsilon_{\text{Hf}} -11,5$ TDM (1) 1,9 Ga TDM (2) 2,2 Ga	6.1 636 ± 11 Ma $\epsilon_{\text{Hf}} -13,4$ TDM (1) 2,0 Ga TDM (2) 2,3 Ga	7.1 626 ± 11 Ma $\epsilon_{\text{Hf}} -11,6$ TDM (1) 1,9 Ga TDM (2) 2,2 Ga	10.1 634 ± 14 Ma $\epsilon_{\text{Hf}} -11,9$ TDM (1) 1,8 Ga TDM (2) 2,3 Ga
--	---	---	---	---	--

NP74D - Leucogranito - vênula



11.1 618 ± 11 Ma $\epsilon_{\text{Hf}} -12,8$ TDM (1) 2,0 Ga TDM (2) 2,3 Ga	13.1 639 ± 12 Ma $\epsilon_{\text{Hf}} -15,3$ TDM (1) 2,1 Ga TDM (2) 2,5 Ga	9.1 610 ± 10 Ma $\epsilon_{\text{Hf}} -13,2$ TDM (1) 2,0 Ga TDM (2) 2,3 Ga	8.1 624 ± 9 Ma $\epsilon_{\text{Hf}} -16,6$ TDM (1) 2,2 Ga TDM (2) 2,6 Ga	3.1 627 ± 9 Ma $\epsilon_{\text{Hf}} -21,8$ TDM (1) 2,4 Ga TDM (2) 2,9 Ga
--	--	---	--	--

NP40F - Granito cinza venulado



13.1 612 ± 8 Ma $\epsilon_{\text{Hf}} -13,1$ TDM (1) 2,0 Ga TDM (2) 2,3 Ga	6.1 631 ± 8 Ma $\epsilon_{\text{Hf}} -4,1$ TDM (1) 1,6 Ga TDM (2) 1,8 Ga	7.1 620 ± 8 Ma $\epsilon_{\text{Hf}} -12,2$ TDM (1) 2,0 Ga TDM (2) 2,3 Ga	14.1 633 ± 8 Ma $\epsilon_{\text{Hf}} -13,3$ TDM (1) 2,0 Ga TDM (2) 2,4 Ga
---	---	--	---

Spotsize análise SHRIMP ● 20 µm
LA-ICP-MC-MS ○ 40 µm

500 µm

Figura 34 - Imagens CL dos cristais de zircão analisados. Os círculos mostram os locais de análise. Idade TDM (1) utiliza razão $^{177}\text{Lu}/^{176}\text{Hf} = 0,0093$. Idade TDM (2) utiliza razão $^{177}\text{Lu}/^{176}\text{Hf} = 0,015$ (ver texto).

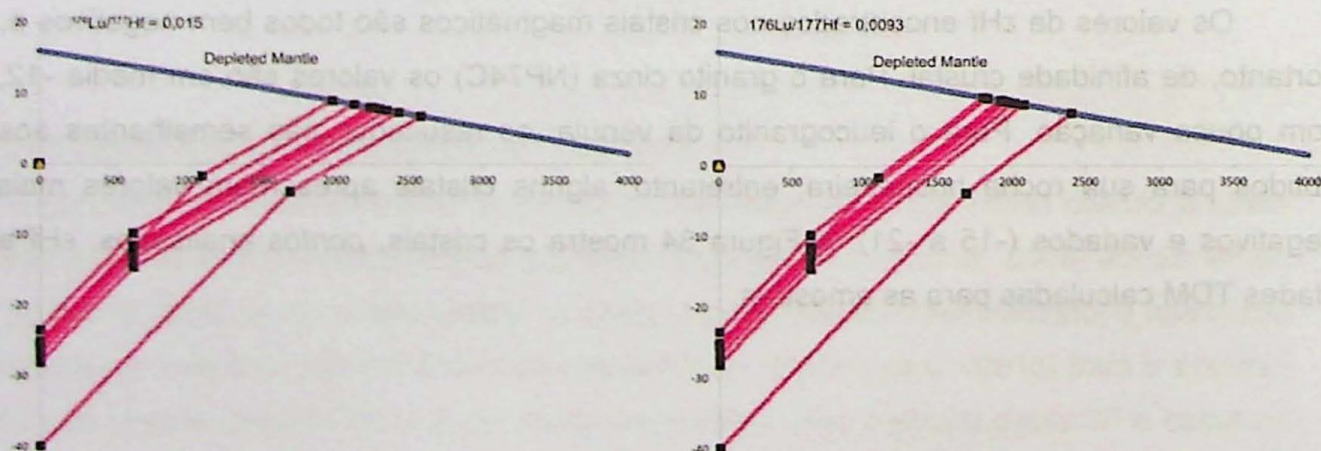


Figura 35 - Diagramas ϵ_{Hf} x idade para o granito cinza (NP74C) para diferentes valores de $^{177}\text{Lu}/^{176}\text{Hf}$ para crosta intermediária (0,015) e crosta félsica (0,0093) (ver texto).

Foram determinadas idades modelo-Hf com os valores $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ obtidos. Para o cálculo, dois valores para razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ foram utilizados, estimados para crosta félsica (0,0093) e crosta intermediária (0,015) (Vervoort e Patchett, 1996; Vervoort e Blichert-Toft, 1999). Os resultados estão apresentados nas figuras 35, 36 e 37 (respectivamente, amostras NP74C, 74D e 40F). De maneira geral, as idades para a razão 0,015 são ca. 300 – 400 Ma mais antigas.

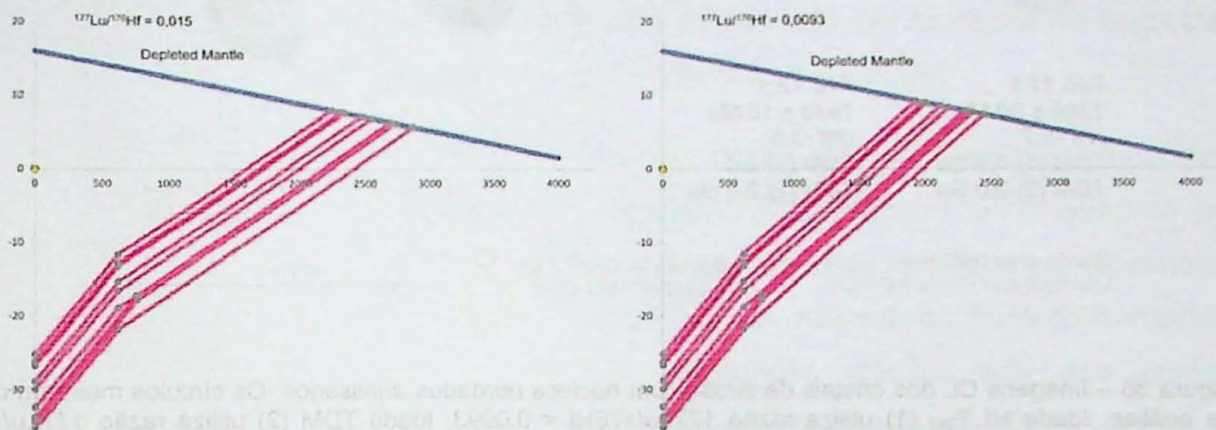


Figura 36 - Diagramas ϵHf x idade para o leucogranito (NP74D) para diferentes valores de $^{177}\text{Lu}/^{176}\text{Hf}$ para crosta intermediária (0,015) e crosta félsica (0,0093) (ver texto).

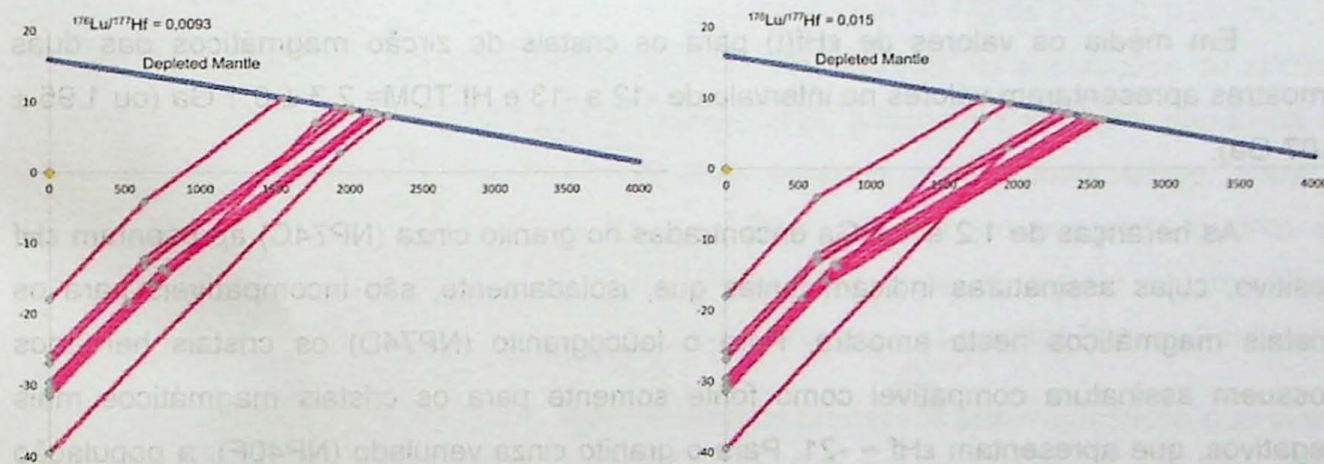


Figura 37 - Diagramas ϵHf x idade para o granito cinza com vênula (NP40F) para diferentes valores de $^{177}\text{Lu}/^{176}\text{Hf}$ para crosta intermediária (0,015) e crosta félsica (0,0093) (ver texto).

Para os cristais magmáticos, as idades T_{DM} determinadas são em média $2,3 \pm 0,1$ Ga ($^{177}\text{Lu}/^{176}\text{Hf} = 0,015$) ou $1,95 \pm 0,7$ Ga ($^{177}\text{Lu}/^{176}\text{Hf} = 0,0093$).

Para as heranças encontradas, observam-se dois conjuntos bem distintos. Para os cristais de zircão de idade paleo- a mesoproterozóica (1,95 a 1,27 Ga) os valores de ϵHf são pouco negativos (-2 a -4), com idades TDM variando entre 1,8 e 2,4 Ga (2,0 a 2,6 Ga com razão para crosta intermediária). Para os cristais neoproterozóicos (~0,78 Ga) os valores são fortemente negativos (~ -17) e semelhantes aos valores para os cristais de zircão

magmáticos. As idades TDM para esse grupo de herança é ca. 2,3 Ga (ou 2,7 Ga, para razão de crosta intermediária)

Heranças Paleo- a Mesoproterozoicas

Heranças Neoproterozoicas



Figura 38 – Imagens CL dos cristais de zircão com núcleos herdados analisados. Os círculos mostram os locais de análise. Idade Hf T_{DM} (1) utiliza razão $^{177}\text{Lu}/^{176}\text{Hf} = 0,0093$. Idade TDM (2) utiliza razão $^{177}\text{Lu}/^{176}\text{Hf} = 0,015$ (ver texto).

11.1 Discussões

Em média os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ para os cristais de zircão magmáticos das duas amostras apresentaram valores no intervalo de -12 a -13 e Hf TDM= 2.3 ± 0.1 Ga (ou 1.95 ± 0.07 Ga).

As heranças de 1,2 e 1,9 Ga encontradas no granito cinza (NP74C) apresentam ϵ_{Hf} positivo, cujas assinaturas indicam fontes que, isoladamente, são incompatíveis para os cristais magmáticos nesta amostra. Para o leucogranito (NP74D) os cristais herdados possuem assinatura compatível como fonte somente para os cristais magmáticos mais negativos, que apresentam $\epsilon_{\text{Hf}} \sim -21$. Para o granito cinza venulado (NP40F), a população de heranças possui assinatura isotópica que poderia ser compatível como fonte para os cristais magmáticos na amostra.

12. CONCLUSÕES

A idade de cristalização do granito cinza (NP74C), típico Nazaré Paulista, é de 625 ± 3 Ma. Essa idade é idêntica à anteriormente obtida por Janasi (1999). O granada leucogranito da vênula apresenta idade um pouco mais jovem, 619 ± 4 Ma, porém, dentro do erro, similar à do granito cinza. As duas idades obtidas são similares as idades de cristalização de fundidos anatóticos, recentemente obtidas, registradas em rochas da unidade granulítica, porção basal, da NSG (Rocha *et al.*, 2016). Caso a idade de

cristalização do leucogranito da vênula seja mais jovem que a do granito cinza, a hipótese de geração da vênula por fracionamento magmático, conforme proposto por Martins (2005), precisa ser revista.

Foram identificadas heranças de 1,9 e 1,2 Ga e ~790 Ma, já observados em zircão, datado pelo mesmo método, presente no granito cinza do afloramento vizinho (NP40). Nesse afloramento também foram identificadas heranças de 2,4, 2,0 e 1,7 Ga (Fig. 5, Anexo I). A herança de 780-790 Ma também já havia sido identificada em monazita do migmatito Nazaré Paulista, associado aos granitos estudados (Martins *et al.*, 2009).

Os dados de química de elementos traço no zircão revelaram padrões incomuns para zircão ígneo e metamórfico disponíveis na literatura. Diferem-se principalmente por apresentar pouco fracionamento para os ETRL, exibindo padrões planos, e principalmente pela ocorrência de anomalia positiva de Eu no granito cinza. Além disso, núcleos herdados, de diferentes idades, apresentam padrão de distribuição idêntico aos dos cristais magmáticos, em ambas as amostras. Esse padrão sugere reequilíbrio dos ETR nos cristais estudados, processo atípico devido à baixa difusão desses elementos.

Os valores de ϵ_{Hf} obtidos para os cristais magmáticos do granito cinza e do leucogranito variam no intervalo de -12 a -13, em média, com $\text{Hf } T_{\text{DM}}$ de $2,3 \pm 0,1\text{Ga}$ (ou $1,95 \pm 0,07\text{ Ga}$), indicativos de tempo de residência crustal elevado. As populações de zircões herdados paleo a mesoproterozoicas do granito cinza possuem ϵ_{Hf} pouco negativos e, isoladamente, não constituem fonte compatível para os cristais magmáticos. Para o leucogranito, ocorrem núcleos herdados com valores de ϵ_{Hf} tão negativos quanto os magmáticos, que também não constituem, sozinhos, a fonte para este magma. Tais observações sugerem a existência de mais de uma fonte para os granitos Nazaré Paulista.

A análise petrográfica revelou a ocorrência de processos pós-magmáticos que ainda não haviam sido descritos anteriormente, como texturas que indicam recristalização dinâmica em temperatura de 500 °C ou sob baixas taxas de deformação. O fato de ocorrerem em todas as litologias observadas no afloramento NP74 indicam ser um processo tardio à evolução dos granitos Nazaré Paulista.

13. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Andrade, S., Ulbrich, H.H., de Barros Gomes, C., Martins, L. (2014). Methodology for the Determination of Trace and Minor Elements in Minerals and Fused Rock Glasses with Lase Ablation Associated with Quadrupole Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-Q-ICPMS). *American Journal of Analytical Chemistry*, 5, 701 – 721.
- Barbey, P., Allé, P., Brouand M., Albarède, F. (1995). Rare-earth patterns in zircons from the Manaslu granite and Tibetan Slab migmatites (Himalaya): insights in the origin and evolution of a crustally-derived granite magma. *Chemical Geology*, 125, 1-17.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I. (2002). Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 602-622.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. (2006). Zircon crystal morphology, trace element signatures and hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from eastern Australian granitoids. *Journal of Petrology*, 47 (2), 329 – 353.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Fuck, R.A. (1999). From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22 (3), 155 – 166.
- Brown, M. (2001) Orogeny, migmatites and leucogranites: A review. *Journal of Earth System Science*, 110 (4), 313-336.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Artur, A.C., Silva, M.E., Machado, R., Dias Neto, C.M. & Fragozo Cesar, A.R. (1983). Geologia das Folhas Piracaia e Igaratá. In : 1a Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000. PRÓ-MINÉRIO, São Paulo, pp. 61-78.
- Campos Neto, M.C., Caby, R. (2000). Lower crust extrusion and terrane accretion in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil. *Tectonics*, 19, 669-687.
- Cioffi, C.R., Campos Neto, M.C., Möller, A., Rocha, B.C. (2016) Paleoproterozoic continental crust generation events at 2.15 and 2.08 Ga in the basement of the southern Brasília Orogen, SE Brazil. *Precambrian Research*, 275, 176 – 196.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P. (2003). Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53 (1), 469-500.
- Dedavid, B.A., Gomes, C.I., Machado, G. (2007). *Microscopia Eletrônica de Varredura – Aplicações e preparação de amostras: Materiais poliméricos, metálicos e semicondutores*. Porto Alegre: EDIPUCRS.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. (1992). *Rock-forming minerals: An Introduction*. Traduzido por Carlos Antônio Regêncio Macedo (2010). Fundação Calouste Gulbenkian.
- Faure, G., Mensing, T.M. (2005). *Isotopes: principles and applications*. (3ª ed.). New Jersey: John Wiley & Sons.
- Geraldes, M.C. (2010). *Introdução à Geocronologia*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia.
- Goldstein, J.I., Newbury, D.E., Echlin, P., Joy, D.C., Romig, A.D., Lyman, C.E., Fiori, C., Lifshin, E. (1992) *Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis – A Text for Biologists, Materials Scientists, and Geologists*. (2a ed.). New York and London: Plenum Press.
- Harley, S.L., Kelly, N.M., Möller, A. (2007). Zircon Behaviour and the Thermal Histories of Mountain Chains. *Elements*, 3, 25 – 30.

- Hoskin, P.W.O., Black, L.P. (2000). Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 423-439.
- Hoskin, P.W.O., Ireland, T.R. (2000) Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, 28 (7), 627 – 630.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U. (2003). The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53 (1), 27-62.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211, 47-69
- Janasi, V. A. (1999). *Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica*. Tese (Livre-docência). São Paulo: Instituto de Geociências, USP.
- Janasi, V.A., Martins, L., Vlach, S.R.F. (2005). Detailed field work in two outcrops of the Nazaré Paulista anatectic granite, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 35 (1), 99-110.
- Janasi, V.A., Andrade, S. Vasconcellos, A.C.B.C, Henrique-Pinto, R., Ulbrich, H. H.G.J. (2016) Timing and sources of granite magmatism in the Ribeira Belt, SE Brazil: Insights from zircon in situ U-Pb dating and Hf isotope geochemistry in granites from São Roque Domain. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 224 – 247.
- Jochum, K. P., Nohl, U., Herwig, K., Lammel, E., Stoll, B. and Hofmann, A. W. (2005). GeoReM: A New Geochemical Database for Reference Materials and Isotopic Standards. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 29: 333-338.
- Longerich, H. (2008). Laser ablation-ICP-MS in the earth sciences: current practices and outstanding issues. V. M. *Goldschmidt Conference*, v.18, 1-18. Vancouver.
- Ludwig, K.R. (2003) User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley, No. 4.
- Martins, L. (2005). *Geração e migração de magmas graníticos na crosta continental: Estudos de detalhe em granitos e migmatitos da região Nazaré Paulista (SP)*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP.
- Martins, L. Vlach, S.R.F., Janasi, V.A. (2009). Reaction microtextures of monazite: Correlation between chemical and age domains in the Nazaré Paulista migmatite, SE Brazil. *Chemical Geology*, 261, 271-285.
- Martins, L., Janasi, V.A., Vlach, S.R.F. (2015). Inherited monazite from Nazaré Paulista anatectic granite: implications for monazite age determinations and timing of high-grade metamorphism in the Socorro-Guaxupé Nappe (SE Brazil). *8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks*, Florianópolis. Book of abstracts.
- Nardi, L.V.S., Formoso, M.L.L, Müller, I.F., Fontana, E., Jarvis, K., Lamarão, C. (2013). Zircon/rock partition coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb, and Ta in granitic rocks: Uses for provenance and mineral exploration purposes. *Chemical Geology*, 335, 1 – 7.
- Passchier, C.W. e Trouw, R. A.J. (2005). *Microtectonics* (2ª ed.). Alemanha: Springer-Verlag, 366p.
- Patiño Douce, A.E. (1999). What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? *Geological Society, London, Special Publications* 1999, 168; 55 – 75.
- Pearce, N.J.G., Perkins, W.T., Westgate, J.A., Gorton, M.P., Jackson, S.E., Neal, C.R., Chenery, S.P. (1997). A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials.

- Reed, S.J.B. (2005). *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Rocha, B.C., Moraes, R., Möller, A., Cioffi, C.R., Jercinovic, M.J. (2016). Timing of anatexis and melt crystallization in the Socorro–Guaxupé Nappe, SE Brazil: Insights from trace element composition of zircon, monazite and garnet coupled to U-Pb geochronology. *Lithos* (in press).
- Rubatto, D., Williams, I.S., Buick, I.S. (2001). Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 458-468.
- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Isotope Geoscience*, 184, 123-138.
- Rubatto, D., Chakraborty, S., Dasgupta, S. (2013). Timescales of crustal melting in the Higher Himalayan Crystallines (Sikkim, Eastern Himalaya) inferred from trace element-constrained monazite and zircon chronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165, 349-372.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., Siga Júnior, O., Onoe, A.T., Souza, M.D.D. (2014). Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geologia USP. Série Científica*, 14(3), 3-18.
- Schaltegger, U., Fanning, C.M., Günther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K., Gebauer, D. (1999). Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 186 – 201.
- Söderlund, U., Patchett, P.J., Vervoort, J.D., Isachsen, C.E. (2004). The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 219 (3 – 4), 311 – 324.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S. M. (2002). The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, 24, 1861 – 1884
- Stern, R.A. (1997). The GSC Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determinations and performance evaluation. In: Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 10, Geological Survey of Canada, Current Research 1997-F, 1-31.
- Van Achterbergh, E., Ryan, C.G., Jackson, S.E., Griffin, W.L. (2001). Data reduction software for LA-ICP-MS: appendix. In: Sylvester, P.J. (Ed.), Laser Ablation-ICP-Mass Spectrometry in the Earth Sciences: Principles and Applications, *Mineralog. Assoc. Canada (MAC) Short Course Series*, Ottawa, Ontario, Canada, 29, 239– 243.
- Vervoort, J.D., Patchett, P.J. (1996). Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 60 (19), 3717 – 3733.
- Vervoort, J.D., Blichert-Toft, J. (1999). Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 63 (3 – 4), 533 – 556.
- Teixeira, A. W. (2015) *Depósitos orogênicos e bacia extensional: o embasamento metassedimentar e a cobertura da margem passiva no Orógeno Brasília Meridional*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP.

Wiedenbeck, M., Hanchar, J.M., Peck, W.H., Sylvester, P., Valley, J., Whitehouse, M., Kronz, A., Morishita, Y., Nasdala, L., Fiebig, J., Franchi, I., Girard, J.-P., Greenwood, R.C., Hinton, R., Kita, N., Mason, P.R.D., Norman, M., Ogasawara, M., Piccoli, P.M., Rhede, D., Satoh, H., Schulz-Dobrick, B., Skår, Ø., Spicuzza, M.J., Terada, K., Tindle, A., Togashi, S., Vennemann, T., Xie, Q. and Zheng, Y.-F. (2004). Further characterisation of the 91500 zircon crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28, 9-39.

ANEXO I



Figura 1 - Imagens de CL para os zircões datados na amostra NP74C. O círculo vermelho representa o local de análise. Estão apresentados também os teores de U e Th, em ppm, as razões Th/U medidas em cada ponto, idades obtidas e os valores de ϵ_{Hf} . Para idades inferiores a 1000Ma, utilizou-se a idade 206/238, para as superiores, utilizou-se a idade 207Pb/206Pb.

Nazaré Paulista - NP74D (mount SP330)



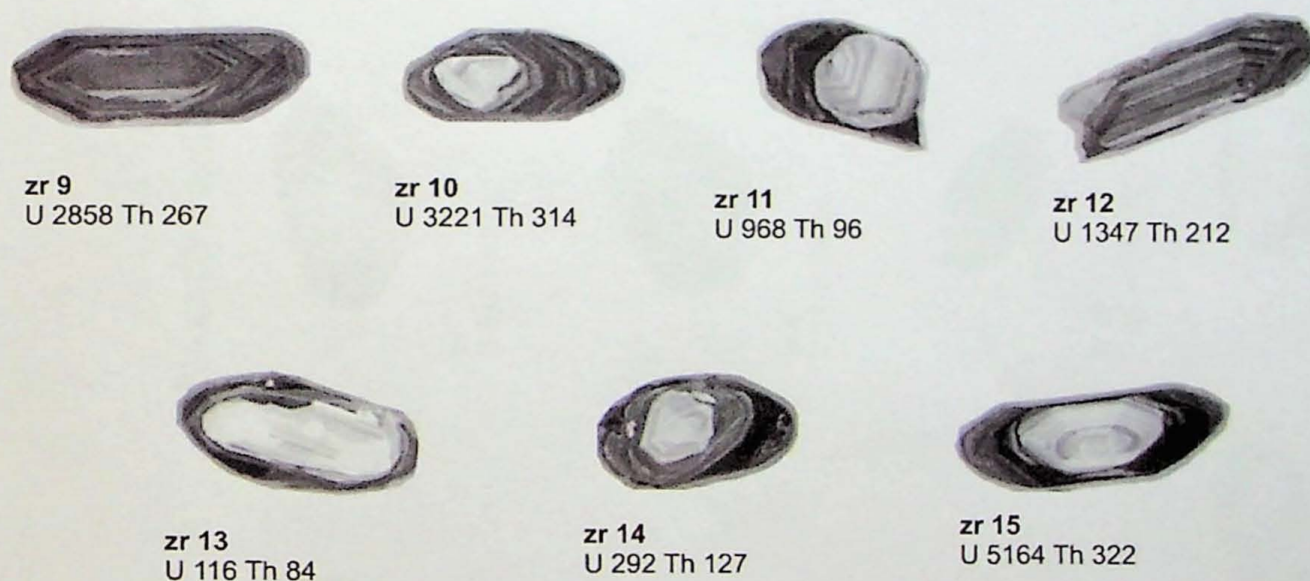
Figura 2 – Imagens CL para os zircões datados da amostra NP74D. O círculo vermelho representa o local de análise. Estão apresentados também os teores de U e Th, em ppm, as razões Th/U medidas em cada ponto, as idades obtidas e os valores de ϵ_{Hf} . Para idades inferiores a 1000Ma, utilizou-se a idade 206/238, para as superiores, utilizou-se a idade 207/206.

Nazaré Paulista - NP74U *Leucogranito - pegmatítico*



400um

Nazaré Paulista - NP74AD *Leucogranito com sillimanita*



300um

Figura 3 - Imagens CL para os zircões das amostra NP74AD e NP74U. Estão apresentados também os teores de U e Th, em ppm (dados não apresentados neste trabalho)

Nazaré Paulista - NP74AB *Grt-Bt-paragneisse*

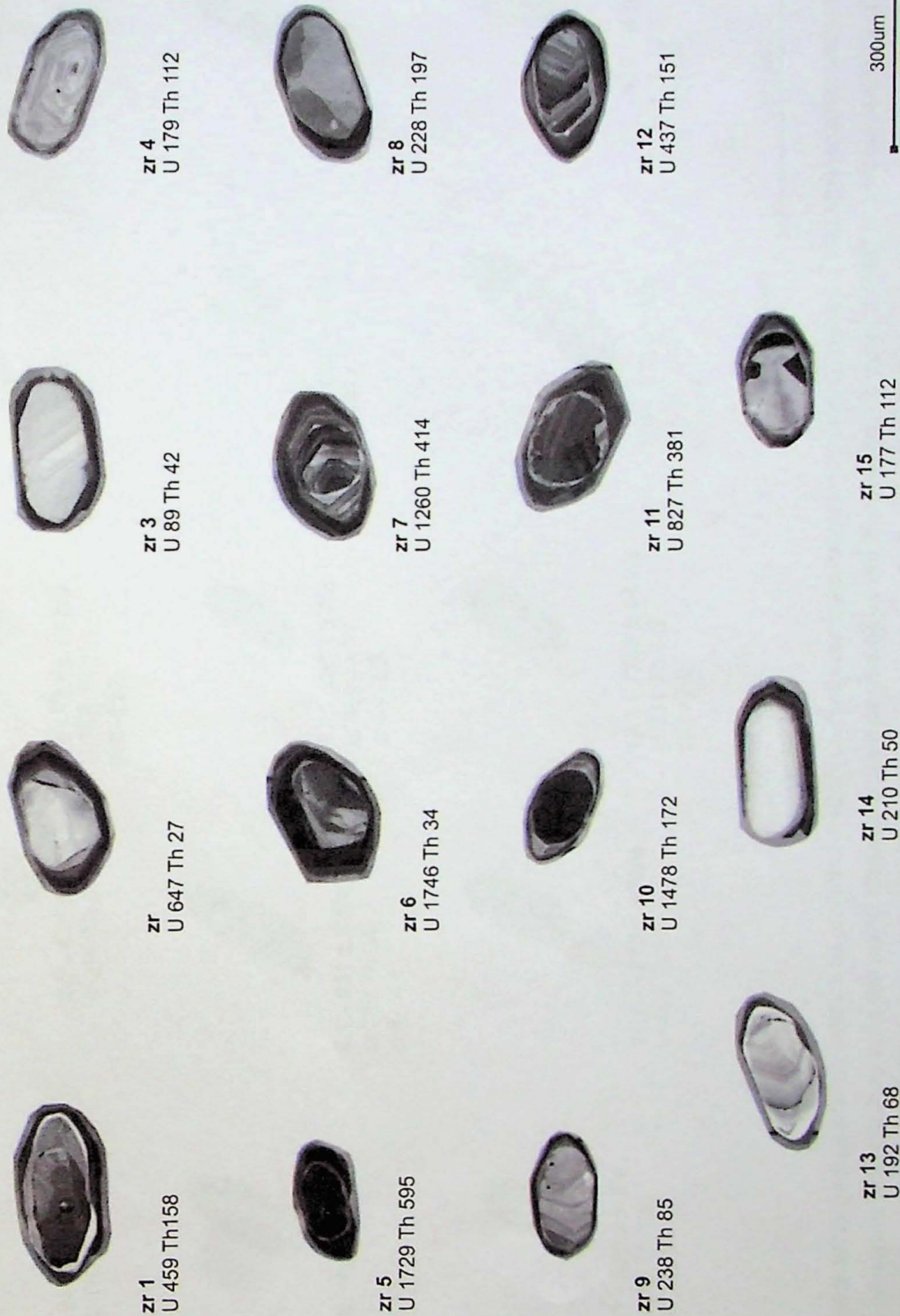


Figura 4 - Imagens CL para os zircões da amostra NP74AB. Estão apresentados também os teores de U e Th, em ppm, nos cristais analisados por LA-ICPMS (dados não apresentados deste trabalho).

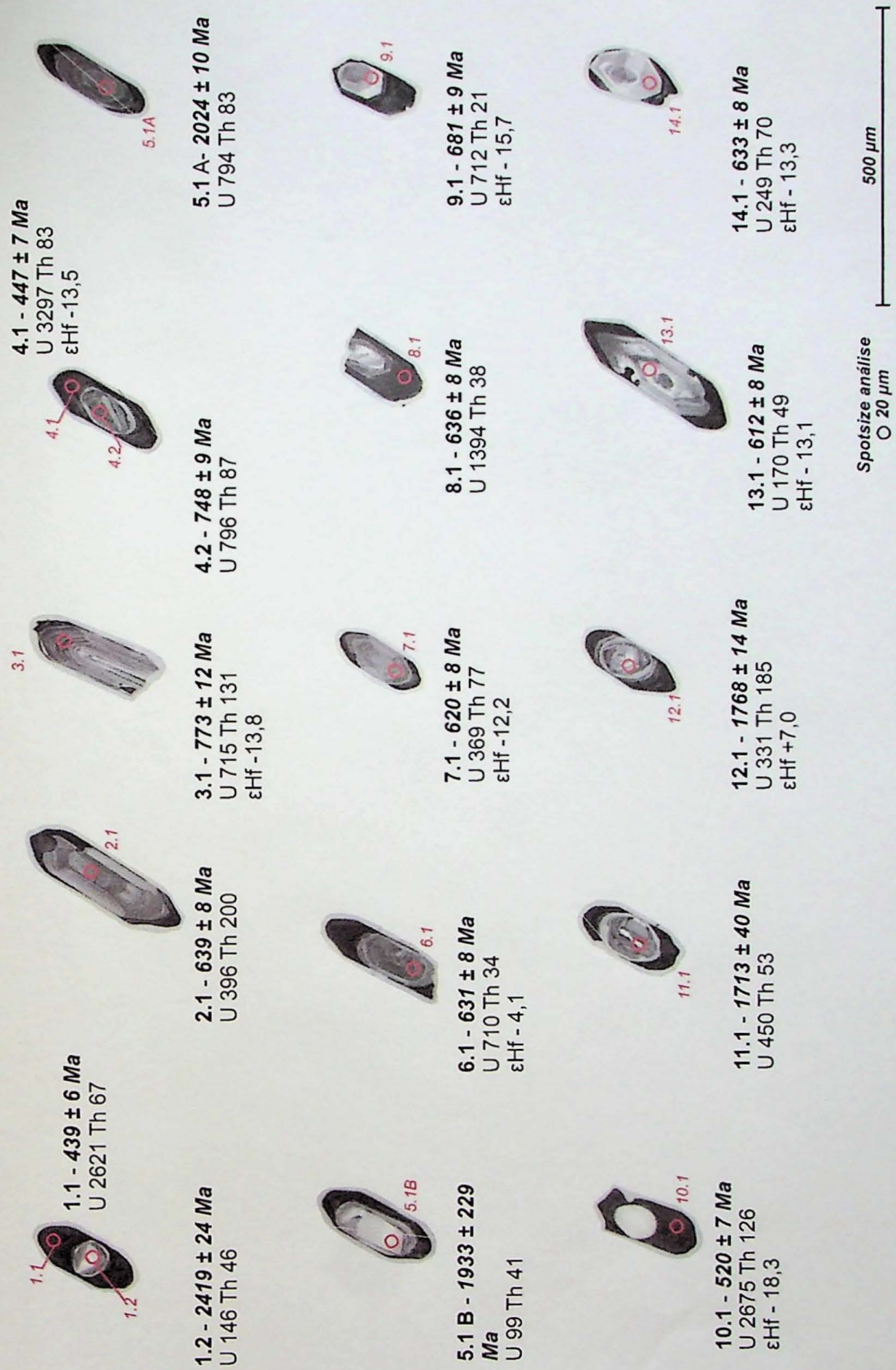


Figura 5 - Imagens de CL para os zircões datados na amostra NP40AF. O círculo vermelho representa o local de análise. Estão apresentados também os teores de U e Th, em ppm, as razões Th/U medidas em cada ponto, idades obtidas e os valores de εHf. Para idades inferiores a 1000Ma, utilizou-se a idade 206/238, para as superiores, utilizou-se a idade 207Pb/206Pb.

ANEXO II

Análises de química de elementos traço em zircão

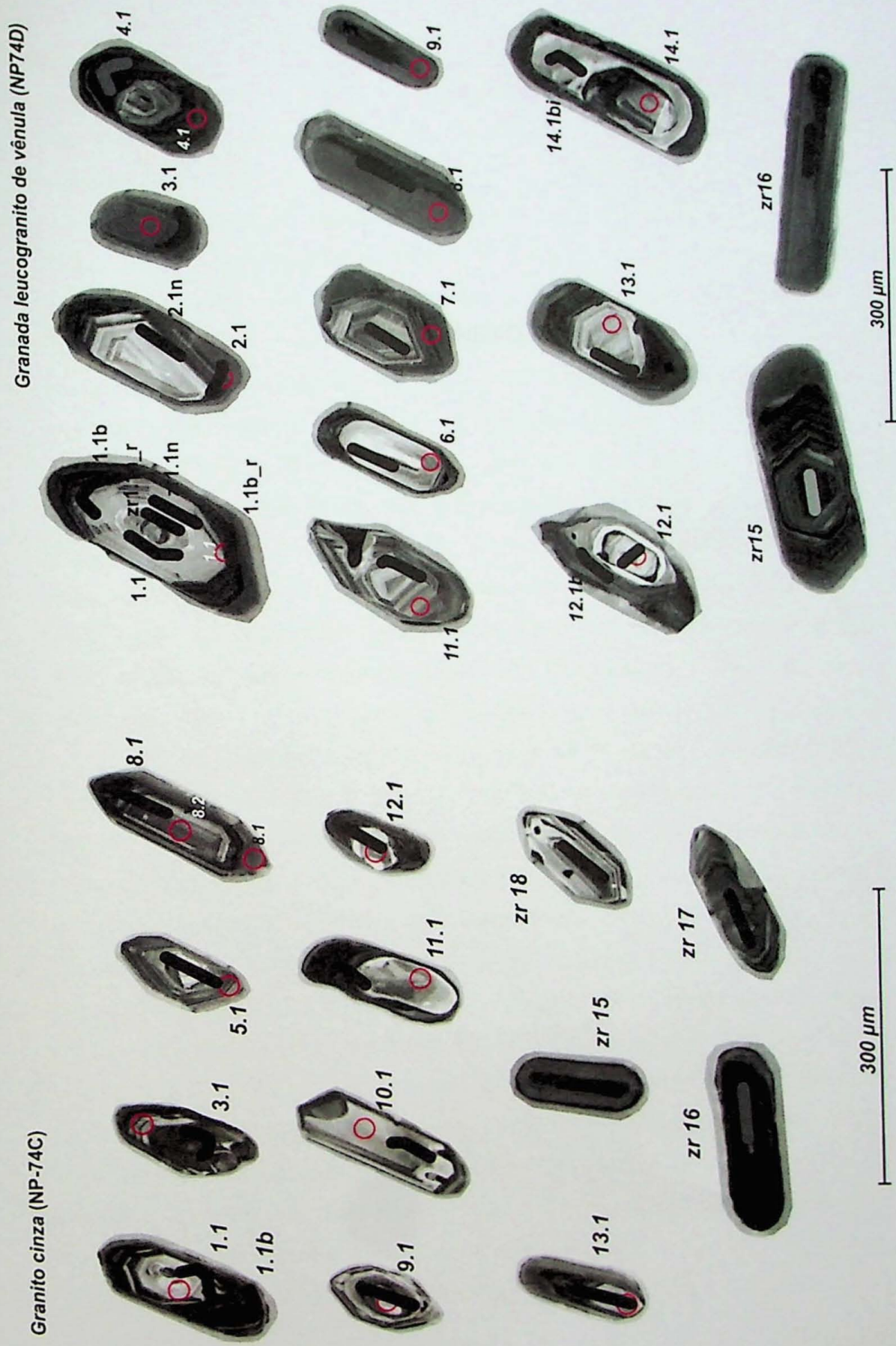


Figura 1 - Imagens CL para os zircões datados das amostras NP74C e NP74D. As linhas pretas representam os *rasers* de análise LA-ICPMS, com aproximadamente 25 μm de largura e 60 μm de comprimento.

ANEXO III

Zircão Herdado no Granito Anatótico Nazaré Paulista

Martins, L.1; Virmond, A.1; Janasi, V.A.1; Nunes, V.S. 1; Pescarini, T. ¹

¹Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo

Nos arredores do município de Nazaré Paulista (SP) afloram granitos anatóticos e migmatitos, em exposições extensas, tornando a região bastante favorável para estudos de geração e migração de magmas graníticos em crosta continental. A área está inserida na parte sul da Nappe Socorro-Guaxupé, um arco magmático neoproterozóico, e compreende rochas de sua porção intermediária, formada por granada-biotita paragneisses migmatíticos e granitos anatóticos associados. O granito Nazaré Paulista ocorre nesse contexto geológico e é bastante heterogêneo, com estruturas nebulíticas, *schlieren* de biotita, xenólitos de gnaiss, e apresenta duas fácies distintas: granada-biotita granitos cinza venulados e granada leucogranitos. O estudo de herança nesses granitos envolveu a obtenção de imagens de catodoluminescência e datação U-Pb idade e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ por SHRIMP. A morfologia dos cristais observada nas imagens é bastante variada e não tem relação clara com a distribuição de idades. A maioria dos cristais é prismática, embora ocorram populações onde as pirâmides são mais destacadas. A razão de alongação dos cristais varia entre 1:2 a 1:4. Com base nas texturas internas dos cristais e nas idades obtidas, foram definidos três conjuntos principais: (1) núcleos herdados, claros, com formatos angulosos e/ou com feições de corrosão e reabsorção, apresentando zoneamento oscilatório ou homogêneos, de baixo teor de U (331 - 794 ppm) e idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variáveis entre 2.4 e 1.7 Ga; (2) núcleos arredondados, com zoneamento oscilatório parcialmente preservado e bordas reabsorvidas, ou cristais tipicamente magmáticos com poucas feições de reação, com idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 680-800 Ma; (3) cristais com zoneamento oscilatório tipicamente magmático, com e sem núcleos herdados, com idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ no intervalo 639-613 Ma; a idade concórdia obtida para os seis cristais desse conjunto é de 629 ± 3 Ma. Preliminarmente, esta idade, que é similar, dentro do erro, à idade U-Pb TIMs obtida para monazita da mesma amostra, é interpretada como a idade de cristalização do granito. No entanto, a maior parte dos cristais analisados apresentam na catodoluminescência bordas escuras, homogêneas, com alto teor de U (3300 a 2600 ppm), com idades discordantes e mais jovens. Os cristais de zircão herdados testemunharam múltiplos eventos de geração de rocha registrados na áreas-fonte do granito Nazaré Paulista, e indicam eventos mais jovens no intervalo 800 - 680 Ma, também registrados em núcleos herdados de monazita presentes em migmatitos associados

ANEXO IV

Spot	ppm		Razões isotópicas (²⁰⁴ Pb corrigido)										Idades (Ma)				Discordância (%)
	U	Th	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	erro (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	erro (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	erro (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	erro (%)	correlação erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	erro σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	erro σ	
Granito cinza (NP74C) Idade concórdia 624.9±3.4 Ma																	
NP74C-2.1	609	33	0.06	9.90	1.9	0.05999	1.0	0.836	2.2	0.1010	1.9	0.88	620	11	603	23	-3
NP74C-3.1	714	303	0.44	9.75	1.7	0.06114	1.1	0.864	2.0	0.1025	1.7	0.83	629	10	644	24	+2
NP74C-4.1	133	35	0.27	9.73	2.5	0.06074	2.2	0.861	3.3	0.1028	2.5	0.75	631	15	630	47	-0
NP74C-5.1	707	174	0.25	9.94	1.9	0.06000	0.9	0.832	2.1	0.1006	1.9	0.89	618	11	604	20	-2
NP74C-6.1	1240	360	0.30	9.64	1.8	0.06053	1.3	0.866	2.2	0.1038	1.8	0.81	636	11	623	28	-2
NP74C-7.1	757	319	0.43	9.81	1.8	0.06027	1.5	0.847	2.4	0.1019	1.8	0.77	626	11	613	33	-2
NP74C-8.1	1476	21	0.01	9.73	2.2	0.06021	1.6	0.853	2.8	0.1028	2.2	0.81	631	13	611	34	-3
NP74C-13.1	378	93	0.25	9.96	1.8	0.06086	5.1	0.842	5.4	0.1004	1.8	0.34	617	11	634	110	+3
NP74C-8.2	561	242	0.45	9.86	1.9	0.06071	1.3	0.849	2.3	0.1014	1.9	0.83	623	11	629	27	+1
NP74C-10.1	237	53	0.23	9.68	2.4	0.06210	2.8	0.885	3.7	0.1033	2.4	0.64	634	14	678	60	+7
NP74C-1.1	252	83	0.34	10.10	1.9	0.06366	1.6	0.869	2.4	0.0990	1.9	0.77	609	11	730	33	+17
NP74C-9.1	285	106	0.38	6.13	2.9	0.08059	1.2	1.812	3.2	0.1631	2.9	0.92	974	26	1211	24	+21
NP74C-11.1	355	5	0.01	5.40	2.4	0.08288	1.5	2.118	2.8	0.1854	2.4	0.86	1096	24	1266	29	+15
NP74C-12.1	244	325	1.37	3.19	1.6	0.11947	0.9	5.162	1.8	0.3134	1.6	0.88	1757	25	1948	16	+11

Tabela 1 - Dados geocronológicos da amostra NP74C. Em negrito, os dados utilizados para cálculo da idade concórdia; em itálico as heranças encontradas. Obtidos por SHRIMP.

Spot	ppm			Razões isotópicas (²⁰⁴ Pb corrigido)								Idades (Ma)						
	U	Th	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	erro (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	erro (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	erro (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	erro (%)	correlação erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	erro 1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	erro 1 σ	Discordância (%)	
Granada leucogranito - vênula (NP74D) Idade concórdia 618.6±3.7 Ma																		
NP74D-7.1	560	183	0.34	9.89	2.0	0.06042	2.2	0.842	3.0	0.1011	2.0	0.67	621	12	619	48	-0	
NP74D-11.1	387	120	0.32	9.94	1.9	0.06004	2.4	0.833	3.1	0.1006	1.9	0.61	618	11	605	53	-2	
NP74D-13.1	246	67	0.28	9.59	2.0	0.06041	1.4	0.868	2.4	0.1042	2.0	0.82	639	12	618	30	-4	
NP74D-3.1	739	29	0.04	9.79	1.5	0.06023	0.9	0.848	1.7	0.1022	1.5	0.86	627	9	612	19	-3	
NP74D-8.1	747	26	0.04	9.84	1.5	0.06026	1.2	0.844	1.9	0.1016	1.5	0.78	624	9	613	26	-2	
NP74D-9.1	700	42	0.06	10.07	1.7	0.05962	0.9	0.816	1.9	0.0993	1.7	0.87	610	10	590	20	-4	
NP74D-10.1	836	31	0.04	10.25	2.3	0.06003	1.4	0.808	2.7	0.0976	2.3	0.85	600	13	604	30	+1	
NP74D-14.1	345	81	0.24	7.72	2.4	0.06483	1.2	1.158	2.7	0.1295	2.4	0.90	785	18	769	25	-2	
NP74D-4.1	1674	540	0.33	9.19	1.6	0.06125	0.8	0.919	1.8	0.1088	1.6	0.89	666	10	648	17	-3	
NP74D-12.1	152	47	0.32	7.77	2.9	0.06525	2.0	1.158	3.5	0.1287	2.9	0.83	780	22	782	41	+0	
NP74D-2.1	791	37	0.05	11.23	9.7	0.05932	8.4	0.728	12.8	0.0890	9.7	0.75	550	51	579	183	+5	
NP74D-5.1	1094	317	0.30	10.27	10.8	0.06165	5.0	0.828	11.9	0.0974	10.8	0.91	599	62	662	107	+10	
NP74D-6.1	285	77	0.28	10.24	2.6	0.06210	2.6	0.836	3.7	0.0977	2.6	0.71	601	15	678	55	+12	
NP74D-1.1	191	65	0.35	9.62	1.7	0.06251	1.5	0.896	2.2	0.1039	1.7	0.74	637	10	692	32	+8	

Tabela 2 - Dados geocronológicos da amostra NP74D. Em negrito, os dados utilizados para cálculo da idade concórdia; em itálico as heranças encontradas. Obtidos por SHRIMP.

ANEXO V

Spot	U-Pb Age	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	± 2 se	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	± 2 se	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	e Hf(0)	e Hf (T1)	Hf T (DM) Ga	
	(T1, Ma)		*10^-6		*10^-6				(T1)	interm.
NP74C - granito cinza										
2.1	624	0.282109	30	0.00015	13.5	0.282107	-23.45	-9.76	2128	1837
4.1	624	0.28206	32	0.00026	6.7	0.282057	-25.18	-11.55	2240	1927
3.1	624	0.282014	35	0.00058	7.7	0.282007	-26.81	-13.31	2350	2017
10.1	624	0.282051	29	0.00029	8.7	0.282048	-25.50	-11.87	2261	1944
8,1	624	0.282063	28	0.00037	16.3	0.282059	-25.07	-11.48	2236	1924
8.2	624	0.281978	44	0.00059	8.6	0.281971	-28.08	-14.58	2430	2081
7.1	624	0.282061	39	0.00042	6.5	0.282056	-25.14	-11.58	2242	1929
6.1	624	0.28204	32	0.00061	2.5	0.282033	-25.89	-12.40	2294	1971
média		0.282047		0.00041		0.282042	-25.64	-12.07	2273	1954
NP74C - granito cinza - heranças										
11.1	1091	0.282049	41	0.00040	14	0.282041	-25.57	-1.70	1980	1807
12.1	1687	0.281645	52	0.00144	28.5	0.281599	-39.86	-3.93	2581	2407
NP74D - granada leucogranito										
1.1	618	0.282059	41	0.00009	0.5	0.282058	-25.23	-11.66	2242	1928
6.1	618	0.281857	61	0.00032	11.8	0.281853	-32.36	-18.89	2694	2294
3.1	618	0.281777	54	0.00053	15.9	0.281771	-35.17	-21.80	2874	2440
4.1	618	0.282025	49	0.00047	2.7	0.282019	-26.42	-13.01	2327	1997
9.1	618	0.282016	42	0.00027	10.8	0.282013	-26.72	-13.23	2341	2008
11.1	618	0.282029	62	0.00039	2.5	0.282025	-26.27	-12.82	2315	1987
13.1	618	0.281958	59	0.00036	7.9	0.281954	-28.80	-15.34	2473	2115
8.1	618	0.281926	48	0.00064	19.4	0.281919	-29.92	-16.57	2550	2177
média		0.281956		0.000383		0.281951	-28.86	-15.41	2477	2118
NP74D - granada leucogranito - heranças										
14.1	759	0.281801	51	0.00045	6.5	0.281795	-34.33	-17.83	2737	2356
12.1	751	0.281819	53	0.00029	3.8	0.281815	-33.72	-17.31	2699	2323

Tabela 1 - Dados isotópicos Lu-Hf para as amostras NP74C e NP74D, obtidos por LA-MC-ICPMS

ANEXO VI

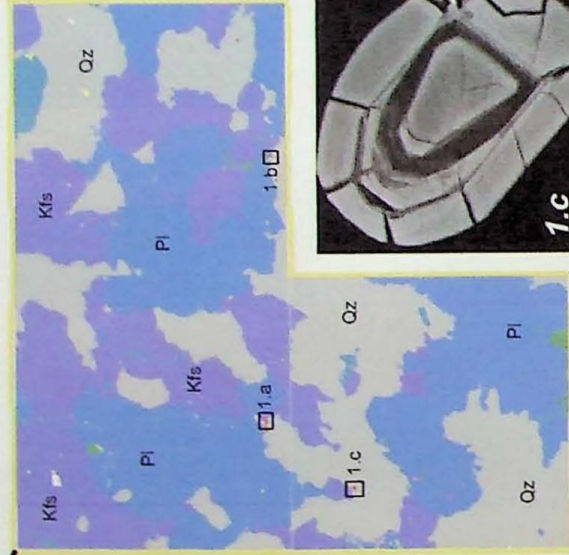
Amostra	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D
Cristal	zr1.1	zr1.1b	zr1.1b_r	zr1.1n	zr1.1n_r(74D)	zr11.1	zr12.1	zr12.1b	zr13.1	zr13.1b	zr14.1	zr14.1bi	zr15	zr16
La	0.382	3.75	4.57	<0.066	2.08	1.44	2.52	0.87	2.16	13.95	6.08	16.85	57.22	8.8
Ce	3.76	17.68	30.36	2.09	12.52	23.82	20.36	13.16	12.33	79.78	45.13	117.62	469.41	63.38
Pr	0.182	1.1	3.83	<0.085	1.06	2.9	2.68	1.05	0.73	10.65	5.19	14.93	48.09	9.07
Nd	2.51	6.94	16.02	1.18	3.94	20.99	13.2	7.88	4.3	44.92	23.39	71.1	181.75	47.84
Sm	3.49	2.49	6.01	3.15	2.71	17.27	9.99	10.84	4.06	8.97	7.35	11.38	39.53	21.45
Eu	0.54	0.44	1.35	0.26	0.58	3.11	2	1.68	0.93	1.93	2.29	6.71	4.12	5.7
Gd	14	13	12	11	12	43	29	44	16	11	26	20	101	48
Tb	4.0	3.3	4.9	3.3	3.3	11	9.9	14	4.4	3.3	9.8	5.8	30	12
Dy	37	38	46	28	26	87	95	123	38	52	120	54	210	99
Ho	12	13	13	8.5	8.3	26	30	36	13	24	41	17	53	28
Er	50	61	57	32	35	97	113	135	52	116	167	67	162	112
Tm	9	14	13	7	7	18	21	26	10	31	32	13	27	21
Yb	84	129	123	60	65	169	190	209	93	323	284	117	214	189
Lu	18	24	23	10	13	31	35	40	18	58	51	21	37	34
Hf	8578	11618	13699	9827	9603	9494	9398	9578	8866	15114	12637	12052	11281	10065
Y	364	442	472	262	265	774	897	1106	402	817	1262	550	1637	913
P	221	226	233	164	175	315	379	368	222	499	266	225	974	273
Ta	0.66	1.2	1.4	0.73	0.59	1.1	1.5	1.3	0.68	2.5	1.8	1.4	1.8	1.1
Nb	1.03	1.6	1.3	0.98	0.84	1.9	1.9	3.3	0.97	2.4	3.4	2.4	3.6	2.0
Pb(total)	108	303	553	97	86	243	129	366	106	1145	426	328	1167	388
Th	64	62	25	43	47	200	60	214	67	26	106	53	296	276
U	243	665	1306	224	186	545	271	842	239	2493	825	657	2784	865
Eu*	0.24	0.24	0.48	0.14	0.32	0.35	0.36	0.23	0.35	0.59	0.50	1.37	0.20	0.54
Ce*	3.33	2.04	1.70	b.d.	1.98	2.72	1.84	3.24	2.29	1.53	1.88	1.74	2.10	1.66
Th/U	0.26	0.09	0.02	0.19	0.25	0.37	0.22	0.25	0.28	0.01	0.13	0.08	0.11	0.32
Nb/Ta	1.6	1.3	0.9	1.3	1.4	1.8	1.3	2.6	1.4	1.0	1.9	1.7	2.0	1.8
ETR(total)	237	327	352	166	190	547	571	661	269	777	818	547	1629	694
(Lu/Gd)N	10.4	15.3	14.9	7.8	8.8	5.8	9.7	7.4	8.8	42.4	15.7	8.5	3.0	5.8
(Sm/La)N	14.5	1.1	2.1	b.d.	2.1	19.0	6.3	19.9	3.0	1.0	1.9	1.1	1.1	3.9
(Lu/Gd)N	10.4	15.3	14.9	7.8	8.8	5.8	9.7	7.4	8.8	42.4	15.7	8.5	3.0	5.8
(Sm/La)N	14.5	1.1	2.1	b.d.	2.1	19.0	6.3	19.9	3.0	1.0	1.9	1.1	1.1	3.9

Amostra	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D	NP74D
Cristal	zr2.1	zr2.1n	zr3.1	zr4.1	zr6.1	zr7.1	zr8.1	zr9.1				
La	7.69	<0.086	1.88	2.8	3.94	5.63	43.47	48				
Ce	42.36	3.07	19.86	34.93	39.19	58.12	518.97	530.75				
Pr	4.9	<0.100	2.56	4.93	4.88	8.27	104.04	49.14				
Nd	18.97	2.89	15.04	32.35	24.46	40.35	574.45	244.75				
Sm	8.46	3.82	4.76	9.16	6.14	14.24	129.47	67.56				
Eu	1.41	0.65	1.47	1.77	2.15	4.35	53.36	24.03				
Gd	32	14	16	12	12	37	117	105				
Tb	9.7	4.1	5.9	4.0	3.0	8.3	21	25				
Dy	88	37	46	55	26	71	174	188				
Ho	26	12	12	23	7.5	20	48	45				
Er	100	47	48	121	30	75	184	153				
Tm	20	9	12	29	7	14	34	26				
Yb	164	85	119	284	69	119	287	214				
Lu	29	17	24	55	14	22	51	35				
Hf	9893	8597	13082	15917	11351	9618	12072	13183				
Y	801	369	414	766	254	669	1520	1383				
P	274	161	278	411	132	294	613	756				
Ta	1.1	0.55	1.0	2.6	1.5	0.8	1.7	1.5				
Nb	2.3	0.91	1.6	1.8	1.5	2.1	3.1	3.4				
Pb(total)	360	83	411	930	171	251	1660	782				
Th	209	62	29	22	31	132	235	399				
U	906	194	939	2129	369	571	1772	1543				
Eu*	0.26	0.27	0.51	0.52	0.76	0.58	1.32	0.87				
Ce*	1.62	b.d.	2.12	2.20	2.09	2.00	1.81	2.56				
Th/U	0.23	0.32	0.03	0.01	0.09	0.23	0.13	0.26				
Nb/Ta	2.2	1.7	1.7	0.7	1.0	2.6	1.8	2.3				
ETR(total)	551	237	327	667	247	493	2287	1731				
(Lu/Gd)N	7.1	9.5	11.8	37.1	9.4	4.7	3.5	2.7				
(Sm/La)N	1.7	b.d.	4.0	5.2	2.5	4.0	4.7	2.2				
(Lu/Gd)N	7.1	9.5	11.8	37.1	9.4	4.7	3.5	2.7				
(Sm/La)N	1.7	b.d.	4.0	5.2	2.5	4.0	4.7	2.2				

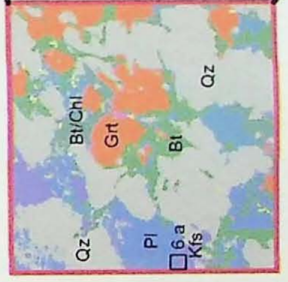
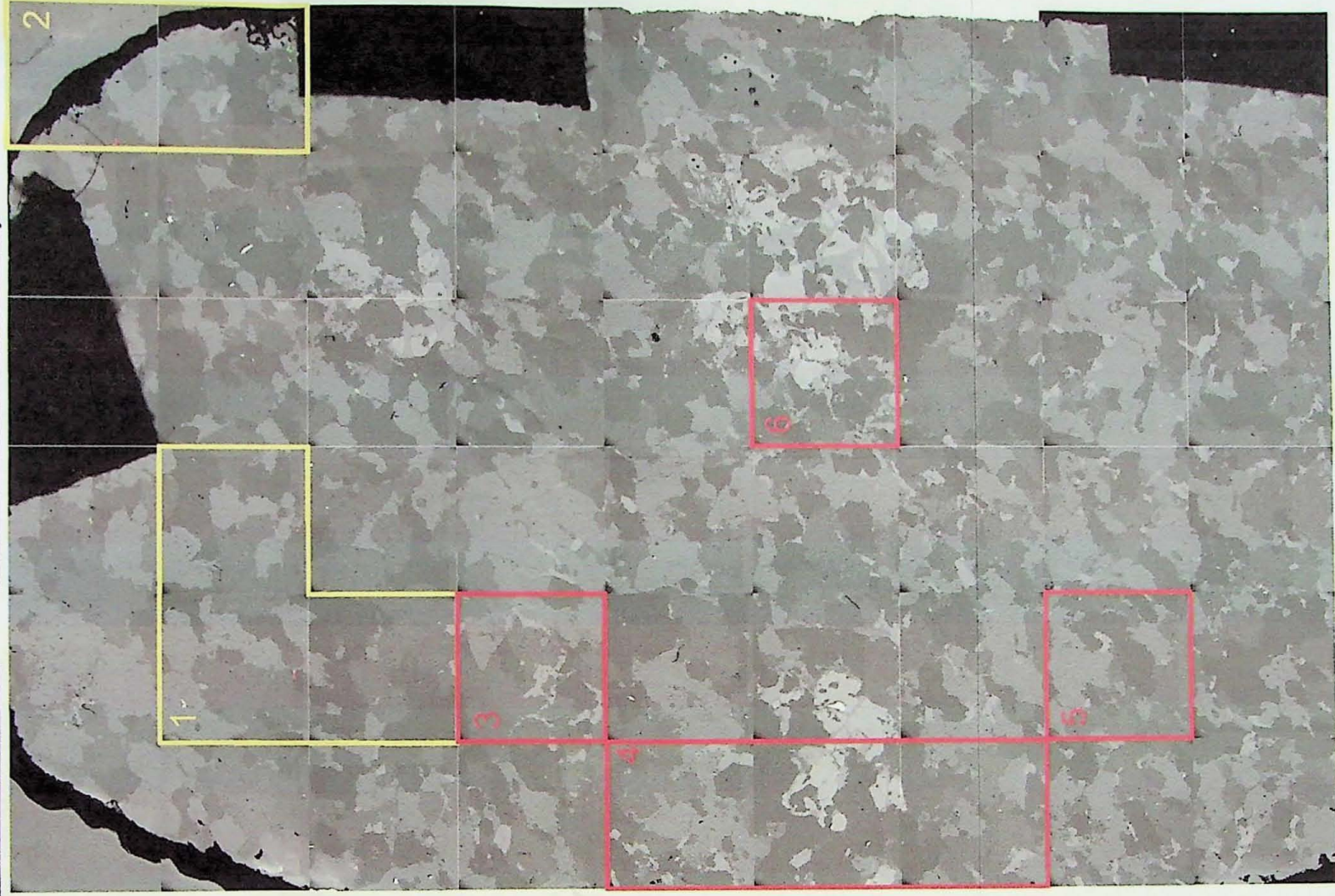
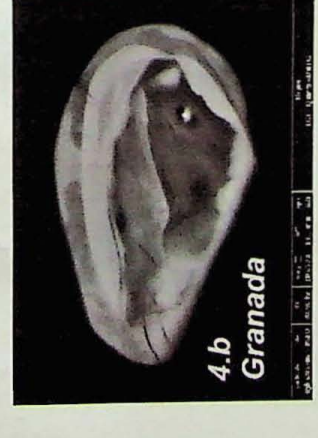
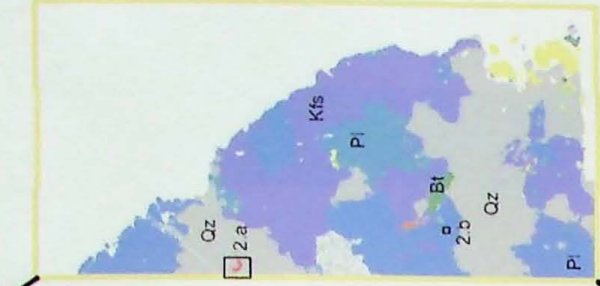
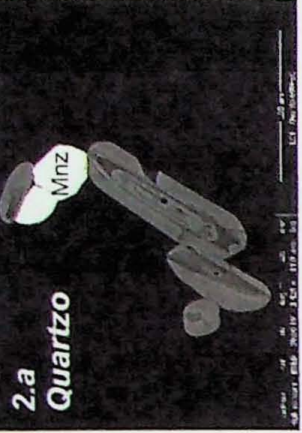
Tabela 1 - Continuação

ANEXO VII

Análise textural de zircão em seção delgada



2.b Plagioclásio

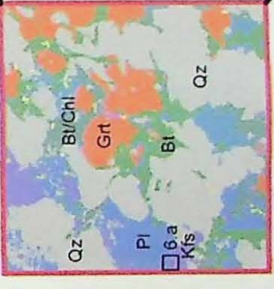
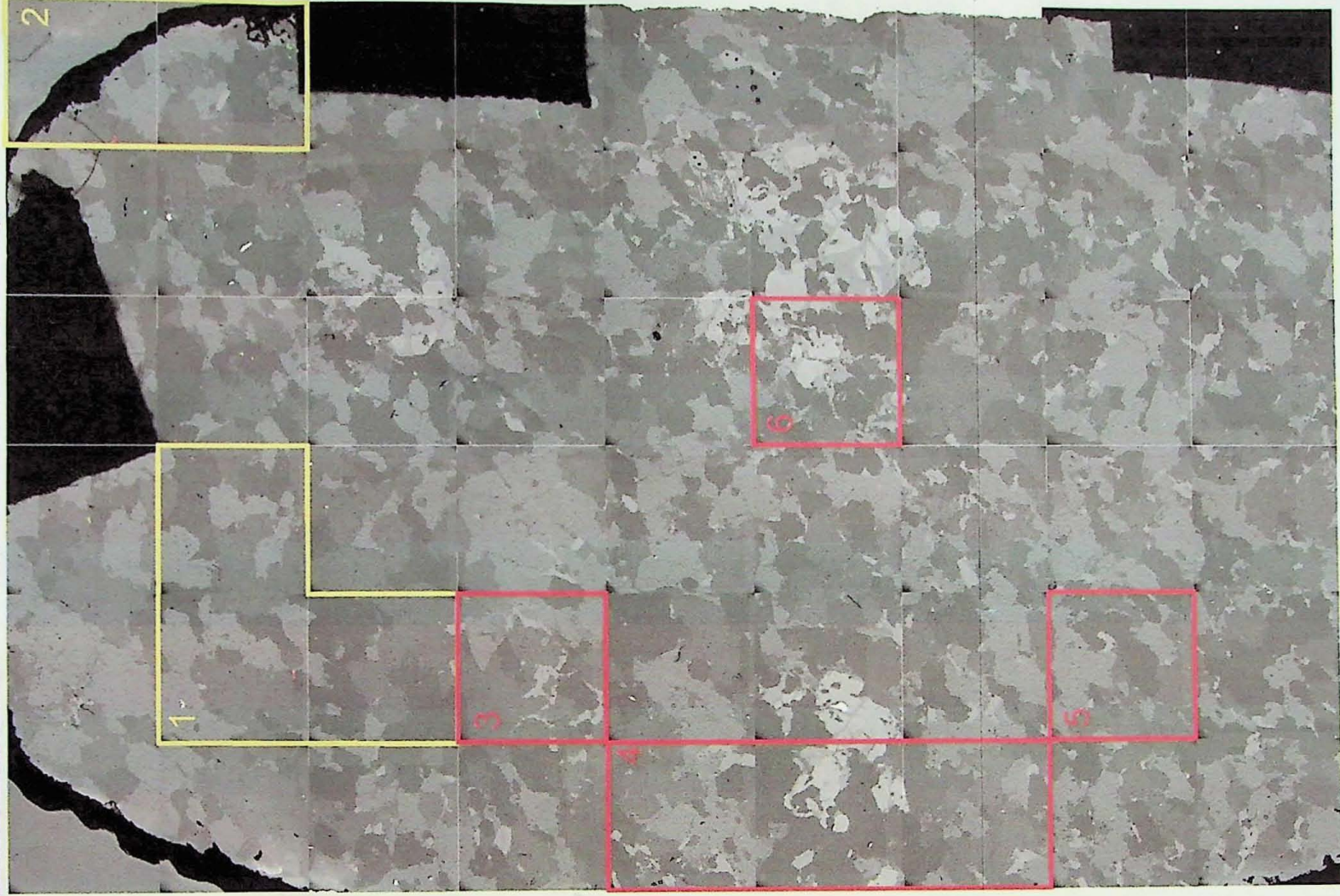
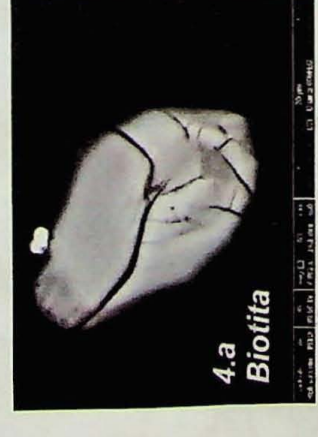
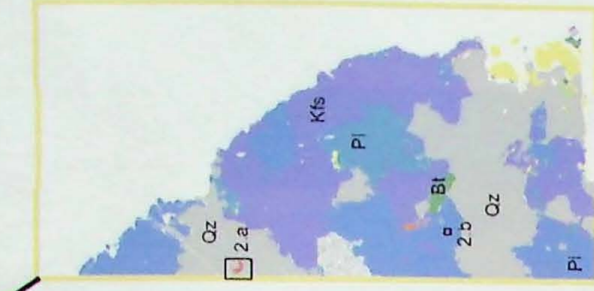
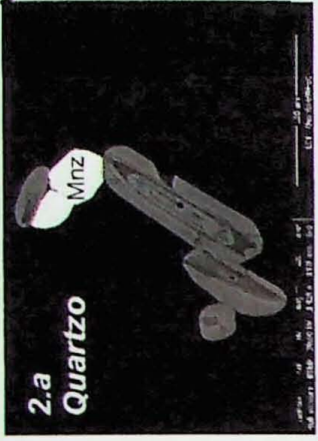
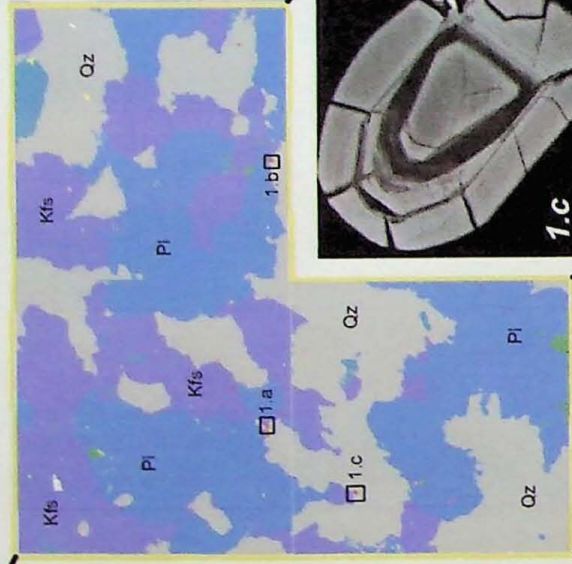


NP74D

Legenda MLA

Zircão	Quartzo	Xenotímio	Clorita
Apatita	Plagioclásio	Granada	Muscovita
Monazita	K feldspato	Biotita	Desconhecido

Análise textural de zircão em seção delgada



Legenda MLA

Zircão	Quartzo	Xenotímio	Clorita
Apatita	Plagioclásio	Granada	Muscovita
Monazita	K feldspato	Biotita	Desconhecido

