UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**IDADE, DURAÇÃO E CONDIÇÕES P-T DO METAMORFISMO DE
TEMPERATURA ULTRA-ALTA, ANATEXIA E CRISTALIZAÇÃO DE
FUNDIDO NA NAPPE SOCORRO-GUAXUPÉ**

Brenda Chung da Rocha

Orientador: Prof. Dr. Renato Moraes

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
2016

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

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

Rocha, Brenda Chung da

Idade, duração e condições P-T do metamorfismo de temperatura ultra-alta, anatexia e cristalização de fundido na Nappe Socorro-Guaxupé. / Brenda Chung da Rocha. - São Paulo, 2016.

215 p.: il.

Tese (Doutorado): IGc/USP

Orient.: Moraes, Renato

1. Fusão parcial 2. Cristalização de fundido 3. Monazita 4. Zircão 5. Orógeno Brasília I. Título

“A um quilômetro dali havia um morro com grande desbarrancado — a "barreira", como se dizia no sítio.

O Visconde levou-os para lá. Diante da barreira, parou e sorriu.

Os meninos entreolharam-se. Não compreendiam que o Visconde encontrasse matéria para sorriso num barranco feio como todos os mais.

— Que gosto é esse, Visconde? — perguntou Emília.

— Ah, o sorriso que tenho nos lábios é um sorriso geológico — o sorriso de quem sabe, olha, vê e compreende. Este barranco é para mim um livro aberto, uma página da história da terra na qual leio mil coisas interessantíssimas”.

O Poço do Visconde (Monteiro Lobato)

AGRADECIMENTOS

À FAPESP, que viabilizou o desenvolvimento deste trabalho através dos projetos de pesquisa FAPESP (13/04007-0 e 10/11152-8), bolsa de doutorado no país (12/22380-7) e no exterior (14/05563-6).

Ao CNPq, pelos oito primeiros meses de bolsa de doutorado no país (142028/2012-6).

Ao meu orientador Renato Moraes, por todo o apoio, participação, paciência, incentivo, confiança e por me dar todas as condições necessárias para o desenvolvimento da minha pesquisa. Me faltam palavras para expressar toda a gratidão que tenho por tudo o que você fez e ainda faz por mim, muito obrigada!

Ao Prof. Andreas Möller (*The University of Kansas, USA*), meu orientador do estágio de pesquisa no exterior, pelo enorme aprendizado e todo apoio dado durante o ano que passei no Kansas. E pelos comentários e sugestões essenciais no desenvolvimento do meu trabalho.

Ao Prof. Michael J. Jercinovic (*University of Massachusetts, USA*), quem me ensinou a enxergar a monazita com outros olhos.

Ao Prof. Mario da Costa Campos Neto, pela motivação, pelas inúmeras discussões a respeito do meu tema de trabalho e por todo o conhecimento que adquiri sobre o Orógeno Brasília. E prometo que um dia vou publicar um trabalho de Lima Duarte.

Ao Prof. Valdecir de Assis Janasi, pela contribuição no desenvolvimento deste trabalho com valiosas discussões e sugestões.

Aos funcionários da Pedreira Santa Terezinha, especialmente Edna e o técnico Luciano, por permitirem a coleta de amostras e por todo o apoio dados durante os trabalhos de campo.

A todos os professores do IGc-USP, por todos esses anos de convívio, em especial: Adriana Alves, Lucelene Martins, Gergely Szabó, Silvio Vlach, Renato Paes de Almeida.

A todos os funcionários do IGc-USP, em especial: Vasco Loios (CPGeo), sempre muito prestativo, por me ensinar todas as etapas de separação mineral; Samuel (Samuca), pela enorme boa vontade e prontidão em preparar dezenas de peneiras descartáveis, o que garantiu que minhas amostras não fossem contaminadas por zircões alheios; Sandra Andrade e Vinícius Martins, pelo apoio durante as análises de ICP-MS; Marcos Mansueto e Leandro Moraes, pelo suporte durante as análises de microsonda eletrônica; José Paulo Sertek, pelo apoio dado durante a preparação de amostras no LTA; Angélica (Óptica) pelo enorme carinho e apoio durante os vários meses que passei no microscópio; Paulinho e Luís (Laminação); Henrique e Claudionor (Gráfica); Brenda, Érica e Estela (Biblioteca) pelo convívio intenso na etapa final do meu trabalho.

A geóloga e amiga Sheila Schuindt (LCT, Poli-USP), pela enorme eficiência durante a aquisição de imagens BSE.

A todos da Universidade do Kansas que contribuíram tanto com a aquisição e tratamento de dados, como em discussões a respeito do meu tema em seminários: Josh Feldman, Jeff Oalman, Maggie Sochko, Heather Shinogle, Noah McLean, Douglas Walker.

Aos queridos amigos e colegas da pós que a Geologia me proporcionou e que fizeram parte desta etapa: Thaís Nogueira Hyppolito, Maurício Guerreiro dos Santos, Dante Bianchi, Vinícius Tieppo Meira, Leandro Coutinho, Bruna Borges Carvalho, Renato Henrique-Pinto, Filipe Isquierdo, Bernardo Tavares, Pedro Reis, Bruno Boito Turra, Rafael Bittencourt, Laísa Batista, Fabiana Santos, Ana Maciel, Victor Maurer, Luana Florisbal, Natasha Marteleto, Fabio Brentan, Juliana Livi, André Pires, Felipe Justino, Rafael Motta, Gabriela Frugis, Claudio Mora, Glaucia Barreto, Maurício Pavan.

Aos meus companheiros de sala: Laísa de Assis Batista, Vidyã Almeida, Alexander Gimenez, Fernanda Reverte, Andres Salazar, Johann Santiago Torres, obrigada por me aturar!

A toda a minha família, em especial à minha mãe Mel por todo o apoio dado durante esta jornada (até para o campo em Alfenas você foi!), pelo amor, carinho, motivação e incentivo em todas as etapas da minha vida.

Também não poderia deixar de agradecer o apoio constante da minha sogra Marisa e de toda a família Satt Rodrigues.

Não foi nada fácil conciliar a maternidade com o doutorado, mas felizmente pude contar com o apoio de inúmeras pessoas ao longo desta jornada, desde amigos, familiares, e a comunidade do IGc-USP (alunos, professores e funcionários), que seria impossível listar aqui todos os nomes. Então, um agradecimento geral para todos que me ajudaram, segurando a Manuela no colo enquanto eu terminava de preparar uma amostra, descrever uma lâmina, etc, muito obrigada gente!!

Ao Cauê Rodrigues Cioffi, pela enorme contribuição e participação intensiva em todas as etapas deste trabalho, pelas inúmeras discussões sobre o tema, pelo seu contagiante entusiasmo com a Geologia, pela motivação constante na minha vida, e por tudo o que vivemos juntos nesses últimos anos. De todas as nossas aventuras, a Manuela é sem dúvida a melhor de todas, amo vocês de todo o coração.

RESUMO

A *Nappe* Socorro-Guaxupé (NSG) representa um arco magmático neoproterozóico intensamente erodido, desenvolvido na margem ativa da Placa Paranapanema. A NSG está localizada no Orógeno Brasília Sul, que registra a colisão Ediacarana entre a Placa Paranapanema e o paleocontinente São Francisco, relacionado com a aglutinação do Gondwana Ocidental. A NSG expõe uma seção espessa (ca. 10 km) de crosta inferior, composta predominantemente por granulitos e migmatitos, e por intrusões de charnockito-granito de alto-K cálcio-alcálinos que registram um expressivo magmatismo sin-colisional. A evolução temporal dos eventos de fusão parcial, metamorfismo de temperatura ultra-alta e cristalização de fundido da NSG é acessada através de um estudo integrado envolvendo técnicas de datação *in-situ* de zircão e monazita, análise textural detalhada, geotermobarometria, geoquímica de elementos-traço em fases acessórias e fases metamórficas principais, geoquímica de rocha-total e isótopos de Sr-Nd em dois afloramentos-chave na região de Alfenas (MG): Pedreira Alfenas (Unidade Metatexítica) e Pedreira Santa Terezinha (Unidade Granulítica). Cinco episódios distintos de geração de monazita foram reconhecidos em migmatitos com granada $\pm$ ortopiroxênio na Unidade Metatexítica. A monazita registra idades progressivas de ca. 631 ± 4 Ma anteriores ao evento de fusão parcial, definindo assim um limite máximo de idade para o metamorfismo de fácies granulito na NSG. Monazita relacionada com apatita registra os estágios iniciais de descompressão a ca. 628 ± 4 Ma. O crescimento abundante de zircão e monazita registra um evento de cristalização de fundido prolongado entre ca. 630-600 Ma, com crescimento episódico em ca. 625 Ma, ca. 615 Ma e ca. 608 Ma a 790-680 °C, baseado em termometria de Ti-em-zircão. O desenvolvimento de bordas de monazita ricas em Y e ETRP em ca. 600 Ma marcam os estágios finais de cristalização de fundido, concomitante com o consumo parcial de granada e crescimento extenso de biotita ao longo da trajetória retrometamórfica. Recristalização tardia promovida pela infiltração de fluidos é registrada em bordas de monazita ricas em Th em ca. 590 Ma. Idades de cristalização ígneas dos protólitos dos granulitos félsicos e granada granulitos se situam entre ca. 730-640 Ma, e são equivalentes ao intervalo de idades obtidos em xenocristais de zircão herdados dos leucossomas das Unidades Metatexítica e Granulítica, e são interpretadas como sendo o período de magmatismo de arco pré-colisional, com duração de pelo menos 90 m.y. As idades concordia de ca. 655-650 Ma obtidas nos granulitos félsicos e granada granulitos (Unidade Granulítica) refletem o principal período de magmatismo de arco pré-colisional. As condições de pico metamórfico foram determinadas a ca. 1030 °C a 11,7 kbar em megacristais de granada e ortopiroxênio dentro de leucossoma da Unidade Metatexítica e a ca. 900 °C a 12 kbar em granada granulito da Unidade Granulítica, o que caracteriza o metamorfismo de temperatura ultra-alta sin-colisional na NSG, aqui estabelecido em ca. 630-625 Ma. Magma basáltico pode ter atuado como importante fonte de calor adicional durante o metamorfismo de temperatura ultra-alta, dada a ocorrência de rochas máficas intrusivas sin-metamórficas nas proximidades dos leucossomas charnockítico (com ortopiroxênio) e com hornblenda na Unidade Granulítica. Padrões de ETR contrastantes nestes leucossomas fornecem evidência para a presença de fundidos fracionados (maior abundância de ETR e anomalia negativa de Eu) e cumulos (menor abundância de ETR e anomalia positiva de Eu). As rochas estudadas apresentam evidência isotópica de participação de fontes mantélicas enriquecidas em sua origem, pois retrabalhamento crustal envolvendo crostas arqueanas ou paleoproterozóicas mais antigas não foram reconhecidas até o presente momento.

ABSTRACT

The Socorro-Guaxupé Nappe (SGN) consists of a deeply eroded Neoproterozoic magmatic arc, developed at the active margin of Paranapanema Plate. The SGN is located within the southern Brasília Orogen, that records the Ediacaran collision between the Paranapanema Plate and the São Francisco paleocontinent, related to the assembly of western Gondwana. The SGN exposes a thick section (*ca.* 10 km) of the lower crust, mainly composed of granulites and migmatites, and by widespread high-K calc-alkaline charnockite-granite intrusions that record the syn-collisional magmatism. The timing of partial melting, ultra-high temperature (UHT) metamorphism and melt crystallization in the SGN is constrained by an integrated study involving zircon and monazite in-situ dating techniques, detailed textural analysis, geothermobarometry, trace element geochemistry in accessory phases and main metamorphic minerals, whole-rock geochemistry and Sr-Nd isotopes in two key outcrops in the Alfenas region (MG): Alfenas Quarry (Metatexite Unit) and Santa Terezinha Quarry (Granulite Unit). Five monazite growth episodes are recognized in (orthopyroxene)-garnet-bearing migmatites within the Metatexite Unit. Monazite preserves prograde growth ages of *ca.* 631±4 Ma prior to the partial melting event, providing an upper age limit for the granulite-facies metamorphism in the SGN. Apatite-related monazite records the initial stages of decompression at *ca.* 628±4 Ma. Abundant zircon and monazite growth records a protracted melt crystallization event between *ca.* 630-600 Ma, with episodic growth in *ca.* 625 Ma, *ca.* 615 Ma e *ca.* 608 Ma at 790-680 °C, based on Ti-in-zircon thermometry. The development of Y+HREE-rich monazite rims documents the final stages of melt crystallization, concomitant to retrograde garnet breakdown and extensive biotite growth along the retrograde metamorphic path. Late recrystallization promoted by fluid infiltration is recorded by Th-rich monazite rims at *ca.* 590 Ma. Igneous crystallization ages from protoliths of the felsic and garnet granulites range from *ca.* 730-640 Ma, similarly to the age range of inherited xenocrystic zircon cores from leucosomes in both Metatexite and Granulite Units, and are interpreted to constrain the pre-collisional arc magmatism lasting for at least 90 m.y. The concordia ages of *ca.* 655-650 Ma obtained from the felsic and garnet granulites (Granulite Unit) reflect the main period of pre-collisional arc magmatism. Peak metamorphic conditions were attained at a *ca.* 1030 °C a 11.7 kbar, recorded by (orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome within the Metatexite Unit, and at *ca.* 900 °C, 12 kbar recorded by garnet granulites within the Granulite Unit, which characterizes the syn-collisional UHT metamorphism in the SGN, here established in *ca.* 630-625 Ma. Basaltic magma underplating could be a potential heat source for UHT metamorphism, given the occurrence of syn-metamorphic mafic rocks in close spatial relation to in-situ hornblende- and orthopyroxene-bearing leucosomes within the Granulite Unit. Contrasting REE patterns in these leucosomes provide evidence for the presence of both fractionated melt (higher REE abundance and negative Eu anomaly) and cumulates (lower REE abundance and positive Eu anomaly). Studied samples from the Granulite Unit show isotopic evidence for enriched-mantle sources in their origin, as crustal recycling involving either Archean or Paleoproterozoic older crust have not been recognized yet.

Sumário

1. Introdução	1
1.1 Localização e acessos	2
1.2 Objetivos	2
1.3 Estrutura da tese	3
1.4 Referências bibliográficas	4
2. Revisão bibliográfica sobre a temática abordada	7
2.1 Anatexia e reações de fusão	7
2.1.1 Reações de fusão envolvendo água em excesso (water-saturated melting reactions)	9
2.1.2 Reações de fusão envolvendo muscovita em presença de água	10
2.1.3 Reações de fusão sem água em excesso (water-undersaturated melting reactions)	11
2.1.3.1 Reações de fusão envolvendo muscovita	11
2.1.3.2 Reações de fusão envolvendo biotita	11
2.1.3.3 Reações de fusão envolvendo hornblenda	15
2.1.4 Reações de fusão anidra (dry melting reactions)	16
2.2 Migmatitos: definição, nomenclatura e classificação	16
2.3 Investigação dos processos de fusão parcial através da assinatura geoquímica e geocronologia de fases acessórias	23
2.4 Referências bibliográficas	26
3. Contexto geológico regional	35
3.1 Orógeno Brasília Meridional	35
3.2 <i>Nappe</i> Socorro-Guaxupé	37
3.3 Referências bibliográficas	40
4. Materiais e métodos	47
4.1 Trabalhos de campo	47
4.2 Análise textural macroscópica e microscópica	47
4.3 Química mineral através de microsonda eletrônica	48
4.4 Geotermobarometria	48
4.5 Geoquímica de rocha-total	49
4.6 Geoquímica isotópica Rb-Sr e Sm-Nd em rocha-total	50
4.7 Geoquímica de elementos-traço em fases acessórias e fases metamórficas principais	51
4.8 Geocronologia U-Pb em zircão através de LA-ICP-MS	52
4.8.1 Separação mineral	52
4.8.2 Catação manual e confecção dos mounts	53
4.8.3 Imageamento dos mounts por CL (catodoluminescência)	53
4.8.4 Datação U-Pb em zircão através de LA-ICP-MS	53
4.9 Geocronologia U-Th-Pb e geoquímica de elementos-traço em monazita através de microsonda eletrônica (EPMA)	54

4.10 Referências bibliográficas	54
5. Unidade Metatexítica da <i>Nappe</i> Socorro-Guaxupé	57
5.1 Resumo	57
6. Unidade Granulítica da <i>Nappe</i> Socorro-Guaxupé	58
6.1 Resumo	58
7. Discussão	60
7.1 Evolução temporal dos eventos de fusão parcial e cristalização de fundido na <i>Nappe</i> Socorro-Guaxupé	60
7.2 Origem dos charnockitos e hornblenda granitos da Unidade Granulítica	62
7.3 Idade do magmatismo de arco pré-colisional	63
7.4 Implicações tectônicas e regionais	64
7.5 Referências bibliográficas	67
8. Conclusões.....	73
8.1 Referências bibliográficas	74
ANEXO I	77
ANEXO II	120
ANEXO III	155
ANEXO IV	168
ANEXO V	173
ANEXO VI	176
ANEXO VII	178
ANEXO VIII	185
ANEXO IX	196
ANEXO X	201
ANEXO XI	209

1. Introdução

Nesta tese é apresentado um estudo detalhado dos processos de fusão parcial e cristalização de fundido das rochas da *Nappe* Socorro-Guaxupé, através da integração de técnicas de datação *in-situ* de zircão e monazita, análise textural, geotermobarometria, geoquímica de elementos-traço nas fases acessórias datadas e fases metamórficas principais, além de geoquímica de rocha-total e isótopos de Sr e Nd. A *Nappe* Socorro-Guaxupé (NSG) representa um domínio de arco magmático neoproterozóico intensamente erodido que expõe aproximadamente 10 km de crosta inferior (Campos Neto & Caby, 1999, 2000), fornecendo condições excelentes para o estudo dos processos de fusão parcial em crosta continental profunda. Estudos petrológicos modernos se baseiam na correlação de episódios distintos de geração de zircão e monazita com reações metamórficas para reconstruir trajetórias *P-T-t* mais realistas (e.g. Rubatto et al., 2001; Taylor et al., 2014; Yakymchuk & Brown, 2014; Kirkland et al., 2016).

Embora a idade do pico metamórfico na NSG tenha sido reconhecida previamente (ca. 630-620 Ma; Basei et al., 1995; Ebert et al., 1996; Töpfner, 1996; Janasi, 1999, 2002; Campos Neto et al., 2004; Martins et al., 2009; Reno et al., 2009; Mora et al., 2014), a duração do evento de alta temperatura era até então desconhecida ou pouco compreendida. Este fato é evidenciado pela ausência de uma distinção clara entre os eventos de magmatismo sin-colisional e pós-colisional na NSG. A idade de intrusão de sienitos potássicos pós-colisionais disponível na literatura (Sienito Pedra Branca, ca. 612 ± 3 Ma; Töpfner, 1996) é mais antiga do que as idades de cristalização de fundido de ca. 608 Ma recentemente obtidas por técnicas de datação *in-situ* (e.g. Martins et al., 2009; Mora et al., 2014), o que demonstra a necessidade de um maior refinamento dos dados geocronológicos da NSG. A maioria dos dados de U-Pb disponíveis se baseia em geocronologia ID-TIMS, o que pode implicar em misturas de idades de herança, mais antigas, com idades mais novas relacionadas ao evento metamórfico.

A geocronologia U-(Th)-Pb em zircão e monazita é amplamente utilizada para acessar a evolução temporal dos processos metamórficos na crosta profunda, devido à sua estabilidade química e altas temperaturas de fechamento (e.g. Cherniak & Watson, 2001). Sabe-se que o crescimento de zircão relacionado com metamorfismo de alto grau é mais expressivo durante a cristalização de fundido, e não durante o pico metamórfico (e.g. Fraser et al., 1997; Schaltegger et al., 1999; Harley et al., 2007; Yakymchuk & Brown, 2014). A monazita é um geocronômetro robusto, capaz de registrar eventos metamórficos de curta duração (e.g. Williams et al., 2007). Domínios composicionais distintos de monazita refletem diferentes estágios de crescimento durante o metamorfismo, que podem fornecer um registro detalhado da evolução metamórfica progressiva e retrometamórfica de áreas complexas (e.g. Möller et al., 2003; Mahan et al., 2006; Dumond et al., 2008; Kelly et al., 2012).

No presente trabalho, cinco episódios distintos de geração de monazita foram identificados em migmatitos com granada $\pm$ ortopiroxênio na Unidade Metatexítica, o que permitiu a determinação da evolução temporal completa do metamorfismo progressivo/fusão parcial e metamorfismo retrógrado/cristalização de fundido na *Nappe* Socorro-Guaxupé, com implicações diretas na evolução do Orógeno Brasília. Os eventos de fusão parcial e metamorfismo de temperatura ultra-alta na *Nappe* Socorro-Guaxupé é aqui estabelecido em *ca.* 630-625 Ma. A cristalização de fundido é um evento de longa duração entre *ca.* 630-600 Ma, com crescimento abundante e episódico de zircão e monazita em *ca.* 625 Ma, *ca.* 615 Ma e *ca.* 608 Ma. Estágios finais de cristalização de fundido são registrados em *ca.* 600 Ma, sincrônico com o consumo parcial de granada e geração de biotita retrometamórfica. A integração de geocronologia U-Pb com padrões de elementos-traço em zircão foi utilizada para discriminar zircões herdados de zircões não-herdados com maior confiança, o que permitiu uma distinção clara dos eventos magmáticos pré-colisionais, sin-colisionais e pós-colisionais na *Nappe* Socorro-Guaxupé.

Dados isotópicos de Nd pré-existentes (e.g. Janasi, 1999, 2002; Hackspacher et al., 2003; Campos Neto et al., 2004; Janasi et al., 2009; Mora et al., 2014; Vinagre et al., 2014) indicam o predomínio de valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ negativos na *Nappe* Socorro-Guaxupé como um todo. Alguns autores têm proposto a participação de fontes crustais paleoproterozóicas na gênese de magmas na NSG (e.g. Hackspacher et al., 2003), baseado em idades T_{DM} com valores entre 2,0-1,9 Ga. No entanto, assinaturas isotópicas de Sr-Nd combinadas com geocronologia U-Pb e geoquímica de rocha-total forneceram evidências para o envolvimento de fontes mantélicas enriquecidas na geração dos protólitos ígneos na Unidade Granulítica, conforme sugerido anteriormente por Janasi, (1999), Janasi et al., (2009) e Carvalho et al., (2014).

1.1 Localização e acessos

A área de pesquisa situa-se no sudoeste de Minas Gerais, próxima à cidade de Alfenas, na porção sudoeste da folha Alfenas (SF-23-I-I-3), escala 1: 50 000 – IBGE (1970). O principal acesso a partir da cidade de São Paulo é feito através da Rodovia Fernão Dias (BR-381) até o trevo de Pouso Alegre, BR-459 até a rodovia MG-179, seguindo pela rodovia MG-179 até Alfenas.

1.2 Objetivos

- ❖ Caracterização das texturas metamórficas dos litotipos das Unidades Metatexítica e Granulítica em escala macroscópica e microscópica;

- ❖ Determinação das condições de pico do metamorfismo através de métodos termobarométricos clássicos, como Al-em-ortopiroxênio e do resfriamento de fundido através da termometria de Ti-em-zircão;
- ❖ Determinação da idade do metamorfismo, fusão parcial e resfriamento/cristalização de fundido através de datações U-Pb *in-situ* de zircão e monazita em contextos texturais distintos, para estabelecer trajetórias *P-T-t* nos litotipos das Unidades Metatexítica e Granulítica;
- ❖ Correlação da distribuição de ETR entre as fases acessórias (*e.g.* zircão e monazita), e os minerais metamórficos coexistentes (*e.g.* granada) através de análises de elementos-traço *in-situ* em LA-ICP-MS, para inferir a participação das fases acessórias datáveis em reações metamórficas específicas;
- ❖ Determinação da idade de magmatismo de arco pré-colisional através da datação de herança dos grãos de zircão nos migmatitos da Unidade Metatexítica e nos leucossomas e granulitos da Unidade Granulítica;
- ❖ Caracterização das fontes dos protólitos ígneos e metassedimentares envolvidos no processo de fusão parcial na *Nappe* Socorro-Guaxupé, através de geoquímica e isótopos de Sr-Nd.

1.3 Estrutura da tese

- ❖ Capítulo 1 (Introdução): neste capítulo é apresentada uma introdução ao tema desta pesquisa, a localização da área de estudo, os principais objetivos e forma de apresentação desta tese.
- ❖ Capítulo 2 (Revisão bibliográfica sobre a temática abordada): neste capítulo é apresentada uma revisão bibliográfica sobre fusão parcial e as principais reações de fusão, definição e classificação de migmatitos e as ferramentas teóricas envolvidas no processo de fusão parcial e cristalização de fundido a partir da assinatura geoquímica de fases acessórias.
- ❖ Capítulo 3 (Contexto geológico regional): neste capítulo é apresentado o contexto geológico no qual se insere a área de pesquisa.
- ❖ Capítulo 4 (Materiais e métodos): neste capítulo estão descritos os métodos empregados na obtenção dos dados desta tese, bem como os procedimentos analíticos de cada uma das técnicas utilizadas.
- ❖ Capítulo 5 (Unidade Metatexítica da *Nappe* Socorro-Guaxupé): neste capítulo é apresentada uma integração de aspectos texturais com novos dados de termobarometria, geoquímica de elementos-traço em fases metamórficas principais e acessórias e geocronologia U-Pb em zircão e U-Th-Pb em monazita dos litotipos da Unidade Metatexítica da *Nappe* Socorro-Guaxupé em forma de artigo (ANEXO I). O artigo intitulado “*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” encontra-se aceito para publicação (*in press*) no periódico Lithos e sua leitura é fundamental para o entendimento desta tese.

- ❖ Capítulo 6 (Unidade Granulítica da *Nappe* Socorro-Guaxupé): este capítulo abrange um estudo petrológico e geocronológico integrado dos litotipos da Unidade Granulítica da *Nappe* Socorro-Guaxupé, com novos dados de química mineral, termobarometria, geoquímica de rocha-total, geoquímica de elementos-traço e geocronologia U-Pb em zircão e isótopos de Sr e Nd. Este capítulo é apresentado sob a forma de artigo (ANEXO II), intitulado “*Age and duration of pre-collisional arc magmatism and UHT metamorphism in the Socorro-Guaxupé Nappe (SE Brazil) constrained by in-situ charnockite melts and related rocks*”, que será submetido em breve para o periódico Precambrian Research e sua leitura é indispensável para a compreensão desta tese.
- ❖ Capítulo 7 (Discussão): neste capítulo é apresentada uma discussão integrada de todos os dados obtidos nesta tese e as implicações tectônicas e regionais dos resultados na evolução do Orógeno Brasília.
- ❖ Capítulo 8 (Conclusões): neste capítulo encontram-se sumarizadas as principais conclusões da presente tese.

1.4 Referências bibliográficas

- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Sato, K., Sproesser, W.M., 1995. A metodologia urânio-chumbo na Universidade de São Paulo: princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. Anais da Academia Brasileira de Ciências 67(2), 221-237.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabó, A.J., Vasconcelos, P., 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE-Brasil, 2004. Geologia USP, Série Científica 4 (1), 13-40.
- Campos Neto, M.C., Caby, R., 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. Precambrian Research 97, 3-26.
- Campos Neto, M.C. & Caby, R., 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil: Petrological and structural constraints. Tectonics 14, 669-687.
- Carvalho, B.B., Janasi, V.A., Henrique-Pinto, R., 2014. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotope constraints on the petrogenesis of the K-rich Pedra Branca Syenite: Implications for the Neoproterozoic post-collisional magmatism in SE Brazil. Lithos 205, 39-59.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., 2001. Pb diffusion in zircon. Chemical Geology 172, 5-24.

- Del Lama, E.A., Zanardo, A., Oliveira, M.A.F., Morales, N., 2000. Exhumation of high-pressure granulites of the Guaxupé Complex, Southeastern Brazil. *Geological Journal* 35, 231-249.
- Dumond, G., McLean, N., Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Bowring, S.A., 2008. High-resolution dating of granite petrogenesis and deformation in a lower crustal shear zone: Athabasca granulite terrane, western Canadian Shield. *Chemical Geology* 254, 175-196.
- Ebert, H.D., Chemale, F., Babinski, M., Artur, A.C., Van Schmus, W.R., 1996. Tectonic setting and U-Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the transpressive Rio Paraíba do Sul shear belt, SE Brazil. *Tectonics* 15, 668-699.
- Fraser, G., Ellis, D., Eggins, S., 1997. Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks. *Geology* 25, 607-610.
- Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Ebert, H.D., Janasi, V.A., Oliveira, M.A.F., Braga, I.F., Negri, F.A., 2003. Magmatismo há ca. 660-640 Ma no Domínio Socorro: Registros de convergência pré-colisional na aglutinação do Gondwana Ocidental. *Geologia USP, Série Científica* 3, 85-96.
- Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Teixeira, W., Dantas, E.L., Ebert, H.D., Trouw, R.A.J., Vasconcelos, P., 2004. Final stages of the Brasiliano Orogenesis in SE Brazil: U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for overprinting of the Brasília Belt by the Ribeira Belt tectonics. In: Weinberg, R., Trouw, R.A.J., Fuck, R.A., Hackspacher, P.C. (eds.), *The 750-550 Ma Brasiliano Event of South America*, *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, Vol. 17 (<http://virtualexplorer.com.au/article/2004/108/final-stages-of-the-brasiliano-orogeny>).
- Harley, S.L., Kelly, N.M., Möller, A., 2007. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. *Elements* 3, 25-30.
- Janasi, V.A. 1999. Petrogênese de granitos crustais da *Nappe* de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. *Tese (Livre-Docência)* – IGc-USP, 304 pp.
- Janasi, V.A. 2002. Elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of two Neoproterozoic mangerite suites in SE Brazil: implications for the origin of the mangerite-charnockite-granite series. *Precambrian Research* 119, 301-327.
- Janasi, V.A., Vlach, S.R.F., Campos Neto, M.C., Ulbrich, H.H.G.J., 2009. Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itú Granite Province, southeastern Brazil: petrological and tectonic significance. *Canadian Mineralogist* 47, 1505-1526.
- Kelly, N.M., Harley, S.L., Möller, A., 2012. Complexity in the behavior and recrystallization of monazite during high-T metamorphism and fluid infiltration. *Chemical Geology* 322-323, 192-208.
- Kirkland, C.L., Erickson, T.M., Johnson, T.E., Danišík, M., Evans, N.J., Bourdet, J., McDonald, B., 2016. Discriminating prolonged, episodic or disturbed monazite age spectra: an example from the Kalak Nappe Complex, Arctic Norway. *Chemical Geology* 424, 96-110.

- Mahan, K.H., Goncalves, P., Williams, M.L., Jercinovic, M.J., 2006. Dating metamorphic reactions and fluid flow: application to exhumation of high-P granulites in a crustal-scale shear zone, western Canadian Shield. *Journal of Metamorphic Geology* 24, 193-217.
- 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.
- Möller, A., Hensen, B.J., Armstrong, R.A., Mezger, K., Ballèvre, M., 2003a. U-Pb zircon and monazite age constraints on granulite-facies metamorphism and deformation in the Strangways Metamorphic Complex (central Australia). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145, 406-423.
- Mora, C.A.S., Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., 2014. Syn-collisional lower continental crust anataxis in the Neoproterozoic Socorro-Guaxupé Nappe System, southern Brasília Orogen, Brazil: constraints from zircon U-Pb dating, Sr-Nd-Hf signatures and whole-rock geochemistry. *Precambrian Research* 255, 847-864.
- 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.
- 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.
- Taylor, R.J.M., Clark, C., Fitzsimons, I.C.W., Santosh, M., Hand, M., Evans, N., McDonald, B., 2014. Post-peak, fluid-mediated modification of granulite facies zircon and monazite in the Trivandrum Block, southern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 168, 1-17.
- Töpfner, C. 1996. Brasiliano-granitoide in den bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais, Brasilien-eine vergleichende studie. *Münchner Geologische Hefte* 4, 1-100.
- Vinagre, R., Trouw, R.A.J., Mendes, J.C., Duffles, P., Peternel, R., Matos, G., 2014. New evidence of a magmatic arc in the Southern Brasília Belt, Brazil: The Serra da Água Limpa batholith (Socorro-Guaxupé Nappe). *Journal of South American Earth Sciences* 54, 120-139.
- Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Hetherington, C.J., 2007. Microprobe monazite geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35, 137-175.
- Yakymchuk, C., Brown, M., 2014. Behaviour of zircon and monazite during crustal melting. *Journal of the Geological Society* 171, 465-479.

2. Revisão bibliográfica sobre a temática abordada

2.1 Anatexia e reações de fusão

A anatexia é um termo geral para descrever a fusão parcial das rochas da crosta ou do manto, que quando é acompanhada de deformação, possibilita a ocorrência de outros processos relacionados, tais como: segregação e migração do fundido a partir da fração sólida, cristalização fracionada e fluxo magmático (Sawyer, 2008). Rochas silicáticas de composição apropriada começam a fundir em temperaturas em torno de 650 °C em presença de água livre (fácies anfibolito), em terrenos metamórficos de pressão média a alta (Vernon, & Clarke, 2008). Com o aumento da temperatura durante o metamorfismo, os minerais que constituem a associação mineral reagente em reações de fusão se tornam instáveis, dando origem a produto caracterizado por fundido, em reações de fusão congruente, ou que pode ser acompanhado pela formação de novos minerais (peritéticos), em reações de fusão incongruente (Sawyer, 1999).

A fusão se inicia nas junções nos contatos entre os minerais reagentes (Mehnert *et al.*, 1973), onde os ângulos diedrais são da ordem de 120°, quando contatos texturalmente estáveis ocorrem entre fases. A distribuição do fundido na rocha é controlada pela cinética da reação de fusão, pela microestrutura original da rocha, *e.g.* foliação, e pela taxa de fusão (Sawyer, 2001). Os estágios iniciais de reação de fusão só podem ser acessados por experimentos de laboratório ou em casos onde houve metamorfismo de contato em evento térmico relativamente curto. A progressão na fusão causa diminuição do ângulo diedral entre o sólido e o líquido (fundido) (Holness & Sawyer, 2008). Quando este ângulo é maior que 60° as gotas de fundido ficam aprisionadas entre os grãos reagentes, no sítio da fusão, mas com o aumento da taxa de fusão valores menores que 60° ocorrem e há interconectividade de fundido ao longo dos contatos entre os minerais (Fig. 1). Isso resulta no desenvolvimento de filmes de fundido progressivamente mais espessos separando os grãos reagentes, com os contatos líquido-sólido agora caracterizados por formas em cúspide ou lobados. A formação de grãos euédricos de fases peritéticas junto desses sítios é comum (Vernon & Collins, 1988; Grant & Frost, 1990; Sawyer, 1999; Marchildon & Brown, 2002, Vernon, 2004, Holness & Sawyer, 2008).

Em estágios mais avançados de fusão, o fundido já está presente ao longo de quase todos os contatos entre os grãos, formando rede de interconexão, o que torna o sistema permeável, permitindo que ocorra segregação, migração e extração do fundido, ou fluxo da rocha, ambos os processos facilitados pela deformação (Sawyer, 1999, 2001). Após a extração do fundido, ocorre o equilíbrio textural entre as fases sólidas do resíduo por recrystalização, dando origem a contatos diedrais de 120°, estado de menor energia, e os contatos entre os grãos adquirem a forma poligonizada.

Figura 1: Ilustração esquemática mostrando as diferenças na topologia do fundido abaixo e acima do valor crítico de 60° . a) Ângulos diedrais menores que 60° permitem a interconectividade de fundido, mesmo com pequenas frações de fundido. b) Ângulos maiores que 60° impedem a migração e interconexão do fundido e as gotas de fundido ficam aprisionadas, a menos que maiores proporções de fração de fundido sejam alcançadas, e a migração seja facilitada pela deformação. Extraído de Holness & Sawyer (2008).

O processo de fusão pode ser dividido em três categorias distintas: fusão com excesso de água, fusão envolvendo fases hidratadas e fusão anidra (Fyfe, 1973) (Fig. 2). Em condições de saturação em H_2O , as reações de fusão são caracterizadas por inclinação negativa e ΔV positivo. A pressão total do sistema é aproximadamente igual à pressão de água, e a fusão ocorre sob temperaturas mais baixas. Reações de fusão onde a água está presente nas fases hidratadas são dominantes na crosta e apresentam inclinação positiva e ΔV negativo. Reações de fusão anidra apresentam inclinação positiva e ΔV negativo, onde a temperatura aumenta com a pressão. Os principais tipos de reações de fusão são descritos a seguir:

Figura 2: Topologia das reações de fusão no diagrama de fases para composições graníticas. a) fusão anidra; b) fusão com água em excesso; c) fusão envolvendo fases minerais hidratadas. s, sólido; l, líquido; g, gás. Extraído de Fyfe (1973).

2.1.1 Reações de fusão envolvendo água em excesso (water-saturated melting reactions)

Sabe-se que os fluidos, particularmente H₂O, exercem papel fundamental na fusão, pois os fundidos silicáticos podem dissolver quantidades significativas de água, especialmente com o aumento de pressão (Wyllie, 1992). Desta forma, a disponibilidade de água livre pode ser um fator limitante para a produção de fundido na crosta (Thompson, 1982). A composição da fase fluida controla tanto as atividades dos componentes voláteis, como a natureza das reações (Clemens, 2006). Reações de fusão com excesso de água são caracterizadas por fusão congruente, onde todos os componentes reagentes da reação entram em fusão total, sem a formação de fases minerais sólidas e residuais. O líquido (fundido) gerado é saturado em H₂O e possui exatamente a mesma composição da associação mineral reagente (Vernon & Clarke, 2008). A reação de fusão com excesso de água em rochas quartzo-feldspáticas mais conhecida é a seguinte (reação 1):

Reações de fusão com excesso de H₂O são caracterizadas por curva de *solidus* com inclinação negativa e ΔV positivo, o que implica em produção de fundidos saturados em água e cristalização com a diminuição da pressão, que impede a ascensão de magmas graníticos saturados em água em crosta continental rasa (Fyfe, 1973; Wyllie, 1992). Reações de fusão com excesso de H₂O produzem quantidades pequenas de fundido, pois geralmente não há quantidades significativas de água livre disponível para que ocorra a reação (Waters, 1988; Thompson & Connolly, 1995). No entanto, grandes volumes de fundido podem ser gerados a partir da fusão parcial de protólitos graníticos, granodioríticos e trondhjemíticos, facilitado por influxo de fluido aquoso (McLellan, 1988; Slagstad *et al.*, 2005) e a temperaturas relativamente baixas (Piwinski & Wyllie, 1968; Büsch *et al.*, 1974; Watkins *et al.*, 2007). A quantidade de fundido produzida em migmatitos derivados de protólitos graníticos excede a quantidade de fundido esperada a partir de fusão por desidratação de minerais hidratados. Além disso, outras evidências, como ausência de fases minerais peritéticas e estabilidade da biotita, sugerem a atuação de processos de fusão por influxo de água (*water-added melting* ou *water-fluxed melting*) através de zonas de cisalhamento profundas (Sawyer, 2010).

Alguns autores também ressaltam que comportamento “híbrido” é esperado quando há variações locais na quantidade de fluidos disponíveis no início da fusão. Assim, situações intermediárias, onde o início da fusão parcial pode ocorrer sob condições de saturação em água (*fluid-present*), passando para condições de insaturação em água (*fluid-absent*) são relativamente comuns na natureza (Vielzeuf & Schmidt, 2001; White *et al.*, 2005; Droop & Brodie, 2012).

2.1.2 Reações de fusão envolvendo muscovita em presença de água

A fusão de muscovita em protólitos pelíticos (reação 2) ocorre a temperaturas em torno de 700 °C e pressões maiores que 6 kbar, em presença de quartzo, assumindo conteúdo pequeno de H₂O no *subsolidus*, alta solubilidade de H₂O no fundido e que não haja adição externa de H₂O no sistema (Spear *et al.*, 1999). A reação pode envolver ou não plagioclásio e produz líquido granítico, feldspato potássico e aluminossilicato como fases peritéticas (reação 4) (Fig. 3). Desta forma, a geração de muscovita retrógrada durante o resfriamento só deve ocorrer em pressões acima de 6 kbar e se não houver extração significativa de fundido, uma vez que a H₂O responsável pela formação de muscovita tardia estaria dissolvida no fundido (Spear *et al.*, 1999).

Um metapelito constituído de Ms + Bt + Pl + Kfs + Qtz, portanto, com a presença de duas fases hidratadas, em equilíbrio com fase fluida aquosa, inicia a fusão no *wet solidus* (*solidus* saturado em H₂O) através da reação (3) (Fig. 4a). A topologia do diagrama de fases é semelhante àquela da fusão com excesso de água, com inclinação negativa. A reação cessa quando a água disponível é totalmente consumida, e as fases minerais mais hidratadas permanecem em excesso. Se o conteúdo de H₂O no sistema for baixo, toda a água presente estará dissolvida no fundido, e o sistema passa de condições saturadas em fluido (*fluid-present*) para condições insaturadas em fluido (*fluid-absent*), e a fusão prossegue com a reação (5).

Figura 3: Diagrama de fases mostrando a localização das reações (2) e (4), destacadas em vermelho, no sistema simplificado KASH. Extraído de Spear *et al.*, (1999).

2.1.3 Reações de fusão sem água em excesso (water-undersaturated melting reactions)

As reações de fusão mais comuns em rochas crustais ocorrem a condições de temperatura e pressão do fácies granulito (800-1000 °C), na ausência de fase fluida livre e são responsáveis pela geração de grande volume de fundido na crosta continental (Wyllie *et al.*, 1976; Wyllie, 1977; Thompson, 1982; Conrad *et al.*, 1988; Clemens & Watkins, 2001; Vigneresse, 2004; Clemens, 2005a). As reações de fusão sem excesso de água também são conhecidas como reações de fusão na ausência de fase fluida ou vapor (*fluid-absent melting reactions* ou *vapour-absent melting reactions*, respectivamente) (Grant, 1985a, b) ou reações de fusão por desidratação (*dehydration-melting reactions*) (Thompson, 1982). Recentemente alguns autores têm denominado estas reações de *hydrate-breakdown melting reactions* (e.g. Brown, 2008; Droop & Brodie, 2012), onde fundido insaturado em H₂O é formado a partir da fusão incongruente de minerais hidratados na ausência de fase fluida. Estas reações são caracterizadas por fusão incongruente, em que as fases minerais reagentes entram em fusão parcial, dando origem a um sistema híbrido constituído pelas fases líquida (fundido) e sólida residual (minerais peritéticos). A curva de *solidus* possui inclinação positiva e os produtos ΔV negativo. Ao considerar reações de fusão na ausência de fase fluida, a fertilidade do protólito vai depender do conteúdo de H₂O disponível na rocha, expresso através do conteúdo de fases minerais hidratadas, da estabilidade termal da associação mineral hidratada, ou seja, a proporção de fases minerais que vão entrar em fusão, e da disponibilidade das outras fases requeridas para as reações de fusão, por exemplo, as proporções de quartzo e feldspatos (Clemens, 2006).

2.1.3.1 Reações de fusão envolvendo muscovita

As primeiras reações de fusão de muscovita na ausência de fase fluida (reações 4 e 6) são caracterizadas pela formação de fases peritéticas, aluminossilicatos e feldspato potássico, e no aumento significativo na proporção de fundido (Vielzeuf & Schmidt, 2001) (Fig. 4a, 4d). As reações de quebra de muscovita (reação 4) produzem pequenas quantidades de fundido (<10% vol; Clemens & Vielzeuf, 1987), porém em protólitos ricos em muscovita de composição pelítica este volume pode ultrapassar 20%.

2.1.3.2 Reações de fusão envolvendo biotita

As reações de fusão envolvendo biotita na ausência de fase fluida são responsáveis pela geração de quantidades significativas de fundido, podendo produzir 20-35% de fundido em

composições pelíticas, 10-40% em rochas quartzo-feldspáticas e 20-45% em composições intermediárias (Clemens & Vielzeuf, 1987). Diversos estudos experimentais realizados em metapelitos demonstram que o *solidus* a 10 kbar está localizado a temperatura menor que 800 °C (Vielzeuf & Holloway, 1988; Le Breton & Thompson, 1988; Gardien *et al.*, 1995, Stevens *et al.*, 1997).

No entanto, segundo Vielzeuf & Schmidt (2001), a primeira aparição de fundido proveniente de fusão incongruente em ausência de fase fluida ocorre a temperaturas mais baixas do que a quebra da biotita, com a quebra da muscovita (reações 5 e 6). Quando toda a muscovita excedente é consumida, a fusão prossegue com a reação (7), aumentando progressivamente o conteúdo de fundido até que as condições da reação (8) sejam alcançadas pela rocha. Esta reação marca o aparecimento da granada e o consumo total de biotita em composições pelíticas, a temperatura de 850 °C, com geração de aproximadamente 15% em volume de fundido (Vielzeuf & Schmidt, 2001) (Fig. 4). A presença de granada em leucossoma ou neossoma constituído por feldspato potássico é indicativa de fusão por desidratação de biotita (Waters, 1988; Powell & Downes, 1990; Fitzsimons, 1996; Sawyer, 2008).

Em composições metaluminosas (metagrauvacas) onde a biotita está em excesso, a fusão prossegue até o aparecimento de ortopiroxênio através da reação (10), com geração de aproximadamente 25% em volume de fundido (Fig. 4). Esta reação delimita o campo de estabilidade da biotita em metagrauvacas, com o desaparecimento de biotita e formação de ortopiroxênio (Vielzeuf & Schmidt, 2001).

Figura 4: a) Projeção P-T simplificada no sistema NKFMASH com a localização das reações (3), (6), (8) e (10), destacadas em vermelho, para metapelitos e metagrauvas. b) Diagrama *liquidus* no sistema NKFMASH a 10 kbar envolvendo as fases Als (Al_2SiO_5), Ms, Fl (H_2O), Bt, Opx, Grt (com Kfs, Ab e Qtz em excesso). Projeção de Qtz-Ab-Kfs no plano Als-Opx-Fl. G e P são campos composicionais de grauvas e pelitos, respectivamente. c) Relações de fases teóricas no sistema A- H_2O com duas fases minerais hidratadas. Limite destacado em cor cinza em 4a e 4c (limite da estabilidade da associação Bt + Ab + Als + Qtz na Fig. 7a e H2 na Fig. 4c) ilustra a conexão entre o caso teórico e o sistema natural. d) Proporção de fundido gerado em função da temperatura a 10 kbar para uma composição conforme indicado em G (Fig. 4b). Extraído de Vielzeuf & Schmidt (2001).

Em composições levemente peraluminosas, o aluminossilicato é a primeira fase a desaparecer na quebra da biotita a 875 °C, de acordo com a reação contínua (8). Com o aumento da temperatura em altas pressões (acima de 20 kbar), a fusão vai prosseguir sem a geração de ortopiroxênio (reação 9) (Vielzeuf & Schmidt, 2001). A produção de quantidades significativas de fundido é controlada pela quebra da biotita com a formação de ortopiroxênio através de múltiplos campos multivariantes até o consumo total de biotita a 850-900 °C (Johnson *et al.*, 2008). Assim, o teor de anortita do plagioclásio é de extrema importância, pois controla o conteúdo de grossulária na granada na reação (8), de inclinação levemente positiva e com ΔV negativo, para vasta gama de composições. A identificação e a determinação da topologia das principais reações no sistema KCMASH foram descritas por Vielzeuf & Montel (1994), sendo as mais importantes: $An = Grs + Als + Qtz$, $Bt + An = Grt + Ms$, $Bt + An + Qtz = Grt + Kfs + L$ e $Opx + An = Grt + Qtz$. Estas reações são responsáveis pela geração de uma curva de *solidus* com formato em S (Vielzeuf & Schmidt, 2001). Os experimentos realizados por Vielzeuf & Montel (1994) foram conduzidos em sistema KCMASH. Assim, apenas os membros-finais de magnésio foram considerados, onde biotita é representada por flogopita, granada pelos membros-finais pirope e grossulária, e ortopiroxênio é representado somente por enstatita.

Ao partir de associação mineral constituída de Bt-Grt-Pl-Qtz a 775 °C e 9 kbar, o componente anortita do plagioclásio reage para gerar o componente grossulária na granada, aluminossilicato e quartzo. Em pressões em torno de 15 kbar, ocorre a quebra da biotita com geração de granada e muscovita até que o aluminossilicato seja totalmente consumido, ao cruzar a reação *Als-out*. Os experimentos conduzidos por Vielzeuf & Schmidt (2001) demonstram que em pressão elevada, a quebra da biotita ocorre em temperaturas mais baixas do que a quebra da muscovita. Isso se deve ao fato de que o fundido é capaz de dissolver maior quantidade de H₂O em altas pressões (Wyllie, 1992), aumentando o campo de estabilidade da muscovita, que representa uma fase mais hidratada do que a biotita. Com a inversão das reações de fusão em alta pressão, a fase mais hidratada entra em fusão em temperaturas mais elevadas, a curva do *solidus* adquire um aspecto com forma em S. Estudos experimentais demonstram que as reações de fusão na ausência de fase fluida da muscovita (reação 6) e biotita (reação 8) devem ter a intersecção num ponto invariante em alta pressão (Thompson, 1982; Grant, 1985; Vielzeuf & Holloway, 1988; Le Breton & Thompson, 1988; Patiño-Douce & Harris, 1998). Vielzeuf & Schmidt (2001) sugeriram que este ponto invariante está localizado a aproximadamente 850 °C, a 15 kbar, em contraste com a proposta anterior de 9 kbar de Patiño-Douce & Harris (1998).

Embora muitas reações de fusão sejam univariantes, sistemas mais complexos requerem variância maior devido à solução-sólida nas fases minerais reagentes e produtos (Clemens, 2006). Desta forma, entre duas reações univariantes existem campos multivariantes ($F > 2$), onde as reações são controladas pela heterogeneidade na composição inicial do protólito e podem gerar variações nas proporções modais das fases minerais e na composição do fundido. Como as reações (5), (7) e (9) são campos multivariantes, estão representados na Fig. 4b como linhas cotéticas (Vielzeuf & Schmidt,

2001). Portanto, estas reações não podem ser representadas no diagrama *P-T* e devem ser estudadas com o auxílio de pseudosseções (Johnson *et al.*, 2008).

2.1.3.3 Reações de fusão envolvendo hornblenda

Reações de fusão envolvendo a hornblenda na ausência de fase fluida podem produzir 5-10% de fundido em rochas quartzo-feldspáticas, 2-14% em rochas de composição intermediária e 15-40% em rochas máficas (Clemens & Vielzeuf, 1987). A fusão por quebra da hornblenda se inicia a partir de 800 °C a 8 kbar (Rushmer, 1991), onde o consumo total de hornblenda ocorre em torno de 950 °C, a 10 kbar (Wolf & Wyllie, 1994). Nos experimentos conduzidos por Patiño-Douce & Beard (1995), o campo de estabilidade da hornblenda é estendido até 975 °C, com proporção de fundido de 20-30% em volume. No entanto, estes experimentos levavam em conta a presença de uma única fase mineral hidratada, a hornblenda. Ao partir de associação mineral com duas fases minerais hidratadas em metabasaltos, epidoto/zoisita e hornblenda, similarmente ao par muscovita-biotita em metapelitos/metagrauvas, muitas analogias podem ser feitas nas reações de fusão na ausência de fase fluida envolvendo desde composições pelíticas/intermediárias até toleíticas (Vielzeuf & Schmidt, 2001).

Figura 5: Diagrama de fases para rocha máfica (composição MORB) em sistema saturado em quartzo/coesita em condições *subsolidus*, com a representação das reações de fusão envolvendo hornblenda e zoisita (reações 11 a 14, destacadas em vermelho) discutidas no texto. Os campos delimitados em cinza escuro e cinza claro representam os campos multivariantes de quebra de Hbl + Qtz e Hbl + Pl, respectivamente. Extraído de Vielzeuf & Schmidt (2001).

O campo de estabilidade da zoisita aumenta em altas pressões em relação à da hornblenda, sendo que a zoisita é estável com fundido entre 685 e 775 °C, 15-20 kbar em composições gabróicas (Lambert & Wyllie, 1972). O epídoto/zoisita é a fase mineral hidratada a entrar em fusão no intervalo de pressão 10-30 kbar (Vielzeuf & Schmidt, 2001). A quantidade de epídoto/zoisita no *subsólido* é pequena, e a proporção de fundido gerada a partir da fusão incongruente de zoisita também é pequena. No entanto, a proporção modal de zoisita, a principal fase hidratada na rocha, aumenta com a pressão, concomitante com o aparecimento de granada (reação 11). A expansão do campo de estabilidade da zoisita implica em que a fase mineral menos hidratada (hornblenda) entra em fusão em temperatura mais baixa. Em pressões mais baixas em temperaturas acima do campo de estabilidade da zoisita, a quebra de hornblenda em presença de plagioclásio envolve a formação de fundido insaturado em H₂O (reação 12) (Fig. 5) (Vielzeuf & Schmidt, 2001). Em baixas pressões, a quebra da hornblenda em presença de quartzo é descrita através da reação (13). A pressão acima de 10 kbar, a reação de fusão na ausência de fase fluida envolve hornblenda e zoisita (reação 14) e cessa quando o quartzo é totalmente consumido, e delimita o campo de estabilidade da hornblenda em torno de 950 °C (Fig. 8) (Vielzeuf & Schmidt, 2001).

2.1.4 Reações de fusão anidra (dry melting reactions)

Reações de fusão anidra envolvendo fases sólidas, tais como granada, clinopiroxênio, olivina, espinélio, são mais raras de ocorrer na crosta continental, pois a temperatura requerida é extremamente elevada, maior que 950 °C, uma vez que não há H₂O presente nem mesmo na forma de minerais hidratados, sendo necessária a adição de calor proveniente do manto (Clemens, 1990). Estas reações apresentam inclinação positiva, em que as temperaturas de fusão aumentam com o aumento de pressão (Fyfe, 1973). Reações de fusão envolvendo esses minerais são comuns no manto terrestre.

2.2 Migmatitos: definição, nomenclatura e classificação

O termo migmatito foi introduzido por Sederholm (1907), para descrever rocha de caráter híbrido em escala megascópica, atribuindo, entre outros processos, a participação de fusão parcial em

sua gênese. Cunhou o termo anatexia como sinônimo de fusão parcial. O mesmo autor também propôs o termo “palingênese” para designar a formação de migmatitos através de injeção de magma em rochas brechadas e venuladas, além do processo de fusão parcial. Holmquist (1916) introduziu o conceito de ultrametamorfismo para correlacionar as condições de metamorfismo mais elevadas do que o normal no metamorfismo regional para que ocorra a fusão parcial. Mehnert (1968) propôs a seguinte definição: “migmatito é uma rocha megascopicamente constituída de duas ou mais partes petrograficamente distintas, em que uma é a rocha hospedeira em estágio metamórfico mais ou menos avançado, e a outra é de aparência pegmatítica, aplítica, granítica ou plutônica”. Neste trabalho, Mehnert (1968) apresentou a primeira classificação de migmatitos, dividindo os mesmos em duas partes: **paleossoma** é a rocha hospedeira inalterada ou pouco modificada; **neossoma** é a parte neoformada da rocha, constituída por leucossoma (domínios félsicos) e por melanossoma (domínios máficos).

Mehnert (1968) fez classificação estrutural para os migmatitos apresentando doze estruturas típicas, de acordo com o grau de fusão (Fig. 6): *i*) agmática ou brechada (fragmentos de paleossoma são circundados por veios finos de neossoma); *ii*) dictionítica ou em rede (paleossoma é entrelaçado por veios em rede de neossoma, exibindo fábrica de cisalhamento); *iii*) *schöllen* ou *raft* (os fragmentos de paleossoma são geralmente menores do que nos tipos previamente descritos e encontram-se flutuando no neossoma. Frequentemente exibem estruturas de deformação devido ao cisalhamento e movimento rotacional); *iv*) flebítica ou em veios (o paleossoma é cortado por veios irregulares de neossoma); *v*) estromática ou acamadada (o neossoma forma camadas claras e escuras no paleossoma, geralmente paralelas ao plano da xistosidade); *vi*) surreica ou de dilatação (neossoma ou rochas incompetentes adjacentes preenchem fraturas e/ou outros espaços de pressão reduzida entre os fragmentos de paleossoma mais competentes); *vii*) dobrada (estrutura de compressão desenvolvida em rochas com contraste de competência, onde os veios de neossoma, mais incompetentes, ocorrem dobrados com plano axial perpendicular à direção de compressão, e geralmente com espessamento de charneira e adelgaçamento dos flancos); *viii*) ptigmática (veios de neossoma dobrados em padrão disarmônico, com adelgaçamento de charneira e espessamento de flanco, e comprimento de onda aproximadamente constante, em contraste com a estrutura dobrada previamente descrita); *ix*) oftalmítica ou *augen* (o neossoma encontra-se distribuído ou disperso no paleossoma, exibindo o formato de olhos, onde geralmente o neossoma é constituído de fenocristais de feldspato envolvidos por bandas mais máficas, aproximadamente paralelas ao plano da xistosidade); *x*) estictionítica ou manchada (minerais máficos concentrados na forma de manchas, geralmente com um halo mais félsico ao redor, em meio ao paleossoma); *xi*) schilieren (constituem faixas claras e escuras, com formas alongadas, geralmente formadas por fluxo laminar); *xii*) nebulítica (paleossoma e neossoma não podem ser identificados separadamente). No entanto, as estruturas migmatíticas apresentadas por Mehnert (1968) não podem ser utilizadas como critério de classificação de migmatitos uma vez

que a variação estrutural depende da escala e diversas estruturas podem ser encontradas em um único afloramento. Outro problema é que a nomenclatura proposta por Mehnert (1968), supostamente sem conotação genética e puramente descritiva não é condizente com a definição de paleossoma e neossoma, uma vez que a utilização destes termos implica em interpretação genética dos migmatitos.

Os termos metatexito e diatexito foram redefinidos por Brown (1973), da seguinte maneira: **metatexito** é o produto da segregação (geralmente de quartzo e feldspato) por diferenciação metamórfica e fusão parcial, em que o bandamento migmatítico é evidente; **diatexito** é uma rocha produzida por anatexia de alto grau em que a fusão deve ser completa e onde não há bandamento migmatítico contínuo. Segundo Brown (1973), o metatexito é constituído de três partes: paleossoma, leucossoma e melanossoma, onde o leucossoma e melanossoma constituem o neossoma e representam as porções segregadas. O mesmo autor restringiu a utilização do termo “migmatito” para os tipos estromáticos, excluindo diatexito e agmatito da classificação de migmatitos, em contraste com a proposta inicial de Mehnert (1968).

Figura 6: Estruturas típicas de migmatitos: 1- agmática ou brechada; 2- dictionítica ou em rede; 3- *schöllén* ou *raft*; 4- flebítica ou em veios; 5- estromática ou acamadada; 6- surreica ou de dilatação; 7- dobrada; 8- ptigmática; 9- oftalmítica ou *augen*; 10- stictiolítica ou manchada; 11- *schlieren*; 12- nebulítica (Mehnert, 1968).

A utilização do termo “paleossoma” causou bastante confusão, pois não necessariamente representa a rocha parental inalterada ou pouco modificada, de composição equivalente ao leucossoma e melanossoma, conforme postulado por Mehnert (1968), uma vez que o protólito deve ser inexistente na região que foi submetida à fusão parcial. Desta forma, o termo mesossoma foi introduzido por Henkes & Johannes (1981), para uso descritivo da rocha de coloração intermediária

entre o leucossoma e o melanossoma. Deste modo, se uma rocha bandada for submetida à fusão, o mesossoma vai representar cada uma das camadas em estágios diferentes de fusão parcial, dependendo da fertilidade de cada uma. As mais férteis durante a fusão parcial dão origem a quantidades significativas de neossoma, leucossoma e melanossoma (Johannes & Gupta, 1982; Johannes, 1983, 1985, 1988). Posteriormente, o mesossoma passou a ter caráter restítico, ao considerar que o fundido foi segregado do mesossoma ou do seu protólito original e concentrado no neossoma (Stüwe & Powell, 1989; Powell & Downes, 1990; Fitzsimons, 1996; Greenfield *et al.*, 1998; Kriegsman & Hensen, 1998).

Yardley (1978) postulou que os migmatitos podem ser gerados em sistema aberto, por injeção (rochas brechadas – estrutura agmática de Mehnert, 1968) ou metassomatismo, ou em sistema fechado, por anatexia ou segregação metamórfica. Ashworth (1985) redefiniu migmatito como “rocha encontrada em regiões metamórficas de médio a alto grau, que é pervasivamente heterogênea em escala macroscópica, uma parte sendo de coloração clara e de composição quartzo-feldspática”. No entanto, não foi atribuída uma origem (anatética, segregação metamórfica, metassomatismo) aos migmatitos.

A evolução no conceito de migmatitos resultou em redefinição do termo por Sawyer (2008), sendo a mais moderna, tem caráter genético e foi empregada no presente trabalho: “migmatito é uma rocha encontrada em áreas metamórficas de médio a alto grau que pode ser heterogênea na escala microscópica a macroscópica, e que é constituída de duas ou mais partes petrograficamente distintas. Uma destas partes tem que ter sido formada por fusão parcial e contém rochas que são petrogeneticamente relacionadas entre si (chamadas de neossoma) e com seu protólito através de fusão parcial ou segregação do fundido e da fração sólida. A parte parcialmente fundida tipicamente contém rochas de coloração clara que são de composição quartzo-feldspática ou feldspática, e rochas de coloração escura que são enriquecidas em minerais ferro-magnesianos. No entanto, a parte parcialmente fundida pode simplesmente ter sido modificada na mineralogia, microestrutura e granulação, sem que houvesse segregação (desenvolvimento de partes claras e escuras separadas). A terminologia descritiva adotada no presente trabalho é de Sawyer (2008) para partes constituintes do migmatito, onde:

Anatexia é o termo geral para fusão parcial da crosta continental, sem referência específica ao grau de fusão parcial. **Protólito** ou **rocha parental** são rochas presentes nas porções de mais baixo grau metamórfico de uma área metamórfica que são equivalentes àquelas que geraram o neossoma. Assim sendo, o protólito é praticamente inexistente em migmatitos, uma vez que se tornou neossoma após ter sido submetido à anatexia. **Paleossoma** é a parte do migmatito que não foi afetada por fusão parcial, devido à sua composição mais refratária e foi chamada de **resister** por Read (1957). **Neossoma** é a parte neoformada do migmatito resultante da fusão parcial, geralmente apresenta granulação mais grossa do que o protólito e o paleossoma e é dividido em duas partes: uma é derivada do fundido e a

outra é derivada dos minerais que estavam em excesso na reação de fusão e/ou representam os produtos sólidos da fusão incongruente (fases peritéticas). No neossoma não segregado não houve separação entre a fração sólida e o fundido. O neossoma segregado pode ser dividido em duas partes: leucossoma e melanossoma. O **leucossoma** é a parte do migmatito derivada da fusão parcial, apresenta coloração clara e é constituído predominantemente por feldspato e quartzo. O leucossoma não necessariamente apresenta a composição de um fundido anatótico, pois outros processos como cristalização fracionada ou contaminação podem ter afetado sua composição original. O **melanossoma** é a parte do neossoma rica em minerais máficos como biotita, granada, cordierita, ortopiroxênio, hornblenda ou clinopiroxênio, que representa a fração sólida remanescente após a fusão parcial e extração de parte do fundido e é constituído pelas fases peritéticas das reações de fusão. O melanossoma tem caráter residual, mas o termo **resíduo** é de uso mais genérico, uma vez que não há referência específica quanto à mineralogia, coloração ou granulação, e um resíduo pode ser constituído por minerais félsicos e que estavam em excesso na rocha em relação à proporção estequiométrica da reação de fusão que a rocha alcançou.

Selvedges são camadas de rocha com coloração, composição, associação mineral e microestruturas diferentes e que separam duas partes distintas de um migmatito, sendo o tipo mais comum rico em biotita. Não deve ser confundido com melanossoma, pois não representam as fases peritéticas da fusão parcial e podem ser leucocráticos, mesocráticos ou melanocráticos (Sawyer, 2008). Os *selvedges* provavelmente representam bordas de reação entre o fundido e o resíduo controladas por difusão (White & Powell, 2010). No modelo de reação reversa (*back reaction*) de Kriegsman (2001), a geração de leucossoma quase anidro está relacionada com a reação retrógrada entre o fundido segregado e o resíduo, onde a H₂O e eventuais fases ferro-magnesianas presentes no leucossoma migram para o melanossoma retrógrado (Kriegsman, 2001), que é equivalente ao *selvedge*. A preservação de minerais ferro-magnesianos peritéticos no leucossoma é atribuída à formação de *selvedges* por diferença de potencial químico, resultando em leucossoma de caráter anidro que fica sem a fase principal, a H₂O, para atacar os minerais peritéticos (Powell & Downes, 1990; Kriegsman & Hensen, 1998; Brown, 2002; White & Powell, 2002).

Desta forma, no presente trabalho o uso do termo melanossoma só é aplicado para casos em que este é formado por reações progressivas e de caráter residual (fases incongruentes peritéticas: e.g. granada, cordierita, ortopiroxênio), conforme sugerido por Sawyer (2008) e o melanossoma retrógrado de Kriegsman (2001) é denominado *selvedge* (Brown, 2002; White & Powell, 2002; Sawyer, 2008; White & Powell, 2010).

Figura 7: Classificação de migmatitos proposta por Sawyer (2008), com divisões de morfologias de primeira e segunda ordem. Três posições para a transição de metatexito (MTX) para diatexito são mostradas. Duas (a & b) são para rochas parcialmente fundidas que são cristais em suspensão no fundido, e uma (c) é para a rocha parcialmente fundida em que o fundido anatético ocorre na forma de filmes na maioria dos contatos entre os grãos. As morfologias de segunda ordem para migmatitos metatexíticos e diatexíticos são mostradas com base na fração de fundido (aumenta da esquerda para a direita) com a transição definida pelo modelo (a) indicada como uma linha tracejada, e o domínio transicional do modelo (b) indicado como um campo cinza.

A nomenclatura de migmatitos adotada no presente trabalho segue a classificação de migmatitos proposta por Sawyer (2008), considerando a divisão em morfologias de primeira e segunda ordem (Fig. 7). No entanto, há algumas restrições quanto ao uso de algumas definições, como paleossoma e mesossoma. A denominação de qualquer parte do migmatito que não foi afetada por fusão parcial de paleossoma não é adequada, pois não há uma relação com a composição original do protólito e sua fertilidade. Assim é preferível que uma rocha de composição mais refratária (*e.g.* camadas de quartzitos, rochas cálcio-silicáticas ou anfibolitos) seja chamada de resistato (*resister*), e não exclusivamente de paleossoma, porque esta rocha não entrou em fusão por apresentar composição menos fértil em relação a um protólito pelítico ou psamítico. O uso do termo paleossoma é infeliz, pois a definição, mesmo que ruim, mas consagrada na literatura, é mudada para algo completamente diferente.

Figura 8: Representação esquemática dos modelos de migmatitos disponíveis na literatura (extraído de Kriegsman, 2001).

Houve ainda a sugestão da eliminação do termo mesossoma por Sawyer (2008), alegando a inconsistência no uso deste termo por alguns autores no passado (Henkes & Johannes, 1981; Ashworth, 1985), pois rochas mesocráticas podem ser encontradas tanto no neossoma, no paleossoma ou até mesmo em *selvedges*. O autor sugere que termos como resíduo mesocrático, leucossoma mesocrático e/ou paleossoma mesocrático devem ser utilizados no lugar de mesossoma. No modelo de geração de migmatitos de Kriegsman (2001) (Fig. 8) o mesossoma representa o protólito original que foi afetado por fusão parcial, onde houve segregação do fundido e que foi parcialmente extraído, dando origem a um mesossoma relativamente restítico. Posteriormente, as reações reversas (*back reaction*) entre leucossoma e o resíduo (mesossoma) resultam na formação de melanossoma retrógrado. O presente trabalho utiliza a classificação de migmatitos proposta por Sawyer (2008), com algumas exceções. A sugestão de Sawyer (2008) de denominar a rocha mesocrática cinza de resíduo, paleossoma ou neossoma não segregado não foi adotada, pois possui implicações genéticas, sendo necessário um estudo mais acurado das relações texturais em escala microscópica para determinar a origem da rocha mesocrática cinza (mesossoma de Kriegsman, 2001), dificultando a utilização destes

termos em campo. Além disso, a proposta de Sawyer (2008) de denominar certas porções mesocráticas de resíduo mesocrático não se aplica, pois geraria confusão com outros tipos de resíduos presentes no migmatito, no caso *resisters* (rochas que não fundiram) ou fração sólida residual gerada durante a progressão de reações de fusão (fases peritéticas incongruentes).

2.3 Investigação dos processos de fusão parcial através da assinatura geoquímica e geocronologia de fases acessórias

Um dos grandes desafios da petrologia metamórfica é vincular o crescimento de fases acessórias, tais como zircão e monazita, que fornecem as informações de idade, com a associação metamórfica principal a partir da qual as informações *P-T* são extraídas (Möller *et al.*, 2003). Assim, é possível avaliar a taxa e duração dos processos metamórficos e de fusão, que são fundamentais para a compreensão do ambiente tectônico relacionado com a formação da crosta inferior (Spear & Pyle, 2002). Apesar do zircão e da monazita serem comumente usados para a geocronologia U-Th-Pb, devido à sua estabilidade química singular durante os processos ígneos e metamórficos e suas altas temperaturas de fechamento, eles podem ser consumidos se temperaturas acima do seu ponto de fusão forem alcançadas pela rocha ao longo da trajetória *P-T* do metamorfismo (Pyle & Spear, 1999, 2003; Hoskin & Black, 2000; Harley *et al.*, 2007; Kelly *et al.*, 2012).

Os avanços nos métodos analíticos permitem a determinação de idades U-Pb precisas. No entanto, a interpretação das idades de zircão é comumente ambígua, particularmente em rochas metamórficas, onde o objetivo é relacionar com precisão as condições *P-T* obtidas com a geocronologia (Vavra *et al.*, 1996; Schaltegger *et al.*, 1999; Rubatto *et al.*, 2001; Foster & Parrish, 2003; Whitehouse & Platt, 2003; Harley & Kelly, 2007; Baldwin & Brown, 2008). Em terrenos de alta temperatura, a interpretação correta de idades U-Pb obtidas a partir de zircão é uma tarefa difícil, pois o zircão previamente formado pode passar por uma série de modificações nos eventos de fusão parcial e metamorfismo subsequentes (Harley *et al.*, 2007).

Vários mecanismos são responsáveis pela formação e/ou modificação de zircão metamórfico (Fig. 9). Os principais processos compreendem reações metamórficas em estado sub-sólido entre silicatos e fases acessórias (Fraser *et al.*, 1997; Möller *et al.*, 2003), fusão parcial e cristalização de fundido (Roberts & Finger, 1997; Schaltegger *et al.*, 1999; Vavra *et al.*, 1999; Rubatto, 2002) e recristalização de zircão pré-existente (Pidgeon, 1992; Schaltegger *et al.*, 1999; Hoskin & Black, 2000), ou dissolução e reprecipitação devido às interações com fluidos ou fundido (Vavra *et al.*, 1999; Geisler *et al.*, 2007). Desta forma, é necessário realizar a análise textural detalhada integrada com microanálises *in situ* para identificar assinaturas químicas distintas e determinar os processos que afetaram ou controlaram o comportamento do zircão durante o metamorfismo e a fusão parcial (Vavra *et al.*, 1996, 1999; Schaltegger *et al.*, 1999; Hoskin & Black, 2000; Rubatto, 2002; Whitehouse & Platt, 2003; Harley & Kelly, 2007). Assim, o significado dos valores das datações U-Pb em zircão ou monazita

para estabelecimento de idades que possam ser associadas a momentos específicos da trajetória *P-T-t*, consiste em distinguir a origem do mecanismo específico que originou o crescimento do mineral e relacioná-lo a alguma reação metamórfica ou de fusão, ou ainda se houve participação de fluidos atuando na alteração e dissolução-reprecipitação nas fases finais de formação dos minerais (Harley *et al.*, 2007).

A morfologia e as estruturas internas do zircão e monazita são reveladas através de imageamento por catodoluminescência (CL) ou elétrons retroespalhados (BSE), método discutido com detalhe por Hanchar & Rudnick (1995) e atualmente amplamente utilizados para identificar o caráter ígneo ou metamórfico do zircão. O estudo da composição de elementos-traço em zircão também pode auxiliar na distinção de sua origem ígnea ou metamórfica (*e.g.* Rubatto, 2002). O comportamento das fases acessórias (zircão e monazita) durante a fusão e cristalização, e a redistribuição dos elementos-traço entre essas fases acessórias, os minerais metamórficos essenciais e o fundido proporciona evidência para os diferentes episódios de crescimento de zircão e monazita, e são combinados com os dados geocronológicos para estabelecer trajetórias *P-T-t* (Bea & Montero, 1999; Hermann & Rubatto, 2003; Möller *et al.*, 2003; Villaseca *et al.*, 2003; Whitehouse & Platt, 2003; Mahan *et al.*, 2006; Harley *et al.*, 2007; Dumond *et al.*, 2008, 2015).

O comportamento das fases acessórias durante o metamorfismo de alto grau e a fusão parcial depende de três fatores: 1) solubilidade e cinética de dissolução no fundido; 2) estabilidade em condições *subsólidas* e participação em reações metamórficas e 3) posição textural das fases acessórias, como inclusões em minerais de alto ou baixo ponto de fusão, ou ainda na matriz, que determina a disponibilidade tanto para a participação de reações de fusão, em estado sólido ou reações reversas entre fundido e as fases sólidas, essenciais ou acessórias (Bea & Montero, 1999; Kriegsman, 2001). Os ETRL são geralmente mais incompatíveis do que os ETRP, devido ao seu maior raio iônico, e tendem a ser particionados e permanecer no líquido por mais tempo. No entanto, ETR são altamente compatíveis com muitos minerais acessórios que se formam nos estágios finais de cristalização de magmas félsicos, e são constituintes principais da monazita (ETRL-PO₄) e xenotima (ETRP-PO₄). Desta forma, a cristalização de fases acessórias controla a distribuição de ETR em rochas félsicas (Watt & Harley, 1993; Bea, 1996; Hanchar & van Westrenen, 2007). Além disso, os ETR apresentam concentrações significativas em granada, apatita e zircão (Bea, 1996).

Figura 9: Representação esquemática da utilização do zircão na datação de eventos distintos em terrenos de alto grau, através de trajetória T - t hipotética. Com o aumento da temperatura, as rochas podem ser submetidas a fusão parcial, causando dissolução de zircão pré-existente, seguido de precipitação em grãos de zircão herdados. O crescimento de zircão com cristalização de fundidos de alta temperatura geralmente ocorre na trajetória de resfriamento, em diferentes intervalos, dependendo da a_{H_2O} ou pode estar associado a reações metamórficas que liberam Zr, como a quebra da Grt ou dissolução do Rt. O sobrecrecimento de zircão também pode ser proveniente de fundidos “residuais”, onde os fluidos liberados podem ser responsáveis ainda pela recristalização do zircão previamente formado (extraído de Harley *et al.*, 2007).

A formação de *selvedges*, comumente ricos em biotita, é atribuída à reação reversa entre o fundido e o resíduo, onde a diferença de potencial químico entre ambos resulta na migração de H_2O e, por vezes, de componentes dissolvidos no líquido, tais como ferro, magnésio e alguns álcalis do fundido para a formação do *selvedge* (Kriegsman, 2001; White & Powell, 2010). A geração de fundidos insaturados em H_2O em rochas granulíticas inibe a solubilidade de zircão e monazita no fundido, o que resulta na concentração destas fases acessórias no resíduo e formação de fundido empobrecido em ETRL e ETRP (Watt & Harley, 1993). Desta forma, há tendência de a biotita apresentar inclusões de fases acessórias ricas em ETR, Y, Th e U, provavelmente devido aos efeitos de saturação local, fazendo com que a mesma exerça importante controle na geoquímica de ETR, Y, Th e U em migmatitos com *selvedges* de biotita (Bea, 1996).

O zircão é uma fase acessória portadora de quantidades significativas de Y, Zr, Hf, P, U, Th e ETRM a ETRP, enquanto que a monazita incorpora preferencialmente ETRL, mas também pode acomodar Th, Y, U e Pb (*e.g.* Rubatto & Hermann, 2003). Os minerais peritéticos ou o fundido

geralmente incorporam os elementos liberados pela dissolução de fases acessórias. Desta forma, a dissolução de fosfatos (*e.g.* xenotima) no fundido leva a partição de elementos altamente compatíveis, como Y e ETRP (elementos terras-raras pesados), para a granada peritética (Pyle & Spear, 1999, 2003) enquanto que a partição de ETRL (elementos terras-raras leves) e Eu é controlada pelos feldspatos (Bea, 1996; Villaseca *et al.*, 2007). O crescimento de zircão pode ser resultado de reações metamórficas responsáveis pela liberação de Zr através da quebra de granada e/ou dissolução parcial de rutilo (Fig. 9) (*e.g.* Fraser *et al.*, 1997; Möller *et al.*, 2003; Harley *et al.*, 2007).

Diversos estudos investigaram a coexistência de granada com zircão e/ou monazita através da comparação de padrões de elementos-traço para inferir a idade de crescimento da granada e/ou as condições *P-T* do crescimento de zircão e/ou monazita (Rubatto *et al.*, 2001, 2006; Rubatto, 2002; Möller *et al.*, 2003; Whitehouse & Platt, 2003; Harley & Kelly, 2007; Rubatto & Hermann, 2007; Harley *et al.*, 2007). Recentemente foi desenvolvido modelo de atividade *a-x* para zircão e fases metamórficas portadoras de Zr (*e.g.* granada), o que possibilita o cálculo de pseudosseções em sistemas mais complexos, NCKFMASHTZr (Kelsey & Powell, 2010). Assim, é possível investigar o crescimento e a dissolução de Zr em condições *sub* e *suprasolidus* durante a evolução de uma associação metamórfica ao longo da trajetória *P-T*. Diagramas de fase com modelo de atividade *a-x* para monazita foram apresentados por Spear & Pyle (2010). Desta forma, com a inclusão de alguns elementos-traço no banco de dados termodinâmicos, o cálculo de pseudosseções envolvendo zircão (ou monazita) pode ser utilizado para correlacionar com maior segurança o crescimento das fases acessórias com a geocronologia U-Pb e a termometria de fases acessórias (Kelsey & Powell, 2010).

A investigação de zircão, monazita, rutilo e outras fases acessórias e sua relação com a associação metamórfica principal, bem como suas zonas de sobrecrecimento devem ser examinadas por técnicas *in situ*, uma vez que as texturas e os sobrecrecimentos podem ser destruídos através de técnicas padrão de separação mineral (Möller *et al.*, 2003). Atualmente, o LA-ICP-MS consiste na técnica de datação que apresenta o melhor custo-benefício, pois é possível realizar análises mais rápidas e com baixo custo em comparação com outros métodos analíticos como SHRIMP (*sensitive high resolution ion microprobe*) ou ID-TIMS (*isotope dilution-thermal ionization mass spectrometry*) (Simonetti *et al.*, 2006; McFarlane & Luo, 2012). A capacidade de realizar datações *in situ* em seções delgadas através de LA-ICP-MS fornece informações de idade relativamente precisas (cerca de 95% de nível de confiança) e que podem ser relacionadas com dados *P-T*. No entanto, a resolução espacial do laser ainda não se compara ao do feixe de prótons usados no SHRIMP.

2.4 Referências bibliográficas

Ashworth, J.R. 1985. Introduction. In: Ashworth, J.R. (Ed.), Migmatites. Blackie and Son, Glasgow, UK, pp. 1-35.

- Baldwin, J.A. & Brown, M. 2008. Age and duration of ultrahigh-temperature metamorphism in the Anápolis-Itaçu Complex, Southern Brasília Belt, central Brazil – constraints from U-Pb geochronology, mineral rare earth element chemistry and trace-element thermometry. *Journal of Metamorphic Geology* 26, 213-233.
- Bea, F. 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths, implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology* 37(2), 521-552.
- Bea, F. & Montero, P. 1999. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: Na example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 1133-1153.
- Brown, M. 1973. The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geologists' Association* 84, 371-382.
- Brown, M. 2002. Retrograde processes in migmatites and granulites revisited. *Journal of metamorphic Geology* 20, 25-40.
- Brown, M. 2008. Granites, migmatites and residual granulites: relationships and processes. In: Sawyer, E.W., Brown, M. (Eds.), *Working with migmatites*. Mineralogical Association of Canada, vol. 38, Quebec City, Quebec, pp. 97-144.
- Büsch, W., Schneider, G., Mehnert, K.R., 1974. Initial melting at grain boundaries. Part II: melting in rocks of granodioritic, quartz-dioritic and tonalitic composition. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 1974, 345-370.
- Clemens, J.D. 1990. The granulite-granite connexion. In: Vielzeuf, D. & Vidal, Ph. (Eds.), *Granulites and Crustal Differentiation*, Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, pp. 25-36.
- Clemens, J.D. 2005. Granites and granitic magmas: strange phenomena and new perspectives on some old problems. *Proc. Geol. Assoc.*, 116: 9-16.
- Clemens, J.D. 2006. Melting of the continental crust: fluid regimes, melting reactions, and source-rock fertility. In: Brown, M. & Rushmer, T. (Eds.). *Evolution and Differentiation of the Continental Crust*, Cambridge University Press, pp. 296-330.
- Clemens, J.D. & Vielzeuf, D. 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters* 86, 287-306.
- Clemens, J.D. & Watkins, J.M. 2001. The fluid regime of high-temperature metamorphism during granitoid magma genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 600-606.
- Conrad, W.K., Nicholls, I.A. & Wall, V.J. 1988. Metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10kb: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences. *Journal of Petrology* 29, 765-803.
- Droop, G.T.R. & Brodie, K.H. 2012. Anatectic melt volumes in the thermal aureole of the etive Complex, Scotland: the roles of fluid-present and fluid-absent melting. *Journal of metamorphic Geology*

30, 843-864.

- Dumond, G., Goncalves, P., Williams, M.L., Jercinovic, M.J., 2015. Monazite as a monitor of melting, garnet growth and feldspar recrystallization in continental lower crust. *Journal of Metamorphic Geology* 33, 735-762.
- Dumond, G., McLean, N., Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Bowring, S.A., 2008. High-resolution dating of granite petrogenesis and deformation in a lower crustal shear zone: Athabasca granulite terrane, western Canadian Shield. *Chemical Geology* 254, 175-196.
- Fitzsimons, I.C.W. 1996. Metapelitic migmatites from Brattstrand Bluffs, East Antarctica – metamorphism, melting and exhumation of the mid crust. *Journal of Petrology* 37, 395-414.
- Foster, G. & Parrish, R.R. 2003. Metamorphic monazite and the generation of P-T-t paths. In: D. Vance, W. Müller, I.M. Villa (Eds). *Geochronology: Linking the Isotopic Record with Petrology and Textures* – Geological Society, London, Special Publications 220, 25-47.
- Fraser, G., Ellis, D. & Eggins, S. 1997. Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks. *Geology* 25, 607-610.
- Fyfe, W.S. 1973. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 273A, 457-461.
- Gardien, V., Thompson, A.B., Grujic, D. & Ulmer, P. 1995. Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz $\pm$ muscovite assemblages and implications for crustal melting. *Journal of Geophysical Research* 100, 15581-15591.
- Geisler, T., Schaltegger, U. & Tomaschek, F. 2007. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. *Element* 3, 43-50.
- Grant, J.A. 1985a. Phase equilibria in low-pressure partial melting of pelitic rocks. *American Journal of Science* 285, 409-435.
- Grant, J.A. 1985b. Phase equilibria in partial melting of pelitic rocks. In: Ashworth, J.R. (Ed.), *Migmatites*. Blackie and Son, Glasgow, UK, pp. 86-144.
- Grant, J.A. & Frost, B.R. 1990. Contact metamorphism and partial melting of pelitic rocks in the aureole of the Laramie anorthosite complex, Morton Pass, Wyoming. *American Journal of Science* 290, 425-472.
- Greenfield, J.E., Clarke, G.L. & White, R.W. 1998. A sequence of partial melting reactions at Mt Stafford, central Australia. *Journal of metamorphic Geology* 16, 363-378.
- Hanchar, J.M. & Rudnick, R.L. 1995. Revealing hidden structures: the application of cathodoluminescence and back-scattered electron imaging to dating zircons from lower crustal xenoliths. *Lithos* 36, 289-303.
- Hanchar, J.M. & van Westrenen, W. 2007. Rare Earth Element Behavior in Zircon-Melt Systems. *Elements*, 3, 37-42.
- Harley, S.L. & Kelly, N.M. 2007. The impact of zircon-garnet REE distribution data on the interpretation

- of zircon U-Pb ages in complex high-grade terrains: An example from the Rauer Islands, East Antarctica. *Chemical Geology* 241, 62-87.
- Harley, S.L., Kelly, N.M. & Möller, A. 2007. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. *Elements* 3, 25-30.
- Hermann, J. & Rubatto, D. 2003. Relating zircon and monazite domains to garnet growth zones: age and duration of granulite facies metamorphism in the Val Malenco lower crust. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 833-852.
- Henkes, L. & Johannes, W. 1981. The petrology of a migmatite (Arkiva, Värmland, western Sweden). *Neues Jb. Miner. Abh* 141, 113-133.
- Holmquist, P.J. 1916. Swedish Archean structures and their meaning. *Bull. Geol. Inst. Uppsala* 15, 125-148.
- Holness, M.B. & Sawyer, E.W. 2008. On the pseudomorphing of melt-filled pores in migmatites. *Journal of Petrology* 49 (7), 1343-1363.
- 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.
- Johannes, W. 1983. On the origin of layered migmatites. In: Atherton, M.P., Gribble, C.D. (Eds.), *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Shiva Geol. Ser. Shiva, Nantwich, UK, pp. 234-248.
- Johannes, W. 1985. The significance of experimental studies for the formation of migmatites. In: Ashworth, J.R. (Ed.), *Migmatites*. Blackie and Son, Glasgow. UK, pp. 36-85.
- Johannes, W. 1988. What controls partial melting in migmatites? *Journal of metamorphic Geology* 6, 451-466.
- Johannes, W. & Gupta, L.N. 1982. Origin and evolution of a migmatite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79, 114-123.
- Johnson, T.E., White, R.W. & Powell, R. 2008. Partial melting of metagreywacke: a calculated mineral equilibria study. *Journal of metamorphic Geology* 26, 837-853.
- Kelly, N.M., Harley, S.L. & Möller, A. 2012. Complexity in the behaviour and recrystallization of monazite during high-T metamorphism and fluid infiltration. *Chemical Geology* 322-323, 192-208.
- Kelsey, D.E. & Powell, R. 2010. Progress in linking accessory mineral growth and breakdown to major mineral evolution in metamorphic rocks: a thermodynamic approach in the Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-ZrO₂ system. *Journal of metamorphic Geology* 29(1), 151-166.
- Kriegsman, L. M. 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos* 56, 75-96.
- Kriegsman, L.M. & Hensen, B.J. 1998. Back reaction between restite and melt: implications for geothermobarometry and pressure-temperature paths. *Geology* 26, 1111-1114.
- Lambert, I.B., Robertson, J.K. & Wyllie, P.J. 1969. Melting reactions in the system KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O to

- 18-5 kilobars. *American Journal of Science* 267, 609-626.
- Lambert, I.B. & Wyllie, P.J. 1972. Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kilobars, with geological applications. *Journal of Geology* 80, 693-708.
- Le Breton, N. & Thompson, A.B. 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99, 226-237.
- Mahan, K.H., Goncalves, P., Williams, M.L. & Jercinovic, M.J. 2006. Dating metamorphic reactions and fluid flow: application to exhumation of high-P granulites in a crustal-scale shear zone, western Canadian Shield. *Journal of metamorphic Geology* 24, 193-217.
- Marchildon, N. & Brown, M. 2002. Grain-scale melt distribution in two contact aureole rocks: implications for controls on melt localization and deformation. *Journal of metamorphic Geology* 20, 381-396.
- McFarlane, C.R.M. & Luo, Y. 2012. U-Pb geochronology using 193nm Excimer LA-ICP-MS optimized for in-situ accessory mineral dating in thin sections. *Geoscience Canada* 39, 158-172.
- McLellan, E.L. 1988. Migmatite structures in the Central Gneiss Complex, Boca de Quadra, Alaska. *Journal of metamorphic Geology* 6, 517-542.
- Mehnert, K.R. 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. *Developments in Petrology* 1. Elsevier, Amsterdam. 393 pp.
- Möller, A., Hensen, B.J., Armstrong, R.A., Mezger, K. & Ballèvre, M. 2003a. U-Pb zircon and monazite age constraints on granulite-facies metamorphism and deformation in the Strangways Metamorphic Complex (central Australia). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145, 406-423.
- Möller, A., O'Brien, P.J., Kennedy, A. & Kröner, A. 2003b. Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: an example from the ultrahigh-temperature granulites of Rogaland (SW Norway). In: D. Vance, W. Müller, I.M, Villa (eds). *Geochronology: Linking the Isotopic Record with Petrology and Textures – Geological Society, London, Special Publications* 220, 65-81.
- Patiño-Douce, A.E. & Beard, J.S. 1995. Dehydration-melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 Kbar. *Journal of Petrology* 36, 707-738.
- Patiño-Douce, A.E. & Harris, N. 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology* 39, 689-710.
- Pidgeon, R.T. 1992. Recrystallisation of oscillatory zoned zircon: some geochronological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 463-472.
- Piwoński, A. J. & Wyllie, P. J. 1968. Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon. *Journal of Geology* 76, 205-234.
- Poli, S. 1993. Amphibole behaviour through amphibolite-eclogite transition: an experimental study on phase relationships in basalts. *American Journal of Science* 293, 1061-1107.

- Powell, R. & Downes, R. 1990. Garnet porphyroblast-bearing leucosomes in metapelites: mechanisms, phase diagrams, and an example from Broken Hill, Australia. In: Ashworth, J.R., Brown, M. (Ed.), High-temperature Metamorphism and Crustal Anatexis. Mineral. Soc. Ser., vol. 2. Unwin Hyman, London, pp. 105-123.
- Pyle, J.M. & Spear, F.S. 1999. Yttrium zoning in garnet: coupling of major and accessory phases during metamorphic reactions. *Geological Materials Research* 1(6), 1-49.
- Pyle, J.M. & Spear, F.S. 2003. Four generations of accessory-phase growth in low-pressure migmatites from SW New Hampshire. *American Mineralogist* 88, 338-351.
- Read, H.H. 1957. *The Granite Controversy*. London, Thomas Murby & Co. 430 pp.
- Roberts, M.P. & Finger, F. 1997. Do U-Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? *Geology* 25(4), 319-322.
- Rubatto, D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, 123-138.
- Rubatto, D. & Hermann, J. 2003. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): implications for Zr and Hf budget in subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67(12), 2173-2187.
- Rubatto, D. & Hermann, J. 2007. Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks. *Chemical Geology* 241(1), 38-61.
- Rubatto, D., Hermann, J. & Buick, I.S. 2006. Temperature and bulk composition control on the growth of monazite and zircon during low-pressure anatexis (Mount Stafford, Australia). *Journal of Petrology* 47(10), 1973-1996.
- 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.
- Rushmer, T. 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, 41-59.
- Sawyer, E.W. 1999. Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth* 24, 269-279.
- Sawyer, E.W. 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of metamorphic Geology* 19, 291-309.
- Sawyer, E.W. 2008a. *The Atlas of Migmatites*. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press, Ottawa, ON. 371pp.
- Sawyer, E.W. 2008b. Working with migmatites: nomenclature for the constituent parts. In: Sawyer, E.W., Brown, M. (Eds.), *Working with migmatites*. Mineralogical Association of Canada, vol. 38, Quebec City, Quebec, pp. 1-28.

- Sawyer, E.W. 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of fluid. *Lithos* 116, 273-286.
- 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.
- Simonetti, A., Heaman, L.M., Chacko, T. & Banerjee, N.R. 2006. In situ petrographic thin section U-Pb dating of zircon, monazite, and titanite using laser ablation-MC-ICP-MS. *International Journal of Mass Spectrometry* 253, 87-97.
- Slagstad, T., Jamieson, R.A. & Culshaw, N.G. 2005. Formation, crystallisation and migration of melt in the mid-orogenic crust: Muskoka domain migmatites, Grenville Province, Ontario. *Journal of Petrology* 46, 893-919.
- Sederholm, J.J. 1907. Om granit och gneiss, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia. *Bull. Commission géologique de Finlande* 23, 110p.
- Spear, F.S., Kohn, M.J., & Cheney, J.T. 1999. P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 17-32.
- Spear, F.S., & Pyle, J.M. 2002. Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks. In: M.J. Kohn, J. Rakovan, and J.M. Hughes, (Eds.) *Phosphates: Geochemical, Geobiological, and Materials Importance*, 48, p. 293-335. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America, Washington, D. C.
- Spear, F. S. & J. M. Pyle 2010. Theoretical modeling of monazite growth in a low-Ca metapelite. *Chemical Geology* 273, 111-119
- Stevens, G., Clemens, J.D. & Droop, G. 1997. Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from "primitive" metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128, 352-370.
- Stüwe, K. & Powell, R. 1989. Metamorphic segregations associated with garnet and orthopyroxene porphyroblast growth: two examples from the Larsemann Hills, East Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103, 523-530.
- Thompson, A.B. 1982. Dehydration melting of pelitic rock and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science* 282, 1567-1595.
- Thompson, A.B. & Connolly, J.A.D. 1995. Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *Journal of Geophysical Research* 100, 15565-15579.
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R. & Compston, W. 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*

122, 337-358.

- Vavra, G., Schmidt, R. & Gebauer, D. 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 380-404.
- Vernon, R.H. 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Vernon, R.H. & Clarke, G.L. 2008. Partial melting during high-grade metamorphism. In: Vernon & Clarke (Eds.), *Principles of Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press, New York, pp. 140-205.
- Vernon, R.H. & Collins, W.J. 1988. Igneous microstructures in migmatites. *Geology* 16, 1126-1129.
- Vielzeuf, D. & Holloway, J.R. 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 257-276.
- Vielzeuf, D. & Montel, J.M. 1994. Partial melting of metagreywackes. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117, 375-393.
- Vielzeuf, D. & Schmidt, M.W. 2001. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141, 251-267.
- Vigneresse, J.-L. 2004. A new paradigm for granite generation. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 95, 11-22.
- Villaseca, C., Romera, C.M., De la Rosa, J. & Barbero, L. 2003. Residence and redistribution of REE, Y, Zr, Th and U during granulite facies metamorphism: behaviour of accessory and major phases in peraluminous granulites of central Spain. *Chemical Geology* 200, 293-323.
- Villaseca, C., Orejana, D. & Paterson, B.A. 2007. Zr-LREE rich minerals in residual peraluminous granulites, another factor in the origin of low Zr-LREE granitic melts? *Lithos* 96, 375-386.
- Waters, D.J. 1988. Partial melting and the formation of granulite facies assemblages in Namaqualand, South Africa. *Journal of metamorphic Geology* 6, 387-404.
- Watkins, J.M., Clemens, J.D. & Treloar, P.J. 2007. Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6-1.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154, 91-110.
- Watt, G.R. & Harley, S.L. 1993. Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-undersaturated partial melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 114, 550-566.
- White, R.W., Pomroy, N.E. & Powell, R. 2005. An in situ metatexite-diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia. *Journal of metamorphic Geology* 23, 579-602.
- White, R. W. & Powell, R. 2002. Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Journal of metamorphic Geology* 20, 621-632.
- White, R.W. & Powell, R. 2010. Retrograde melt-residue interaction and the formation of near-

- anhydrous leucosomes in migmatites. *Journal of Metamorphic Geology* 28, 579–597.
- Whitehouse, M.J. & Platt, J.P. 2003. Dating high-grade metamorphism – constraints from rare-earth elements in zircon and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145, 61-74.
- Wolf, M.B. & Wyllie, P.J. 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: effect of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 115, 369-383.
- Wyllie, P. J., 1992. Experimental petrology: Earth materials science. In: Brown, G. C., Hawkesworth, C.J. and Wilson, C.L. (Eds.) *Understanding the Earth*. Cambridge University Press, pp. 65-87.
- Wyllie, P. J., 1977. Crustal anatexis: an experimental review. *Tectonophysics* 13, 41-71.
- Wyllie, P. J., Huang, W. L., Stern, C. R., & Maaloe, S. 1976. Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallization sequences. *Canadian Journal of Earth Sciences* 13, 1007-1019.
- Wyllie, P.J. & Wolf, M.B. 1993. Amphibolite dehydration-melting: sorting out the solidus. In: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, NBW & Neary, C.R. (Eds.), *Magmatic processes and plate tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ*, 76: 405-416.
- Yardley, B.W.D. 1978. Genesis of the Skagit Gneiss migmatites, Washington, and the distinction between possible mechanisms of migmatization. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 941-951.

3. Contexto geológico regional

3.1 Orógeno Brasília Meridional

A Faixa Brasília está inserida na Província Tocantins (Almeida et al., 1977), e é dividida em dois domínios: Faixa Brasília Setentrional a norte, e Faixa Brasília Meridional a sul (Valeriano et al., 2004). O Orógeno Brasília meridional (Fuck *et al.*, 1994; Dardenne, 2000) registra a colisão neoproterozóica entre a margem ativa da Placa Paranapanema e a margem passiva do paleocontinente São Francisco (Brito Neves *et al.*, 1999; Campos Neto, 2000; Trouw *et al.*, 2000). O Orógeno Brasília meridional é caracterizado por uma pilha de *nappes* sub-horizontais do tipo *thick-skinned*, com mergulho da cunha orogênica para sul-sudoeste e vergência para leste-nordeste infletindo para norte-nordeste próximo ao domínio cratônico (Campos Neto et al., 2004), onde três ambientes tectônicos são reconhecidos de WSW para ENE: *i-Nappe* Socorro-Guaxupé, domínio de arco magmático desenvolvido na margem continental ativa da Placa Paranapanema (e.g. Campos Neto & Caby, 2000; Janasi, 2002); *ii-* Sistema de *Nappes* Andrelândia, domínio continental subductado, constituído por unidades metassedimentares relacionadas ao prisma acrescionário e bacias de ante-arco (e.g. Campos Neto et al., 2010, 2011); *iii-* domínio de margem continental passiva relacionado ao paleocontinente São Francisco, representado por rochas ortoderivadas do embasamento (e.g. Fetter et al., 2001; Cioffi et al., 2016), e por rochas metassedimentares do Complexo São Vicente (e.g. Westin et al., 2016), do Sistema de *Nappes* Carrancas (e.g. Trouw et al., 2008; Westin & Campos Neto, 2013) e da *Nappe* Lima Duarte (Campos Neto *et al.*, 2004; Rocha, 2011) (Figura 10).

Segundo Campos Neto et al., (2010, 2011) as idades mais antigas estão registradas nas partes externas do sistema de *nappes* (ca. 630-620 Ma na *Nappe* Socorro-Guaxupé; Janasi 1999, 2002; Campos Neto et al., 2004; Rocha et al., 2016), gradando progressivamente para idades mais novas em direção ao domínio cratônico (ca. 620-605 Ma no Sistema de *Nappes* Andrelândia; ca. 590 Ma nos sistemas de *nappes* Carrancas e Lima Duarte; Machado et al., 1996; Valeriano et al., 2004; Campos Neto et al., 2010, 2011), e interpretou este padrão como migração da frente de deformação e metamorfismo.

A *Nappe* Socorro-Guaxupé é constituída por unidades granulito-granito-migmatíticas neoproterozóicas que expõe pelo menos 10 km de espessura de crosta continental profunda (e.g. Campos Neto & Caby, 1999, 2000; Janasi, 2002). Estas unidades registram condições metamórficas de alto grau e são interpretadas como a raiz de um arco magmático desenvolvida ao longo de paleomargem continental ativa da placa Paranapanema a oeste (Campos Neto & Caby, 2000; Janasi, 2002). O Grupo Andrelândia (Trouw *et al.*, 1983) representa um sistema de *nappes* com rochas de alta pressão, estiradas e transportadas para ENE e NE, e que estão colocadas sob a *Nappe* Socorro-Guaxupé (Campos Neto & Caby, 1999).

Figura 10: Mapa Tectônico do Orógeno Brasília Meridional (Cioffi *et al.*, 2016), com a localização das pedreiras Alfenas e Santa Terezinha (inseridas nas Unidades Metatexítica e Granulítica, respectivamente) indicadas no domínio da *Nappe* Socorro-Guaxupé.

Os alóctons maiores que configuram o setor oriental do Sistema de *Nappes* Andrelândia são: a *Nappe* Três Pontas-Varginha e *Nappe* Pouso Alto, superiores (e *klippen* Aiuruoca, Carvalhos e Serra da Natureza), a *Nappe* Liberdade e a *Nappe* Andrelândia, inferior (e.g. Ribeiro *et al.*, 1995; Campos Neto & Caby, 1999, 2000; Trouw *et al.*, 2000; Garcia & Campos Neto, 2003; Campos Neto *et al.*, 2007, 2010, 2011; Cioffi, 2009; Motta, 2009). As rochas contidas nas *nappes* registram metamorfismo de alta pressão, tanto em fácies anfibolito, com retro-eclogitos associados, quanto em fácies granulito (e.g. Garcia & Campos Neto, 2003; Campos Neto *et al.*, 2010; Cioffi, 2009; Motta, 2009). São reconhecidas

duas trajetórias metamórficas distintas na pilha metassedimentar (Campos Neto & Caby, 1999, 2000). O Complexo São Vicente é constituído por rochas metassedimentares imaturas (Westin et al., 2016) derivadas de uma fonte paleoproterozóica juvenil representada por ortognaisses do Complexo Pouso Alegre (Cioffi et al., 2016). A *Nappe* Lima Duarte é constituída por unidades metassedimentares que registram o metamorfismo de fácies anfibolito superior a granulito e por lascas do Complexo Mantiqueira retrabalhadas e incorporadas na estrutura (Campos Neto et al., 2004; Rocha, 2011). No Sistema de *Nappes* Carrancas (Trouw et al., 1982, 1986, 2000, 2002; Ribeiro et al., 1995, 2002; Paciullo et al., 2002; Quéméneur et al., 2002; Westin & Campos Neto, 2013) prevalece padrão metamórfico inverso, em que a sucessão de minerais-índice é indicativa de metamorfismo barroviaño (Ribeiro & Heilbron, 1982; Heilbron, 1985), mas em regime de pressões mais elevadas (Pavan, 2010). O metamorfismo aumenta de norte para sul, de fácies xisto verde a fácies anfibolito em presença de (Sil)-St-Grt-Ky (Ribeiro & Heilbron, 1982; Heilbron, 1985) e metapelitos da frente alóctone apresentam condições metamórficas de aproximadamente 500 °C – 7,5 ± 0,5 kbar (Campos Neto & Caby, 1999).

Alguns autores consideram que a evolução do segmento meridional do Orógeno Brasília é resultante da superposição de dois eventos termotectônicos distintos, sendo interpretada como uma zona de interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira (Ebert, 1984; Trouw et al., 1994; Peternel et al., 2005), pois as sequências teriam sido afetadas por mais de um episódio de deformação e metamorfismo neoproterozóicos (Ribeiro et al., 1995). No entanto, tal hipótese não é assumida no presente trabalho e a evolução do sistema de *nappes* é interpretada como sendo resultante de um único evento colisional, do tipo himalaiano, com a migração orogênica em direção ao domínio cratônico (Campos Neto & Caby, 1999).

3.2 *Nappe* Socorro-Guaxupé

A *Nappe* Socorro-Guaxupé (Figura 10) está segmentada em dois lobos, Guaxupé a norte e Socorro sul, separados por rampas laterais de alto ângulo onde afloram ortognaisses arqueanos e paleoproterozóicos do embasamento do Orógeno Brasília (Fetter et al., 2001; Cioffi et al., 2016) em uma grande janela estrutural (15-75 km de largura). A *Nappe* Socorro-Guaxupé está organizada em pilha alóctone de três unidades distintas: Unidade Granulítica Basal, Unidade Diatexítica Intermediária e Unidade Migmatítica Superior (Campos Neto & Caby, 2000).

A Unidade Granulítica Basal consiste de (granada) -biotita-ortopiroxênio granulito bandados, de coloração esverdeada, os litotipos dominantes, com intercalações locais de rochas máficas intrusivas sin-metamórficas (Campos Neto & Caby, 2000). São comuns veios de leucossoma hololeucocrático com ortopiroxênio ± granada e pequenos bolsões de charnockito, interpretados como produto de fusão anidra in situ (e.g. Campos Neto & Caby, 2000; Campos Neto et al., 2004; Mora et al., 2014). O topo da unidade é marcado pela transição gradual para condições de fácies anfibolito.

Os granulitos de composição intermediária são cálcio-alcalinos, enquanto que os granulitos máficos exibem assinatura toleítica (Campos Neto *et al.*, 1996; Choudhuri *et al.*, 1995; Janasi, 1999). Os granulitos basais não apresentam distinção clara de assinatura geoquímica em comparação com as rochas presentes nos batólitos cálcio-alcalinos potássicos mais jovens, tendo sido considerados produtos da tectônica convergente pré-colisional. Idades de cristalização ígneas (ID-TIMS; intercepto superior) de *ca.* 640-660 Ma (e.g. Basei *et al.*, 1995; Ebert *et al.*, 1996; Hackspacher *et al.*, 2003; Mora *et al.*, 2014; Gengo, 2014) sugerem que o magmatismo ocorreu pouco antes do auge metamórfico, em processo contínuo.

A Unidade Diatexítica Intermediária é constituída por corpos descontínuos de migmatitos estromáticos e granitóides porfiríticos de coloração rosada, que resultam da fusão por quebra de biotita, de fontes metaluminosas a peraluminosas (Haddad, *et al.*, 1997; Janasi, 1997a; Campos Neto & Caby, 2000). Os migmatitos apresentam mesossoma cinza escuro composto de hornblenda-biotita-clinopiroxênio gnaisses, de composição tonalítica a diorítica, recortados por veios de leucossoma tonalítico cinza claro, alternado com melanossoma constituído por biotita e hornblenda. As rochas hospedeiras regionais são nebulitos rosa, com estruturas migmatíticas variadas e composição modal granítica, com biotita e mais raramente hornblenda. Encraves metassedimentares ocorrem como faixas de migmatitos kinzigíticos com espinélio, sillimanita, cordierita e granada (Campos Neto & Caby, 2000).

A Unidade Metatexítica Superior (Complexo Piracaia, Campos Neto & Basei, 1983) consiste de sequência metassedimentar com menor taxa de anatexia em direção ao topo estrutural da *nappe*, onde o grau de fusão diminui para SW. É constituída de granada-(sillimanita)-biotita gnaisses migmatíticos bandados de coloração cinza clara e leucossoma com granada e biotita, que gradam para mica xistos peraluminosos em direção ao topo, com intercalações locais de leucossomas com muscovita. Também ocorrem intercalações subordinadas de sillimanita-muscovita quartzito feldspático, gnaisses calciossilicáticos, raros corpos de mármore, hornblenda gnaiss e rochas intrusivas máficas (Campos Neto & Caby, 2000). As unidades apresentam foliação metamórfica de baixo ângulo, com lineação mineral associada a indicadores cinemáticos, de transporte de topo para ENE. Também ocorrem zonas de cisalhamento sin-metamórficas normal-oblíquas (Campos Neto *et al.*, 2004). Idades U-Pb em zircão de 1.9-2.1 Ga (ID-TIMS; Ebert *et al.*, 1996) obtidas em metapelito de alto grau do Domínio Socorro foram interpretadas como idade média dos grãos de zircão herdados. Heranças de zircão com intervalo de idades entre *ca.* 640-800 Ma foram recentemente reconhecidas em migmatitos da Unidade Metatexítica (Domínio Guaxupé) através de técnicas de datação *in-situ* (Mora *et al.*, 2014; Rocha *et al.*, 2016). Heranças em torno de *ca.* 800 Ma também foram identificadas no Domínio Socorro (Negri, 2002; Martins *et al.*, 2009).

Expressivo magmatismo cálcio-alcalino sin-orogênico é manifestado na forma de inúmeros batólitos dominados por hornblenda-biotita-quartzo monzonito e monzodiorito porfirítico,

representados pelo Batólito Pinhal-Ipuiúna (~625-620 Ma, Haddad, 1995), e Batólito Socorro (629 ± 8 Ma, Töpfner, 1996), além de intrusões menores. Os batólitos são constituídos por granitóides híbridos derivados da crosta inferior, que formam série cálcio-alcalina expandida (Janasi, 1997c). A suíte mangerítica-granítica São José do Rio Pardo é constituída de corpos tabulares de mangerito e charnockito deformados, de coloração esverdeada e granulação média a grossa, intercalados com hornblenda granito grosso de coloração rosada e granito hololeucocrático (Campos Neto *et al.*, 1988; Campos Neto & Caby, 2000; Janasi, 1999; 2002; Mora *et al.*, 2014). A suíte foi subdividida em duas sub-suítes charnockíticas distintas: suíte São Pedro de Caldas (623 ± 3 Ma, Janasi, 1999), mais félsica (mangerito, hornblenda granito e leucogranito) e proveniente da fusão de granulitos mais férteis e com idades-modelo Sm-Nd da ordem de 1.5 Ga; e suíte Divinolândia (625 ± 7 Ma, Basei *et al.*, 1995), mais máfica e com maior proporção de diorito em relação à granito, deriva da fusão de granulitos mais refratários e com maior residência crustal, com idades-modelo Sm-Nd mais antigas do que 1.8 Ga (Janasi, 2002).

Além das suítes, plútons graníticos resultantes da anatexia regional também estão presentes na *Nappe* Socorro-Guaxupé. Corpos de biotita granito equigranular do tipo Pinhal (Wernick & Penalva, 1980) são produtos da fusão parcial de gnaisses na porção SW do lobo Guaxupé, com idade U-Pb em zircão de ~ 625 Ma, que é tida como a de sua cristalização (Janasi, 1999). Corpos de granada leucogranito e granada-biotita granito do tipo Nazaré Paulista (Wernick *et al.*, 1987; Janasi, 1999; Martins, 2005; Martins *et al.*, 2009) foram gerados em níveis mais rasos a partir da fusão de rochas metassedimentares no extremo sul do lobo Socorro, em 626 ± 4 Ma, idade U-Pb em zircão (Janasi, 1999), idêntica à idade U-Pb em monazita (Martins, 2005). A fase tardi-orogênica é associada ao desenvolvimento de zonas transcorrentes NE-SW e representada pelos granitos do Cinturão Itú (590-580 Ma, Vlach *et al.*, 1990; Janasi *et al.*, 2009), e por suíte ultrapotássica colocada a ~10 km de profundidade (Janasi *et al.*, 1993), constituída pelos corpos de sienito potássico dos Maciços Pedra Branca e Capituva (612 ± 3 Ma, Töpfner, 1996) e pelos corpos de diorito potássico do Maciço Piracaia (581 ± 13 Ma, Janasi, 1986).

A idade do metamorfismo de fácies granulito na *Nappe* Socorro-Guaxupé é registrada em *ca.* 630-620 Ma (e.g. Basei *et al.*, 1995; Janasi, 1999; 2002; Campos Neto *et al.*, 2004; Valeriano *et al.*, 2004; Martins *et al.*, 2009; Reno *et al.*, 2009, 2012; Mora *et al.*, 2014; Rocha *et al.*, 2016), coeval com uma série de suítes charnockíticas de cálcio-alcalinas de alto-K intrusivas na NSG, que marcam o magmatismo sin-colisional (Janasi, 2002; Mora *et al.*, 2014). Recentemente Rocha *et al.*, (2016) estabeleceram a idade do evento de fusão parcial e metamorfismo de temperatura ultra-alta em *ca.* 630-625 Ma baseado em idades de monazita por microsonda eletrônica. A cristalização de fundido foi reconhecida como um evento de longa duração entre *ca.* 630-600 Ma, com crescimento abundante, porém episódico de zircão e monazita em *ca.* 625 Ma, *ca.* 615 Ma e *ca.* 608 Ma. Os picos de idade de

ca. 615 e 608 Ma são compatíveis com estudos geocronológicos prévios na *Nappe* Socorro-Guaxupé (e.g. Basei et al., 1995; Janasi, 1999, 2002; Hackspacher et al., 2004; Martins et al., 2009; Mora et al., 2014, Gengo, 2014).

As temperaturas foram atingidas regionalmente a pressões de 12 kbar, e coincidem com a colocação de magmas charnockíticos/mangeríticos extraídos dos granulitos da unidade basal (Campos Neto & Caby, 1999). Condições de alta temperatura e pressão são calculadas regionalmente, com valores em torno de 850-900°C e 12-14 kbar para a Unidade Granulítica Basal (Del Lama *et al.*, 2000; Campos Neto & Caby, 2000; Freitas, 2000; Garcia & Campos Neto, 2003; Alexandre, 2013; Benetti, 2013), condições atingidas em ambiente tectônico relacionado a profunda raiz de arco magmático (Campos Neto & Caby, 2000; Campos Neto *et al.*, 2004). Temperaturas mais elevadas da ordem de ca. 1030 °C a 11,7 kbar foram obtidas em migmatitos com granada e ortopiroxênio da Unidade Metatexítica, o que caracteriza o metamorfismo de temperatura ultra-alta na NSG (Rocha et al., 2016). As rochas da Unidade Diatexítica apresentam composição semi-pelítica e registram pico metamórfico entre 750 a 950 °C, compatível com a fusão da biotita e hornblenda, e pressão inferior a 10 kbar, delimitado pelo campo de estabilidade da sillimanita (e.g. Martins et al., 2009). Iyer *et al.* (1996) obtiveram condições mínimas de pico metamórfico a 850 °C e 8,5 kbar.

Dados isotópicos de Nd pré-existentes (e.g. Janasi, 1999, 2002; Hackspacher et al., 2003; Campos Neto et al., 2004; Janasi et al., 2009; Mora et al., 2014; Vinagre et al., 2014) indicam o predomínio de valores de $\epsilon Nd(t)$ negativos na *Nappe* Socorro-Guaxupé como um todo. O padrão de idades-modelo Sm-Nd registra, no domínio oriental da *nappe*, valores entre 1,4 e 1,7 Ga, ao contrário do domínio ocidental, em que prevalecem valores superiores a 2,0 Ga (Janasi, 1999; 2002). Para alguns autores (e.g. Campos Neto et al., 2011) a *Nappe* Socorro-Guaxupé poderia representar a extensão sul do Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel et al., 2000; Laux et al., 2004), embora rochas juvenis não tenham sido reconhecidas na NSG até o momento. Alguns autores têm proposto a participação de fontes crustais paleoproterozóicas na gênese de magmas na NSG (e.g. Hackspacher et al., 2003), baseado em idades T_{DM} com valores entre 2,0-1,9 Ga. No entanto, Carvalho et al., (2014) propuseram recentemente que o avanço e colocação final da *Nappe* Socorro-Guaxupé é posterior à geração de suítes magmáticas, dado que não há evidências de participação de embasamento mais antigo na sua gênese.

3.3 Referências bibliográficas

- Alexandre, E.L. 2013. Caracterização dos granulitos e migmatitos da região de Alfenas, MG. *Dissertação de Mestrado*, IGc-USP: 151pp.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1977. As províncias estruturais brasileiras. In: SGB Simpósio Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande. Atas... p. 363-391.

- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Sato, K., Sproesser, W.M. 1995. A metodologia urânio-chumbo na Universidade de São Paulo: princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 67(2), 221-237.
- Benetti, B.Y. 2013. Termobarometria das rochas da Nappe Socorro-Guaxupé, na região de Varginha, MG. Monografia de Trabalho de Formatura, IGc-USP, 35 pp.
- 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, 155-166.
- Campos Neto, M.C., 2000. Orogenic systems from south-western Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African cycle and collage in southeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds). *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, pp. 335-365.
- Campos Neto, M.C., Caby, R., 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraints from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Research* 97, 3-26.
- Campos Neto, M.C., Caby, R., 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil: Petrological and structural constraints. *Tectonics* 14 (4), 669-687.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabó, A.J., Vasconcelos, P., 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE-Brasil, 2004. *Geologia USP, Série Científica* 4 (1), 13-40.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Janasi, V.A., Moraes, R. 2011. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe System: An Ediacaran Western Gondwana Collage, South of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 393-406.
- Campos Neto, M.C., Cioffi, C.R., Moraes, R., Motta, R.G., Siga Jr, O., Basei, M.A.S., 2010. Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: The Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia Nappe System, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research* 180, 125-142.
- Campos Neto, M.C.; Figueiredo, M.C.H., Janasi, V.A., Basei, M.A.S., Fryer, B.J. 1988. The São José do Rio Pardo Mangeritic-Suite, southeastern Brazil. *Geochimica Brasiliensis* 2, 185-199.
- Campos Neto, M.C., Janasi, V.A., Caby, R. 1996. Ocorrências de granulitos empobrecidos nas porções basais da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé. *Boletim do IG-USP* 18, 11-14.
- Campos Neto, M.C., Janasi, V.A., Basei, M.A.S., Siga Junior, O. 2007. Sistema de Nappes Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências* 37 (suplemento nº4), 47-60.

- Carvalho, B.B., Janasi, V.A., Henrique-Pinto, R., 2014. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotope constraints on the petrogenesis of the K-rich Pedra Branca Syenite: Implications for the Neoproterozoic post-collisional magmatism in SE Brazil. *Lithos* 205, 39-59.
- Choudhuri, A., Schrank, A., Roig, H.L., Szabó, G.A.J. 1995 . Negative Ce anomaly in mafic rocks of a possible Late Proterozoic ophiolite from SW Minas Gerais, Brazil. In: Srivastava, R.K., Chandra, R. (Eds.) *Magmatism in relation to diverse tectonic settings*. Oxford: IBH Publishing Co, p. 293-315.
- Cioffi, C.R., 2009. Geologia dos granulitos de alta pressão da Klippe Carvalhos, extensão sul da Faixa Brasília. Dissertação de Mestrado, IGc-USP: 104 pp.
- 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.
- Dardenne, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, pp. 231-263.
- Del Lama, E.A., Zanardo, A., Oliveira, M.A.F., Morales, N. 2000. Exhumation of high-pressure granulites of the Guaxupé Complex, Southeastern Brazil. *Geological Journal* 35, 231-249.
- Ebert, H. 1984. Aspectos da geologia da região de São João Del Rei. Os Paraibides entre São João del Rei e Itapira e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. *Publicação Especial SBG-NSP*, 12, 114pp.
- Ebert, H., Chemale Jr., F., Babinski, M., Artur, A.C., Van Schmus, W.R. 1996. Tectonic setting and U-Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the transpressive Rio Paraíba do Sul shear belt, SE Brazil. *Tectonics* 15, 688-699.
- Fetter, A.H., Hackspacher, P.C., Ebert, H.D., Dantas, E.L., Costa, A.C.D., 2001. New Sm-Nd and U-Pb geochronological constraints on the Archean to Paleoproterozoic evolution of the Amparo basement complex of the central Ribeira belt, southeastern Brazil. 3rd South American Symposium on Isotope Geology (Extended Abstracts, CD-ROM).
- Freitas, F.C. 2000. Geotermobarometria e evolução metamórfica das rochas granulíticas da região de Socorro-SP. Dissertação de Mestrado, IGc-USP, 175 pp.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Silva, L.J.H.D. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins, 38th Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, Abstract vol 1, 215-216.
- Garcia, M.G.M., Campos Neto, M.C. 2003. Contrasting metamorphic conditions in the Neoproterozoic collision-related nappes, South of the São Francisco Craton, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 15(8), 853-870.
- Gengo, R.M., 2014. Petrologia de ortognaisses e granitoides do Domínio Socorro, Nappe Socorro-Guaxupé, Seção Extrema-Camanducaia. Dissertação de Mestrado, IGc-USP: 121 p.
- Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Ebert, H.D., Janasi, V.A., Oliveira, M.A.F., Braga, I.F., Negri, F.A. 2003. Magmatismo há ca. 660-640 Ma no Domínio Socorro: Registros de convergência pré-colisional na aglutinação do Gondwana Ocidental. *Geologia USP, série científica* 3, 85-96.

- Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Teixeira, W., Dantas, E.L., Ebert, H.D., Trouw, R.A.J., Vasconcelos, P., 2004. Final stages of the Brasiliano Orogenesis in SE Brazil: U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for overprinting of the Brasília Belt by the Ribeira Belt tectonics. In: Weinberg, R., Trouw, R.A.J., Fuck, R.A., Hackspacher, P.C. (eds.), The 750-550 Ma Brasiliano Event of South America, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, Vol. 17 (<http://virtualexplorer.com.au/article/2004/108/final-stages-of-the-brasiliano-orogeny>).
- Haddad, R.C. 1995. O batólito Pinhal-Ipuíuna (SP-MG): um exemplo de magmatismo cálcio-alcálico potássico neoproterozóico no sudeste brasileiro. Tese de Doutorado, IGC-USP, 270 pp.
- Haddad, R.C., Janasi, V.A., Ulbrich, H.H.G.J. 1997. Caracterização geoquímica preliminary dos granitóides aflorantes nas vizinhanças do batólito Pinhal-Ipuíuna (SP-MG). Revista Brasileira de Geociências 27, 129-138.
- Heilbron, M., 1985. O metamorfismo da área de Itutinga- Madre de Deus de Minas - MG. In: SBG, 3º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Anais, 219-233.
- Iyer, S.S., Choudhuri, A., Pattison, D.R.M., De Paoli, G.R. 1996. Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Guaxupé granulite facies terrain, southeastern Brazil. Precambrian Research 77, 23-40.
- Janasi, V.A. 1986. Geologia e petrologia do maciço monzodiorítico-monzonítico de Piracaia (SP). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, 281 pp.
- Janasi, V.A. 1997c. Neoproterozoic mangerite-granite magmatism in the southeastern Brazil: the São Pedro de Caldas massif. Anais da Academia Brasileira de Ciências 69, 267-294.
- Janasi, V.A. 1999. Petrogênese de granitos crustais da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. Tese (Livre-Docência) – IGC-USP, 304 pp.
- Janasi, V.A. 2002. Elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of two Neoproterozoic mangerite suites in SE Brazil: implications for the origin of the mangerite-charnockite-granite series. Precambrian Research 119, 301-327.
- Janasi, V.A., Vlach, S.R.F. 1997a. Sr and Nd isotope systematic of the Capituva and Pedra Branca syenitic massifs (SW Minas Gerais, Brazil): petrogenesis and inference on Neoproterozoic lithospheric mantle reservoirs. In: South-American Symposium on Isotope Geology. Campos do Jordão. Extend Abstracts. FAPESP/CNPq/CPRM, p. 143-146.
- Janasi, V.A., Vlach, S.R.F., Campos Neto, M.C., Ulbrich, H.H.G.J., 2009. Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itú Granite Province, southeastern Brazil: petrological and tectonic significance. Canadian Mineralogist 47, 1505-1526.
- Machado, N., Valladares, C., Heilbron, M., Valeriano, C., 1996. U-Pb geochronology of central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. Precambrian Research 79, 347-361.
- Martins, L. 2005. Geração e migração de magmas graníticos na crosta continental: estudos de detalhe

- em granitos e migmatitos da região de Nazaré Paulista (SP). Tese de doutoramento, IGc-USP, 159 pp.
- 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.
- Mora, C.A.S., Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., 2014. Syn-collisional lower continental crust anatexis in the Neoproterozoic Socorro-Guaxupé Nappe System, southern Brasília Orogen, Brazil: constraints from zircon U-Pb dating, Sr-Nd-Hf signatures and whole-rock geochemistry. *Precambrian Research* 255, 847-864.
- Motta, R.G. 2009. Evolução tectono-metamórfica do Domínio Serra da Natureza, Terreno Andrelândia, MG. Dissertação de Mestrado, IGc-USP, 157 pp.
- Negri, F.A., 2002. Petrologia das rochas charnockito-graníticas e encaixantes de alto grau associadas na região de São Francisco Xavier, SP. Unpublished PhD Thesis, Universidade Estadual Paulista, Brazil, 404 pp.
- Paciullo, F.V.P., Trouw, R.A.J., Ribeiro, A., 2002. Geologia da Folha Andrelândia. In: Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Trouw, R.A.J., Heilbron, M. (orgs.) *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro, Projeto Sul de Minas* 1, 84-120.
- Pavan, M.S. 2010. Modelamento metamórfico de rochas das fácies xisto-verde e anfibolito com o uso de pseudosseções: exemplo das rochas da Klippe Carrancas, sul de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, IGc-USP, 142 pp.
- Peternel, R.M.N., Trouw, R.A.J., Schmitt, R. 2005. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 35, 297-310.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* 20, 375-379.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Gioia, S.M.C.L., 2000. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Brazilian Journal of Geology* 30(1): 35-39.
- Quéméneur, J. J.G., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P., Heilbron, M., Trouw, R.A.J., Valença, J.G., Noce, C.M., 2002. Mapa Geológico-Folha Lavras, escala 1:100.000. COMIG,UFRJ,UFGM, Projeto Sul de Minas–Etapa I.
- Reno, B.L., Brown, M., Kobayashi, K., Nakamura, E., Piccoli, P.M., Trouw, R.A.J., 2009. Eclogite-high-pressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of the Geological Society, London* 166, 1013-1032.
- Reno, B.L., Piccoli, P.M., Brown, M., Trouw, R.A.J., 2012. *In situ* monazite (U-Th)-Pb ages from the Southern Brasília Belt, Brazil: constraints on the high-temperature retrograde evolution of HP granulites. *Journal of Metamorphic Geology* 30, 81-112.

- Ribeiro, A., Heilbron, M. 1982. Estratigrafia e metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. In : SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, Anais, 1, 177-186.
- Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P., Noce, C.M., Valeriano, C.M., Valença, J.G., Ávila, C. A., Trouw, R.A.J., Silva, M.A., 2002. Mapa Geológico-Folha São João Del Rei, escala 1:100.000. COMIG, UFRJ, UFMG, Projeto Sul de Minas–Etapa I.
- Ribeiro, A., Trouw, R.A.J., Andreis, R.R., Paciullo, F.V.P., Valença, J. 1995. Evolução das bacias Proterozóicas e o termo-tectonismo Brasileiro na margem sul do cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências 25, 235-248.
- Rocha, B.C., 2011. Evolução metamórfica dos metassedimentos da *Nappe* Lima Duarte e rochas associadas do Complexo Mantiqueira. Dissertação de Mestrado, IGc-USP: 201pp.
- 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, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2016.05.020> , in press.
- Töpfner, C. 1996. Brasileiro-granitoide in den bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais, Brasilien-eine vergleichende studie. Münchner Geologische Hefte 4, 1-100.
- Trouw, R.A.J., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Andreis, R.R., 2000. The central segment of Ribeira Belt. Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro, 2000, 287-310.
- Trouw, R.A.J., Nunes, R.P.M., Castro, E.M.O., Trouw, C.C., Matos, G.C., 2008. Nota explicativa das Folhas Varginha (SF-23-V-D-VI) e Itajubá (SF-23-Y-B-III). Programa Geologia do Brasil. Contrato CPRM-UFRJ N° 067/PR/05 (99pp).
- Trouw, R.A.J., Paciullo, F.V.P., Chrispim, S.J., Dayan, H., 1982. Análise da deformação numa area a SE de Lavras, Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, 32, Salvador, 1, 187-198.
- Trouw, R.A.J., Paciullo, F.V.P., Ribeiro, A., Bittar, S., Almeida, J.C.H., 2002. Mapa Geológico Folha Caxambu, escala 1:100.000. COMIG,UFRJ,UFMG, Projeto Sul de Minas–Etapa I.
- Trouw, R.A.J., Paciullo, F.V.P., Ribeiro, A. 1994. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: 38th Congresso Brasileiro de Geologia, resumo expandido, v. 3, 234-235.
- Trouw, R.A.J., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P. 1983. Geologia estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. Anais da Academia Brasileira de Ciências 55 (1), 71-85.
- Trouw, R.A.J., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P., 1986. Contribuição à geologia da Folha Barbacena – 1:250.000. In: Congresso Brasileiro de Geologia, anais, 34, Goiânia, 974-986.

- Valeriano, C., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C.S., Seer, H.J., Simões, L.S.A., 2004. U-Pb geochronology of the Southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentar provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research* 130, 27-55.
- Vinagre, R., Trouw, R.A.J., Mendes, J.C., Duffles, P., Peternel, R., Matos, G., 2014. New evidence of a magmatic arc in the Southern Brasília Belt, Brazil: The Serra da Água Limpa batholith (Socorro-Guaxupé Nappe). *Journal of South American Earth Sciences* 54, 120-139.
- Vlach, S.R.F., Janasi, V.A., Vasconcellos, A.C.B. 1990. The Itú belt: associated calc-alkalic and aluminous A-type Brasileiro granitoids in the States of São Paulo and Paraná, southern Brazil. In: 36th Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, vol. 4, p. 1700-1711.
- Wernick, E., Penalva, F. 1980. Contribuição à geologia do Grupo Pinhal (SP e MG). *Revista Brasileira de Geociências* 10, 43-62.
- Wernick, E., Weber-Diefenbach, K., Correia, P.R. 1987. O granitoide Nazaré Paulista: dados petrográficos, químicos e de tipologia do zircão. In: Simpósio Regional de Geologia, 6, Rio Claro, SP. Atas, SGB-NSP, 1, 123-134.
- Westin, A., Campos Neto, M.C., 2013. Provenance and tectonic setting of the external nappe of the Southern Brasília Orogen. *Journal of South American Earth Sciences* 48, 220-239.
- Westin, A., Campos Neto, M.C., Hawkesworth, C., Cawwod, P., Dhuime, B., Delavault, H., 2016. A Paleoproterozoic intra-arc basin associated with a juvenile source in the southern Brasília Orogen: using U-Pb ages and Hf-Nd isotopic analyses in provenance studies of complexes areas. *Precambrian Research* 276, 178-193.

4. Materiais e métodos

4.1 Trabalhos de campo

A primeira etapa de campo (junho de 2012) foi realizada na região de Alfenas, Paraguaçu e Varginha (MG), para reconhecimento regional, obtenção de dados estruturais e coleta de amostras, utilizando as folhas topográficas Alfenas (SF-23-I-I-3), Elói Mendes (SF-23-I-III-2) e Varginha (SF-23-I-IV-1), escala 1: 50 000 – IBGE (1970). Os demais trabalhos de campo foram concentrados na região de Alfenas, com a realização de duas etapas de campo (setembro de 2012 e outubro de 2013) para levantamentos de detalhe nas duas áreas-alvo principais: pedreira Alfenas e pedreira Santa Terezinha, identificadas em trabalhos de mapeamento prévios por Alexandre (2013) e Souza (2014). Foi realizado o mapeamento detalhado dos taludes das pedreiras para o estabelecimento de relações precisas entre os litotipos, de acordo com a seguinte sistemática: primeiro são fotografadas as paredes em que as relações estruturais e de contato entre os diferentes litotipos estão claras; é feito o tratamento das imagens e em alguns casos montado o panorama com várias imagens sobrepostas de uma porção selecionada do talude; as fotos e os panoramas são impressas em papel A4 ou A3, sobre as quais são destacadas cada uma das porções reconhecidas, que são descritas em detalhe, assim como as relações de contato. Foi realizada uma descrição detalhada de treze localidades da Pedreira Alfenas (Unidade Metatextítica) (ANEXO X) e seis localidades da Pedreira Santa Terezinha (Unidade Granulítica), destacando as principais relações de campo. Foi realizada uma amostragem sistemática dos litotipos, com a indicação das amostras na foto sempre que possível. A última etapa de campo realizada em novembro de 2013 teve a participação do Prof. Dr. Andreas Möller (The University of Kansas, USA), com o intuito de apresentar a área de estudo para o orientador do estágio de pesquisa no exterior (BEPE-FAPESP), bem como aspectos regionais em afloramentos-chave na região de Alfenas, Varginha, Três-Pontas e Campos Gerais.

4.2 Análise textural macroscópica e microscópica

As amostras coletadas foram fatiadas em diversas posições e cuidadosamente descritas, a fim de abranger a maior variação textural possível. A partir da análise textural macroscópica destas fatias de rocha, noventa e três seções delgadas foram confeccionadas para a realização da petrografia microscópica, visando à determinação das relações texturais principais, como texturas de fusão e de cristalização, relações entre minerais-índices e acessórios, e reações metamórficas. Para as descrições das seções delgadas, foram utilizados os microscópios ZEISS (Axioplan) e OLYMPUS (BXP-50) do Laboratório de Microscopia Petrográfica (LMP) do NAP Geoanalítica-USP. Vinte e sete seções polidas com 40-70 µm de espessura foram confeccionadas a partir de duplicatas de seções delgadas selecionadas para análises químicas *in-situ*. A partir destas, onze seções polidas foram investigadas

através de imagens de elétrons retroespalhados (*back-scattered electron imaging*) (BSE), com o intuito de identificar todas as fases acessórias presentes (e.g. zircão, monazita, apatita, xenotima, allanita, molibdenita, pirita, calcopirita, magnetita, ilmenita) e verificar a existência de zoneamento composicional nos cristais. As imagens BSE foram obtidas através de microscópio eletrônico de varredura (MEV) – FEI Quanta 600F, com detector de EDS tipo SDD (Silicon Drift Detector), Bruker XFlash 4030 e software de microanálise Esprit Bruker, no Laboratório de Caracterização Tecnológica (LCT), Departamento de Engenharia de Minas e de Petróleo, Escola Politécnica, Universidade de São Paulo (USP). Pranchas com fotomicrografias dos litotipos da pedreira Alfenas encontram-se no ANEXO XI.

4.3 Química mineral através de microsonda eletrônica

As análises de química mineral quantitativa e mapas composicionais dos cristais de granada da Unidade Metatexítica foram realizadas através da microsonda eletrônica CAMECA SX-50 na Universidade de Massachusetts, EUA (*University of Massachusetts-Amherst Electron Microprobe Facility*), utilizando voltagem de 15 kV e diâmetro de feixe de 20 nA e 300 nA para análises quantitativas e mapas composicionais, respectivamente. O restante das análises em granada, feldspatos, piroxênios, anfibólios e biotita foram realizadas com a utilização da Microsonda Eletrônica JEOL JXA-8530F *Hyperprobe, Field Emission Electron Probe Microanalyzer* (FE-EPMA) no laboratório NAP Geoanalítica da USP. As condições analíticas incluem voltagem de 15 kV, corrente de 20nA e com *spots* de 5 µm de diâmetro, exceto para as análises de feldspato (10 µm). Os mapas composicionais foram obtidos com 15 kV, 250nA e *dwell time* de 20 ms. Análises representativas de granada, piroxênio, feldspatos, anfibólios e biotita foram recalculados utilizando o software A-X (<http://www.esc.cam.ac.uk/research/research-groups/holland/ax>), baseado no balanço de carga com dupla-normalização para obtenção da distribuição catiônica dos minerais analisados. Os resultados analíticos de química mineral obtidos através de microsonda eletrônica estão apresentados no ANEXO III.

4.4 Geotermobarometria

Apesar de granulitos serem gerados em condições *P-T* condizentes com a calibração de muitos geotermobarômetros, o cálculo *P-T* para essas rochas nem sempre é fácil e direto. Isso ocorre, pois comumente os granulitos resfriam durante longo tempo na base da crosta continental o que permite reequilíbrio químico dos minerais (Pattison *et al.*, 2003) ou a destruição dos minerais do pico metamórfico por reação com fundido (White & Powell, 2002, Moraes *et al.*, 2002). A aplicação de termômetros Fe-Mg muitas vezes falha nas determinações do pico metamórfico e a aplicação de métodos de banco de dados internamente consistentes, como o THERMOCALC, podem falhar por não

ser possível estabelecer um número mínimo de reações linearmente independentes, que são o ponto de partida para obtenção de dados confiáveis. Neste trabalho, as condições de pico metamórfico foram obtidas utilizando o geotermobarômetro Al-em-ortopiroxênio com correção para Fe-Mg de Pattison et al., (2003) e o barômetro granada-ortopiroxênio-plagioclásio-quartzo (Newton & Perkins, 1982; Perkins & Chipera, 1985; Eckert et al., 1991). A temperatura de cristalização do fundido foi obtida através de termometria Ti-em-zircão (Watson et al., 2006). Os resultados obtidos através de termobarometria estão apresentados no ANEXO IV.

Tabela 1: Relação das amostras analisadas e os métodos analíticos utilizados.

RELAÇÃO DAS AMOSTRAS ANALISADAS							
AMOSTRA	LITOTIPO	MÉTODO					
		FRX	ICP-MS	U-Pb (LA-ICP-MS)	U-Th-Pb (EPMA)	Rb-Sr	Sm-Nd
PEDREIRA ALFENAS (UNIDADE METATEXÍTICA)							
6D	Grt-Bt metatexito estromático			x	x		
1A	leucossoma com Grt ± Opx			x	x		
7A	leucossoma sem Grt			x			
9B	(Grt)-Bt gnaiss			x	x		
7C	granulito máfico			x			
PEDREIRA SANTA TEREZINHA (UNIDADE GRANULÍTICA)							
A2	leucossoma com Hbl	x	x	x		x	x
A2-2	granulito félsico	x	x				
1B1	granulito félsico	x	x				
1C	granulito máfico	x	x				
4A	leucossoma com Opx	x	x				
2B1	granulito félsico	x	x				
2B2	granito fino	x	x				
2C1	granulito máfico	x	x			x	x
2C2	granulito máfico	x	x				
SGB2-3	granada granulito	x	x				
3B1	granulito félsico	x	x				
3C	granulito máfico	x	x				
SGB2-5	leucossoma com Hbl	x	x				
4B1	granulito félsico	x	x				
4B2	granito fino	x	x				
4C1	granulito máfico	x	x				
4C2	granulito máfico	x	x				
A1	granulito félsico	x	x	x		x	x
5B1	granulito félsico	x	x	x		x	x
B2	granito fino	x	x	x		x	x
SGB2-6	leucossoma com Opx	x	x				
SGB2-7	leucossoma com Opx	x	x				
6A2	leucossoma com Hbl	x	x				
6B1	granada granulito	x	x	x		x	x

4.5 Geoquímica de rocha-total

A preparação das amostras para análise de elementos maiores e menores, foi realizada no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do NAP Geoanalítica-USP, seguindo as seguintes etapas: 1) lavagem das amostras e retirada de porções alteradas da rocha; 2) fragmentação das amostras com marreta; 3) segunda etapa de lavagem e secagem, a fim de reduzir eventuais riscos de contaminação a partir da marreta; 4) fragmentação das amostras utilizando o britador com mandíbulas de aço; 5) quarteamento das amostras utilizando o quarteador *Jones* para a retirada de aproximadamente 100g

de amostra representativa; 6) fragmentação das amostras utilizando prensa hidráulica, na fração grânulo; 7) pulverização das amostras utilizando moinho com anéis de ágata até atingir fração inferior a 200 *mesh*; 8) pesagem de 7,5g de amostra; 9) micronização utilizando micronizadores de ágata; 10) secagem em estufa por 48hs; 11) pesagem de 7g de amostra; 12) homogeneização manual da amostra com 20% de parafina em saco plástico; 13) confecção das pastilhas de pó prensado para análise dos elementos menores utilizando prensa hidráulica. As etapas de preparação das pastilhas vítreas para análise dos elementos maiores, realizadas no Laboratório de Química e ICP-MS do (IGc-USP), foram as seguintes: 1) secagem em estufa por 24hs; 2) pesagem de 1g de amostra; 3) pesagem de 9g de fundente; 4) homogeneização da amostra com o fundente em frasco de vidro; 5) fusão do material a 1200°C por 15min para confecção das pastilhas vítreas.

Análises químicas para determinação dos elementos maiores e menores através de espectrometria de fluorescência de raios-X, foram realizadas em vinte e quatro no ACME *Analytical Laboratory* (Vancouver, Canadá) após fusão das amostras com meta/tetraborato de lítio. As análises químicas para a determinação dos elementos traço, incluindo os elementos terras-raras, foram realizados em vinte e quatro amostras no Laboratório de Química e ICP-AES/MS do NAP Geoanalítica-USP, através de espectrometria de massa com plasma induzido acoplado (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*) (ICP-MS), dotado de espectrômetro do tipo quadrupolo, modelo ELAN 6100DRC da PerkinElmer/Sciex. As amostras foram dissolvidas por ataque ácido (HF+HNO₃) durante cinco dias em bombas do tipo Parr, aquecidas a 200 °C anteriormente às análises, de acordo com a metodologia descrita por Navarro *et al.* (2002, 2008). A relação das amostras selecionadas para análises químicas encontra-se na Tabela 1. Os resultados analíticos de geoquímica de rocha-total de elementos maiores, menores e traço estão apresentados no ANEXO V.

4.6 Geoquímica isotópica Rb-Sr e Sm-Nd em rocha-total

As composições isotópicas de Sr e Nd em rocha-total foram obtidas em cinco amostras no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, via TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*), utilizando um espectrômetro FINNIGAN MAT 262 para análises de Sr e um ICP-MS multicoletor ThermoScientific Neptune Plus para análises de Nd, de acordo com os procedimentos analíticos descritos em Sato *et al.* (1995) e Souza (2009). Uma alíquota do mesmo pó de rocha utilizado para geoquímica de elementos maiores e menores em rocha-total foi dissolvido em ácido, e o Nd foi separado em colunas iônicas seguindo os procedimentos analíticos descritos em Sato (1995). Os brancos analíticos foram de 122 pg para Sr e 59 pg para Nd. O padrão NBS987 forneceu valores médios de $0,710237 \pm 0,0000021$ (2σ) para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ durante o período de um ano. O padrão JNdi (Serviço Geológico do Japão; Tanaka *et al.*, 2000; valor recomendado de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512115 \pm 0,000007$) forneceu uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ média de $0,512090 \pm 0,000006$

($n=14$; 2σ), exceto durante as análises da amostra 5B2 ($0,512068 \pm 0,000006$; $n=6$; 2σ). As razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ foram calculadas a partir das concentrações determinadas por ICP-MS. As idades T_{DM} foram calculadas a partir de De Paolo (1981). A relação das amostras selecionadas para análises isotópicas encontra-se na Tabela 1. Os resultados analíticos de isótopos de Sr e Nd estão apresentados no ANEXO VI.

4.7 Geoquímica de elementos-traço em fases acessórias e fases metamórficas principais

A distribuição dos ETR no zircão e na monazita foram utilizados para correlacionar sua assinatura geoquímica com o crescimento de um domínio específico de minerais metamórficos (*e.g.* granada), para examinar a participação das fases acessórias em reações metamórficas e estabelecer trajetórias P-T-t, conforme descrito na literatura (*e.g.* Rubatto, 2002; Mahan et al., 2006; Harley & Kelly 2007, Harley et al., 2007). As análises de elementos-traço *in-situ* em zircão (10 amostras) e em cristais de granada de migmatitos da Unidade Metatexítica (3 amostras) foram realizadas no *Isotope Geochemistry Laboratory* (IGL), na Universidade do Kansas (EUA), utilizando um espectrômetro ICP-MS de alta resolução ThermoScientific Element2 acoplado a um sistema de ablação a laser ArF Excimer, Photo-Machine Analyte G2 (193 μm). A fluência do laser foi de 2,5 J/cm² e 3,2 J/cm² durante as análises de zircão e granada, respectivamente, e com taxa de repetição de 10 Hz. *Spots* com diâmetro de 15 μm (zircão) e 40 μm (granada) foram utilizados. Calibração externa foi realizada relativamente ao material de referência NIST 612 durante as análises de zircão, utilizando as concentrações do banco de dados GeoRem atualizadas em dezembro de 2009. Os *spots* das análises de elementos-traço em zircão foram posicionados próximos aos *spots* de U-Pb sempre que possível. O procedimento analítico de elementos-traço em zircão envolveu análises simultâneas de elementos-traço e U-Pb. No entanto, as análises de U-Pb obtidas em conjunto com elementos-traço só tiveram o intuito de distinguir com mais confiança os diferentes domínios composicionais do zircão e foram descartadas. Análises sistemáticas do material de referência primário GJ1 (Jackson et al., 2004) foram utilizadas para correções de fracionamento elemental, fracionamento *downhole* e calibração para o zircão. Os materiais de referência USGS GSD-1G e GSE-1G foram analisados como padrões interno e secundário durante as análises de granada, respectivamente. Concentrações estequiométricas de Si, e concentrações de Si obtidas através de microsonda eletrônica foram utilizadas como padrões internos para zircão e granada, respectivamente. A redução dos dados foi realizada através do VizualAge (Petrus and Kamber, 2012) utilizando o software IOLITE (Paton et al., 2011).

As análises de elementos-traço de granada em duas amostras da Unidade Granulítica foram conduzidas no laboratório NAP Geoanalítica-USP, utilizando um ICP-MS Thermo Scientific iCAP Q acoplado a um sistema de ablação a laser New Wave UP 213 nm. A granada foi analisada com *spot* de 55 μm de diâmetro, fluência do laser de 10,98 J/cm², e taxa de repetição de 15 Hz. As análises de ICP-

MS seguem os procedimentos analíticos descritos em Andrade et al., (2014). A calibração externa foi realizada relativa ao material de referência NIST 610 utilizando as concentrações de Pearce et al., (1997). O material de referência BCR-2G foi analisado como padrão secundário durante as análises. As concentrações de Si e Ca determinados através de microsonda eletrônica foram utilizados como padrões internos para cada *spot* de granada analisado. A redução dos dados de granada obtidos na USP foi realizada através do software *Glitter*. Os resultados analíticos de elementos-traço em zircão e granada estão apresentados no ANEXO VII.

4.8 Geocronologia U-Pb em zircão através de LA-ICP-MS

A preparação inicial das onze amostras selecionadas foi realizada no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do NAP Geoanalítica-USP, envolvendo as etapas de fragmentação de amostras em britador com mandíbulas de aço, seguida de moagem em moinho de discos de tungstênio. A partir desta etapa, a preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Separação Mineral do CPGeo, seguindo as seguintes etapas:

4.8.1 Separação mineral

- Peneiramento: separação das frações com granulação entre 60 e 100 # (*mesh*), 100 e 250 # e inferior a 250 #. A separação da fração mais grossa (60-100#) foi necessária devido à presença de cristais de zircão e monazita de até 1-3 mm, visíveis a olho nu em seção delgada.

- Mesa de Wiffley: separação de minerais por diferença de densidade através da inserção da amostra em um funil, que a despeja lentamente sobre uma mesa vibratória inclinada e com fluxo de água constante, onde a amostra será coletada no final da mesa em duas canecas, uma destinada a minerais pesados e outra a minerais leves.

- Separação magnética: na primeira etapa, a magnetita é extraída através do auxílio de um ímã de mão. Então, o zircão e a monazita são separados dos demais minerais magnéticos utilizando um separador magnético Frantz. A amostra é inserida em um funil e submetida a uma corrente inicial muito baixa, em torno de 0 A. Os minerais são divididos em magnéticos e não magnéticos e recolhidos. Cada amostra é submetida a corrente de 1,0; 0,8 e 0,7 A. Segue-se a etapa de espalhamento do mineral, onde a fração acima é submetida a corrente de 0,4; 0,5; 0,6 e 0,7 A. O zircão e a monazita são concentrados na fração não magnética.

- Líquidos densos: os minerais pesados coletados na caneca de minerais não magnéticos são separados primeiramente através do bromofórmio. São separados os minerais mais densos do que o bromofórmio (2,89 g/cm³) e levados ao separador magnético Frantz, e submetidos a corrente de 0,5 A. Posteriormente é realizada a separação da fração não magnética em iodeto de metileno (3,32g/cm³) e obtida uma concentração de minerais densos, dentre os quais o zircão (4,7g/cm³). A separação

mineral por líquidos densos em duas amostras foi realizada no *Isotope Geochemistry Laboratory* (IGL), Universidade do Kansas (EUA).

4.8.2 Catação manual e confecção dos mounts

A partir do concentrado de minerais pesados foi realizada a catação manual dos cristais de zircão em lupa binocular no *Isotope Geochemistry Laboratory* (IGL), Universidade do Kansas (EUA), utilizando uma agulha fina ou uma pinça. Para a confecção das pastilhas de resina (*mounts*), os cristais selecionados foram dispostos em uma fita adesiva e impregnados com resina *Epoxy*, e posteriormente polidos manualmente até expor o núcleo dos grãos. Os *mounts* foram confeccionados no Departamento de Geologia da Universidade do Kansas (EUA).

4.8.3 Imageamento dos mounts por CL (catodoluminescência)

As estruturas internas dos grãos de zircão foram identificadas através de imagens de catodoluminescência (CL), realizadas no *Microscope and Analytical Imaging Laboratory* (MAI), na Universidade do Kansas (EUA). As imagens SEM (*scanning electron microscope*) foram obtidas através de um microscópio eletrônico de varredura FEI Versa 3D Dual Beam, utilizando o modo com baixo vácuo.

4.8.4 Datação U-Pb em zircão através de LA-ICP-MS

As datações U-Pb *in-situ* em zircão foram realizadas em onze amostras no *Isotope Geochemistry Laboratory* (IGL), na Universidade do Kansas (EUA), utilizando um ICP-MS ThermoScientific Element2 acoplado a um sistema de ablação a laser ArF Excimer, Photo-Machine Analyte G2 (193µm). O zircão foi analisado com *spots* de 20 µm de diâmetro, fluência do laser de 2,2 J/cm² com taxa de repetição de 10Hz. Análises sistemáticas do material de referência primário GJ1 (Jackson et al., 2004) foram utilizadas para correções de fracionamento elemental, fracionamento *downhole* e calibração. A redução dos dados foi realizada através do VizualAge (Petrus and Kamber, 2012) utilizando o software IOLITE (Paton et al., 2011). O padrão secundário Plešovice (Sláma et al., 2008) forneceu idades ²⁰⁶Pb/²³⁸U médias de 337,0 ± 0,9 Ma (2σ; n=52; MSWD=1,8), 341 ± 0,8 Ma (2σ; n=26; MSWD=1,3) e 338,8 ± 0,9 Ma (2σ; n=26; MSWD=1,1) durante as análises, dentro da margem de erro de 1% quando comparadas com o dado obtido por ID-TIMS (337,13 ± 0,37 Ma; Sláma et al., 2008). O programa Isoplot (Ludwig, 2003) foi utilizado para o cálculo das idades concordia e diagramas concordia. A relação das amostras selecionadas para análises U-Pb em zircão encontra-se na Tabela 1. Os resultados analíticos de U-Pb estão apresentados no ANEXO VIII.

4.9 Geocronologia U-Th-Pb e geoquímica de elementos-traço em monazita através de microsonda eletrônica (EPMA)

As datações U-Th-Pb e análises de elementos-traço em monazita foram realizadas em cinco amostras na Universidade de Massachusetts, EUA (*University of Massachusetts-Amherst Electron Microprobe Facility*), seguindo os procedimentos analíticos de Williams et al., (2006), Jercinovic et al., (2008) e Dumond et al., (2008), com uma correção adicional de interferência de $\text{NdL}\alpha_3$ e $\text{PrL}\beta_{2.15}$ em $\text{EuL}\alpha$ que não está descrita nestes trabalhos prévios. Os mapas composicionais de monazita e granada foram obtidos na microsonda eletrônica CAMECA SX-50, utilizando voltagem de 15kV e corrente de 300nA. Análises quantitativas e *background scans* de monazita foram obtidos na microsonda eletrônica CAMECA SX-100 “UltraChron”, utilizando voltagem de 15kV e corrente de 200nA. Este equipamento foi desenvolvido especificamente para geocronologia de monazita, otimizado para análises de elementos-traço com alta precisão (principalmente U, Th e Pb) e possui o melhor protocolo analítico atualmente disponível para calibração de monazita.

Mapas composicionais completos de $\text{CeL}\alpha$, $\text{YL}\alpha$, $\text{ZrL}\alpha$, $\text{CaK}\alpha$ e $\text{MgK}\alpha$ das cinco seções delgadas (*full thin-section WDS maps*) foram obtidos anteriormente às análises para avaliar a distribuição textural de monazita. O zoneamento composicional de monazita foi investigado através de mapas composicionais de $\text{CaK}\alpha$, $\text{NdL}\alpha$, $\text{UM}\beta$, $\text{YL}\alpha$ e $\text{ThM}\alpha$ de alta-resolução, obtidos em vinte e dois grãos de monazita distintos. O tratamento dos dados analíticos de microsonda eletrônica foi realizado através do software *Probe for EPMA* v. 10.8.6 (John J. Donovan, 2013). O cálculo das idades e incertezas, bem como a geração de histogramas foi realizado utilizando o software *DatconIII (unpublished)* do Prof. Michael Williams (Universidade de Massachusetts, EUA). As idades são plotadas como curvas de distribuição Gaussianas, calculadas a partir de um conjunto de cinco a sete análises pontuais que representam a idade e o erro 2σ para cada domínio composicional, conforme descrito em Williams et al., (2006) e Dumond et al., (2008). A idade para cada domínio composicional foi calculada a partir das composições médias ponderadas e da equação de idade proposta por Montel et al., (1996). O padrão secundário Moacyr (TIMS $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th} = 506 \pm 1$ Ma; $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 506 \pm 1$ Ma; $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 515 \pm 1$ Ma; W.J. Davis, Serviço Geológico do Canadá; comunicação pessoal) foi analisado antes e depois de cada sessão analítica, e forneceu uma idade média ponderada de 505 ± 5 Ma (2σ , $n = 11$ conjuntos de 5-6 análises pontuais). Os resultados analíticos de geocronologia U-Th-Pb, elementos-traço e idades calculadas de monazita estão apresentados no ANEXO IX.

4.10 Referências bibliográficas

- Alexandre, E.L. 2013. Caracterização dos granulitos e migmatitos da região de Alfenas, MG. *Dissertação de Mestrado*, IGc-USP: 151pp.
- De Paolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193-196.

- Dumond, G., McLean, N., Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Bowring, S.A., 2008. High-resolution dating of granite petrogenesis and deformation in a lower crustal shear zone: Athabasca granulite terrane, western Canadian Shield. *Chemical Geology* 254, 175-196.
- Eckert, J.O.Jr., Newton, R.C., Kleppa, O. J., 1991. The ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. *American Mineralogist* 76, 148-160.
- Harley, S.L., Kelly, N.M., 2007. The impact of zircon-garnet REE distribution data on the interpretation of zircon U-Pb ages in complex high-grade terrains: an example from the Rauer Islands, East Antarctica. *Chemical Geology* 241, 62-87.
- Harley, S.L., Kelly, N.M., Möller, A., 2007. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. *Elements* 3, 25-30.
- 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.
- Jercinovic, M.J., Williams, M.L., Lane, E.D., 2008. In situ trace element analysis in complex, multi-phase materials by EMPA. *Chemical Geology* 254, 197-215.
- Ludwig, K.R., 2003. User's Manual for Isoplot 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4.
- Mahan, K.H., Goncalves, P., Williams, M.L., Jercinovic, M.J., 2006. Dating metamorphic reactions and fluid flow: application to exhumation of high-P granulites in a crustal-scale shear zone, western Canadian Shield. *Journal of Metamorphic Geology* 24, 193-217.
- Montel, J.-M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C., Provost, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology* 131 (1-4), 37-53.
- Moraes, R., Brown, M., Fuck, R.A., Camargo, M.A. & Lima, T.M. 2002. Characterization and P-T evolution of melt-bearing ultrahigh-temperature granulites: an example from the Anápolis-Itauçu Complex of the Brasília fold belt, Brazil. *Journal of Petrology* 43, 1673-1705.
- Navarro, M.S., Andrade, S., Ulbrich, H., Gomes, C.B., Girardi, V.A.A., 2008. The Direct Determination of Rare Earth Elements in Basaltic and Related Rocks using ICP-MS: Testing the Efficiency of Microwave Oven Sample Decomposition Procedures. *Geostandards and Geoanalytical Research* 32(2), 167-180.
- Navarro, M.S., Ulbrich, H.H.G.J., Andrade, S., Janasi, V.A., 2002. An adaptation of ICP-OES routine determination techniques for the analysis of rare-earth elements by chromatographic separation in geologic materials: test with reference material and granitic rock. *Journal of Alloys and Compounds* 344, 40-45.
- Newton, R.C., Perkins III, D., 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene(clinopyroxene)-quartz. *American Mineralogist*

67, 203-222.

- Pattison, D.R.M., Chacko, T., Farquhar, J., McFarlane, C.R.M., 2003. Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry for retrograde exchange. *Journal of Petrology* 44(5), 867-900.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Lolite: Freeware for the visualization and processing of mass spectrometry data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 26, 2508-2518. *Geostandards and Geoanalytical Research* 21 (1), 115-144.
- Perkins III, D., Chipera, S.J., 1985. Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometry: refinement and application to the English River subprovince and the Minnesota River valley. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89(1), 69-80.
- Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2012. VizualAge: A Novel Approach to Laser Ablation ICP-MS U-Pb Geochronology Data Reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research* 36, 247-270.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, 123-138.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., Petronilho, L., 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 67, 315-336.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008. Plešovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology* 249, 1-35.
- Souza, A.M., 2014. Fusão, geração e preservação de rochas da fácies granulito. *Dissertação de Mestrado*, IGc-USP: 134 pp.
- Souza, S.L., 2009. Métodos radiométricos Rb-Sr e Sm-Nd no CPGeo IGc-USP. In: Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil, 2009, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*, 347-349.
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakura, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaki, H., Shinjo, R., Asahara, Y., Tanimizu, M., Dragasanu, C., 2000. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with La Jolla Neodymium. *Chemical Geology* 168(3-4), 279-281.
- Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151, 413-433.
- White, R. W. & Powell, R. 2002. Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Journal of metamorphic Geology* 20, 621–632.
- Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Goncalves, P., Mahan, K., 2006. Format and philosophy for collecting, compiling, and reporting microprobe monazite ages. *Chemical Geology* 225, 1-15.

5. Unidade Metatexítica da *Nappe Socorro-Guaxupé*

Neste capítulo é apresentada uma integração dos aspectos texturais dos litotipos da Unidade Metatexítica com novos dados de termobarometria, geoquímica de elementos-traço em fases metamórficas principais e acessórias e geocronologia U-Pb em zircão e U-Th-Pb em monazita em forma de artigo (ANEXO I). O artigo intitulado “*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*” encontra-se aceito para publicação (*in press*) no periódico *Lithos* e sua leitura é fundamental para o entendimento desta tese.

5.1 Resumo

A evolução temporal dos eventos de fusão parcial e cristalização de fundido nas rochas de fácies granulito da *Nappe Socorro-Guaxupé* (NSG), Brasil, é acessada através de uma combinação de técnicas de imageamento, datação por LA-ICP-MS e microsonda eletrônica (EPMA), geoquímica de elementos-traço e geotermobarometria. Migmatitos com granada e ortopiroxênio registram extensa fusão parcial envolvendo quebra de biotita, ao longo de uma trajetória *P-T-t* horária. As condições de pico do metamorfismo de temperatura ultra-alta são registradas a 1030 ± 110 °C, 11.7 ± 1.4 kbar, com re-equilíbrio a 865 ± 38 °C, $8,9 \pm 0,8$ kbar durante o resfriamento. Herança ígnea Criogeniana de *ca.* 720-640 Ma é identificada em núcleos de zircão ($n=167$) ricos em ETRP e com zoneamento oscilatório. Núcleos de monazita ricos em Y parcialmente dissolvidos preservam um estágio de crescimento progressivo a 631 ± 4 Ma, anterior ao evento de fusão parcial, o que define um limite de idade para o início do metamorfismo de fácies granulito na *Nappe Socorro-Guaxupé*. Monazita rica em ETR e pobre em Th, relacionada com a apatita registra as fases iniciais de descompressão a *ca.* 628 ± 4 Ma. Múltiplos episódios de crescimento de monazita registram eventos de cristalização de fundido em 624 ± 3 Ma, 612 ± 5 Ma e 608 ± 6 Ma. Cristais de zircão isométricos do tipo *soccer ball* fornecem evidência de cristalização de fundido em 613 ± 2 Ma e 607 ± 4 Ma. O espalhamento dos dados de idades de zircão e monazita entre 629 ± 4 e 601 ± 3 Ma é interpretado como crescimento descontínuo e episódico dentro deste intervalo, caracterizando um evento metamórfico prolongado na *Nappe Socorro-Guaxupé* com duração de *ca.* 30 m.y. O desenvolvimento de bordas de monazita ricas em Y e ETRP em *ca.* 600 Ma marca o consumo parcial de granada, crescimento extenso de biotita e os estágios finais de cristalização de fundido ao longo da trajetória retrometamórfica. Bordas de monazita ricas em Th e pobres em Y e ETRP em *ca.* 590 Ma registram recristalização tardia promovida pela infiltração de fluidos.

6. Unidade Granulítica da *Nappe* Socorro-Guaxupé

Este capítulo consiste de um estudo petrológico e geocronológico integrado dos litotipos da Unidade Granulítica da *Nappe* Socorro-Guaxupé, onde são apresentados novos dados de química mineral, termobarometria, geoquímica de rocha-total, isótopos de Sr-Nd, geoquímica de elementos-traço e geocronologia U-Pb em zircão. Este capítulo é apresentado sob a forma de artigo (ANEXO II), intitulado “*Age and duration of pre-collisional arc magmatism and UHT metamorphism in the Socorro-Guaxupé Nappe (SE Brazil) constrained by in-situ charnockite melts and related rocks*”, que será submetido em breve para o periódico *Precambrian Research* e sua leitura é indispensável para a compreensão desta tese.

6.1 Resumo

A *Nappe* Socorro-Guaxupé (NSG) representa um arco magmático intensamente erodido que registra a colisão Ediacarana entre a Placa Paranapanema e o paleocontinente São Francisco, relacionada com a aglutinação do Gondwana Ocidental. A NSG expõe uma seção espessa (ca. 10 km) de crosta inferior, composta predominantemente por granulitos e migmatitos. O magmatismo sin-colisional é registrado por intrusões de charnockitos e granitos cálcio-alcalinos de alto-K por toda a *nappe*. Um estudo petrológico e geocronológico integrado dos leucossomas com ortopiroxênio e com hornblenda e dos granulitos hospedeiros da Unidade Granulítica é apresentado, a fim de determinar a idade e duração do magmatismo de arco pré-colisional e do metamorfismo de temperatura ultra-alta na NSG. Novas idades U-Pb de zircão obtidas por LA-ICP-MS são combinadas com geoquímica de elementos-traço em zircão para discriminar com maior confiança zircões herdados de zircões não-herdados. Idades de cristalização ígneas dos granulitos félsicos e granada granulitos se situam entre ca. 730-640 Ma, e são equivalentes àsquelas obtidas em xenocristais de zircão herdados no leucossoma com ortopiroxênio e com hornblenda. Este intervalo de idade é interpretado como sendo o período de magmatismo de arco pré-colisional, com duração de pelo menos 90 m.y. As idades concordia de ca. 655-650 Ma obtidas nos granulitos félsicos e granada granulitos refletem o principal período de magmatismo de arco pré-colisional. A NSG evoluiu a partir de um ambiente de subducção para um ambiente colisional, envolvendo a formação de fundidos charnockíticos e leucossomas com hornblenda in-situ a ca. 630-625 Ma durante o metamorfismo sin-colisional de temperatura ultra-alta. As condições de pico metamórfico de temperatura ultra-alta foram atingidas a ca. 900 °C, 12 kbar, através da fusão parcial de granulitos félsicos. Magmas básicos (*mafic underplating*) poderiam ter atuado como importante fonte de calor adicional durante o metamorfismo de temperatura ultra-alta, dada a ocorrência de rochas máficas intrusivas sin-metamórficas nas proximidades dos leucossomas charnockítico (com ortopiroxênio) e com hornblenda. Padrões de ETR contrastantes nos leucossomas fornecem evidência para a presença de fundidos fracionados (maior abundância de ETR e anomalia negativa de Eu) e cumulos (menor abundância de ETR e anomalia positiva de Eu). As rochas

estudadas apresentam evidência isotópica de participação de fontes mantélicas enriquecidas em sua origem, pois retrabalhamento crustal envolvendo crostas arqueanas ou paleoproterozóicas mais antigas não foram reconhecidas até o presente momento.

7. Discussão

7.1 Evolução temporal dos eventos de fusão parcial e cristalização de fundido na *Nappe Socorro-Guaxupé*

A *Nappe Socorro-Guaxupé* representa um domínio de arco magmático Neoproterozóico intensamente erodido que expõe aproximadamente 10 km de crosta inferior (Campos Neto & Caby, 1999, 2000), fornecendo condições excelentes para o estudo dos processos de fusão parcial em crosta continental profunda. Os dados apresentados nesta tese permitiram uma compreensão mais detalhada dos processos de fusão parcial e cristalização de fundido na *Nappe Socorro-Guaxupé*, baseado na integração de técnicas de datação *in-situ* de zircão e monazita, análise textural detalhada, geotermobarometria e geoquímica de elementos-traço nas fases acessórias datadas e fases metamórficas principais. A conexão de episódios distintos de crescimento e/ou alteração de zircão e monazita com reações metamórficas específicas permite a reconstrução de trajetórias P-T-t, e se tornou o grande foco em estudos petrológicos modernos (e.g. Rubatto et al., 2001; Taylor et al., 2014; Yakymchuk & Brown, 2014; Kirkland et al., 2016).

O crescimento de zircão ocorre preferencialmente durante o resfriamento de fundido ao longo da trajetória retrometamórfica e registra dois episódios principais de cristalização de fundido em *ca.* 615 Ma e *ca.* 608 Ma, tanto nos litotipos da Unidade Metatexítica, como da Unidade Granulítica Basal. Migmatitos com protólito sedimentar (Unidade Metatexítica) apresentam monazita em abundância e em diversos contextos texturais. A monazita ocorre preservada como inclusões na granada, ao redor de grãos de apatita, com inclusões de zircão, sobrecrecendo cristais de zircão ou na forma de cristais euédricos grossos na matriz com feldspato e biotita. Cinco episódios distintos de geração de monazita foram identificados e correlacionados com reações metamórficas específicas, baseado na partição de Y e ETRP entre monazita, granada e xenotima (e.g. Foster & Parrish, 2003; Hermann & Rubatto, 2003; Spear & Pyle, 2003; Williams et al., 2007), o que permitiu determinar a evolução temporal completa do metamorfismo progressivo/fusão parcial e metamorfismo retrógrado/cristalização de fundido. O pico do metamorfismo de temperatura ultra-alta é registrado por megacristais de granada e ortopiroxênio dentro de leucossoma da Unidade Metatexítica a 1027 ± 108 °C, $11,7 \pm 1,4$ kbar, com re-equilíbrio a 865 ± 38 °C, $8,9 \pm 0,8$ kbar durante o resfriamento. A associação granada + ortopiroxênio aluminoso permitiu a determinação das condições de pico utilizando o método de recuperação de composição de Pattison et al., (2003).

A monazita do domínio 1 é caracterizada por núcleos ricos em Y e ETRP preservados como inclusões na granada. A dissolução parcial destes núcleos marca o aparecimento de granada peritética e fundido a *ca.* 631 ± 4 Ma através da incorporação de Y na granada e crescimento de monazita rica em Th e pobre em Y, conforme descrito na seguinte reação: $(3) \text{Bt}_1 + \text{Pl}_1 + \text{Qtz} + \text{Mnz}_{\text{Domínio 1}} \text{ (rica em Y, ETRP)} \rightarrow \text{Grt} \pm \text{Opx} + \text{Kfs} + \text{fundido} + \text{Mnz}_{\text{Domínio 3}} \text{ (rica em Th, pobre em Y e ETRP)}$. A monazita do domínio

2 ocorre na forma de grãos pequenos ao redor de apatita, e registra os estágios iniciais de descompressão a *ca.* 628 ± 4 Ma.

A diminuição nos conteúdos de Y e ETRP acompanhada de incorporação de Th na monazita, reflete o crescimento de granada na presença de fundido (e.g. Bea & Montero, 1999; Mahan et al. 2006; McFarlane & Frost, 2009; Dumond et al., 2015). A presença de anomalias negativas de európio (e.g. Bea & Montero, 1999; Rubatto, 2002) e de zoneamento oscilatório de Th na monazita (e.g. Schaltegger et al., 1999; Townsend et al., 2000; Rubatto et al., 2001; Dumond et al., 2015) reforçam a hipótese de crescimento de monazita a partir de fundido. Três episódios de cristalização de fundido foram reconhecidos a partir de monazita rica em Th e pobre em Y e ETRP do domínio 3: (1) monazita com zoneamento oscilatório e setorial registra os estágios iniciais de cristalização de fundido a *ca.* 625 Ma; (2) o principal episódio de geração de monazita a *ca.* 615 Ma coincide com a cristalização de zircão no mesmo período; (3) o crescimento de monazita euédrica grossa (~3mm) rica em Th no leucossoma com granada e ortopiroxênio é sincrônico com a geração de zircão tipo *soccer ball* em granulitos máficos, e marca os estágios finais de cristalização de fundido a *ca.* 608 Ma. Os picos de idade de *ca.* 615 e 608 Ma são compatíveis com estudos geocronológicos prévios na *Nappe Socorro-Guaxupé* (e.g. Basei et al., 1995; Janasi, 1999, 2002; Hackspacher et al., 2004; Martins et al., 2009; Mora et al., 2014, Gengo, 2014) e são interpretados como sendo os principais episódios de crescimento de zircão durante a cristalização de fundido com temperaturas na ordem de 680-790 °C, o que é aqui reforçado pelos dados de termometria de Ti-em-zircão.

A monazita do domínio 4 é caracterizada por bordas ricas em Y e ETRP, que indicam o crescimento localizado de monazita concomitante com o consumo parcial de granada e crescimento abundante de biotita durante o retrometamorfismo em *ca.* 600-590 Ma. A monazita incorpora Y e ETRP liberados da granada, através da reação: (4) $\text{Grt} \pm \text{Opx} + \text{Kfs} + \text{fundido} + \text{Mnz}_{\text{Domínio 3}}$ (rica em Th, pobre em Y e ETRP) $\rightarrow \text{Bt}_2 + \text{Pl}_2 + \text{Qtz} + \text{Mnz}_{\text{Domínio 4}}$ (rica em Y e ETRP). A monazita do domínio 5 é representada por bordas ricas em Th, que difere da monazita do domínio 3 em seu destacado empobrecimento em ETRP e marca a recristalização de monazita por processos de dissolução-reprecipitação (e.g. Williams et al., 2011) na presença de fluidos em *ca.* 590 Ma.

Os dados apresentados nesta tese corroboram com as idades de *ca.* 630-620 Ma estimadas anteriormente para o metamorfismo de temperatura alta na *Nappe Socorro-Guaxupé* (Basei et al., 1995; Janasi, 1999, 2002; Campos Neto et al., 2004; Martins et al., 2009; Reno et al., 2009; Mora et al., 2014). O crescimento abundante de zircão e monazita no leucossoma registra um evento prolongado de cristalização de fundido entre 629±4 e 601±1 Ma. O espalhamento das idades evidencia o caráter episódico de geração de zircão e monazita, conforme proposto por Rubatto et al., (2013), porém durante um intervalo de tempo indistinguível com a precisão analítica dos métodos utilizados.

7.2 Origem dos charnockitos e hornblenda granitos da Unidade Granulítica

Charnockitos e granitos constituem os principais tipos de rochas ígneas em terrenos granulíticos pré-cambrianos e o estudo de sua formação pode contribuir no entendimento da evolução da crosta continental inferior (e.g. Percival & Mortensen, 2002; Rajesh, 2004; Frost & Frost, 2008; Zhao et al., 2014; Klaver et al., 2015). Os veios de leucossoma com ortopiroxênio e hornblenda da Unidade Granulítica Basal da *Nappe* Socorro-Guaxupé representam o produto da fusão *in-situ* de granulitos félsicos de composição intermediária. Concentrações de leucossoma ocorrem no contato dos granulitos félsicos com rochas máficas intrusivas sin-metamórficas, sugerindo a atuação de magmas básicos como fonte de calor adicional na geração de leucossoma charnockítico (com ortopiroxênio) durante o metamorfismo de temperatura ultra-alta, conforme proposto na literatura (e.g. Wells, 1980; Harley, 1989, 1992). No entanto, não se pode descartar a possibilidade de participação de outras fontes de calor adicionais, tendo em vista que a ocorrência de rochas máficas sin-intrusivas não é bastante expressiva na área de estudo.

Os veios de leucossoma com ortopiroxênio e hornblenda estudados são magnesianos, metaluminosos, alcalinos a cálcio-alcalinos e se situam no limite entre os campos de granito de arco vulcânico e granitos sin-colisionais de Pearce et al., (1984). Duas assinaturas contrastantes de elementos-traço foram reconhecidas nos veios de leucossoma com ortopiroxênio e hornblenda: (1) conteúdos elevados de ETR, fracionamento moderado em ETR ($(La/Yb)_N = 16$), e anomalias negativas de Eu pouco pronunciadas ($Eu/Eu^* = 0,2$); (2) conteúdos baixos de ETR, padrões mais fracionados ($(La/Yb)_N = 75$) e forte anomalias positivas de Eu ($Eu/Eu^* = 8$). Segundo Sawyer (1987), essas assinaturas são indicativas de magmas mais fracionados e de cumulos, respectivamente. Os veios de leucossoma com ortopiroxênio e hornblenda com padrões de ETR semelhantes às de cumulos, envolvem completamente blocos de granada granulito e de granulito félsico. Desta forma, não pode ser descartada a hipótese de interação local entre leucossomas e granulitos através de processos de dissolução, mistura e/ou assimilação (e.g. Klaver et al., 2015). Os veios de leucossoma com ortopiroxênio e hornblenda apresentam um padrão geoquímico análogo à média crustal (Rudnick & Fountain, 1995; Wedepohl, 1995) e exibem assinaturas típicas de arco continental, caracterizadas por enriquecimento em ETRL e presença de anomalias negativas de Nb e Ti, em semelhança à outras áreas (e.g. Percival & Mortensen, 2002). Essa assinatura geoquímica enriquecida em potássio e elementos incompatíveis é comparável à de outros charnockitos magnesianos cálcio-alcalinos (e.g. Zhao et al., 1997) e reflete fontes relativamente férteis, porém anidras (e.g. Klaver et al., 2015). Os granulitos félsicos apresentam conteúdos mais elevados de K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , Ba, Zr e ETR do que a média crustal e são ligeiramente mais empobrecidos em elementos móveis (e.g. Th, U, Rb), e possivelmente representam a fonte. Os granulitos máficos apresentam fracionamento moderado de ETR, ausência de anomalia de Eu, e anomalia de Nb bem pronunciada, com assinaturas geoquímicas semelhantes às de arcos de ilhas modernos (e.g. Korsch et al., 2011).

O contato entre os veios de leucossoma com ortopiroxênio e hornblenda é geralmente transicional e localmente foi observada a ocorrência de relíquias de ortopiroxênio preservadas em megacristais de hornblenda, o que sugere a atuação de processos de fracionamento de água para o magma residual, com a destruição de ortopiroxênio seguida de cristalização de hornblenda em composições mais evoluídas (e.g. Percival & Mortensen, 2002). Ambos apresentam assinaturas geoquímicas semelhantes e idades de cristalização idênticas (ca. 615 Ma). A combinação de evidências texturais, geoquímicas e geocronológicas sugere uma relação genética entre os veios de leucossoma com ortopiroxênio e hornblenda, onde a cristalização fracionada constitui um importante processo na formação de leucossomas de composições variadas na Unidade Granulítica, mesmo em pequena escala (veios e pequenos bolsões de leucossoma). Desta forma, durante a sequência de cristalização, o leucossoma com ortopiroxênio cristaliza precocemente. Com o processo de cristalização fracionada, o magma residual é enriquecido em água, favorecendo a cristalização de hornblenda posterior. Os granitos hololeucocráticos finos representam as fases mais residuais e ricas em água, o que é compatível com a cristalização de fases mais hidratadas (e.g. actinolita, biotita e clorita). As assinaturas geoquímicas e idades obtidas nos leucossomas com ortopiroxênio e hornblenda se assemelham às daquelas dos charnockitos e hornblenda granitos das suítes São Pedro de Caldas e Divinolândia (Janasi, 2002), os equivalentes plutônicos regionais que caracterizam o magmatismo sin-colisional da *Nappe* Socorro-Guaxupé (Janasi, 1999, 2002; Mora et al., 2014).

7.3 Idade do magmatismo de arco pré-colisional

A idade do magmatismo de arco foi determinada através da datação de uma população grande (n = 363) de núcleos de xenocristais de zircão herdados nos litotipos de protólito sedimentar (Unidade Metatexítica), nos leucossomas com ortopiroxênio e hornblenda, bem como dos zircões provenientes dos protólitos ígneos granulíticos (Unidade Granulítica). A integração de geocronologia U-Pb com padrões de elementos-traço em zircão foi utilizada para discriminar zircões herdados de zircões não-herdados com maior confiança, o que permitiu uma distinção clara dos eventos magmáticos pré-colisionais e sin-colisionais na *Nappe* Socorro-Guaxupé.

Zircões com zoneamento oscilatório nos granulitos félsicos (amostras A1, 5B1) e granada granulito (amostra 6B1) da Unidade Granulítica Basal forneceram idades entre ca. 730-640 Ma, interpretadas como idades de cristalização dos protólitos ígneos. Idades concordia de ca. 655-650 Ma obtidas nestes litotipos caracterizam o principal período de magmatismo de arco pré-colisional em ca. 655-650 Ma. Núcleos de xenocristais de zircão herdados nos veios de leucossoma com ortopiroxênio e hornblenda (amostras A2 e C1, respectivamente) registram idades de ca. 705-640 Ma, dentro do mesmo intervalo de idades dos granulitos, embora xenocristais de zircão sejam mais abundantes no leucossoma com hornblenda. Xenocristais herdados de zircão são bastante comuns em rochas

graníticas, visto que magmas de baixa temperatura saturados em Zr são incapazes de dissolver completamente os grãos de zircão herdados (e.g. Miller et al., 2003). A comparação de idades obtidas a partir dos leucossomas e rochas hospedeiras também permite a identificação de herança uma vez que as rochas hospedeiras sejam a fonte provável dos zircões herdados (e.g. Crowley et al., 2008). Os migmatitos da Unidade Metatexítica preservam padrões de herança de *ca.* 800-640 Ma idênticos. Este intervalo de idades também foi reconhecido em outras partes da *Nappe* Socorro-Guaxupé (e.g. Janasi, 1999, 2002; Negri, 2002; Hackspacher et al., 2003; Martins et al., 2009; Mora et al., 2014; Gengo, 2014). Portanto, as evidências de campo combinadas com os novos dados de elementos-traço e U-Pb em zircão desta tese indicam que o magmatismo de arco pré-colisional ocorreu entre *ca.* 730-640 Ma com duração de pelo menos 90 m.y., e que este magmatismo foi mais expressivo em *ca.* 655-650 Ma.

7.4 Implicações tectônicas e regionais

A idade do pico metamórfico e resfriamento no sul do Orógeno Brasília tem sido amplamente debatida ao longo dos últimos 20 anos (e.g. Janasi, 2002; Hackspacher et al., 2004; Martins et al., 2009; Reno et al., 2009; Campos Neto et al., 2010, 2011; Mora et al., 2014). Segundo Campos Neto et al., (2010, 2011) as idades mais antigas estão registradas nas partes externas do sistema de *nappes* (*ca.* 630-620 Ma na *Nappe* Socorro-Guaxupé), gradando progressivamente para idades mais novas em direção ao domínio cratônico (*ca.* 620-605 Ma no Sistema de *Nappes* Andrelândia; *ca.* 590 Ma nos sistemas de *nappes* Carrancas e Lima Duarte), e interpretou este padrão como migração da frente de deformação e metamorfismo. No entanto, os dados obtidos nesta tese indicam que os estágios finais de cristalização de fundido ocorrem em *ca.* 600 Ma, o que demonstra que o metamorfismo de temperatura ultra-alta na *Nappe* Socorro-Guaxupé foi um evento de longa duração, e que deve se estender por todo o Orógeno Brasília. A intrusão dos sienitos potássicos pós-colisionais Pedra Branca (Carvalho & Janasi, 2012) e Capituva marca o último evento magmático conhecido na *Nappe* Socorro-Guaxupé (e.g. Janasi, 1999, 2002; Campos Neto et al., 2004), com idade de *ca.* 612 Ma (Töpfner, 1996). Porém os dados obtidos neste trabalho demonstram que a idade de 612 ± 3 Ma obtida por Töpfner (1996) para o sienito Pedra Branca necessita ser revista, uma vez que este representa um período expressivo de cristalização de fundido na *Nappe* Socorro-Guaxupé, e que o magmatismo pós-colisional é registrado em *ca.* 590-580 Ma e representado por rochas da Província Granítica Itú (Janasi et al., 2009).

Uma evolução metamórfica distinta para o Orógeno Brasília foi proposta recentemente por Reno et al. (2009). Estes autores afirmam que o pico do metamorfismo poderia ter começado em torno de *ca.* 680 Ma, baseado em idade U-Pb SIMS de um retro-eclogito da *Nappe* Andrelândia. Uma idade U-Pb SIMS de *ca.* 622 Ma foi obtida para um granulito da base da *Nappe* Socorro-Guaxupé, e

interpretada como sendo a idade de resfriamento de um fundido enriquecido em ETRP pós-pico metamórfico. No entanto esta interpretação é baseada em um conjunto de dados relativamente pequeno, pois a idade concordia de *ca.* 622 Ma é resultante de sete dados com espalhamento entre *ca.* 666-590 Ma, o que não caracteriza uma população estatisticamente consistente. Zircões da amostra 04-7-1 (Reno et al., 2009) possui núcleos com zoneamento oscilatório e padrões de ETR bastante fracionados ($Yb_N/Gd_N=14-34$), sobrecrecidos por bordas finas e com alta resposta de catodoluminescência, o que dificulta a obtenção de idades confiáveis relacionadas ao evento metamórfico. Desta forma, as idades obtidas por Reno et al. (2009) provavelmente representam misturas de idades de núcleos de zircões herdados com zoneamento oscilatório de idades em torno de *ca.* 670-640 Ma e bordas metamórficas mais novas do que *ca.* 630 Ma. Idades ainda mais antigas de 800 Ma obtidas por Reno et al. (2009) deve estar associadas ao estágio de subducção e aparentemente são equivalentes às idades de herança determinadas por Negri (2002) e Martins et al. (2009).

Os dados geocronológicos obtidos nesta tese confirmam a presença de heranças de zircão com idades entre *ca.* 730-640 Ma através da datação de uma população grande ($n = 363$) de núcleos de zircões herdados com zoneamento oscilatório com padrão de ETR fracionado, típico de zircões magmáticos, além de zircões do protólito ígneo granulítico, o que caracteriza este período como magmatismo de arco pré-colisional. A monazita registra idades progressivas de *ca.* 631 ± 4 Ma anteriores ao evento de fusão parcial, definindo assim um limite máximo de idade para o metamorfismo de fácies granulito na *Nappe* Socorro-Guaxupé. Monazita relacionada com a apatita registra as fases iniciais de descompressão a *ca.* 628 ± 4 Ma, seguido por fusão envolvendo quebra de biotita, com a geração de granada e ortopiroxênio peritéticos em 1027 ± 108 °C, $11,7 \pm 1,4$ kbar. Desta forma, a idade do pico metamórfico de temperatura ultra-alta é estabelecida em *ca.* 630-625 Ma. Estes dados corroboram com as estimativas anteriores para a idade de metamorfismo de alta temperatura em *ca.* 630-620 Ma (Basei et al, 1995; Janasi, 1999, 2002; Martins et al, 2009; Reno et al, 2009; Mora et al, 2014). O crescimento abundante de zircão e monazita registra um evento de cristalização de fundido prolongado entre 629 ± 4 e 601 ± 1 Ma. O espalhamento dos dados sugere o crescimento de zircão e monazita em qualquer momento dentro deste intervalo, porém principalmente entre *ca.* 625-605 Ma. Os estágios finais de cristalização de fundido são consistentes com o desenvolvimento de bordas de monazita ricas em Y e ETRP em *ca.* 600 Ma, concomitante com o consumo parcial de granada e crescimento extenso de biotita ao longo da trajetória retrometamórfica. Recristalização tardia promovida pela infiltração de fluidos é registrada em bordas de monazita ricas em Th em *ca.* 590 Ma.

A sobreposição de idades obtidas para episódios distintos de crescimento de monazita na *Nappe* Socorro-Guaxupé pode ser atribuída às incertezas inerentes ao método de datação por microsonda eletrônica. Neste método, assume-se que praticamente todo o Pb analisado é thorogênico (^{208}Pb), que quantidades de Pb comum (^{204}Pb) são desprezíveis, e que os isótopos de U

(^{206}Pb , ^{207}Pb) estão presentes em abundâncias crustais (Montel et al., 1996; Williams et al., 2006, 2007). No entanto, o método de datação por microsonda eletrônica não fornece informações relativas à discordância de idades, presença de Pb comum ou excesso de ^{206}Pb , o que poderia afetar a interpretação correta das idades. Embora a espectrometria de massa de diluição isotópica e ionização termal (ID-TIMS) seja reconhecida como um importante método analítico com alta precisão e acurácia (incertezas <0,2%; e.g. Schoene et al., 2013), a complexidade nos padrões de zoneamento químico identificados na monazita impõe limitações claras a este método, e a obtenção de idades de mistura é um problema comum em datação de monazita por ID-TIMS. Uma distinção mais precisa de múltiplos episódios de crescimento de monazita na *Nappe* Socorro-Guaxupé e em outros orógenos pré-cambrianos exige alta precisão e alta resolução espacial. No entanto, não é possível solucionar algumas questões em monazita com padrão de zoneamento complexo se a variação de idade é menor do que a precisão do método analítico utilizado. Desta forma, novos avanços analíticos são necessários para desvendar por completo histórias prolongadas em orógenos pré-cambrianos.

Para alguns autores (e.g. Campos Neto et al., 2011) a *Nappe* Socorro-Guaxupé poderia representar a extensão sul do Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel et al., 2000; Laux et al., 2004). No entanto, rochas juvenis não foram reconhecidas na *Nappe* Socorro-Guaxupé até o momento (Campos Neto et al., 2011), e valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ negativos são frequentes em vários litotipos da *Nappe* Socorro-Guaxupé (e.g. Janasi, 1999, 2002; Campos Neto et al., 2004; Janasi et al., 2009; Mora et al., 2014; Vinagre et al., 2014). Idades-modelo (Nd_{TDM}) apresentam valores entre 1,6 a 1,8 Ga, compatíveis com as idades-modelo mais novas do subdomínio Alfenas quando comparadas ao subdomínio Machado ($\text{Nd}_{\text{TDM}} > 2,0$ Ga) (Janasi, 2002), e sugerem a fusão de uma crosta granulítica fértil. Uma maneira de explicar as assinaturas pouco radiogênicas de Nd na *Nappe* Socorro-Guaxupé seria através de contaminação e/ou assimilação de um componente crustal mais antigo, como constatado em rochas do Cráton Kaapvaal (e.g. Schoene et al., 2009). Ortognaisses arqueanos e paleoproterozóicos do embasamento do Orógeno Brasília (Fetter et al., 2001; Cioffi et al., 2016) afloram em uma grande janela tectônica (15-75 km de largura), dividindo os dois domínios da *Nappe* Socorro-Guaxupé. A existência de uma crosta antiga sotoposta pela *Nappe* Socorro-Guaxupé poderia representar a fonte provável de contaminação. No entanto, nenhuma herança arqueana ou paleoproterozóica foi reconhecida nos zircões herdados tanto neste trabalho, como em todos os estudos geocronológicos *in-situ* disponíveis na literatura (e.g. (Mora et al., 2014; Gengo, 2014). A presença abundante de xenocristais de zircão herdados com idades entre *ca.* 730-640 Ma nos leucossomas demonstra que não houve dissolução completa de zircão no magma, mesmo em magmas charnockíticos de temperatura ultra-alta. Portanto, é bastante improvável que processos de contaminação-assimilação sejam responsáveis pelas assinaturas isotópicas de Nd menos radiogênicas identificadas neste trabalho. Uma alternativa mais viável seria que estas assinaturas resultem de misturas entre componentes crustais e manto litosférico enriquecido (e.g. Hagen-Peter et al., 2015).

Conforme proposto recentemente por Carvalho et al., (2014), o avanço e colocação final da *Nappe* Socorro-Guaxupé é posterior à geração de suítes magmáticas, dado que não há evidências de participação de embasamento mais antigo na sua gênese. Portanto, os resultados obtidos nesta tese, em conjunto com os dados disponíveis na literatura (Janasi, 1999, 2002; Campos Neto et al., 2004; Carvalho et al., 2014; Mora et al., 2014; Vinagre et al., 2014), sugerem que as assinaturas de Nd da *Nappe* Socorro-Guaxupé possivelmente resultam da geração de magmas a partir de fontes mantélicas enriquecidas, pois retrabalhamento crustal envolvendo crostas arqueanas ou paleoproterozóicas mais antigas não foram reconhecidas até o presente momento.

7.5 Referências bibliográficas

- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Sato, K., Sproesser, W.M., 1995. A metodologia urânio-chumbo na Universidade de São Paulo: princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 67(2), 221-237.
- Bea, F., Montero, P., 1999. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 1133-1153.
- Campos Neto, M.C. & Caby, R., 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraints from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Research* 97, 3-26.
- Campos Neto, M.C., Caby, R., 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil: Petrological and structural constraints. *Tectonics* 14 (4), 669-687.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabó, A.J. & Vasconcelos, P., 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE-Brasil, 2004. *Geologia USP, Série Científica* 4 (1), 13-40.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Janasi, V.A. & Moraes, R. 2011. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe System: An Ediacaran Western Gondwana Collage, South of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 393-406.
- Carvalho, B.B., Janasi, V.A., 2012. Crystallization conditions and controls on trace elemento residence in the main minerals from the Pedra Branca Syenite, Brazil: an electron microprobe and LA-ICPMS study. *Lithos* 153, 208-223.
- Carvalho, B.B., Janasi, V.A., Henrique-Pinto, R., 2014. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotope constraints on the petrogenesis of the K-rich Pedra Branca Syenite: Implications for the Neoproterozoic post-collisional magmatism in SE Brazil. *Lithos* 205, 39-59.

- Cioffi, C.R., Campos Neto, M.C., Möller, A., Rocha, B.C., 2016. Paleoproterozoic continental crust generation events at 2.08 and 2.15 Ga in the basement of the southern Brasília Orogen, SE Brazil. *Precambrian Research* 275, 176-196.
- Crowley, J.L., Brown, R.L., Gervais, F., Gibson, H.D., 2008. Assessing inheritance of zircon and monazite in granitic rocks from the Monashee Complex, Canadian Cordillera. *Journal of Petrology* 49 (11), 1915-1929.
- Dumond, G., Goncalves, P., Williams, M.L., Jercinovic, M.J., 2015. Monazite as a monitor of melting, garnet growth and feldspar recrystallization in continental lower crust. *Journal of Metamorphic Geology* 33, 735-762.
- Fetter, A.H., Hackspacher, P.C., Ebert, H.D., Dantas, E.L., Costa, A.C.D., 2001. New Sm-Nd and U-Pb geochronological constraints on the Archean to Paleoproterozoic evolution of the Amparo basement complex of the central Ribeira belt, southeastern Brazil. 3rd South American Symposium on Isotope Geology (Extended Abstracts, CD-ROM).
- Foster, G., Parrish, R.R., 2003. Metamorphic monazite and the generation of P-T-t paths. In: D. Vance, W. Müller, I.M. Villa (Eds). *Geochronology: Linking the Isotopic Record with Petrology and Textures – Geological Society, London, Special Publications* 220, 25-47.
- Frost, B.R., Frost, C.D., 2008. On charnockites. *Gondwana Research* 13, 30-44.
- Gengo, R.M., 2014. Petrologia de ortognaisses e granitoides do Domínio Socorro, Nappe Socorro-Guaxupé, Seção Extrema-Camanducaia. Dissertação de Mestrado, IGc-USP: 121 p.
- Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Ebert, H.D., Janasi, V.A., Oliveira, M.A.F., Braga, I.F., Negri, F.A., 2003. Magmatismo há ca. 660-640 Ma no Domínio Socorro: Registros de convergência pré-colisional na aglutinação do Gondwana Ocidental. *Geologia USP, Série Científica* 3, 85-96.
- Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Teixeira, W., Dantas, E.L., Ebert, H.D., Trouw, R.A.J., Vasconcelos, P., 2004. Final stages of the Brasiliano Orogenesis in SE Brazil: U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar evidence for overprinting of the Brasília Belt by the Ribeira Belt tectonics. In: Weinberg, R., Trouw, R.A.J., Fuck, R.A., Hackspacher, P.C. (eds.), *The 750-550 Ma Brasiliano Event of South America*, *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, Vol. 17 (<http://virtualexplorer.com.au/article/2004/108/final-stages-of-the-brasiliano-orogeny>).
- Hagen-Peter, G., Cottle, J.M., Tulloch, A.J., Cox, S.C., 2015. Mixing between enriched lithospheric mantle and crustal components in a short-lived subduction-related magma system, Dry Valley area, Antarctica: Insights from U-Pb geochronology, Hf isotopes, and whole-rock geochemistry. *Lithosphere*, doi: 10.1130/L384.1
- Harley, S.L., 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine* 126 (3): 215-247.
- Harley, S.L., 1992. Proterozoic granulite terranes. In: Condie, K.C. *Proterozoic crustal evolution*, Elsevier, New York, pp. 301-359.

- Hermann, J., Rubatto, D., 2003. Relating zircon and monazite domains to garnet growth zones: age and duration of granulite facies metamorphism in the Val Malenco lower crust. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 833-852.
- Janasi, V.A., 1999. Petrogênese de granitos crustais da *Nappe* de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. *Tese (Livre-Docência)* – IGc-USP, 304 pp.
- Janasi, V.A., 2002. Elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of two Neoproterozoic mangerite suites in SE Brazil: implications for the origin of the mangerite-charnockite-granite series. *Precambrian Research* 119, 301-327.
- Janasi, V.A., Vlach, S.R.F., Campos Neto, M.C., Ulbrich, H.H.G.J., 2009. Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itú Granite Province, southeastern Brazil: petrological and tectonic significance. *Canadian Mineralogist* 47, 1505-1526.
- Kelsey, D.E., Hand, M., 2015. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings. *Geoscience Frontiers* 6, 311-356.
- Kirkland, C.L., Erickson, T.M., Johnson, T.E., Danišík, M., Evans, N.J., Bourdet, J., McDonald, B., 2016. Discriminating prolonged, episodic or disturbed monazite age spectra: an example from the Kalak Nappe Complex, Arctic Norway. *Chemical Geology* 424, 96-110.
- Klaver, M., de Roeвер, E.W.F., Nanne, J.A.M., Mason, P.R.D., Davies, G.R., 2015. Charnockites and UHT metamorphism in the Bakhuis Granulite Belt, western Suriname: Evidence for two separate UHT events. *Precambrian Research* 262, 1-19.
- Laux, J.H., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Armstrong, R., Armele, A., Nilson, A.A., 2004. Mafic magmatism associated with the Goiás Magmatic arc in the Anicuns region, Goiás, central Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS U-Pb data. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 599-614.
- Mahan, K.H., Goncalves, P., Williams, M.L., Jercinovic, M.J., 2006. Dating metamorphic reactions and fluid flow: application to exhumation of high-P granulites in a crustal-scale shear zone, western Canadian Shield. *Journal of Metamorphic Geology* 24, 193-217.
- 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.
- McFarlane, C.R.M., Frost, B.R., 2009. Constraints on the early metamorphic evolution of Broken Hill, Australia, from in situ U-Pb dating and REE geochemistry of monazite. *Journal of Metamorphic Geology* 27, 3-17.
- Miller, C.F., McDowell, S.M., Mapes, R.W., 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology* 31 (6), 529-532.
- Montel, J.-M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C., Provost, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology* 131 (1-4), 37-53.

- Mora, C.A.S., Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., 2014. Syn-collisional lower continental crust anatexis in the Neoproterozoic Socorro-Guaxupé Nappe System, southern Brasília Orogen, Brazil: constraints from zircon U-Pb dating, Sr-Nd-Hf signatures and whole-rock geochemistry. *Precambrian Research* 255, 847-864.
- Negri, F.A., 2002. Petrologia das rochas charnockito-graníticas e encaixantes de alto grau associadas na região de São Francisco Xavier, SP. Unpublished PhD Thesis, Universidade Estadual Paulista, Brazil, 404 pp.
- Pattison, D.R.M., Chacko, T., Farquhar, J., McFarlane, C.R.M., 2003. Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry for retrograde exchange. *Journal of Petrology* 44(5), 867-900.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
- Percival, J.A., Mortensen, J.K., 2002. Water-deficient calc-alkaline plutonic rocks of northeastern Superior Province, Canada: Significance of charnockitic magmatism. *Journal of Petrology* 43(6), 1617-1650.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* 20, 375-379.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Gioia, S.M.C.L., 2000. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Brazilian Journal of Geology* 30(1): 35-39.
- Pyle, J.M., Spear, F.S., 2003. Four generations of accessory-phase growth in low-pressure migmatites from SW New Hampshire. *American Mineralogist* 88, 338-351.
- Rajesh, H.M., 2004. The igneous charnockite-high-K alkali-calcic I-type granite-incipient charnockite association in Trivandrum Block, southern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147, 346-362.
- Reno, B.L., Brown, M., Kobayashi, K., Nakamura, E., Piccoli, P.M., Trouw, R.A.J., 2009. Eclogite-high-pressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of the Geological Society, London* 166, 1013-1032.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 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.
- 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.
- 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.
- Schoene, B., Condon, D.J., Morgan, L., McLean, N., 2013. Precision and accuracy in geochronology. *Elements* 9, 19-24.
- Schoene, B., Dudas, F.O.L., Bowring, S.A., de Wit, M., 2009. Sm-Nd isotopic mapping of lithospheric growth and stabilization in the eastern Kaapvaal craton. *Terra Nova* 21, 219-228.
- Taylor, R.J.M., Clark, C., Fitzsimons, I.C.W., Santosh, M., Hand, M., Evans, N., McDonald, B., 2014. Post-peak, fluid-mediated modification of granulite facies zircon and monazite in the Trivandrum Block, southern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 168, 1-17.
- Töpfner, C. 1996. Brasiliano-granitoide in den bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais, Brasilien-eine vergleichende studie. *Münchener Geologische Hefte* 4, 1-100.
- Townsend, K.J., Miller, C.F., D'Andrea, J.L., Ayers, J.C., Harrison, T.M., Coath, C.D., 2000. Low temperature replacement of monazite in the Ireteba granite, Southern Nevada: geochronological implications. *Chemical Geology* 172, 95-112.
- Vielzeuf, D., Schmidt, M.W., 2001. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141, 251-267.
- Vinagre, R., Trouw, R.A.J., Mendes, J.C., Duffles, P., Peternel, R., Matos, G., 2014. New evidence of a magmatic arc in the Southern Brasília Belt, Brazil: The Serra da Água Limpa batholith (Socorro-Guaxupé Nappe). *Journal of South American Earth Sciences* 54, 120-139.
- Wells, P.R.A., 1980. Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* 46 (2), 253-265.
- Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Goncalves, P., Mahan, K., 2006. Format and philosophy for collecting, compiling, and reporting microprobe monazite ages. *Chemical Geology* 225, 1-15.
- Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Harlov, D.E., Budzýn, B., Hetherington, C.J., 2011. Resetting monazite ages during fluid-related alteration. *Chemical Geology* 283, 218-225.
- Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Hetherington, C.J., 2007. Microprobe monazite geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35, 137-175.
- Yakymchuk, C., Brown, M., 2014. Behaviour of zircon and monazite during crustal melting. *Journal of the Geological Society* 171, 465-479.
- Zhao, J.X., Ellis, D.J., Kilpatrick, J.A., McCulloch, M.T., 1997. Geochemical and Sr-Nd study of charnockites and related rocks in the northern Prince Charles Mountains, East Antarctica: implications for charnockite petrogenesis and Proterozoic crustal evolution. *Precambrian Research* 81, 37-66.

Zhao, L., Zhou, X., Zhai, M., Santosh, M., Ma, X., Shan, H., Cui, X., 2014. Paleoproterozoic tectonic transition from collision to extension in the eastern Cathaysia Block, South China: Evidence from geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Nd-Hf isotopes of a granite-charnockite suite in southwestern Zhejiang. *Lithos* 184-187, 259-280.

8. Conclusões

Os dados levantados nesta tese permitiram determinar a evolução temporal completa do metamorfismo progressivo/fusão parcial e metamorfismo retrógrado/cristalização de fundido na *Nappe* Socorro-Guaxupé, com implicações diretas na evolução do Orógeno Brasília. Cinco episódios distintos de geração de monazita foram identificados em migmatitos com granada $\pm$ ortopiroxênio na Unidade Metatexítica, e correlacionados com reações metamórficas específicas para descrever a evolução *P-T-t* registrada pelas rochas. Um estágio de crescimento progressivo de monazita (domínio 1) anterior ao evento de fusão parcial a *ca.* 631 $\pm$ 4 Ma é registrado em núcleos de monazita ricos em Y e ETRP inclusos em granada, o que define um limite de idade para o início do metamorfismo de fácies granulito na *Nappe* Socorro-Guaxupé. Monazita relacionada com a apatita (domínio 2) registra as fases iniciais de descompressão a *ca.* 628 $\pm$ 4 Ma, seguidas por fusão parcial envolvendo quebra de biotita, com a geração de granada e ortopiroxênio peritéticos. As condições de pico metamórfico foram determinadas a *ca.* 1030 °C a 11,7 kbar em megacristais de granada e ortopiroxênio dentro de leucossoma da Unidade Metatexítica e a *ca.* 900 °C at 12 kbar em granada granulito da Unidade Granulítica, o que caracteriza o metamorfismo de temperatura ultra-alta na *Nappe* Socorro-Guaxupé, aqui estabelecido em *ca.* 630-625 Ma. Estes dados corroboram com as estimativas anteriores para a idade de metamorfismo de alta temperatura em *ca.* 630-620 Ma (Basei et al, 1995; Janasi, 1999, 2002; Campos Neto et al., 2004; Martins et al, 2009; Reno et al, 2009; Mora et al, 2014).

O crescimento abundante de zircão e monazita registra um evento de cristalização de fundido prolongado entre 629 $\pm$ 4 e 601 $\pm$ 1 Ma, com temperaturas na ordem de 790-680 °C baseado em termometria de Ti-em-zircão. Três episódios de cristalização de fundido foram reconhecidos a partir de monazita rica em Th e pobre em Y e ETRP do domínio 3: (1) um estágio inicial a *ca.* 625 Ma; (2) um episódio principal a *ca.* 615 Ma, que coincide com a cristalização de zircão no mesmo período; (3) e um estágio final a *ca.* 608 Ma sincrônico com a geração de zircão tipo *soccer ball* em granulitos máficos. O espalhamento dos dados sugere o crescimento de zircão e monazita em qualquer momento dentro deste intervalo, porém os dados desta tese evidenciam o caráter episódico de crescimento de zircão e/ou monazita em *ca.* 625 Ma, *ca.* 615 Ma e *ca.* 608 Ma. Os picos de idade de *ca.* 615 e 608 Ma são compatíveis com estudos geocronológicos prévios na *Nappe* Socorro-Guaxupé (e.g. Basei et al., 1995; Janasi, 1999, 2002; Hackspacher et al., 2004; Martins et al., 2009; Mora et al., 2014, Gengo, 2014). Os estágios finais de cristalização de fundido são consistentes com o desenvolvimento de bordas de monazita ricas em Y e ETRP (domínio 4) em *ca.* 600 Ma, concomitante com o consumo parcial de granada e crescimento extenso de biotita ao longo da trajetória retrometamórfica. Recristalização tardia promovida pela infiltração de fluidos é registrada em bordas de monazita ricas em Th (domínio 5) em *ca.* 590 Ma.

A idade do magmatismo de arco pré-colisional foi determinada a partir da datação de uma população grande ($n = 363$) de núcleos de zircões herdados nos litotipos de protólito sedimentar (Unidade Metatexítica), nos leucossomas com ortopiroxênio e hornblenda, bem como dos zircões provenientes dos protólitos ígneos granulíticos (Unidade Granulítica). As evidências de campo combinadas com os novos dados de elementos-traço e U-Pb em zircão desta tese indicam que o magmatismo de arco pré-colisional ocorreu entre *ca.* 730-640 Ma com duração de pelo menos 90 m.y., e que este magmatismo foi mais expressivo em *ca.* 655-650 Ma.

Embora a *Nappe* Socorro-Guaxupé tenha sido interpretada (e.g. Campos Neto et al., 2011) como a extensão sul do Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel et al., 2000; Laux et al., 2004), não foram reconhecidas até o momento a presença de rochas juvenis na *Nappe* Socorro-Guaxupé. Os dados apresentados nesta tese em conjunto com dados disponíveis na literatura (e.g. Janasi, 1999, 2002; Campos Neto et al., 2004; Janasi et al., 2009; Mora et al., 2014; Vinagre et al., 2014), mostram que valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ negativos prevalecem na *Nappe* Socorro-Guaxupé como um todo. As assinaturas pouco radiogênicas de Nd na *Nappe* Socorro-Guaxupé poderiam resultar da contaminação e/ou assimilação de um componente crustal mais antigo, como constatado em rochas do Cráton Kaapvaal (e.g. Schoene et al., 2009). Uma provável fonte de contaminação seriam os ortognaisses arqueanos e paleoproterozóicos do embasamento do Orógeno Brasília (Fetter et al., 2001; Cioffi et al., 2016) que afloram em uma grande janela tectônica (15-75 km de largura) entre os dois domínios da *Nappe* Socorro-Guaxupé. A presença abundante de xenocristais de zircão herdados com idades entre *ca.* 730-640 Ma nos leucossomas indica que não houve dissolução completa de zircão no magma. No entanto, heranças arqueanas ou paleoproterozóicas não foram reconhecidas nos xenocristais de zircões herdados tanto neste trabalho, como em todos os estudos geocronológicos *in-situ* disponíveis na literatura (e.g. Mora et al., 2014; Gengo, 2014), o que invalida a hipótese de contaminação-assimilação na geração de assinaturas isotópicas de Nd menos radiogênicas. Desta forma, conclui-se que as assinaturas de Nd da *Nappe* Socorro-Guaxupé possivelmente resultam da geração de magmas a partir de fontes mantélicas enriquecidas, pois retrabalhamento crustal envolvendo crostas arqueanas ou paleoproterozóicas mais antigas não foram reconhecidas até o presente momento.

8.1 Referências bibliográficas

- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Sato, K., Sproesser, W.M., 1995. A metodologia urânio-chumbo na Universidade de São Paulo: princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 67(2), 221-237.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabó, A.J. & Vasconcelos, P., 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE-Brasil, 2004. *Geologia USP, Série Científica* 4 (1), 13-40.

- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Janasi, V.A. & Moraes, R. 2011. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe System: An Ediacaran Western Gondwana Collage, South of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 393-406.
- Cioffi, C.R., Campos Neto, M.C., Möller, A., Rocha, B.C., 2016. Paleoproterozoic continental crust generation events at 2.08 and 2.15 Ga in the basement of the southern Brasília Orogen, SE Brazil. *Precambrian Research* 275, 176-196.
- Fetter, A.H., Hackspacher, P.C., Ebert, H.D., Dantas, E.L., Costa, A.C.D., 2001. New Sm-Nd and U-Pb geochronological constraints on the Archean to Paleoproterozoic evolution of the Amparo basement complex of the central Ribeira belt, southeastern Brazil. 3rd South American Symposium on Isotope Geology (Extended Abstracts, CD-ROM).
- Gengo, R.M., 2014. Petrologia de ortognaisses e granitoides do Domínio Socorro, Nappe Socorro-Guaxupé, Seção Extrema-Camanducaia. Dissertação de Mestrado, IGc-USP: 121 p.
- Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Teixeira, W., Dantas, E.L., Ebert, H.D., Trouw, R.A.J., Vasconcelos, P., 2004. Final stages of the Brasiliano Orogenesis in SE Brazil: U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar evidence for overprinting of the Brasília Belt by the Ribeira Belt tectonics. In: Weinberg, R., Trouw, R.A.J., Fuck, R.A., Hackspacher, P.C. (eds.), *The 750-550 Ma Brasiliano Event of South America*, *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, Vol. 17 (<http://virtualexplorer.com.au/article/2004/108/final-stages-of-the-brasiliano-orogeny>).
- Janasi, V.A., 1999. Petrogênese de granitos crustais da *Nappe* de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. *Tese (Livre-Docência)* – IGc-USP, 304 pp.
- Janasi, V.A., 2002. Elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of two Neoproterozoic mangerite suites in SE Brazil: implications for the origin of the mangerite-charnockite-granite series. *Precambrian Research* 119, 301-327.
- Janasi, V.A., Vlach, S.R.F., Campos Neto, M.C., Ulbrich, H.H.G.J., 2009. Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itú Granite Province, southeastern Brazil: petrological and tectonic significance. *Canadian Mineralogist* 47, 1505-1526.
- Laux, J.H., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Armstrong, R., Armele, A., Nilson, A.A., 2004. Mafic magmatism associated with the Goiás Magmatic arc in the Anicuns region, Goiás, central Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS U-Pb data. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 599-614.
- 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.
- Mora, C.A.S., Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., 2014. Syn-collisional lower continental crust anatexis in the Neoproterozoic Socorro-Guaxupé Nappe System, southern Brasília Orogen, Brazil: constraints from zircon U-Pb dating, Sr-Nd-Hf signatures and whole-rock geochemistry. *Precambrian Research* 255, 847-864.

- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* 20, 375-379.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Gioia, S.M.C.L., 2000. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Brazilian Journal of Geology* 30(1): 35-39.
- Reno, B.L., Brown, M., Kobayashi, K., Nakamura, E., Piccoli, P.M., Trouw, R.A.J., 2009. Eclogite-high-pressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of the Geological Society, London* 166, 1013-1032.
- Schoene, B., Dudas, F.O.L., Bowring, S.A., de Wit, M., 2009. Sm-Nd isotopic mapping of lithospheric growth and stabilization in the eastern Kaapvaal craton. *Terra Nova* 21, 219-228.
- Vinagre, R., Trouw, R.A.J., Mendes, J.C., Duffles, P., Peternel, R., Matos, G., 2014. New evidence of a magmatic arc in the Southern Brasília Belt, Brazil: The Serra da Água Limpa batholith (Socorro-Guaxupé Nappe). *Journal of South American Earth Sciences* 54, 120-139.

ANEXO I

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

Artigo aceito para publicação no periódico Lithos

ANEXO I

Artigo aceito para publicação no periódico Lithos

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

B.C. Rocha ^{a,b*}, R. Moraes ^a, A. Möller ^b, C.R. Cioffi ^{a,b}, M.J. Jercinovic ^c

^a*Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, Brazil*

^b*Department of Geology, The University of Kansas, 2335 Irving Hill Road, Nichols Hall, Lawrence, KS, 66045-7559, USA*

^c*Department of Geosciences, University of Massachusetts, 611 North Pleasant Street, Amherst, MA, 01003-9297, USA*

* Corresponding author: brendaroch@yahoo.com.br

ABSTRACT

The timing of partial melting and melt crystallization in granulite facies rocks of the Socorro-Guaxupé Nappe (SGN), Brazil is constrained using a combination of imaging techniques, LA-ICP-MS and EPMA dating, trace element geochemistry and thermobarometry. (Orthopyroxene)-garnet-bearing migmatite that records extensive biotite dehydration melting shows evidence for a clockwise P-T-t path. UHT peak conditions were attained at 1030 ± 110 °C, 11.7 ± 1.4 kbar, with post-peak cooling to 865 ± 38 °C, 8.9 ± 0.8 kbar. Cryogenian igneous inheritance of *ca.* 720-640 Ma is identified in oscillatory zoned zircon cores (n=167) with steep HREE patterns. Resorbed, Y-rich monazite cores preserve a prograde growth stage at 631 ± 4 Ma prior to the partial melting event, providing an upper age limit for the granulite facies metamorphism in the SGN. REE-rich, Th-depleted monazite related to apatite records the initial stages of decompression at 628 ± 4 Ma. Multiple monazite growth episodes record melt crystallization events at 624 ± 3 Ma, 612 ± 5 Ma and 608 ± 6 Ma. Stubby, equant “soccer ball” zircon provide evidence for melt crystallization at 613 ± 2 Ma and 607 ± 4 Ma. The excess scatter in zircon and monazite age populations between 629 ± 4 and 601 ± 3 Ma is interpreted as discontinuous and episodic growth within this age range, characterizing a prolonged metamorphic event in the SGN lasting *ca.* 30 m.y. The development of Y+HREE-rich monazite rims at *ca.* 600 Ma documents retrograde garnet breakdown, extensive biotite growth and the final stages of melt crystallization. Th-rich, Y+HREE-poor monazite rims at *ca.* 590 Ma record monazite recrystallization.

Keywords: partial melting; melt crystallization; monazite; zircon; trace elements; Southern Brasília Orogen

1 Introduction

The timescales involved in orogenic processes in the deep crust rely mainly on zircon and monazite U-(Th)-Pb geochronology, due to their chemical stability and high closure temperatures (e.g. Cherniak & Watson, 2001). Linking the growth of zircon and monazite that provide age information to the key metamorphic mineral assemblage from which P - T is extracted can ideally provide a direct appraisal of the rate and timing of tectono-metamorphic events (e.g. Rubatto *et al.*, 2001; Möller *et al.*, 2003). Even though precise U-Pb dating is highly accessible now, the variable response of zircon and monazite to metamorphic processes, in addition to the complexity of its growth zones (e.g. Vavra *et al.*, 1999; Williams, 2001), can make interpretations of the U-Pb dates in high- T rocks challenging (e.g. Schaltegger *et al.*, 1999; Rubatto *et al.*, 2001; Foster & Parrish, 2003; Whitehouse & Platt, 2003; Kelly & Harley, 2005; Harley *et al.*, 2007). Zircon growth in high-grade rocks is likely to record the cooling history from high temperature rather than the peak metamorphic conditions (Roberts & Finger, 1997; Harley *et al.*, 2007). Rapid and abundant zircon growth occurs at the onset of nucleation with cooling, and diminishes as temperature decreases (Kelsey *et al.*, 2008).

New zircon formation is also attributed to subsolidus metamorphic reactions between Zr-bearing silicates and accessory phases (Fraser *et al.*, 1997; Degeling *et al.* 2001; Möller *et al.*, 2003b). Modification and/or recrystallization of pre-existing zircon are controlled by dissolution-precipitation, due to interactions with fluids or melt (Pidgeon, 1992; Schaltegger *et al.*, 1999; Hoskin & Black, 2000; Geisler *et al.*, 2007) and precipitation from fluids (Williams *et al.*, 1996). Trace element compositions of zircon and/or monazite can be used to relate their growth to an association of major metamorphic minerals, providing evidence for different growth episodes of zircon/monazite, and are combined with geochronological data to establish P - T - t evolution paths (e.g. Bea & Montero, 1999; Rubatto, 2002; Hermann & Rubatto, 2003; Möller *et al.*, 2002, 2003a, b; Kelly & Harley, 2005; Harley *et al.*, 2007).

The growth of monazite under high-grade conditions tends to define a narrower age distribution than zircon within the same rock, because pre-metamorphic inheritance is less common (e.g. Williams, 2001; Möller *et al.* 2003a; Yakymchuk & Brown, 2014). Compositional domains in monazite reflect different growth stages that can be tied to distinct geological events (e.g. Williams *et al.*, 2006, 2007; Pyle & Spear, 2003; Mahan *et al.*, 2006; Dumond *et al.*, 2008, 2015; Kelly *et al.*, 2012), as monazite has the ability to record events from prograde to retrograde evolution and helps bracket the timing of high-grade metamorphism (Möller *et al.*, 2003a; McFarlane & Frost, 2009).

This approach is used here to investigate high-grade metasedimentary rocks, as stromatic garnet-biotite metatexite, schollen diatexite, and a mafic granulite within a segregated leucosome from the Socorro-Guaxupé Nappe, MG, Brazil, to place constraints on the timing of the partial melting and melt crystallization. The southern Brasília Orogen in southeast Brazil corresponds to a Himalayan-type collisional orogen related to the assembly of western Gondwana during the Neoproterozoic

(Campos Neto & Caby, 1999, 2000). The correlation of zircon and monazite growth stages to distinct crystallization events allows a better comprehension of the metamorphism, partial melting and melt crystallization episodes of rocks formed the base of the continental crust and their exhumation.

2 Geological setting

The southern Brasília Orogen has been interpreted as a result of the Neoproterozoic collision between the active margin of Paranapanema Plate and the passive margin of the São Francisco Craton (Brito Neves et al., 1999; Campos Neto & Caby, 2000; Trouw *et al.*, 2000). It comprises a stack of flat-lying to gently SW dipping thick-skinned nappes, in which three different tectonic settings are recognized, from WSW to ENE: (i) a magmatic arc domain represented by the Socorro-Guaxupé Nappe (SGN), (ii) the subducted metasedimentary sequence of the Andrelândia Nappe System, (iii) a passive continental margin domain related to the São Francisco Plate represented by the Carrancas and Lima Duarte Nappe Systems (Fig. 1) (Campos Neto & Caby, 1999, 2000; Trouw *et al.*, 2000, 2013; Campos Neto *et al.*, 2010, 2011; Reno *et al.*, 2009, 2012).

The SGN represents a ~10km thick section of the lower continental crust, interpreted as the root of a magmatic arc developed at the active margin of the Paranapanema Plate (Campos Neto & Caby, 1999, 2000). The SGN (Fig. 1) is composed of three distinct units: (i) a basal granulite unit with banded (Grt)-Opx granulites with orthopyroxene-bearing leucosome (~3 km thick), (ii) a middle diatexite unit that comprises grey to pink metaluminous migmatites (~6 km thick), and (iii) an upper metatexite unit composed mainly of metasedimentary migmatites (Campos Neto & Caby, 1999, 2000).

Hackspacher et al. (2003) report igneous crystallization ages between ca. 640 and 655 Ma for orthogneisses and granulites of calc-alkaline affinities from the basal granulite and middle diatexite unit and interpret them as products of pre-collisional magmatism. Recently, Mora et al. (2014) reported an igneous protolith crystallization age of 646 ± 6 Ma (TIMS upper intercept) for a granulite from the basal unit, and zircon inheritance between ca. 640 and 670 Ma in metatexites from the upper metatexite unit.

High-T metamorphism in the SGN is recorded at ca. 630-620 Ma, coeval to a series of charnockite and high-K calc alkaline suites intrusive into the SGN (Basei et al., 1995; Janasi, 1999, 2002; Martins et al., 2009; Reno et al., 2009; Mora et al., 2014). A SIMS zircon U-Pb age of ca. 622 Ma in granulites from the Guaxupé Domain records the initial stages of retrograde cooling after high-T metamorphism (Reno et al., 2009). EMPA monazite dating of granite leucosome (Martins et al., 2009) and laser ablation MC-ICP-MS U-Pb dating of soccer ball zircons from orthopyroxene-bearing leucosome (Mora et al., 2014) yielded youngest ages of ca. 610 Ma, interpreted as the result of a later retrograde cooling stage.

Figure 1: Geological map of the Southern Brasília Orogen, with the location of the studied area (Alfenas Quarry) marked with a yellow star (Campos Neto et al., 2010).

3 Geological relationships

Migmatite terminology in this paper follows Sawyer (2008), in which neosome is the newly formed part of the migmatite, as a result of partial melting. Thus, it contains one part derived from the melt, and another derived from minerals that were either present in excess in melting reactions and/or are the solid products of incongruent melting. If segregation occurs, leucosome and melanosome (solid residuum left from partial melting) are recognized within the neosome. Unsegregated neosome consists of melt and solid fractions not separated by segregation.

Seven selected samples within the Metatexite Unit were collected from a single outcrop at Alfenas Quarry, located at the MG-179 state highway (Fig. 1). The study area is dominated by migmatites with variable degree of partial melting, schollen diatexite and stromatic metatexite, with subordinate mafic granulite layers and voluminous leucosome. Schollen diatexite consists of a residual (garnet)-biotite gneiss with large volume of pinkish granite leucosome (Fig. 2a), with schollen of either (garnet)-biotite gneiss or mafic granulite. Wide biotite selvages (1-4 cm) typically occur at the contact between garnet-bearing leucosome and its (garnet)-biotite gneiss schollen (Fig. 2b).

Coarse-grained segregated leucosome locally displays abundant, euhedral garnet up to 3 cm in diameter (Figs. 2c, d) and rare orthopyroxene grains (1-2 cm). Peritectic garnet within leucosome

might represent original sites of melt generation (e.g. White & Powell, 2010). The preservation of large garnet and orthopyroxene crystals within the leucosome is attributed to the formation of biotite selvages by the retrograde interaction between segregated melt and the residue (Kriegsman, 2001). Differences in chemical potential of H₂O may lead to diffusion of H₂O from the leucosome to the residue until $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ values are equalized, leaving behind a near-anhydrous leucosome (White & Powell, 2010).

Figure 2: Studied rocks collected at the Alfenas Quarry. (a) Schollen migmatite with a large volume of pinkish garnet-bearing leucosome. (b) Biotite-rich selvage commonly developed between (orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome and its host (garnet)-biotite gneiss. (c) Detail of centimeter-scale euhedral garnet within alkali-feldspar-rich leucosome and (d) corresponding sketch. (e) Sketch of segregated (garnet)-absent leucosome with rafts of mafic granulite. (f) Schollen migmatite with syn-kinematic pinkish garnet-bearing leucosome and grey (garnet)-biotite gneiss. (g) Sketch of (garnet)-biotite gneiss with leucosome parallel to the axial planes of centimeter-scale isoclinal folds and residual peritectic garnet. (h) Field sketch showing the relationship between the different parts of the stromatic garnet-biotite metatexite. Light bands consist of melt-rich unsegregated neosome, with

millimeter-scale leucosome parallel to the compositional banding. Dark bands are biotite-rich layers with abundant garnet and accessory phases that developed nearby segregated neosome layers.

The presence of an interconnected melt network suggests that garnet-absent leucosome could represent accumulation of segregated melt into dilatant sites (Sawyer, 2001). A common feature in the garnet-absent leucosome is the presence of numerous schollen and lenses of mafic granulite; some are up to 2m long (Fig. 2e). Syn-kinematic S_2 -oriented leucosome has sparse coarse-grained garnet (Fig. 2f). (Garnet)-biotite gneiss has narrow leucosome bands parallel to the axial planes of centimeter-scale isoclinal folds, and garnet residuum left after partial melting and melt extraction (Fig. 2g). It is also cut by discordant leucosome veins.

Stromatic garnet-biotite metatexite is characterized by a millimeter to centimeter-scale compositional banding. Segregated neosome consists of light in-situ plagioclase-quartz leucosome derived from anatectic melt with abundant fine to medium-grained residuum garnet (melanosome) (Fig. 3a). Light-grey bands comprise melt-rich unsegregated neosome composed of quartz + plagioclase + garnet $\pm$ biotite. Dark-colored bands are biotite-rich layers with abundant garnet and accessory phases that developed nearby segregated neosome layers (Fig. 2h).

4 Petrography, textural relationships and mineral compositions

Representative major element composition of garnet, orthopyroxene, plagioclase and biotite are given in ANEXO III. Petrography and mineral chemistry of five samples (6D1, 6D2, 1A, 9A1, 9B) studied in most detail are presented. Sample description of the remaining samples (7A, 7C) are shown. Mineral abbreviations follow Whitney & Evans (2010). Analyzed garnet grains are referred from now on by their grain number. Garnets 1, 2 and 3 correspond to analyzed grains in the stromatic garnet-biotite metatexite (samples 6D1, 6D2) and garnet 4 is a large euhedral garnet in the (orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (sample 1A).

4.1 Stromatic garnet-biotite metatexite (samples 6D1, 6D2)

The stromatic garnet-biotite metatexite contains abundant fine to medium-grained garnet (20-25%) in a foliated matrix mainly composed of plagioclase (A_{30-35}), quartz, biotite, and minor K-feldspar (Fig. 3a). The main foliation S_2 is defined by aligned biotite. Garnet porphyroblasts (2-6 mm in diameter) contain abundant quartz, plagioclase, biotite, zircon and monazite inclusions (Fig. 3b), whereas fine-grained garnet crystals (<1mm) are mostly inclusion-free or may have only zircon inclusions (Fig. 4d; inset in the lower right). Zircon and monazite are the main accessory phases in the matrix and all occur as inclusions in garnet. Monazite is generally present as large, euhedral grains related to matrix feldspar, quartz and/or biotite or as inclusions within garnet (Table 2). Matrix coarse-grained monazite may have zircon inclusions (Fig. A1). Zircon inclusions in garnet typically have elongate shape and few

grains exhibit late replacement by xenotime (Fig. A2). Sparse chlorite and muscovite locally replaces biotite. Other accessory minerals include ilmenite, apatite, pyrite, chalcopyrite and calcite.

Figure 3: Stromatic garnet-biotite metatexite (sample 6D1). (a) Ca K α full thin-section map illustrating the textural setting of EPMA analyzed garnet and monazite. (b) BSE image displaying the location of monazite high resolution X-ray maps and analyzed garnet grains. High resolution Y L α (c-d) and Th Ma (e-f) X-ray maps of representative monazite grains. (c) grain m6 (matrix monazite). (d) grain m5 (inclusion in garnet 1). (e) grain m2 (matrix monazite with zircon inclusions). (f) grain m12 (matrix monazite). Stromatic garnet-biotite metatexite (sample 6D2). (g) Ca K α full thin-section map illustrating the textural setting of EPMA analyzed garnet and monazite. (h) BSE image illustrating garnet 3 with inclusion of monazite grain m11. Inset is Y L α X-ray map of monazite grain m11.

Figure 4: Compositional profiles across garnet and REE patterns normalized to the chondrite values of McDonough & Sun (1995). (a-d) stromatic garnet-biotite metatexite (sample 6D1). (a-b) garnet 1, (c-d) garnet 2. (e-f) (orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (sample 1A) garnet 4.

Compositional transects and X-ray concentration maps garnet 1 (~2mm wide) show Alm₆₀Prp₃₀Grs₄Sps₅ as core composition, with a progressive outward decrease in pyrope and increase in almandine to the inner rims (X_{Prp}=0.22-0.26; X_{Alm}=0.62) and outermost rims (X_{Prp}=0.16; X_{Alm}=0.68) (Figs. 4a, b). The inner rim domain has abundant biotite, plagioclase, ilmenite and monazite inclusions, and a marked grossular enrichment (X_{Grs}=0.09) compared to the garnet core. Chondrite-normalized REE patterns display a wide variation in REE concentrations between core and rims. Garnet cores have a marked depletion in MREE (Dy_N/Gd_N=2-9, av. 5) compared to rims (Dy_N/Gd_N=2-3, av. 2). Cores have steep chondrite-normalized HREE patterns (Yb_N/Gd_N=3-36, av.14) and strongly negative Eu anomalies (Eu/Eu*=0.09) in contrast to flat HREE patterns in rims (Yb_N/Gd_N=1-5, av.2) (Fig. 4b). Y concentration is variable from core to rim, and might be controlled by growth of competing phases such as monazite. Mineral inclusions are rare in garnet inner cores, where Y is relatively high (763 ppm), which decreases to lower contents (~234 ppm) in the outer cores. Inner rims are Y-enriched (700-1051 ppm) near Y-rich monazite m5 (up to 26 000 ppm). Yttrium contents drop to ~240 ppm in the grossular-rich domains and increase to 976 ppm at the outermost rims (Fig. 4a).

Major element zoning in fine-grained garnet (garnets 2 and 3) is characterized by an increase in almandine and decrease in pyrope from core (Alm₆₄Prp₂₁Grs₉Sps₆) to rim (Alm₇₀Prp₁₄Grs₉Sps₇) with a change of X_{Fe} < 0.09. Grossular is essentially unzoned, with the same content as medium-grained garnet rims (X_{Grs}=0.09) (Fig. 4c). Minor increases in X_{Sps} at the outermost rims (0.07) are related to the retrograde kick-up effect (Kohn & Spear, 2000), and seen in both coarse- and fine-grained varieties. The increase in X_{Fe} from core to rim is most likely related to retrograde exchange reactions between

garnet and matrix biotite. Garnets 2 and 3 exhibit contrasting REE compositional patterns compared to garnet 1 with rimward HREE-enrichment. Garnet 2 (~500 µm across) in sample 6D1 has zircon inclusions and is adjacent to a large euhedral matrix-monazite. The garnet core has flat chondrite-normalized HREE patterns ($Yb_N/Gd_N=2$) with lower Y (560 ppm) contents. Rims have flat to slightly positive HREE patterns ($Yb_N/Gd_N=3-9$, av. 5), with a gentle depletion in LREE and MREE and higher Y concentrations (932 ppm) (Fig. 4d). Negative Eu anomaly ($Eu/Eu^*=0.13-0.16$, av. 0.14) is slightly less pronounced compared to zircon rims. Garnet 3 (~750 µm diameter) in sample 6D2 has monazite and zircon inclusions and is partially replaced by biotite. This garnet is zoned, with slightly positive HREE-depleted patterns ($Yb_N/Gd_N=0.1$) in the core, to flat HREE-enriched patterns ($Yb_N/Gd_N=1$) towards the rims, with an increase in Y contents (from 90 to 691 ppm) (Fig. 12c). The low Y content in the garnet core (90 ppm) is correlated with high Y in the monazite m11 inclusion (Fig. 3h).

4.2 (orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (samples 9A1 and 1A)

The (orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome is composed of coarse-grained K-feldspar, plagioclase, quartz, garnet (5-10%), minor biotite and scarce orthopyroxene (1-5%) (Figs. 5a, e, k). Zircon, monazite, apatite, ilmenite, tourmaline, calcite, chlorite and muscovite are the main accessory minerals. Plagioclase (An_{20-27}) typically occurs as subhedral inclusions within euhedral K-feldspar and/or as myrmekite surrounding K-feldspar megacrysts (5-10 cm). Large euhedral garnet (1-4 cm in diameter) contains abundant rounded and lobate quartz, and fewer plagioclase, apatite, ilmenite, and zircon inclusions. Plagioclase inclusions occur as subhedral grains or as films, mimicking trapped melt within garnet. Subhedral orthopyroxene megacrysts (Fig. 5k) have Al-rich cores (0.134-0.216 Al p.f.u.) and slightly lower Al contents at the rims (0.106-0.132 Al p.f.u.). Few grains are partially replaced by late biotite and/or biotite + quartz intergrowths. A distinctive feature in sample 1A is the occurrence of small monazite related to abundant apatite (Fig. 5f-j). Sample 9A1 is characterized by large, euhedral monazite grains up to 3 mm, hosted in interstitial quartz.

Major element profiles from core to rim in a euhedral coarse-grained garnet (garnet 4; ~1.5 cm wide) in sample 1A show a 6mm wide plateau of homogeneous composition ($Alm_{57}Prp_{25}Grs_7Sps_{11}$) (Fig. 4e). The composition of outermost rims ($Alm_{64}Prp_{18}Grs_7Sps_{13}$) is related to retrograde reactions. Grossular contents are unzoned. The chondrite-normalized REE pattern is characterized by a progressive LREE- and HREE depletion from core to rim, which is correlated to a decrease in Y from 1000 to 26 ppm towards the rims. The core displays a flat to slightly positive HREE chondrite-normalized pattern ($Yb_N/Gd_N=1-6$, av. 3), with a decrease in MREE ($Dy_N/Gd_N=2-4$, av. 4) and a strong negative Eu anomaly ($Eu/Eu^*=0.09-0.12$, av. 0.10). Rims are depleted in HREE ($Yb_N/Gd_N=0.2-1.1$, av. 0.4) and MREE ($Dy_N/Gd_N=0.5-2$, av. 1.4), and have a less pronounced negative Eu anomaly ($Eu/Eu^*=0.15-0.47$, av. 0.27) (Fig. 4f).

Figure 5: (a) Ca K α full thin-section map of (orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (sample 9A1) illustrating the textural setting of EPMA analyzed monazite. High-resolution X-ray maps of (b, d, g) Th Ma and (c, i, j) Y La for grains m21, m16, m17, m22, m18 and m20. Note Th oscillatory zoning in grain m17 and weak oscillatory and sector zoning in large, euhedral monazite grain m21. (e) Ca K α full thin-

section map of (orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (sample 1A) illustrating the textural setting of EPMA analyzed garnet and monazite. (f, h) BSE images of apatite-related monazite (grains m17 and m18, respectively). (k) Photograph of standard thin-section of (orthopyroxene)-garnet bearing leucosome (sample 1A), illustrating subhedral orthopyroxene megacrysts partially replaced by biotite + quartz intergrowths. Inset in the lower right is a photomicrograph with crossed polarized light of Opx₃. (l) Mg K α full thin-section map of (garnet)-biotite gneiss illustrating the textural setting of EPMA analyzed monazite. Insets in the lower right and upper right are high-resolution Th M α X-ray maps of grains m14 (Th sector zoning) and m13 (Th-rich rims overgrowing zircon), respectively.

4.3 Garnet-absent leucosome (sample 7A)

Garnet-absent leucosome is composed of coarse-grained perthite, plagioclase, interstitial quartz, scarce biotite (<5%) and zircon, monazite, apatite, opaques, chlorite and calcite as accessory phases. Many perthite megacrysts have rounded quartz and subhedral plagioclase, biotite and monazite inclusions, and are surrounded by myrmekite. Skeletal biotite intergrown with quartz may occur adjacent to myrmekite.

4.4 Schollen of (garnet)-biotite gneiss (sample 9B)

The schollen of (garnet)-biotite gneiss is fine to medium-grained and composed of plagioclase, quartz, biotite, and minor garnet, with opaque minerals, apatite, zircon, monazite, muscovite and chlorite as accessory phases. Monazite occurs as matrix-related grains or overgrowths on zircon (grains m14 and m13; Fig. 5l). The compositional banding is defined by millimeter-scale granoblastic bands composed mainly of plagioclase, quartz and minor biotite interleaved with biotite-rich lepidoblastic bands. Remnants of in-situ leucosome are locally recognized in granoblastic bands with K-feldspar. A 10-15 mm wide garnet-bearing leucosome vein, parallel to the compositional layering of the gneiss, can be seen in the center of the thin-section from sample 9B (Fig. 5l). The leucosome is composed of garnet, quartz, K-feldspar, plagioclase, and biotite. Garnet is partially replaced by skeletal intergrowths of biotite + quartz.

4.5 Retrogressed mafic granulite (sample 7C)

The mafic granulite is fine-grained and composed of orthopyroxene, hornblende, plagioclase, quartz, biotite, with minor opaques and with apatite, zircon, chlorite and calcite as accessory phases. Subhedral orthopyroxene with inclusions of opaques is related to the metamorphic peak conditions, with extensive retrograde overprint of amphibole and/or biotite+quartz intergrowths. Plagioclase (An₂₀) occurs as anhedral grains associated with hornblende and orthopyroxene. Scarce zircon is present as rounded, equidimensional grains within the nematogranoblastic matrix. The mafic granulite is cross-cut by a ~1cm wide tonalitic leucosome.

5 P-T conditions of granulite-facies metamorphism

Compositions of coexisting garnet and orthopyroxene are used to estimate the pressure-temperature conditions using garnet-orthopyroxene Al-solubility-based thermobarometry, corrected for late Fe-Mg exchange (Pattison et al., 2003). P-T results are reported in ANEXO IV. Peak metamorphic conditions of the M1 stage are calculated using garnet (garnet 4) and Al-rich orthopyroxene core compositions and vary from 918-1139 °C and 10.3-13 kbar, with average P-T conditions of 1027 ± 108 °C, 11.7 ± 1.4 kbar. Orthopyroxene rims have slightly lower Al contents than cores. Based on the assumption that Al content in orthopyroxene is controlled by a Tschermarks exchange vector and that Al diffusion is negligible (Kelsey & Hand, 2015 and references therein), orthopyroxene and garnet rim compositions were used to calculate the M2 metamorphic stage conditions, which gave averages of 865 ± 38 °C, 8.9 ± 0.8 kbar.

The temperature of melt crystallization is constrained by Ti-in-zircon thermometry (Watson et al., 2006). Ilmenite is present and $a_{\text{TiO}_2}=0.5$ is assumed. The Ti contents in sector-zoned zircon overgrowths and bright-CL rims vary from 4 to 9 ppm and yield Ti-in-zircon minimum temperatures of *ca.* 690-734 °C in the stromatic garnet-biotite metatexite (6D) and (orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (1A). The recrystallized domains in the (garnet)-biotite gneiss (9B) and mafic granulite (7C) yield dates of *ca.* 615-603 Ma and similar minimum Ti-in-zircon temperatures, although with slightly lower values of *ca.* 657-707 °C for the mafic granulite. Soccer ball zircon (e.g. grain 14; Fig. 6e) yielded 607 ± 4 Ma and 700 °C, recording melt crystallization in the mafic granulite.

6 Zircon composition and age

Analytical procedures for LA-ICP-MS are described in Appendix A. Zircon grains are shown in Fig. 6. Five distinct domains are identified by CL imaging of zircon. Lowly luminescent xenocrystic cores with preserved oscillatory zoning (domain 1) are generally surrounded by narrow ($< 5 \mu\text{m}$), dark outer rims (domain 2). The zircon overgrowths (20-100 μm wide) prevail in melt-rich samples (6D, 1A, 7A) and are characterized by an internal moderately luminescent zone typically exhibiting sector, fir-tree and/or oscillatory zoning (domain 3) followed by a high luminescent domain with sector and fir-tree zoning, locally grading into planar oscillatory zoning at the outer rims (domain 4). Zircon in melt-poor samples (9B, 7C) commonly displays xenocrystic cores partially surrounded or truncated by reaction fronts, followed by lowly luminescent recrystallized domains (domain 5) (Fig. 7a). Sector zoned overgrowths, bright-CL rims and recrystallized domains are mostly depleted in REE, Y and U compared to xenocrystic cores. The relative depletion in HREE relative to MREE is indicated by higher $\text{Yb}_\text{N}/\text{Gd}_\text{N}$ ratios, thus leading to flatter chondrite-normalized REE patterns (Fig. 7), except for the (orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (sample 1A). Yttrium concentration is distinctly 4-6 times higher in xenocrystic cores. Zircon overgrowths also have less pronounced positive Ce and marked

negative Eu anomalies and slightly higher Hf contents (av. 1.2 wt% HfO₂ vs. 0.9 wt% HfO₂). The key trace element data from different zircon domains in each rock type are presented in Table 1. Corresponding U-Pb and trace element analyses are summarized in Tables A1 and A2 and shown in Figs. 7 and 8, respectively. Grey-filled ellipses correspond to rejected data (data >1% discordant were excluded from concordia age calculations).

Sample 6D contains pink to medium brown elongate zircons ranging from 200-350 μ m (3:1 length to width aspect ratio) (Fig. 6a; grains 10, 91) and few colorless to pinkish equidimensional grains (~100 μ m) with rounded xenocrystic cores and wide “metamorphic” overgrowths (Fig. 6a; grains 9, 49). A total of sixty analyses were obtained from the stromatic garnet-biotite metatexite (sample 6D, Fig. 8a, b). Two analyses yielded older ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb dates of 1470±210 and 3100±260 Ma, but both are highly discordant (21% and 55%, respectively) with high errors and are not shown in Fig. 8a. Oscillatory zoned xenocrystic cores (n=21) have a large scatter of concordant ²⁰⁶Pb/²³⁸U dates from 641±11 to 798±8 Ma (black ellipses in Fig. 8a). Sector, fir-tree and/or oscillatory zoned overgrowths and bright-CL outer rims (blue and red ellipses in Fig. 8b, respectively) give a combined concordia age of 613±1 Ma (n=34; MSWD=1.3). Three discordant analyses were excluded from concordia age calculations.

The (orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (sample 1A) contains four distinct zircon populations. The predominant types are pink to medium brown elongate grains ranging from 100-200 μ m (2:1 aspect ratios) (Fig. 6b; grains 7, 86) and pink to colorless euhedral “soccer ball” zircons with sector and planar zoning (Fig. 6b; grains 40, 61, 63). Few elongate dark brown grains of 400 μ m (5:1 aspect ratio) exhibit lowly luminescent xenocrystic cores surrounded by discontinuous, thin, bright-CL rims (Fig. 6b; grain 9). ²⁰⁶Pb/²³⁸U dates from xenocrystic cores (n=30) scatter from 644±8 to 759±14 Ma. One highly discordant analysis (17%), with the oldest ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb date of 2082±22 Ma is considered inconclusive and therefore not shown in Fig. 8c (see Table A1). “Soccer ball” zircons and bright-CL rims yielded a combined concordia age of 613.6±1.4 Ma (n=36; MSWD=1.5). Soccer ball zircons give a concordia age of 613±1.7 Ma (n=13; MSWD=1.3) (Fig. 8d). The youngest ²⁰⁶Pb/²³⁸U dates on highly luminescent rims ranging from 572 to 586 Ma are >3% discordant (Fig. 8c) and were rejected from the concordia age calculation.

Zircon populations in the garnet-absent leucosome (sample 7A) comprise pink to medium brown elongate grains (200-400 μ m; 3:1 to 4:1 aspect ratios) with rounded terminations and colorless to pink ovoid grains (~100 μ m; 2:1 aspect ratios) (Fig. 6c; grains 44, 61). Xenocrystic cores (n=24) yielded ²⁰⁶Pb/²³⁸U dates ranging from 749±22 to 641±8 Ma (Fig. 8e). Thirty analyses of sector-zoned, fir-tree or oscillatory zoned overgrowths and bright-CL rims range between 628±10 to 605±9, and give a combined concordia age of 617.7±1.6 Ma (only ²⁰⁶Pb/²³⁸U dates with <1% discordance; 2 σ ; MSWD=0.92) (Fig. 8f).

Figure 6: Cathodoluminescence (CL) images of representative zircon grains, with the location of LA-ICP-MS spot analyses (20 μm diameter) and corresponding $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages in Ma. Red circles indicate

the location of trace element analyses (15 μm diameter). (a) zircon from stromatic garnet-biotite metatexite, characterized by xenocrystic cores with thick overgrowths typically displaying sector zoning. (b) zircon from (orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome with xenocrystic cores surrounded by thick overgrowths with sector, fir-tree and/or oscillatory zoning, and “soccer ball” zircon. (c) zircon from garnet-absent leucosome with xenocrystic cores overgrown by sector zoned rims. (d) zircon from (garnet)-biotite gneiss, with xenocrystic cores partially surrounded by reaction fronts and recrystallization domains, locally with bright-CL rims. (e) zircon from mafic granulite that occurs as rafts within the garnet-absent leucosome, characterized by blurred and convoluted xenocrystic cores, followed by discontinuous reaction fronts and an external featureless recrystallized domain.

The dominant zircon type in the garnet-biotite gneiss (sample 9B) is pink to colorless, and elongate with rounded terminations (200-400 μm ; 4:1 to 5:1 aspect ratios) (Fig. 6d; Zrn15, 66). Xenocrystic cores yielded dates ranging from 637 ± 14 to 663 ± 11 by twenty analyses (Fig. 8g). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates obtained for recrystallized domains and bright-CL rims ($n = 21$; 4 analyses with $>1\%$ discordance were rejected) range from 620 ± 8 to 604 ± 11 Ma, and yielded a concordia age of 613 ± 2 Ma ($n=17$; MSWD=1.08) (Fig. 8h).

Zircon is dark brown to pinkish in the mafic granulite (sample 7C), with stubby (100-200 μm) (Fig. 6e; Zrn14) and elongate prismatic shapes (Fig. 6e; Zrn32) (200-300 μm ; 2:1 to 3:1 aspect ratios). Xenocrystic cores typically display blurred and convoluted oscillatory zoning and produce a cluster of concordant $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates from 657 ± 16 to 635 ± 8 Ma, eight analyses are 2-4% discordant (Fig. 8i). Four analyses in two “soccer ball” zircons yielded a combined concordia age of 607 ± 4 Ma (MSWD=0.37). These soccer ball zircons, together with recrystallized domains and few high luminescent rims spread in age from 623 ± 7 to 606 ± 7 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages, 2σ) and give a concordia age of 614 ± 1.8 Ma ($n=23$; MSWD=1.5) (Fig. 8j).

Zircon domains	Zoning	Hf (ppm)	Y (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	Eu/Eu*	Yb _N /Gd _N
<i>stromatic garnet-biotite metatexite (sample 6D)</i>								
xenocrystic cores	oz	8993 (7130-10150)	1380 (469-2820)	186 (36-345)	420 (130-1245)	0.45 (0.04-1.44)	0.18 (0.11-0.22)	14.4 (9.7-18.8)
low-moderate CL overgrowths	sz, ftz	12008 (11030-12760)	354 (237-575)	163 (76-231)	387 (128-921)	0.43 (0.2-1.18)	0.16 (0.11-0.22)	2.9 (1.5-6.7)
bright-CL rims	sz, oz	11992 (11420-12650)	309 (253-354)	67 (42-89)	174 (102-385)	0.42 (0.23-0.5)	0.17 (0.09-0.25)	4.1 (1.5-6.1)
<i>(orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (sample 1A)</i>								
xenocrystic cores	oz	10780 (9820-12190)	1461 (702-2160)	104 (44-222)	700 (165-3160)	0.26 (0.02-0.76)	0.12 (0.09-0.14)	20.5 (9.7-18.8)
low-moderate CL overgrowths	sz, ftz	12361 (11480-13500)	1170 (744-1394)	106 (50-185)	357 (130-976)	0.35 (0.07-0.63)	0.09 (0.07-0.10)	15.6 (12.3-19.8)
bright-CL rims	sz, oz	11844 (10330-12570)	924 (677-1089)	68 (17-131)	320 (111-1193)	0.35 (0.03-0.57)	0.12 (0.08-0.13)	16.1 (14.3-18.2)
<i>garnet-biotite gneiss (sample 9B)</i>								
xenocrystic cores	oz	9082 (7820-10080)	1534 (900-2470)	140 (26-361)	351 (164-653)	0.42 (0.06-0.74)	0.14 (0.11-0.17)	17.1 (12.1-21.9)
recrystallization domain	-	11173 (10840-11790)	371 (245-487)	33 (15-51)	386 (54-610)	0.15 (0.05-0.46)	0.12 (0.12-0.13)	5.8 (4.3-8.6)
bright-CL rims	oz	10255 (9810-10700)	439 (199-679)	54 (18-195)	499 (300-841)	0.11 (0.05-0.32)	0.10 (0.08-0.13)	13.9 (2.4-25.5)
<i>mafic granulite (sample 7C)</i>								
xenocrystic cores	oz	8410 (6130-9670)	2473 (1590-3380)	427 (176-700)	1562 (339-7450)	0.55 (0.05-1.2)	0.18 (0.15-0.21)	23 (20-26)
altered xenocrystic cores	oz	9670	1590	129 (28-375)	1124 (601-2890)	0.13 (0.02-0.60)	0.23	31
recrystallization domain	-	10980 (10360-11700)	385 (240-492)	111 (34-369)	942 (273-1090)	0.12 (0.05-0.44)	0.32 (0.09-0.51)	22 (4.7-55)

oz: oscillatory zoning; sz: sector zoning; ftz: fir-tree zoning.
Average values are marked in bold font and data range is indicated within the parentheses.
Eu/Eu* = $2\text{Eu}_N/(\text{Sm}_N+\text{Gd}_N)$.
Yb_N/Gd_N are normalized to chondrite values of McDonough & Sun (1995).

Table 1: Summary of trace element data from different zircon domains in each rock type.

Figure 7: Zircon REE patterns normalized to the chondrite values of McDonough & Sun (1995), color-coded by distinct zircon internal structures.

Figure 8: Concordia diagrams showing the results for zircon LA-ICP-MS U-Pb analyses (2σ error ellipses) from stromatic garnet-biotite metatexite, (orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome, garnet-absent leucosome, (garnet)-biotite gneiss and mafic granulite samples (a, c, e, g, i) of the Socorro-Guaxupé

Nappe and corresponding concordia ages related to the metamorphic event (b, d, f, h, j). Color-coding follows Figure 5. Dark-grey filled ellipses correspond to rejected data.

7 Monazite composition and age

Twenty-two monazite grains (numbered from m1 to m22 – see Table 2 for details) were analyzed and their locations within the thin-section are indicated in Figs. 3 and 5. Analytical procedures for EPMA are described in Appendix A. Chondrite-normalized REE patterns and compositional variation in monazite are illustrated in Figs. 9 and 10, respectively. U-Th-Pb geochronology, trace element data and calculated dates are summarized in ANEXO IX and Fig. 11. Monazite grains are present in a wide variety of textural settings. Matrix-type monazite (100 μm up to 3 mm in diameter) is generally euhedral, and typically occurs enclosed in matrix feldspar, quartz and/or biotite. Grain m21 (Fig. 5b) in the (orthopyroxene)-garnet bearing leucosome (sample 9A1) has well-developed crystal morphology, secondary twinning, sharp contact with matrix quartz and inclusions of feldspar, quartz and biotite. Rare anhedral monazite with lobate morphology (grain m16; Fig. 5d) also occur within matrix feldspar. Zircon can be found completely enclosed (Figs. A1 and 3e) or partially rimmed by matrix monazite (grains m2 and m13, respectively) (Fig. 5l). Matrix monazite is also present as tiny, irregular-shaped grains grown around the apatite surface (grains m18, m20; Figs. 5h-j) in the (orthopyroxene)-garnet bearing leucosome (sample 1A). Monazite inclusions in garnet are common in the stromatic garnet-biotite metatexite and occur as roundish fine-grained crystals with 50 to 150 μm diameter (Figs. 3b, d, h).

Monazite compositional variation in the stromatic garnet-biotite metatexite is mainly controlled by the cheralite substitution ($\text{Th}^{4+} + \text{Ca}^{2+} = 2\text{REE}^{3+}$), whereas some of the matrix-type grains with late recrystallization follow the huttonite substitution trend ($\text{Th}^{4+} + \text{Si}^{4+} = \text{REE}^{3+} + \text{P}^{5+}$) (Fig. 10a). A compositional trend between monazite inclusions in garnet (*Type II*) and matrix-type grains (*Type I*) is defined by higher Y and lower LREE concentrations in monazite inclusions compared to matrix-type monazite (Fig. 10b, c). High resolution $\text{CaK}\alpha$, $\text{NdL}\alpha$, $\text{UM}\beta$, $\text{YL}\alpha$ and $\text{ThM}\alpha$ X-ray maps (Figs. A2, A3 and A4) were crucial to identify distinct monazite compositional domains within the same sample and among different lithotypes. Contrasting Y and Th concentrations were particularly helpful, and five compositional domains were recognized in samples 6D1, 6D2, 9B, 1A and 9A1 according to these zoning patterns: (1) Y-rich cores, (2) Y-rich rims related to apatite, (3) Th-rich, Y-poor monazite, (4) Y-rich rims related to matrix feldspar and/or biotite and (5) Th-rich rims (see Table 2 for details).

Monazite inclusions in garnet preserve complex patchy zoning with remnants of Y-rich cores (7000-26000 ppm) (e.g. grain m5; Fig. 3d). Domain 1 consists of Y-rich resorbed cores exhibiting the highest MREE-HREE concentration compared to other compositional domains (grain m11; Figs. 3h and 9a). Dates range from 631 ± 4 Ma (MSWD=0.8) to 612 ± 4 Ma (MSWD=1), with a weighted mean of

623±17 Ma (n=2 sets of 5 points, MSWD=11.1) in sample 6D2. Domain 2 corresponds to small monazite grains surrounding apatite, with distinct low Th concentrations (0.1-0.5 wt% ThO₂), high LREE (0.834-0.85 pfu) and total REE (0.912-0.948 pfu) (Fig. 10c, d). It has the highest Si+Y+REE (Fig. 10e) and a near-uniform (La/Sm)_N ratio (Fig. 10f). Dates for Domain 2 monazite range from 632±8 to 626±7 Ma, with a weighted mean of 628±4 Ma (n=3 sets of 5 points, MSWD=0.67).

Monazite grain label	Textural setting ^a	Compositional domain				
		1 Y-rich cores	2 Y-rich rims	3 Th-rich, y-poor	4 Y-rich rims	5 Th-rich rims
<i>stromatic garnet-biotite metatexite (sample 6D1)</i>						
m1	II	x		x		x
m2	III			x		x
m3	I					x
m4	I, II ^b	x		x		
m5	II	x		x		
m6	I			x	x	
m7	I			x		
<i>stromatic garnet-biotite metatexite (sample 6D2)</i>						
m8	I			x		
m9	II	x		x		
m10	I			x		
m11	II	x		x		
m12	I			x		
<i>garnet-biotite gneiss (schollen migmatite) (sample 9B)</i>						
m13	VI			x		
m14	I			x		
m15	I			x		
<i>(orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (schollen migmatite) (sample 1A)</i>						
m16	IV			x	x	
m17	V			x		
m18	V		x		x	
m19	V		x			
m20	V		x			
<i>(orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (schollen migmatite) (sample 9A1)</i>						
m21	I			x		
m22	I			x	x	

^a Textural setting: I = matrix monazite enclosed in feldspar or biotite; II = inclusion in garnet; III = matrix monazite with zircon inclusions; IV = matrix monazite with lobate shape enclosed in K-feldspar; V = monazite related to apatite; VI = monazite overgrowing zircon

^b Monazite grain m4 is partially included in garnet. Note that Th-rich rims developed in part of the grain enclosed by matrix biotite
See text for details

Table 2: Monazite textural varieties within the studied rocks, listing the monazite grain label.

Figure 9: Monazite REE patterns normalized to the chondrite values of McDonough & Sun (1995), color-coded by distinct compositional domains.

Figure 10: Compositional variation (expressed in cations per formula unit) among monazite textural varieties and between samples. (a) Monazite cation plot normalized to 16 oxygens, with cheralite and huttonite exchange vectors plotted (from Pyle et al., 2001), illustrating the compositional variation between Type II (inclusions in garnet) and Type I (matrix) monazite in the stromatic Grt-Bt metatexite. (b) Y vs. Th and (c) LREE ($= \sum La-Nd$) vs. Y, plots, illustrating the negative correlation between LREE and Th related to Y concentration. (d) REE vs. Th plots distinguish Type V (related to apatite) from other monazite. (e) Ca+P vs. Si+Y+REE. (f) La_N/Sm_N vs. ThO_2 (wt%). Color-coding follows Figure 9.

Domain 3 monazite is Th-rich (>60000 ppm) and Y-poor and typically occurs as matrix-type grains enclosed in feldspar, quartz and/or biotite (e.g. grains m6, m21 and m22; Figs. 3c, 5b-c) or overgrowing Domain 1 monazite included in garnet (e.g. grains m5 and m11; Figs. 3d, h). They are characterized by MREE, HREE-depletion and pronounced negative Eu anomalies (Fig. 9). REE and Si+Y+REE are variable in this group, without any systematic pattern (Fig. 10c-f). Domain 3 monazite yields a wide spectrum of dates between 629 ± 4 to 601 ± 3 Ma, with weighted mean dates of 612 ± 5 Ma ($n=7$ sets of 5-6 points, MSWD=13) and 611 ± 3 Ma ($n=7$ sets of 5 points, MSWD=5.3) in monazite cores

with patchy zoning (grains m5, m6, m12) in the stromatic garnet-biotite metatexite (samples 6D1 and 6D2, respectively). The distribution of dates in sample 9B ((garnet)-biotite gneiss) defines two clusters, and yields the following weighted mean dates: 624 ± 3 Ma (MSWD=2) in Th-rich sector-zoned cores (up to 124000 ppm) and 608 ± 6 Ma (MSWD=0.091) in Th-rich overgrowth on zircon (e.g. grains m14 and m13, respectively; Figs. 5l and 11). The distribution of dates in sample 1A ((orthopyroxene)-garnet bearing leucosome) also defines two similar clusters with weighted mean dates of 625 ± 25 Ma (MSWD=1.3) in Th oscillatory zoned cores and 610 ± 4 Ma (MSWD=0.89) in a mantle overgrowth on partially resorbed Th oscillatory zoned cores (e.g. grain m17; Fig 5g). Large euhedral grains with weak oscillatory and sector zoning (grains m21, m22; Fig. 5b, c) in sample 9A1 have weighted mean date of 603 ± 4 Ma (n=4 sets of 7 points, MSWD=2.1). Domain 4 is represented by Y-rich rims (7000-18000 ppm) in some monazite grains from garnet-bearing lithotypes (Figs. 3c and 5c), with MREE-HREE enrichment compared to Domain 3 monazite (Fig. 9c, d). In sample 1A,

Domain 4 is characterized by very low Th contents (0.15-0.49 wt% ThO₂) similar to Domain 2 (Fig. 10b), which may be correlated with bulk rock composition. Dates for Domain 4 range between 602-590 Ma and yield a weighted mean date of 601 ± 6 Ma (n=3 sets of 5 points, MSWD=0.89) for sample 1A (Fig. 11). Domain 5 is characterized by Th-rich rims (9.3-10.7 wt% ThO₂) (e.g. grain m2; Fig. 3e) with a marked MREE-HREE depletion compared to Domain 3 monazite (Fig. 9a). Domain 5 dates range from 597-588 Ma, with a weighted mean date of 593 ± 11 Ma (n=3 sets of 5 points, MSWD=6.2) in the stromatic garnet-biotite metatexite (sample 6D1).

Figure 11: Summary of EMPA monazite geochronology data from SGN plotted as Gaussian probability curves calculated from a set of five analyses, which represents the date and 2σ error for a single compositional domain. Color-coding follows Figure 9.

8 DISCUSSION

8.1 Timing of partial melting and melt crystallization events in the SGN

The integration of petrographic, textural, geochemical and thermobarometric information with Th, Y and REE systematics in monazite are used in this study to infer the participation of monazite in metamorphic reactions. The results are then combined with geochronological data to unravel the P-T-t evolution of (orthopyroxene)-garnet-bearing migmatites and constrain the timing of partial melting and melt crystallization in the SGN. Most zircon growth is related to retrograde cooling of the crystallizing melt. A more complex history from the prograde to retrograde evolution is recorded by five generations of monazite and growth episodes can be linked with specific metamorphic reactions. The complete crystallization sequence of accessory phases and the link with geochronological data is summarized in Fig. 12. A P-T-t evolution path inferred for the (orthopyroxene)-garnet-bearing migmatite is illustrated in Fig. 13.

Figure 12: Schematic diagram illustrating the crystallization sequence of zircon and monazite and its correlation with the metamorphic events recorded by the migmatites from the Socorro-Guaxupé Nappe (color-coding follows Figs. 7 and 9, for zircon and monazite, respectively).

8.1.1 Interpretation and significance of zircon data

LA-ICP-MS U-Pb zircon ages from five samples indicate the presence of two well-defined age groups: oscillatory zoned xenocrystic cores (*ca.* 800-640 Ma) and sector, fir-tree and/or oscillatory zoned overgrowths, bright-CL rims and recrystallized domains (*ca.* 630-600 Ma, with a combined concordia age of *ca.* 613 Ma for all samples). Oscillatory zoned xenocrystic cores (n=167) are texturally and chemically distinct from the metamorphic zircon overgrowths. They yielded the oldest dates of *ca.* 800-640 Ma, interpreted as inheritance from the pre-collisional magmatism in the SGN. Xenocrystic cores display convoluted oscillatory zoning truncated by reaction fronts in the (garnet)-biotite gneiss and mafic granulite (samples 9B and 7C). Irregular domains adjacent to reaction fronts have some features of recrystallized domains such as low Th/U ratio of 0.06, high Hf (1.0 wt% HfO₂) and low Y contents (240 ppm), contrasting to HREE-enriched patterns ($Yb_N/Gd_N = 54$) common in xenocrystic cores. This distinct behavior may reflect a “ghost texture” of a relict oscillatory zoned core that was not fully recrystallized (e.g. Pidgeon, 1992; Hoskin & Black, 2000; Corfu et al., 2003). Thus their *ca.* 632-642 Ma range might represent mixed ages between inherited cores and younger recrystallized domains.

New zircon growth is controlled by bulk rock composition and availability of melt (e.g. Rubatto et al., 2001). Not surprisingly, sector, fir-tree and/or oscillatory zoned zircon overgrowths, which are consistent with granulite-facies zircon growth in the presence of anatectic melt (Vavra et al., 1999; Hoskin & Schaltegger, 2003; Kelly & Harley, 2005), are most abundant in the (orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome and stromatic garnet-biotite metatexite (samples 1A and 6D). The (orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (sample 1A) exhibits REE concentrations and Th/U ratios similar to inherited xenocrystic cores, which is expected for zircon growth in the presence of large amounts of melt due to an advanced stage of dehydration melting (Schaltegger et al., 1999). The timing of melt crystallization is constrained by “soccer ball” zircons, typical of growth from a melt (e.g. Harley et al., 2007). Results indicate a main growth stage at *ca.* 613 Ma recorded by the (orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (sample 1A) and final stages of melt crystallization are recorded at *ca.* 607 Ma in the mafic granulite (sample 7C). The replacement of zircon by xenotime can occur by a coupled dissolution-reprecipitation process, where most of the unstable and Y, HREE, Th, P-enriched zircon is dissolved and reprecipitated along the reaction interface (e.g. Tomaschek et al., 2003; Geisler et al., 2007). This is in agreement with petrographic observation, where oscillatory zoned, Y-rich zircon (av. 1380 ppm) is partially replaced by late xenotime along a fracture in sample 6D (Fig. A1).

8.1.2 Linking the five monazite generations with the P-T-t evolution of the SGN

Several studies have established a link between monazite compositional zoning and net-transfer metamorphic reactions involving garnet, based on the partitioning of Y and HREE between garnet, monazite and xenotime. In garnet-bearing rocks, high Y monazite is typically related to a prograde stage prior to significant garnet growth (e.g. Spear & Pyle, 2002; Pyle & Spear, 2003; Foster & Parrish, 2003; Herman & Rubatto, 2003; Williams et al., 2007; Cottle et al., 2009). The subsequent decrease in Y, MREE and HREE in monazite, if accompanied by incorporation of Th, reflects the timing of garnet growth in the presence of melt (e.g. Bea & Montero, 1999; Mahan et al., 2006; McFarlane & Frost, 2009; Dumond et al., 2015). The growth of peritectic garnet and orthopyroxene along a prograde clockwise P-T path is controlled by the following generalized biotite dehydration melting reactions: (1) $Bt + Pl + Qtz \rightarrow Grt + Kfs + melt$ and (2) $Bt + Pl + Qtz \rightarrow Grt + Opx + Kfs + melt$ (Vielzeuf & Schmidt, 2001). Peak metamorphic conditions were attained at 1027 ± 108 °C, 11.7 ± 1.4 kbar (Fig. 13), compatible with the development of garnet + aluminous orthopyroxene assemblages under UHT conditions (Kelsey & Hand, 2015). Progressive decrease in alumina towards orthopyroxene rims provides evidence for re-equilibration upon cooling at 865 ± 38 °C, 8.9 ± 0.8 kbar. Our data are in good agreement with previous estimates of 850-950 °C, 5-8 kbar for the migmatite units of the SGN (Campos Neto & Caby, 2000; Campos Neto et al., 2011).

Domain 1 monazite is characterized by resorbed Y+HREE-rich cores preserved as inclusions in garnet that records the earliest growth stage at *ca.* 631 ± 4 Ma, overgrown by Th-rich, Y-poor Domain 3 monazite at *ca.* 615 ± 3 Ma, (grain m11; Fig. 12). The partial dissolution of Y+HREE-rich cores is ascribed to the first appearance of peritectic garnet and melt, consistent with Y incorporation into garnet and concomitant growth of Th-rich, Y-depleted monazite, according to the following reaction: (3) $Bt_1 + Pl_1 + Qtz + Y+HREE-rich Mnz_{Domain\ 1} \rightarrow Grt \pm Opx + Kfs + melt + Th-rich, Y+HREE-poor Mnz_{Domain\ 3}$. Monazite consumption along the prograde P-T path has been reported by Kelsey et al. (2008) and Yakymchuk & Brown (2014). The exact position of Domain 1 monazite within the P-T space remains uncertain, but it clearly precedes garnet growth ($T < 850^\circ C$, $P < 12$ kbar; Fig. 13).

Figure 13: Pressure-temperature-time (P-T-t) path for the migmatites of the Socorro-Guaxupé Nappe based on textural relationships, Al-in-orthopyroxene thermobarometry, Ti-in-zircon thermometry and EPMA geochronology data of five distinct monazite generations. High-resolution X-ray maps of the main monazite types are shown. Biotite-dehydration melting reactions are extracted from Vielzeuf & Schmidt (2001).

Apatite-related Domain 2 monazite yielded a weighted mean age of 628 ± 4 Ma (MSWD=0.67). Apatite incorporates significant amounts of REE with increasing metamorphic grade (Bingen et al., 1996), especially under high pressure conditions, and REE-rich apatite could therefore be an important source for monazite growth along the decompression path (Spear & Pyle, 2002; Finger & Krenn, 2007; Krenn et al., 2009). A highly probable explanation for the origin of apatite-related monazite from Domain 2 is related to decompression prior to the metamorphic peak and the formation of significant amounts of melt and garnet along a clockwise path, common in many collisional orogens, rather than by retrograde dissolution-precipitation processes (e.g. Harlov & Förster, 2002; Harlov et al., 2005). This interpretation is supported by a combination of textural, chemical and geochronological evidence: (1) the extremely low Th contents (0.1-0.5 wt% ThO₂) preclude monazite crystallization from a melt, as Th is strongly partitioned into monazite in the presence of melt; (2) higher REE contents are exclusive to Domain 2 monazite, and most likely affected the REE budget in the whole-rock; (3) the relatively high Y concentration (up to 11000 ppm) in apatite-related monazite is indicative of pre-garnet growth, thus earlier than *ca.* 615 Ma; (4) Domain 2 monazite yielded the oldest dates, which is not consistent with a retrograde origin by dissolution-precipitation processes; (5) Relatively flat Y and Th zoning in Domain

2 monazites, in addition to the high spatial resolution of the EPMA, also excludes any possibility that the 628 ± 4 Ma age could represent a mixture age between older inherited grains and monazite precipitated from the melt (Domain 3). Therefore, Y-rich rims related to apatite (Domain 2) express a new episode of monazite growth at *ca.* 628 Ma, preceding abundant garnet growth, even though the position along the P-T-t path remains somewhat speculative.

We suggest that Th-rich, Y+HREE-poor monazite from Domain 3 crystallized along with the products of reaction (3). The relative Th-enrichment in monazite during biotite dehydration melting has been demonstrated by Watt & Harley (1993). Dumond et al. (2015) assigned a similar reaction (3) to the formation of high-Th and low-Y monazite in the presence of melt and garnet. Concomitant growth of feldspar from a crystallizing melt contributes to a decrease in Eu contents in monazite (e.g. Bea & Montero, 1999; Rubatto, 2002). Consequently, the pronounced negative Eu anomaly in Domain 3 (Fig. 9) implies crystallization in the presence of melt. Thorium oscillatory zoning in monazite provides further evidence for melt crystallization (e.g. Schaltegger et al., 1999; Townsend et al., 2000; Rubatto et al., 2001; Dumond et al., 2015). Even though there is a large scatter in dates from 629 ± 4 to 601 ± 3 Ma in Domain 3 monazites, the distribution of dates among different samples define consistent age clusters (Fig. 11). Rubatto et al. (2013) proposed that scatter of dates may be attributed to episodic accessory phase growth in the Eastern Himalayas, but within a short period of time that is below the analytical precision of the method used. We interpret that monazite growth was episodic during melt crystallization and three main episodes are recognized: (1) ~ 625 Ma, (2) ~ 615 Ma and (3) ~ 608 Ma. Th-rich sector and oscillatory zoned monazites record the early stages of melt crystallization at *ca.* 625 Ma (grains m14 and m17). Extensive monazite growth at *ca.* 615 Ma (e.g. grain m12) coincides with most metamorphic zircon growth. The growth of large euhedral monazite with weak oscillatory and sector zoning (grain m21) and Th-rich overgrowths on zircon at *ca.* 608 Ma is synchronous to the growth of “soccer ball” zircon in the mafic granulite and mark the final stages of melt crystallization (Fig. 13).

Sample	Rock type	Zircon domain	Zircon Age (Ma)	Zircon REE	Monazite compositional domain	Monazite Age (Ma)	Monazite REE
6D1	stromatic Grt-Bt metatexite	xenocrystic cores	800-640 Ma	steep REE pattern	Domain 1	629 ± 4 Ma	Y+HREE-rich cores
		sector zoned overgrowths + bright-CL rims	613 ± 1 Ma	flat REE pattern	Domain 3	612 ± 5 Ma	Th-rich, Y+HREE depleted cores
					Domain 4	599 ± 6 Ma	Y+HREE-rich rims
					Domain 5	593 ± 11 Ma	Th-rich, Y+HREE depleted rims
6D2	stromatic Grt-Bt metatexite	sector zoned overgrowths + soccer ball + rims	614 ± 1 Ma	flat REE pattern	Domain 1	631 ± 4 Ma	Y+HREE-rich cores
					Domain 3	611 ± 3 Ma	Th-rich, Y+HREE depleted cores
1A	(Opx)-Grt-bearing leucosome	xenocrystic cores	760-644 Ma	steep REE pattern	Domain 2	628 ± 4 Ma	Y+REE-rich cores
		sector zoned overgrowths + soccer ball + rims	614 ± 1 Ma	flat REE pattern	Domain 3	625 ± 25 Ma	Th-rich, Y+HREE depleted cores
					Domain 4	610 ± 4 Ma	Y+HREE-rich rims
		soccer ball zircons	613 ± 2		Domain 4	601 ± 6 Ma	Y+HREE-rich rims
9A1	(Opx)-Grt-bearing leucosome		n.a.		Domain 3	603 ± 4 Ma	Th-rich, Y+HREE depleted cores
7A	Grt-absent leucosome	xenocrystic cores	750-640 Ma		Domain 4	594 ± 5 Ma	Y+HREE-rich rims
		sector zoned overgrowths + bright-CL rims	618 ± 2 Ma			n.a.	
9B	Grt-Bt gneiss	xenocrystic cores	660-640 Ma	steep REE pattern	Domain 3	624 ± 3 Ma	Th-rich, Y+HREE depleted cores
		recrystallized domains + bright-CL rims	613 ± 2 Ma	flat REE pattern		608 ± 6 Ma	
7C	mafic granulite	xenocrystic cores	660-640 Ma	steep REE pattern			
		recrystallized domains + soccer ball + rims	614 ± 2 Ma			n.a.	
		soccer ball zircons	607 ± 4 Ma	flat REE pattern			

n.a. = not analyzed

Table 3: Summary of zircon and monazite geochronology and trace element data from analyzed samples in this study.

Domain 4 is characterized by Y, HREE-rich monazite rims ranging from *ca.* 600-590 Ma, and their occurrence is restricted to matrix monazite enclosed by biotite-rich layers. The HREE enrichment indicates minor monazite growth related to garnet breakdown, with incorporation of both Y and MREE released from garnet during retrogression (e.g. Pyle & Spear, 2003; Mahan et al., 2006; Williams et al., 2007; Dumond et al., 2008, 2015; Langille et al., 2012). A weighted mean date of 601 ± 6 Ma (MSWD=0.89) places a lower limit age for garnet growth in the (orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome. The formation of Y, HREE-rich rims can be expressed by the following retrograde reaction:

$$(4) \text{Grt} \pm \text{Opx} + \text{Kfs} + \text{melt} + \text{Th-rich, Y+HREE-poor Mnz}_{\text{Domain 3}} \rightarrow \text{Bt}_2 + \text{Pl}_2 + \text{Qtz} + \text{Y+HREE-rich Mnz}_{\text{Domain 4}}$$

4.

Domain 5 consists of Th-rich, Y+ HREE-poor monazite rims that differ from Domain 3 in their strong HREE depletion. Th-rich rims are restricted to sample 6D1 (stromatic Grt-Bt metatexite), where scarce xenotime is present (Fig. A1). The formation of Th-rich, HREE-poor rims is interpreted by Kelly et al. (2012) to be the result of a dissolution-precipitation mechanism in the presence of fluids during decompression. These authors have correlated formation of these rims to continuous Y+HREE enrichment in garnet rims during retrogression, as opposed to Y-enrichment on monazite rims due to garnet breakdown (e.g. Pyle & Spear, 2003; Mahan et al., 2006). An increase in Y+HREE on garnet rims (Grt₂, Grt₃) is compatible with the findings of Kelly et al. (2012). The Th-enrichment and Y+HREE-depletion of monazite rims is therefore related to late recrystallization at *ca.* 590 Ma, and xenotime could have accommodated part of the Y+HREE released, given the occurrence of late xenotime replacing zircon in this sample (6D1).

8.2 Tectonic implications for the southern Brasília Orogen

The age of metamorphic peak and retrograde cooling in the southern Brasília Orogen has been widely debated over the past 20 years (e.g. Janasi, 2002; Campos Neto et al., 2010, 2011; Martins et al., 2009; Reno et al., 2009; Mora et al., 2014). Campos Neto et al. (2010 and 2011) proposed that older metamorphic ages are recorded in the external parts of the nappe system (*ca.* 630-620 Ma in the SGN) grading to progressive younger ages towards the cratonic domain (*ca.* 620-605 Ma in the Andrelândia Nappe System; *ca.* 590 Ma in the Carrancas and Lima Duarte Nappe Systems), and interpreted this pattern as the migration front of deformation and metamorphism.

Reno et al. (2009) proposed a different metamorphic evolution for the southern Brasília Orogen, and thus for the amalgamation of the West Gondwana. These authors have claimed that peak metamorphism could have begun as early as *ca.* 680 Ma based on SIMS U-Pb dating of a retrograded eclogite from the underlying Andrelândia Nappe System. They reported a SIMS U-Pb age of *ca.* 622 Ma for a granulite at the base of the SGN, interpreted to date the immediate post-peak temperature cooling of an HREE-enriched anatectic melt. However, such interpretations rely on a very small dataset.

The concordia age of *ca.* 622 Ma resulted from seven zircon dates that scatter from *ca.* 666-590 Ma and do not form a consistent statistical population. Zircon from sample 04-7-1 (Reno et al., 2009) has oscillatory zoned cores with steep REE patterns ($\text{Yb}_\text{N}/\text{Gd}_\text{N}=14\text{-}34$), overgrown by narrow high luminescent rims ($<5\text{ }\mu\text{m}$ wide), making it difficult to get a reliable age related to metamorphism. These dates most likely represent mixture ages of inherited oscillatory zoned cores of *ca.* 670-640 Ma and metamorphic rims younger than 630 Ma. Sample 05-06-3 (Reno et al., 2009) yielded even older dates of *ca.* 800 Ma, which are equivalent to inheritance ages determined by Martins et al. (2009).

The present study attests the presence of *ca.* 720-640 Ma zircon inheritance by dating a large population ($n=167$) of oscillatory zoned cores with the typical magmatic fingerprint of steep REE patterns. Monazite preserves prograde growth ages of 631 ± 4 Ma prior to the partial melting event, providing an upper age limit for the granulite facies metamorphism in the SGN. Apatite-related monazite records the initial stages of decompression at *ca.* 628 ± 4 Ma followed by biotite dehydration melting, with production of peritectic garnet and orthopyroxene at $1027 \pm 108\text{ }^\circ\text{C}$, 11.7 ± 1.4 kbar. Our data are in good agreement with previous estimates for the age of high-T metamorphism at *ca.* 630-620 Ma (Basei et al., 1995; Janasi, 1999, 2002; Martins et al., 2009; Reno et al., 2009; Mora et al., 2014). Extensive zircon and monazite growth records a prolonged melt crystallization event between 629 ± 4 and 601 ± 1 Ma. The excess scatter in dates provides evidence of episodic zircon and monazite growth at any time within the 629-601 Ma range, but mainly between *ca.* 625-605 Ma (Table 3). Therefore, further high-precision studies involving ID-TIMS dating are needed, as these ages are indistinguishable with the precision of the LA-ICP-MS technique. The late stage of melt crystallization and stability of garnet and biotite is supported by the development of Y+HREE-rich monazite rims at *ca.* 600 Ma. Late monazite recrystallization was responsible for the formation of Th-rich rims at *ca.* 590 Ma.

9 CONCLUSIONS

The present study demonstrates that the SGN preserves five generations of monazite with complex zoning pattern. The high-spatial resolution of the EPMA allowed determination of a prograde monazite stage at 631 ± 4 Ma in a very small ($\sim 20\text{ }\mu\text{m}$ wide) Y-rich compositional domain, interpreted as pre-garnet growth. The subsequent monazite growth episode is recorded by Y-rich, apatite-related monazite at 628 ± 4 Ma during initial stages of decompression prior to the metamorphic peak at $1027 \pm 108\text{ }^\circ\text{C}$, 11.7 ± 1.4 kbar and development of UHT assemblages of Al-rich Opx + Grt + Kfs. Early stages of melt crystallization at *ca.* 625 Ma are recorded by sector and oscillatory zoned monazite. Episodic monazite and “soccer ball” zircon growth records the main melt crystallization stage at *ca.* 615 Ma and final stages at *ca.* 608 Ma. The formation of Y+HREE-rich monazite rims marks garnet breakdown and extensive biotite growth at *ca.* 600 Ma. Monazite recrystallization at *ca.* 590 Ma was responsible for the development of Th-rich, HREE-poor rims. The overlap in dates obtained for distinct monazite growth episodes in the SGN can be attributed to the uncertainties inherent to the EPMA method.

Additionally, chemical dating is based on the assumption that most measured Pb in monazite is thorogenic, with negligible amounts of common Pb, and that U isotopes are present in their crustal abundances (Montel et al., 1996; Williams et al., 2006, 2007). Thus it does not provide any isotopic information on discordance of dates, presence of common Pb or excess ^{206}Pb , which would affect the correct interpretation of dates. Isotope dilution-thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS) is a very powerful technique with a high degree of precision and accuracy (<0.2% uncertainties) (e.g. Schoene et al., 2013). However, the complexity of zoning patterns commonly found in monazite imposes clear limitations to this method, even when it involves micro sampling ID-TIMS (e.g. Hawkins & Bowring, 1997) and apparent mixed ages are a prevailing issue concerning the ID-TIMS monazite dating technique. The recently developed laser-ablation split stream (LASS-ICP-MS) technique provides simultaneous measurements of U-Th-Pb isotopic ratios and elemental concentrations using a multi-collector ICPMS and a single-collector ICP-MS at high spatial resolution (10-30 μm spot diameter) (e.g. Kylander-Clark et al., 2013). Nevertheless, the LASS-ICP-MS technique is suitable for deciphering the geological history of relatively young orogenic belts (e.g. Cottle et al., 2009; Langille et al., 2012). A more precise distinction of multiple episodes of monazite growth in the SGN and in other Precambrian orogens requires both high-precision and high spatial resolution. However, some issues in complex zoned monazites remain unsolved if the age variation is smaller than the analytical precision of the method. The techniques currently available are not fully capable of unraveling protracted histories in Precambrian orogens, and further analytical advances are needed.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research was supported by FAPESP grant 13/04007-0. Financial support for field work was given by FAPESP grant 10/11152-8. B.C. Rocha acknowledges her CNPq (142028/2012-6) and FAPESP scholarships (14/05563-6, 12/22380-7). We thank for the assistance of Vasco Loios (CPGeo-USP) and Josh Feldman (IGL-KU) with mineral separation, Sean Regan (UMass) with microprobe major element analysis, Sheila Schuindt (LCT-USP) with BSE imaging, Heather Shinogle (MAI-KU) with CL imaging, Jeff Oalman (IGL-KU) with trace element data reduction, and Maggie Sochko (IGL-KU) for LA-ICP-MS technical support. Insightful reviews by Fernando Corfu and an anonymous reviewer helped to improve the manuscript and are greatly appreciated.

REFERENCES

- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Sato, K., Sproesser, W.M., 1995. A metodologia urânio-chumbo na Universidade de São Paulo: princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 67(2), 221-237.
- Bea, F., Montero, P., 1999. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th and U

during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 1133-1153.

- Bingen, B., Demaiffe, D., Hertogen, J., 1996. Redistribution of rare earth elements, thorium and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: The role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (80), 1341-1354.
- 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, 155-166.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Janasi, V.A., Moraes, R., 2011. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe System: An Ediacaran Western Gondwana collage, south of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 393-406.
- Campos Neto, M.C., Caby, R., 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Research* 97, 3-26.
- Campos Neto, M.C., Caby, R., 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil: Petrological and structural constraints. *Tectonics* 14, 669-687.
- Campos Neto, M.C., Cioffi, C.R., Moraes, R., Motta, R.G., Siga Jr, O., Basei, M.A.S., 2010. Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: The Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia Nappe System, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research* 180, 125-142.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., 2001. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology* 172, 5-24.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds). *Zircon. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, Washington, pp. 469-495.
- Cottle, J.M., Searle, M.P., Horstwood, M.S.A., Waters, D.J., 2009. Timing of mid-crustal metamorphism, melting and deformation in the Mt. Everest region of southern Tibet revealed by U(-Th)-Pb geochronology. *Journal of Geology* 117, 643-664.
- Degeling, H., Eggins, S., Ellis, D.J., 2001. Zr budgets for metamorphic reactions, and the formation of zircon from garnet breakdown. *Mineralogical Magazine* 65(6), 749-758.
- Dumond, G., Goncalves, P., Williams, M.L., Jercinovic, M.J., 2015. Monazite as a monitor of melting, garnet growth and feldspar recrystallization in continental lower crust. *Journal of Metamorphic Geology* 33, 735-762.
- Dumond, G., McLean, N., Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Bowring, S.A., 2008. High-resolution dating of granite petrogenesis and deformation in a lower crustal shear zone: Athabasca granulite

- terrane, western Canadian Shield. *Chemical Geology* 254, 175-196.
- Finger, F., Krenn, E., 2007. Three metamorphic monazite generations in a high-pressure rock from the Bohemian Massif and the potentially important role of apatite in stimulating polyphaser monazite growth along a PT loop. *Lithos* 95, 103-115.
- Foster, G., Parrish, R.R., 2003. Metamorphic monazite and the generation of P-T-t paths. In: D. Vance, W. Müller, I.M. Villa (Eds). *Geochronology: Linking the Isotopic Record with Petrology and Textures – Geological Society, London, Special Publications* 220, 25-47.
- Fraser, G., Ellis, D., Eggins, S., 1997. Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks. *Geology* 25, 607-610.
- Geisler, T., Schaltegger, U., Tomaschek, F., 2007. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. *Elements* 3, 43-50.
- Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Ebert, H.D., Janasi, V.A., Oliveira, M.A.F., Braga, I.F., Negri, F.A., 2003. Magmatismo há ca. 660-640 Ma no Domínio Socorro: Registros de convergência pré-colisional na aglutinação do Gondwana Ocidental. *Geologia USP, Série Científica* 3, 85-96.
- Harlov, D.E., Förster, H.-J., 2002. High-grade fluid metasomatism on both a local and a regional scale: the Seward Peninsula, Alaska, and the Val Strona di Omegna, Ivrea-Verbano Zone, northern Italy. Part II: Phosphate mineral chemistry. *Journal of Petrology* 43(5), 801-824.
- Harlov, D.E., Wirth, R., Förster, H.-J., 2005. An experimental study of dissolution-reprecipitation in fluorapatite: fluid infiltration and the formation of monazite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150, 268-286.
- Harley, S.L., Kelly, N.M., Möller, A., 2007. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. *Elements* 3, 25-30.
- Hawkins, D.P., Bowring, S.A., 1997. U-Pb systematics of monazite and xenotime; case studies from the Paleoproterozoic of the Grand Canyon, Arizona. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 127, 87-103.
- Hermann, J., Rubatto, D., 2003. Relating zircon and monazite domains to garnet growth zones: age and duration of granulite facies metamorphism in the Val Malenco lower crust. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 833-852.
- Hoskin, P.W.O., Black, L.P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology* 18, 423-439.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hancher, J.M. and Hoskin, P.W.O. (Eds.). *Zircon. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, Washington, pp.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 da *Nappe* de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. *Tese (Livre-Docência)* – IGc-USP, 304 pp.
- Janasi, V.A., 2002. Elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of two Neoproterozoic mangerite suites in SE Brazil: implications for the origin of the mangerite-charnockite-granite series. *Precambrian Research* 119, 301-327.
- Jercinovic, M.J., Williams, M.L., Lane, E.D., 2008. In situ trace element analysis in complex, multi-phase materials by EMPA. *Chemical Geology* 254, 197-215.
- Kelly, N.M., Harley, S.L., 2005. An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archaean history of the Napier Complex, east Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 149, 57-84.
- Kelly, N.M., Harley, S.L., Möller, A., 2012. Complexity in the behavior and recrystallization of monazite during high-T metamorphism and fluid infiltration. *Chemical Geology* 322-323, 192-208.
- Kelsey, D.E., Clark, C., Hand, M., 2008. Thermobarometric modelling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: examples using model metapelitic and metapsammitic granulites. *Journal of Metamorphic Geology* 26, 199-212.
- Kelsey, D.E., Hand, M., 2015. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings. *Geoscience Frontiers* 6, 311-356.
- Kohn, M.J., Spear, F., 2000. Retrograde net-transfer reaction (ReNTR) insurance for pressure-temperature estimates. *Geology* 28, 1127-1130.
- Krenn, E., Janák, M., Finger, F., Broska, I., Konečný, P., 2009. Two types of metamorphic monazite with contrasting La/Nd, Th and Y signatures in an ultra-high-pressure metapelite from the Pohorje Mountains, Slovenia: indications for pressure-dependent REE exchange between apatite and monazite. *American Mineralogist* 94, 801-815.
- Kriegsman, L.M., 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos* 56, 75-96.
- Kylander-Clark, A.R.C., Hacker, B.R., Cottle, J.M., 2013. Laser-ablation split-stream ICP Petrochronology. *Chemical Geology* 345, 99-112.
- Langille, J.M., Jessup, M.J., Cottle, J.M., Lederer, G., Ahmad, T., 2012. Timing of metamorphism, melting and exhumation of the Leo Pargil Dome, northwest India. *Journal of Metamorphic Geology* 30, 769-791.
- Mahan, K.H., Goncalves, P., Williams, M.L., Jercinovic, M.J., 2006. Dating metamorphic reactions and fluid flow: application to exhumation of high-P granulites in a crustal-scale shear zone, western Canadian Shield. *Journal of Metamorphic Geology* 24, 193-217.

- 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.
- McDonough, W.F., Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.
- McFarlane, C.R.M., Frost, B.R., 2009. Constraints on the early metamorphic evolution of Broken Hill, Australia, from in situ U-Pb dating and REE geochemistry of monazite. *Journal of Metamorphic Geology* 27, 3-17.
- Möller, A., O'Brien, P.J., Kennedy, A., Kröner, A., 2002. Polyphase zircon in ultrahigh-temperature granulites (Rogaland, SW Norway): constraints for Pb diffusion in zircon. *Journal of Metamorphic Geology* 20, 727-740.
- Möller, A., Hensen, B.J., Armstrong, R.A., Mezger, K., Ballèvre, M., 2003a. U-Pb zircon and monazite age constraints on granulite-facies metamorphism and deformation in the Strangways Metamorphic Complex (central Australia). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145, 406-423.
- Möller, A., O'Brien, P.J., Kennedy, A., Kröner, A., 2003b. Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: an example from the ultrahigh-temperature granulites of Rogaland (SW Norway). In: D. Vance, W. Müller, I.M. Villa (Eds). *Geochronology: Linking the Isotopic Record with Petrology and Textures* – Geological Society, London, Special Publications 220, 65-81.
- Montel, J.-M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C., Provost, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology* 131 (1-4), 37-53.
- Mora, C.A.S., Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., 2014. Syn-collisional lower continental crust anatexis in the Neoproterozoic Socorro-Guaxupé Nappe System, southern Brasília Orogen, Brazil: constraints from zircon U-Pb dating, Sr-Nd-Hf signatures and whole-rock geochemistry. *Precambrian Research* 255, 847-864.
- Pattison, D.R.M., Chacko, T., Farquhar, J., McFarlane, C.R.M., 2003. Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry for retrograde exchange. *Journal of Petrology* 44(5), 867-900.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Lolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometry data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 26, 2508-2518.
- Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2012. VizualAge: A Novel Approach to Laser Ablation ICP-MS U-Pb Geochronology Data Reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research* 36, 247-270.
- Pidgeon, R.T., 1992. Recrystallisation of oscillatory zoned zircon: some geochronological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 463-472.

- Pyle, J.M., Spear, F.S., 2003. Four generations of accessory-phase growth in low-pressure migmatites from SW New Hampshire. *American Mineralogist* 88, 338-351.
- Reno, B.L., Brown, M., Kobayashi, K., Nakamura, E., Piccoli, P.M., Trouw, R.A.J., 2009. Eclogite-high-pressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of the Geological Society, London* 166, 1013-1032.
- Reno, B.L., Piccoli, P.M., Brown, M., Trouw, R.A.J., 2012. *In situ* monazite (U-Th)-Pb ages from the Southern Brasília Belt, Brazil: constraints on the high-temperature retrograde evolution of HP granulites. *Journal of Metamorphic Geology* 30, 81-112.
- Roberts, M.P., Finger, F., 1997. Do U-Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? *Geology* 25, 319-322.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 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.
- 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.
- Sawyer, E.W., 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology* 19, 291-309.
- Sawyer, E.W., 2008. *The Atlas of Migmatites*. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press, Ottawa, ON. 371pp.
- 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.
- Schoene, B., Condon, D.J., Morgan, L., McLean, N., 2013. Precision and accuracy in geochronology. *Elements* 9, 19-24.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008. Plešovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology* 249, 1-35.
- Spear, F.S., Pyle, J.M., 2002. Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks. In: M.J. Kohn, J. Rakovan, and J.M. Hughes, (Eds.) *Phosphates: Geochemical, Geobiological, and Materials Importance*, 48, pp. 293-335. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society of America, Washington, D. C.

- Tomaschek, F., Kennedy, A.K., Villa, I.M., Lagos, M., Ballhaus, C., 2003. Zircons from Syros, Cyclades, Greece – recrystallization and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism. *Journal of Petrology* 44 (11), 1977-2002.
- Townsend, K.J., Miller, C.F., D'Andrea, J.L., Ayers, J.C., Harrison, T.M., Coath, C.D., 2000. Low temperature replacement of monazite in the Ireteba granite, Southern Nevada: geochronological implications. *Chemical Geology* 172, 95-112.
- Trouw, R.A.J., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Andreis, R.R., 2000. The central segment of Ribeira Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. pp. 287-310. 31th International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brasil.
- Trouw, R.A.J., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C.C., Fontainha, M., Kussama, H.H., 2013. A new interpretation for the interference zone between Southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 48, 43-57.
- Vavra, G., Schmidt, R., Gebauer, D., 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 380-404.
- Vielzeuf, D., Schmidt, M.W., 2001. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141, 251-267.
- Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151, 413-433.
- White, R.W., Powell, R., 2010. Retrograde melt-residue interaction and the formation of near-anhydrous leucosomes in migmatites. *Journal of Metamorphic Geology* 28, 579–597.
- Whitehouse, M.J., Platt, J.P., 2003. Dating high-grade metamorphism – constraints from rare-earth elements in zircon and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145, 61-74.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185-187.
- Williams, I.S., Buick, I.S., Cartwright, I., 1996. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 29–47.
- Williams, I.S., 2001. Response of detrital zircon and monazite, and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* 48, 557-580.
- Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Goncalves, P., Mahan, K., 2006. Format and philosophy for collecting, compiling, and reporting microprobe monazite ages. *Chemical Geology* 225, 1-15.
- Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Hetherington, C.J., 2007. Microprobe monazite geochronology:

understanding geologic processes by integrating composition and chronology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35, 137-175.

Yakymchuk, C., Brown, M., 2014. Behaviour of zircon and monazite during crustal melting. *Journal of the Geological Society* 171, 465-479.

APPENDIX A

Analytical methods

Wavelength-dispersive spectrometry (WDS) analyses and X-ray compositional maps for garnet imaging were performed with a CAMECA SX-50 electron microprobe at the University of Massachusetts-Amherst Electron Microprobe Facility. Operating conditions were 15 kV, using a beam current of 20 nA and 300 nA for quantitative analyses and X-ray maps, respectively. Orthopyroxene, plagioclase and biotite (WDS) analyses were carried out using a JEOL JXA-8530F Hyperprobe, Field Emission Electron Probe Microanalyzer (FE-EPMA) at the NAP Geoanalítica Laboratory, Universidade de São Paulo (USP), using a focused beam at 15 kV and 20nA with 5 μm spot size, except for feldspar analyses (10 μm diameter). Representative analyses of garnet, orthopyroxene, plagioclase and biotite were recalculated with the A-X software (<http://www.esc.cam.ac.uk/research/research-groups/holland/ax>), based on charge balance with double-normalization and are given in ANEXO III. Thermobarometric results are given in ANEXO IV.

Zircon was separated using a disk grinder, a Wilfley table, a FrantzTM isodynamic magnetic separator and standard heavy-liquid techniques at CPGeo (Geochronology Research Center), USP. Subsequently, zircon grains were handpicked under a binocular microscope and selected grains were mounted in one-inch epoxy discs and polished to approximately half their thickness to expose the grain cores. Detailed backscattered electron (BSE) images of mineral textures were performed in a FEI Quanta 600F Scanning Electron Microscope (SEM), at the Technological Characterization Laboratory, USP. Cathodoluminescence (CL) images were acquired using a FEI Versa 3D Dual Beam field emission scanning microscope using low vacuum mode at the Microscopy and Analytical Imaging (MAI) Lab, at The University of Kansas (KU), in order to identify internal compositional zoning.

Laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) analyses were performed on five different samples (6D, 1A, 7A, 9B, 7C) at the IGL (Isotope Geochemistry Laboratory) at KU, using a Thermo Scientific Element 2 ICP-MS attached to a Photon Machines Analyte.G2 193 nm ArF excimer laser. Analytical conditions include a laser fluency of 2.2 J/cm⁻² at a repetition rate of 10Hz, and spot size of 20 μm . Elemental fractionation, downhole fractionation and calibration drift were corrected using the GJ1 zircon reference material (Jackson et al., 2004), and data reduction using the VizualAge data reduction scheme (Petrus and Kamber, 2012) for the IOLITE software package (Paton et al., 2011). The secondary zircon standard Plešovice (Sláma et al., 2008) yielded a weighted mean

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ date of 337.0 ± 0.9 (2σ) ($n=52$; $\text{MSWD}=1.8$) during the analytical sessions, within analytical uncertainty of the age determined by high precision thermal ionization mass spectrometry (Sláma et al., 2008). Zircon U-Pb data is summarized in ANEXO VIII.

Zircon and garnet trace element analyses were also performed with the LA-ICP-MS at the IGL, KU. Laser fluency was 2.5 J/cm^2 for zircon and 3.2 J/cm^2 for garnet, at a repetition rate of 10 Hz. Spot sizes of $15 \text{ }\mu\text{m}$ (zircon) and $40 \text{ }\mu\text{m}$ (garnet) were used. External calibration was performed relative to NIST 612 glass using the values from the GeoRem database as of Dec09 during zircon analysis. The trace element analyses spots were placed near the U-Pb dating spots and their location is indicated by red circles in Fig. 6. The USGS GSD-1G and GSE-1G basaltic glass reference materials were analyzed as internal and secondary standard during garnet analysis, respectively. Internal standards were stoichiometric Si for zircon and Si determined from electron microprobe for garnet. Zircon and garnet trace element data are shown in ANEXO VII.

Monazite U-Th-Pb geochronology and trace element analyses were conducted at the University of Massachusetts-Amherst Electron Microprobe Facility in five selected thin-sections (6D1, 6D2, 1A2, 9A1, 9B). X-ray maps were acquired on a CAMECA SX-50 electron microprobe. Quantitative analyses and background scans were acquired at 15kV and 200nA focused beam on a CAMECA SX-100 “UltraChron” optimized for high precision trace element analyses, especially U, Th and Pb. Prior to quantitative analyses, the textural distribution of monazite was evaluated using full thin section WDS maps of $\text{CeL}\alpha$, $\text{YL}\alpha$, $\text{ZrL}\alpha$, $\text{CaK}\alpha$ and $\text{MgK}\alpha$. Compositional zoning in monazite was investigated by high-resolution X-ray maps of $\text{CaK}\alpha$, $\text{NdL}\alpha$, $\text{UM}\beta$, $\text{YL}\alpha$ and $\text{ThM}\alpha$ generated in each grain. This study follows the analytical strategies of Williams et al. (2006), Jercinovic et al. (2008) and Dumond et al. (2008), with an additional interference correction of both $\text{NdL}\alpha_3$ and $\text{PrL}\beta_{2.15}$ on $\text{EuL}\alpha$ that was not included in these previous papers. All dates are plotted as Gaussian probability curves calculated from a set of five analyses, which represents the date and 2σ error for a single compositional domain, as described in Williams et al. (2006) and Dumond et al. (2008). A single date for each compositional domain was calculated from the weighted mean compositions and the age equation of Montel et al. (1996). The Moacyr monazite (TIMS $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ $506 \pm 1 \text{ Ma}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ $506 \pm 1 \text{ Ma}$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $515 \pm 1 \text{ Ma}$; W.J. Davis, personal communication) was used as a consistency standard before and after each analytical session and yielded a weighted mean date of $505 \pm 5 \text{ Ma}$ (2σ error, $n = 11$ sets of 5-6 analytical points). U-Th-Pb geochronology, trace element data and calculated dates are shown in ANEXO IX.

Figure A1: Zircon partially replaced by late xenotime along a fracture.

Figure A2: BSE image showing the location of spots and calculated age for each compositional domain (see ANEXO IX) and high-resolution X-ray maps of CaK α , UM β , YL α and ThM α for grains m1-m7 (sample 6D1).

Figure A3: BSE image showing the location of spots and calculated age for each compositional domain (see ANEXO IX) and high-resolution X-ray maps of CaK α , UM β , YL α and ThM α for grains m8-m12 (sample 6D2) and grains m13-m15 (sample 9B).

Figure A4: BSE image showing the location of spots and calculated age for each compositional domain (see ANEXO IX) and high-resolution X-ray maps of CaKα, UMβ, YLα and ThMα for grains m16-m20 (sample 1A) and grains m21, m22 (sample 9A1).

ANEXO II

***Age and duration of pre-collisional arc magmatism
and UHT metamorphism in the Socorro-Guaxupé
Nappe (SE Brazil), constrained by in-situ charnockite
melts and related rocks***

Artigo a ser submetido ao periódico Precambrian Research

ANEXO II

Artigo a ser submetido no periódico Precambrian Research

Age and duration of pre-collisional arc magmatism and UHT metamorphism in the Socorro-Guaxupé Nappe (SE Brazil), constrained by in-situ charnockite melts and related rocks

Brenda Chung Rocha ^{a,b,}, Renato Moraes ^a, Andreas Möller ^b, Caue Rodrigues Cioffi ^{a,b}*

^aDepartamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, Brazil

^bDepartment of Geology, The University of Kansas, 2335 Irving Hill Road, Nichols Hall, Lawrence, KS, 66045-7559, USA

* Corresponding author: brendaroch@yahoo.com.br

ABSTRACT

The Socorro-Guaxupé Nappe (SGN) consists of a deeply eroded magmatic arc that records the Ediacaran collision between the Paranapanema Plate and the São Francisco paleocontinent, related to the assembly of western Gondwana. The SGN exposes a thick section (*ca.* 10 km) of the lower crust, composed mainly of granulites and migmatites. Syn-collisional magmatism is recorded by widespread charnockite and high-K calc-alkaline intrusions. Here we present an integrated petrological and geochronological study of orthopyroxene- and hornblende-bearing leucosomes and their granulite hosts from the Granulite Unit, in order to determine the age and duration of pre-collisional arc magmatism and ultra-high temperature (UHT) metamorphism in the SGN. New LA-ICP-MS zircon U-Pb ages are combined to zircon trace element geochemistry to discriminate inherited and non-inherited zircon with more confidence. Igneous crystallization ages from the felsic and garnet granulites range from *ca.* 730-640 Ma, similarly to inherited xenocrystic zircon cores from hornblende- and orthopyroxene-bearing leucosomes, and are interpreted to constrain the pre-collisional arc magmatism lasting for at least 90 m.y. The concordia ages of *ca.* 655-650 Ma obtained from the felsic and garnet granulites reflect the main period of pre-collisional arc magmatism. The SGN evolved from a subduction-related to a collisional setting, involving the formation of in-situ charnockite melts and hornblende-bearing leucosome at *ca.* 630-625 Ma during syn-collisional UHT metamorphism. Peak UHT metamorphic conditions were attained at *ca.* 900 °C, 12 kbar, by partial melting of felsic granulites. We propose that mafic underplating could be a potential heat source for UHT metamorphism, given the occurrence of syn-metamorphic mafic intrusions in close spatial relation to in-situ hornblende- and orthopyroxene-bearing leucosomes. Contrasting REE patterns in leucosomes provide evidence for the presence of both fractionated melt (higher REE abundance and negative Eu anomaly) and cumulates (lower REE abundance and positive Eu anomaly). Studied samples show

isotopic evidence for enriched-mantle sources in their origin, and crustal recycling involving either Archean or Paleoproterozoic older crust have not been recognized yet.

Key-words: arc magmatism, UHT metamorphism, granulite, charnockite, lower crust, southern Brasília Orogen

1. Introduction

Charnockites and granites constitute major rock types in Precambrian granulite terranes and the understanding of their formation can provide important insights to the evolution of the lower crust (e.g. Percival & Mortensen, 2002; Rajesh, 2004; Frost & Frost, 2008; Zhao et al., 2014; Klaver et al., 2015). Charnockites can form by deep crustal melting (e.g. Zhao et al., 1997; Bhattacharya & Sen, 2000; Kar et al., 2003; Rajesh & Santosh, 2004), which requires an external heat source that also produces ultrahigh temperature (UHT) metamorphism (Harley, 2008, Kelsey, 2008; Clark et al., 2011). UHT metamorphism is characterized by temperatures higher than 900 °C and pressures within the 7-13 kbar range (Harley, 1998). Such extreme conditions are prevalent in deep crustal processes and many UHT localities have been recently identified worldwide (Kelsey & Hand, 2015). Charnockites in deeply eroded arcs (e.g. Percival & Mortensen, 2002) have a typical magnesian, calc to calc-alkalic and metaluminous geochemical signature (Frost & Frost, 2008). Many charnockite-granulite associations of Neoarchean to Paleoproterozoic age (e.g. Rajesh, 2004; Kornohien et al., 2013) are characterized by accreted juvenile crust to the cratons margins (e.g. Bhattacharya et al., 2001; Zhao et al., 2014; Klaver et al., 2015) and may represent episodic crustal growth driven by higher geothermal gradients in the early evolution of Earth's history (Condie, 1998). However, charnockites may also result from crustal reworking, which may involve the partial melting of older crustal components (e.g. Bai et al., 2015).

The Socorro-Guaxupé Nappe (SGN) represents a deeply eroded Neoproterozoic magmatic arc, which was developed at the active margin of Paranapanema plate in a subduction-related setting and evolved to a collisional orogeny (Campos Neto & Caby, 1999, 2000; Campos Neto, 2000; Trouw et al., 2000). The SGN corresponds to a large-scale exposure of the lower crust (*ca.* 10 km thick; Campos Neto & Caby, 1999, 2000), what makes the SGN a natural laboratory for the study of petrogenetic and geodynamic processes in deep crust. Several workers (e.g. Campos Neto et al., 2011) have suggested that the SGN might represent the southern extension of the Goiás Magmatic Arc (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel et al., 2000; Laux et al., 2004), even though there is a lack of juvenile rocks in the geological record of the SGN until now. Negative $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ values are frequent in many rock types within the SGN (e.g. Janasi, 1999, 2002; Janasi et al., 2009; Mora et al., 2014). In this contribution, the results of an integrated petrological and geochronological study of the main rock types from the Basal Granulite Unit of the SGN are presented, including new zircon U-Pb ages and trace element

geochemistry, thermobarometry, whole-rock geochemistry and Sr-Nd isotopic compositions. A combination of techniques is used to refine the timescales of pre-collisional arc magmatism, and syn-collisional UHT metamorphism, and determine the origin and possible sources for in-situ charnockite and hornblende-bearing granite melts. This has important implications for the origin of charnockites in a broader context, and for the currently available tectonic models of the southern Brasília Orogen, and thus for the amalgamation of western Gondwana.

2. Geological setting

The southern Brasília Orogen results from the neoproterozoic collision between the active margin of Paranapanema Plate and the passive margin of the São Francisco paleocontinent (Brito Neves *et al.*, 1999; Campos Neto & Caby, 2000; Trouw *et al.*, 2000). It comprises a stack of flat-lying to gently SW dipping thick-skinned nappes, in which three different tectonic settings are recognized, from WSW to ENE: (i) a magmatic arc domain represented by the Socorro-Guaxupé Nappe (SGN), (ii) the subducted metasedimentary sequence of the Andrelândia Nappe System, (iii) a passive continental margin domain related to the São Francisco Plate represented by the Carrancas and Lima Duarte Nappe Systems (Fig. 1; *e.g.* Campos Neto & Caby, 1999, 2000; Trouw *et al.*, 2000, 2013; Campos Neto *et al.*, 2010, 2011; Reno *et al.*, 2009, 2012). The SGN represents a ~ 10km thick section of the lower continental crust, interpreted as the root of a magmatic arc developed at the active margin of the Paranapanema Plate (Campos Neto & Caby, 1999, 2000). The SGN is composed of three distinct units (Fig. 1): (i) a basal granulite unit with banded garnet granulites with orthopyroxene-bearing leucosome (~3 km thick), (ii) a middle diatexite unit that comprises grey to pink metaluminous migmatites (~6 km thick), and (iii) an upper metatexite unit composed mainly of metasedimentary migmatites (Campos Neto & Caby, 1999, 2000).

The Basal Granulite Unit, focus of this study, comprises banded felsic and mafic granulites with concordant coarse-grained charnockite and pink hornblende granite veins, and minor garnet granulites and biotite gneisses. Igneous protolith crystallization ages (ID-TIMS; upper intercept) of *ca.* 640-660 Ma (*e.g.* Hackspacher *et al.*, 2003; Mora *et al.*, 2014) have been reported for granulites from the Basal Granulite Unit. Zircon inheritance between *ca.* 640-800 Ma have been recognized in migmatites with sedimentary protolith from the adjacent Metatexite Unit (Mora *et al.*, 2014; Rocha *et al.*, 2016). The age of granulite facies metamorphism in the SGN is recorded at *ca.* 630-620 Ma (*e.g.* Basei *et al.*, 1995; Janasi, 1999; 2002; Valeriano *et al.*, 2004; Martins *et al.*, 2009; Reno *et al.*, 2009; Mora *et al.*, 2014; Rocha *et al.*, 2016), synchronous to syn-collisional charnockite and high-K calc-alkaline magmatism (Janasi, 2002; Mora *et al.*, 2014). Recently, Rocha *et al.*, (2016) defined the partial melting event and UHT metamorphism in the SGN at *ca.* 630-625 Ma based on EPMA monazite dating, and a prolonged

melt crystallization event between *ca.* 630-600 Ma, with main episodes of zircon and monazite growth at *ca.* 625 Ma, *ca.* 615 Ma and *ca.* 608 Ma.

Figure 1: Geological map of the southern Braslia Orogen (Cioffi et al., 2016), with the location of the studied area in the Basal Granulite Unit (Santa Terezinha Quarry) marked with a yellow star.

3. Field relationships

Twenty-four representative samples from the Basal Granulite Unit of the SGN were collected in the Santa Terezinha Quarry, located in the south of town of Alfenas (Fig. 1). The location of selected samples for zircon U-Pb geochronological studies is shown in (Fig. 2). The charnockite terminology adopted in this paper follows Frost & Frost (2008), defined as an orthopyroxene-bearing granitic rock that is clearly of igneous origin or that is present as an orthopyroxene-bearing orthogneiss within a

granulite terrane. The studied area comprises banded felsic and mafic granulites, interlayered with banded garnet granulites, fine-grained granite, and concordant coarse-grained pink hornblende granite and greenish charnockite veins (Fig. 2a, b). The later are suggestive to be the in-situ products of partial melting and are referred from now on as hornblende-bearing and orthopyroxene-bearing leucosomes, respectively (Fig. 2a-d).

In-source coarse-grained hornblende-bearing leucosome displays near-euhedral hornblende grains up to 5 cm in diameter, locally with relic cores of orthopyroxene (Fig. 2e) and transitional contact towards the orthopyroxene-bearing leucosome (Fig. 2g), denoting a genetic link between pink hornblende-bearing and dark orthopyroxene-bearing leucosomes. Orthopyroxene-bearing leucosome forms veins and larger patches commonly with euhedral orthopyroxene crystals up to 4 cm, which might represent accumulation of segregated melt into dilatant sites as discussed by Sawyer (2001). Leucosomes are present either parallel to the axial planes of centimeter-scale isoclinal folds and discordant to the main foliation. Segregation and migration of orthopyroxene-bearing leucosome may cause the rupture of mafic granulite layers (Fig. 2d). Garnet granulite occurs as ~1m wide lenses either interlayered with felsic granulite (Fig. 2c) and as rafts engulfed in hornblende-bearing and orthopyroxene-bearing leucosomes (Fig. 2e, f). Syn-metamorphic basaltic intrusions are also present, and commonly exhibit concentrations of either hornblende- and orthopyroxene-bearing leucosomes in their surroundings (Fig. 2h).

4. Petrography and mineral chemistry

Petrography and mineral chemistry of samples studied in most detail are presented. Mineral abbreviations after Whitney & Evans (2010). Representative major element composition of garnet, orthopyroxene, plagioclase, amphibole and biotite are given in ANEXO III. Analyzed garnet and orthopyroxene grains are referred from now on by their grain number.

4.1 Hornblende-bearing leucosome (samples A2, 5B)

The hornblende-bearing leucosome consists mainly of euhedral, coarse-grained K-feldspar (55-65%) up to 10 cm, both perthitic orthoclase and microcline are observed, hornblende (10-15%) up to 5 cm length, anhedral quartz (10-15%), and plagioclase (5-10%) defining an inequigranular texture, with minor biotite (<5%). Fine-grained plagioclase (An₂₀₋₃₀) typically occurs as myrmekite surrounding K-feldspar megacrysts (Fig. 3a). Hornblende contains inclusions of zircon, apatite and exsolution of opaque minerals. Late biotite + quartz intergrowths are the products of partial replacement of hornblende (Fig. 3b). Apatite, zircon, titanite, opaque minerals, allanite, epidote, calcite, chlorite and tourmaline are the accessory phases. Apatite clusters occur within fine-grained quartz-feldspathic aggregates commonly associated with epidote and calcite.

Figure 2: Studied rocks within the Basal Granulite Unit of the SGN collected at the Santa Terezinha Quarry. (a) Felsic granulite crosscut by hornblende- and orthopyroxene-bearing leucosomes, indicative of in-situ products of partial melting and (b) corresponding sketch. (c) Banded felsic and mafic granulite with concordant orthopyroxene-bearing leucosome up to 1m wide interlayered with garnet granulite and fine-grained granite. (d) Detail of orthopyroxene-bearing leucosome causing rupture of a mafic granulite layer, consistent with in-situ partial melting. (e) In-source coarse-grained hornblende-bearing leucosome with numerous rafts of garnet granulite. Inset in the upper right shows relics of

orthopyroxene preserved in centimeter-scale hornblende grains within hornblende-bearing leucosome. (f) Field sketch illustrating the relationship between hornblende-bearing leucosome and garnet granulite. (g) Transitional contact between light-grey orthopyroxene-bearing leucosome and pinkish hornblende-bearing leucosome. (h) Concentration of hornblende-bearing leucosome at the surroundings of syn-metamorphic mafic intrusions.

4.2 Fine-grained granite (sample B2)

Sample B2 is mainly composed of subhedral to anhedral K-feldspar (55-60%), interstitial quartz (20-25%), plagioclase (10-15%) and minor biotite (5-10%). Opaques, apatite, zircon, tourmaline, zoisite, calcite and chlorite occur as accessory phases. Perthite crystals generally has inclusions of zircon, apatite and subhedral plagioclase, and are surrounded by fine-grained myrmekite. Partial replacement by late muscovite is also present.

4.3 Orthopyroxene-bearing leucosome and host mafic granulite (samples C1, 4A)

Orthopyroxene-bearing leucosome comprises orthopyroxene (10-15%), plagioclase (50-55%), and hornblende (5-10%) megacrysts, K-feldspar (1-5%) and interstitial quartz (15-20%) defining a fine to coarse-grained inequigranular texture. Apatite, opaque minerals, zircon, allanite, biotite and calcite are the main accessory minerals. Orthopyroxene locally displays quartz and plagioclase films along grain boundaries, mimicking trapped melt (Fig. 3e). Euhedral to subhedral orthopyroxene megacrysts are slightly magnesian ($X_{Mg} = 0.53-0.59$), with alumina contents varying from core to rim between 0.08 and 0.06 Al p.f.u. Subhedral plagioclase (An_{27-29}) has abundant zircon and needle-like biotite inclusions. Coarse-grained hornblende frequently exhibits bleb-like quartz or zircon inclusions, and orthopyroxene relics partially replaced by uraltite. Orthopyroxene-bearing leucosome has a diffusive contact towards the host mafic granulite in sample 4A. Fine to medium-grained mafic granulite with a nematogranoblastic texture is composed by hornblende (55-60%), plagioclase (20-25%), biotite (5-10%), quartz (5-10%) with minor orthopyroxene (<4%) relics preserved within hornblende (Fig. 3f). Opaque minerals, apatite and zircon are the main accessory phases. Hornblende in both orthopyroxene-bearing leucosome and mafic granulite belongs to the calcic group ($ANa + AK > 0.5$; $Ti < 0.5$; $^{VI}Al < Fe^{3+}$; Hawthorne & Oberti, 2007) and is classified as magnesiohastingsite (see Supplementary Fig. A1). Orthopyroxene relics are commonly present as inclusions within hornblende, and rare grains are preserved within matrix plagioclase (An_{28-29}) (Fig. 3g). The orthopyroxene composition is slightly more magnesian ($X_{Mg} = 0.58-0.60$) compared to orthopyroxene-bearing leucosome grains, with similar Al contents (0.08-0.06 Al p.f.u.).

Figure 3: (a) Ca K α full thin-section map of hornblende-bearing leucosome (sample 5B). Note myrmekite surrounding K-feldspar megacrysts and apatite clusters associated to late biotite after hornblende (b) Detail of zircon grains within biotite + quartz intergrowths. c) Ca K α and d) Mg K α full thin-section map of orthopyroxene-bearing leucosome with diffusive contact with mafic granulite (sample 4A). Note coarse-grained euhedral orthopyroxene and hornblende grains in the orthopyroxene-bearing leucosome. e) Euhedral orthopyroxene in the orthopyroxene-bearing leucosome. f-g) Detail of orthopyroxene relics within mafic granulite.

Figure 4: a) Photograph of standard thin-section of garnet granulite (sample 6B1A), illustrating the location of analyzed grains used for thermobarometric calculations. Mg K α high-resolution X-ray maps of analyzed garnet grains showing the location of major element and REE profiles in (Fig. 5). b) Grt₁ partially replaced by syn-S₂ Opx+Pl+Qz. c) Late to post-kinematic Grt₂ displaying hornblende inclusions. Note syn-S₂ orthopyroxene-fish at the top left. d) Grt₃ with abundant biotite and plagioclase inclusions and pressure shadow composed of Opx+Pl+Qz at the top right.

4.4 Felsic granulite (samples 3B1, 5B1)

Sample 3B1 is mainly composed of orthopyroxene (15-20%), plagioclase (45-50%) and hornblende (5-10%), quartz (5-10%), with minor K-feldspar (1-5%), biotite (1-5%) and accessory apatite, zircon, chlorite and calcite, similarly to sample 5B1. Euhedral to subhedral orthopyroxene is magnesian ($X_{Mg} = 0.55-0.58$) and has Al-rich cores (0.07-0.09 Al p.f.u) with a slight depletion towards the rims (0.06 Al p.f.u). Fewer grains show minor substitution at their rims to hornblende or biotite + quartz intergrowths. Subhedral to anhedral plagioclase is characterized by near homogeneous Ca

contents (An_{30}) with a slight decrease of orthoclase from core to rim ($Or_{2.8-1.0}$). The amphibole present is classified as magnesiohastingsite and occurs as anhedral grains associated with opaque minerals, which partially replaced orthopyroxene.

4.5 Garnet granulite (sample 6B1)

Sample 6B1A is characterized by a compositional banding, with granoblastic bands composed mainly of garnet (35-40%), plagioclase (25-30%), quartz (10-15%) ribbons, with minor orthopyroxene (5-10%), hornblende (1-5%) and biotite (1-5%), alternated with orthopyroxene and hornblende-rich granonematoblastic bands (Fig. 4a). The main foliation is defined by syn-kinematic hornblende, plagioclase, garnet, opaque minerals, orthopyroxene-fish (Opx_2 ; Fig 4c) and fine-grained pressure shadows consisting of hornblende + plagioclase and orthopyroxene + plagioclase wrapping garnet porphyroblasts (Grt_2 and Grt_3 ; Figs. 4c-d), implying in deformation concomitant to the development of amphibolite and granulite facies fabrics. Orthopyroxene is magnesian ($X_{Mg} = 0.55-0.59$) and characterized by Al-rich cores (0.08 Al p.f.u) with a slight decrease at the rims (0.06 Al p.f.u). Amphibole is classified as magnesiohastingsite (Supplementary Fig. A1). Anhedral plagioclase (An_{30-31}) has quartz, apatite and zircon inclusions. Biotite inclusions in Grt_3 are magnesian ($X_{Mg} = 0.60-0.66$) and titaniferous (0.3 Ti p.f.u).

Syn-kinematic garnet (Grt_1 ; Fig. 4b) has quartz and plagioclase inclusions, and is partially replaced by orthopyroxene + plagioclase (Fig. 4b). Major element zoning is characterized by a minor increase in X_{Alm} accompanied by a decrease in X_{Prp} from core ($Alm_{53}Prp_{22}Grs_{16}Sps_{11}$) to rim ($Alm_{55}Prp_{19}Grs_{16}Sps_{11}$) (Fig. 5). Grt_1 is marked by a distinctive chondrite-normalized REE pattern compared to Grt_2 and Grt_3 . Grt_1 is HREE-enriched, displays HREE- and MREE-depletion from core ($Yb_N/Gd_N = 8$; $Dy_N/Gd_N = 3$) to rim ($Yb_N/Gd_N = 2$; $Dy_N/Gd_N = 2$) and strong negative Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.17-0.21$). Late to post-kinematic euhedral garnet (Grt_2 ; Fig. 4c), with hornblende inclusions, has a similar major element composition ($Alm_{52-54}Prp_{20-23}Grs_{16}Sps_{9-10}$), with slightly higher almandine and lower pyrope contents at the outermost rims compared to cores. Grt_3 has abundant biotite inclusions (Fig. 4d) and exhibits a relatively flat compositional profile ($Alm_{52-53}Prp_{22-23}Grs_{16}Sps_{8-11}$), with a slight increase in X_{Sps} at the outermost rims (Sps_{11}) related to late retrograde kick-up effect (Kohn & Spear, 2000). Grt_2 and Grt_3 are HREE-depleted in one order of magnitude compared to Grt_1 , and are characterized by cores with flat HREE patterns ($Yb_N/Gd_N = 1$), with a slight decrease in HREE contents towards the rims ($Yb_N/Gd_N = 0.6$), near constant MREE contents ($Dy_N/Gd_N = 1$) and negative Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.12-0.23$).

Figure 5: Compositional profiles across Grt₁, Grt₂ and Grt₃ and corresponding REE patterns normalized to the chondrite values of McDonough & Sun (1995) in garnet granulite (sample 6B1A).

5. *P-T* conditions of partial melting and high-grade metamorphism

Compositions of coexisting garnet and orthopyroxene in the garnet granulite (samples 6B1A and 6B1C) are used to estimate the pressure-temperature conditions using garnet-orthopyroxene Al-solubility-based thermobarometry, corrected for late Fe-Mg exchange using the RCLC program elaborated by Pattison et al. (2003) and results are reported in ANEXO IV. Peak metamorphic conditions of the M1 stage are calculated using garnet and Al-rich orthopyroxene core compositions (0.08 Al p.f.u) and vary from 881-902 °C and 11.4-12.1 kbar, with average *P-T* conditions of 894 ± 9 °C, 11.9 ± 0.3 kbar. Orthopyroxene (0.06 Al p.f.u) and garnet rim compositions yielded average conditions of 833 ± 28 °C, 11 ± 0.4 kbar. The pressure associated to the metamorphic peak was also estimated using barometers based on garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz equilibrium using several calibrations (Newton & Perkins, 1982; Perkins & Chipera, 1985; Eckert et al., 1991). The combination of garnet and orthopyroxene cores with the plagioclase rim compositions gives pressures in the range 11.9-12.7 kbar for garnet granulites at *T* = 900 °C using the Newton & Perkins (1982) and Perkins & Chipera (1985) methods. Pressure estimates using the Eckert et al. (1991) calibration vary from 12.8-13.3 ± 1.55 kbar at *T* = 900 °C. Thermobarometric results indicate that peak metamorphic conditions were achieved at *ca.* 900 °C at 12 kbar.

The absence of rutile in the studied rocks prevent the application of Zr-in-rutile thermometry. Ilmenite is the main Ti-bearing phase and minimum temperatures were estimated by Ti-in-zircon thermometry (Watson et al., 2006) to constrain the temperature of melt crystallization assuming $a_{\text{TiO}_2} = 0.5$. The titanium contents in bright-CL rims and recrystallized domains vary from 5-12 ppm Ti and yielded minimum temperatures within the *ca.* 680-755 °C range in all samples. Slightly higher

temperatures of 712-788 °C (7-17 ppm Ti) are recorded in well-developed sector-zoned overgrowths on zircon grains in the hornblende-bearing leucosome (sample A2). Xenocrystic zircon cores record similar temperatures, except grain 16 (Fig. 9f) in the garnet granulite (sample 6B1), which has higher Ti contents (up to 60 ppm) and yielded the highest temperature of 928 ± 12 °C.

6. Whole-rock geochemistry

Whole-rock major and trace element compositions of studied rocks from the SGN are presented in ANEXO V. Analytical procedures are described in Appendix A. Silica contents in the hornblende-bearing leucosome range from 59-70 wt% SiO₂, similarly to the fine-grained granite (62-74 wt% SiO₂) and orthopyroxene-bearing leucosome (58-73 wt% SiO₂). A great deal of major elements (MgO, FeO_t, CaO, TiO₂, P₂O₅) shows negative correlation with increasing SiO₂, while K₂O shows positive correlation (Fig. 6). Most samples are characterized by relatively high K₂O contents (1-8 wt%) and plot within the shoshonite field in the K₂O versus SiO₂ classification diagram of Peccerillo & Taylor (1976) (Fig. 6). Felsic granulite exhibits a limited range of silica contents (53-56 wt% SiO₂, except sample 2B1 with 61 wt% SiO₂) and 16-20 wt% Al₂O₃. Garnet granulite has the same silica contents (51-55 wt% SiO₂) and mafic granulites are characterized by lower SiO₂ contents (46-52 wt% SiO₂).

All studied samples are metaluminous according to the A/NK versus A/CNK classification diagram (Frost et al., 2001), except the fine-grained granite and one sample from the hornblende-bearing leucosome (sample 6A2), which are weakly peraluminous (Fig. 7a). In the TAS (total alkalis silica) diagram (Middlemost, 1994), hornblende-bearing leucosome plots in the syenite and quartz monzonite fields, the fine-grained granite plots within the syenite and granite fields. Orthopyroxene-bearing leucosome samples are classified as monzonite and one sample plots within the granite field (Fig. 7b). Hornblende-bearing and orthopyroxene-bearing leucosomes display similar geochemical features. Both are metaluminous, magnesian, alkalic and plot within the volcanic arc granite and syn-collisional granite field in the tectonic discrimination diagram of Pearce et al. (1984), apart from sample 2A, which plots in the boundary between alkali-calcic and calc-alkalic in the Na₂O+K₂O-CaO (MALI) versus SiO₂ diagram (Fig. 7d). Most felsic granulite samples are plotted within the monzonite field in the TAS diagram (Fig. 7b), while mafic granulites are dominantly classified as gabbro. Garnet granulite is ferroan and metaluminous to gently peraluminous in the A/NK versus A/CNK diagram (Frost et al., 2001), which may reflect its high garnet contents. Felsic granulites are ferroan, but plot close to the boundary of magnesian field in the FeO_t/(FeO_t+MgO) versus SiO₂ diagram (Frost et al., 2001). Mafic granulite samples are mostly magnesian (Fig. 7c).

Figure 6: Harker-type diagrams (SiO₂ vs. major elements) for Hbl-bearing leucosomes, Opx-bearing leucosomes, fine-grained granite, felsic and mafic granulites from the SGN. K₂O vs. SiO₂ diagrams shows the magmatic series of Peccerillo & Taylor (1976).

Figure 7: (a) A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) vs. A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) classification diagram from Frost et al. (2001). (b) TAS (Total alkalis silica) classification diagram (after Middlemost, 1994). (c) $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ vs. SiO_2 diagram (modified from Frost et al., 2001). (d) MALI (Modified alkali-lime index) vs. SiO_2 (modified from Frost et al., 2001). (e) Rb vs. Y+Nb tectonic discrimination diagram (after Pearce et al., 1984). (f) Nb vs. Y tectonic discrimination diagram (after Pearce et al., 1984). Abbreviations: syn-COLG, syn-collisional granite; VAG, volcanic arc granite; WPG, within-plate granite; ORG, ocean ridge basalt. Color-coding as in Fig. 6.

REE chondrite-normalized patterns and primitive-mantle normalized spidergrams are presented in Fig. 8. Hornblende-bearing leucosome is relatively enriched in LREE ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 16$) and has a weak negative Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.7\text{--}0.9$). One of the samples of this lithotype, 6A2, has a more fractionated REE chondrite-normalized pattern ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 31$) and positive Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2.3$) (Fig. 8a). Hornblende-bearing leucosome displays an analogous pattern when compared to the

average continental crust (Rudnick & Fountain, 1995; Wedepohl, 1995), with enrichment in K, La, Ce, P, MREE and HREE, and depletion in Ti, Nb, Th and U (Fig. 8f).

Figure 8: (a-e) Chondrite-normalized REE patterns and (f-j) Primitive-mantle normalized multi-element spidergrams for Hbl-bearing leucosomes, Opx-bearing leucosomes, fine-grained granite, felsic and mafic granulites from the SGN. Chondrite and primitive mantle values are from Boynton (1984) and McDonough & Sun (1995), respectively. Average crust values from Rudnick & Fountain (1995),

Wedepohl (1995) and modern island arcs from Korsch et al. (2011) are shown for comparison. See text for discussion.

Figure 9: Cathodoluminescence (CL) images of representative zircon grains, with the location of LA-ICP-MS spot analyses (20 μm diameter) and corresponding $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages in Ma. Red circles indicate the location of trace element analyses (15 μm diameter). (a) zircon from stromatic garnet-biotite

metatextite, characterized by xenocrystic cores with thick overgrowths typically displaying sector zoning.

REE patterns of orthopyroxene-bearing leucosome are similar to hornblende-bearing leucosome, and are also correlated to mangerites and charnockites patterns from Janasi (1999, 2002) and Mora et al., (2014). By contrast, sample 4A is characterized by a strongly fractionated REE chondrite-normalized pattern ($(\text{La/Yb})_N = 75$), a pronounced positive Eu anomaly ($\text{Eu/Eu}^* = 8$) (Fig. 8b), and Th, U, Nb, Ce, P, Sm and HREE depletion relative to average continental crust (Fig. 8g). The fine-grained granite has a strongly fractionated REE pattern ($(\text{La/Yb})_N = 40-75$) and a prominent positive Eu anomaly ($\text{Eu/Eu}^* = 1-3$) (Fig. 8c). They show a marked Th, U, Nb, P and HREE depletion when compared to average crust values of Rudnick & Fountain (1995) and Wedepohl (1995) (Fig. 8h).

Felsic granulites are relatively enriched in K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , Ba, Zr and LREE ($(\text{La/Yb})_N = 13-23$) and slightly depleted in mobile elements (e.g. Th, U, Rb) when compared to the average continental crust (Fig. 8i). Garnet granulite has a less fractionated REE pattern ($(\text{La/Yb})_N = 7-9$) and shows a marked Sr depletion (Fig. 8i). Mafic granulites exhibit moderately fractionated REE patterns ($(\text{La/Yb})_N = 8-26$), lack of Eu anomaly ($\text{Eu/Eu}^* = 0.2-0.4$), and geochemical patterns comparable to modern island arcs (Korsch et al., 2011), which are marked by a pronounced Nb negative anomaly in primitive-mantle normalized multi-element diagrams (Fig. 8j).

7. Zircon U-Pb geochronology and trace element geochemistry

Analytical procedures for LA-ICP-MS are described in Appendix A. Cathodoluminescence (CL) images of representative zircon grains are shown in Fig. 9. Four distinct zircon domains are identified in all rock types: (1) xenocrystic cores lowly to moderately luminescent, generally with oscillatory zoning, (2) dark mantle moderately luminescent surrounding some of the xenocrystic cores, (3) bright-CL rims exhibiting well-developed oscillatory and/or sector-zoning, (4) lowly luminescent recrystallized domains. Bright-CL rims and recrystallized domains display a slight depletion in Th, Y, U and REE relative to xenocrystic cores. Recrystallized domains are marked by a more pronounced depletion in MREE relative to HREE, given by higher Yb_N/Gd_N ratios ($\text{Yb}_N/\text{Gd}_N = 21-65$, av. 32). All zircon domains are characterized by variable Th/U ratios between *ca.* 0.3 and 1, without any systematic pattern. The main trace element features of zircon domains from distinct lithotypes and U-Pb dates are presented in Table 1. U-Pb results and trace element data are reported in ANEXO VIII and ANEXO VII, respectively and illustrated in Figs. 10 and 11. Grey-filled ellipses correspond to rejected data (data >2% discordant were excluded from concordia age calculations). Errors are reported at 95% confidence level (2σ).

Zircon populations in the hornblende-bearing leucosome (sample A2) comprises pink to light brown subhedral prismatic grains (150-250 μm ; 2:1 length to width aspect ratio) (Fig. 9a; grains 32, 34)

and pink to colorless grains (300-350 μm ; 3:1 aspect ratio) with rounded terminations (Fig. 9a; grains 42, 11). Lowly luminescent xenocrystic cores are surrounded by thick, well-developed oscillatory and/or sector zoning. Xenocrystic cores ($n=21$) yielded $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates ranging from 641 ± 12 to 705 ± 14 Ma. Thirty-four analyses of bright-CL oscillatory and sector-zoned overgrowths range between 600 ± 13 to 622 ± 11 Ma and give a concordia age of 612 ± 2 Ma (MSWD = 0.56) (Fig. 10a).

Figure 10: Concordia diagrams showing the results for zircon LA-ICP-MS U-Pb analyses (2σ error ellipses) from a) hornblende-bearing leucosome (sample A2), b) granite (sample B2) and c) Opx-bearing leucosome (sample C1) of the Socorro-Guaxupé Nappe illustrating the corresponding concordia ages related to the metamorphic event, CL-images of representative zircon grains and chondrite-normalized zircon REE patterns. Dark-grey filled ellipses correspond to rejected data. MSWD (c+e) and probability (c+e): MSWD of concordance and equivalence; probability of concordance and equivalence.

Figure 11: Concordia diagrams showing the results for zircon LA-ICP-MS U-Pb analyses (2σ error ellipses) from a, b) felsic granulite (samples 5B1 and A1), and garnet granulite (sample 6B1) of the Socorro-Guaxupé Nappe illustrating the corresponding concordia ages related to igneous protolith crystallization ages and to the metamorphic event, CL-images of representative zircon grains and chondrite-normalized zircon REE patterns. Light-grey ellipses correspond to rejected data. MSWD (c+e) and probability (c+e): MSWD of concordance and equivalence; probability of concordance and equivalence.

Zircon populations in the fine-grained granite (sample B2) is characterized by elongate grains with rounded terminations (150-250 μm ; 4:1 to 3:1 aspect ratio) and prismatic grains (150-200 μm ; 2:1 aspect ratio). Lowly luminescent xenocrystic cores are surrounded by a moderately luminescent dark

mantle, overgrown by thick bright-CL rims (Fig. 9b; grains 24, 8). Xenocrystic cores are dark brown due to effects of metamictization, given the distinctly higher U contents (293-1200, av. 729 ppm) compared to clear, pinkish rims (35-200, av. 69 ppm U). Xenocrystic cores (n=22) yielded $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates ranging from 687 ± 14 to 644 ± 9 Ma. Dark mantle distinguishes from bright-CL rims by their higher Hf (1.1 wt% HfO_2) and Y (458-601, av. 530 ppm) contents, similarly to xenocrystic cores. U-Pb dates obtained for dark mantle range from 632 ± 11 to 605 ± 11 Ma, the older dates might represent mixture ages and are thus not reliable. Eleven analyses of bright-CL rims give a concordia age of 608 ± 3 Ma (MSWD = 0.53) (Fig. 10b).

Orthopyroxene-bearing leucosome (sample C1) comprises mainly colorless to light brown equant, *soccer ball* zircon (50-150 μm ; 1:1 aspect ratio) (Fig. 9c; grains 62, 66) and fewer elongate grains (100-150 μm ; 3:1 aspect ratio) with resorbed oscillatory zoned cores truncated by featureless recrystallized domains (Fig. 9c; grains 7, 48). Oscillatory zoned xenocrystic cores (n=5) yielded $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates ranging from 708 ± 23 to 641 ± 11 Ma. Thirty-one analyses in soccer ball zircons give a concordia age of 613 ± 2 Ma (MSWD = 0.85) (Fig. 10c).

Felsic granulite (samples 5B1 and A1) is essentially composed of elongate (3:1 aspect ratio) to ovoid (2:1 aspect ratio) zircon grains, pink to light brown in color. Oscillatory zoned zircon (n = 109) yielded $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates ranging from 702 ± 12 to 648 ± 8 Ma (Fig. 11a, b). Scarce bright-CL rims are too narrow (<5 μm) to be analyzed with the LA-ICP-MS 20 μm spot size. Moderately luminescent recrystallized domains range in age from 624 ± 10 to 620 ± 10 and are characterized by a noticeable MREE depletion relative to HREE, given by higher $\text{Yb}_\text{N}/\text{Gd}_\text{N}$ ratios (21-65, av. 31) compared to oscillatory zoned cores ($\text{Yb}_\text{N}/\text{Gd}_\text{N}$ = 11-24, av. 17).

The zircon population in the garnet granulite (sample 6B1) is characterized by brownish, ovoid to elongate grains with rounded terminations (100-200 μm ; 2:1 to 3:1 aspect ratios). Lowly to moderately luminescent cores with distinctive higher Y contents (327-4830, av. 1160 ppm) and $\text{Yb}_\text{N}/\text{Gd}_\text{N}$ ratios (10-47, av. 21) than rims (83-115 ppm Y; $\text{Yb}_\text{N}/\text{Gd}_\text{N}$ = 1-5, av. 4), are surrounded by discontinuous dark mantle, overgrown by bright-CL rims ranging from 5-50 μm in thickness (Fig. 9f; grain 16). Oscillatory zoned zircon (n = 41) yielded $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates ranging from 732 ± 12 to 647 ± 8 Ma. Bright-CL rims and recrystallized domains range in age from 606 ± 11 to 619 ± 8 Ma, and give a combined concordia age of 613 ± 4 Ma (MSWD = 1.2) (Fig. 11c), similar to hornblende- and orthopyroxene-bearing leucosomes (Fig. 10e). Felsic and garnet granulite record igneous protolith crystallization ages of ca. 655-650 Ma.

8. Sr and Nd isotopes

The Sr and Nd isotopic compositions of six samples are presented in ANEXO VI and analytical procedures are described in Appendix A. The initial Sr isotopic composition and $\epsilon\text{Nd}(t)$ were calculated

using concordant U-Pb zircon ages from this study that represent the time of crystallization, as listed in Table A6. The results are illustrated in a $\epsilon\text{Nd}(t)$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ diagram (Fig. 12), and isotopic compositions are consistent with an enriched crustal reservoir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ ranges from 0.7055 to 0.7080. Depleted mantle model ages (T_{DM}) (De Paolo, 1981) range from 1.6-1.8 Ga and $\epsilon\text{Nd}(t)$ values range from -9.9 to -5.1, except the fine-grained granite (sample 5B2) which yielded a slightly more negative $\epsilon\text{Nd}(t)$ value of -11.7.

Figure 12: $\epsilon\text{Nd}(t)$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ diagram showing Sr and Nd isotope variations of studied rocks in major geochemical reservoirs (adapted from White, 2013). EM1 and EM2 trends are from Weaver (1991).

9. Discussion

9.1 Timing and duration of pre-collisional arc magmatism

New LA-ICP-MS U-Pb zircon data obtained for six samples from the Basal Granulite Unit allowed a clear distinction between pre-collisional and syn-collisional magmatic events in the SGN. We use integrated zircon U-Pb geochronology and trace element geochemistry to discriminate inherited and non-inherited zircon with more confidence. Lowly to moderately luminescent xenocrystic cores (Corfu et al., 2003) are generally characterized by higher Y, U and slightly higher Th contents than bright-CL rims. Th/U ratios are quite variable without any systematic pattern, and do not allow a clear distinction between cores and rims patterns. Xenocrystic cores have positive Ce and negative Eu anomalies, and steep HREE patterns ($(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}} = 10\text{--}47$; see Table 1 for details), typical of magmatic zircon (e.g. Rubatto, 2002; Hoskin & Schaltegger, 2003). The presence of garnet plays an important

role in the geochemical fingerprint of zircon. A drastic drop in yttrium contents from core to rim in zircon grains is recorded in the garnet granulite (from 4830 to 83 ppm Y; sample 6B1) due to the strong partitioning of Y in the presence of garnet (e.g. Rubatto, 2002; Whitehouse & Platt, 2003; Kelly & Harley, 2005; Taylor et al., 2015). The distribution of HREE is also controlled by garnet, manifested by contrasting flat HREE patterns ($(Yb/Gd)_N = 1-5$, av. 4) in bright-CL zircon rims in sample 6B1.

Figure 13: Schematic P-T-t evolution of UHT metamorphism in the SGN constrained by garnet-bearing granulites and compiled data from the literature.

Oscillatory zoned zircon from the felsic granulite (samples A1 and 5B1) and garnet granulite (sample 6B1) yielded dates ranging from *ca.* 730-640 Ma, while bright-CL rims, sector-zoned overgrowths and recrystallized domains yielded younger dates of *ca.* 630-600 Ma. The concordia ages of *ca.* 655-650 Ma obtained in oscillatory zoned zircon from felsic and garnet granulite are interpreted to reflect the igneous crystallization ages, characterizing the main period of pre-collisional arc magmatism in *ca.* 655-650 Ma. Zircon cores from hornblende- and orthopyroxene-bearing leucosomes (samples A2 and C1, respectively) fall within the same age range of *ca.* 705- 640 Ma, even though xenocrystic cores are much more abundant in the hornblende-bearing leucosome. Inherited, xenocrystic zircon cores are particularly common in granitic rocks due to the inability of low-temperature, Zr-saturated magmas to dissolve completely inherited zircon grains (e.g. Miller et al., 2003). The comparison of ages obtained from leucosomes and their host rocks also provides a means to evaluate inheritance, as host rocks are the likely source of inherited grains (e.g. Crowley et al., 2008).

Migmatites from the adjacent Metatexite Unit preserve identical inheritance patterns of *ca.* 800-640 Ma (Rocha et al., 2016). This age range has also been recognized in other parts of the SGN (Janasi, 2002; Martins et al. 2009; Mora et al., 2014). Field evidence combined with new trace element and U-Pb data of leucosomes and their granulite hosts admit that the pre-collisional arc magmatism occurred within the *ca.* 730-640 Ma age range, lasting for at least 90 m.y., and that arc magmatism was most abundant during the *ca.* 655-650 Ma period.

9.2 *P-T-t evolution of UHT metamorphism in the SGN*

Among investigated rocks of the Santa Terezinha Quarry, garnet granulite is the most suitable for constraining the *P-T* evolution of the Basal Granulite Unit. The mineral assemblage present in the garnet granulite enables the application of garnet-orthopyroxene Al-solubility-based thermobarometry (Pattison et al., 2003), which has been successfully applied in quantifying UHT conditions in rock types without diagnostic UHT mineral assemblages, which are almost restricted to Mg-Al-rich rocks (Kelsey & Hand, 2015). Garnet granulite (sample 6B1) records peak metamorphic conditions of *ca.* 900 °C at 12 kbar, followed by cooling with re-equilibration to *ca.* 770 °C at 10 kbar (Fig. 13), compatible with previous estimates in the SGN (Campos Neto & Caby, 1999, 2000; Del Lama et al., 2000, Janasi, 2002; Rocha et al., 2016). It is assumed the calculated values are minimum temperatures and consistent with UHT conditions, based on previous estimates from other garnet granulite within SGN (*ca.* 1040 °C, 14 kbar; Del Lama et al., 2000) and (orthopyroxene)-garnet-bearing migmatites from the adjacent Metatexite Unit (*ca.* 1027 ± 108 °C, 11.7 ± 1.4 kbar; Rocha et al., 2016). The onset of UHT metamorphism in the SGN at *ca.* 630-625 Ma has been determined by monazite EPMA ages in resorbed Y-rich cores preserved as inclusions in garnet and Y-rich rims related to apatite (Rocha et al., 2016), and overlaps with age estimates from other studies for the granulite facies metamorphism (e.g. Basei et al., 1995; Janasi, 1999, 2002; Reno et al., 2009; Martins et al., 2009; Mora et al., 2014).

Anhedral garnet partially replaced by orthopyroxene + plagioclase (Grt₁) is interpreted to document prograde growth based on HREE-enriched cores with slightly steep HREE patterns ((Yb/Gd)_N = 8), indicating minor garnet growth prior to zircon (e.g. Whitehouse & Platt, 2003; Kelly & Harley, 2005; Taylor et al., 2015). Euhedral garnet with hornblende inclusions (e.g. Grt₂) exhibits a flat HREE pattern marked by HREE depletion from core ((Yb/Gd)_N = 1.1) to rim ((Yb/Gd)_N = 0.6), with a drastic decrease in total HREE in one order of magnitude compared to Grt₁. This suggests that the *ca.* 613 ± 4 Ma zircon bright-CL rims in the garnet granulite (sample 6B1) grew in a reservoir with a limited amount of HREE during or after the appearance of garnet. Substantial zircon growth during melt crystallization is documented in well-developed sector-zoned overgrowths and bright-CL rims surrounding xenocrystic cores from both hornblende-bearing leucosome (sample A2; 612 ± 2 Ma) and fine-grained

granite (sample B2; 608 ± 3 Ma). Appreciable amounts of *soccer ball* zircon (e.g. Schaltegger et al., 1999) in the orthopyroxene-bearing leucosome (sample C1) provides further constraints for the timing of melt crystallization at *ca.* 613 ± 2 Ma ($n = 31$; MSWD = 0.85). The *ca.* 615 and 608 Ma age peaks are equivalent with the findings of Hackspacher et al. (2004), Martins et al. (2009), Mora et al. (2014) and Rocha et al. (2016), and are interpreted to represent the main episodes of zircon growth during melt crystallization upon cooling within the *ca.* 680-790 °C temperature range, based on our new Ti-in-zircon results (Fig. 13).

9.3 Origin of charnockite (orthopyroxene-bearing leucosome) and hornblende-bearing leucosome

Orthopyroxene- and hornblende-bearing leucosomes are magnesian, metaluminous, alkalic to calc-alkalic and plot in the boundary between volcanic arc granite and syn-collisional granite field in the tectonic discriminant diagram of Pearce et al., (1984). Leucosomes show contrasting REE patterns. Orthopyroxene- and hornblende-bearing leucosomes demonstrate similar geochemical signatures when compared to their regional syn-collisional plutonic equivalents (São Pedro de Caldas and Divinolândia suites; Janasi, 1999, 2002; Mora et al., 2014). They are characterized by high REE contents, LREE enrichment ($(La/Yb)_N = 16$), weak negative Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.2$) and might represent fractionated melts (Sawyer, 1987). However, two analyzed samples of orthopyroxene- and hornblende-bearing leucosomes (samples 4A and 6A2, respectively) have contrasting geochemical patterns, including more fractionated patterns, positive Eu anomaly, REE and mobile element depletion relative to average continental crust. This distinct behavior is even more evident in sample 4A (orthopyroxene-bearing leucosome), characterized by a strongly fractionated pattern ($(La/Yb)_N = 75$) and prominent positive Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 8$), and could exemplify cumulates as recognized for the origin of other leucosome veins (Sawyer, 1987). Orthopyroxene- and hornblende-bearing leucosomes display an analogous pattern to the average continental crust (Rudnick & Fountain, 1995; Wedepohl, 1995) and exhibit geochemical signatures typical of continental arc, characterized by LREE enrichment and marked negative Nb and Ti anomalies (e.g. Percival & Mortensen, 2002). Felsic and garnet granulites have high total alkalis contents, a marked potassium enrichment, less fractionated REE patterns compared to leucosomes, but similar negative Nb and Ti anomalies resembling average continental crust patterns (Rudnick & Fountain, 1995; Wedepohl, 1995). Mafic granulites are characterized by moderately fractionated REE patterns, lack of Eu anomaly and pronounced negative Nb anomaly, with geochemical patterns comparable to modern island arcs (e.g. Korsch et al., 2011). Geochemical similarities, in addition to field evidence (e.g. transitional contact between both types of leucosome) are consistent with a genetic link between hornblende- and orthopyroxene-bearing leucosomes. It is concluded fractional crystallization was an important process in the formation of the

observed variety of leucosome compositions, even in a small-scale, e.g. veins and pockets of segregated melt, already within the source. Contrasting REE patterns in leucosomes are suggestive that samples with higher REE contents and negative Eu anomalies are compatible with fractionated melt patterns, and that REE-depleted samples with positive Eu anomalies are comparable to cumulates, as recognized in other areas (Sawyer, 1987). However, the later display rafts of either garnet granulite or felsic granulite engulfed within the hornblende- and orthopyroxene-bearing leucosomes (samples 6A2 and 4A), suggesting at least a local interaction between leucosomes and granulites through assimilation and/or mixing processes (e.g. Klaver et al., 2015).

9.4 Implications for the tectonic evolution of the southern Brasília Orogen

Several authors (e.g. Campos Neto et al., 2011) have suggested that the SGN could represent the southern extension of the Goiás Magmatic Arc (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel et al., 2000; Laux et al., 2004). However, juvenile rocks have not been recognized within the SGN yet (Campos Neto et al., 2011). Negative $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ values are frequent in many rock types within the SGN (e.g. Janasi, 1999, 2002; Janasi et al., 2009; Mora et al., 2014; Vinagre et al., 2014). One way to explain these less radiogenic Nd signatures is by contamination and/or assimilation of an older crustal component (e.g. Schoene et al., 2009). Archean and Paleoproterozoic orthogneisses that comprises the basement of the southern Brasília Orogen (Fetter et al., 2001; Cioffi et al., 2016) crops out within a large tectonic window (15-75 km wide) between the two domains of the SGN. The existence of an older crust underlying the SGN could represent a likely contamination source. However, no Archean or Paleoproterozoic zircon inheritance has been recognized as xenocrystic cores in the present study nor in all in-situ geochronological studies currently available in the literature (Mora et al., 2014; Rocha et al., 2016). The presence of abundant inherited zircon xenocrysts within the 730-640 Ma age range rule out the possibility of complete zircon dissolution in the magma. Therefore, contamination-assimilation processes are unlikely to be responsible for the less-radiogenic Nd isotopic signatures identified in this study. Alternatively, less radiogenic Nd signatures may result from mixtures between enriched lithospheric mantle reservoirs and crustal components (e.g. Hagen-Peter et al., 2015). As proposed by Carvalho et al. (2014), the final emplacement of the SGN most likely post-dates the generation of the magmatic suites, as there is no evidence for participation of the older basement in their genesis. The results obtained in this study, together with data from the literature (Janasi, 1999, 2002; Carvalho et al., 2014; Mora et al., 2014; Vinagre et al., 2014), suggest that the Nd signatures of the SGN are most likely a result of magma generation from enriched-mantle sources or from an unknown or non-identified crustal source.

10. Conclusions

The present study identified igneous protolith ages of *ca.* 655-650 Ma in felsic and garnet granulites, which characterizes the main period of pre-collisional arc magmatism. The SGN evolved from a subduction-related to a collisional setting, involving the formation of in-situ charnockite melts and hornblende-bearing leucosome at *ca.* 630-625 Ma during syn-collisional UHT metamorphism. Peak UHT metamorphic conditions were attained at *ca.* 900 °C, 12 kbar, by partial melting of felsic granulites. We propose that mafic underplating could be a potential heat source for UHT metamorphism, given the occurrence of syn-metamorphic mafic intrusions in close spatial relation to in-situ hornblende- and orthopyroxene-bearing leucosomes. Contrasting REE patterns in leucosomes provide evidence for the presence of both fractionated melt (higher REE abundance and negative Eu anomaly) and cumulates (lower REE abundance and positive Eu anomaly). Studied samples show isotopic evidence for enriched-mantle sources in their origin, and crustal recycling involving either Archean or Paleoproterozoic older crust have not been recognized yet.

11. Acknowledgments

This research was supported by FAPESP grant 13/04007-0. B.C. Rocha acknowledges her FAPESP scholarships (14/05563-6, 12/22380-7) and the staff of Santa Terezinha Quarry for permitting sample collection and offering support during field work. We thank for the assistance of Vasco Loios (CPGeo-USP) and Josh Feldman (IGL-KU) with mineral separation, Marcos Mansueto and Leandro Moraes (NAP Geoanalítica Laboratory-USP) with microprobe major element analysis, Sandra Andrade and Vinícius Martins (NAP Geoanalítica Laboratory-USP) with garnet trace element analysis, Heather Shinogle (MAI-KU) with CL imaging, Maggie Sochko (IGL-KU) for LA-ICP-MS technical support and Michael J. Jercinovic (UMASS) for providing full thin-section maps of hornblende- and orthopyroxene-bearing leucosomes.

12. References

- Andrade, S., Ulbrich, H.H., Gomes, C.B. & Martins, L., 2014. Methodology for the determination of trace and minor elements in minerals and fused rock glasses with laser ablation associated with quadrupole inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-Q-ICPMS). *American Journal of Analytical Chemistry* 5, 701-721.
- Bai, X., Liu, S., Guo, R., Wang, W., 2015. Zircon U-Pb-Hf isotopes and geochemistry of two contrasting Neoproterozoic charnockitic rock series in Eastern Hebei, North China Craton: implications for petrogenesis and tectonic setting. *Precambrian Research* 267, 72-93.
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Sato, K., Sproesser, W.M., 1995. A metodologia urânio-chumbo na Universidade de São Paulo: princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da*

Academia Brasileira de Ciências 67(2), 221-237.

- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare Earth elements; meteorite studies. In: Henderson, P. (ed.) *Developments in Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, pp. 63-114.
- 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, 155-166.
- Campos Neto, M.C., 2000. Orogenic systems from south-western Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African cycle and collage in southeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds). *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, pp. 335-365.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Janasi, V.A., Moraes, R., 2011. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe System: An Ediacaran Western Gondwana collage, south of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 393-406.
- Campos Neto, M.C., Caby, R., 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Research* 97, 3-26.
- Campos Neto, M.C. & Caby, R., 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil: Petrological and structural constraints. *Tectonics* 14, 669-687.
- Campos Neto, M.C., Cioffi, C.R., Moraes, R., Motta, R.G., Siga Jr, O., Basei, M.A.S., 2010. Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: The Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia Nappe System, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research* 180, 125-142.
- Carvalho, B.B., Janasi, V.A., Henrique-Pinto, R., 2014. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotope constraints on the petrogenesis of the K-rich Pedra Branca Syenite: Implications for the Neoproterozoic post-collisional magmatism in SE Brazil. *Lithos* 205, 39-59.
- Cioffi, C.R., Campos Neto, M.C., Möller, A., Rocha, B.C., 2016. Paleoproterozoic continental crust generation events at 2.08 and 2.15 Ga in the basement of the southern Brasília Orogen, SE Brazil. *Precambrian Research* 275, 176-196.
- Clark, C., Fitzsimons, I.C.W., Healy, D., Harley, S.L., 2011. How does the continental crust get really hot? *Elements* 7, 235-240.
- Condie, K.C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth and Planetary Science Letters* 163, 97-108.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds). *Zircon*. Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, Washington, pp. 469-495.
- Crowley, J.L., Brown, R.L., Gervais, F., Gibson, H.D., 2008. Assessing inheritance of zircon and monazite

- in granitic rocks from the Monashee Complex, Canadian Cordillera. *Journal of Petrology* 49 (11), 1915-1929.
- Del Lama, E.A., Zanardo, A., Oliveira, M.A.F., Morales, N., 2000. Exhumation of high-pressure granulites of the Guaxupé Complex, Southeastern Brazil. *Geological Journal* 35, 231-249.
- De Paolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193-196.
- Eckert, J.O.Jr., Newton, R.C., Kleppa, O. J., 1991. The ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. *American Mineralogist* 76, 148-160.
- Fetter, A.H., Hackspacher, P.C., Ebert, H.D., Dantas, E.L., Costa, A.C.D., 2001. New Sm-Nd and U-Pb geochronological constraints on the Archean to Paleoproterozoic evolution of the Amparo basement complex of the central Ribeira belt, southeastern Brazil. 3rd South American Symposium on Isotope Geology (Extended Abstracts, CD-ROM).
- Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033-44.
- Frost, B.R., Frost, C.D., 2008. On charnockites. *Gondwana Research* 13, 30-44.
- Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Ebert, H.D., Janasi, V.A., Oliveira, M.A.F., Braga, I.F., Negri, F.A., 2003. Magmatismo há ca. 660-640 Ma no Domínio Socorro: Registros de convergência pré-colisional na aglutinação do Gondwana Ocidental. *Geologia USP, Série Científica* 3, 85-96.
- Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Teixeira, W., Dantas, E.L., Ebert, H.D., Trouw, R.A.J., Vasconcelos, P., 2004. Final stages of the Brasiliano Orogenesis in SE Brazil: U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for overprinting of the Brasília Belt by the Ribeira Belt tectonics. In: Weinberg, R., Trouw, R.A.J., Fuck, R.A., Hackspacher, P.C. (eds.), *The 750-550 Ma Brasiliano Event of South America*, *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, Vol. 17 (<http://virtualexplorer.com.au/article/2004/108/final-stages-of-the-brasiliano-orogeny>).
- Hagen-Peter, G., Cottle, J.M., Tulloch, A.J., Cox, S.C., 2015. Mixing between enriched lithospheric mantle and crustal components in a short-lived subduction-related magma system, Dry Valley area, Antarctica: Insights from U-Pb geochronology, Hf isotopes, and whole-rock geochemistry. *Lithosphere*, doi: 10.1130/L384.1
- Harley, S.L., 2008. Refining the P-T records of UHT crustal metamorphism. *Journal of metamorphic Geology* 26, 125-154.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar, J.M. and Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon*. Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, Washington, pp.27-62.
- Iyer, S.S., Choudhuri, A., Pattison, D.R.M., De Paoli, G.R., 1996. Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Guaxupé granulite facies terrain, southeastern Brazil. *Precambrian Research* 77,

- 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 da *Nappe* de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. *Tese (Livre-Docência)* – IGc-USP, 304 pp.
- Janasi, V.A. 2002. Elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of two Neoproterozoic mangerite suites in SE Brazil: implications for the origin of the mangerite-charnockite-granite series. *Precambrian Research* 119, 301-327.
- Janasi, V.A., Vlach, S.R.F., Campos Neto, M.C., Ulbrich, H.H.G.J., 2009. Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itú Granite Province, southeastern Brazil: petrological and tectonic significance. *Canadian Mineralogist* 47, 1505-1526.
- Kelly, N.M., Harley, S.L., 2005. An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archaean history of the Napier Complex, east Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 149, 57-84.
- Kelsey, D.E., 2008. On ultrahigh-temperature crustal metamorphism. *Gondwana Research* 13, 1-29.
- Kelsey, D.E., Hand, M., 2015. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings. *Geoscience Frontiers* 6, 311-356.
- Klaver, M., de Roever, E.W.F., Nanne, J.A.M., Mason, P.R.D., Davies, G.R., 2015. Charnockites and UHT metamorphism in the Bakhuis Granulite Belt, western Suriname: Evidence for two separate UHT events. *Precambrian Research* 262, 1-19.
- Korhonen, F.J., Clark, C., Brown, M., Bhattacharya, S., Taylor, R., 2013. How long-lived is ultrahigh temperature (UHT) metamorphism? Constraints from zircon and monazite geochronology in the Eastern Ghats orogenic belt, India. *Precambrian Research* 234, 322-350.
- Korsch, R.J., Kositsin, N., Champion, D.C., 2011. Australian island arcs through time: Geodynamic implications for the Archean and Proterozoic. *Gondwana Research* 19 (3), 716-734.
- Laux, J.H., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Armstrong, R., Armele, A., Nilson, A.A., 2004. Mafic magmatism associated with the Goiás Magmatic arc in the Anicuns region, Goiás, central Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS U-Pb data. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 599-614.
- Ludwig, K.R., 2003. User's Manual for Isoplot 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4.
- 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.
- McDonough, W.F., Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.

- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews* 37, 215-224.
- Miller, C.F., McDowell, S.M., Mapes, R.W., 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology* 31 (6), 529-532.
- Mora, C.A.S., Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., 2014. Syn-collisional lower continental crust anatexis in the Neoproterozoic Socorro-Guaxupé Nappe System, southern Brasília Orogen, Brazil: constraints from zircon U-Pb dating, Sr-Nd-Hf signatures and whole-rock geochemistry. *Precambrian Research* 255, 847-864.
- Navarro, M.S., Ulbrich, H.H., Andrade, S., Janasi, V.A., 2002. Adaptation of ICP-OES routine determination techniques for the analysis of rare earth elements by chromatographic separation in geological materials: tests with reference materials and granitic rocks. *J. Alloy Compounds* 344, 40-45.
- Navarro, M.S., Andrade, S., Ulbrich, H., Gomes, C.B., Girardi, V.A.A., 2008. The Direct Determination of Rare Earth Elements in Basaltic and Related Rocks using ICP-MS: Testing the Efficiency of Microwave Oven Sample Decomposition Procedures. *Geostandards and Geoanalytical Research* 32(2), 167-180.
- Newton, R.C., Perkins III, D., 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene(clinopyroxene)-quartz. *American Mineralogist* 67, 203-222.
- Pattison, D.R.M., Chacko, T., Farquhar, J., McFarlane, C.R.M., 2003. Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry for retrograde exchange. *Journal of Petrology* 44(5), 867-900.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Lolite: Freeware for the visualization and processing of mass spectrometry data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 26, 2508-2518. *Geostandards and Geoanalytical Research* 21 (1), 115-144.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
- 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.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63-81.
- Percival, J.A., Mortensen, J.K., 2002. Water-deficient calc-alkaline plutonic rocks of northeastern Superior Province, Canada: Significance of charnockitic magmatism. *Journal of Petrology* 43(6), 1617-1650.
- Perkins III, D., Chipera, S.J., 1985. Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometry: refinement

- and application to the English River subprovince and the Minnesota River valley. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89(1), 69-80.
- Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2012. VizualAge: A Novel Approach to Laser Ablation ICP-MS U-Pb Geochronology Data Reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research* 36, 247-270.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* 20, 375-379.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Gioia, S.M.C.L., 2000. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Brazilian Journal of Geology* 30(1): 35-39.
- Rajesh, H.M., 2004. The igneous charnockite-high-K alkali-calcic I-type granite-incipient charnockite association in Trivandrum Block, southern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147, 346-362.
- Reno, B.L., Brown, M., Kobayashi, K., Nakamura, E., Piccoli, P.M., Trouw, R.A.J., 2009. Eclogite-high-pressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of the Geological Society, London* 166, 1013-1032.
- Reno, B.L., Piccoli, P.M., Brown, M., Trouw, R.A.J., 2012. *In situ* monazite (U-Th)-Pb ages from the Southern Brasília Belt, Brazil: constraints on the high-temperature retrograde evolution of HP granulites. *Journal of Metamorphic Geology* 30, 81-112.
- 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*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2016.05.020> , in press.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, 123-138.
- Rudnick, R.L., Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crust perspective. *Reviews of Geophysics* 33(3), 267-309.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., Petronilho, L., 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 67, 315-336.
- Sawyer, E.W., 1987. The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions. *Journal of Petrology* 28(3), 445-473.
- Sawyer, E.W., 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatexic rocks. *Journal of Metamorphic Geology* 19, 291-309.
- Schoene, B., Dudas, F.O.L., Bowring, S.A., de Wit, M., 2009. Sm-Nd isotopic mapping of lithospheric growth and stabilization in the eastern Kaapvaal craton. *Terra Nova* 21, 219-228.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008. Plešovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis.

Chemical Geology 249, 1-35.

- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakura, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaki, H., Shinjo, R., Asahara, Y., Tanimizu, M., Dragasanu, C., 2000. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with La Jolla Neodymium. *Chemical Geology* 168(3-4), 279-281.
- Taylor, R.J.M., Harley, S.L., Hinton, R.W., Elphick, S., Clark, C., Kelly, N.M., 2015. Experimental determination of REE partition coefficients between zircon, garnet and melt: a key to understanding high-T crustal processes. *Journal of Metamorphic Geology* 33, 231-248.
- Trouw, R.A.J., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciuolo, F., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Andreis, R.R., 2000. The central segment of Ribeira Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. pp. 287-310. 31th International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brasil.
- Trouw, R.A.J., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C.C., Fontainha, M., Kussama, H.H., 2013. A new interpretation for the interference zone between Southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 48, 43-57.
- Valeriano, C., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C.S., Seer, H.J., Simões, L.S.A., 2004. U-Pb geochronology of the Southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentar provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research* 130, 27-55.
- Vielzeuf, D., Schmidt, M.W., 2001. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141, 251-267.
- Vinagre, R., Trouw, R.A.J., Mendes, J.C., Duffles, P., Peternel, R., Matos, G., 2014. New evidence of a magmatic arc in the Southern Brasília Belt, Brazil: The Serra da Água Limpa batholith (Socorro-Guaxupé Nappe). *Journal of South American Earth Sciences* 54, 120-139.
- Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151, 413-433.
- Wedepohl, K. H., 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (7), 1217-1232.
- White, W.M., 2013. *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, Oxford, UK, 668 pp.
- Whitehouse, M.J., Platt, J.P., 2003. Dating high-grade metamorphism – constraints from rare-earth elements in zircon and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145, 61-74.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185-187.
- Zhao, J.X., Ellis, D.J., Kilpatrick, J.A., McCulloch, M.T., 1997. Geochemical and Sr-Nd study of charnockites and related rocks in the northern Prince Charles Mountains, East Antarctica: implications for charnockite petrogenesis and Proterozoic crustal evolution. *Precambrian*

Research 81, 37-66.

Zhao, L., Zhou, X., Zhai, M., Santosh, M., Ma, X., Shan, H., Cui, X., 2014. Paleoproterozoic tectonic transition from collision to extension in the eastern Cathaysia Block, South China: Evidence from geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Nd-Hf isotopes of a granite-charnockite suite in southwestern Zhejiang. *Lithos* 184-187, 259-280.

APPENDIX A

Analytical Procedures

Compositional maps and wavelength-dispersive spectrometry (WDS) analyses were performed using a JEOL JXA-8530F Hyperprobe, Field Emission Electron Probe Microanalyzer (FE-EPMA) at the NAP Geoanalítica Laboratory, Universidade de São Paulo. Quantitative analyses were carried out using a focused beam at 15 kV and 20nA, with a 5 µm spot size, except for feldspar analyses (10 µm). Compositional maps were collected using an acceleration voltage of 15 kV, beam current of 250nA and a dwell time of 20 ms. Representative analyses of garnet, feldspar, orthopyroxene, amphibole and biotite were recalculated using the A-X software (<http://www.esc.cam.ac.uk/research/research-groups/holland/ax>), based on charge balance with double-normalization and are given in ANEXO III. Thermobarometric results are presented in ANEXO IV. Full thin section WDS maps of CeLα, YLα, ZrLα, CaKα and MgKα were collected on a CAMECA SX-50 electron microprobe at the University of Massachusetts-Amherst Electron Microprobe Facility in two samples (4A, 5B) using an acceleration voltage of 15kV, beam current of 334nA and 293nA, respectively.

Twenty-four fresh samples were crushed in a steel jaw-crusher and in an agate mill. Whole-rock major element composition was obtained by X-ray fluorescence (XRF) spectrometry at ACME Analytical Laboratory (Vancouver, Canada), after fusion with lithium tetraborate. Trace element analyses were performed at the NAP Geoanalítica Laboratory, Universidade de São Paulo by inductively coupled mass spectrometry (ICP-MS) using a Perkin Elmer Plasma Quadrupole MS Elan 6100DRC, after (HF+HNO₃) acid digestion in Parr bombs for 5 days at 200 °C (see Navarro et al., 2002, 2008 for further details). The whole-rock geochemical analyses of major and trace elements are reported in ANEXO V.

Zircon was separated using a disk grinder, a Wilfley table, a Frantz™ isodynamic magnetic separator and standard heavy-liquid techniques at CPGeo (Geochronology Research Center), Universidade de São Paulo. Subsequently, zircon grains were handpicked under a binocular microscope and selected grains were mounted in one-inch epoxy discs and polished to approximately half their thickness to expose the grain cores. Cathodoluminescence (CL) images were acquired using a FEI Versa 3D Dual Beam field emission scanning microscope using low vacuum mode at the Microscopy and Analytical Imaging (MAI) Lab, at The University of Kansas (KU), in order to identify internal compositional zoning. Laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS)

analyses were performed on six different samples (A2, A1, 5B1, 5B2, 6B1, 2C1) at the IGL (Isotope Geochemistry Laboratory) at The University of Kansas, using a Thermo Scientific Element 2 ICP-MS attached to a Photon Machines Analyte.G2 193 nm ArF excimer laser ablation. Analytical conditions include a laser fluency of 2.2 J/cm^{-2} at a repetition rate of 10Hz, and spot size of 20 μm . Elemental fractionation, downhole fractionation and calibration drift were corrected using the GJ1 zircon reference material (Jackson, 2004), and data reduction using the VizualAge data reduction scheme (Petrus and Kamber, 2012) for the IOLITE software package (Paton et al., 2011). The secondary zircon standard Plešovice yielded weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates of 341 ± 0.8 (2σ) ($n=26$; MSWD=1.3) and 338.8 ± 0.9 (2σ) ($n=26$; MSWD=1.1) during the analytical sessions, within 1% analytical uncertainty of the 337.13 ± 0.37 Ma age determined by high precision thermal ionization mass spectrometry (Sláma et al., 2008). U-Pb ages and errors were calculated using the Isoplot software (Ludwig, 2003) and results are given in ANEXO VIII

Zircon trace element analyses were performed on the LA-ICP-MS at the IGL, The University of Kansas. The laser fluency was 2.5 J/cm^{-2} , at a repetition rate of 10 Hz. External calibration was performed relative to NIST 612 glass using the values from GeoRem database as of Dec09 during zircon analysis. The trace element analyses spots (15 μm diameter) were placed near the U-Pb dating spots and their location is indicated by red circles in Fig. 8. Internal standards were stoichiometric Si for zircon. Garnet trace elements analyses were performed using a Thermo Scientific iCAP Q ICP-MS coupled to a New Wave UP 213 nm laser ablation system at the NAP Geoanalítica Laboratory, Universidade de São Paulo. Garnet was analyzed with 55 μm spot sizes, a laser fluency of 10.98 J/cm^2 , at a repetition rate of 15 Hz. ICP-MS analyses follow the methodology described in Andrade et al. (2014). External calibration was performed relative to NIST 610 glass using the concentrations given by Pearce et al. (1997). The USGS BCR-2G basaltic glass reference material was analyzed as secondary standard during analyses. Si and Ca determined by electron microprobe were used as internal standards for each garnet spot analysis. Trace element analyses are reported in ANEXO VII.

Analyses of Sr and Nd isotopic ratios were acquired in five samples at CPGeo, Universidade de São Paulo, using a Neptune multi-collector ICP-MS. The same powders used for whole-rock elemental analyses were dissolved in acid, and the elements of interest were separated in ion-exchange columns following the procedures described in Sato et al. (1995). The total procedure blanks were 122 pg for Sr and 59 pg for Nd. The Sr and Nd isotopic ratios were normalized to $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ and $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ isotopic ratios for mass fractionation correction. The NBS987 standard yielded a long-term average $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ value of 0.710237 ± 0.0000021 (2σ error). The JNdi standard (Geological Survey of Japan; Tanaka et al., 2000; recommended value of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115 \pm 0.000007$) yielded a mean $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ value of 0.512090 ± 0.000006 ($n=14$; 2σ error), except during the analyses of sample 5B2 (0.512068 ± 0.000006 ; $n=6$; 2σ error). The $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios were calculated from the concentrations determined by ICP-MS. The results of the Sr and Nd isotopic analyses are reported in ANEXO VI.

ANEXO III

***Análises de química mineral em granada, feldspatos,
piroxênios, anfibólios e micas obtidas através de
microsonda eletrônica***

Representative major element analysis of garnet.

grain analysis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Sum	X _{Fe}	X _{Alm}	X _{Prp}	X _{Grs}	X _{Spm}
stromatolite garnet-biotite metacarbonate (sample 6D1)																													
g1-1	37.13	0.03	22.28	0	158	28.95	2.45	7.2	165	0.01	0.01	99.29	2.919	0.002	2.066	0	0.093	1773	0.163	0.843	0.899	0.001	0.001	8	0.68	0.61	0.29	0.05	0.06
g1-2	37.18	0.04	22.28	0	125	27.08	2.45	7.28	152	0	0	99.08	2.927	0.002	2.068	0	0.074	1783	0.163	0.843	0.928	0.001	0	8	0.68	0.61	0.29	0.04	0.06
g1-3	37.34	0.02	22.31	0	148	27.16	2.45	7.23	149	0.02	0	99.62	2.926	0.001	2.061	0	0.088	178	0.163	0.845	0.924	0.003	0	8	0.68	0.61	0.29	0.05	0.06
g1-4	37.53	0.01	22.18	0	0.88	27.44	2.38	7.33	149	0.01	0	99.24	2.948	0.001	2.053	0	0.052	1802	0.163	0.859	0.925	0.002	0	8	0.68	0.61	0.29	0.04	0.05
g1-5	37.35	0	22.03	0	1.5	27.28	2.35	7.39	1.4	0.01	0	99.32	2.936	0	2.041	0	0.089	1793	0.156	0.865	0.18	0.001	0	8	0.67	0.61	0.30	0.04	0.05
g1-6	37.17	0.01	22.14	0	186	28.99	2.37	7.45	131	0.02	0	99.33	2.921	0	2.051	0	0.11	1762	0.158	0.873	0.11	0.003	0	8	0.67	0.61	0.30	0.04	0.05
g1-7	37.19	0.02	22.21	0	1.9	28.88	2.3	7.53	135	0.03	0.01	99.52	2.914	0.001	2.061	0	0.12	1762	0.152	0.879	0.114	0.004	0.001	8	0.67	0.61	0.30	0.04	0.05
g1-8	36.81	0	22.12	0	2.06	28.62	2.23	7.48	137	0	0.01	98.71	2.909	0	2.061	0	0.077	1799	0.149	0.881	0.116	0.001	0.001	8	0.67	0.61	0.30	0.04	0.05
g1-9	37.42	0	22.27	0	1.8	27.41	2.28	7.43	133	0.02	0	98.34	2.936	0	2.06	0	0.123	176	0.152	0.869	0.112	0.002	0	8	0.67	0.61	0.30	0.04	0.05
g1-10	36.9	0	22.09	0	1.87	28.65	2.24	7.54	134	0.01	0	98.65	2.916	0	2.058	0	0.111	1761	0.145	0.885	0.114	0.001	0	8	0.66	0.60	0.30	0.04	0.05
g1-11	37.26	0	22.4	0	1.37	27.03	2.18	7.57	137	0.01	0	99.19	2.924	0	2.073	0	0.081	1774	0.145	0.885	0.116	0.002	0	8	0.67	0.61	0.30	0.04	0.05
g1-12	37.48	0	21.96	0	1.8	27.02	2.21	7.57	136	0.02	0.01	99.52	2.938	0	2.042	0	0.085	1791	0.152	0.875	0.114	0.002	0	8	0.67	0.61	0.30	0.04	0.05
g1-13	37.24	0	22.1	0	109	27.09	2.27	7.64	130	0	0.07	98.5	2.944	0.001	2.057	0	0.065	1781	0.151	0.884	0.117	0.003	0	8	0.67	0.61	0.30	0.04	0.05
g1-14	36.71	0.01	22.29	0	198	28.48	2.26	7.49	138	0	0.01	98.64	2.903	0	2.077	0	0.118	175	0.151	0.882	0.117	0.003	0	8	0.67	0.61	0.30	0.04	0.05
g1-15	36.74	0.01	22.29	0	1.31	27.03	2.25	7.65	134	0.01	0	98.64	2.903	0	2.057	0	0.077	1786	0.148	0.892	0.117	0.001	0.001	8	0.66	0.60	0.30	0.04	0.05
g1-16	37.41	0	22.24	0	1.23	27.03	2.21	7.57	135	0.01	0.01	98.57	2.93	0	2.057	0	0.104	1749	0.144	0.902	0.121	0.001	0	8	0.66	0.60	0.31	0.04	0.05
g1-17	37.11	0.01	22.22	0	1.23	26.86	2.21	7.57	135	0.01	0	98.57	2.93	0	2.057	0	0.073	1774	0.148	0.891	0.114	0.001	0.001	8	0.67	0.61	0.30	0.04	0.05
g1-18	36.62	0	22.08	0	2.23	26.14	2.24	7.65	132	0.01	0	98.29	2.903	0	2.063	0	0.133	1733	0.145	0.904	0.112	0.002	0	8	0.66	0.60	0.31	0.04	0.05
g1-19	37.12	0	22.07	0	1.72	26.59	2.21	7.75	135	0	0	98.81	2.924	0	2.05	0	0.102	1752	0.147	0.909	0.114	0.001	0	8	0.66	0.60	0.31	0.04	0.05
g1-20	36.94	0.03	22.35	0	2.15	26.55	2.28	7.61	134	0.01	0.01	99.26	2.901	0.002	2.07	0	0.094	1755	0.145	0.908	0.115	0.002	0	8	0.66	0.60	0.31	0.04	0.05
g1-21	37.33	0	22.22	0	1.59	26.76	2.19	7.77	137	0.01	0	99.25	2.927	0	2.054	0	0.127	1744	0.152	0.891	0.112	0.002	0.001	8	0.66	0.60	0.31	0.04	0.05
g1-22	37.56	0	22.17	0	1.05	27	2.21	7.79	137	0	0	99.16	2.945	0	2.05	0	0.062	177	0.147	0.91	0.116	0.001	0	8	0.66	0.60	0.31	0.04	0.05
g1-23	37.46	0.01	22.38	0	0.99	26.94	2.23	7.68	14	0.02	0	99.12	2.937	0.001	2.089	0	0.059	1767	0.148	0.898	0.118	0.003	0	8	0.66	0.60	0.31	0.04	0.05
g1-24	37.15	0	22.47	0	1.33	26.66	2.29	7.66	139	0	0	98.95	2.919	0	2.082	0	0.079	1752	0.153	0.897	0.117	0	0	8	0.66	0.60	0.31	0.04	0.05
g1-25	36.87	0.02	21.9	0	164	26.5	2.19	7.53	146	0.02	0.01	98.93	2.926	0.001	2.05	0	0.098	1759	0.148	0.891	0.124	0.002	0.001	8	0.66	0.60	0.31	0.04	0.05
g1-26	37.59	0.01	22.31	0	0.37	28.26	2.12	7.08	139	0.02	0.02	99.16	2.957	0	2.069	0	0.022	1859	0.141	0.93	0.102	0.003	0.002	8	0.69	0.63	0.28	0.04	0.05
g1-27	36.91	0	22.12	0	1.75	26.45	2.15	7.65	143	0	0	98.46	2.916	0	2.061	0	0.104	1749	0.144	0.902	0.121	0.001	0	8	0.66	0.60	0.31	0.04	0.05
g1-28	36.78	0.01	22.23	0	2.07	28.07	2.17	7.79	142	0	0	98.54	2.904	0	2.069	0	0.123	1722	0.145	0.916	0.12	0	0	8	0.65	0.59	0.32	0.04	0.05
g1-29	37.14	0	22.19	0	1.74	26.64	2.07	7.74	147	0	0	98.99	2.92	0	2.057	0	0.103	1752	0.138	0.906	0.123	0	0	8	0.66	0.60	0.31	0.04	0.05
g1-30	37.04	0.01	22.32	0	1.54	26.6	2.11	7.62	152	0.01	0	98.76	2.918	0.001	2.073	0	0.091	1761	0.145	0.879	0.128	0.001	0	8	0.66	0.60	0.31	0.04	0.05
g1-31	37.33	0.01	22.06	0	0.97	27.15	2.17	7.5	166	0.01	0	99.06	2.93	0	2.044	0	0.057	1785	0.145	0.879	0.139	0.002	0	8	0.67	0.61	0.30	0.05	0.05
g1-32	37.35	0	22.12	0	1.53	26.93	2.13	7.36	184	0.02	0	99.28	2.932	0	2.048	0	0.09	1769	0.142	0.862	0.155	0.003	0	8	0.67	0.60	0.29	0.06	0.05
g1-33	36.97	0.02	22.11	0	1.9	26.62	2.2	7.14	198	0.02	0	98.86	2.916	0.001	2.056	0	0.113	1766	0.147	0.839	0.168	0.004	0	8	0.68	0.60	0.29	0.06	0.05
g1-34	36.97	0.02	22.13	0	1.55	26.97	2.21	6.93	2.06	0.01	0	98.86	2.922	0.002	2.062	0	0.092	1783	0.148	0.816	0.174	0.001	0	8	0.69	0.61	0.28	0.06	0.05
g1-35	36.76	0.02	22	0	1.8	27.2	2.24	6.49	2.72	0.01	0	98.79	2.916	0.001	2.058	0	0.106	1805	0.151	0.768	0.192	0.001	0	8	0.70	0.62	0.26	0.07	0.05
g1-36	36.45	0.05	21.79	0	2.32	26.82	2.38	6.12	2.72	0	0	98.65	2.905	0.003	2.047	0	0.139	1787	0.161	0.727	0.232	0	0	8	0.71	0.61	0.25	0.08	0.06
g1-37	36.84	0.04	21.66	0	2.35	27.17	2.47	5.88	2.96	0.03	0	99.39	2.919	0.002	2.023	0	0.14	18	0.166	0.695	0.251	0.004	0	8	0.72	0.62	0.24	0.09	0.06
g1-38	36.91	0.04	21.57	0	1.79	27.71	2.47	5.64	3	0.01	0	99.14	2.935	0.002	2.021	0	0.107	1842	0.166										

grain analysis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Ti	Al	Cr	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Sum	X _{Si}	X _{Al}	X _{Fe}	X _{Mg}	X _{Ca}	X _{Na}	X _K
gr4-1	37.67	0.07	21.69	0	0.46	26.29	5.9	6.36	2.65	0	0.02	99.5	9.97	0.003	2.036	0	0.037	16.65	0.344	0.746	0.216	0	0.002	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.12
gr4-2	37.67	0.07	21.69	0	0.44	25.32	5.91	6.44	2.53	0.01	0.02	99.0	9.91	0.001	2.001	0	0.05	16.71	0.346	0.751	0.212	0.002	0.001	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.12
gr4-3	38.03	0.07	21.69	0	0.54	25.5	5.21	6.42	2.52	0.01	0.02	99.0	9.91	0.001	2.003	0	0.032	16.71	0.346	0.751	0.212	0.002	0.001	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.12
gr4-4	37.89	0.08	21.67	0	0.99	25.22	5.9	6.42	2.55	0.02	0.03	99.04	9.969	0.004	2.002	0	0.059	16.59	0.344	0.744	0.206	0.002	0.003	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.12
gr4-5	37.89	0.08	21.67	0	0.99	25.22	5.9	6.42	2.55	0.02	0.03	99.04	9.969	0.004	2.002	0	0.059	16.59	0.344	0.744	0.206	0.002	0.003	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.12
gr4-6	37.89	0.08	21.67	0	0.99	25.22	5.9	6.42	2.55	0.02	0.03	99.04	9.969	0.004	2.002	0	0.059	16.59	0.344	0.744	0.206	0.002	0.003	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.12
gr4-7	37.84	0.08	21.72	0	1.65	24.98	5.96	6.86	2.82	0.02	0.02	99.02	9.928	0.005	2.017	0	0.092	16.3	0.348	0.788	0.212	0.003	0.002	8	0.69	0.55	0.26	0.07	0.11
gr4-8	37.44	0.08	21.67	0	0.66	25.37	5.7	6.4	2.51	0	0.02	99.28	9.933	0.005	2.017	0	0.144	16.04	0.349	0.771	0.2	0.004	0.002	8	0.68	0.55	0.26	0.07	0.12
gr4-9	37.8	0.1	21.73	0	0.66	25.37	5.7	6.4	2.51	0	0.02	99.28	9.969	0.006	2.012	0	0.039	16.67	0.344	0.749	0.211	0	0.002	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.12
gr4-10	37.72	0.1	21.53	0	1.2	25.76	5.2	6.07	2.56	0.01	0.01	99.0	9.962	0.007	1.993	0	0.071	16.91	0.346	0.741	0.217	0.001	0.001	8	0.70	0.57	0.24	0.07	0.12
gr4-11	37.31	0.07	21.74	0	0.66	24.83	5.93	6.37	2.51	0.01	0.02	99.07	9.939	0.004	2.009	0	0.097	16.36	0.346	0.749	0.211	0.002	0.002	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.12
gr4-12	37.31	0.07	21.74	0	0.66	24.83	5.93	6.37	2.51	0.01	0.02	99.07	9.939	0.004	2.009	0	0.097	16.36	0.346	0.749	0.211	0.002	0.002	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.12
gr4-13	37.53	0.06	21.92	0	1.77	24.79	5.12	6.5	2.51	0.03	0.03	99.0	9.937	0.003	2.022	0	0.04	16.7	0.34	0.759	0.21	0.005	0.003	8	0.68	0.55	0.26	0.07	0.12
gr4-14	37.7	0.09	21.72	0	1.29	25.27	5.6	6.39	2.53	0	0.02	99.05	9.954	0.005	2.007	0	0.076	16.96	0.342	0.746	0.212	0	0.001	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.12
gr4-15	38	0.08	21.71	0	0.74	25.9	5.21	6.51	2.52	0.03	0.02	99.01	9.975	0.005	2.004	0	0.044	16.6	0.346	0.759	0.211	0.005	0.002	8	0.68	0.56	0.26	0.07	0.12
gr4-16	37.38	0.08	21.83	0	1.72	24.85	5.31	6.45	2.47	0.03	0.01	99.03	9.937	0.006	2.022	0	0.102	16.3	0.348	0.765	0.208	0.005	0.001	8	0.68	0.56	0.26	0.07	0.12
gr4-17	37.38	0.08	21.83	0	1.72	24.85	5.31	6.45	2.47	0.03	0.01	99.03	9.937	0.006	2.022	0	0.102	16.3	0.348	0.765	0.208	0.005	0.001	8	0.68	0.56	0.26	0.07	0.12
gr4-18	37.3	0.05	21.81	0	1.65	24.48	5.22	6.43	2.56	0.02	0.01	99.41	9.941	0.003	2.027	0	0.091	16.94	0.349	0.765	0.217	0.004	0.001	8	0.68	0.55	0.26	0.07	0.12
gr4-19	37.33	0.07	21.93	0	1.74	24.53	5.22	6.44	2.48	0.04	0.01	99.8	9.933	0.004	2.031	0	0.103	16.2	0.347	0.764	0.209	0.006	0.001	8	0.68	0.55	0.26	0.07	0.12
gr4-20	37.67	0.03	21.8	0	1.07	24.98	5.27	6.36	2.54	0.02	0.02	99.78	9.959	0.002	2.019	0	0.063	16.41	0.351	0.745	0.214	0.003	0.002	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.12
gr4-21	37.61	0.04	21.61	0	1.43	24.96	5.26	6.36	2.54	0.01	0.03	99.85	9.966	0.002	2.002	0	0.085	16.41	0.351	0.745	0.214	0.003	0.003	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.12
gr4-22	37.61	0.04	21.61	0	1.43	24.96	5.26	6.36	2.54	0.01	0.03	99.85	9.966	0.002	2.002	0	0.085	16.41	0.351	0.745	0.214	0.003	0.003	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.12
gr4-23	37.55	0.05	21.64	0	1.35	24.8	5.39	6.34	2.54	0.03	0.01	99.69	9.965	0.003	2.008	0	0.08	16.32	0.369	0.743	0.214	0.004	0.001	8	0.69	0.55	0.26	0.07	0.12
gr4-24	37.78	0.05	21.5	0	1.32	25.05	5.32	6.38	2.52	0.03	0.01	99.87	9.966	0.003	1.99	0	0.078	16.45	0.346	0.742	0.212	0.005	0.001	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.12
gr4-25	37.65	0.04	21.9	0	1.31	24.76	5.36	6.46	2.56	0	0.02	99.07	9.949	0.002	2.022	0	0.077	16.21	0.356	0.754	0.217	0	0.002	8	0.68	0.55	0.26	0.07	0.12
gr4-26	37.78	0.05	21.57	0	0.92	25.1	5.27	6.37	2.56	0.01	0.02	99.86	9.972	0.003	2	0	0.055	16.52	0.351	0.747	0.215	0.002	0.002	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.12
gr4-27	37.65	0.05	21.63	0	0.92	25.1	5.27	6.37	2.56	0.01	0.02	99.86	9.972	0.003	2	0	0.055	16.52	0.351	0.747	0.215	0.002	0.002	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.12
gr4-28	37.4	0.06	21.73	0	1.76	24.89	5.05	6.37	2.55	0.02	0.02	99.85	9.94	0.004	2.014	0	0.104	16.37	0.348	0.746	0.215	0.003	0.002	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.11
gr4-29	37.44	0.05	21.62	0	1.29	25.09	5.4	6.22	2.51	0.04	0.02	99.4	9.956	0.003	2.012	0	0.078	16.57	0.344	0.732	0.212	0.006	0.002	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.12
gr4-30	37.72	0.04	21.56	0	0.87	25.76	4.85	6.3	2.46	0	0.03	99.57	9.972	0.002	2.002	0	0.051	16.97	0.324	0.724	0.208	0	0.003	8	0.70	0.57	0.25	0.07	0.11
gr4-31	37.3	0.03	21.61	0	1.4	26.47	5.01	5.45	2.53	0.02	0.02	99.03	9.944	0.002	2.029	0	0.083	14.77	0.335	0.641	0.214	0.003	0.002	8	0.73	0.59	0.22	0.07	0.11
gr4-32	37.3	0.03	21.61	0	1.4	26.47	5.01	5.45	2.53	0.02	0.02	99.03	9.944	0.002	2.029	0	0.083	14.77	0.335	0.641	0.214	0.003	0.002	8	0.73	0.59	0.22	0.07	0.11
gr4-33	37.9	0.04	21.65	0	1.83	25.02	5.05	6.23	2.5	0.02	0.01	99.73	9.933	0.003	2.029	0	0.109	16.48	0.337	0.751	0.211	0.002	0.001	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.12
gr4-35	37.02	0.03	21.67	0	1.56	25.3	4.66	6.16	2.54	0	0.01	99.83	9.936	0.002	2.018	0	0.066	1.73	0.304	0.725	0.214	0.002	0.002	8	0.70	0.58	0.25	0.07	0.10
gr4-36	37.51	0.03	21.61	0	1.43	25.54	4.84	6.2	2.51	0.03	0.02	99.81	9.948	0.002	2.021	0	0.085	16.79	0.322	0.726	0.211	0.004	0.002	8	0.70	0.57	0.25	0.07	0.11
gr4-37	37.5	0.05	21.61	0	2.04	25	4.86	6.28	2.52	0.01	0.02	99.57	9.932	0.003	2.011	0	0.121	16.51	0.326	0.739	0.213	0.001	0.002	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.11
gr4-38	37.5	0.05	21.61	0	2.04	25	4.86	6.28	2.52	0.01	0.02	99.57	9.932	0.003	2.011	0	0.121	16.51	0.326	0.739	0.213	0.001	0.002	8	0.69	0.56	0.25	0.07	0.11
gr4-39	37.59	0.05	21.53	0	1.69	25.99	4.84	6.9	2.52	0.01	0.01	99.8	9.934	0.002	1.998	0	0.094	16.84	0.322	0.724	0.212	0.002	0.002	8	0.70	0.57	0.25	0.07	0.11
gr4-40	37.4	0.04	21.61	0	1.31	25.5	4.79	6.07	2.54	0	0.01	99	9.948	0.002	2.022	0	0.078	16.93	0.322	0.718	0.216	0	0.001	8	0.70	0.57	0.24	0.07	0.10
gr4-41	37.67	0.04	21.72	0	1.11	26.06	4.57	6.19	2.54	0	0.01	99.83	9.936	0.002	2.018	0	0.066	1.73	0.304	0.725	0.214	0.002	0.002	8	0.70	0.58	0.25	0.07	0.10
gr4-42	37.6	0.04	21.75	0	1.92	25.66	4.61	6.13	2.47	0	0.02	99.75	9.933	0.002	2.022	0	0.114	16.92	0.308	0.721	0.208	0	0.002	8	0.70	0.58	0.25	0.07	0.11
gr4-43	36.85	0.06	21.73	0	1.01	26.14	4.36	6.25	2.52	0.01	0.02	99.85	9.922	0.004	2.031	0	0.072	17.37	0.302	0.738	0.214	0.001	0.002	8	0.69	0.57	0.25	0.07	0.10
gr4-44	37.3	0.03	21.61	0	1.01	26.14	4.36	6.25	2.52	0.01	0.02	99.85	9.922	0.004	2.031	0	0.072	17.37	0.302	0.738	0.214	0.001	0.002	8	0.69	0.57	0.25	0.07	0.10
gr4-45	37.3	0.03	21.61	0	1.01	26.14	4.36	6.25	2.52	0.01	0.02	99.85	9.922	0.0															

grain/analysis garnet granulite (sample 6E 1A)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Sum	X _{Fe}	X _{Cr}	X _{Na}	X _K	X _{sum}
Grt-1-1	37.97	0.02	20.98	0.03	0	4.91	5.37	0	0	0	98.91	3.07	0.001	1.965	0.002	0	1643	0.33	0.931	0.457	0	0	8	0.74	0.55	0.19	0.11	
Grt-2	38.01	0.06	20.68	0	0.82	24.17	4.76	5.24	5.6	0	99.35	3.007	0.004	1.929	0	0.049	1599	0.319	0.618	0.475	0	0	8	0.72	0.53	0.21	0.16	
Grt-3	38.01	0.1	20.75	0.03	0.69	23.91	4.7	5.39	5.67	0	99.25	3.005	0.006	1.934	0.002	0.041	1591	0.317	0.635	0.48	0	0	8	0.71	0.53	0.21	0.16	
Grt-4	37.79	0.11	20.75	0.02	1.05	23.8	4.73	5.32	5.63	0	99.21	2.993	0.007	1.937	0.001	0.063	1576	0.317	0.628	0.478	0	0	8	0.72	0.53	0.21	0.16	
Grt-5	37.88	0.11	20.69	0.01	0.98	23.9	4.75	5.35	5.58	0	99.85	3.007	0.007	1.937	0	0.034	1597	0.318	0.633	0.475	0	0	8	0.71	0.53	0.21	0.16	
Grt-6	37.89	0.06	20.66	0	0.94	23.86	4.74	5.48	5.42	0	99.07	3.003	0.004	1.93	0	0.056	1591	0.318	0.647	0.46	0	0	8	0.71	0.53	0.22	0.11	
Grt-7	37.74	0.06	20.73	0.04	0.85	23.79	5.08	5.16	5.5	0	99.96	2.999	0.003	1.942	0.003	0.051	1591	0.342	0.611	0.468	0	0	8	0.72	0.53	0.20	0.16	
Grt-8	37.76	0.11	20.81	0.01	0.99	23.86	4.93	5.19	5.58	0	99.24	2.992	0.007	1.944	0	0.059	1591	0.331	0.613	0.474	0	0	8	0.72	0.53	0.20	0.16	
Grt-9	38	0.09	20.85	0.01	0.63	23.97	4.78	5.31	5.65	0	99.29	3.004	0.005	1.943	0	0.038	1595	0.32	0.626	0.479	0	0	8	0.72	0.53	0.21	0.16	
Grt-10	38.09	0.04	20.64	0.02	0.86	24.37	4.8	5.23	5.48	0	99.15	2.998	0.001	1.94	0.003	0.051	1611	0.321	0.616	0.464	0	0	8	0.72	0.53	0.20	0.16	
Grt-11	37.81	0.11	20.9	0.04	0.79	24.37	4.49	5.08	5.66	0	99.15	2.998	0.001	1.94	0.003	0.051	1611	0.321	0.616	0.464	0	0	8	0.72	0.53	0.20	0.16	
Grt-12	37.94	0.11	20.21	0.09	0.26	24.8	4.27	5.38	5.27	0	99.32	3.031	0.006	1.904	0.006	0.016	1657	0.302	0.6	0.481	0	0	8	0.72	0.55	0.21	0.16	
Grt-13	38.14	0.09	20.84	0.08	1.03	23.79	4.5	5.68	5.63	0	99.76	2.997	0.005	1.93	0.005	0.061	1563	0.299	0.665	0.474	0	0	8	0.70	0.52	0.22	0.16	
Grt-14	38.12	0.08	20.83	0	0.87	23.78	4.35	5.73	5.66	0	99.41	3.003	0.004	1.934	0	0.051	1567	0.29	0.673	0.478	0	0	8	0.70	0.52	0.22	0.16	
Grt-15	38.2	0.1	20.75	0.01	0.69	23.97	4.33	5.78	5.62	0	99.54	3.011	0.006	1.924	0.001	0.041	1577	0.288	0.678	0.474	0	0	8	0.70	0.52	0.22	0.16	
Grt-16	37.94	0.08	20.76	0.06	1.21	23.83	4.39	5.64	5.56	0	99.48	2.992	0.005	1.932	0.004	0.072	1571	0.293	0.663	0.469	0	0	8	0.71	0.53	0.22	0.16	
Grt-17	38.36	0.07	20.71	0.07	0.71	24.27	4.37	5.63	5.62	0	99.81	3.014	0.004	1.936	0.004	0.042	1594	0.291	0.659	0.473	0	0	8	0.70	0.53	0.22	0.16	
Grt-18	38.21	0.07	20.83	0.02	0.65	24.2	4.23	5.68	5.58	0	99.47	3.009	0.004	1.934	0.001	0.038	1594	0.282	0.667	0.471	0	0	8	0.69	0.52	0.23	0.16	
Grt-19	38.29	0.06	20.85	0.02	1.09	23.84	4.19	5.94	5.6	0	99.88	3	0.004	1.926	0.001	0.065	1562	0.278	0.694	0.47	0	0	8	0.69	0.52	0.23	0.16	
Grt-20	37.92	0.04	20.96	0	1.04	23.57	4.08	5.88	5.62	0	99.11	2.992	0.002	1.935	0	0.062	1555	0.273	0.691	0.475	0	0	8	0.69	0.52	0.23	0.16	
Grt-21	38.22	0.09	20.91	0.05	1.26	23.62	4.11	5.98	5.48	0	99.51	2.987	0.002	1.944	0.003	0.053	1557	0.274	0.701	0.462	0	0	8	0.69	0.52	0.23	0.16	
Grt-22	38.27	0.13	20.96	0.04	0.88	23.85	4.15	5.91	5.64	0	99.63	2.987	0.003	1.935	0.002	0.052	1563	0.275	0.698	0.474	0	0	8	0.69	0.52	0.23	0.16	
Grt-23	38.01	0.07	20.2	0.04	1.53	23.35	4.23	5.89	5.69	0	99.89	2.989	0.004	1.921	0.002	0.091	1536	0.282	0.69	0.485	0	0	8	0.69	0.52	0.23	0.16	
Grt-24	37.84	0.11	20.6	0.05	1.1	23.76	4.37	5.6	5.53	0	99.86	3.002	0	1.927	0.003	0.066	1577	0.294	0.662	0.47	0	0	8	0.69	0.51	0.23	0.16	
Grt-25	38.31	0.1	21.05	0.02	0.84	23.8	4.31	5.74	5.63	0	99.11	3.001	0.006	1.944	0.001	0.041	1592	0.297	0.646	0.473	0	0	8	0.71	0.53	0.21	0.16	
Grt-26	38.06	0.11	20.8	0.03	0.95	23.91	4.24	5.51	5.47	0	99.71	2.983	0.004	1.934	0	0.093	1541	0.275	0.693	0.478	0	0	8	0.69	0.52	0.23	0.16	
Grt-27	38.4	0.1	21	0.02	0.83	23.95	4.34	5.7	5.71	0	99.2	2.988	0.006	1.927	0.001	0.064	156	0.29	0.671	0.463	0	0	8	0.70	0.52	0.22	0.16	
Grt-28	37.95	0.05	20.77	0.1	1.15	23.62	4.15	5.81	5.66	0	99.65	2.999	0.007	1.932	0	0.065	1577	0.301	0.651	0.477	0	0	8	0.71	0.52	0.22	0.16	
Grt-29	38.06	0.05	21.04	0.07	1.24	24.03	4.03	5.71	5.67	0	99.26	2.984	0.003	1.935	0.003	0.068	1588	0.277	0.673	0.478	0	0	8	0.70	0.52	0.23	0.16	
Grt-30	38.03	0.11	20.99	0.04	0.76	23.67	3.89	5.89	5.67	0	99.24	2.986	0.006	1.949	0.002	0.045	1572	0.26	0.691	0.479	0	0	8	0.69	0.52	0.23	0.16	
Grt-31	37.9	0.09	20.8	0.04	1.15	23.67	3.84	5.79	5.71	0	99.2	2.991	0.003	1.935	0.003	0.068	1576	0.257	0.661	0.483	0	0	8	0.69	0.52	0.23	0.16	
Grt-32	38.1	0.1	20.83	0.05	0.29	24.41	3.82	5.68	5.77	0	99.09	3.021	0.003	1.932	0.001	0.017	1612	0.255	0.668	0.488	0	0	8	0.71	0.53	0.22	0.16	
Grt-33	38.16	0.07	20.85	0.08	0.79	23.98	3.79	5.9	5.71	0	99.42	3.003	0.004	1.934	0.005	0.067	1578	0.258	0.666	0.48	0	0	8	0.70	0.53	0.23	0.16	
Grt-34	38.12	0.08	20.88	0.06	1	23.75	3.9	5.95	5.74	0	99.5	2.986	0.005	1.935	0.005	0.047	158	0.258	0.669	0.485	0	0	8	0.69	0.52	0.23	0.16	
Grt-35	37.73	0.04	20.44	0.06	1.96	23.57	3.96	5.9	5.67	0	99.15	2.984	0.003	1.906	0.004	0.107	1546	0.265	0.695	0.483	0	0	8	0.69	0.52	0.23	0.16	
Grt-36	38.22	0.14	21.02	0.03	0.99	24.06	4.09	5.61	5.66	0	99.64	3	0.008	1.945	0.002	0.035	1581	0.272	0.66	0.476	0	0	8	0.70	0.52	0.23	0.16	
Grt-37	37.92	0.08	20.87	0.04	1.24	23.91	4.25	5.72	5.78	0	99.32	2.984	0.002	1.932	0.001	0.076	1549	0.284	0.672	0.488	0	0	8	0.70	0.52	0.22	0.16	
Grt-38	37.93	0.03	20.76	0.02	1.28	23.65	4.35	5.67	5.58	0	99.62	2.989	0.004	1.934	0.004	0.058	1561	0.284	0.675	0.476	0	0	8	0.70	0.52	0.22	0.16	
Grt-39	38.12	0.13	20.74	0.07	0.99	23.97	4.26	5.76	5.57	0	99.43	2.99	0.005	1.942	0.005	0.063	1592	0.282	0.676	0.481	0	0	8	0.69	0.52	0.23	0.16	
Grt-40	38.2	0.09	20.93	0.06	1.06	23.74	3.96	5.66	5.71	0	99.5	3.009	0.007	1.932	0.002	0.035	1592	0.282	0.676	0.481	0	0	8	0.69	0.52	0.23	0.16	
Grt-41	38.26	0.11	20.84	0.03	0.99	24.21	3.93	5.77	5.76	0	99.3	3.001	0.006	1.94	0.003	0.043	1583	0.257	0.666	0.482	0	0	8	0.70	0.53	0.22	0.16	
Grt-42	38.03	0.11	20.86	0.06	0.72	23.98	3.84	5.63	5.7	0	99.35	3.026	0.006	1.936	0.002	0.016	1606	0.251	0.689	0.476	0	0	8	0.70	0.53	0.23	0.16	
Grt-43	38.16	0.1	20.46	0.05	0.27	24.24	3.73	5.91	5.64	0	99.73	2.997	0.002	1.936	0.002	0.06	1578	0.263	0.681	0.474	0	0	8	0.70	0.53	0.23	0.16	
Grt-44	38.26	0.03	20.94	0.03	0.97	24.13	3.84	5.91	5.64	0	99.63	2.997	0.003	1.932	0.002	0.11	1553	0.257	0.689	0.476	0	0	8	0.70	0.53	0.23	0.16	
Grt-45	38.15	0.09	20.84	0.06	1.02	23.86	4.11	5.82	5.68	0	99.63	2.975	0.003	1.932	0.005	0.044	1553	0.281	0.682	0.473	0	0	8	0.69	0.52	0.23	0.16	
Grt-46	37.82	0.04	20.84	0.03	0.76	23.97	4.1	5.76	5.6	0	99.32	2.994	0.004	1.937	0.002	0.066	1594	0.288	0.693	0.473	0	0	8	0.69	0.52	0.23	0.16	
Grt-47	37.98	0.06	20.94	0.03	1.12	23.59	4.31	5.71	5.81	0	99.44	2.985	0.005	1.936	0.002	0.066	1599	0.288	0.678	0.474	0	0	8	0.69	0.52	0.23	0.16	
Grt-48	38.09	0.04	20.64	0	1.43	23.66	4.39	5.77	5.7	0	99.35	2.986	0.002	1.93														

	granulafines	SiO ₂	TO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	S	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Sum	X _{Si}	X _{Ca}	X _{Fe}	X _{Mn}	X _{Na}	X _K
	Grt-1	38.37	0.11	20.85	0.05	1.41	25	4.43	5.6	5.69	0	0	10.037	2.984	0.006	19.17	0.003	0.083	1631	0.293	0.93	0	8	0.72	0.54	0.20	0.16	0.10
	Grt-2	38.25	0.11	20.85	0.06	1.2	24.42	4.41	5.43	5.67	0	0	10.037	2.984	0.006	19.29	0.004	0.086	1609	0.292	0.94	0	8	0.73	0.54	0.20	0.16	0.10
	Grt-3	38.31	0.11	20.78	0.08	1.2	24.57	4.35	5.51	5.55	0	0	10.039	2.989	0.006	19.18	0.005	0.086	1609	0.288	0.943	0	8	0.71	0.54	0.21	0.16	0.10
	Grt-4	38.11	0.09	20.89	0.07	1.49	23.9	4.41	5.78	5.45	0	0	10.039	2.984	0.005	19.29	0.004	0.088	1595	0.293	0.945	0	8	0.70	0.54	0.21	0.16	0.10
	Grt-5	38.5	0.05	20.82	0.03	1.6	24.26	4.36	5.82	5.52	0	0	10.099	3.001	0.003	19.22	0.002	0.088	1581	0.288	0.976	0	8	0.70	0.53	0.23	0.15	0.09
	Grt-6	38.62	0.06	21	0.02	1.07	24.42	4.26	5.85	5.52	0	0	10.081	3.002	0.003	19.22	0.001	0.083	1588	0.281	0.978	0	8	0.70	0.53	0.23	0.15	0.09
	Grt-7	38.77	0.07	20.84	0.04	1.4	24.37	4.37	5.84	5.57	0	0	10.081	3.002	0.003	19.22	0.001	0.083	1588	0.281	0.978	0	8	0.69	0.53	0.23	0.15	0.09
	Grt-8	38.77	0.07	20.84	0.04	1.4	24.37	4.37	5.84	5.57	0	0	10.081	3.002	0.003	19.22	0.001	0.083	1588	0.281	0.978	0	8	0.69	0.53	0.23	0.15	0.09
	Grt-9	38.23	0.12	21.08	0.02	1.69	23.62	4.7	6.06	5.68	0	0	10.043	2.982	0.004	19.04	0.001	0.084	1554	0.275	0.972	0	8	0.69	0.51	0.23	0.16	0.09
	Grt-10	38.25	0.04	20.89	0.05	1.66	23.68	4.11	5.94	5.73	0	0	10.051	2.978	0.007	19.36	0.001	0.083	1555	0.277	0.972	0	8	0.69	0.51	0.23	0.16	0.09
	Grt-11	38.48	0.15	21.17	0.08	1.46	23.86	4.06	6.13	5.66	0	0	10.045	2.988	0.009	19.33	0.003	0.087	1545	0.286	0.97	0	8	0.69	0.52	0.24	0.16	0.09
	Grt-12	38.52	0.07	21.13	0.03	0.88	24.07	3.98	5.99	5.74	0	0	10.041	2.999	0.004	19.4	0.002	0.082	1567	0.282	0.965	0	8	0.69	0.52	0.24	0.16	0.09
	Grt-13	38.55	0.1	20.99	0.02	0.84	23.84	3.91	6.22	5.7	0	0	10.041	3.004	0.006	19.28	0.001	0.085	1564	0.298	0.722	0	8	0.68	0.52	0.24	0.16	0.09
	Grt-14	38.17	0.03	20.96	0.01	1.77	23.33	3.82	6.24	5.74	0	0	10.007	2.989	0.001	19.3	0	0.14	1524	0.253	0.726	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.08
	Grt-15	38.6	0.02	21.05	0.02	1.2	23.76	3.91	6.26	5.69	0	0	10.051	2.989	0.001	19.28	0.001	0.087	1554	0.257	0.725	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.08
	Grt-16	38.61	0.08	21.08	0.02	0.9	23.91	3.82	6.28	5.68	0	0	10.039	3.002	0.005	19.32	0.001	0.083	1565	0.252	0.728	0	8	0.68	0.52	0.24	0.16	0.08
	Grt-17	38.61	0.08	21.08	0.02	0.9	23.91	3.82	6.28	5.68	0	0	10.039	3.002	0.005	19.32	0.001	0.083	1565	0.252	0.728	0	8	0.68	0.52	0.24	0.16	0.08
	Grt-18	38.61	0.08	21.08	0.02	0.9	23.91	3.82	6.28	5.68	0	0	10.039	3.002	0.005	19.32	0.001	0.083	1565	0.252	0.728	0	8	0.68	0.52	0.24	0.16	0.08
	Grt-19	38.61	0.08	21.08	0.02	0.9	23.91	3.82	6.28	5.68	0	0	10.039	3.002	0.005	19.32	0.001	0.083	1565	0.252	0.728	0	8	0.68	0.52	0.24	0.16	0.08
	Grt-20	38.61	0.08	21.08	0.02	0.9	23.91	3.82	6.28	5.68	0	0	10.039	3.002	0.005	19.32	0.001	0.083	1565	0.252	0.728	0	8	0.68	0.52	0.24	0.16	0.08
	Grt-21	38.61	0.08	21.08	0.02	0.9	23.91	3.82	6.28	5.68	0	0	10.039	3.002	0.005	19.32	0.001	0.083	1565	0.252	0.728	0	8	0.68	0.52	0.24	0.16	0.08
	Grt-22	38.61	0.08	21.08	0.02	0.9	23.91	3.82	6.28	5.68	0	0	10.039	3.002	0.005	19.32	0.001	0.083	1565	0.252	0.728	0	8	0.68	0.52	0.24	0.16	0.08
	Grt-23	38.61	0.08	21.08	0.02	0.9	23.91	3.82	6.28	5.68	0	0	10.039	3.002	0.005	19.32	0.001	0.083	1565	0.252	0.728	0	8	0.68	0.52	0.24	0.16	0.08
	Grt-24	38.61	0.08	21.08	0.02	0.9	23.91	3.82	6.28	5.68	0	0	10.039	3.002	0.005	19.32	0.001	0.083	1565	0.252	0.728	0	8	0.68	0.52	0.24	0.16	0.08
	Grt-25	38.32	0.11	21.09	0.08	1.5	23.53	3.95	6.23	5.69	0	0	10.073	2.975	0.007	19.31	0.003	0.13	1528	0.261	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-26	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-27	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-28	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-29	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-30	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-31	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-32	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-33	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-34	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-35	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-36	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-37	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-38	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-39	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-40	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-41	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-42	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-43	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-44	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-45	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-46	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003	19.34	0.003	0.13	1503	0.264	0.721	0	8	0.68	0.51	0.24	0.16	0.09
	Grt-47	38.09	0.05	21.08	0.05	2.22	23.09	4.01	6.22	5.74	0	0	10.056	2.984	0.003													

Representative major element analysis of feldspar.

grain analysis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Sum	An	Ab	Or	
stromatic garnet-biotite-melanite (sample 6D1)																												
P1	59.16	0	24.98	0	0.04	0	0	0	6.44	7.57	0.4	98.18	2.684	0	13.15	0	0.001	0	0	0	0	0.313	0.666	0.023	5.003	31.2	66.5	2.3
P2	58.55	0.01	25.77	0	0.26	0	0	0	7.34	7.22	0.27	99.43	2.631	0	13.65	0	0.009	0	0	0	0	0.354	0.629	0.016	5.004	35.4	63.0	1.6
P5	59.09	0	25.18	0	0.09	0	0	0	7.01	7.24	0.27	98.88	2.663	0	13.38	0	0.003	0	0	0	0	0.338	0.633	0.015	4.99	34.3	64.2	1.5
P7	59.86	0.01	25	0	0.06	0	0	0	5.99	7.64	0.41	98.87	2.691	0	13.25	0	0.002	0	0	0	0	0.284	0.666	0.024	4.991	29.2	68.4	2.5
P8	59.25	0.01	24.87	0	0.06	0	0	0	6.74	7.44	0.32	98.7	2.675	0	13.24	0	0.002	0	0	0	0	0.326	0.651	0.019	4.997	32.7	65.4	1.9
P10	58.8	0	24.67	0	0.01	0	0	0	6.47	7.68	0.36	98	2.675	0	13.23	0	0	0	0	0	0	0.316	0.677	0.021	5.012	31.2	66.8	2.1
P11	58.88	0	24.67	0	0.1	0	0	0	6.41	7.61	0.41	98.07	2.677	0	13.22	0	0.003	0	0	0	0	0.312	0.671	0.024	5.008	31.0	66.6	2.4
P13	58.96	0.02	25.38	0	0.24	0	0	0	7.12	7.47	0.25	99.44	2.648	0.001	13.44	0	0.008	0	0	0	0	0.343	0.651	0.014	5.008	34.0	64.6	1.4
(orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (sample 14)																												
P1	61.98	0	24.62	0	0.03	0	0	0	5.57	8.39	0.2	100.78	2.728	0	12.78	0	0.001	0	0	0	0	0.263	0.716	0.011	4.996	26.6	72.3	1.1
P2	62.14	0	24.25	0	0.01	0	0	0	5.59	8.41	0.24	100.66	2.739	0	12.6	0	0	0	0	0	0	0.264	0.719	0.014	4.997	26.5	72.1	1.4
P3	61.91	0	24.63	0	0.03	0	0	0	5.62	8.38	0.24	100.82	2.725	0	12.79	0	0.001	0	0	0	0	0.265	0.715	0.013	4.999	26.7	72.0	1.3
P4	61.39	0.01	24.75	0	0.02	0	0	0	5.52	8.39	0.22	100.28	2.777	0	12.91	0	0	0	0	0	0	0.262	0.72	0.012	5.003	26.4	72.4	1.2
P5	61.9	0	24.39	0	0.01	0	0	0	5.62	8.39	0.22	100.54	2.732	0	12.89	0	0.001	0	0	0	0	0.266	0.716	0.012	4.998	26.7	72.1	1.2
P6	63.08	0	24.7	0	0.01	0	0	0	5.03	9.11	0.23	102.16	2.739	0	12.65	0	0	0	0	0	0	0.234	0.767	0.013	5.018	23.1	75.6	1.3
P7	61.99	0.01	24.6	0	0.02	0	0	0	5.62	8.48	0.17	100.89	2.727	0	12.76	0	0.001	0	0	0	0	0.265	0.723	0.009	5.001	26.6	72.5	0.9
P8	61.24	0	24.38	0	0.02	0	0	0	5.59	8.43	0.15	99.81	2.724	0	12.78	0	0.001	0	0	0	0	0.266	0.727	0.009	5.005	26.5	72.6	0.9
P9	61.31	0.01	24.37	0	0	0	0	0	5.46	8.49	0.13	99.78	2.726	0	12.78	0	0	0	0	0	0	0.26	0.732	0.008	5.005	26.0	73.2	0.8
P11	63.64	0.01	23.2	0	0	0	0	0	3.99	9.36	0.13	100.32	2.801	0	12.04	0	0	0	0	0	0	0.188	0.799	0.007	5	18.9	80.4	0.7
garnet granulite (sample 6B14)																												
Fsp1	59.45	0	25.47	0	0.17	0	0.01	0	6.39	7.64	0.27	99.39	2.66	0.00	13.5	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.66	0.02	5.00	31	67	2
Fsp2	64.1	0	19.53	0	0.31	0	0.01	0	0.36	2.24	13.1	99.64	2.95	0.00	106	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.20	0.77	5.00	2	20	78
Fsp3	59.6	0.02	25.52	0	0.01	0	0.01	0	6.4	7.59	0.27	99.42	2.67	0.00	13.5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.66	0.02	5.00	31	67	2
P6-1	59.96	0	25.23	0	0.08	0	0.01	0	6.26	7.69	0.15	99.37	2.68	0.00	13.3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.67	0.01	4.99	31	68	1
P6-2	59.32	0	25.36	0	0.22	0	0	0	6.38	7.64	0.17	99.1	2.67	0.00	13.4	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.67	0.01	5.00	31	68	1
P6-3	59.65	0	25.45	0	0.09	0	0.01	0	6.42	7.59	0.19	99.41	2.67	0.00	13.4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.66	0.01	4.99	31	67	1
P6-4	58.63	0.04	25.77	0	0.3	0	0	0.04	6.06	7.4	0.19	98.43	2.65	0.00	13.7	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.65	0.01	4.99	31	68	1
P6-5	59.37	0	25.16	0	0.35	0	0	0.06	6.17	7.65	0.15	98.91	2.67	0.00	13.3	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.67	0.01	4.99	31	69	1
P6-6	59.57	0.05	25.35	0	0.11	0	0	0	6.25	7.75	0.18	99.26	2.67	0.00	13.4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.67	0.01	5.00	30	68	1
P6-7	59.84	0.03	24.84	0	0.14	0	0	0	5.24	7.71	0.33	98.14	2.70	0.00	13.2	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.68	0.02	4.98	27	71	2
P6-9	59.68	0.01	25.32	0	0.11	0	0	0	6.19	7.64	0.22	99.17	2.68	0.00	13.4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.66	0.01	4.99	31	68	1
P7-1	59.04	0	25.41	0	0.69	0	0.06	0.09	6.29	7.51	0.31	99.39	2.65	0.00	13.5	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.65	0.02	5.00	31	67	2
P7-2	59.35	0.04	25.5	0	0.24	0	0.03	0	6.43	7.37	0.34	99.3	2.66	0.00	13.5	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.64	0.02	4.99	32	66	2
P7-3	59.1	0	25.46	0	0.26	0	0.01	0	6.29	7.64	0.28	99.04	2.66	0.00	13.5	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.67	0.02	5.00	31	68	2
P7-5	59.63	0.02	25.33	0	0.15	0	0.02	0	6.34	7.67	0.26	99.41	2.67	0.00	13.4	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.67	0.02	5.00	31	68	2
P7-6	59.34	0	25.55	0	0.07	0	0	0	6.3	7.58	0.22	99.05	2.66	0.00	13.5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.66	0.01	5.00	31	68	1
P7-7	59.31	0.05	25.41	0	0.39	0	0	0.05	6.44	7.5	0.23	99.37	2.66	0.00	13.4	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.65	0.01	4.99	32	67	1
P7-8	59.26	0	25.44	0	0.19	0	0.01	0	6.34	7.7	0.27	99.2	2.66	0.00	13.5	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.67	0.02	5.01	31	68	2
P7-9	59.51	0.05	25.2	0	0.33	0	0.01	0	6.36	7.63	0.24	99.34	2.67	0.00	13.3	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.66	0.01	5.00	31	67	1
P7-10	59.58	0	25.43	0	0.16	0	0	0	6.44	7.51	0.27	99.39	2.67	0.00	13.4	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.65	0.02	4.99	32	67	2
P8-1	59.36	0.02	25.42	0	0.1	0	0	0.02	6.4	7.84	0.16	99.32	2.66	0.00	13.4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.68	0.01	5.01	31	68	1
P8-2	57.82	0.08	24.26	0	1.03	0	0.13	0.21	6.87	7.4	0.22	98.02	2.64	0.00	13.1	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.66	0.01	5.02	33	65	1
P8-3	59.63	0.05	25.47	0	0.05	0	0.01	0	6.29	7.74	0.24	99.48	2.67	0.00	13.4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.67	0.01	5.00	31	68	1
P8-4	59.91	0.04	25.3	0	0.05	0	0	0	6.35	7.65	0.25	99.55	2.68	0.00	13.3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.66	0.01	4.99	31	68	1
P8-5	59.73	0	25.08	0	0.5	0	0.01	0.07	6.2	7.56	0.22	99.38	2.68	0.00	13.2	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.66	0.01	4.99	31	68	1
P9	59.74	0.04	25.38	0	0.08	0	0.01	0	6.17	7.75	0.21																	

grain/analysis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Sum	An	Ab	Or
granulite(sample 6BfC)																											
Fsp1-1	63.8	0	19.4	0	0.59	0	0.03	0.07	0.19	1.48	14.37	99.93	2.94	0.00	106	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.13	0.85	5.01	1	18	81
Fsp1-2	64.31	0.02	19.62	0	0.31	0	0.01	0.01	0.25	2	13.57	100.09	2.95	0.00	106	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.18	0.79	5.00	2	16	82
Fsp1-3	63.99	0.03	19.77	0	0.09	0	0	0	0.3	1.79	13.87	99.85	2.94	0.00	107	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.16	0.81	5.01	1	13	86
Pl1-1	64.06	0.02	19.54	0	0.38	0	0.02	0.01	0.18	1.4	14.43	100.05	2.95	0.00	106	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.13	0.85	5.00	31	68	2
Pl2-1	60.32	0.02	25.61	0	0.24	0	0	0.02	0.27	7.66	0.3	100.45	2.67	0.00	134	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.30	0.66	0.02	4.99	30	69	2
Pl2-2	60.44	0	25.16	0	0.13	0	0	0	0.05	7.77	0.32	99.87	2.69	0.00	132	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.67	0.02	4.99	29	69	2
Pl2-3	60.82	0	25.21	0	0.13	0	0.01	0	0.01	7.83	0.39	100.41	2.69	0.00	132	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.67	0.02	4.99	29	68	2
Pl2-4	60.69	0.01	25.4	0	0.2	0	0	0	0.05	7.79	0.43	100.58	2.69	0.00	133	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.29	0.67	0.02	5.00	29	68	2
Pl2-5	60.6	0.02	25.11	0	0.14	0	0.01	0	0.06	7.94	0.4	100.26	2.69	0.00	131	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.29	0.68	0.02	5.00	29	68	2
Pl2-6	60.83	0.02	25.32	0	0.17	0	0.01	0	0.03	7.78	0.43	100.59	2.69	0.00	132	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.29	0.67	0.02	4.99	29	69	2
Pl2-7	60.75	0.04	25.51	0	0.15	0	0	0	0.06	7.87	0.36	100.64	2.68	0.00	133	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.28	0.67	0.02	5.00	30	69	2
Pl2-8	60.6	0.03	25.34	0	0.14	0	0	0	0.11	7.78	0.29	100.29	2.69	0.00	132	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.29	0.67	0.02	4.99	30	69	1
Pl2-9	60.22	0	25.4	0	0.13	0	0.01	0	0.25	7.93	0.23	100.16	2.68	0.00	133	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.68	0.01	5.01	30	68	1
Pl2-10	60.78	0.06	25.29	0	0.11	0	0.01	0	0.16	7.71	0.26	100.38	2.69	0.00	132	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.66	0.01	4.98	29	69	2
Pl2-11	60.18	0	25.42	0	0.15	0	0.01	0	0.6	7.72	0.29	99.78	2.68	0.00	134	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.29	0.67	0.02	4.99	29	63	8
Pl2-12	60.55	0.01	25.28	0	0.12	0	0	0	0.58	7.18	1.4	100.41	2.69	0.00	132	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.62	0.08	5.00	31	67	1
Pl4-1	58.85	0.01	25.31	0	1.04	0	0	0.24	6.33	7.5	0.22	99.5	2.64	0.00	134	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.31	0.65	0.01	5.00	31	68	1
Pl5-1	60.01	0.04	25.5	0	0.39	0	0	0.06	6.32	7.65	0.24	100.21	2.67	0.00	134	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.30	0.66	0.01	4.99	31	68	2
Pl5-2	60.54	0	25.59	0	0.14	0	0.02	0	0.26	7.66	0.32	100.53	2.68	0.00	134	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.30	0.66	0.02	4.99	31	68	1
Pl5-3	60.18	0	25.59	0	0.09	0	0.01	0	0.41	7.85	0.19	100.31	2.67	0.00	134	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.68	0.01	5.00	31	68	2
Pl5-4	60.24	0.03	25.54	0	0.04	0	0	0	0.34	7.77	0.29	100.25	2.67	0.00	134	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.67	0.02	5.00	31	67	2
Pl5-5	60.05	0.03	25.49	0	0.13	0	0	0	0.35	7.74	0.33	100.12	2.67	0.00	134	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.67	0.02	5.00	30	68	2
Pl5-6	60.35	0.02	25.49	0	0.13	0	0	0	0.18	7.84	0.31	100.31	2.68	0.00	133	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.67	0.02	5.00	31	67	2
Pl5-7	60.23	0.04	25.5	0	0.21	0	0.01	0	0.51	7.63	0.31	100.43	2.67	0.00	133	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.31	0.66	0.02	5.00	30	68	2
Pl5-8	58.77	0.01	25.04	0	1.89	0	0.01	0.43	6.04	7.46	0.28	99.92	2.63	0.00	132	0.00	0.06	0.00	0.00	0.03	0.29	0.65	0.02	5.00	31	68	2
Pl5-9	60.39	0.01	25.59	0	0.08	0	0.01	0	0.4	7.81	0.29	100.57	2.67	0.00	134	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.67	0.02	5.00	30	68	1
Pl5-10	60.51	0	25.61	0	0.1	0	0.01	0.01	0.31	7.81	0.25	100.61	2.68	0.00	134	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.67	0.01	5.00	30	68	2
Pl5-11	60.39	0	25.67	0	0.08	0	0.01	0	0.25	7.81	0.3	100.51	2.67	0.00	134	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.67	0.02	5.00	33	66	1
Pl5-12	71.25	0.01	19.08	0	0.24	0	0	0.05	4.93	5.47	0.19	101.22	3.04	0.00	0.96	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.23	0.45	0.01	4.70	31	68	1
Pl6-1	59.95	0.04	25.54	0	0.2	0	0.01	0	0.32	7.73	0.22	100.01	2.67	0.00	134	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.67	0.01	5.00	31	68	1
Pl6-2	60.31	0.02	25.36	0	0.1	0	0.01	0	0.3	7.75	0.24	100.1	2.68	0.00	133	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.67	0.01	4.99	29	69	2
Pl6-3	59.77	0	25.36	0	0.07	0	0	0	0.59	7.89	0.31	99.3	2.68	0.00	134	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.69	0.02	5.00	31	68	1
Pl6-4	60.43	0.01	25.58	0	0.11	0	0	0	0.38	7.74	0.22	100.48	2.68	0.00	134	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.66	0.01	4.99	30	69	1
Pl6-5	60.51	0.04	25.68	0	0.34	0	0	0.05	0.62	8	0.16	101.06	2.67	0.00	133	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.30	0.68	0.01	5.01	32	66	1
felsic granulite (sample 3Bf)																											
Pl4-1	65.7	0.01	21.92	0	0.02	0	0.01	0	0.561	6.68	0.1	100.05	2.88	0.00	113	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.57	0.01	4.84	31	68	1
Pl4-2	59.83	0	25.48	0	0.25	0	0	0	0.19	7.83	0.27	99.86	2.67	0.00	134	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.30	0.68	0.02	5.00	30	68	2
Pl4-3	59	0	24.69	0	2.08	0	0.01	0.73	5.74	7.22	0.3	99.77	2.65	0.00	131	0.00	0.07	0.00	0.00	0.05	0.28	0.63	0.02	4.99	30	68	2
Pl4-4	59.96	0	25.42	0	0.09	0	0.01	0	0.13	7.84	0.28	99.73	2.68	0.00	134	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.68	0.02	5.00	30	69	2
Pl4-5	60.04	0	25.38	0	0.12	0	0.01	0	0.18	7.72	0.32	99.77	2.68	0.00	133	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.67	0.02	5.00	30	68	2
Pl4-6	59.55	0	25.41	0	0.1	0	0.01	0	0.26	7.76	0.33	99.41	2.67	0.00	134	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.67	0.02	5.01	30	68	2
Pl4-7	60.2	0.01	25.2	0	0.1	0	0.02	0	0.18	7.8	0.29	99.81	2.68	0.00	132	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.67	0.02	5.00	30	68	2
Pl4-8	60.09	0.01	25.23	0	0.13	0	0.01	0	0.11	7.82	0.26	99.65	2.68	0.00	133	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.68	0.02	5.00	3		

grant analysis	SO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Sum	An	Ab	Or
orthopyroxene-bearing leucosome (sample 4A)																											
P1-1	61	0.05	25.22	0	0.25	0	0.01	0	5.68	8.04	0.34	100.59	2.70	0.00	131	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.27	0.69	0.02	5.00	28	71	2
P1-2	6126	0	25.04	0	0.2	0	0.02	0	5.64	8.12	0.37	100.64	2.71	0.00	130	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.27	0.70	0.02	5.00	27	71	2
P1-3	60.93	0.05	24.88	0	0.15	0	0	0	5.65	8.1	0.42	100.69	2.70	0.00	130	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.27	0.70	0.02	5.00	27	70	2
P1-4	60.97	0.02	24.98	0	0.12	0	0.02	0	5.63	8.19	0.45	100.38	2.70	0.00	131	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.70	0.03	5.01	27	71	3
P1-5	6102	0.04	25.04	0	0.13	0	0	0	5.71	8.11	0.44	100.49	2.70	0.00	131	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.70	0.03	5.00	27	70	3
P1-6	60.82	0.07	24.9	0	0.14	0	0	0	5.7	8.03	0.36	100.02	2.70	0.00	130	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.27	0.69	0.02	5.00	28	70	2
P1-7	6102	0.03	25.07	0	0.09	0	0	0	5.82	8.04	0.32	100.4	2.70	0.00	131	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.69	0.02	5.00	28	70	2
P1-8	60.88	0	25.16	0	0.11	0	0	0	5.74	8.17	0.29	100.34	2.70	0.00	131	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.70	0.02	5.00	27	71	2
P1-9	6133	0.03	24.94	0	0.08	0	0	0	5.62	8.23	0.27	100.5	2.71	0.00	130	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.71	0.02	5.00	27	72	2
P1-10	60.88	0	25.13	0	0.11	0	0	0	5.71	8.21	0.35	100.39	2.70	0.00	131	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.70	0.02	5.01	27	71	2
P1-11	60.93	0.03	24.72	0	0.18	0	0.01	0.03	5.62	8.11	0.35	99.98	2.71	0.00	130	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.27	0.70	0.02	5.00	27	71	2
P1-12	60.95	0.03	24.89	0	0.48	0	0.01	0.12	5.6	8.11	0.22	100.4	2.70	0.00	130	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.27	0.70	0.01	5.00	27	71	1
P1-1	60.46	0	25.47	0	0.13	0	0.01	0	6.11	7.86	0.48	100.52	2.68	0.00	133	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.68	0.03	5.01	29	68	3
P1-2	6124	0	25.14	0	0.1	0	0.01	0	5.7	8.07	0.43	100.69	2.70	0.00	131	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.69	0.02	5.00	27	70	2
P1-3	6115	0.02	24.96	0	0.13	0	0	0	5.78	7.93	0.48	100.45	2.71	0.00	130	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.68	0.03	4.99	28	69	3
P1-4	6102	0.05	25.21	0	0.15	0	0	0	5.77	7.89	0.46	100.55	2.70	0.00	131	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.27	0.68	0.03	4.99	28	69	3
P1-4	60.77	0	25.1	0	0.11	0	0	0	5.85	7.82	0.43	100.08	2.70	0.00	131	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.67	0.02	4.99	29	69	2
P1-6	60.82	0	25.17	0	0.15	0	0.01	0	5.83	7.86	0.5	100.33	2.70	0.00	132	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.28	0.68	0.03	5.00	28	69	3
P1-7	60.69	0.02	24.94	0	0.16	0	0	0	5.85	8	0.55	100.21	2.70	0.00	131	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.28	0.69	0.03	5.01	28	69	3
P1-8	60.84	0.03	25.25	0	0.18	0	0	0	5.82	7.9	0.49	100.52	2.69	0.00	132	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.28	0.68	0.03	5.00	28	69	3
P1-9	60.84	0.03	25.01	0	0.25	0	0	0.03	5.8	7.7	0.71	100.37	2.70	0.00	131	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.28	0.66	0.04	4.99	28	68	4
P1-10	60.89	0.02	25.02	0	0.19	0	0	0	5.84	7.79	0.49	100.24	2.70	0.00	131	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.28	0.67	0.03	4.99	28	69	3
P1-1	60.85	0.04	25.15	0	0.11	0	0	0	5.8	7.97	0.54	100.46	2.70	0.00	131	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.68	0.03	5.00	28	69	3
P1-2	6103	0.02	24.88	0	0.09	0	0.03	0	5.65	8.12	0.35	100.17	2.71	0.00	130	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.70	0.02	5.00	27	71	2
P1-3	57.8	0.06	25.64	0	0.33	0	0.09	0.11	8.06	7.28	0.25	99.53	2.61	0.00	136	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.39	0.64	0.02	5.03	37	61	1
P1-4	59.56	0.01	23.99	0	0.14	0	0	0	7.12	8.04	0.34	99.2	2.69	0.00	128	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.34	0.70	0.02	5.03	32	66	2
P1-6	60.7	0	24.93	0	0.17	0	0.01	0	5.62	7.75	0.57	99.75	2.70	0.00	131	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.27	0.67	0.03	4.99	28	69	3
P1-7	60.73	0	24.81	0	0.15	0	0	0	5.68	7.85	0.6	99.82	2.71	0.00	130	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.27	0.68	0.03	5.00	28	69	3
P1-8	60.45	0.03	24.92	0	0.2	0	0.01	0	5.92	7.86	0.56	99.95	2.69	0.00	131	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.28	0.68	0.03	5.00	28	68	3
P1-9	60.89	0	24.93	0	0.11	0	0	0	5.75	8.12	0.45	100.26	2.70	0.00	130	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.70	0.03	5.01	27	70	3
P1-10	60.69	0.02	24.93	0	0.12	0	0	0	5.8	7.68	0.99	100.23	2.70	0.00	131	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.66	0.06	5.01	28	67	6
P1-11	60.87	0.05	25.01	0	0.16	0	0	0	5.72	7.95	0.57	100.33	2.70	0.00	131	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.27	0.68	0.03	5.00	28	69	3
P1-12	60.66	0.03	24.92	0	0.08	0	0	0	5.73	7.99	0.66	100.08	2.70	0.00	131	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.69	0.04	5.01	27	69	4
P1-13	60.98	0	25.11	0	0.11	0	0.01	0	5.72	7.86	0.66	100.46	2.70	0.00	131	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.68	0.04	5.00	28	69	4
P1-14	60.67	0.01	25.12	0	0.14	0	0.01	0	5.86	7.94	0.44	100.19	2.69	0.00	132	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.28	0.68	0.03	5.00	28	69	3
P1-15	60.04	0.06	25.14	0	0.14	0	0	0	6.1	7.76	0.45	99.69	2.68	0.00	132	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.29	0.67	0.03	5.00	30	68	3
P1-1	60.28	0	25.18	0	0.24	0	0	0	5.94	7.94	0.37	99.94	2.68	0.00	132	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.28	0.69	0.02	5.00	29	69	2
P1-2	6114	0.03	25.2	0	0.1	0	0.02	0	5.87	8.06	0.38	100.8	2.70	0.00	131	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.69	0.02	5.00	28	70	2
P1-3	60.66	0.05	25.25	0	0.06	0	0	0	5.86	7.97	0.44	100.29	2.69	0.00	131	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.69	0.03	5.00	28	69	3
P1-4	60.68	0.06	25.15	0	0.12	0	0	0	5.8	7.96	0.45	100.22	2.69	0.00	132	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.69	0.03	5.00	28	69	3
P1-5	60.44	0	25.15	0	0.14	0	0.01	0	5.82	7.84	0.43	99.82	2.69	0.00	132	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.28	0.68	0.02	5.00	28	69	2
P1-6	60.38	0	24.99	0	0.14	0	0	0	5.95	7.78	0.4	99.63	2.69	0.00	132	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.28	0.67	0.02	4.99	29	69	2
P1-7	60.16	0	25.3	0	0.1	0	0	0	5.88	7.99	0.43	100.3	2.69	0.00	132	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.69	0.03	5.01	28	69	3
P1-8	60.59	0	25.27	0	0.1	0	0	0	5.94	7.76	0.43	100.09	2.69	0.00	132	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.67	0.02	4.99	29	69	2
P1-9	60.57	0	25.15	0	0.1	0	0	0	5.85	7.89	0.43	100	2.69	0.00	132	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.68	0.02	5.00	28	69	2
P1-10	60.82	0.03	25.18	0	0.09	0	0	0	5.96	7.87	0.44	100.39	2.69	0.00	132	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.68	0.03	5.00	29	69	3
P1-11	60.61	0	25.02	0	0.17	0	0	0	5.93	7.91	0.42	100.07	2.69	0.00	131	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.28	0.68	0.02	5.00	29	69	2
P1-12	60.89	0.03	24.94	0	0.1	0	0	0	5.73	7.93	0.42	100.04	2.70	0.00	131	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.68	0.02	4.99	28	70	2
P1-13	60.76	0	24.94	0	0.1	0	0.01	0	5.66	7.99	0.42	99.88	2.70	0.00	131	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.69	0.03	5.00	27	70	2
P1-14	6108	0	24.8	0	0.12	0	0.01	0.01	5.69																		

Representative major element analysis of orthopyroxene.

grain/analysis (orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (sample 1A)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO _T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	S	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Sum	X _{Fe}	
Opx1-1	49.01	0.13	2.95	0.09	2.73	23.88	18.14	0.48	0.04	0.01	99.13	18.95	0.004	0.134	0.003	0.079	0.77	0.055	1042	0.02	0.003	0	4	0.42	
Opx1-2	49.63	0.13	2.92	0.04	2.55	24.43	18.26	0.53	0.05	0	100.13	18.99	0.004	0.131	0.001	0.073	0.78	0.051	1039	0.022	0.003	0	4	0.43	
Opx1-3	49.85	0.11	4.88	0.01	1.31	25.59	18.61	0.46	0.05	0	101.62	18.72	0.003	0.216	0	0.037	0.804	0.051	0.994	0.018	0.004	0	4	0.45	
Opx1-4	49.3	0.16	2.96	0.04	2.79	23.84	18.5	0.55	0.05	0.02	99.66	18.9	0.005	0.134	0.001	0.081	0.764	0.054	1045	0.022	0.003	0.001	4	0.42	
Opx1-5	49.51	0.16	2.81	0.04	2.29	23.99	17.3	0.45	0.03	0.01	99.47	18.99	0.005	0.127	0.001	0.066	0.77	0.056	1055	0.018	0.002	0.001	4	0.42	
Opx2-1	49.2	0.05	2.91	0.03	2.72	24.53	13	0.1	0.02	0.01	99.39	18.94	0.002	0.132	0.001	0.079	0.79	0.042	1038	0.021	0.002	0	4	0.43	
Opx2-2	49.29	0.08	3.03	0.02	2.43	24.82	12.6	0.03	0.04	0.01	99.45	18.95	0.002	0.137	0.001	0.07	0.798	0.041	1033	0.019	0.003	0	4	0.44	
Opx2-3	49.07	0.15	2.83	0.01	2.15	24.82	13.3	0.799	0.48	0.03	0	99.21	18.97	0.004	0.139	0	0.062	0.8	0.043	1033	0.02	0.002	0	4	0.44
Opx2-4	49.24	0.09	3.09	0	1.97	25.05	12.7	17.89	0.51	0.01	0	99.31	18.99	0.002	0.141	0	0.057	0.808	0.041	1028	0.021	0.001	0	4	0.44
Opx2-5	49.34	0.12	3.01	0.03	2.11	24.83	13.4	18.09	0.52	0	99.39	18.97	0.003	0.136	0.001	0.048	0.799	0.044	1037	0.021	0	0	4	0.44	
Opx2-6	49.69	0.06	2.73	0	1.65	25.39	13.2	17.94	0.49	0.03	0	99.31	19.3	0.002	0.124	0	0.048	0.818	0.043	103	0.02	0.002	0	4	0.44
Opx2-7	49.34	0.11	2.86	0.03	2.46	24.77	14.2	18.04	0.52	0.02	0	99.58	18.96	0.003	0.13	0.001	0.071	0.796	0.046	1033	0.021	0.001	0	4	0.44
Opx2-8	52.07	0.08	3.4	0.03	0	26.65	14.2	16.99	0.53	0.05	0	101.22	19.56	0.002	0.151	0.001	0	0.837	0.045	0.951	0.021	0.004	0	3.968	0.47
Opx2-10	49.64	0.14	3.3	0	1.98	23.82	16.6	18.65	0.5	0.02	0	99.71	18.94	0.004	0.148	0	0.057	0.76	0.054	1061	0.02	0.001	0	4	0.42
Opx3-1	49.66	0.01	2.47	0	1.23	25.44	1.6	17.99	0.53	0	98.5	19.26	0	0.113	0	0.036	0.825	0.038	104	0.022	0	0	4	0.44	
Opx3-2	49.27	0.06	2.87	0.01	2.74	24.66	1.8	18.13	0.51	0.03	0	99.49	18.94	0.002	0.13	0	0.079	0.793	0.038	1039	0.021	0.002	0	4	0.43
Opx3-3	49.07	0.15	2.83	0.02	2.98	24.11	1.13	18.33	0.5	0.05	0.01	99.85	18.9	0.004	0.128	0.001	0.086	0.777	1052	0.021	0.003	0	4	0.42	
Opx3-4	49.99	0.07	2.93	0.05	2.47	24.36	1.15	18.16	0.48	0.03	0	98.69	18.95	0.002	0.134	0.002	0.072	0.768	0.038	1047	0.02	0.002	0	4	0.43
Opx3-5	49.07	0.13	3	0.01	2.88	23.92	1.16	18.45	0.5	0.03	0.01	99.67	18.98	0.004	0.136	0	0.084	0.769	0.038	1058	0.021	0.002	0	4	0.43
Opx3-6	49.94	0.07	3.02	0.03	2.51	24.21	1.13	18.2	0.52	0.02	98.66	18.93	0.002	0.138	0.001	0.073	0.783	0.037	1049	0.021	0.001	0.001	4	0.43	
Opx3-7	49.37	0.05	2.68	0.02	2.24	23.9	1.19	18.62	0.57	0.01	0.01	98.65	19.05	0.001	0.122	0	0.065	0.772	0.039	1071	0.024	0	0.001	4	0.42
Opx3-8	49.23	0.16	2.33	0.04	2.66	23.95	1.18	18.62	0.48	0	98.67	19.04	0.005	0.106	0.001	0.078	0.775	0.039	1073	0.02	0	0.001	4	0.42	
garnet granulite (sample 6B1A)																									
Opx1-1	49.74	0.05	1.52	0.04	2.21	25.18	2.28	17.5	0.64	0.01	0	99.15	19.31	0.001	0.07	0.001	0.064	0.817	0.075	1013	0.027	0	0	4	0.45
Opx1-2	49.69	0.07	1.78	0	2.23	25	2.18	17.5	0.71	0.04	0	99.2	19.26	0.002	0.081	0	0.065	0.811	0.072	1011	0.03	0.003	0	4	0.45
Opx1-3	50.19	0.07	1.67	0.02	2.57	24.91	2.24	17.95	0.57	0.03	0.01	100.22	19.24	0.002	0.075	0.001	0.074	0.799	0.073	1026	0.023	0.003	0	4	0.44
Opx1-4	49.14	0.04	1.96	0	2.53	24.97	2.14	17.38	0.42	0.03	0.01	98.61	19.18	0.001	0.09	0	0.074	0.815	0.071	1011	0.017	0.002	0	4	0.45
Opx1-5	49.85	0.07	1.68	0	2.05	25.12	2.17	17.85	0.42	0	99.63	19.21	0.002	0.087	0.001	0.06	0.813	0.071	103	0.018	0	0	4	0.44	
Opx1-6	49.73	0.07	1.78	0.02	2.61	24.91	2.24	17.88	0.65	0.04	0	99.63	19.21	0.002	0.081	0.001	0.073	0.805	0.073	1012	0.027	0.003	0	4	0.44
Opx1-7	49.62	0.05	1.44	0	2.49	24.61	2.25	17.68	0.62	0.04	0.01	98.8	19.31	0.002	0.066	0	0.073	0.801	0.074	1025	0.026	0.003	0	4	0.44
Opx1-8	50	0.09	1.38	0.01	1.39	25.32	2.3	17.75	0.41	0.01	0.01	98.67	19.46	0.003	0.064	0	0.041	0.824	0.076	1029	0.017	0.001	0.001	4	0.44
Opx1-9	49.6	0.05	1.65	0	1.9	25.06	2.34	17.51	0.51	0	0	98.64	19.33	0.001	0.076	0	0.056	0.817	0.077	1017	0.021	0	0.001	4	0.45
Opx1-10	49.68	0.1	1.66	0.01	2.44	24.92	2.36	17.56	0.59	0.02	0.02	99.35	19.25	0.003	0.076	0	0.071	0.807	0.077	1014	0.024	0.001	0	4	0.44
Opx2-1	49.93	0.04	1.77	0	2.05	25.48	2.14	17.66	0.45	0.01	0	99.52	19.29	0.001	0.081	0	0.06	0.823	0.071	1012	0.018	0.001	0	4	0.45
Opx2-2	49.74	0.04	1.83	0.02	2.16	25.25	2.15	17.54	0.59	0.01	0.02	99.35	19.26	0.001	0.083	0.001	0.063	0.818	0.071	1017	0.024	0	0.001	4	0.45
Opx2-3	49.87	0.07	1.72	0.02	2.37	25.1	2.13	17.7	0.65	0	99.65	19.25	0.002	0.078	0.001	0.069	0.81	0.07	1018	0.027	0	0.001	4	0.44	
Opx2-4	49.63	0.13	1.85	0.04	2.71	25.29	2.1	17.34	0.8	0.02	0	99.91	19.15	0.004	0.084	0.001	0.079	0.816	0.069	0.997	0.033	0	4	0.45	
Opx2-5	49.95	0.05	1.69	0.04	2.26	25.39	2.15	17.65	0.55	0	0.01	99.75	19.27	0.002	0.077	0.001	0.066	0.819	0.07	1015	0.023	0	0	4	0.45
Opx2-6	49.66	0.09	1.58	0	2.86	24.31	2.05	18.17	0.47	0.02	0.01	99.21	19.2	0.003	0.072	0	0.083	0.786	0.067	1047	0.019	0.001	0	4	0.43
Opx2-7	49.66	0.14	1.85	0.02	2.26	25.37	2.17	17.33	0.77	0.02	0	99.58	19.21	0.004	0.084	0.001	0.066	0.821	0.071	0.999	0.032	0.001	0	4	0.45
Opx2-8	49.51	0.12	1.7	0.02	2.97	24.76	2.15	17.64	0.69	0.01	0	99.56	19.15	0.003	0.078	0.001	0.086	0.801	0.07	1017	0.029	0.001	0	4	0.44
Opx3-1	50.11	0.12	1.59	0	1.4	25.31	1.89	17.89	0.62	0.03	0	98.95	19.41	0.003	0.073	0	0.041	0.82	0.062	1033	0.026	0.002	0	4	0.44
Opx3-2	49.58	0.03	1.68	0.02	2.05	24.83	1.86	17.78	0.67	0.02	0	98.49	19.31	0.001	0.077	0.001	0.06	0.809	0.061	1031	0.028	0.001	0	4	0.44
Opx3-3	49.97	0.1	1.59	0.04	1.63	25.43	1.82	17.78	0.58	0.02	0.01	98.98	19.37	0.003	0.073	0.001	0.048	0.825	0.06	1027	0.024	0.001	0.001	4	0.45
Opx3-4	50.63	0.05	1.72	0.03	0	25.88	1.68	17.59	0.54	0.01	0.01	98.14	19.69	0.002	0.079	0.001	0	0.842	0.055	1019	0.022	0.001	0.001	3.991	0.45
Opx3-5	49.93	0.1	1.61	0	1.67	24.85	1.78	18.02	0.67	0.04	0	98.65	19.37	0.003	0.073	0	0.049	0.806	0.059	1042	0.028	0.003	0	4	0.44
Opx3-6	49.92	0.1	1.81	0	1.76	24.96	1.82	17.88	0.75	0.03	0	99.04	19.31	0.003	0.083	0	0.051	0.807	0.06	1031	0.031	0.003	0	4	0.44
Opx3-7	49.75	0.13	1.56	0	2.2	24.99	1.88	17.86	0.69	0	0	99.06	19.29	0.004	0.071	0	0.064	0.81	0.062	1032	0.029	0	0	4	0.44
Opx3-8	49.86	0.12	1.59	0.02	2.24	24.78	1.93	17.88	0.72	0.04	0.01	99.8	19.29	0.004	0.072	0.001	0.065	0.802	0.063	1031	0.03	0.003	0	4	0.44
Opx3-9	50.06	0.05	1.42	0	1.86	25.16	1.9	18.05	0.47	0.01	0	98.98	19.39	0.001	0.065	0	0.054	0.815	0.062	1042	0.019	0.001	0	4	0.44
Opx6-1	50.01	0.03	1.4	0.03	1.43	24.84	1.91	18.23	0.38	0.02	0	98.28	19.46	0.001	0.064	0.001	0.042	0.808	0.063	1057	0.016	0.001	0	4	0.43
Opx6-2	50.08	0.04	1.65	0.04																					

grain/analysis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Sum	X _{Fe}
garnet granulite (sample 68 C)																									
Qpx1-1	50.82	0.05	1.31	0.03	2.54	25.18	17.2	18.62	0.51	0.01	0.01	100.78	19.33	0.001	0.99	0.001	0.073	0.801	0.055	1.055	0.021	0.001	0	4	0.43
Qpx1-2	50.62	0.11	1.56	0	2.05	24.91	16.8	18.55	0.62	0.03	0	100.4	19.34	0.003	0.07	0	0.059	0.796	0.054	1.036	0.025	0.003	0	4	0.43
Qpx1-3	50.51	0.16	1.71	0	1.94	25.37	17.6	18.21	0.66	0.02	0	100.35	19.3	0.005	0.077	0	0.056	0.811	0.057	1.037	0.027	0.001	0	4	0.44
Qpx1-4	50.57	0.12	1.63	0.01	2.42	25.23	17.2	18.43	0.85	0	0.02	100.7	19.26	0.003	0.073	0	0.069	0.804	0.055	1.046	0.023	0	0.001	4	0.44
Qpx1-5	50.71	0.05	1.39	0	1.62	25.23	17.4	18.32	0.68	0.04	0	99.77	19.45	0.002	0.063	0	0.047	0.809	0.057	1.047	0.028	0.003	0	4	0.44
Qpx2-1	50.95	0.09	1.16	0	2.13	25.34	17.6	18.46	0.73	0	0.02	100.65	19.41	0.003	0.092	0	0.061	0.807	0.057	1.048	0.03	0	0.001	4	0.44
Qpx2-2	50.55	0.1	1.44	0	2.37	25.16	18.2	18.28	0.68	0.02	0	100.41	19.31	0.003	0.065	0	0.068	0.804	0.059	1.041	0.028	0.002	0	4	0.44
Qpx2-3	50.13	0.11	1.59	0.02	2.93	24.64	18	18.27	0.73	0.02	0	100.25	19.19	0.004	0.072	0.001	0.085	0.789	0.058	1.042	0.03	0.001	0	4	0.43
Qpx2-4	50.12	0.13	1.92	0	2.79	24.56	16.3	18.47	0.63	0.02	0	100.27	19.14	0.004	0.086	0	0.08	0.784	0.053	1.051	0.026	0.002	0	4	0.43
Qpx2-5	50.62	0.05	1.4	0	2.08	25.3	17.3	18.4	0.53	0	0.01	100.12	19.37	0.002	0.063	0	0.06	0.81	0.056	1.05	0.022	0	0.001	4	0.44
Qpx2-6	50.79	0.18	1.52	0.06	1.36	26.22	17.5	18.02	0.6	0.01	0	100.49	19.4	0.005	0.068	0.002	0.039	0.838	0.057	1.026	0.024	0	0	4	0.45
Qpx7-1	50.72	0.07	1.3	0.04	2.08	25.27	17.3	18.41	0.58	0	0	100.22	19.34	0.004	0.063	0.001	0.06	0.808	0.056	1.049	0.024	0	0	4	0.44
Qpx7-2	50.57	0.12	1.27	0	1.81	25.24	18.7	18.32	0.63	0.02	0.02	99.95	19.44	0.002	0.057	0	0.052	0.809	0.061	1.047	0.026	0.001	0.001	4	0.44
Qpx7-3	49.98	0.1	1.52	0.01	3.55	24.27	19.1	18.34	0.66	0.02	0.01	100.36	19.13	0.003	0.068	0	0.102	0.777	0.062	1.046	0.027	0.002	0	4	0.43
Qpx7-4	50.48	0.15	1.66	0.03	2.19	25.1	18.3	18.07	0.93	0.03	0.01	100.48	19.28	0.004	0.075	0.001	0.063	0.802	0.059	1.028	0.038	0.002	0	4	0.44
Qpx7-5	50.52	0.1	1.51	0.01	1.88	25.44	18.8	18.2	0.82	0.02	0	100	19.37	0.003	0.068	0	0.054	0.806	0.061	1.035	0.034	0.002	0	4	0.44
Qpx8-1	50.62	0.13	1.2	0	2.35	25.09	2.03	18.25	0.69	0.02	0	100.37	19.36	0.004	0.054	0	0.068	0.803	0.066	1.04	0.028	0.002	0	4	0.44
Qpx8-2	50.35	0.07	1.25	0.06	2.67	24.81	2.01	18.31	0.82	0	0.01	100.18	19.31	0.002	0.056	0.002	0.077	0.796	0.065	1.036	0.034	0	0.001	4	0.43
Qpx8-3	50.31	0.08	1.33	0	2.81	24.43	2.03	18.3	0.79	0.01	0.01	100.1	19.28	0.002	0.06	0	0.081	0.793	0.066	1.046	0.032	0.001	0.001	4	0.43
Qpx8-4	50.12	0.07	1.47	0	2.89	24.19	1.98	18.27	0.88	0.02	0	99.947	19.27	0.004	0.063	0.001	0.074	0.793	0.065	1.044	0.028	0.001	0	4	0.43
Qpx8-5	50.44	0.15	1.4	0.02	2.59	24.83	2.02	18.33	0.68	0.01	0	100.47	19.27	0.004	0.063	0.001	0.074	0.793	0.065	1.045	0.036	0.002	0	4	0.43
Qpx8-6	50.57	0.12	1.27	0.01	2.44	24.76	1.97	18.47	0.64	0.02	0	100.26	19.34	0.003	0.057	0	0.07	0.792	0.064	1.052	0.026	0.002	0	4	0.43
Qpx8-7	50.32	0.09	1.75	0	1.53	25.31	1.85	18.04	0.72	0	0	99.61	19.36	0.003	0.065	0.001	0.044	0.814	0.06	1.034	0.029	0	0	4	0.44
Qpx8-8	50.57	0.09	1.46	0.03	2.96	24.45	1.78	18.77	0.62	0	0	100.78	19.22	0.003	0.065	0.001	0.085	0.779	0.057	1.063	0.025	0	0	4	0.42
Qpx8-9	50.49	0.07	1.57	0	2.72	24.83	1.72	18.45	0.67	0.03	0	100.54	19.25	0.002	0.071	0	0.078	0.791	0.056	1.048	0.027	0.002	0	4	0.43
Qpx8-10	50.36	0.09	1.63	0.03	2.28	24.88	1.68	18.44	0.62	0.02	0	100.09	19.33	0.003	0.064	0.001	0.066	0.796	0.054	1.052	0.025	0.001	0	4	0.43
Qpx8-11	50.47	0.1	1.42	0	2.23	25.14	1.7	18.36	0.63	0	0.01	100.09	19.33	0.003	0.064	0	0.065	0.805	0.055	1.048	0.026	0	4	0.43	
Qpx12-2	50.57	0.05	1.35	0.01	2.43	24.57	1.73	18.68	0.62	0.03	0.01	100.25	19.3	0.003	0.067	0	0.07	0.794	0.057	1.054	0.025	0.002	0	4	0.42
Qpx12-3	50.55	0.05	1.35	0.01	2.18	24.78	1.75	18.45	0.73	0.02	0.01	99.86	19.37	0.002	0.061	0	0.063	0.794	0.057	1.054	0.025	0.002	0	4	0.43
Qpx12-4	50.78	0.09	1.16	0.05	2.58	24.21	1.69	18.39	0.63	0.01	0	100.28	19.34	0.002	0.059	0.001	0.074	0.771	0.055	1.084	0.026	0.001	0	4	0.42
Qpx12-5	51.32	0.1	1.32	0	0.62	26.3	1.62	18.09	0.56	0	0.01	100.23	19.59	0.003	0.052	0.001	0.018	0.839	0.052	1.046	0.023	0	0	4	0.45
Qpx12-6	50.91	0.02	1.1	0.02	1.49	25.5	1.68	18.44	0.59	0.04	0.01	99.77	19.53	0.001	0.05	0.001	0.043	0.818	0.055	1.054	0.024	0.001	0	4	0.44
Qpx12-7	50.71	0.03	1.24	0.02	2.55	24.67	1.74	18.76	0.49	0.04	0	100.26	19.35	0.001	0.056	0.001	0.073	0.788	0.056	1.067	0.02	0.003	0	4	0.42
felsic granulite (sample 38 f)																									
Qpx1-1	50.3	0.1	1.47	0	2.76	24.42	12.6	18.91	0.54	0.03	0	99.79	19.25	0.003	0.066	0	0.079	0.782	0.041	1.079	0.022	0.003	0	4	0.42
Qpx1-2	50.32	0.08	1.55	0.01	2.56	25.34	12.4	18.43	0.6	0.01	0	100.14	19.26	0.002	0.07	0	0.074	0.811	0.04	1.051	0.025	0.001	0	4	0.44
Qpx1-3	50.89	0.1	1.23	0	1.51	25.63	12.2	18.57	0.6	0	0	99.95	19.48	0.003	0.055	0	0.044	0.827	0.04	1.059	0.025	0	0	4	0.44
Qpx1-4	50.18	0.08	1.42	0.02	3.7	24.25	1.21	18.94	0.55	0.03	0	100.38	19.13	0.002	0.064	0.001	0.106	0.773	0.039	1.076	0.023	0.002	0	4	0.42
Qpx1-5	50.37	0.02	1.48	0.02	2.86	24.98	1.23	18.69	0.51	0.01	0.01	100.18	19.25	0.001	0.067	0.001	0.082	0.798	0.04	1.065	0.021	0.001	0	4	0.43
Qpx1-6	50.4	0.15	1.66	0.01	1.85	25.81	1.8	18.22	0.64	0.01	0.01	99.95	19.32	0.004	0.075	0	0.053	0.827	0.038	1.041	0.026	0.001	0.001	4	0.44
Qpx1-7	50.61	0.08	1.51	0.01	2.1	25.94	1.23	18.44	0.66	0.01	0.01	100.21	19.34	0.002	0.068	0	0.06	0.816	0.04	1.05	0.027	0.001	0	4	0.44
Qpx3-1	50.18	0.05	1.67	0.01	2.71	24.83	1.23	18.61	0.61	0.01	0	99.91	19.22	0.002	0.076	0	0.078	0.795	0.04	1.062	0.025	0	0	4	0.43
Qpx3-2	50.14	0.12	1.58	0.01	2.58	25.03	1.25	18.49	0.57	0	0.03	99.79	19.24	0.003	0.071	0	0.074	0.803	0.041	1.058	0.024	0	0.001	4	0.43
Qpx3-3	49.94	0.13	1.9	0.02	3.02	24.51	1.19	18.48	0.82	0.02	0.02	100.05	19.11	0.004	0.086	0.001	0.088	0.787	0.04	1.054	0.033	0.001	0	4	0.43
Qpx3-4	50.09	0.1	1.94	0.01	2.88	24.78	1.16	18.24	0.99	0.05	0	99.94	19.18												

grain/analysis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Sum	X _{Fe}
<i>orthopyroxene-bearing leucosome (sample 4A)</i>																									
Opx1-2	50.59	0.15	174	0.02	197	25.21	12	18.64	0.64	0.03	0	100.19	1929	0.004	0.078	0.001	0.057	0.804	0.039	106	0.026	0.002	0	4	0.43
Opx1-3	50.56	0.16	164	0.01	2.08	25.44	117	18.5	0.7	0.02	0	100.29	1929	0.005	0.074	0	0.06	0.812	0.038	1052	0.029	0.002	0	4	0.44
Opx1-4	50.72	0.12	177	0	2.03	24.56	119	18.6	1.29	0.04	0	100.32	1929	0.004	0.079	0	0.058	0.781	0.038	1054	0.053	0.003	0	4	0.43
Opx1-5	50.4	0.08	182	0	2.83	24.64	12	18.72	0.75	0.03	0.01	100.49	1917	0.002	0.082	0	0.081	0.784	0.039	1061	0.03	0.002	0	4	0.42
Opx1-6	50.6	0.09	182	0	2.51	24.97	118	18.68	0.73	0.04	0	100.63	1922	0.003	0.082	0	0.072	0.793	0.038	1058	0.03	0.003	0	4	0.43
Opx1-7	50.37	0.19	179	0	2.81	23.81	112	18.51	1.58	0.09	0	100.28	1918	0.005	0.081	0	0.081	0.758	0.036	105	0.064	0.007	0	4	0.42
Opx1-8	50.42	0.16	183	0	2.4	25.2	121	18.55	0.74	0	0	100.5	192	0.004	0.082	0	0.069	0.803	0.039	1053	0.03	0	0	4	0.43
Opx1-9	50.19	0.09	169	0	3.61	23.49	12	18.76	1.24	0.08	0	100.36	1911	0.003	0.076	0	0.103	0.748	0.039	1064	0.051	0.006	0	4	0.41
Opx1-10	50.55	0.06	151	0	1.63	25.12	123	18.7	0.6	0	0.01	99.4	1941	0.002	0.068	0	0.047	0.807	0.04	107	0.025	0	0.001	4	0.43
Opx1-11	50.9	0.06	138	0.01	193	25.04	123	18.78	0.86	0.01	0.01	100.2	194	0.002	0.062	0	0.055	0.798	0.04	1067	0.035	0.001	0	4	0.43
Opx1-12	50.67	0.11	172	0.01	2.55	24.72	118	18.56	1.17	0.04	0.01	100.74	1923	0.003	0.077	0	0.073	0.785	0.038	105	0.048	0.003	0	4	0.43
Opx1-13	50.34	0.1	177	0	2.17	25.2	115	18.49	0.67	0.02	0	99.91	1927	0.003	0.08	0	0.062	0.807	0.037	1055	0.027	0.002	0	4	0.43
Opx1-14	50.59	0.05	186	0	2.53	24.78	114	18.69	0.87	0.04	0	100.55	1922	0.001	0.083	0	0.072	0.787	0.037	1058	0.035	0.003	0	4	0.43
Opx1-15	50.33	0.12	191	0	2.64	23.81	113	18.32	1.73	0.1	0	100.09	192	0.003	0.086	0	0.076	0.76	0.036	1041	0.071	0.007	0	4	0.42
Opx1-16	50.75	0.04	152	0	2.81	23.8	115	18.52	0.66	0.03	0	100.28	1926	0.001	0.068	0	0.08	0.755	0.037	104	0.027	0.002	0	4	0.41
Opx2-1	50.96	0.08	156	0	1.41	25.3	119	18.72	0.83	0.02	0	100.05	1943	0.002	0.07	0	0.04	0.807	0.038	1064	0.034	0.001	0	4	0.43
Opx2-2	50.4	0.12	162	0	2.7	24.15	119	18.68	1.11	0.07	0	100.04	1924	0.003	0.073	0	0.078	0.771	0.038	1063	0.046	0.005	0	4	0.42
Opx2-3	50.7	0.15	171	0.01	2.14	24.84	119	18.68	0.97	0.04	0	100.44	1928	0.004	0.077	0	0.061	0.79	0.038	1059	0.04	0.003	0	4	0.43
Opx2-4	50.88	0.13	167	0.02	1.98	25.2	117	18.72	0.92	0.01	0	100.69	1931	0.004	0.075	0.001	0.057	0.8	0.038	1059	0.037	0	0	4	0.43
Opx2-5	50.68	0.19	175	0.03	2.58	24.91	117	18.88	0.7	0.02	0.01	100.92	1919	0.005	0.078	0.001	0.073	0.789	0.038	1066	0.028	0.002	0	4	0.43
Opx2-6	50.12	0.15	17	0	3.52	24.28	116	18.81	0.68	0.04	0.01	100.47	1909	0.004	0.076	0	0.101	0.773	0.037	1068	0.028	0.003	0.001	4	0.42
Opx2-7	50.39	0.13	159	0	3.06	24.01	118	18.73	1.15	0.07	0	100.31	1919	0.004	0.071	0	0.088	0.765	0.038	1063	0.047	0.005	0	4	0.42
Opx2-8	50.66	0.08	146	0	3.02	23.94	118	18.98	1.15	0.05	0	100.52	1924	0.002	0.065	0	0.086	0.76	0.038	1074	0.047	0.003	0	4	0.41
Opx3-1	51.26	0.05	145	0	2.1	25.44	115	19	0.61	0.01	0.02	101.09	1937	0.001	0.065	0	0.06	0.804	0.037	107	0.025	0.001	0.001	4	0.43
Opx3-2	50.83	0.04	165	0.02	1.79	25.5	114	18.69	0.63	0	0.01	100.31	1936	0.001	0.074	0.001	0.051	0.812	0.037	1061	0.026	0	0.001	4	0.43
Opx3-3	50.67	0.14	165	0.01	2.88	24.2	12	18.96	0.99	0.05	0	100.75	192	0.004	0.074	0	0.082	0.767	0.039	1071	0.04	0.004	0	4	0.42
Opx3-4	50.63	0.09	18	0	2.44	24.97	121	18.72	0.75	0.01	0.01	100.65	1923	0.003	0.081	0	0.07	0.793	0.039	106	0.031	0.001	0.001	4	0.43
Opx3-5	50.52	0.15	178	0.02	2.88	24.76	119	18.73	0.83	0.02	0.01	100.88	1916	0.004	0.079	0.001	0.082	0.785	0.038	1059	0.034	0.002	0	4	0.43
Opx3-6	50.64	0.17	176	0	2.79	25.06	119	18.77	0.73	0.01	0	101.11	1917	0.005	0.079	0	0.079	0.793	0.038	1059	0.03	0.001	0	4	0.43
Opx3-7	50.46	0.13	182	0.03	2.53	25.11	117	18.66	0.66	0.02	0	100.58	1919	0.004	0.081	0.001	0.073	0.799	0.038	1058	0.027	0.001	0	4	0.43
Opx3-8	50.54	0.13	182	0	2.26	24.39	112	18.53	1.31	0.06	0.01	100.17	1926	0.004	0.082	0	0.065	0.777	0.036	1052	0.054	0.005	0	4	0.42
Opx3-9	50.58	0.08	17	0.02	3.06	24.09	119	18.53	1.41	0.09	0	100.75	1919	0.002	0.076	0	0.087	0.764	0.038	1048	0.057	0.007	0	4	0.42
Opx3-10	50.56	0.17	163	0	2.65	24.54	12	18.89	0.78	0.04	0	100.46	1922	0.005	0.073	0	0.076	0.78	0.039	107	0.032	0.003	0	4	0.42
Opx4-1	50.53	0.07	141	0	3.33	23.76	125	19.43	0.51	0.04	0	100.34	192	0.002	0.063	0	0.095	0.755	0.04	11	0.021	0.003	0	4	0.41
Opx4-2	50.87	0.06	163	0.02	2.12	24.83	127	19.05	0.58	0.01	0	100.44	1932	0.002	0.073	0.001	0.061	0.789	0.041	1078	0.023	0.001	0	4	0.42
Opx4-3	50.63	0.07	169	0.01	2.39	24.53	129	18.94	0.65	0.03	0.01	100.24	1927	0.002	0.076	0	0.068	0.781	0.042	1074	0.027	0.002	0	4	0.42
Opx4-4	50.67	0.08	163	0.02	2.51	24.24	125	19.12	0.65	0.05	0.01	100.23	1927	0.002	0.073	0.001	0.072	0.771	0.04	1084	0.026	0.004	0	4	0.42
Opx4-5	50.63	0.06	148	0	2.57	24.44	126	19.1	0.58	0.02	0.01	100.14	1929	0.002	0.067	0	0.074	0.779	0.041	1085	0.023	0.001	0.001	4	0.42
Opx4-6	50.61	0.06	128	0	2.7	23.97	132	19.35	0.53	0.02	0	99.85	1931	0.002	0.057	0	0.078	0.765	0.043	1101	0.022	0.002	0	4	0.41
Opx4-7	50.82	0	155	0	2.02	24.36	123	19.22	0.61	0.03	0	99.85	1937	0	0.07	0	0.058	0.777	0.04	1092	0.025	0.002	0	4	0.42
Opx4-8	50.46	0.05	152	0	3.13	23.94	129	19.2	0.62	0.03	0	100.22	1921	0.001	0.068	0	0.09	0.762	0.041	1089	0.025	0.002	0	4	0.41
Opx4-9	50.37	0.08	16	0	3.51	23.39	126	19.39	0.73	0.03	0	100.36	1913	0.002	0.072	0	0.1	0.743	0.04	1097	0.03	0.002	0	4	0.40
Opx4-10	50.32	0.11	16	0.02	3.05	23.94	129	19.15	0.62	0.02	0	100.11	1918	0.003	0.072	0	0.087	0.763	0.042	1088	0.025	0.001	0	4	0.41
Opx4-11	50.6	0.06	15	0.02	3.69	23.59	131	19.55	0.57	0.02	0	100.91	1913	0.002	0.067	0.001	0.105	0.746	0.042	1101	0.023	0.001	0	4	0.40
Opx4-12	50.38	0.07	152	0.01	3.69	23.93	124	19.16	0.59	0.03	0.02	100.66	1913	0.002	0.068	0	0.106	0.76	0.04	1084	0.024	0.002	0.001	4	0.41
Opx5-1	50.55	0.17	158	0	2.73	24.81	13	18.77	0.69	0.03	0	100.63	1922	0.005	0.071	0	0.078	0.789	0.042	1064	0.028	0.002	0	4	0.43
Opx5-2	49.78	0.07	152	0	3.98	23.14	138	19.17	0.59	0.03	0	99.65	1907	0.002	0.069	0	0.15	0.742	0.045	1095	0.024	0.002	0	4	0.40
Opx5-3	50.47	0.04	147	0.04	2.96	23.85	139	19.23	0.57	0.03	0	100.05	1924	0.001	0.066	0.001	0.085	0.76	0.045	1092	0.023	0.002	0	4	0.41
Opx8-1	50.96	0.1	12	0	2.81	24.79	125	19.09	0.69	0.02	0	100.89	1931	0.003	0.053	0	0.08	0.785	0.04	1078	0.026	0.001	0	4	0.42
Opx8-2	50.94	0.11	135	0.01	1.99	24.77	129	19.1	0.64	0.02	0.01	100.21	1939	0.003	0.06	0	0.057	0.788	0.042	1083	0.026	0.001	0	4	0.42

Representative major element analysis of amphibole

grain/analysis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Sum
orthopyroxene-bearing leucosome (sample 4A)																								
Hblt-1	41.18	1.7	12.13	0	2.99	15.09	0.37	9.58	10.93	16.3	18.1	97.4	6.26	0.19	2.17	0.00	0.34	192	0.05	2.17	178	0.48	0.35	15.71
Hblt-2	41.49	2.19	11.73	0	3.14	14.79	0.38	9.9	10.63	18.3	18	97.87	6.27	0.25	2.09	0.00	0.36	187	0.05	2.23	172	0.54	0.35	15.71
Hblt-3	41.49	2.21	11.48	0	3.4	14.66	0.34	9.97	10.53	18.4	17.1	97.63	6.28	0.25	2.05	0.00	0.39	186	0.04	2.25	171	0.54	0.33	15.69
Hblt-4	41.66	2.6	11.53	0	2.89	15.23	0.35	9.86	10.78	17.6	18	98.45	6.26	0.29	2.04	0.00	0.33	192	0.04	2.21	174	0.51	0.35	15.69
Hblt-5	41.27	2.31	11.76	0	2.91	15.04	0.36	9.71	10.66	18.3	17.8	97.63	6.25	0.26	2.10	0.00	0.33	191	0.05	2.19	173	0.54	0.34	15.71
Hblt-6	41.09	2.15	12.06	0	2.59	15.54	0.3	9.39	11.06	14.9	18.4	97.51	6.24	0.25	2.16	0.00	0.30	198	0.04	2.13	180	0.44	0.36	15.68
Hblt-8	41.03	1.83	12.13	0	3.03	15.31	0.33	9.56	11.07	15.9	18.9	97.77	6.22	0.21	2.17	0.00	0.35	194	0.04	2.16	180	0.47	0.37	15.73
Hblt-2-1	40.57	2.11	11.75	0	3.21	15.21	0.35	9.62	10.77	18.5	17.7	97.21	6.20	0.24	2.12	0.00	0.37	194	0.05	2.19	176	0.55	0.35	15.76
Hblt-2-2	40.92	2.3	11.61	0	3.7	14.89	0.36	9.82	10.46	19.2	18.4	97.82	6.21	0.26	2.08	0.00	0.42	189	0.05	2.22	170	0.57	0.36	15.74
Hblt-2-3	40.79	2.49	11.68	0	3.47	14.98	0.36	9.79	10.55	19	18.6	97.87	6.19	0.28	2.09	0.00	0.40	190	0.05	2.21	171	0.56	0.36	15.75
Hblt-2-4	40.5	2.47	11.78	0	3.25	15.12	0.34	9.57	10.53	18.6	19	97.32	6.18	0.28	2.12	0.00	0.37	193	0.04	2.18	172	0.55	0.37	15.75
Hblt-2-5	40.93	2.43	11.7	0	3.25	15.25	0.33	9.64	10.6	18.7	18.4	97.85	6.21	0.28	2.09	0.00	0.37	194	0.04	2.18	172	0.55	0.36	15.74
Hblt-2-6	40.94	2.28	11.56	0	3.32	14.88	0.3	9.85	10.6	18.2	18.3	97.38	6.23	0.26	2.07	0.00	0.38	189	0.04	2.23	173	0.54	0.36	15.73
Hblt-2-7	41.65	2.06	11.48	0	3.43	14.82	0.36	9.92	10.49	18.2	18.7	97.9	6.29	0.23	2.05	0.00	0.39	187	0.05	2.23	170	0.53	0.36	15.70
Hblt-2-8	41.28	2.1	11.67	0	3.42	15.03	0.37	9.64	10.48	18.7	17.5	97.61	6.26	0.24	2.09	0.00	0.39	191	0.05	2.18	170	0.55	0.34	15.71
Hblt-3-1	41.57	1.8	12.03	0	3.52	14.71	0.24	9.85	10.78	15.3	18.1	97.84	6.27	0.20	2.14	0.00	0.40	186	0.03	2.21	174	0.45	0.35	15.65
Hblt-3-2	41.61	1.98	11.87	0	2.78	14.83	0.31	10.11	11.01	17.1	18.8	98.08	6.27	0.22	2.11	0.00	0.32	187	0.04	2.27	178	0.50	0.36	15.73
Hblt-3-3	41.22	2.14	11.47	0	3.51	13.92	0.32	10.62	11.07	17.3	17.6	97.76	6.23	0.24	2.04	0.00	0.40	176	0.04	2.39	179	0.51	0.34	15.74
Hblt-3-4	41.67	1.98	11.8	0	2.66	14.93	0.32	10	11.09	16	18.1	97.86	6.29	0.23	2.10	0.00	0.30	188	0.04	2.25	179	0.47	0.35	15.70
Hblt-3-5	41.33	2.17	12.01	0	3.16	14.64	0.3	10.01	10.92	16.5	17.5	97.93	6.23	0.25	2.14	0.00	0.36	185	0.04	2.25	176	0.48	0.34	15.69
Hblt-3-6	41.41	2.05	11.82	0	2.74	14.47	0.36	10.14	10.96	16.7	18.1	97.43	6.27	0.23	2.11	0.00	0.31	183	0.05	2.29	178	0.49	0.35	15.71
Hblt-5-1	41.12	2.24	11.59	0	3.78	14.37	0.36	10.02	10.33	19.4	17.8	97.53	6.23	0.26	2.07	0.00	0.43	182	0.05	2.26	168	0.57	0.34	15.72
Hblt-5-2	40.97	2.5	11.51	0	3.37	14.78	0.36	9.91	10.45	19.6	18.2	97.63	6.22	0.29	2.06	0.00	0.39	188	0.05	2.24	170	0.58	0.35	15.74
Hblt-5-5	40.7	2.67	11.59	0	3.13	14.82	0.35	9.85	10.58	19.4	17.2	97.34	6.19	0.31	2.08	0.00	0.36	189	0.05	2.23	173	0.57	0.33	15.74
Hblt-5-6	40.87	2.41	11.72	0	2.92	14.98	0.35	9.71	10.65	18.1	18.4	97.26	6.22	0.28	2.10	0.00	0.34	191	0.05	2.20	174	0.53	0.36	15.73
felsic granulite (sample 3B f)																								
Hblt-1	40.93	2.46	11.99	0	2.63	15.37	0.27	9.71	11.07	16.5	18.8	97.97	6.20	0.28	2.14	0.00	0.30	195	0.04	2.19	180	0.48	0.36	15.73
Hblt-2	41	2.41	12.04	0	2.68	15.29	0.3	9.74	11.09	16.2	18.9	98.06	6.20	0.27	2.15	0.00	0.31	193	0.04	2.19	180	0.48	0.36	15.72
Hblt-3	40.92	2.35	12.02	0	2.93	15.01	0.31	9.72	10.94	16.2	18	97.62	6.21	0.27	2.15	0.00	0.33	190	0.04	2.20	178	0.48	0.35	15.70
Hblt-4	41.32	2.12	12.33	0	2.58	14.91	0.27	9.75	10.97	16.2	18.4	97.72	6.24	0.24	2.20	0.00	0.29	188	0.04	2.20	178	0.47	0.36	15.69
Hblt-5	41.66	1.91	12.08	0	3.28	14.31	0.28	9.75	10.69	13	18.1	97.08	6.31	0.22	2.16	0.00	0.37	181	0.04	2.20	174	0.38	0.35	15.57
Hblt-2-1	41.28	1.98	12.36	0	2.54	15	0.29	9.75	11.14	15.1	19.1	97.77	6.24	0.23	2.20	0.00	0.29	190	0.04	2.20	180	0.44	0.37	15.70
Hblt-2-2	40.41	1.94	11.84	0	3.09	14.45	0.32	9.7	10.68	16.1	18.2	95.86	6.23	0.23	2.15	0.00	0.36	186	0.04	2.23	177	0.48	0.36	15.71
Hblt-3	41.94	2.28	11.8	0	1.98	14.97	0.3	9.87	11.16	13.7	18.4	97.51	6.33	0.26	2.10	0.00	0.23	189	0.04	2.22	181	0.40	0.35	15.63
Hblt-4	40.79	1.9	12.78	0	2.61	15.13	0.28	9.39	11.17	14.3	18.5	97.34	6.20	0.22	2.29	0.00	0.30	192	0.04	2.13	182	0.42	0.36	15.68
garnet granulite (sample 6B 1A)																								
Hblt-3	40.3	2.6	12.3	0	2.61	15.79	0.58	8.96	10.76	17.2	2.03	97.65	6.15	0.30	2.21	0.00	0.30	2.01	0.08	2.04	176	0.51	0.40	15.75
Hblt-4	40.05	2.21	12.72	0	2.98	16.8	0.54	8.39	10.96	16.4	2.07	98.36	6.10	0.25	2.29	0.00	0.34	2.14	0.07	1.91	179	0.49	0.40	15.78
Hblt-5	40.09	2.4	12.78	0	2.62	16.73	0.5	8.47	10.97	17.2	2.04	98.33	6.10	0.28	2.29	0.00	0.30	2.13	0.07	1.92	179	0.51	0.40	15.78
Hblt-2-1	40.48	1.96	12.46	0	3.16	16.27	0.52	8.72	10.82	17.2	1.95	98.06	6.16	0.22	2.24	0.00	0.36	2.07	0.07	1.98	177	0.51	0.38	15.76
Hblt-2-3	40.29	2.26	12.39	0	3.01	16.16	0.56	8.71	10.68	18.3	1.93	97.82	6.15	0.26	2.23	0.00	0.35	2.06	0.07	1.98	175	0.54	0.38	15.76
Hblt-2-4	40.22	2.51	12.28	0	2.95	15.81	0.52	9.01	10.8	17.6	1.9	97.76	6.13	0.29	2.21	0.00	0.34	2.02	0.07	2.05	177	0.52	0.37	15.75
Hblt-2-5	40.64	2.47	12.85	0	2.51	16.27	0.51	8.76	10.95	17.4	1.96	98.67	6.14	0.28	2.29	0.00	0.29	2.06	0.07	1.97	177	0.51	0.38	15.74
Hblt-3-1	41.21	2.05	12.42	0	3.07	15.13	0.38	9.48	10.86	16	18.6	98.06	6.22	0.23	2.21	0.00	0.35	191	0.05	2.13	176	0.47	0.36	15.68
Hblt-3-2	40.68	2.23	12.35	0	3.13	15.58	0.38	9.29	10.75	17.3	2.05	98.16	6.16	0.25	2.21	0.00	0.36	197	0.05	2.10	175	0.51	0.40	15.75
Hblt-3-3	40.53	2.16	12.14	0	2.97	15.57	0.36	9.38	10.89	17.5	1.93	97.67	6.17	0.25	2.18	0.00	0.34	198	0.05	2.13	178	0.52	0.38	15.77
Hblt-3-4	41.12	2.29	12.54	0	3.22	14.03	0.42	10.15	10.64	18.7	1.94	98.22	6.18	0.26	2.22	0.00	0.36	176	0.05	2.27	171	0.54	0.37	15.73
garnet granulite (sample 6B 1C)																								
Hblt-1	41.31	2.2	12.02	0	3.19	14.62	0.37	9.97	10.74	18	1.8	98.02	6.23	0.25	2.14	0.00	0.36	184	0.05	2.24	174	0.53	0.35	15.71
Hblt-2	40.81	2.11	12.21	0	3.51	14.06	0.26	10.22	10.91	15.5	2	97.65	6.17	0.24	2.18	0.00	0.40	178	0.03	2.30	177	0.46	0.39	15.72

Representative major element analysis of biotite

grain/analysis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Sum	X _{Fe}
<i>stromatic garnet-biotite netatexite (sample 6D1)</i>																								
Bt1	35.82	4.16	16.21	0	0	0.03	11.69	0	0.05	9.58	95.21	2.718	0.237	14.51	0	0	1.121	0.002	1.322	0	0.007	0.928	7.787	0.46
Bt2	35.8	3.95	16.66	0	0	0.05	11.1	0	0.04	9.09	93.45	2.745	0.228	15.06	0	0	1.075	0.003	1.269	0	0.006	0.89	7.722	0.46
Bt3	36.02	4.19	16.35	0	0	0.07	11.93	0	0.05	9.64	95.36	2.721	0.238	14.57	0	0	1.082	0.004	1.343	0	0.008	0.929	7.752	0.45
Bt5	36.46	4.28	16.4	0	0	0.07	11.76	0	0.06	9.58	95.59	2.741	0.242	14.54	0	0	1.068	0.004	1.318	0	0.008	0.919	7.755	0.45
Bt6	36.43	4.06	16.59	0	0	0.08	12.09	0	0.04	9.59	95.53	2.718	0.23	14.8	0	0	1.062	0.003	1.356	0	0.006	0.921	7.776	0.44
Bt7	35.89	4.18	16.66	0	0	0.05	11.65	0	0.03	9.54	95.31	2.713	0.238	14.85	0	0	1.093	0.003	1.293	0	0.005	0.92	7.77	0.45
Bt8	35.77	4.03	17.1	0	0	0.03	11.49	0	0.03	9.71	95.25	2.704	0.229	15.24	0	0	1.081	0.002	1.294	0	0.005	0.936	7.776	0.46
Bt9	35.58	3.91	16.85	0	0	0.03	11.34	0	0.03	9.64	94.72	2.71	0.224	15.2	0	0	1.104	0.003	1.287	0	0.005	0.936	7.781	0.46
Bt10	35.71	4.16	16.38	0	0	0.04	11.78	0	0.05	9.63	95.06	2.711	0.238	14.66	0	0	1.098	0.003	1.333	0	0.007	0.933	7.789	0.45
Bt11	35.69	4.04	16.35	0	0	0.03	12.06	0	0.06	9.55	94.98	2.71	0.231	14.63	0	0	1.092	0.002	1.364	0	0.009	0.925	7.796	0.44
Bt12	35.39	4.1	16.31	0	0	0.05	12.12	0	0.04	9.58	94.87	2.694	0.235	14.64	0	0	1.1	0.003	1.375	0	0.007	0.931	7.809	0.44
Bt13	35.54	4.17	16.17	0	0	0.04	11.93	0	0.06	9.58	94.35	2.714	0.24	14.56	0	0	1.077	0.002	1.357	0	0.009	0.934	7.79	0.44
<i>(orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (sample 1A)</i>																								
Bt1	36.13	4.49	16.77	0	0	0.13	10.67	0	0.08	9.42	95.7	2.725	0.255	14.91	0	0	1.135	0.008	1.2	0	0.012	0.907	7.734	0.49
Bt2	35.34	4.27	17.22	0	0	0.17	10.28	0	0.06	9.17	93.89	2.71	0.246	15.57	0	0	1.114	0.011	1.174	0	0.009	0.897	7.72	0.49
Bt3	35.13	2.35	15.07	0	2.19	0.21	16.07	0	0.1	9.66	91.94	2.709	0.136	13.7	0	0.27	0.72	0.04	1.847	0	0.015	0.95	7.888	0.28
Bt4	36.16	4.5	16.61	0	0	0.12	10.75	0	0.07	9.29	95.78	2.727	0.255	14.77	0	0	1.153	0.008	1.209	0	0.011	0.894	7.733	0.49
Bt5	36.29	4.65	16.58	0	0	0.14	10.77	0	0.08	9.5	96.07	2.729	0.263	14.69	0	0	1.135	0.009	1.207	0	0.012	0.912	7.736	0.48
Bt6	35.62	4.62	16.53	0	0	0.12	10.88	0	0.06	9.49	95.05	2.708	0.264	14.81	0	0	1.126	0.008	1.233	0	0.009	0.921	7.752	0.48
Bt7	35.9	4.18	17.26	0	0	0.18	10.86	0	0.09	9.5	95.88	2.703	0.237	15.32	0	0	1.129	0.011	1.219	0	0.012	0.913	7.757	0.48
Bt8	36.3	4.27	16.6	0	0	0.18	10.96	0	0.06	9.48	95.4	2.742	0.243	14.78	0	0	1.108	0.011	1.233	0	0.009	0.913	7.738	0.47
Bt9	36.57	4.16	17.09	0	0	0.23	11.04	0	0.08	9.47	95.99	2.738	0.234	15.09	0	0	1.086	0.015	1.233	0	0.011	0.905	7.731	0.47
Bt10	36.14	3.74	17.53	0	0	0.19	11.61	0	0.04	9.58	95.57	2.714	0.211	15.51	0	0	1.051	0.012	1.299	0	0.006	0.917	7.762	0.45
Bt11	35.52	3.65	18.53	0	0	0.23	10.82	0	0.06	9.66	94.95	2.683	0.207	15.5	0	0	1.042	0.014	1.218	0	0.009	0.931	7.755	0.46
Bt12	35.75	1.97	15.54	0	1.77	0.16	17.88	0	0.1	9.54	91.7	2.723	0.113	13.95	0	0.101	0.573	0.01	2.03	0	0.014	0.927	7.886	0.22
Bt13	35.3	2.02	15.35	0	2.37	0.21	15.17	0.01	0.08	9.58	92.16	2.724	0.117	13.97	0	0.137	0.779	0.013	1.745	0.001	0.011	0.943	7.867	0.31
Bt14	35.69	2.17	15.49	0	1.02	0.16	15.07	0	0.05	9.84	92.08	2.752	0.126	14.08	0	0.059	0.811	0.011	1.732	0	0.008	0.968	7.875	0.32
Bt15	36.14	1.82	15.8	0	1.96	0.14	17	0.01	0.13	9.43	92.41	2.739	0.104	14.12	0	0.112	0.633	0.009	1.92	0.001	0.019	0.912	7.861	0.25
Bt16	35.44	2.36	15.47	0	1.94	0.19	15.16	0	0.06	9.64	92.21	2.727	0.137	14.04	0	0.113	0.769	0.012	1.739	0	0.009	0.947	7.857	0.31
<i>felsic granulite (sample 3B1)</i>																								
Bt1-1	35.07	3.71	14.81	0	1.07	0.07	14.41	0.03	0.01	9.7	93.13	2.70	0.22	13.5	0.00	0.06	0.92	0.00	1.65	0.00	0.00	0.95	7.86	0.36
Bt1-2	34.52	4.05	14.36	0	1.64	0.07	14.17	0.01	0.03	9.53	92.59	2.68	0.24	13.2	0.00	0.10	0.92	0.01	1.64	0.00	0.00	0.95	7.85	0.36
Bt1-3	35.02	4	14.59	0	1.14	0.07	14.3	0.01	0.03	9.64	93.33	2.70	0.23	13.2	0.00	0.07	0.94	0.01	1.64	0.00	0.01	0.95	7.85	0.36
Bt1-4	35.01	3.88	14.39	0	0.44	0.07	13.86	0.02	0.02	9.54	92.48	2.72	0.23	13.2	0.00	0.03	0.99	0.01	1.61	0.00	0.00	0.95	7.85	0.38
Bt1-5	35.49	4.02	14.96	0	0	0.06	14.4	0.04	0.04	9.66	93.04	2.73	0.23	13.5	0.00	0.00	0.92	0.00	1.65	0.00	0.01	0.95	7.84	0.36
Bt2-1	33.86	5	13.56	0	0.18	0.12	13.16	0.05	0.03	9.51	91.96	2.68	0.26	12.6	0.00	0.01	1.09	0.01	1.55	0.01	0.01	0.96	7.87	0.41
Bt2-2	34.16	4.85	13.77	0	0	0.12	12.94	0.04	0.04	9.6	92.32	2.69	0.29	12.8	0.00	0.00	1.11	0.01	1.52	0.00	0.01	0.97	7.87	0.42
Bt2-3	34.33	4.8	13.96	0	0	0.12	11.2	0.05	0	9.4	92.24	2.72	0.29	13.0	0.00	0.00	1.22	0.01	1.32	0.01	0.00	0.95	7.82	0.48
Bt1-1	35.51	3.42	14.86	0	0.1	0.07	14.34	0.01	0.02	9.69	92.66	2.74	0.20	13.5	0.00	0.01	0.95	0.01	1.65	0.00	0.00	0.96	7.86	0.36
Bt1-2	35.39	3.97	14.59	0	0.44	0.08	14.01	0	0.02	9.46	93.1	2.73	0.23	13.3	0.00	0.03	0.98	0.01	1.61	0.00	0.00	0.93	7.83	0.38
Bt1-3	35.53	3.66	14.64	0	0.81	0.07	14.41	0	0	9.46	92.86	2.74	0.21	13.3	0.00	0.05	0.92	0.00	1.65	0.00	0.00	0.93	7.83	0.36
Bt1-4	35.5	3.78	14.53	0	0.75	0.06	14.29	0.03	0.01	9.51	93.18	2.73	0.22	13.2	0.00	0.04	0.95	0.00	1.64	0.00	0.00	0.93	7.84	0.37
Bt1-5	35.65	3.77	14.96	0	0	0.08	13.85	0.04	0.02	9.56	92.92	2.75	0.22	13.6	0.00	0.00	0.97	0.01	1.59	0.00	0.00	0.94	7.83	0.38
Bt2-1	33.61	4.88	13.68	0	0	0.12	11.85	0.1	0	9.52	91.66	2.69	0.29	12.9	0.00	0.00	1.20	0.01	1.41	0.01	0.00	0.97	7.86	0.46
<i>garnet granulite (sample 6B1A)</i>																								
Bt1	32.45	5.14	13.69	0	2.62	0.13	14.1	0.03	0.1	9.4	91.02	2.58	0.31	12.8	0.00	0.16	0.89	0.01	1.67	0.00	0.02	0.95	7.88	0.35
Bt2	34.9	5.35	14.38	0	0	0.14	13.27	0.01	0.34	9.33	93.73	2.69	0.31	13.1	0.00	0.00	1.03	0.01	1.52	0.00	0.05	0.92	7.83	0.40
Bt3	35.82	5.21	13.49	0	0	0.14	15.16	0.03	0.37	9.57	93.98	2.73	0.30	12.1	0.00	0.00	0.91	0.01	1.72	0.00	0.05	0.93	7.86	0.34

ANEXO IV

***Dados de geotermobarometria obtidas
por métodos convencionais***

Assemblage	X _{Ca} Grt	M/FM Grt	M/FM Opx	X _{Al} Opx	T rclc	P rclc
(orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (sample 1A)						
<i>Grt cores/high-Al Opx cores (M1 stage)</i>						
Grt4-25 Opx1-3 Bt14 Pl1-4	0.074	0.431	0.55	0.054	1126	13.2
Grt4-25 Opx1-3 Bt1 Pl1-5	0.074	0.398	0.514	0.054	1139	13.0
Grt4-66 Opx1-3 Bt14Pl1-4	0.07	0.422	0.545	0.054	1111	12.8
Grt4-24 Opx1-2 Bt14 Pl1-5	0.072	0.395	0.567	0.033	918	10.3
Grt4-26 Opx2-4 Bt14 Pl1-4	0.073	0.396	0.56	0.035	943	10.4
Grt4-25 Opx1-4 Bt14 Pl1-4	0.074	0.402	0.571	0.034	927	10.5
Average					1027.3	11.7
standard deviation					108.0	1.4
<i>Grt rims/Opx rims (M2 stage)</i>						
Grt4-50 Opx1-5 Bt3 Pl2-6	0.061	0.372	0.552	0.032	872	8.4
Grt4-2 Opx2-1 Bt3 Pl1-2	0.071	0.4	0.575	0.033	904	9.8
Grt4-48 Opx3-3 Bt3 Pl2-6	0.067	0.383	0.572	0.032	866	9.1
Grt4-2 Opx1-5 Bt3 Pl1-4	0.071	0.397	0.579	0.032	880	9.4
Grt4-51 Opx3-8 Bt3 Pl2-6	0.062	0.356	0.565	0.026	801	7.8
Average					864.6	8.9
standard deviation					38.4	0.8
<i>garnet granulite (sample 6B1A)</i>						
<i>Grt cores/high-Al Opx cores (M1 stage)</i>						
Grt2-9 Opx2-4 Bt2 Pl8-3	0.156	0.337	0.557	0.021	900	12.10
Grt2-7 Opx2-7 Bt2 Pl8-4	0.157	0.334	0.552	0.021	902	11.9
Grt3-26 Opx3-6 Bt2 Pl6-6	0.158	0.324	0.547	0.021	897	11.99
Grt1-6 Opx6-6 Bt2 Pl7-7	0.153	0.339	0.56	0.02	881	11.35
Grt2-20 Opx1-2 Bt2 Pl8-4	0.16	0.336	0.562	0.02	887	11.89
Grt2-20 Opx2-4 Bt2 Pl8-4	0.156	0.334	0.557	0.02	887	11.88
Grt2-8 Opx1-6 Bt2 Pl8-4	0.16	0.338	0.558	0.021	902	12.15
Average					893.7	11.9
standard deviation					8.6	0.3
<i>garnet granulite (sample 6B1C)</i>						
Grt5-17 Opx10-1 Bt2 Pl2-7	0.161	0.337	0.571	0.02	872	11.97
Grt6-7 Opx2-4 Bt2 Pl3-3	0.153	0.345	0.563	0.022	892	11.54
Average					882.0	11.8
standard deviation					14.1	0.3
<i>Grt rims/Opx rims (M2 stage)</i>						
<i>garnet granulite (sample 6B1A)</i>						
Grt2-25 Opx2-6 Bt3 Pl8-5	0.156	0.34	0.578	0.018	838	11.13
Grt2-16 Opx2-5 Bt3 Pl8-1	0.157	0.339	0.569	0.019	866	11.57
Grt3-35 Opx3-9 Bt3 Pl6-1	0.155	0.329	0.578	0.016	806	10.54
Grt1-10 Opx6-2 Bt3 Pl7-1	0.154	0.339	0.57	0.019	851	11.02
Grt2-24 Opx1-8 Bt3 Pl8-5	0.159	0.323	0.576	0.016	803	10.53
Average					832.8	11.0
standard deviation					27.7	0.4
<i>garnet granulite (sample 6B1C)</i>						
Grt5-30 Opx10-2 Bt3 Pl2-1	0.156	0.329	0.583	0.016	798	10.57
Grt6-10 Opx2-1 Bt3 Pl3-4	0.159	0.305	0.584	0.013	738	9.6
Average					768.0	10.1
standard deviation					42.4	0.7

M/FM = Mg/(Fe+Mg); XAl Opx = Al cations (for a 6-oxygen formula)/4

T rclc and P rclc: temperature and pressure estimates using RCLC of Pattison et al. (2003)

Temperature estimates using the Ti-in-zircon thermometer of Watson et al. (2006) in the different rock types

grain/analysis	position	Ti (ppm)	2σ	T(°C) _{Zr n}	error	Age	error
<i>stromatic garnet-biotite metatexite (sample 6D)</i>							
z6-1	c	5.3	1.5	685.4	22.8	662	16
z10-1	c	5.1	2.1	679.1	33.9	679	9
z86-1	c	7.2	1.9	710.5	22.3	661	9
z79-1	c	8.4	1.8	724.3	18.5	650	8
z75-1	c	8.7	3.4	723.1	35.0	651	9
z67-1	c	18.1	4.9	793.0	27.0	703	9
z99-1	sz	5.8	1.2	693.9	16.8	616	6
z2-2	sz	7.7	1.3	717.6	14.3	606	6
z9-1	sz	8	1.6	720.4	17.1	611	6
z10-2	sz	7.1	2.7	706.5	32.8	606	7
z92-2	sz	7.3	1.5	712.6	17.3	610	7
z21-1	sz	8.3	1.8	723.2	18.7	616	8
z31-1	sz	7.4	1.5	713.8	17.1	612	8
z49-1	sz	5.8	1.9	691.5	27.0	617	4
z16-1	sz	6.6	1.4	704.2	17.6	616	11
z6-2	r	8.5	1.5	725.8	15.2	611	8
z10-3	r	9.3	1.7	733.5	16.0	615	9
z91-1	r	7.8	2.6	715.6	28.9	613	7
z86-2	r	6.5	1.5	702.7	19.1	612	9
z16-2	r	6.2	2.1	696.6	28.3	616	11
z79-2	r	7.2	1.7	711.0	19.9	609	11
z72-2	r	7.8	1.5	718.3	16.4	614	10
z67-2	r	8.8	1.9	728.2	18.8	615	5
z49-2	r	6.6	2.3	701.4	29.5	609	6
z71-2	r	5.8	2	691.1	28.5	642	7
<i>(orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (sample 1A)</i>							
z105-1	c	5.8	1.7	692.3	24.0	692	6
z9-1	c	8	1.8	720.0	19.3	702	7
z90-1	c	6.5	2.3	700.0	29.9	659	7
z84-1	c	4.8	1.7	676.1	28.5	759	14
z48-1	c	7.6	2.2	714.4	24.8	661	7
z93-1	sz	8.3	1.8	723.2	18.7	609	5
z93-2	sz	7.8	2.1	717.0	23.1	610	8
z83-1	sz	6.3	1.5	700.0	19.6	621	8
z27-1	sz	8.3	1.2	724.2	12.4	614	8
z30-1	sz	4.7	1.3	676.2	21.9	610	8
z34-1	sz	4.6	1.3	674.4	22.3	616	7
z76-1	sz	4.7	1.4	675.8	23.6	614	8
z40-1	sz	6.9	1.7	707.3	20.7	612	7
z63-1	sz	6.4	1.4	701.6	18.0	615	5
z62-1	sz	6.5	1.4	702.9	17.8	609	9
z61-1	sz	6.7	1.3	705.7	16.1	607	8
z5-1	r	5.2	2	681.4	31.5	616	5
z7-2	r	8.9	1.5	729.9	14.6	619	6
z12-1	r	4.86	0.99	680.0	16.0	607	6
z28-1	r	5.8	1.9	691.5	27.0	616	8
z37-1	r	8.7	2.3	726.4	23.1	620	7
<i>garnet-biotite gneiss (sample 9B)</i>							
z15-1	c	5.5	2.9	680.5	45.5	655	10
z25-1	c	6.5	2	701.2	25.8	642	13
z81-2	c	5	1.5	680.5	24.0	642	16
z73-2	c	7.4	3.2	708.2	38.0	652	19
z69-1	c	5.7	3.4	679.6	53.2	644	15
z62-2	c	7.7	2.1	715.9	23.4	643	16
z11-3	re	6.8	2.3	704.1	28.7	653	10
z11-1	re	8.1	1.7	721.3	18.0	603	11
z25-2	r	7.4	1.8	713.1	20.6	610	11
z62-1	re	4.9	1.1	680.3	17.7	607	9
<i>mafic granulite (sample 7C)</i>							
z7-3	c	7.3	1.5	712.6	17.3	645	9
z101-2	c	12.2	3.7	755.2	28.3	659	12
z79-1	c	7.3	1.8	711.9	20.9	652	9
z79-2	c	4.6	1.1	675.2	18.7	639	14
z101-1	re	3.8	1.5	657.3	30.8	615	7
z14-1	sb	6.3	1.8	699.1	23.7	610	7
z56-1	re	6.9	1.7	707.3	20.7	610	9

T(°C)_{Zr n} = Ti-in-zircon temperature calculated using the calibration of Watson et al. (2006)

c: core; r: rim; sz: sector-zoned; sb: soccerball; re: recrystallized.

Temperature estimates using the Ti-in-zircon thermometer of Watson et al. (2006) in the different rock types

grain/analysis	position	Ti (ppm)	2σ	T(°C) _{Zr}	error	Age	error
<i>Felsic granulite (sample 5B 1)</i>							
z70-1c	c	5.9	1.9	697	53.2	663	9
z69-3re	re	7.2	1.8	713	42.2	639	9
z69-1c	c	7.4	1.5	715	34.2	662	8
z68-2re	re	9.5	2.3	737	42.8	659	11
z68-1c	c	5.4	2	690	60.9	657	9
z7-3c	c	6	1.7	698	46.7	663	7
z10-2re	re	8.2	1.5	724	31.4	626	7
z10-1c	c	8.3	1.5	725	31.0	679	8
z20-1c	c	8.5	1.6	727	32.5	647	8
z20-2re	re	8	1.7	722	36.4	646	11
z23-1re	re	7.7	1.9	719	42.2	650	9
z23-2c	c	9	1.9	732	36.9	650	9
z49-1c	c	5.5	2	691	59.9	658	10
z26-2re	re	6	1.8	698	49.5	659	12
z26-1c	c	8.3	2	725	41.7	655	8
z31-2re	re	8.3	1.9	725	39.5	673	10
z31-1c	c	6.3	1.9	702	50.2	653	9
z32-2c	c	6	1.8	698	49.5	655	10
z32-1c	c	10	1.5	741	26.5	653	9
z39-1c	c	7.2	1.2	713	27.9	652	7
<i>Felsic granulite (sample A 1)</i>							
z1-2r	r	8.9	1.9	730.9	37.2	649	10
z1-1c	c	6.9	2	709.4	48.9	643	12
z61-1c	c	7.9	1.9	720.7	41.2	643	9
z61-2r	r	6.3	1.8	702.0	47.5	636	9
z58-1c	c	10.1	2.2	741.9	38.8	655	8
z10-1c	c	9.5	1.3	736.6	24.0	656	7
z12-1c	c	9.1	1.9	732.8	36.5	692	13
z17-1c	c	8.8	1.5	729.9	29.5	657	13
z18-1c	c	7.7	3.3	718.6	75.8	648	13
z25-1c	c	10.8	2.3	747.9	38.4	653	13
z25-2c	c	10.2	2.1	742.8	36.7	650	14
z34-2c	c	7.9	1.7	720.7	36.8	702	12
<i>Garnet granulite granulite (sample 6B 1)</i>							
z57-1c	c	8.5	2.8	727	58.0	695	12
z54-2c	c	8.8	1.8	730	35.6	655	9
z54-1c	c	10.1	3.7	742	66.9	719	11
z8-1dm	dm	6.7	2.4	707	60.9	627	8
z8-2dm	dm	4.9	1.4	682	45.5	624	8
z16-1r	r	7.9	2.1	721	45.7	611	14
z17-1r	r	8.6	1.3	728	26.0	656	13
z17-2c	c	4.5	1.9	675	68.3	622	8
z18-2c	c	6.7	1.1	707	27.2	652	8
z18-1c	c	8.2	2.4	724	50.9	692	9
z20-1c	c	10.4	1.7	745	29.1	668	10
z20-2r	r	9.1	1.9	733	36.5	606	11
z33-2c	c	8.2	2.6	724	55.3	680	10

grain/analysis	position	Ti (ppm)	2 σ	T(°C) _{Zr n}	error	Age	error
<i>Hornblende-bearing leucosome (sample A2)</i>							
z1-3r	r	10.4	1.7	744.5	29.1	607	8
z2-2r	r	9.8	1.8	739.3	32.5	604	10
z64-1dm	dm	11.6	1.7	754.3	26.6	613	8
z60-3sz	sz	13	2.3	764.6	32.8	614	9
z59-1c	c	9	2.1	731.9	40.9	645	10
z57-1dm	dm	11.3	1.9	751.9	30.4	610	12
z10-1sz	sz	12.1	1.5	758.1	22.6	615	10
z10-2sz	sz	15.8	3.4	782.9	41.5	609	10
z10-3sz	sz	7.1	1.7	711.8	40.3	609	10
z11-1sz	sz	13.6	1.8	768.8	24.7	606	10
z11-2sz	sz	15.5	2.1	781.1	25.9	610	8
z11-3sz	sz	16.6	1.7	787.6	19.8	610	8
z13-1c	c	7.8	1.8	719.7	39.4	647	13
z13-2r	r	7.7	1.8	718.6	39.9	613	14
z52-1c	c	8.4	1.7	725.9	34.9	647	10
z17-2r	r	8.6	2.1	728.0	42.5	618	12
z22-1c	c	8.7	1.9	728.9	38.0	641	12
z22-2r	r	10.7	1.9	747.0	31.8	608	10
z42-1c	c	6.6	1.4	705.8	35.2	658	13
z42-2r	r	11.1	1.8	750.3	29.2	620	12
z37-2c	c	7.6	2	737.5	36.8	655	13
z29-1r	r	8.5	2.6	717.5	59.2	610	10
z35-2sz	sz	12.5	1.9	761.0	28.0	608	8
z34-3r	r	8.3	1.9	724.9	39.5	616	10
<i>fine-grained granite (sample B2)</i>							
z1-1c	c	5.2	2.3	687	73.6	657	13
z4-2dm	dm	8.6	1.8	728	36.3	612	11
z4-3r	r	9.4	2.5	736	47.1	609	10
z39-1r	r	10	1.7	741	30.1	606	12
z39-2r	r	9.1	1.4	733	26.8	607	10
z36-2r	r	10	1.6	741	28.3	611	12
z8-2dm	dm	10.2	1.5	743	26.1	624	9
z14-1c	c	8.2	1.4	724	29.2	657	9
z16-1c	c	6.1	2.5	699	69.4	645	10
z17-1c	c	12.5	1.5	761	22.0	652	10
z17-2r	r	9.5	1.7	737	31.4	615	11
<i>Orthopyroxene-bearing leucosome (sample C1)</i>							
z3-2sz	sz	9.3	2.2	734.7	41.7	612	9
z3-1sz	sz	8.9	1.8	730.9	35.2	620	9
z2-1sz	sz	11.2	2.6	751.1	42.2	612	9
z2-2re	re	9.9	1.9	740.2	34.0	611	10
z1-1c	c	12.5	2.5	761.0	36.9	621	10
z1-2re	re	7.2	1.6	713.0	37.4	613	9
z7-1re	re	8.4	2.4	725.9	49.8	611	10
z5-1sz	sz	9.1	2.3	732.8	44.5	609	9
z66-1sz	sz	6.9	1.4	709.4	33.8	609	12
z64-1sz	sz	7.9	1.3	720.7	28.0	602	13
z62-1sz	sz	4.8	1.4	680.4	46.4	617	12
z17-2sz	sz	10.7	1.1	747.0	18.3	604	11
z21-2sz	sz	8.9	1.6	730.9	31.2	601	13
z23-1re	re	9.9	2.5	740.2	45.1	609	16
z29-1c	c	10	1.7	741.0	30.1	623	11
z32-2re	re	10.5	2	745.4	34.1	614	13
z36-1c	c	10.3	1.6	743.6	27.6	618	14

ANEXO V

***Análises de geoquímica de rocha-total de elementos
maiores, menores (FRX) e traço (ICP-MS)***

Amostra Litotipo	4A	SGB2-6	SGB2-7	A2	SGB2-5	6A2	1C	2C1	2C2	3C	4C1	4C2
	leucossoma com Opx			leucossoma com Hbl			granulito máfico					
SiO ₂	73.22	57.75	59.15	58.99	61.65	70.23	52.46	47.87	48.55	47.81	46.01	48.94
TiO ₂	0.17	1.05	0.66	0.52	0.36	0.27	1.57	2.12	2.06	1.43	2.29	1.73
Al ₂ O ₃	14.01	17.52	18.29	17.53	17.06	14.99	16.69	15.37	15.17	15.53	16.98	14.57
Fe ₂ O ₃	1.15	6.32	5.00	4.46	3.54	1.24	10.14	13.72	13.29	11.58	12.52	10.61
MnO	0.01	0.09	0.09	0.08	0.06	0.02	0.16	0.22	0.25	0.21	0.17	0.16
MgO	0.35	1.93	1.66	1.63	1.27	0.32	4.38	5.09	4.61	6.97	5.68	7.04
CaO	1.58	3.89	4.00	3.22	2.43	1.16	7.04	8.97	9.32	9.37	8.72	8.32
Na ₂ O	2.82	3.38	4.39	3.07	2.89	2.64	4.13	3.87	3.97	3.56	3.85	3.17
K ₂ O	5.96	6.50	5.06	8.09	8.83	8.15	2.41	1.62	1.38	1.64	1.90	3.04
P ₂ O ₅	0.04	0.45	0.40	0.48	0.27	0.09	0.42	0.48	0.46	0.40	0.85	0.67
Loi	0.58	0.86	0.81	0.83	0.81	0.46	0.53	0.62	0.70	0.96	1.19	1.67
Total	99.89	99.74	99.51	98.90	99.17	99.57	99.93	99.95	99.76	99.46	100.16	99.92
Rb	142	147	133	194	213	195	49.8	34.9	17.5	36.8	48.4	133
Sr	414	514	521	538	538	492	683	495	455	637	628	700
Y	1.24	34.1	24.1	39.9	29.4	7.12	22.0	28.7	29.9	41.0	15.4	17.6
Zr	159	310	445	456	40.2	105	164	156	141	227	42.6	76.3
Nb	1.33	20.2	15.2	11.3	7.81	5.70	18.6	18.0	18.7	28.2	2.31	13.2
Cs	0.25	0.23	0.92	0.47	0.79	0.48	0.15	0.16	0.05	0.40	0.69	0.41
Ba	2110	2040	1422	2445	3315	3094	914	553	493	514	398	1006
La	16.4	70.1	72.0	72.6	51.9	24.2	39.6	38.9	44.4	46.6	23.2	54.3
Ce	19.6	148	138	157	114	40.1	83.5	80.7	95.8	112	51.2	114
Pr	1.53	17.8	15.1	19.1	13.8	4.20	9.99	9.48	11.2	14.3	6.23	12.9
Nd	4.36	69.5	54.5	75.6	56.1	15.6	39.0	37.3	43.9	56.7	26.3	47.9
Sm	0.51	12.4	8.93	13.9	10.7	2.68	7.23	7.66	8.75	11.4	5.30	7.95
Eu	1.39	2.75	2.21	3.05	2.89	1.92	2.16	2.43	2.41	2.45	1.86	2.03
Gd	0.53	10.7	7.66	12.1	9.15	2.29	6.32	7.43	8.12	10.1	4.81	6.86
Tb	0.04	1.35	0.92	1.55	1.19	0.28	0.83	1.05	1.13	1.43	0.61	0.78
Dy	0.23	7.13	4.90	8.18	6.22	1.47	4.39	5.76	6.11	7.88	3.18	3.93
Ho	0.04	1.32	0.90	1.51	1.14	0.27	0.80	1.11	1.15	1.56	0.59	0.67
Er	0.13	3.33	2.31	3.86	2.81	0.67	2.06	2.81	2.95	4.11	1.49	1.72
Tm	0.02	0.44	0.32	0.51	0.37	0.09	0.30	0.40	0.40	0.59	0.19	0.23
Yb	0.15	2.64	1.93	3.00	2.14	0.53	1.86	2.55	2.51	3.79	1.24	1.43
Lu	0.03	0.36	0.29	0.41	0.30	0.08	0.27	0.36	0.36	0.53	0.18	0.21
Hf	3.85	6.98	9.02	9.22	1.34	2.44	4.04	4.14	3.78	5.84	1.32	2.19
Pb	17.1	16.1	16.2	18.5	22.5	19.6	7.07	5.24	6.06	5.77	5.73	5.52
Th	0.69	1.43	6.65	2.75	6.68	2.18	1.56	2.41	2.28	3.36	3.02	0.93
U	0.28	0.37	1.13	0.54	0.60	0.23	0.39	0.50	0.46	1.09	1.47	0.14

Amostra	2B2	4B2	B2	A1	1B1	2B1	3B1	4B1	5B1	A2-2	SGB2-3	6B1
Litotipo	granito fino			granulito félsico				granada granulito				
SiO ₂	73.68	61.93	73.89	55.00	55.97	61.11	54.70	56.16	52.89	54.51	54.24	50.77
TiO ₂	0.24	0.56	0.25	1.32	1.20	1.03	1.36	1.19	1.42	1.29	1.51	1.72
Al ₂ O ₃	13.66	18.25	13.01	19.21	19.29	16.47	19.08	18.97	19.01	19.22	17.64	15.37
Fe ₂ O ₃	1.12	4.15	1.81	7.29	6.92	5.43	7.53	6.79	8.05	7.42	9.71	17.33
MnO	0.02	0.06	0.02	0.11	0.12	0.07	0.11	0.11	0.12	0.12	0.20	0.78
MgO	0.22	0.79	0.24	2.07	1.95	1.94	2.23	1.86	2.41	2.12	1.57	2.82
CaO	1.50	2.49	1.17	4.89	4.60	4.80	4.91	4.47	5.39	4.66	2.79	3.81
Na ₂ O	2.94	4.05	2.71	4.55	4.61	4.13	4.56	4.70	4.58	4.77	3.50	2.58
K ₂ O	5.56	6.52	5.53	4.31	4.66	3.08	3.92	4.33	3.81	4.08	6.66	4.25
P ₂ O ₅	0.02	0.17	0.02	0.54	0.49	0.38	0.54	0.49	0.60	0.50	0.53	0.38
Loi	0.55	0.59	0.37	0.59	0.46	0.69	0.39	0.62	0.66	0.63	1.07	-0.06
Total	99.51	99.56	99.02	99.88	100.27	99.13	99.33	99.69	98.94	99.32	99.42	99.75
Rb	123	138	128	105	128	53.9	121	100	103	112	168	116
Sr	371	505	403	707	676	491	764	571	680	634	456	102
Y	1.54	4.55	1.14	19.8	18.3	29.6	20.6	23.0	25.4	18.6	35.9	37.4
Zr	108	599	216	552	514	341	496	533	543	561	662	303
Nb	2.71	9.92	2.15	12.8	17.2	22.1	17.9	24.9	17.5	17.8	28.4	26.9
Cs	0.14	0.15	0.14	0.84	1.02	0.05	0.91	0.24	1.06	0.44	0.23	0.59
Ba	1432	1660	1636	2820	1925	889	1897	1529	1747	1690	2340	1000
La	18.2	30.2	15.7	50.1	49.1	56.8	45.7	57.0	42.9	54.4	55.1	40.8
Ce	21.7	46.6	18.6	98.8	101	120	98.0	116	96.8	110	106	83.7
Pr	1.74	4.33	1.45	11.0	11.1	14.4	11.0	12.7	11.4	12.2	11.2	9.91
Nd	5.19	14.3	4.14	42.7	42.4	55.7	43.1	48.3	46.1	46.4	40.6	39.0
Sm	0.68	1.92	0.48	7.38	7.13	10.0	7.49	8.24	8.56	7.64	6.58	8.22
Eu	1.45	1.82	1.39	2.89	2.86	2.19	3.08	2.59	3.44	2.83	2.49	2.16
Gd	0.60	1.78	0.47	6.36	6.16	8.81	6.51	7.18	7.57	6.60	6.82	8.21
Tb	0.06	0.17	0.04	0.78	0.73	1.12	0.80	0.87	0.97	0.78	0.97	1.24
Dy	0.30	0.88	0.20	4.09	3.82	5.99	4.17	4.66	5.12	3.97	5.91	7.02
Ho	0.05	0.16	0.04	0.75	0.70	1.11	0.77	0.86	0.95	0.72	1.30	1.43
Er	0.15	0.47	0.12	1.94	1.84	2.91	2.03	2.28	2.49	1.85	3.77	3.89
Tm	0.02	0.07	0.02	0.27	0.26	0.39	0.28	0.33	0.35	0.26	0.59	0.58
Yb	0.16	0.50	0.18	1.67	1.65	2.31	1.84	2.05	2.24	1.58	4.12	3.79
Lu	0.03	0.09	0.04	0.26	0.26	0.33	0.28	0.31	0.33	0.24	0.64	0.56
Hf	2.86	11.1	5.73	10.5	9.60	7.87	9.42	9.99	9.95	10.1	13.5	7.39
Pb	14.6	18.5	13.8	11.7	10.8	10.6	12.7	13.7	10.1	11.9	15.7	6.95
Th	0.83	0.34	1.08	3.67	2.71	0.69	2.37	2.14	3.37	1.96	2.27	0.93
U	0.21	0.56	0.46	1.11	1.03	0.39	0.98	0.80	1.36	0.85	0.94	0.48

ANEXO VI

Análises isotópicas de Sr e Nd em rocha-total (ICP-MS)

Amostra	Litotipo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	error (2σ)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	error (2σ)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(t)	ENd (t)	t (Ma)
A2	leucossoma com Hbl	193.9	538.1	13.9	75.6	1.0439059	0.716761	0.000045	0.110937	0.511788	0.000005	0.707650	-9.87	613.0
A1	granulito félsico	105.2	707.5	7.38	42.7	0.4303735	0.710535	0.000068	0.104588	0.511796	0.000005	0.706544	-8.79	650.0
5B1	granulito félsico	102.7	679.7	8.56	46.1	0.4373272	0.710366	0.000058	0.112142	0.511818	0.000006	0.706279	-8.93	655.0
6B1	granada granulito	115.6	102.3	8.22	39.0	3.2799272	0.735973	0.000059	0.127481	0.512046	0.000005	0.705559	-5.81	650.0
B2	granito fino	128.3	403.1	0.48	4.1	0.9217238	0.715995	0.000085	0.070731	0.511540	0.000007	0.708003	-11.66	608.0
2C1	granulito máfico	34.9	494.8	7.62	37.3	0.2042171	0.707300	0.000061	0.123589	0.512084	0.000006	0.705514	-5.09	613.0

ANEXO VII

***Análises in-situ de elementos-traço em zircão e
granada obtidas através de LA-ICP-MS***

Zircon trace element data (in ppm).

grain analysis	position	Ti	Y	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	[Yb/Gd] ₀	Eu/Eu*
ZIRCON																					
stromatic garnet-biotite metatexite (sample 6D)																					
z23-1	sz	5.8	328	404000	bd	18.40	0.08	106	2.71	0.37	10.50		42.70		40.90		57.20		12030	6.73	0.18
z23-2	sz	7.7	277	342000	bd	7.68	0.07	112	4.12	0.43	20.60		50.50		23.10		25.50		12730	153	0.12
z6-1	c	5.3	1437	366000	bd	29.40	0.32	600	9.10	1.18	35.30		144.20		213.00		443.00		10150	15.51	0.18
z6-2	r	8.5	341	372000	bd	11.03	0.05	0.70	2.90	0.37	12.70		39.80		42.70		62.90		11740	6.12	0.16
z9-1	sz	8	396	378000	bd	20.90	0.17	2.25	5.53	0.92	4.20		61.40		39.50		47.70		11030	2.60	0.22
z10-1	c	5.1	469	392000	bd	2.550	10.1	5.20	2.56	0.49	12.20		46.20		70.00		186.00		9930	18.84	0.22
z10-2	sz	7.1	322	387000	bd	19.30	0.14	2.11	5.13	0.68	19.30		45.90		30.10		34.90		12060	2.24	0.18
z20-3	r	9.3	354	372000	bd	11.36	0.06	12.6	2.81	0.32	13.30		44.80		40.20		57.90		11420	5.38	0.13
z92-2	sz	7.3	349	383000	bd	20.34	0.06	165	4.97	0.76	21.90		50.80		32.40		37.40		12460	2.11	0.19
z91-1	r	7.8	298	373000	bd	10.71	0.04	1.0	2.31	0.46	13.70		40.40		33.10		46.70		11570	4.21	0.19
z86-1	c	7.2	1230	358000	bd	20.80	0.22	3.25	5.20	0.57	29.80		125.00		184.00		405.00		9270	16.80	0.11
z86-2	r	6.5	252.8	354000	bd	6.32	0.04	10.9	3.18	0.27	17.80		37.40		21.20		21.40		12650	1.49	0.09
z16-1	sz	6.6	236.9	376000	bd	13.59	0.06	0.80	2.57	0.35	13.00		30.80		23.10		26.90		11890	2.56	0.15
z16-2	r	6.2	299	370000	bd	14.40	0.02	0.80	2.33	0.42	11.40		39.10		35.00		44.70		11800	4.85	0.21
z21-1	sz	8.3	400	382000	bd	14.26	0.12	2.31	6.60	0.93	31.50		61.80		42.60		55.90		12230	2.19	0.16
z79-1	c	8.4	682	378000	0.14	25.80	0.67	5.50	6.10	0.85	20.20		72.50		114.20		249.00		8890	15.24	0.21
z79-2	r	7.2	312	374000	bd	17.30	0.28	3.67	4.10	0.75	15.60		43.50		30.50		41.10		12550	3.26	0.25
z75-1	c	8.7	1640	364000	bd	27.20	0.64	7.20	11.60	1.88	59.30		177.00		245.00		459.00		8590	9.73	0.18
z72-2	r	7.8	334	391000	bd	11.02	0.04	0.92	1.80	0.30	11.80		43.30		40.90		56.30		12000	5.90	0.15
z71-2	r	5.8	267	346000	bd	5.2	0.05	0.86	3.02	0.32	18.60		86.90		22.00		26.40		12100	1.75	0.10
z31-1	sz	7.4	575	354000	bd	21.30	0.09	1.70	5.65	0.81	28.90		86.80		56.10		71.00		11080	3.04	0.16
z67-1	c	18.1	2820	355000	0.57	49.00	1.86	22.00	23.10	3.31	91.80		303.00		435.00		760.00		17300	10.23	0.19
z67-2	r	8.8	329	379000	bd	16.52	0.10	0.92	3.75	0.48	16.90		45.20		33.10		43.50		12230	3.16	0.15
z49-1	sz	5.8	500	377000	bd	13.92	0.08	0.69	2.84	0.30	15.20		42.40		33.90		41.30		12760	3.36	0.11
z49-2	r	6.6	504	400000	bd	20.24	0.03	0.94	2.25	0.53	13.00		42.10		37.40		56.30		11860	5.35	0.23
(orthopyroxene)/garnet-biotite/leucosome (sample 1A)																					
z105-1	c	5.8	1026	332000	bd	3.76	0.05	121	3.32	0.47	20.40		108.60		176.00		426.00		9820	25.81	0.13
z5-1	r	5.2	784	347000	bd	17.94	0.07	108	2.83	0.44	19.40		81.30		114.20		224.00		12050	14.27	0.13
z7-2	r	8.9	677	335000	bd	23.30	0.08	0.90	3.06	0.37	15.40		70.70		97.00		227.00		10330	18.22	0.13
z9-1	c	8	1970	345000	bd	13.60	0.50	4.59	7.40	0.98	40.30		114.00		329.00		768.00		10330	23.56	0.14
z93-1	sz	8.3	1003	358000	bd	19.82	0.07	1.31	4.48	0.37	25.10		207.00		138.00		251.80		11480	12.40	0.08
z93-2	sz	7.8	1287	356000	bd	22.12	0.13	1.86	4.70	0.48	28.60		142.70		169.10		285.00		11520	12.32	0.10
z12-1	r	4.86	1086	365000	bd	19.47	0.07	1.17	3.79	0.43	21.80		119.30		160.60		283.00		12270	16.05	0.11
z90-1	c	6.5	2160	346000	bd	1.83	0.01	147	8.10	0.98	62.90		260.00		302.00		629.00		12190	12.36	0.09
z84-1	c	4.8	702	356000	bd	16.39	0.06	10.6	1.69	0.17	11.60		65.40		120.50		304.00		10460	32.39	0.09
z83-1	sz	6.3	989	346000	bd	16.39	0.05	107	3.23	0.35	21.00		108.00		137.70		212.00		12370	15.36	0.10
z71-1	sz	8.3	744	347000	bd	13.26	0.06	1.34	4.08	0.25	16.20		76.50		108.70		202.00		12020	15.41	0.08
z28-1	r	5.8	1089	341000	bd	16.99	0.06	0.92	3.69	0.35	21.60		113.20		171.90		300.00		12570	17.09	0.12
z34-1	sz	4.6	1394	330000	bd	16.72	0.06	1.33	3.70	0.44	27.60		155.60		207.00		399.00		13200	19.80	0.09
z26-1	sz	4.7	109	341000	bd	16.96	0.03	1.05	3.08	0.30	22.70		119.10		183.40		319.00		13070	17.37	0.10
z37-1	r	8.7	986	347000	bd	16.98	0.03	0.84	4.41	0.34	22.40		106.40		148.50		270.80		12000	14.94	0.08
z40-1	sz	6.9	1331	348000	bd	18.84	0.05	1.52	4.15	0.34	27.10		131.60		183.10		328.00		12100	14.96	0.07
z63-1	sz	6.4	1106	358000	bd	19.27	0.03	144	3.70	0.39	25.30		112.40		155.00		286.00		12300	13.97	0.09
z62-1	sz	6.5	1392	347000	bd	19.90	0.08	138	4.60	0.37	29.50		141.80		186.00		354.00		11790	14.83	0.07
z61-1	sz	6.7	1348	357000	bd	20.83	0.10	121	3.91	0.42	24.00		129.10		180.70		328.00		12610	16.89	0.10
z48-1	c	7.6	1447	362000	bd	40.10	0.21	4.80	13.40	1.41	51.30		159.00		188.00		353.00		11190	8.51	0.14
garnet-biotite gneiss (sample 9B)																					
z111-2	r	8.7	679	353000	bd	10.90	0.04	0.52	1.90	0.29	13.50		70.50		119.90		278.00		9810	25.45	0.13
z11-1	re	8.1	487	362000	bd	11.79	0.05	107	4.92	0.47	20.00		62.00		52.40		68.80		10840	4.25	0.12
z15-1	re	6.8	245	316000	bd	7.80	0.04	12.6	2.74	0.25	10.70		34.80		27.50		39.00		17990	4.51	0.12
z65-1	c	5.5	1937	329000	0.55	38.30	0.77	10.20	10.90	1.34	45.70		178.30		291.00		677.00		9880	18.69	0.16
z25-1	c	6.5	949	359000	bd	23.30	0.20	4.19	7.90	0.87	27.90		108.20		171.00		341.00		10080	15.11	0.16
z25-2	r	7.4	188.7	337000	bd	7.49	0.05	0.76	2.90	0.21	14.60		31.20		21.20		28.40		10700	2.40	0.08
z19-2	c	5	900	344000	bd	21.20	0.12	1.90	4.02	0.37	18.50		89.00		165.00		328.00		8900	21.91	0.11
z13-2	c	7.4	1630	340000	bd	39.50	0.45	6.60	7.30	0.06	33.60		153.00		271.00		597.00		7970	20.49	0.17
z69-1	c	5.7	2470	337000	0.71	43.90	0.69	12.00	19.60	1.92	73.70		273.00		397.00		789.00		7620	12.06	0.14
z62-1	re	4.9	380	352000	bd	7.04	0.06	0.60	2.76	0.29	12.40		46.20		49.60		66.50		10890	8.60	0.13
z62-2	c	7.7	1270	359000	bd	28.90	0.22	3.98	7.60	0.78	34.50		133.00		208.00		460.00		9840	16.48	0.12
malic granulite (sample 7C)																					
z101-3	c	7.3	1603	357000	bd	50.20	0.12	1.94	4.30	0.71	28.80		146.70		261.00		603.00		9090	25.88	0.15
z101-1	re	3.8	240	343000	0.06	3.80	0.25	147	1.22	0.25	3.15		16.10		43.70		138.00		10880	54.50	0.37
z101-2	c	12.2	3380	350000	10.3	105.10	1.28	13.30	16.10	2.71	71.30		304.00		530.00		1124.00		6130	19.49	0.21
z14-1	sb	5.6	492	328000	0.31	21.30	2.45	18.20	10.70	2.95	26.50		65.90		59.20		101.80		10360	4.75	0.51
z79-1	c	7.3	3320	337000	0.015	108.90	0.27	4.49	9.90	2.01	59.70		293.00		508.00						

grain/analysis	position	Ti	Y	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Hb	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	[Yb/Gd] _N	Eu/E _T
ZIRCON																					
<i>Hornblende-bearing leucosome (sample A2)</i>																					
z13-r	r	10.4	382	3.12E+05	-0.0085	18	0.088	1.22	2.1	0.68	8.9		39.3		61.3		130.7		8880	18	0.41
z2-2r	r	9.8	307	3.20E+05	-0.01	18	0.047	0.38	0.3	0.37	6.6		26		46.3		105.1		8970	20	0.37
z64-1dm	dm	11.6	831	2.95E+05	-0.0087	22.8	0.495	7.41	8.7	2.1	30.1		86.5		122.4		229		7420	9	0.36
z60-3sz	sz	3	455	3.24E+05	-0.0071	27.2	0.205	2.34	5.8	1.1	16.5		46.9		68		148		8250	11	0.32
z59-1c	c	9	654	3.10E+05	-0.0091	11.1	0.101	1.9	3.6	1.1	17.5		63.3		106.9		245.2		6990	17	0.35
z57-1dm	dm	11.3	403	3.12E+05	-0.0094	19.39	0.13	1.76	3.2	0.76	12.2		39.7		57.3		133.8		7750	14	0.33
z10-1sz	sz	12.1	222	3.19E+05	-0.0083	15.05	0.075	0.76	2.6	0.33	4.7		21.5		34.3		77.2		8480	20	0.28
z10-2sz	sz	15.8	431	3.07E+05	-0.0115	18.82	0.136	2.47	3.2	0.61	13.8		52		65		128.5		8070	12	0.24
z10-3sz	sz	7.1	380	3.15E+05	-0.0096	21.08	0.045	0.83	1.73	0.3	8.6		33		59.5		145.1		9250	21	0.19
z11-1sz	sz	13.6	136	3.16E+05	-0.0096	29.3	0.83	10.3	10.5	2.91	41.5		127.5		165.2		333		7870	10	0.37
z11-2sz	sz	15.5	502	3.22E+05	-0.0094	20.3	0.193	2.56	5.3	1.16	15.2		50.3		77.5		186.5		7730	15	0.36
z11-3sz	sz	16.6	578	3.05E+05	-0.0099	21.7	0.217	3.28	5.5	1.08	19		52.5		84		205		7490	13	0.29
z13-1c	c	7.8	1399	3.07E+05	-0.0098	15.18	0.421	7.93	11.5	1.79	45.7		157.9		204.7		406		7000	11	0.21
z15-2r	r	7.7	388	3.22E+05	-0.0087	11.64	0.062	0.76	2.1	0.26	7.9		26		61.6		156		8370	24	0.17
z59-1c	c	8.4	711	3.29E+05	-0.01	20.79	0.147	2.27	4.56	0.55	19.2		73.9		118.6		253		8080	16	0.15
z17-2r	r	8.6	327.3	3.03E+05	-0.0102	20.02	0.04	1.12	14	0.297	6.9		29.2		52.9		133.1		9440	24	0.24
z22-1c	c	8.7	272.4	3.05E+05	-0.0101	16.01	0.053	0.77	1.09	0.31	5.6		24.4		42.4		107.2		9090	24	0.31
z22-2r	r	10.7	278	3.08E+05	-0.0095	16.12	0.052	0.82	1.5	0.53	7.9		26.7		43.1		98.2		8640	15	0.38
z42-1c	c	6.6	249	2.94E+05	-0.0101	8.67	0.037	0.45	1.42	0.2	4.95		22.8		41.4		104.3		7920	26	0.21
z42-2r	r	11.1	328	2.90E+05	-0.0101	17.39	0.103	1.02	1.7	0.446	7		32		51.7		110.2		8290	19	0.34
z37-2c	c	7.6	870	3.00E+05	-0.0119	13.79	0.167	1.72	7	14.3	29		99.3		142.8		292		7670	12	0.26
z29-1r	r	8.5	284	3.04E+05	-0.0162	13.81	0.079	0.88	1.2	0.33	8.1		27.1		42.6		98.7		8820	15	0.24
z35-2sz	sz	12.5	450	2.97E+05	-0.0146	18.82	0.18	2.86	4.7	0.96	14.6		47.4		66.9		145.2		7900	12	0.32
z34-3r	r	8.3	316	3.02E+05	-0.0131	19.7	0.069	1.46	1.3	0.48	7.7		30.7		49.2		116.1		9110	19	0.36
<i>fine-grained granite (sample B2)</i>																					
z1-1c	c	5.2	691	3.14E+05	0.16	19.3	0.64	4.9	4.1	0.7	17.8		65		116.2		295		12250	20	0.21
z4-20dm	dm	8.6	458	3.17E+05	-0.0134	29.4	0.083	1.54	3.4	0.262	15.7		52.2		73.5		142.3		11590	11	0.09
z4-3r	r	9.4	445	3.41E+05	-0.0099	34.2	0.064	1.13	2.7	0.229	15.1		52.6		74.7		140		10830	11	0.09
z39-1r	r	10	333	3.07E+05	-0.0115	24.1	0.096	1.4	3.17	0.378	9.1		33.6		57.7		126.7		8870	17	0.20
z39-2r	r	9.1	321	3.03E+05	-0.0113	32.2	0.1	1.37	3.1	0.43	11.3		34.6		52.2		118.1		8970	13	0.20
z36-2r	r	10	225.8	3.10E+05	-0.0104	17.2	0.077	0.54	0.7	0.319	5.7		21.1		37.5		94.8		8880	21	0.34
z8-20dm	dm	10.2	601	3.01E+05	-0.0095	22.8	0.051	0.71	3.2	0.126	15.9		69.1		96.2		216		10820	17	0.04
z14-1c	c	8.2	587	3.26E+05	-0.0101	16.3	0.053	0.41	1.64	0.097	13		58.4		101.8		299		11590	28	0.05
z16-1c	c	6.1	592	3.08E+05	-0.0142	16.1	0.27	1.4	-0.7	0.28	14.2		58.1		92.8		221		1218E+04	19	0.14
z17-1c	c	12.5	581	3.07E+05	5.8	79.8	12.2	65.9	22	14.1	24		60.1		92.7		224.2		11340	12	1.86
z17-2r	r	9.5	385	3.25E+05	-0.0094	13.7	0.046	0.54	1.44	0.146	9.1		37.2		65.9		169.5		11860	23	0.09
<i>Orthopyroxene-bearing leucosome (sample C1)</i>																					
z3-2sz	sz	9.3	300	2.99E+05	-0.0095	8.51	0.038	0.54	1.6	0.5	6.1		28		46		132.3		8820	27	0.43
z3-1sz	sz	8.9	221	3.12E+05	-0.01	5.69	0.009	0.28	0.9	0.41	3.16		18.2		36.1		108.8		8390	43	0.66
z2-1sz	sz	11.2	368	3.08E+05	-0.0096	11.16	0.115	1.34	11.2	0.77	9.9		34.2		53.4		168		7200	21	0.48
z2-2re	re	9.9	202	3.09E+05	-0.0097	5.15	-0.0005	0.28	10.1	0.25	3.4		17		32.4		101.3		8820	37	0.37
z1-1c	c	12.5	1930	3.04E+05	0.18	58.2	1.76	23.1	23.9	8.24	74.7		221		267		616		6440	10	0.55
z1-2re	re	7.2	154	2.94E+05	-0.0122	7.07	0.031	0.37	0.26	0.297	3.68		13.7		24.7		66.8		8370	22	0.52
z1-1re	re	8.4	174	3.16E+05	-0.01	7.69	0.061	0.25	1.6	0.39	3.3		17.9		28.7		82.2		9170	31	0.51
z5-1sz	sz	9.1	177	3.08E+05	-0.0125	7.81	0.024	0.35	1.7	0.34	3.8		17.2		25.3		73.9		9340	24	0.39
z66-1sz	sz	6.9	232	3.01E+05	-0.0106	5.78	0.036	0.5	1.68	0.367	4.61		18.5		36.9		111.6		8310	30	0.38
z64-1sz	sz	7.9	137	3.18E+05	-0.0104	5.12	0.047	0.21	0.24	0.229	2.23		11.2		21.5		66.8		8700	37	0.63
z62-1sz	sz	4.8	309	3.22E+05	-0.0092	6.52	0.023	0.55	0.54	0.59	5.7		26		49.8		155.4		8700	34	0.65
z17-2sz	sz	10.7	174	3.01E+05	-0.0097	7.97	0.06	0.33	0.1	0.38	3.2		15		27.3		73.4		8630	28	0.81
z12-2sz	sz	8.9	363	3.02E+05	-0.01	10.06	0.042	0.45	0.9	0.41	5.7		34.6		57		174.2		9260	38	0.42
z23-1re	re	9.9	143	3.11E+05	-0.0091	8.55	0.0111	0.71	0.6	0.32	2.66		13.5		21		76.9		8550	37	0.67
z29-1tc	c	10	509	3.01E+05	-0.0109	12.52	0.095	1.63	3.2	1.57	14.2		73.2		73.2		210		7260	18	0.60
z32-2tc	re	10.5	152	3.10E+05	-0.0121	7.63	0.028	0.37	1.66	0.245	2.46		15.1		23.4		74.4		9070	37	0.37
z36-1tc	c	10.3	294	2.94E+05	-0.0128	8.16	0.051	0.9	1.6	0.67	5.4		27.9		45.6		142.9		8240	33	0.63

c: core; r: rim; sz: sector-zoned; sb: soccerball; re: recrystallized; dm: dark mantle

grain/analysis	position	Ti	Y	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Hb	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	[Yb/Gd] _N	Eu/Eu*
ZIRCON																					
<i>Felsic granulite (sample A)</i>																					
z1-2r	r	8.9	199	3.27E+05	-0.0109	6.23	0.015	0.43	0.92	0.24	3.89		20.3		34.8		86.7		8410	28	0.33
z1-1c	c	6.9	753	3.19E+05	-0.0081	21.5	0.106	192	2.5	0.518	17.2		76.9		126.9		311		7820	22	0.18
z61-1c	c	7.9	1389	3.02E+05	0.003	26.8	0.423	6.09	11	2.07	47.1		460.7		219		472		7370	12	0.24
z61-2r	r	6.3	795	3.03E+05	-0.0088	9.47	0.183	3.32	7.8	2.3	32.7		96.5		146.1		250.4		6640	9	0.38
z58-1c	c	10.1	824	2.96E+05	-0.0091	22.8	0.144	2.24	5.2	0.69	20.3		86.8		289		328		7590	20	0.18
z10-1c	c	9.5	1871	3.14E+05	0.014	19.4	0.697	10.07	15.2	2.2	64.6		214		80.2		544		6890	10	0.18
z12-1c	c	9.1	470	3.35E+05	-0.0104	12.67	0.071	10.4	1.28	0.46	10.7		47.7		225		177		7520	20	0.26
z17-1c	c	8.8	1430	3.01E+05	0.001	28.6	0.185	3.5	5.9	158	29.9		122.7		115		487		6010	20	0.30
z18-1c	c	7.7	705	3.48E+05	-0.0076	14	0.062	2.14	5.4	0.84	17.1		75		236		236		8160	17	0.24
z25-1c	c	10.8	1155	3.27E+05	-0.0091	13.25	0.286	4.3	5.9	164	31.1		121		193		393		6490	16	0.30
z25-2c	c	10.2	598	3.36E+05	-0.0087	10.54	0.133	153	2.95	0.63	15		57.4		100.8		220		7530	18	0.23
z34-2c	c	7.9	441	3.31E+05	-0.0085	10.03	0.114	181	1.88	0.75	11.6		43.9		71.2		162		7160	16	0.38
<i>Felsic granulite (sample B)</i>																					
z70-1c	c	5.9	738	3.27E+05	-0.0168	15.2	0.155	2.72	4.4	0.96	18.3		72.2		121		265		7060	18	0.28
z69-3re	re	7.2	224	3.33E+05	-0.0153	9.43	0.05	0.52	2.1	0.424	4.29		19.5		37.4		103.3		8330	30	0.42
z69-1c	c	7.4	436	3.28E+05	-0.0143	14.46	0.028	107	1.9	0.243	10.5		43.8		79.6		179		8910	21	0.13
z68-2re	re	9.5	354	3.29E+05	-0.0179	9.09	0.013	0.81	3.7	0.38	7.9		34		60.4		133.3		8410	21	0.21
z68-1c	c	5.4	414	3.24E+05	-0.0161	12.09	0.054	111	1.6	0.283	8.1		36.7		67.5		155.2		8240	24	0.20
z7-3c	c	6	837	3.41E+05	-0.0117	18.3	0.069	146	3.72	0.098	22		87.4		138.9		303		9000	17	0.03
z10-2re	re	8.2	222	3.11E+05	-0.0147	8.57	0.038	0.44	0.47	0.48	4.6		20.2		36.5		94.1		8350	25	0.65
z10-1c	c	8.3	1780	3.27E+05	0.007	24.7	0.347	5.75	10.8	0.82	56.9		189		306		605		8470	13	0.08
z20-1c	c	8.5	564	3.28E+05	-0.0143	12.33	0.076	1.75	3.2	0.436	14.3		60.5		92.6		206		7890	18	0.17
z20-2re	re	8	68	3.21E+05	-0.012	21.7	0	0.11	0.37	0.05	0.87		4.8		14.8		45.8		7930	65	0.26
z23-1re	re	7.7	241	3.39E+05	-0.0139	6.82	0.025	0.43	0.96	0.202	4.8		21.3		44.6		109.7		8920	28	0.23
z23-2c	c	9	1285	3.46E+05	-0.0146	18.5	0.405	7	9.4	142	47.5		145		206		417		7900	11	0.17
z49-1c	c	5.5	983	3.40E+05	-0.0153	20.3	0.113	3.2	5.1	118	21.7		96.7		172		385		7270	22	0.29
z26-2re	re	6	218	3.22E+05	-0.0143	7.44	0.05	0.61	0.5	0.182	5.2		23		39.1		88.3		8420	21	0.22
z26-1c	c	8.3	2156	3.02E+05	0.014	26.5	0.62	11	17.9	2.55	69.7		253		353		676		6850	12	0.19
z31-2re	re	8.3	243	3.24E+05	-0.0094	6.75	0.014	0.22	2	0.23	5.9		24.9		42.4		120		7900	25	0.19
z31-1c	c	6.3	497	3.05E+05	-0.0124	15.02	0.064	147	2.76	0.38	12.9		48.7		80		180		7260	17	0.16
z32-2c	c	6	1129	3.22E+05	-0.0118	30.7	0.237	4.3	6.9	1.61	34.3		117.8		201		377		7240	14	0.26
z32-1c	c	10	1119	3.19E+05	0.001	22	0.165	2.5	5.54	1	26.3		105.1		191		438		7050	21	0.21
z39-1c	c	7.2	793	3.14E+05	-0.0113	15.9	0.187	2.74	5.3	10.6	23.4		84.4		129.1		273		7270	14	0.25
<i>Garnet granulite (sample B)</i>																					
z57-1c	c	8.5	1265	3.47E+05	-0.0183	9.77	0.184	2.06	5.6	0.76	28.6		118		214		434		8570	19	0.15
z54-2c	c	8.8	364	3.48E+05	-0.0152	3.09	0.026	0.31	1.71	0.072	9.6		41.5		43.7		76.6		1080	10	0.04
z54-1c	c	10.1	981	3.75E+05	-0.0122	14.08	0.25	3.6	5.6	0.71	22.2		101		162		353		8130	20	0.17
z8-1dm	dm	6.7	80	3.41E+05	-0.019	7.66	0.007	0.67	2.4	0.36	2		8.5		10.4		19.3		9150	12	0.49
z8-2dm	dm	4.9	137	3.44E+05	-0.0193	8.26	0.04	0.44	1.8	0.34	5.1		16.1		20		36.6		1020	9	0.32
z16-1r	r	7.9	83	3.58E+05	-0.0152	15.67	0.084	0.83	2.6	0.6	8.5		14.8		8.05		8.7		9780	1	0.35
z16-2c	c	60	4830	3.74E+05	0.63	40.2	1.67	18.5	29.2	1.72	145		516		754		1420		8670	12	0.07
z17-1r	r	8.6	15	3.48E+05	-0.0156	12.82	0.056	0.73	11	0.285	5.6		15.7		15.7		24.1		10030	5	0.28
z17-2c	c	4.5	530	3.42E+05	-0.0161	7.73	0.178	2.07	3.3	0.5	18.1		52.7		101.1		254		9810	17	0.16
z18-2c	c	6.7	327	3.41E+05	-0.0131	4.26	0.047	0.63	1.54	0.231	7.37		35.1		43.9		80.3		10440	13	0.17
z18-1c	c	8.2	879	3.20E+05	-0.0174	11.5	0.53	5.2	3.6	0.84	17.9		83.4		162		347		7630	24	0.26
z20-1c	c	10.4	501	3.22E+05	-0.0141	5.42	0.052	0.78	1.74	0.205	9.6		46.6		83		188.4		7320	24	0.12
z20-2r	r	9.1	112	3.21E+05	-0.015	13.11	0.071	0.71	3.19	0.39	6.4		13.8		15.1		26.3		9130	5	0.26
z33-2c	c	8.2	760	3.11E+05	-0.0145	13.8	0.061	0.97	1.2	0.49	10.1		61.4		138.9		383		7890	47	0.30

c: core; r: rim; sz: sector-zoned; sb: soccerball; re: recrystallized; dm: dark mantle

Garnet trace element data (in ppm).

grain/analysis	position	Ti	Y	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	[Yb/Gd] _N	Eu/Eu*
GARNET																				
<i>stromatic garnet-biotite metatexite</i>																				
<i>sample 6D1</i>																				
g1-1	rim	190.1	555	12.7	bdl	0.04	0.05	139	8.10	1.00	38.20	10.54	83.50	18.59	53.90	8.11	56.20	7.63	1.82	0.14
g1-2	rim	250	472	14.88	bdl	0.14	0.17	3.93	11.09	1.44	38.50	9.88	75.50	17.30	52.60	8.11	52.00	7.09	1.67	0.19
g1-3	rim	250	577	14.94	bdl	0.14	0.15	3.93	11.55	1.63	43.00	10.80	86.30	21.00	69.60	10.66	69.60	9.24	2.00	0.20
g1-4	rim	225.3	635	13.3	bdl	0.06	0.07	186	8.35	1.16	34.60	9.99	90.00	23.00	72.90	10.82	70.40	9.25	2.51	0.18
g1-5	outer core	95.2	1051	18.13	bdl	0.03	0.03	0.88	3.52	0.41	17.40	8.08	105.80	39.60	169.70	31.40	236.10	38.1	16.77	0.13
g1-6	inner core	48.6	701	8.02	bdl	0.10	0.05	0.39	1.12	0.07	10.81	5.95	81.30	25.00	83.00	12.72	102.30	13.13	9.56	0.04
g1-7	inner core	39.2	763	7.48	bdl	0.07	0.01	0.17	0.88	0.07	9.16	5.49	79.90	26.80	96.10	15.42	102.30	13.13	13.80	0.05
g1-8	outer core	40	614	6.63	bdl	0.09	0.02	0.35	1.29	0.08	11.30	5.89	74.80	21.00	61.00	8.21	49.60	5.45	5.43	0.04
g1-9	outer core	69.2	621	7.06	bdl	0.28	0.15	12.3	1.83	0.14	14.73	6.88	77.70	21.90	70.60	10.31	65.50	8.29	5.50	0.06
g1-10	rim	148.7	296	11.88	bdl	0.06	0.08	2.32	6.93	0.69	21.68	6.35	50.60	10.21	24.10	3.18	20.76	2.89	1.18	0.16
g1-11	rim	174.2	472	16.59	bdl	0.05	0.07	182	7.47	0.84	31.70	8.82	72.80	15.40	41.30	6.25	43.40	5.71	1.69	0.14
g1-12	rim	133.7	976	10.73	bdl	0.06	0.06	1.25	5.11	0.69	32.90	12.39	128.00	34.60	114.60	18.91	137.50	20.95	5.17	0.12
g1-13	rim	204.1	598	14.35	bdl	0.09	0.09	2.04	7.82	0.90	33.40	9.83	84.00	20.58	66.90	11.29	83.60	12.71	3.09	0.15
g1-14	rim	167	422	19.41	bdl	0.06	0.06	1.65	7.58	0.89	33.10	9.13	70.50	13.87	33.70	4.71	32.80	4.1	1.22	0.14
g1-15	rim	146.4	241.1	19.8	bdl	0.06	0.07	2.11	6.98	0.71	21.94	6.39	47.40	8.30	16.82	1.98	11.63	1.44	0.66	0.16
g1-16	outer core	78.9	350	4.69	bdl	0.32	0.19	1.93	2.58	0.20	14.71	5.98	55.40	11.54	28.20	3.48	20.22	2.64	1.70	0.08
g1-17	outer core	46.9	592	5.75	bdl	0.27	0.12	0.88	1.64	0.10	12.78	5.92	72.10	20.91	66.20	10.36	65.70	8.62	6.35	0.04
g1-18	outer core	59.1	673	8.71	bdl	0.19	0.12	1.20	1.86	0.11	13.18	6.77	82.30	23.80	73.60	10.34	62.50	7.84	5.86	0.05
g1-19	outer core	31.2	588	8.22	bdl	0.05	0.01	0.13	0.47	0.07	4.88	3.25	54.10	20.72	83.20	14.57	101.50	13.3	25.71	0.09
g1-20	outer core	41.7	378	6.35	bdl	0.06	0.01	0.14	0.50	0.08	3.87	2.34	36.30	13.12	54.60	10.34	79.60	10.64	25.42	0.13
g1-21	outer core	73.5	234	12.44	bdl	0.08	0.04	0.26	0.62	0.12	5.64	2.73	32.10	7.97	22.10	2.86	16.85	1.64	3.69	0.13
g1-22	inner core	135.1	298	22.8	bdl	0.05	0.05	0.74	1.86	0.23	7.91	3.29	37.50	9.60	30.40	5.03	37.00	5.01	5.78	0.16
g1-23	inner core	141.9	408	8.27	bdl	0.11	0.08	1.24	2.15	0.25	8.67	3.76	43.70	11.68	39.80	6.89	53.90	5.9	7.68	0.16
g1-24	inner core	114.3	634	7.67	bdl	0.07	0.07	0.94	1.58	0.18	6.95	3.74	57.60	23.20	111.60	23.80	202.90	30.26	36.08	0.14
g1-25	rim	176.2	787	14.37	bdl	0.07	0.07	1.73	6.66	0.81	35.90	11.48	102.50	24.79	79.70	13.38	98.80	14.91	3.40	0.13
g2-1	rim	187.6	769	16.08	bdl	0.07	0.06	1.63	7.63	0.91	36.60	11.50	104.30	25.74	85.60	13.25	94.90	13.39	3.20	0.14
g2-2	core	208.7	591	15.72	bdl	0.06	0.07	1.86	8.62	1.09	37.80	10.83	87.70	20.10	60.30	9.06	63.40	8.83	2.07	0.16
g2-3	core	211.7	560	78.8	0.185	0.79	0.19	2.57	9.28	1.16	39.72	10.80	85.20	18.52	53.40	8.10	57.30	7.83	1.78	0.16
g2-4	core	226.3	622	13.14	bdl	0.06	0.07	1.82	8.14	0.95	38.77	11.20	91.50	20.71	63.20	9.45	67.10	9.54	2.14	0.14
g2-5	rim	193.3	811	14.23	bdl	0.10	0.06	1.26	6.46	0.87	37.86	12.09	108.10	25.63	82.10	12.47	91.80	12.65	3.00	0.13
g2-6	rim	178.6	932	15.34	bdl	0.10	0.09	2.06	6.91	0.82	35.79	12.01	116.30	30.27	103.00	16.95	122.50	18.26	4.23	0.13
g2-7	rim	116.5	1159	14.19	bdl	0.05	0.04	1.09	4.10	0.61	28.90	12.38	137.70	39.89	141.80	23.12	170.00	25.37	7.27	0.13
g2-8	rim	142	1065	9.06	bdl	0.03	0.03	0.86	4.47	0.67	31.60	12.66	131.70	36.40	126.50	20.54	147.70	22.31	5.78	0.13
g2-9	rim	109.2	1217	7.83	bdl	0.04	0.04	0.93	3.81	0.57	26.42	12.15	142.80	43.20	160.90	26.54	194.70	29.61	9.11	0.13
g2-10	rim	160.4	1025	12.14	bdl	0.04	0.04	0.98	4.95	0.74	33.30	12.43	125.80	33.66	141.60	18.81	138.20	20.07	5.13	0.13
<i>sample 6D2</i>																				
g3-1	rim	170	469	13.21	bdl	0.04	0.05	1.32	7.63	0.83	37.10	10.26	78.50	16.20	42.70	6.18	40.80	5.58	1.36	0.12
g3-2	core	142.5	93.3	7.2	bdl	0.14	0.14	3.12	6.84	0.57	17.50	4.49	25.00	3.10	4.80	0.47	2.29	0.266	0.16	0.15
g3-3	core	161	90	15.7	bdl	0.05	0.07	1.89	7.69	0.70	23.00	5.07	25.10	2.80	4.38	0.37	1.87	0.192	0.10	0.15
g3-4	core	147	123.3	14.89	bdl	0.06	0.07	2.08	7.87	0.71	23.80	5.60	29.50	3.56	5.63	0.53	2.65	0.231	0.14	0.15
g3-5	core	135.7	163	13.9	bdl	0.04	0.06	1.80	7.37	0.64	22.10	5.60	34.40	5.08	9.05	1.01	6.03	0.562	0.34	0.14
g3-6	rim	137.5	280	15.7	bdl	0.04	0.05	1.36	7.42	0.69	28.80	7.61	50.80	8.51	18.60	2.63	17.30	1.87	0.74	0.13
g3-7	rim	115.9	691	55.9	0.132	0.56	0.09	1.02	6.25	0.78	38.80	12.24	102.90	23.20	66.40	10.02	69.30	9.09	2.21	0.12

grain/analysis	position	Ti	Y	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Hb	Er	Tm	Yb	Lu	[Yb/Gd] _N	Eu/Eu*
GARNET																				
garner-bearing leucosome																				
sample 1A																				
g4-1	rim	92	453	4.64	bdl	0.05	0.05	0.75	3.32	0.31	17.60	7.40	79.00	17.00	40.80	4.96	25.20	2.72	1.77	0.10
g4-2	rim	107	609	5.86	bdl	0.06	0.05	0.90	3.63	0.36	21.40	9.20	102.00	23.70	59.70	7.32	37.30	3.89	2.15	0.10
g4-3	rim	87	720	4.93	bdl	0.06	0.05	0.82	3.34	0.32	18.10	8.40	100.00	26.80	80.00	10.90	59.90	6.9	4.09	0.10
g4-4	core	112	605	7.6	bdl	0.07	0.06	1.13	3.83	0.36	19.90	9.00	96.00	23.00	63.70	8.65	48.80	5.51	3.03	0.10
g4-5	core	124	636	8.3	bdl	0.09	0.07	1.23	4.50	0.35	22.50	9.30	99.00	23.80	65.80	8.88	50.40	5.42	2.77	0.09
g4-6	core	117	879	6.83	bdl	0.09	0.07	1.21	4.32	0.36	22.40	9.70	117.00	33.30	109.00	17.10	110.60	14.08	6.10	0.09
g4-7	core	197	615	14.4	bdl	0.11	0.08	1.55	5.41	0.43	26.80	9.80	101.00	24.50	67.50	9.30	51.90	5.59	2.39	0.09
g4-8	core	351	387	23.8	bdl	0.09	0.10	1.79	7.11	0.53	31.70	10.80	86.00	15.50	31.60	3.40	15.20	1.38	2.03	0.09
g4-9	core	205	578	16.7	bdl	0.13	0.08	1.49	5.42	0.43	26.30	10.00	98.00	22.30	58.10	7.77	43.30	4.8	4.95	0.09
g4-10	core	152	828	13.1	bdl	0.10	0.07	1.34	4.81	0.37	23.40	10.00	112.00	29.50	93.00	14.70	93.70	12.64	6.70	0.09
g4-11	core	133	930	9.9	bdl	0.06	0.07	1.32	4.40	0.36	22.80	10.30	116.00	34.60	117.00	19.20	123.60	16.21	7.35	0.09
g4-12	core	115	1001	9	bdl	0.10	0.07	1.21	4.52	0.36	23.10	10.30	118.00	36.10	123.00	21.00	137.30	18.5	4.04	0.09
g4-13	core	137	789	10.6	bdl	0.10	0.07	1.20	4.41	0.37	23.20	10.09	113.00	28.60	83.60	12.35	75.90	9.68	4.23	0.10
g4-14	core	112.2	705	8.38	bdl	0.09	0.07	0.99	3.74	0.35	20.93	8.56	93.50	24.10	73.40	11.42	71.60	9.59	5.74	0.08
g4-15	core	99.4	850	7.29	bdl	0.07	0.06	0.86	3.52	0.29	20.10	9.12	104.60	29.40	93.70	14.86	93.40	12.08	5.09	0.09
g4-16	rim	89.3	752	5.59	bdl	0.06	0.05	0.84	3.32	0.30	18.71	8.37	97.00	26.40	80.50	11.99	77.10	9.62	1.48	0.11
g4-17	rim	103.6	443	7.44	bdl	0.05	0.04	0.75	3.05	0.35	18.67	7.90	76.30	15.97	36.50	4.19	22.34	2.51	4.45	0.12
g4-18	rim	67.5	434	4.17	bdl	0.03	0.02	0.42	2.16	0.28	13.89	6.01	62.20	14.98	44.50	7.05	50.00	7.22	0.83	0.16
g4-19	rim	145.1	164.2	10.59	bdl	0.02	0.02	0.48	3.14	0.49	17.74	5.55	36.70	6.23	14.27	1.99	11.94	1.53	0.04	0.47
g4-20	rim	395	26.5	17	bdl	0.01	0.02	0.68	5.22	1.78	19.67	3.33	11.00	0.89	1.25	0.11	0.60	0.053	0.13	0.24
g4-21	rim	127	33.7	8.9	bdl	0.00	0.00	0.14	1.14	0.38	9.48	2.46	12.40	1.46	2.10	0.22	1.02	0.146	0.42	0.16
g4-22	core	96	106.6	4.98	bdl	0.01	0.01	0.24	1.40	0.30	11.60	3.98	30.40	4.36	8.21	0.76	3.98	0.433	2.06	0.11
g4-23	core	87	354	4.91	bdl	0.02	0.02	0.48	2.52	0.30	16.08	6.82	66.00	13.30	33.50	4.37	26.80	3.27	1.37	0.11
g4-24	core	98	363	6.16	bdl	0.04	0.04	0.83	3.24	0.34	17.70	7.10	70.00	14.40	32.50	3.61	19.60	2.11	1.25	0.11
g4-25	core	108	388	7.36	bdl	0.05	0.04	0.86	3.36	0.37	19.20	8.10	77.00	15.20	32.60	3.73	19.40	2.01	2.08	0.10
g4-26	core	100	550	6.84	bdl	0.06	0.05	0.89	3.80	0.33	18.80	8.70	93.00	21.40	51.70	6.37	31.70	3.42	3.79	0.09
g4-27	core	103	719	6.29	bdl	0.06	0.05	0.90	3.52	0.30	19.20	8.90	103.00	26.90	76.00	10.40	58.80	6.85	5.60	0.09
g4-28	core	105	819	6.62	bdl	0.08	0.05	1.04	3.78	0.31	20.20	9.20	105.00	31.50	102.00	14.80	91.50	10.78	3.71	0.09
g4-29	core	123	679	8.4	bdl	0.08	0.07	1.13	4.10	0.36	21.30	8.90	103.00	26.60	78.00	11.00	64.00	7.47	3.43	0.10
g4-30	core	124	644	8.3	bdl	0.08	0.07	1.23	4.38	0.37	21.10	8.78	100.00	24.80	72.00	10.00	58.60	6.84	3.43	0.09
g4-31	core	128	715	8.4	bdl	0.09	0.06	1.18	4.67	0.37	22.50	9.10	105.00	26.30	75.00	11.00	62.40	7.36	0.89	0.09
g4-32	core	235	550	17.3	bdl	0.11	0.09	1.88	7.62	0.58	36.40	12.50	111.00	21.00	47.70	5.46	26.30	2.43	3.59	0.09
g4-33	core	400	163	24.7	bdl	0.10	0.10	1.81	6.76	0.58	24.90	6.47	39.20	6.50	12.80	1.35	6.44	0.74	3.67	0.09
g4-34	core	128	690	8.8	bdl	0.09	0.08	1.23	4.52	0.35	22.10	9.50	106.00	26.30	77.70	10.80	64.20	7.7	4.25	0.09
g4-35	core	128	702	9.4	bdl	0.09	0.08	1.23	4.55	0.36	22.70	9.50	103.00	25.50	75.80	10.97	67.40	8.17	4.19	0.09
g4-36	core	110	699	8.6	bdl	0.08	0.06	1.10	3.84	0.32	21.00	9.00	98.00	25.20	75.20	11.20	72.20	9.36	2.44	0.10
g4-37	core	99	753	5.66	bdl	0.06	0.05	1.02	3.64	0.30	20.20	9.25	102.00	27.90	83.60	11.82	68.40	8.32	1.94	0.12
g4-38	rim	95	547	5.91	bdl	0.05	0.04	0.69	3.13	0.33	18.70	8.24	86.30	20.40	51.80	6.74	36.90	4.27	1.08	0.15
g4-39	rim	69.8	343	3.38	bdl	0.03	0.03	0.60	2.59	0.30	14.42	6.04	58.00	12.70	30.90	3.84	22.60	2.67	0.46	0.21
g4-40	rim	129.7	174	6.14	bdl	0.01	0.00	0.21	1.48	0.33	13.94	5.07	38.80	7.38	16.80	2.08	12.20	1.66	0.24	0.41

grain/analysis	position	Ti	Y	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	[Yb/Gd] _N	Eu/Eu*
GARNET																					
garnet granulite (sample 6B A)																					
Grt1-1	rim	46165	35141	1796	0.064	0.766	0.463	7.26	9.71	2.7	24	6.32	47.12	10.78	32.53	5.16	44.46	5.59	0.46	2.29	0.16
Grt1-2	core	424.59	354.93	18.88	0.0297	0.657	0.398	6.88	9.98	2.96	25.98	6.97	55.91	14.66	51.21	9.26	77.77	13.9	0.47	3.70	0.16
Grt1-3	core	336.64	596.4	14.52	0.152	0.753	0.267	4.92	6.87	2.01	21.88	7.16	72.14	22.18	88.52	16.34	141.31	23.05	0.45	7.98	0.14
Grt1-4	core	362.53	314.5	13.61	0.034	0.517	0.3	5.86	9.6	2.57	27.16	6.56	49.78	12.71	47.13	8.99	79.9	14.62	0.44	3.64	0.14
Grt1-5	rim	348.88	526.56	16.27	0.19	0.909	0.345	5.62	8.52	2.18	26.41	7.94	71.92	20.46	68.09	11.36	91.94	13.55	0.50	4.30	0.12
Grt2-1	rim	486.16	114.54	19.08	0.113	1.58	0.732	9.16	9.25	3.01	17.46	3.35	23.34	4.34	11.58	1.55	8.91	1.18	0.49	0.63	0.23
Grt2-2	core	397.63	194.67	20.85	0.032	0.626	0.412	7.34	8.99	2.81	22.34	4.33	31.9	8.27	25.19	3.89	27.34	4.11	0.24	1.51	0.18
Grt2-3	core	382.75	163.42	17.28	bdl	0.611	0.387	6.52	9.97	2.53	23.12	4.6	28.42	6.19	17.49	2.51	18.79	2.78	0.36	1.00	0.15
Grt2-4	core	445.82	163.98	21.25	0.052	0.98	0.557	8.65	10.56	3.02	20.91	4.61	30.98	6.95	19.74	2.78	19.36	3.3	0.29	1.14	0.19
Grt2-5	rim	479.95	144.91	20.47	0.181	1.47	0.68	9.62	9.67	2.72	19.73	4	25.09	7.42	11.61	1.78	10.77	1.21	0.41	0.67	0.19
Grt3-1	rim	498.38	203.76	17.4	0.053	0.909	0.54	7.82	11.02	2.62	26.61	6.16	39.26	7.42	17.72	2.34	15.15	1.74	0.27	0.70	0.14
Grt3-2	core	428.3	218.82	20.95	0.0195	0.631	0.378	6.02	10.3	2.32	19.46	4.18	32.48	8.55	24.87	3.97	26.74	3.78	0.46	1.70	0.16
Grt3-3	core	358.94	213.13	15.88	0.041	0.458	0.272	5.29	9.57	2.33	18.73	4.45	35.52	8.6	24.28	3.48	22.94	3.2	0.47	1.51	0.16
Grt3-4	core	407.27	177.18	16.97	bdl	0.452	0.346	5.98	9.86	2.46	20.81	4.5	31.25	6.93	18.16	2.65	17.25	2.44	0.27	1.02	0.16
Grt3-5	core	440.92	165.27	18.95	0.0215	0.564	0.429	7.21	9.77	2.77	20.84	4.38	29.28	6.29	17.89	2.68	18.7	2.54	0.48	1.11	0.18
Grt3-6	core	424.46	124.17	21.45	0.0343	0.71	0.453	7.68	10.5	2.57	19.83	3.81	24.2	4.64	11.19	1.44	8.86	1.072	0.30	0.55	0.17
Grt3-7	rim	494.61	141.46	20.11	0.055	1.09	0.568	7.97	11.59	2.73	22.83	4.57	28.96	5.03	12.13	1.61	10.4	1.22	0.32	0.56	0.16
Grt4-1	rim	486.03	158.64	17.51	0.04	0.81	0.511	6.66	9.78	2.67	19.89	4.13	26.41	5.29	14.4	2.08	15.03	2	0.37	0.93	0.18
Grt4-2	core	453.58	114.11	20.4	0.038	0.698	0.41	6.85	9.42	2.61	15.58	3.1	20.49	4	11.23	1.72	12.86	1.99	0.34	1.02	0.21
Grt4-3	core	397.29	99.07	17.27	0.144	0.8	0.318	5.57	8.44	2.45	14.67	2.78	16.27	3.38	9.1	1.31	11.71	1.66	0.31	0.99	0.21
Grt4-4	core	475.31	113.51	21.93	0.027	0.8	0.467	6.32	10.32	2.69	18.09	3.37	21.12	4.21	11.05	1.58	11.66	1.7	0.47	0.80	0.19
Grt4-5	rim	356.71	206.79	5.81	0.234	0.79	0.184	3.65	8.48	2.6	24.64	4.85	36.15	7.29	20.17	2.51	16.53	2.12	0.27	0.83	0.16
garnet granulite (sample 6B C)																					
Grt5-1	rim	453.47	111.07	18.64	0.0391	0.864	0.501	7.54	9.17	2.43	16.02	3.17	19.62	3.99	11.24	1.56	11.28	1.53	0.328	0.87	0.19
Grt5-2	core	436.39	137.97	12.84	0.076	0.768	0.33	6.37	9.06	2.76	17.99	3.85	26.02	5.18	14.37	2.13	15.41	2.31	0.398	1.06	0.20
Grt5-3	core	476.34	131.39	15.29	0.0209	0.617	0.363	6.35	8.98	2.57	16.5	3.43	22.62	5.13	15	2.41	18.62	2.85	0.352	1.39	0.20
Grt5-4	core	521.53	150.96	17.71	0.0349	0.677	0.388	6.84	10.12	2.85	16.89	3.49	26.59	5.97	18.05	2.77	21.1	3.11	0.415	1.54	0.21
Grt5-5	core	424.63	145.28	11.61	0.079	0.471	0.243	4.57	8.16	2.39	15.12	3.18	22.39	5.74	18.46	3.03	22.69	3.41	0.178	1.85	0.21
Grt5-6	core	480.66	156.27	12.98	0.038	0.438	0.332	5.56	9.39	2.62	16.55	3.39	23.78	6.17	19.33	3.29	26	3.9	0.386	1.94	0.20
Grt5-7	core	426.44	143.49	15.12	0.072	0.55	0.341	5.35	8.55	2.6	16.35	3.2	24.18	5.72	17.72	2.83	23.46	3.26	0.379	1.77	0.21
Grt5-8	core	452.42	144.78	15.64	0.076	0.681	0.407	5.6	9.13	2.45	17.43	3.7	24.94	5.86	15.68	2.45	18.96	2.94	0.414	1.34	0.18
Grt5-9	core	389.12	146.27	14.19	0.03	0.651	0.382	5.31	7.24	2.29	17.77	3.97	27.31	6.44	16.73	2.56	18.45	2.46	0.308	1.28	0.18
Grt5-10	rim	380.77	136.71	12.35	0.032	0.615	0.319	5.2	8.3	2.53	17.78	3.76	26.57	5.78	15.87	2.18	16.91	2.54	0.243	1.18	0.19
Grt6-1	rim	352.95	201.92	9.51	0.07	0.592	0.341	5.53	9.75	2.66	24.59	5.75	36.74	7.48	18.43	2.56	17.24	2.28	0.369	0.87	0.15
Grt6-2	core	379.9	150.54	13.03	0.018	0.589	0.375	6.09	10.21	2.57	24.24	5.08	30.48	6.04	14.43	2.04	13.46	1.75	0.375	0.69	0.15
Grt6-3	core	429.86	111.45	15.38	0.044	0.593	0.427	6.26	10.26	2.51	22.37	4.35	25.17	4.28	10.19	1.44	9.86	1.45	0.5	0.54	0.15
Grt6-4	core	407.25	138.26	13.59	0.049	0.597	0.368	6.01	10.42	2.69	23.2	4.79	28.55	5.15	11.46	1.61	10.84	1.46	0.44	0.58	0.16
Grt6-5	rim	415.07	125.1	14.58	0.039	0.667	0.398	6.12	10.76	2.58	24.22	5	27.42	4.67	10.92	1.38	9.52	1.2	0.432	0.49	0.15
Grt7-1	rim	485.21	105.12	17.14	0.043	0.92	0.519	7.63	9.5	2.32	15.01	3.02	19.02	3.8	9.88	1.4	10.39	1.35	0.372	0.86	0.19
Grt7-2	core	490.32	101.71	16.5	0.066	0.91	0.474	7.47	8.85	2.6	15.88	3.18	19.98	3.96	10.88	1.72	12.66	1.69	0.174	0.99	0.21
Grt7-3	core	423.47	114.85	24.61	0.056	0.466	0.241	5.34	7.36	2.05	16	2.92	21.84	4.15	13.75	1.97	16.7	2.61	0.75	1.29	0.18
Grt7-4	core	467.61	99.3	18.72	0.057	0.76	0.438	6.78	9.15	2.4	15.23	2.81	18.69	3.8	10.83	1.47	11.26	1.59	0.325	0.91	0.20
Grt7-5	rim	506.61	100.5	18.71	0.0304	0.97	0.55	7.45	9.31	2.32	15.29	3.04	19.5	3.55	9.88	1.42	9.68	1.31	0.38	0.78	0.19

c: core; r: rim; bdl: below detection limit

ANEXO VIII

Análises de U-Pb em zircão obtidas por LA-ICP-MS

grain/spot position	U	Th	Th/U	Isotopic ratios						Ages (in Ma) ^a				Discord ance ^b (%)
	ppm	ppm		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	
stromatic garnet-biotite metatextite (sample 6D)														
8-sz2	921	183.3	0.20	0.0969	0.0010	0.8062	0.0095	0.0599	0.0008	596	6	601	30	0.68
50-sz3	334	108.6	0.33	0.0977	0.0006	0.8114	0.0097	0.0600	0.0008	601	4	606	29	0.48
72-sz2	572	184	0.32	0.0980	0.0016	0.8140	0.0170	0.0601	0.0014	603	10	626	52	0.48
51-sz1	449	136.1	0.30	0.0983	0.0007	0.8131	0.0091	0.0600	0.0008	605	4	600	30	0.00
50-sz2	127.6	52.5	0.41	0.0987	0.0012	0.8260	0.0190	0.0604	0.0013	607	7	617	48	0.87
23-sz2	407	138.5	0.34	0.0987	0.0014	0.8210	0.0210	0.0602	0.0015	607	8	622	52	0.18
38-sz2	353	202.1	0.57	0.0988	0.0009	0.8180	0.0110	0.0600	0.0009	607	5	604	32	-0.15
57-sz3	285	134.8	0.47	0.0991	0.0009	0.8250	0.0120	0.0603	0.0010	609	5	612	36	0.18
90-r1	167.7	76	0.45	0.0993	0.0011	0.8320	0.0170	0.0602	0.0012	610	7	618	44	0.60
9-sz1	380	217	0.57	0.0994	0.0011	0.8220	0.0130	0.0604	0.0008	611	6	618	30	-0.28
6-r1	101.8	41.7	0.41	0.0994	0.0014	0.8340	0.0250	0.0602	0.0020	611	8	613	71	0.68
34-sz2	200.9	84.2	0.42	0.0995	0.0011	0.8280	0.0170	0.0607	0.0012	612	7	627	45	0.03
51-sz2	331	163.7	0.49	0.0996	0.0007	0.8210	0.0110	0.0598	0.0009	612	4	596	31	-0.58
90-sz2	231.4	117.5	0.51	0.0996	0.0012	0.8230	0.0130	0.0603	0.0011	612	7	611	38	-0.26
57-sz2	432.9	104.7	0.24	0.0998	0.0007	0.8241	0.0092	0.0601	0.0008	613	4	608	28	-0.51
56-sz2	298.4	137.9	0.46	0.0999	0.0008	0.8242	0.0100	0.0603	0.0008	614	5	611	28	-0.59
38-sz1	552	152.3	0.28	0.0999	0.0008	0.8300	0.0110	0.0604	0.0009	614	5	624	32	-0.03
68-sz2	374	123.6	0.33	0.0999	0.0008	0.8290	0.0110	0.0601	0.0009	614	4	601	31	-0.18
72-r1	125	57.5	0.46	0.1000	0.0017	0.8300	0.0250	0.0596	0.0016	614	10	577	58	-0.33
84-r1	142.3	70.8	0.50	0.1000	0.0015	0.8400	0.0210	0.0603	0.0016	614	9	608	54	0.61
89-r1	385	89.1	0.23	0.1000	0.0012	0.8290	0.0150	0.0605	0.0010	615	7	616	36	-0.29
67-sz2	236.4	104.7	0.44	0.1001	0.0008	0.8370	0.0110	0.0608	0.0009	615	5	630	34	0.61
89-sz2	810	231	0.29	0.1002	0.0010	0.8267	0.0100	0.0600	0.0008	615	6	601	29	-0.62
8-sz1	276	95.4	0.35	0.1002	0.0009	0.8380	0.0110	0.0604	0.0010	616	5	617	33	0.39
21-sz3	444	158.1	0.36	0.1002	0.0014	0.8320	0.0180	0.0604	0.0013	616	8	610	47	-0.23
99-sz2	214.4	105.2	0.49	0.1003	0.0010	0.8360	0.0140	0.0603	0.0012	616	6	615	42	0.06
18-sz2	259	115.8	0.45	0.1004	0.0015	0.8410	0.0240	0.0607	0.0015	617	9	625	51	0.24
52-r1	118.7	47	0.40	0.1004	0.0010	0.8330	0.0170	0.0603	0.0013	617	6	610	47	-0.23
19-sz2	358	76.2	0.21	0.1005	0.0016	0.8340	0.0180	0.0605	0.0012	617	9	616	45	-0.31
36-r1	178.4	88	0.49	0.1005	0.0009	0.8360	0.0140	0.0605	0.0011	617	5	619	40	0.08
49-sz2	376	214.4	0.57	0.1005	0.0007	0.8384	0.0100	0.0604	0.0008	617	4	618	30	0.18
18-sz1	681	803	1.18	0.1006	0.0015	0.8380	0.0200	0.0607	0.0013	618	9	629	48	-0.10
40-sz3	309	145.9	0.47	0.1006	0.0007	0.8300	0.0100	0.0603	0.0008	618	4	617	30	-0.54
40-sz2	228.9	108.3	0.47	0.1007	0.0010	0.8410	0.0160	0.0605	0.0012	619	6	613	42	0.10
25-c1	577	313	0.54	0.1046	0.0019	0.8890	0.0260	0.0616	0.0014	641	11	671	50	0.62
71-c1	1245	44.2	0.04	0.1047	0.0012	0.8760	0.0150	0.0612	0.0010	642	7	647	36	-0.55
79-c1	371	333	0.90	0.1060	0.0014	0.8910	0.0200	0.0609	0.0011	650	8	638	41	-0.40
56-c1	382	137	0.36	0.1061	0.0013	0.9100	0.0200	0.0618	0.0009	650	8	670	34	0.91
91-c1	368.4	66.5	0.18	0.1061	0.0013	0.8930	0.0140	0.0614	0.0010	650	8	653	35	-0.39
75-c1	130	61.9	0.48	0.1063	0.0016	0.9040	0.0200	0.0616	0.0011	651	9	651	40	0.34
19-c4	203.3	108.1	0.53	0.1067	0.0015	0.8930	0.0210	0.0612	0.0013	654	9	637	45	-0.85
86-c1	268	150	0.56	0.1080	0.0015	0.9070	0.0200	0.0608	0.0012	661	9	627	44	-0.93
6-c1	272	201	0.74	0.1082	0.0027	0.9160	0.0240	0.0613	0.0010	662	16	647	34	-0.46
74-c1	383	182.9	0.48	0.1088	0.0023	0.9270	0.0330	0.0612	0.0016	666	14	643	56	-0.30
72-c1	580	72	0.12	0.1088	0.0022	0.9270	0.0240	0.0613	0.0011	666	13	654	35	0.15
40-c1	395	49	0.12	0.1109	0.0029	0.9460	0.0240	0.0620	0.0009	678	17	672	32	-0.44
30-c1	237.7	92.6	0.39	0.1110	0.0015	0.9580	0.0190	0.0627	0.0011	678	9	705	39	0.48
10-c1	215	68.8	0.32	0.1111	0.0015	0.9610	0.0190	0.0620	0.0012	679	9	678	40	0.56
67-c1	491	345	0.70	0.1152	0.0015	1.0000	0.0190	0.0633	0.0012	703	9	715	39	0.31
50-c1	249	167.6	0.67	0.1318	0.0013	1.1310	0.0180	0.0617	0.0009	798	8	664	32	-3.92
87-c2	142.8	66.2	0.46	0.1081	0.0014	0.8960	0.0170	0.0601	0.0011	662	8	600	40	-1.89
84-sz2	857	204.4	0.24	0.0988	0.0011	0.8530	0.0160	0.0626	0.0012	608	6	688	40	2.86
73-sz2	455	256.3	0.56	0.0971	0.0010	0.8340	0.0170	0.0623	0.0012	597	6	681	40	3.05
49-r1	136	64.7	0.48	0.0990	0.0010	0.8780	0.0190	0.0637	0.0013	609	6	730	44	4.89
92-c1	999	1440	1.44	0.1036	0.0010	0.9420	0.0170	0.0661	0.0013	636	6	810	39	5.66
81-c1	225	91.3	0.41	0.1050	0.0010	0.9810	0.0200	0.0675	0.0013	644	6	848	41	7.22
68-c1	468	40.6	0.09	0.1078	0.0018	1.0670	0.0470	0.0702	0.0022	660	10	918	62	10.08
34-c1	323	180.1	0.56	0.1028	0.0011	1.1210	0.0190	0.0789	0.0013	631	6	1174	32	17.35
16-c1	168.3	59.3	0.35	0.1416	0.0022	2.0300	0.2400	0.1030	0.0120	854	12	1470	210	21.07
23-c1	789	35.8	0.05	0.1400	0.0120	7.5000	1.5000	0.3380	0.0470	837	70	3100	260	55.24

grain/spot position	U	Th	Th/U	Isotopic ratios								Ages (in Ma) ^a				Discor dance ^b
	ppm	ppm		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		2σ		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		2σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb b		2σ		
(orthopyroxene)-garnet-bearing leucosome (sample 1A)																
11-sz2	194	65.4	0.34	0.0985	0.0011	0.8210	0.0130	0.0604	0.0012	606	7	619	45	0.62		
11-sz1	231	117.2	0.51	0.0985	0.0012	0.8280	0.0160	0.0602	0.0013	606	7	604	47	0.95		
75-sz2	688	113.2	0.16	0.0985	0.0013	0.8230	0.0120	0.0602	0.0009	607	8	607	33	0.41		
2-sz3	274.5	104.9	0.38	0.0987	0.0011	0.8280	0.0140	0.0599	0.0011	607	6	594	39	0.80		
93-sb1	354	185.4	0.52	0.0991	0.0009	0.8300	0.0120	0.0600	0.0009	609	5	597	32	0.72		
93-sb2	383	126.6	0.33	0.0992	0.0014	0.8300	0.0140	0.0599	0.0010	610	8	600	39	0.67		
30-sb2	223.5	141.2	0.63	0.0990	0.0013	0.8170	0.0140	0.0597	0.0011	610	8	592	42	-0.68		
46-r1	159.4	56.82	0.36	0.0992	0.0013	0.8200	0.0140	0.0605	0.0013	610	7	613	46	-0.35		
30-sb1	534	147.3	0.28	0.0992	0.0011	0.8250	0.0110	0.0599	0.0009	610	7	598	32	0.25		
55-r2	121.6	54.6	0.45	0.0992	0.0012	0.8300	0.0170	0.0604	0.0013	610	7	615	44	0.46		
103-sz2	976	67.3	0.07	0.0994	0.0009	0.8208	0.0084	0.0600	0.0007	611	5	602	25	-0.43		
40-sb1	282	86.3	0.31	0.0996	0.0011	0.8190	0.0110	0.0604	0.0009	612	7	615	34	-0.76		

25-sz1	217	126.4	0.58	0.0995	0.0013	0.8230	0.0180	0.0599	0.0013	612	7	593	48	-0.53
32-r1	152.8	66.8	0.44	0.0997	0.0013	0.8380	0.0160	0.0602	0.0011	612	8	607	40	0.76
35-r2	743	130.5	0.18	0.0997	0.0010	0.8300	0.0120	0.0604	0.0008	613	6	617	29	0.18
31-r1	163.7	82.4	0.50	0.0998	0.0012	0.8380	0.0160	0.0606	0.0013	613	7	614	45	0.76
94-sz2	136.8	58.2	0.43	0.0998	0.0013	0.8380	0.0180	0.0602	0.0015	613	8	611	55	0.68
27-sb2	299	86.8	0.29	0.0999	0.0014	0.8320	0.0160	0.0600	0.0011	614	8	603	38	0.08
39-sb2	327	117.2	0.36	0.0999	0.0011	0.8270	0.0120	0.0604	0.0010	614	6	617	38	-0.33
34-sb1	316	127.9	0.40	0.0999	0.0010	0.8420	0.0140	0.0604	0.0010	614	6	620	34	0.89
76-sb1	319.6	128.4	0.40	0.1000	0.0014	0.8370	0.0160	0.0605	0.0010	614	8	615	38	0.65
63-sb1	320	82.1	0.26	0.1000	0.0009	0.8240	0.0100	0.0603	0.0009	615	5	614	31	-0.64
34-sb2	623	124.3	0.20	0.1003	0.0013	0.8300	0.0140	0.0599	0.0010	616	7	597	35	-0.31
5-r1	148.3	85.2	0.57	0.1003	0.0009	0.8410	0.0170	0.0606	0.0013	616	5	619	47	0.40
28-sz1	181.9	98	0.54	0.1003	0.0013	0.8290	0.0210	0.0599	0.0013	616	8	591	45	-0.70
65-r1	143.1	62.24	0.43	0.1006	0.0018	0.8280	0.0190	0.0605	0.0015	618	10	614	53	-0.98
13-r1	157.2	68.6	0.44	0.1006	0.0013	0.8380	0.0170	0.0604	0.0012	618	7	618	43	0.00
7-sz2	366	121.5	0.33	0.1008	0.0010	0.8360	0.0130	0.0603	0.0009	619	6	615	34	-0.32
75-sz1	159.8	64.4	0.40	0.1007	0.0018	0.8470	0.0180	0.0601	0.0014	619	11	611	48	0.69
37-sz2	404	110.8	0.27	0.1009	0.0011	0.8360	0.0130	0.0603	0.0010	620	7	612	35	-0.50
71-r1	578	17.36	0.03	0.1009	0.0013	0.8420	0.0160	0.0603	0.0011	620	8	616	40	-0.03
39-sb1	534	111.2	0.21	0.1010	0.0010	0.8330	0.0110	0.0603	0.0008	620	6	612	29	-0.85
83-sb1	204.9	83.6	0.41	0.1012	0.0014	0.8370	0.0160	0.0598	0.0012	621	8	590	43	-0.78
28-sz2	219.9	55.8	0.25	0.1012	0.0013	0.8400	0.0170	0.0600	0.0011	622	7	595	40	-0.55
18-r1	111.2	56.7	0.51	0.1015	0.0014	0.8390	0.0180	0.0596	0.0016	623	8	581	59	-0.89
35-sz1	130.2	61.4	0.47	0.1015	0.0014	0.8390	0.0170	0.0601	0.0012	624	9	606	46	-0.99
12-c1	298.7	63.2	0.21	0.1086	0.0010	0.9290	0.0150	0.0620	0.0010	665	6	674	35	0.33
9-c2	235.3	79.5	0.34	0.1101	0.0013	0.9480	0.0200	0.0630	0.0013	673	8	708	42	0.56
37-c1	408	117.7	0.29	0.1119	0.0014	0.9600	0.0150	0.0620	0.0010	684	8	672	33	-0.15
7-c1	1437	127.7	0.09	0.1123	0.0015	0.9570	0.0120	0.0622	0.0007	686	9	679	25	-0.66
105-c1	165	79	0.48	0.1134	0.0011	0.9820	0.0150	0.0626	0.0011	692	6	696	36	0.33
9-c1	377	153.9	0.41	0.1148	0.0012	0.9870	0.0140	0.0624	0.0010	702	7	683	34	-0.66
94-c1	193.8	130	0.67	0.1152	0.0015	1.0100	0.0270	0.0633	0.0017	703	9	709	57	0.73
105-c3	758	71.1	0.09	0.1161	0.0019	1.0120	0.0170	0.0629	0.0009	708	11	703	31	0.20
10-c1	446.9	118	0.26	0.1161	0.0013	1.0000	0.0150	0.0628	0.0009	708	8	698	31	-0.70
94-c3	329	76	0.23	0.1163	0.0011	1.0240	0.0150	0.0630	0.0009	709	7	715	33	0.89
88-c2	363.2	91.7	0.25	0.1172	0.0015	1.0330	0.0180	0.0634	0.0011	714	9	713	37	0.79
105-c2	250	71.7	0.29	0.1180	0.0008	1.0380	0.0120	0.0633	0.0009	719	5	721	32	0.62
51-c3	1976	37.6	0.02	0.1124	0.0013	0.9210	0.0110	0.0600	0.0007	687	8	605	24	-3.67
84-c1	171	45.8	0.27	0.1243	0.0025	1.0720	0.0350	0.0627	0.0016	759	14	697	51	-2.71
48-c1	273	207	0.76	0.1080	0.0012	0.8870	0.0140	0.0600	0.0010	661	7	606	36	-2.37
88-c1	2530	43.9	0.02	0.1111	0.0016	0.9220	0.0160	0.0600	0.0009	679	9	600	32	-2.23
62-sb2	593	112.5	0.19	0.0996	0.0010	0.8040	0.0120	0.0598	0.0009	612	6	595	34	-1.83
87-c1	563	81.8	0.15	0.1247	0.0024	1.0800	0.0240	0.0626	0.0010	757	14	692	35	-1.75
46-c1	349	55.2	0.16	0.1050	0.0013	0.8660	0.0140	0.0609	0.0009	644	8	632	31	-1.72
63-sb2	247	100.5	0.41	0.0997	0.0012	0.8110	0.0130	0.0602	0.0012	613	7	623	45	-1.69
40-sb2	716	164.7	0.23	0.0996	0.0018	0.8090	0.0160	0.0595	0.0010	612	11	580	36	-1.46
90-c1	3160	119.1	0.04	0.1077	0.0013	0.8960	0.0120	0.0598	0.0007	659	7	595	24	-1.37
51-c1	478	73.6	0.15	0.1150	0.0012	0.9790	0.0140	0.0627	0.0009	702	7	695	31	-1.30
65-r1	674	131.5	0.20	0.0994	0.0010	0.8090	0.0110	0.0598	0.0008	611	6	595	30	-1.29
86-c1	1406	45.2	0.03	0.1103	0.0017	0.9230	0.0140	0.0608	0.0011	675	10	629	39	-1.29
67-sz2	140.8	50.5	0.36	0.1010	0.0013	0.8310	0.0180	0.0604	0.0014	620	8	620	48	-1.04
61-sb2	346	96.2	0.28	0.0988	0.0010	0.8080	0.0140	0.0599	0.0010	607	6	594	35	-1.03
51-c2	191.5	92.4	0.48	0.1154	0.0013	1.0170	0.0170	0.0648	0.0014	704	7	773	45	1.10
106-c1	808	165.6	0.20	0.1059	0.0012	0.9100	0.0210	0.0620	0.0012	649	7	671	43	1.10
86-r2	210.8	101.3	0.48	0.0989	0.0012	0.8320	0.0150	0.0601	0.0011	608	7	620	39	1.11
83-sb2	260	124.9	0.48	0.0991	0.0013	0.8350	0.0150	0.0601	0.0011	609	8	602	40	1.25
84-c2	413	145	0.35	0.1158	0.0015	1.0250	0.0230	0.0636	0.0012	706	9	723	41	1.38
55-r1	1193	43.9	0.04	0.0989	0.0013	0.8360	0.0110	0.0621	0.0008	608	8	675	26	1.41
94-sz4	149.1	62.8	0.42	0.0995	0.0012	0.8410	0.0160	0.0600	0.0014	611	7	612	51	1.43
80-c3	515	95.8	0.19	0.1128	0.0014	0.9940	0.0180	0.0626	0.0009	689	8	693	30	1.54
90-r2	460	17.3	0.04	0.1023	0.0014	0.8870	0.0150	0.0618	0.0009	628	8	671	35	2.76
12-sz2	242	126.3	0.52	0.0927	0.0009	0.7860	0.0140	0.0612	0.0013	572	5	655	45	2.85
13-r2	161.8	77	0.48	0.0946	0.0014	0.8080	0.0170	0.0612	0.0014	583	8	654	47	2.96
76-sb2	885	109.7	0.12	0.0952	0.0012	0.8144	0.0100	0.0617	0.0008	586	7	661	28	3.24
10-sz2	369	133.1	0.36	0.0940	0.0012	0.8240	0.0140	0.0635	0.0011	579	7	724	37	5.24
16-r1	291	104.3	0.36	0.0993	0.0012	0.9340	0.0240	0.0676	0.0019	610	7	838	61	8.91
98-c3	361.1	144.1	0.40	0.1077	0.0012	1.0480	0.0200	0.0704	0.0014	659	7	942	40	9.34
88-c1	717	119	0.17	0.1072	0.0017	1.1830	0.0270	0.0791	0.0021	656	10	1165	50	17.03
103-c1	462	222	0.48	0.2404	0.0026	4.2680	0.0620	0.1289	0.0016	1389	14	2082	22	17.62

grain/spot position	U	Th	Th/U	Isotopic ratios						Ages (in Ma) ^a				Discor dance ^b (%)
	ppm	ppm		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
				2σ		2σ		b	2σ	2σ		b	2σ	
garnet-absent leucosome (sample 7A)														
94-r1	128.4	62	0.48	0.0985	0.0022	0.8130	0.0200	0.0597	0.0017	605	13	585	60	0.0
75-r3	122.8	104.5	0.85	0.0984	0.0015	0.8190	0.0180	0.0601	0.0013	605	9	602	48	0.2
7-sz3	145.8	48.4	0.33	0.0989	0.0014	0.8220	0.0170	0.0603	0.0012	608	9	609	44	0.0
7-r1	147.5	54.9	0.37	0.0991	0.0016	0.8230	0.0200	0.0604	0.0015	609	10	611	57	0.0
96-sz2	200	66.3	0.33	0.0996	0.0015	0.8320	0.0250	0.0602	0.0017	612	9	609	60	0.5
90-r1	92.4	63.8	0.69	0.0997	0.0014	0.8280	0.0180	0.0602	0.0015	613	8	623	51	0.0
17-sz1	559	23.99	0.04	0.1002	0.0011	0.8430	0.0120	0.0607	0.0009	615	6	627	32	0.9
81-r1	219	58.31	0.27	0.1000	0.0022	0.8360	0.0230	0.0604	0.0016	616	12	621	56	0.0
79-r1	77.7	54.7	0.70	0.1004	0.0016	0.8360	0.0220	0.0600	0.0016	617	9	608	53	0.1
90-sz2	174.4	71.7	0.41	0.1005	0.0023	0.8460	0.0230	0.0608	0.0014	617	13	631	47	0.8
16-sz2	135.9	48	0.35	0.1005	0.0014	0.8360	0.0160	0.0597	0.0013	617	8	598	47	-0.2
94-sz3	137.3	83.4	0.61	0.1005	0.0014	0.8330	0.0190	0.0599	0.0014	618	8	603	49	-0.2

79-sz2	110.4	60.5	0.55	0.1006	0.0016	0.8400	0.0200	0.0608	0.0014	618	9	616	51	0.5
85-sz2	406	16.87	0.04	0.1007	0.0011	0.8410	0.0120	0.0606	0.0010	619	7	626	35	0.1
94-r2	96.6	57.9	0.60	0.1007	0.0017	0.8450	0.0180	0.0603	0.0014	619	10	616	50	0.6
75-sz2	101.3	65.4	0.65	0.1008	0.0016	0.8360	0.0190	0.0601	0.0015	619	9	610	52	-0.4
66-sz1	112.2	39.89	0.36	0.1008	0.0014	0.8400	0.0180	0.0601	0.0014	619	8	610	49	-0.1
7-sz2	86	57.4	0.67	0.1008	0.0018	0.8350	0.0190	0.0599	0.0014	619	10	593	52	-0.7
16-r1	84.7	53.73	0.63	0.1009	0.0017	0.8440	0.0230	0.0611	0.0019	619	10	662	63	0.1
70-r1	83.3	48.1	0.58	0.1009	0.0017	0.8390	0.0200	0.0600	0.0016	620	10	595	57	-0.4
61-sz1	96.7	44.06	0.46	0.1010	0.0018	0.8460	0.0210	0.0614	0.0013	620	10	653	47	0.3
44-sz1	103	49.2	0.48	0.1010	0.0020	0.8480	0.0220	0.0603	0.0013	620	12	605	48	0.5
31-c2	139.8	51.85	0.37	0.1010	0.0015	0.8430	0.0190	0.0604	0.0016	620	9	620	56	0.0
85-r1	60.6	41.84	0.69	0.1011	0.0018	0.8350	0.0260	0.0593	0.0020	621	10	609	76	-0.6
89-sz2	164.9	61.6	0.37	0.1011	0.0015	0.8480	0.0220	0.0613	0.0017	621	9	646	58	0.3
42-sz2	246.6	173.2	0.70	0.1011	0.0015	0.8490	0.0190	0.0602	0.0011	622	8	607	37	0.8
34-sz2	384	28.8	0.08	0.1014	0.0015	0.8480	0.0160	0.0610	0.0011	622	9	641	40	0.3
89-r1	118.1	66.2	0.56	0.1017	0.0020	0.8510	0.0230	0.0592	0.0015	624	12	593	58	0.0
50-sz1	92.7	41.95	0.45	0.1023	0.0020	0.8500	0.0230	0.0600	0.0014	627	12	602	50	-0.6
21-sz1	101	57.1	0.57	0.1023	0.0016	0.8550	0.0210	0.0603	0.0015	628	10	604	55	0.2
81-c2	136.3	69.4	0.51	0.1045	0.0017	0.8780	0.0220	0.0608	0.0015	641	10	630	53	-0.2
90-c4	256	115.8	0.45	0.1045	0.0013	0.8770	0.0170	0.0610	0.0012	641	8	631	42	-0.1
31-c1	75	69.9	0.93	0.1044	0.0023	0.8730	0.0230	0.0597	0.0015	642	13	602	54	-0.9
16-c3	289	90	0.31	0.1047	0.0015	0.8780	0.0160	0.0610	0.0011	642	9	632	40	-0.5
34-c3	332	114.2	0.34	0.1050	0.0014	0.8800	0.0140	0.0599	0.0010	645	8	601	38	-0.7
66-c2	564	52.2	0.09	0.1054	0.0015	0.8910	0.0160	0.0610	0.0010	646	9	634	36	0.1
96-c1	205	58.4	0.28	0.1056	0.0014	0.8890	0.0180	0.0607	0.0014	647	8	625	50	-0.4
59-c3	313	205	0.65	0.1081	0.0017	0.9270	0.0160	0.0622	0.0011	661	10	678	35	0.6
16-c4	184.5	163.8	0.89	0.1083	0.0017	0.9230	0.0210	0.0628	0.0013	663	10	695	43	0.0
44-c2	549	138.1	0.25	0.1090	0.0018	0.9270	0.0140	0.0609	0.0010	667	10	637	36	-0.2
70-c2	356	254.9	0.72	0.1054	0.0014	0.8990	0.0140	0.0625	0.0012	646	8	691	41	1.0
50-c2	468	347.3	0.74	0.1023	0.0016	0.8720	0.0150	0.0620	0.0011	628	10	667	37	1.3
17-c2	335	54.9	0.16	0.1054	0.0015	0.9110	0.0180	0.0638	0.0013	647	9	730	40	1.4
34-c1	114.6	47.6	0.42	0.1085	0.0020	0.8910	0.0220	0.0595	0.0016	664	12	589	55	-2.8
99-r1	119.4	73.4	0.61	0.1008	0.0018	0.8200	0.0230	0.0595	0.0015	619	11	581	56	-1.9
59-r1	90.7	49.98	0.55	0.1042	0.0019	0.8540	0.0240	0.0596	0.0016	640	11	588	57	-1.9
75-sz1	840	45.88	0.05	0.0985	0.0012	0.8380	0.0110	0.0614	0.0009	605	7	648	30	2.0
70-r3	626	19.19	0.03	0.0996	0.0013	0.8540	0.0120	0.0618	0.0009	612	8	671	34	2.5
13-c1	402	276.8	0.69	0.1068	0.0012	0.9550	0.0190	0.0647	0.0012	654	7	769	38	3.9
89-c3	349.1	204.9	0.59	0.1007	0.0011	0.8900	0.0200	0.0639	0.0014	618	7	739	46	4.3
66-c3	412	361.2	0.88	0.1077	0.0015	0.9750	0.0150	0.0653	0.0011	659	9	782	35	4.6
21-c2	475	172.8	0.36	0.1077	0.0013	0.9770	0.0170	0.0653	0.0011	659	8	780	36	4.6
44-c3	388	221	0.57	0.1169	0.0019	1.0930	0.0300	0.0679	0.0016	713	11	860	52	4.7
59-sz2	823	23.32	0.03	0.1010	0.0016	0.9130	0.0160	0.0653	0.0015	620	9	784	48	5.7
61-c2	456	74	0.16	0.1071	0.0018	1.0560	0.0220	0.0712	0.0014	656	10	973	39	10.4
90-c3	249	147.8	0.59	0.1057	0.0012	1.0580	0.0300	0.0724	0.0021	648	7	990	59	11.4
94-c4	324	210.1	0.65	0.1087	0.0017	1.1430	0.0400	0.0759	0.0025	665	10	1098	69	13.6
61-c3	448	120	0.27	0.1079	0.0020	1.1510	0.0270	0.0778	0.0023	661	11	1136	60	15.0
95-sz1	743	155.8	0.21	0.0994	0.0013	1.0330	0.0220	0.0757	0.0018	611	8	1085	48	15.1
95-c2	130.9	158.2	1.21	0.1089	0.0015	1.5770	0.0440	0.1060	0.0033	666	9	1715	58	30.7
95-c3	77.2	53.6	0.69	0.1233	0.0038	2.0070	0.0870	0.1189	0.0045	749	22	1904	63	32.1

grain/spot position	U	Th	Th/U	Isotopic ratios								Ages (in Ma) ^a				Discor dance ^b
	ppm	ppm		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb				
				2σ		2σ		b	2σ	2σ		b	2σ	(%)		
garnet-biotite gneiss (sample 9B)																
111-r1	210.1	14.5	0.07	0.0999	0.0013	0.8360	0.0160	0.0609	0.0012	614	8	635	41	0.7		
63-re1	510	54.6	0.11	0.0983	0.0018	0.8130	0.0190	0.0606	0.0011	604	11	617	41	-0.2		
66-re1	714	53.09	0.07	0.0983	0.0016	0.8170	0.0150	0.0599	0.0009	604	10	597	33	0.2		
62-re1	841	68.9	0.08	0.0988	0.0016	0.8130	0.0140	0.0600	0.0010	607	9	601	36	-0.6		
63-re4	506	56.6	0.11	0.0990	0.0018	0.8170	0.0160	0.0601	0.0010	609	10	599	37	-0.4		
25-r1	54.1	24.93	0.46	0.0992	0.0018	0.8220	0.0220	0.0605	0.0018	610	11	622	66	0.2		
30-re1	356	18.14	0.05	0.0993	0.0012	0.8250	0.0160	0.0603	0.0010	610	7	610	37	0.0		
65-r1	462	49.5	0.11	0.0992	0.0017	0.8210	0.0140	0.0611	0.0010	611	10	639	35	-0.3		
23-re1	455	55.6	0.12	0.0995	0.0012	0.8260	0.0120	0.0599	0.0009	612	7	596	32	0.1		
31-re1	614	194.6	0.32	0.0997	0.0012	0.8260	0.0110	0.0606	0.0009	613	7	626	33	-0.2		
31-re2	416	52.4	0.13	0.0999	0.0014	0.8310	0.0140	0.0603	0.0010	615	8	612	36	-0.2		
15-re1	663	56.3	0.08	0.1004	0.0013	0.8360	0.0110	0.0602	0.0009	617	7	607	31	0.1		
59-re1	485	52.2	0.11	0.1004	0.0018	0.8330	0.0160	0.0607	0.0012	617	10	626	45	-0.1		
73-re1	325	27.6	0.08	0.1008	0.0016	0.8420	0.0140	0.0609	0.0012	619	9	629	41	0.1		
59-re2	471	28	0.06	0.1008	0.0016	0.8410	0.0140	0.0605	0.0009	619	9	619	32	0.2		
28-re1	393	41.2	0.10	0.1009	0.0014	0.8490	0.0160	0.0614	0.0011	620	8	648	38	0.7		
107-r1	610	50.5	0.08	0.1034	0.0011	0.8670	0.0110	0.0606	0.0009	634	7	623	30	0.0		
44-c2	411	26.05	0.06	0.1039	0.0024	0.8790	0.0210	0.0607	0.0013	637	14	633	43	0.5		
59-c3	277	65.1	0.24	0.1045	0.0018	0.8780	0.0160	0.0611	0.0013	641	10	642	45	-0.3		
54-c2	261.9	82	0.31	0.1046	0.0028	0.8760	0.0220	0.0621	0.0014	641	16	678	49	-0.5		
78-c1	412	63	0.15	0.1046	0.0021	0.8850	0.0160	0.0610	0.0010	641	12	642	38	0.6		
58-c2	322	109.2	0.34	0.1049	0.0019	0.8780	0.0200	0.0613	0.0013	643	11	651	47	-0.6		
58-c1	404	190.4	0.47	0.1049	0.0026	0.8820	0.0200	0.0615	0.0014	643	15	661	45	-0.3		
69-c2	436	175	0.40	0.1052	0.0027	0.8900	0.0240	0.0616	0.0013	644	15	672	43	0.2		
77-c2	400.2	244	0.61	0.1052	0.0018	0.8870	0.0150	0.0618	0.0010	645	11	666	34	0.0		
36-c2	329	121	0.37	0.1053	0.0019	0.8790	0.0170	0.0609	0.0011	645	11	643	39	-0.5		
63-r3	596	27.78	0.05	0.1054	0.0027	0.8930	0.0190	0.0616	0.0013	646	16	653	45	0.5		
65-c2	201.7	72.9	0.36	0.1055	0.0018	0.8910	0.0180	0.0610	0.0011	648	11	641	40	-0.1		
29-c2	341	150	0.44	0.1063	0.0024	0.8940	0.0200	0.0605	0.0012	651	14	616	42	-0.2		
63-c2	574	121	0.21	0.1068	0.0019	0.9020	0.0160	0.0618	0.0009	654	11	664	32	0.0		
107-c2	305	170	0.56	0.1069	0.0013	0.9030	0.0130	0.0611	0.0009	655	8	642	32	-0.1		

15-c2	275	203	0.74	0.1070	0.0017	0.9110	0.0140	0.0612	0.0009	655	10	657	32	0.4
36-c1	295	111	0.38	0.1075	0.0018	0.9190	0.0160	0.0617	0.0012	658	10	671	39	0.4
79-c2	383	125	0.33	0.1078	0.0017	0.9140	0.0170	0.0617	0.0011	660	10	664	37	-0.2
78-c2	164	122	0.74	0.1084	0.0020	0.9240	0.0220	0.0617	0.0013	663	11	674	44	0.3
25-c2	226	152	0.67	0.1047	0.0022	0.8960	0.0210	0.0621	0.0012	642	13	672	40	1.1
23-c2	653	361	0.55	0.1049	0.0017	0.8960	0.0150	0.0619	0.0010	643	10	665	34	1.2
81-re1	562	31	0.06	0.1005	0.0014	0.8510	0.0130	0.0617	0.0010	617	9	660	35	1.4
54-re3	299.5	31.8	0.11	0.1017	0.0019	0.8700	0.0160	0.0631	0.0012	624	11	717	41	1.7
28-re2	535	29.9	0.06	0.0993	0.0015	0.8460	0.0170	0.0616	0.0010	610	9	659	33	1.9
77-re1	339	71.9	0.21	0.1028	0.0017	0.9230	0.0260	0.0653	0.0017	632	10	766	52	4.8

grain/spot position	U	Th	Th/U	Isotopic ratios						Ages (in Ma) ^a				Discor dance ^b
	ppm	ppm		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
				2σ		2σ	b	2σ	2σ	2σ	b	2σ	(%)	
mafic granulite (sample 7C)														
3-sb1	769	81.3	0.11	0.0987	0.0011	0.8168	0.0091	0.0603	0.0008	607	6	613	28	-0.1
3-sb2	1089	162.3	0.15	0.0987	0.0012	0.8152	0.0096	0.0601	0.0007	607	7	604	27	-0.2
14-sb2	1055	111.7	0.11	0.0986	0.0023	0.8150	0.0150	0.0603	0.0011	606	13	608	41	0.0
22-r1	1081	87.2	0.08	0.0986	0.0013	0.8180	0.0120	0.0604	0.0008	606	7	616	29	0.1
98-re1	1090	71.9	0.07	0.0988	0.0014	0.8140	0.0110	0.0603	0.0009	607	8	613	30	-0.5
103-r1	837	112	0.13	0.0992	0.0016	0.8210	0.0140	0.0601	0.0008	610	9	605	29	-0.2
56-re1	1049	119	0.11	0.0993	0.0015	0.8230	0.0150	0.0602	0.0010	610	9	613	35	-0.1
14-sb1	522	84.1	0.16	0.0993	0.0012	0.8260	0.0120	0.0607	0.0008	610	7	623	29	0.1
103-re3	273	44.9	0.16	0.0996	0.0015	0.8290	0.0180	0.0606	0.0012	612	9	619	43	0.1
28-re1	868	161.2	0.19	0.0999	0.0021	0.8360	0.0180	0.0610	0.0009	614	13	645	33	0.4
69-re2	738	39.84	0.05	0.1000	0.0016	0.8340	0.0140	0.0607	0.0010	614	9	626	38	0.2
97-re1	671	57.1	0.09	0.1000	0.0012	0.8280	0.0110	0.0603	0.0008	615	7	612	30	-0.3
101-re1	1197	68.8	0.06	0.1001	0.0012	0.8320	0.0110	0.0605	0.0007	615	7	618	26	0.0
103-re2	1226	207	0.17	0.1004	0.0014	0.8350	0.0130	0.0605	0.0008	617	8	620	28	-0.1
49-re1	1579	97.1	0.06	0.1004	0.0017	0.8370	0.0120	0.0604	0.0008	617	10	617	30	0.0
79-r1	963	53.5	0.06	0.1005	0.0015	0.8330	0.0110	0.0607	0.0009	617	9	625	31	-0.3
99-r1	822	494	0.60	0.1005	0.0015	0.8400	0.0130	0.0610	0.0012	618	9	638	40	0.2
7-re2	844	369	0.44	0.1006	0.0016	0.8400	0.0130	0.0610	0.0008	618	9	635	28	0.1
60-re1	770	43.1	0.06	0.1007	0.0015	0.8400	0.0150	0.0606	0.0009	618	9	629	31	0.0
86-re2	855	303	0.35	0.1008	0.0015	0.8410	0.0130	0.0611	0.0009	619	9	642	31	0.1
86-r1	1500	94.5	0.06	0.1008	0.0025	0.8380	0.0180	0.0602	0.0011	619	15	606	39	-0.3
85-re2	811	33.9	0.04	0.1008	0.0015	0.8380	0.0180	0.0599	0.0010	619	9	596	37	-0.2
32-r1	826	56	0.07	0.1013	0.0013	0.8420	0.0140	0.0604	0.0009	622	8	613	31	-0.2
6-re1	1014	139	0.14	0.1013	0.0014	0.8420	0.0120	0.0601	0.0009	622	8	611	33	-0.1
6-re2	981	76	0.08	0.1014	0.0011	0.8390	0.0120	0.0603	0.0008	623	7	616	30	-0.7
45-m2	765	40.8	0.05	0.1035	0.0014	0.8680	0.0120	0.0605	0.0009	635	8	621	31	0.0
49-m2	1325	45.54	0.03	0.1036	0.0019	0.8720	0.0160	0.0616	0.0012	635	11	661	42	0.2
97-c3	659	375.3	0.57	0.1038	0.0014	0.8720	0.0120	0.0610	0.0009	637	8	634	32	0.0
56-c2	1141	113.8	0.10	0.1040	0.0024	0.8670	0.0180	0.0609	0.0013	637	14	638	47	-0.6
50-c1	1222	141.2	0.12	0.1040	0.0020	0.8720	0.0140	0.0611	0.0010	637	12	646	36	-0.1
85-c1	1245	470	0.38	0.1039	0.0019	0.8720	0.0160	0.0606	0.0012	637	11	618	43	-0.1
52-c1	1165	34.62	0.03	0.1039	0.0016	0.8730	0.0150	0.0607	0.0009	637	10	629	33	0.1
45-c1	729	28.14	0.04	0.1040	0.0015	0.8760	0.0120	0.0609	0.0009	638	9	641	31	0.1
49-c3	1369	56.1	0.04	0.1040	0.0021	0.8720	0.0180	0.0616	0.0011	638	12	658	39	-0.3
98-c2	872	58.2	0.07	0.1039	0.0014	0.8700	0.0120	0.0608	0.0008	638	8	631	28	-0.5
59-c1	1427	31.38	0.02	0.1041	0.0016	0.8720	0.0130	0.0606	0.0010	638	9	626	33	-0.3
50-c2	1027	104.3	0.10	0.1043	0.0027	0.8710	0.0180	0.0601	0.0013	639	16	600	48	-0.6
71-c2	1160	42.42	0.04	0.1042	0.0018	0.8750	0.0130	0.0608	0.0009	639	10	630	33	-0.2
59-c2	1423	490	0.34	0.1043	0.0023	0.8770	0.0170	0.0606	0.0010	639	13	631	38	-0.1
79-c3	644	45.4	0.07	0.1042	0.0023	0.8790	0.0220	0.0611	0.0012	639	14	650	42	0.2
105-c2	1316	109.1	0.08	0.1042	0.0013	0.8640	0.0130	0.0605	0.0009	639	8	617	31	-0.9
99-c2	339	311	0.92	0.1044	0.0011	0.8810	0.0140	0.0614	0.0009	640	7	649	30	0.5
71-r1	1272	44.7	0.04	0.1046	0.0025	0.8800	0.0220	0.0603	0.0015	641	14	604	53	-0.2
104-c1	1474	38.46	0.03	0.1047	0.0015	0.8780	0.0130	0.0605	0.0009	642	9	625	31	-0.4
32-c2	389.4	469	1.20	0.1049	0.0016	0.8850	0.0150	0.0616	0.0010	643	10	657	36	0.2
18-c2	764	48.1	0.06	0.1049	0.0020	0.8810	0.0160	0.0610	0.0011	643	11	643	39	-0.3
69-c1	601	32.46	0.05	0.1050	0.0013	0.8820	0.0130	0.0613	0.0010	643	8	646	34	0.2
105-c1	849	61.4	0.07	0.1052	0.0018	0.8860	0.0180	0.0609	0.0011	645	11	632	39	-0.2
7-c3	494	243	0.49	0.1053	0.0016	0.8860	0.0170	0.0611	0.0010	645	9	642	35	-0.2
86-c3	1029	194	0.19	0.1055	0.0016	0.8800	0.0150	0.0603	0.0009	646	10	614	31	-0.8
61-c1	1269	82	0.06	0.1056	0.0015	0.8930	0.0120	0.0613	0.0009	647	9	648	32	0.1
60-c2	607	667	1.10	0.1056	0.0020	0.8910	0.0190	0.0611	0.0009	647	12	640	31	0.2
104-c2	412	219.9	0.53	0.1058	0.0017	0.8900	0.0170	0.0610	0.0012	648	10	638	42	-0.4
28-c2	1225	550	0.45	0.1059	0.0017	0.8920	0.0160	0.0605	0.0009	649	10	621	32	-0.3
52-c2	961	39.9	0.04	0.1058	0.0015	0.8930	0.0150	0.0616	0.0009	650	9	659	31	-0.2
7-c1	759	53.7	0.07	0.1063	0.0011	0.8984	0.0100	0.0613	0.0008	651	6	650	28	0.0
79-c2	963	700	0.73	0.1065	0.0016	0.8970	0.0150	0.0612	0.0011	652	9	647	38	-0.4
57-c1	2890	128.8	0.04	0.1073	0.0028	0.9080	0.0260	0.0606	0.0014	657	16	623	47	-0.3
61-c2	846	473	0.56	0.1138	0.0032	0.9840	0.0280	0.0634	0.0011	694	18	728	38	0.0
67-c2	7450	610	0.08	0.1085	0.0018	0.8700	0.0160	0.0581	0.0008	664	11	531	31	-4.4
57-c2	3210	175.6	0.05	0.1134	0.0020	0.9280	0.0160	0.0594	0.0010	694	12	578	34	-3.9
22-c2	1568	112.7	0.07	0.1076	0.0022	0.8800	0.0220	0.0588	0.0011	659	13	555	40	-3.0
97-c2	727	154	0.21	0.1065	0.0017	0.8710	0.0140	0.0599	0.0010	652	10	594	35	-2.6
59-c3	1218	242	0.20	0.1083	0.0018	0.8940	0.0150	0.0599	0.0009	663	11	602	32	-2.3
29-c2	1255	188.5	0.15	0.1047	0.0015	0.8600	0.0130	0.0601	0.0008	642	9	605	29	-1.9
101-c2	1585	463	0.29	0.1077	0.0020	0.8930	0.0180	0.0603	0.0008	659	12	613	29	-1.8

grain/spot position	U	Th	Th/U	Isotopic ratios						Ages (in Ma) ^a				Discor dance ^b
---------------------	---	----	------	-----------------	--	--	--	--	--	---------------------------	--	--	--	---------------------------

	ppm	ppm		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P b	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P b	2σ	(%)
PL-1	586	53.6	0.09	0.0532	0.0007	0.3931	0.0063	0.0535	0.0009	334	4	348	40	0.71
PL-2	566	52.3	0.09	0.0542	0.0005	0.3893	0.0060	0.0524	0.0009	340	3	311	37	-1.95
PL-3	528	44.65	0.08	0.0544	0.0007	0.3943	0.0065	0.0523	0.0009	342	4	292	41	-1.30
PL-4	522	43.49	0.08	0.0536	0.0006	0.3954	0.0058	0.0533	0.0009	336	4	349	38	0.50
PL-5	527	44.2	0.08	0.0540	0.0007	0.3993	0.0065	0.0535	0.0009	339	4	358	39	0.65
PL-6	525	42.51	0.08	0.0540	0.0007	0.3942	0.0076	0.0533	0.0009	339	5	337	41	-0.53
PL-7	542	48.9	0.09	0.0540	0.0007	0.3980	0.0071	0.0534	0.0009	339	4	343	37	0.41
PL-8	555	55.7	0.10	0.0539	0.0008	0.3957	0.0075	0.0532	0.0010	339	5	331	42	0.18
PL-9	554	60	0.11	0.0538	0.0008	0.3991	0.0069	0.0536	0.0010	338	5	354	42	0.94
PL-10	520	50.5	0.10	0.0545	0.0008	0.3977	0.0073	0.0528	0.0010	342	5	316	41	-0.53
PL-11	597	69.4	0.12	0.0541	0.0007	0.3937	0.0074	0.0528	0.0009	340	4	316	39	-0.89
PL-12	550	52	0.09	0.0537	0.0007	0.3922	0.0075	0.0532	0.0010	337	4	334	40	-0.48
PL-13	562	53.8	0.10	0.0536	0.0007	0.3994	0.0073	0.0538	0.0010	337	4	351	43	1.58
PL-14	545	50.4	0.09	0.0540	0.0008	0.3932	0.0075	0.0529	0.0009	339	5	322	38	-0.74
PL-15	582	53	0.09	0.0530	0.0011	0.3910	0.0100	0.0529	0.0011	333	7	315	48	0.48
PL-16	565	46.67	0.08	0.0533	0.0008	0.3887	0.0071	0.0526	0.0010	335	5	307	42	-0.30
PL-17	548	43.41	0.08	0.0539	0.0008	0.3939	0.0082	0.0533	0.0010	338	5	341	41	-0.24
PL-18	539	42.71	0.08	0.0534	0.0008	0.3991	0.0064	0.0538	0.0010	335	5	361	38	1.64
PL-19	545	42.58	0.08	0.0534	0.0007	0.3947	0.0074	0.0537	0.0009	335	4	353	39	0.68
PL-20	540	42.97	0.08	0.0539	0.0008	0.3980	0.0076	0.0537	0.0010	338	5	355	44	0.62
PL-21	556	45.83	0.08	0.0530	0.0008	0.3975	0.0077	0.0535	0.0011	333	5	356	48	2.21
PL-22	555	48.3	0.09	0.0532	0.0007	0.3938	0.0077	0.0534	0.0009	334	4	346	40	0.74
PL-23	533	41.15	0.08	0.0535	0.0008	0.3942	0.0085	0.0537	0.0010	336	5	349	43	0.68
PL-24	543	41.7	0.08	0.0531	0.0008	0.3946	0.0074	0.0544	0.0009	334	5	383	38	1.13
PL-25	571	43.4	0.08	0.0530	0.0008	0.3922	0.0072	0.0534	0.0011	333	5	340	45	0.89
PL-26	556	42.12	0.08	0.0534	0.0009	0.3963	0.0072	0.0539	0.0009	336	6	368	37	1.1
PL-27	557	40.7	0.07	0.0528	0.0008	0.3882	0.0072	0.0536	0.0010	332	5	345	43	0.4
PL-28	535	41.16	0.08	0.0532	0.0009	0.3868	0.0089	0.0530	0.0009	334	5	328	40	-0.7
PL-29	567	47.69	0.08	0.0529	0.0008	0.3937	0.0074	0.0539	0.0010	332	5	362	44	1.4
PL-30	608	44.6	0.07	0.0534	0.0007	0.3883	0.0062	0.0528	0.0009	336	4	314	38	-0.8
PL-31	598	44.1	0.07	0.0542	0.0008	0.3972	0.0076	0.0536	0.0011	341	5	352	44	-0.4
PL-32	600	43.96	0.07	0.0536	0.0008	0.3917	0.0068	0.0532	0.0008	337	5	336	38	-0.4
PL-33	600	43.99	0.07	0.0533	0.0009	0.3831	0.0069	0.0525	0.0010	335	6	304	45	-1.8
PL-34	605	43.85	0.07	0.0528	0.0009	0.3894	0.0085	0.0535	0.0010	332	6	343	44	1.0
PL-35	578	45.9	0.08	0.0535	0.0009	0.3858	0.0087	0.0530	0.0010	336	6	317	45	-1.5
PL-36	546	42.66	0.08	0.0525	0.0010	0.3851	0.0075	0.0539	0.0011	330	6	354	47	0.2
PL-37	534	39.5	0.07	0.0532	0.0009	0.3894	0.0086	0.0542	0.0011	334	6	368	44	-0.1
PL-38	558	42.08	0.08	0.0528	0.0009	0.3906	0.0086	0.0541	0.0011	332	5	367	46	0.7
PL-39	536	40.8	0.08	0.0542	0.0009	0.4021	0.0076	0.0539	0.0010	340	6	362	41	0.8
PL-40	554	42.9	0.08	0.0536	0.0008	0.3943	0.0071	0.0536	0.0010	336	5	351	40	0.2
PL-41	551	42.35	0.08	0.0536	0.0009	0.3925	0.0082	0.0532	0.0010	337	5	331	43	-0.2
PL-42	570	43	0.08	0.0526	0.0008	0.3957	0.0078	0.0539	0.0010	330	5	362	41	2.4
PL-43	499	35.32	0.07	0.0537	0.0009	0.3982	0.0092	0.0540	0.0012	337	5	364	49	0.8
PL-44	560	43.58	0.08	0.0534	0.0009	0.4014	0.0088	0.0541	0.0012	335	6	371	51	2.2
PL-45	559	43.69	0.08	0.0538	0.0009	0.3987	0.0085	0.0535	0.0010	338	6	348	41	0.8
PL-46	574	41	0.07	0.0534	0.0007	0.3968	0.0074	0.0529	0.0011	335	5	330	46	1.3
PL-47	566	40.29	0.07	0.0534	0.0008	0.4013	0.0082	0.0543	0.0011	335	5	375	46	2.3
PL-48	573	40.23	0.07	0.0540	0.0009	0.4053	0.0095	0.0540	0.0012	339	5	372	50	1.8
PL-49	556	43.4	0.08	0.0529	0.0010	0.3905	0.0077	0.0533	0.0010	332	6	332	42	0.6
PL-50	551	43.19	0.08	0.0535	0.0010	0.3902	0.0091	0.0531	0.0011	336	6	328	47	-0.1
PL-51	494	34.94	0.07	0.0542	0.0010	0.4027	0.0099	0.0530	0.0012	340	6	318	50	1.0
PL-52	541	42.7	0.08	0.0534	0.0011	0.3960	0.0110	0.0536	0.0012	336	7	344	52	0.7

grain/spot position	U	Th	Th/U	Isotopic ratios						Ages (in Ma) ^a				Discor dance ^b
	ppm	ppm		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P b	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P b	2σ	(%)
<i>Hbl-bearing leucosome (sample A2)</i>														
5-1dm	74.3	63.8	0.86	0.0960	0.0017	0.7810	0.0260	0.0590	0.0019	591	10	558	69	-1.2
15-1dm	86	91	1.06	0.0974	0.0021	0.8390	0.0370	0.0621	0.0024	599	12	653	86	2.8
15-2r	56.4	50.1	0.89	0.0976	0.0022	0.8490	0.0320	0.0619	0.0019	600	13	662	68	4.2
36-1sz	75.4	46.89	0.62	0.0979	0.0016	0.9470	0.0270	0.0704	0.0021	602	9	925	61	11.2
2-2r	51.2	44.9	0.88	0.0982	0.0017	0.8100	0.0270	0.0590	0.0018	604	10	565	70	-0.6
22-3r	46.5	37.8	0.81	0.0985	0.0017	0.8330	0.0330	0.0602	0.0020	606	10	597	70	1.4
11-1sz	157.8	198	1.25	0.0986	0.0017	0.8250	0.0260	0.0605	0.0015	606	10	612	55	0.9
1-3r	60	50.1	0.84	0.0988	0.0014	0.8150	0.0230	0.0592	0.0015	607	8	566	57	-0.2
64-2r	44.3	38.5	0.87	0.0988	0.0017	0.8410	0.0250	0.0614	0.0019	608	10	640	65	2.0
22-2r	47.1	35.91	0.76	0.0988	0.0017	0.8310	0.0320	0.0603	0.0024	608	10	605	87	0.6
35-2sz	88.9	66.2	0.74	0.0989	0.0014	0.8240	0.0190	0.0599	0.0011	608	8	611	41	0.4
7-2re	49.8	36	0.72	0.0990	0.0018	0.8210	0.0310	0.0600	0.0021	608	11	589	77	0.0
63-2r	47.4	35.38	0.75	0.0990	0.0012	0.8200	0.0260	0.0592	0.0017	608	7	570	66	0.0
45-1dm	202.5	121	0.60	0.0990	0.0017	0.8340	0.0260	0.0611	0.0016	608	10	645	53	1.1
55-2r	61.9	49.6	0.80	0.0991	0.0024	0.8220	0.0310	0.0610	0.0021	609	14	630	77	-0.3
10-2sz	47.1	38.8	0.82	0.0991	0.0016	0.8190	0.0260	0.0601	0.0017	609	10	580	63	-0.4
1-2sz	46.9	40.2	0.86	0.0992	0.0011	0.8270	0.0240	0.0609	0.0018	610	7	618	65	0.4
60-2sz	62.2	51.4	0.83	0.0992	0.0016	0.8360	0.0270	0.0605	0.0020	610	10	621	70	1.0
11-2sz	100.8	73	0.72	0.0992	0.0014	0.8230	0.0240	0.0601	0.0016	610	8	596	59	0.4
57-1dm	66.9	59	0.88	0.0993	0.0020	0.8160	0.0300	0.0595	0.0018	610	12	572	68	-1.2
51-1r	45.2	37.6	0.83	0.0993	0.0020	0.8210	0.0290	0.0602	0.0018	610	12	605	64	-0.2
24-2sz	53.3	44.65	0.84	0.0993	0.0018	0.8400	0.0260	0.0611	0.0018	610	10	654	63	1.5
29-1r	45.3	29.32	0.65	0.0992	0.0018	0.8330	0.0230	0.0607	0.0017	610	10	625	60	1.0
34-2sz	51.9	38.03	0.73	0.0993	0.0015	0.8290	0.0220	0.0597	0.0017	610	9	607	58	0.4
45-3r	51	40.4	0.79	0.0994	0.0019	0.8230	0.0280	0.0603	0.0019	611	11	593	69	-0.3
35-1sz	100.8	111	1.10	0.0995	0.0013	0.8260	0.0210	0.0603	0.0014	611	8	601	51	-0.2

32-2r	78.2	66.93	0.86	0.0995	0.0013	0.8290	0.0190	0.0601	0.0012	611	8	601	44	0.1
59-3r	52.5	41.8	0.80	0.0996	0.0022	0.8380	0.0330	0.0606	0.0021	612	13	610	77	0.5
5-2r	58.4	60.7	1.04	0.0996	0.0023	0.8250	0.0300	0.0606	0.0018	612	13	645	63	-0.7
29-2sz	47.4	36.5	0.77	0.0997	0.0016	0.8310	0.0240	0.0607	0.0019	612	9	628	63	0.4
36-2r	50.4	39.3	0.78	0.0997	0.0015	0.8390	0.0240	0.0616	0.0016	613	9	674	56	0.9
12-2sz	82.5	75.2	0.91	0.0997	0.0020	0.8510	0.0320	0.0605	0.0018	613	12	612	65	2.2
13-2r	125.1	19.64	0.16	0.0997	0.0023	0.8470	0.0370	0.0607	0.0023	613	14	628	84	1.1
64-1dm	78.4	83.6	1.07	0.0998	0.0014	0.8330	0.0220	0.0606	0.0014	613	8	628	52	0.3
7-1dm	121	144.9	1.20	0.0999	0.0016	0.8230	0.0270	0.0599	0.0017	614	10	597	60	-0.8
60-3sz	104	78.9	0.76	0.1000	0.0016	0.8350	0.0240	0.0603	0.0015	614	9	605	54	0.6
10-1sz	69.2	58.2	0.84	0.1001	0.0017	0.8420	0.0270	0.0609	0.0018	615	10	621	68	1.2
57-2r	40.5	29.45	0.73	0.1002	0.0021	0.8330	0.0280	0.0599	0.0018	615	12	617	65	0.0
34-3r	51.6	41.16	0.80	0.1002	0.0017	0.8140	0.0290	0.0586	0.0018	616	10	529	68	-1.6
24-3r	94.3	82.4	0.87	0.1003	0.0016	0.8380	0.0230	0.0600	0.0015	616	10	592	55	0.2
39-2re	160.4	104.1	0.65	0.1003	0.0017	0.8470	0.0240	0.0597	0.0015	616	10	591	55	1.6
17-2r	50.4	41.9	0.83	0.1006	0.0021	0.8240	0.0320	0.0584	0.0020	618	12	549	78	-1.8
51-3re	105.8	69.8	0.66	0.1008	0.0016	0.8460	0.0300	0.0598	0.0017	619	9	597	67	0.3
2-1dm	59.8	52.9	0.88	0.1009	0.0016	0.8510	0.0240	0.0609	0.0016	620	10	618	56	0.7
51-2dm	212	113.2	0.53	0.1011	0.0026	0.8340	0.0370	0.0605	0.0020	620	15	601	73	-0.8
42-2r	43.7	35.4	0.81	0.1010	0.0021	0.8440	0.0320	0.0607	0.0020	620	12	628	67	-0.2
45-2r	56.1	45.7	0.81	0.1011	0.0016	0.8760	0.0300	0.0627	0.0018	621	10	678	63	3.0
46-2r	57.6	39.7	0.69	0.1013	0.0019	0.8330	0.0290	0.0601	0.0018	622	11	600	67	-1.3
46-3re	207.4	44.6	0.22	0.1016	0.0018	0.8470	0.0260	0.0601	0.0015	625	11	608	53	-0.3
55-1dm	66.8	55.8	0.84	0.1023	0.0019	0.9250	0.0340	0.0660	0.0018	628	11	806	58	5.7
22-1c	86.9	44.7	0.51	0.1044	0.0020	0.8770	0.0300	0.0606	0.0017	641	12	642	58	-0.2
59-1c	110.5	106.5	0.96	0.1053	0.0016	0.9100	0.0320	0.0621	0.0018	645	10	696	61	1.3
52-1c	94.2	51.6	0.55	0.1056	0.0017	0.8870	0.0280	0.0611	0.0018	647	10	640	67	-0.7
60-1c	192	117.6	0.61	0.1055	0.0018	0.9070	0.0310	0.0617	0.0018	647	11	656	63	1.2
13-1c	143.4	121.3	0.85	0.1055	0.0022	0.9120	0.0370	0.0617	0.0019	647	13	649	66	2.0
37-1c	90.7	46.26	0.51	0.1057	0.0015	0.8950	0.0170	0.0607	0.0012	648	9	638	45	0.4
34-1c	252.7	165.2	0.65	0.1058	0.0015	0.8850	0.0210	0.0616	0.0011	648	9	651	39	-0.6
63-1c	225	132.5	0.59	0.1058	0.0013	0.9000	0.0210	0.0613	0.0013	648	8	660	46	0.4
39-1c	218	66	0.30	0.1059	0.0017	0.8910	0.0200	0.0607	0.0012	649	10	621	42	-0.6
17-1c	180	115	0.64	0.1059	0.0020	0.8910	0.0300	0.0610	0.0018	649	12	622	63	-0.5
1-1c	216	202	0.94	0.1061	0.0015	0.8920	0.0210	0.0607	0.0014	650	9	629	49	-0.3
59-2c	236	97.4	0.41	0.1062	0.0019	0.9080	0.0360	0.0624	0.0020	650	11	671	71	0.5
24-1c	302	114	0.38	0.1062	0.0018	0.8950	0.0240	0.0603	0.0014	651	11	618	46	-0.6
37-2c	106.3	73.1	0.69	0.1071	0.0023	0.9160	0.0290	0.0612	0.0015	655	13	649	54	0.6
42-1c	58.4	23	0.39	0.1075	0.0022	0.9050	0.0280	0.0614	0.0018	658	13	643	62	-0.3
26-1c	243	137	0.56	0.1079	0.0017	0.9130	0.0200	0.0609	0.0011	661	10	634	39	-0.4
29-3c	122.8	76.3	0.62	0.1080	0.0024	0.9090	0.0240	0.0609	0.0014	661	14	641	52	-0.9
26-2c	128.8	69.1	0.54	0.1086	0.0018	0.9160	0.0210	0.0608	0.0012	664	11	626	41	-0.8
46-1c	169	113	0.67	0.1097	0.0019	0.9340	0.0310	0.0618	0.0017	671	11	669	59	-0.3
12-1c	92.6	41.66	0.45	0.1104	0.0018	0.9500	0.0300	0.0616	0.0016	675	11	650	57	0.1
32-1c	174	97	0.56	0.1156	0.0024	0.9910	0.0260	0.0616	0.0016	705	14	665	58	-1.0

grain/spot position	U	Th	Th/U	Isotopic ratios						Ages (in Ma) ^a				Discor dance ^b
				²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
	ppm	ppm	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	b	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	b	2σ	(%)	
fine-grained granite (sample B2)														
37-3r	200.1	73.6	0.37	0.0979	0.0020	0.8030	0.0210	0.0608	0.0014	602	12	643	48	-0.2
21-2r	50.5	38.89	0.77	0.0979	0.0018	0.8060	0.0260	0.0590	0.0019	602	10	550	69	-0.4
5-2dm	3070	569	0.19	0.0985	0.0019	0.8160	0.0160	0.0608	0.0010	605	11	630	34	0.2
24-3r	40.3	32.14	0.80	0.0985	0.0019	0.8130	0.0280	0.0602	0.0020	606	11	607	69	-0.3
39-1r	46.3	41.77	0.90	0.0987	0.0020	0.8130	0.0250	0.0600	0.0020	606	12	584	73	0.3
39-2r	46.5	50.81	1.09	0.0987	0.0016	0.8110	0.0250	0.0596	0.0018	607	10	579	64	-0.6
39-3r	43.2	30.94	0.72	0.0988	0.0022	0.8160	0.0320	0.0596	0.0024	607	13	588	97	-0.5
44-1r	35.2	26.3	0.75	0.0989	0.0021	0.8390	0.0280	0.0620	0.0020	608	13	661	74	1.5
4-3r	53.3	41.07	0.77	0.0991	0.0017	0.8230	0.0260	0.0598	0.0020	609	10	570	75	0.2
8-4r	46.1	33.91	0.74	0.0991	0.0021	0.8190	0.0250	0.0595	0.0021	609	12	580	75	0.2
24-2r	38.6	31.77	0.82	0.0990	0.0017	0.8230	0.0290	0.0612	0.0025	610	10	654	84	0.7
8-3dm	176.6	103.4	0.59	0.0994	0.0018	0.8240	0.0190	0.0598	0.0015	611	11	609	57	-0.1
4-2dm	213.5	52	0.24	0.0997	0.0019	0.8360	0.0180	0.0613	0.0012	612	11	645	42	0.7
17-2r	43.8	30.79	0.70	0.1001	0.0019	0.8400	0.0230	0.0604	0.0017	615	11	613	62	0.3
8-2dm	162.4	95.1	0.59	0.1016	0.0016	0.8460	0.0180	0.0608	0.0013	624	9	624	46	-0.4
24-1dm	198.2	90.4	0.46	0.1018	0.0025	0.8460	0.0250	0.0606	0.0017	625	14	616	61	-0.2
6-2dm	334	135	0.40	0.1019	0.0018	0.8480	0.0160	0.0607	0.0011	626	10	624	37	-0.3
52-2dm	377	131	0.35	0.1020	0.0032	0.8720	0.0480	0.0614	0.0030	626	19	610	100	0.5
37-2dm	100.1	96.7	0.97	0.1023	0.0016	0.8560	0.0200	0.0616	0.0015	629	10	656	50	-0.3
14-2dm	1172	138.8	0.12	0.1023	0.0015	0.8560	0.0140	0.0608	0.0009	629	9	631	32	-0.2
16-3dm	909	201	0.22	0.1026	0.0017	0.8590	0.0160	0.0610	0.0011	629	10	635	38	0.0
27-1dm	148.6	86.9	0.58	0.1030	0.0019	0.8710	0.0210	0.0612	0.0016	632	11	642	57	0.5
16-2c	578	140	0.24	0.1050	0.0016	0.8850	0.0140	0.0610	0.0010	643	10	643	35	0.0
20-2c	293	113.3	0.39	0.1050	0.0016	0.8800	0.0200	0.0601	0.0012	644	9	601	41	-0.2
25-3c	908	134.4	0.15	0.1052	0.0021	0.8870	0.0190	0.0608	0.0012	645	12	631	45	-0.1
16-1c	812	161.3	0.20	0.1053	0.0017	0.8830	0.0160	0.0606	0.0010	645	10	625	35	-0.5
4-1c	195	90.2	0.46	0.1052	0.0016	0.8810	0.0170	0.0610	0.0013	646	10	640	44	-0.7
5-1c	866	127.2	0.15	0.1055	0.0014	0.8750	0.0150	0.0605	0.0010	646	8	618	34	-1.4
10-2c	112.2	87.7	0.78	0.1056	0.0022	0.9030	0.0270	0.0627	0.0017	647	13	698	55	1.8
20-1c	1083	142.7	0.13	0.1057	0.0013	0.8870	0.0160	0.0613	0.0011	648	8	648	39	-0.5
17-1c	1145	125.7	0.11	0.1064	0.0017	0.8960	0.0160	0.0619	0.0011	652	10	665	38	-0.4
21-1c	717	133.1	0.19	0.1065	0.0019	0.8910	0.0200	0.0606	0.0011	652	11	625	39	-0.7
37-1c	116.3	102.4	0.88	0.1066	0.0018	0.8810	0.0200	0.0597	0.0013	653	11	590	51	-1.9
25-2c	724	114.3	0.16	0.1066	0.0016	0.9000	0.0150	0.0611	0.0010	654	10	639	35	-0.4
1-2c	651	130	0.20	0.1067	0.0020	0.8930	0.0180	0.0606	0.0012	654	11	635	43	-1.0

36-1c	149.9	75.5	0.50	0.1068	0.0022	0.8980	0.0240	0.0613	0.0015	654	13	664	55	-0.8
14-1c	760	121.2	0.16	0.1072	0.0016	0.8950	0.0160	0.0607	0.0010	657	9	638	36	-1.2
1-1c	1010	133.2	0.13	0.1072	0.0021	0.9020	0.0220	0.0608	0.0011	657	13	633	41	-0.8
41-3c	49.7	36.32	0.73	0.1074	0.0024	0.9090	0.0310	0.0608	0.0019	657	14	635	70	-0.3
8-1c	723	139.8	0.19	0.1075	0.0020	0.9110	0.0190	0.0611	0.0012	658	12	645	39	-0.2
6-1c	1004	110.6	0.11	0.1075	0.0021	0.9130	0.0200	0.0611	0.0012	658	12	641	41	0.0
25-1c	701	142.2	0.20	0.1081	0.0018	0.9140	0.0190	0.0610	0.0011	662	10	640	37	-0.5
10-1c	1200	606	0.51	0.1106	0.0022	0.9510	0.0190	0.0622	0.0012	676	13	685	40	0.3
41-1c	141	54	0.38	0.1125	0.0024	0.9540	0.0230	0.0619	0.0014	687	14	663	47	-1.2
41-2c	792	170.6	0.22	0.1125	0.0024	0.9550	0.0230	0.0626	0.0012	687	14	695	39	-1.0
53-1r	43.4	30.5	0.70	0.0981	0.0032	0.8470	0.0540	0.0613	0.0035	603	18	560	120	2.0
58-1r	233	224.2	0.96	0.0991	0.0024	0.8610	0.0410	0.0618	0.0026	609	14	630	90	2.6
53-2dm	266	68.4	0.26	0.0984	0.0028	0.8540	0.0500	0.0611	0.0030	605	16	590	100	2.6
52-1dm	494	172.2	0.35	0.0994	0.0027	0.8750	0.0510	0.0625	0.0032	610	16	620	110	3.9
58-2dm	429	423	0.99	0.1016	0.0024	1.1070	0.0580	0.0787	0.0041	624	14	1160	110	16.9
36-2r	39.3	27.32	0.70	0.0995	0.0020	0.7970	0.0250	0.0581	0.0017	611	12	527	63	-3.0

grain/spot position	U	Th	Th/U	Isotopic ratios						Ages (in Ma) ^a				Discor dance ^b
				²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P		
				2σ		2σ		b	2σ	2σ		b	2σ	
Opx-bearing leucosome (sample C1)														
13-2sz	102.2	53.6	0.52	0.0977	0.0022	0.8060	0.0350	0.0594	0.0023	601	13	563	85	-0.7
21-1sz	271	174	0.64	0.0977	0.0023	0.8110	0.0320	0.0601	0.0021	601	13	610	76	-0.2
64-1sz	145	72.9	0.50	0.0979	0.0022	0.8180	0.0340	0.0599	0.0021	602	13	593	80	0.3
31-1re	160.5	93.2	0.58	0.0980	0.0019	0.8200	0.0260	0.0592	0.0017	603	11	582	60	0.7
48-2sz	197.5	123.1	0.62	0.0979	0.0030	0.8200	0.0410	0.0609	0.0027	604	18	611	100	0.7
17-2sz	112.8	69.6	0.62	0.0983	0.0018	0.8360	0.0300	0.0615	0.0020	604	11	639	70	1.7
57-2sz	243.8	177.5	0.73	0.0986	0.0022	0.8260	0.0280	0.0608	0.0018	606	13	612	62	0.5
39-1sz	138.6	81.7	0.59	0.0986	0.0022	0.8300	0.0320	0.0610	0.0020	606	13	622	70	1.5
49-1re	211.5	130.6	0.62	0.0987	0.0019	0.8210	0.0230	0.0604	0.0016	607	11	627	61	0.0
58-1sz	186.4	97.9	0.53	0.0988	0.0027	0.8300	0.0410	0.0608	0.0026	607	16	607	91	0.7
11-1re	107.8	59.9	0.56	0.0987	0.0019	0.8250	0.0310	0.0608	0.0022	607	11	621	78	0.8
5-2sz	230	132.5	0.58	0.0989	0.0014	0.8250	0.0200	0.0605	0.0014	608	8	617	50	0.8
45-2re	202	270	1.34	0.0989	0.0023	0.8280	0.0310	0.0606	0.0021	608	13	607	74	0.3
4-2sz	163.7	89.8	0.55	0.0991	0.0016	0.8240	0.0230	0.0595	0.0016	609	10	609	56	0.0
23-1re	173	97	0.56	0.0992	0.0028	0.8340	0.0390	0.0607	0.0025	609	16	623	90	0.5
25-2sz	150.6	97.1	0.64	0.0991	0.0029	0.8340	0.0430	0.0613	0.0029	609	17	620	100	0.5
39-2sz	203	150.5	0.74	0.0990	0.0019	0.8330	0.0290	0.0606	0.0019	609	11	606	66	0.7
66-1sz	142.9	80	0.56	0.0991	0.0020	0.8360	0.0310	0.0612	0.0020	609	12	619	71	0.8
05-1sz	187.7	119.1	0.63	0.0992	0.0016	0.8420	0.0200	0.0612	0.0015	609	9	630	51	1.6
40-2sz	188.5	113.2	0.60	0.0993	0.0020	0.8360	0.0280	0.0601	0.0018	610	12	610	67	0.8
29-2re	172	115	0.67	0.0990	0.0022	0.8400	0.0280	0.0612	0.0019	610	12	637	66	1.3
2-2re	106.6	58.5	0.55	0.0994	0.0017	0.8250	0.0250	0.0601	0.0017	611	10	605	63	0.7
31-1re	162	121.9	0.75	0.0994	0.0021	0.8260	0.0280	0.0609	0.0020	611	13	624	71	-0.3
32-1re	181.9	163.1	0.90	0.0994	0.0027	0.8310	0.0350	0.0601	0.0022	611	16	585	81	0.3
57-1sz	248	238	0.96	0.0995	0.0019	0.8370	0.0240	0.0606	0.0017	611	11	620	60	1.1
7-1re	189.2	102.8	0.54	0.0995	0.0017	0.8330	0.0210	0.0608	0.0015	611	10	627	52	0.8
60-1sz	131.8	70.3	0.53	0.0995	0.0022	0.8400	0.0360	0.0602	0.0023	612	13	575	84	0.6
25-1sz	170.4	105.6	0.62	0.0997	0.0025	0.8470	0.0390	0.0607	0.0024	612	14	592	87	1.0
3-2sz	230.9	132.3	0.57	0.0996	0.0015	0.8270	0.0190	0.0596	0.0013	612	9	589	49	0.0
2-1sz	113.5	61.7	0.54	0.0996	0.0016	0.8340	0.0190	0.0606	0.0014	612	9	628	50	0.5
1-2re	174.2	103.6	0.59	0.0995	0.0016	0.8260	0.0200	0.0605	0.0013	613	9	621	49	-0.4
36-2re	107.4	57.3	0.53	0.1000	0.0027	0.8380	0.0370	0.0612	0.0025	614	16	617	87	0.0
32-2re	124.8	110	0.88	0.0999	0.0021	0.8360	0.0310	0.0604	0.0021	614	13	609	76	0.5
22-1re	250.6	250.4	1.00	0.1000	0.0023	0.8490	0.0320	0.0610	0.0020	614	13	650	69	1.0
28-1sz	189	113.7	0.60	0.1002	0.0021	0.8420	0.0280	0.0605	0.0019	615	12	606	64	0.8
50-1sz	162.4	100.5	0.62	0.1004	0.0019	0.8370	0.0260	0.0607	0.0018	616	11	620	63	0.3
40-1sz	286	143.5	0.50	0.1002	0.0021	0.8470	0.0280	0.0610	0.0017	616	12	624	62	0.8
24-1re	221	133	0.60	0.1004	0.0032	0.8520	0.0410	0.0622	0.0028	616	19	631	97	1.0
4-1sz	217.5	129	0.59	0.1003	0.0015	0.8350	0.0200	0.0605	0.0014	616	9	628	49	-0.1
62-1sz	224	130.8	0.58	0.1005	0.0021	0.8470	0.0350	0.0609	0.0024	617	12	612	82	1.0
36-1re	139.6	69	0.49	0.1007	0.0024	0.8560	0.0360	0.0615	0.0023	618	14	657	76	1.0
50-2sz	209.1	110	0.53	0.1007	0.0017	0.8450	0.0220	0.0611	0.0016	619	10	623	56	0.5
3-1sz	240	145.6	0.61	0.1009	0.0015	0.8500	0.0240	0.0612	0.0015	620	9	644	52	0.6
53-2sz	169.8	90.5	0.53	0.1011	0.0025	0.8420	0.0340	0.0599	0.0020	620	14	581	74	0.2
14-1re	57.3	25.95	0.45	0.1011	0.0026	0.8510	0.0400	0.0602	0.0025	621	15	594	92	0.5
1-1re	138	105	0.76	0.1012	0.0017	0.8440	0.0240	0.0608	0.0016	621	10	624	56	0.1
41-1sz	149.5	82.3	0.55	0.1010	0.0026	0.8750	0.0410	0.0615	0.0025	622	15	644	87	2.0
13-1sz	131.7	72.4	0.55	0.1010	0.0024	0.8590	0.0390	0.0608	0.0026	620	14	634	94	2.1
44-1sz	131.5	68.6	0.52	0.1013	0.0027	0.8480	0.0360	0.0613	0.0023	622	16	637	80	-0.3
59-1re	105.4	16.4	0.16	0.1013	0.0027	0.8590	0.0380	0.0614	0.0022	622	16	659	75	0.6
53-1sz	143.4	81.2	0.57	0.1011	0.0022	0.8580	0.0350	0.0605	0.0020	622	13	597	72	0.6
58-2re	219	116.4	0.53	0.1014	0.0020	0.8520	0.0280	0.0606	0.0017	623	12	609	61	0.2
29-1re	194	140.3	0.72	0.1015	0.0019	0.8530	0.0250	0.0612	0.0018	623	11	634	60	0.2
60-2re	181.7	111.2	0.61	0.1020	0.0027	0.8640	0.0370	0.0617	0.0025	626	16	646	84	0.6
38-1re	261.6	242	0.93	0.1031	0.0022	0.8750	0.0310	0.0602	0.0018	634	13	614	64	0.5
7-2c	220	250	1.14	0.1047	0.0016	0.8780	0.0190	0.0604	0.0013	642	9	613	47	-0.2
51-1c	58.1	20.76	0.36	0.1062	0.0027	0.8870	0.0470	0.0605	0.0027	650	15	593	96	-1.6
48-1c	184.7	124.7	0.68	0.1070	0.0022	0.9050	0.0310	0.0608	0.0018	655	13	635	64	-0.5
45-1c	60.5	33.6	0.56	0.1073	0.0023	0.9100	0.0290	0.0620	0.0017	657	13	673	61	0.2
38-2c	260	367	1.41	0.1163	0.0030	1.0080	0.0450	0.0610	0.0020	709	18	630	72	-0.1
44-2c	132.2	70.1	0.53	0.1035	0.0027	0.8990	0.0400	0.0617	0.0024	634	16	626	85	1.9
41-2sz	142.2	74.4	0.52	0.1015	0.0029	0.8890	0.0460	0.0614	0.0025	623	17	638	88	3.0

grain/spot position	U	Th	Th/U	Isotopic ratios						Ages (in Ma) ^a				Discor dance ^b
				²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P		
				ppm	ppm	2σ	2σ	b	2σ	2σ	2σ	b	2σ	
Felsic granulite (sample A1)														
45-1c	63.2	35.8	0.57	0.1037	0.0025	0.8670	0.0360	0.0611	0.0024	636	15	607	83	-0.6
61-2r	91.5	63.9	0.70	0.1038	0.0015	0.8640	0.0190	0.0611	0.0013	636	9	635	45	-0.8
54-1c	200.5	144.5	0.72	0.1039	0.0021	0.8810	0.0320	0.0608	0.0017	637	12	628	62	0.3
12-3c	85.1	60	0.71	0.1043	0.0017	0.8790	0.0230	0.0625	0.0015	639	10	676	53	0.2
8-2c	95	65	0.68	0.1045	0.0016	0.8740	0.0200	0.0611	0.0014	641	10	642	51	-0.6
13-2c	255	94.4	0.37	0.1047	0.0018	0.8780	0.0270	0.0602	0.0014	642	10	618	52	-0.6
28-2c	70.4	37.4	0.53	0.1047	0.0024	0.8950	0.0470	0.0626	0.0030	642	14	690	100	1.1
61-1c	237	159.7	0.67	0.1048	0.0016	0.8730	0.0160	0.0610	0.0010	643	9	636	34	-0.9
39-2c	126.9	91.7	0.72	0.1050	0.0020	0.8970	0.0310	0.0614	0.0018	643	11	646	62	1.1
1-1c	100.5	67	0.67	0.1049	0.0021	0.8770	0.0240	0.0605	0.0014	643	12	626	49	-0.8
12-2c	77.1	43.8	0.57	0.1049	0.0013	0.8750	0.0230	0.0613	0.0015	644	8	649	52	-0.6
8-1c	128.3	70.7	0.55	0.1052	0.0016	0.8700	0.0200	0.0605	0.0014	645	9	623	51	-1.4
47-1c	84.7	60.8	0.72	0.1053	0.0023	0.8810	0.0330	0.0603	0.0019	645	13	604	70	-1.1
31-2c	134.8	73.8	0.55	0.1052	0.0020	0.9100	0.0350	0.0618	0.0018	645	12	657	60	1.8
10-2c	90.4	43.45	0.48	0.1053	0.0014	0.8850	0.0190	0.0613	0.0012	645	8	642	43	-0.3
54-2r	117.5	62.3	0.53	0.1054	0.0021	0.8890	0.0250	0.0599	0.0014	646	12	591	48	-0.2
14-1c	235.4	94.5	0.40	0.1055	0.0018	0.8890	0.0300	0.0610	0.0017	646	10	640	58	0.5
42-3c	41	15.13	0.37	0.1055	0.0019	0.8880	0.0360	0.0616	0.0025	647	11	631	87	0.2
18-2c	141.7	72.9	0.51	0.1055	0.0023	0.8850	0.0340	0.0611	0.0019	648	13	637	69	-1.3
39-1c	187	147.8	0.79	0.1057	0.0020	0.9020	0.0320	0.0612	0.0017	648	12	645	61	0.5
1-2r	34.3	13.28	0.39	0.1060	0.0016	0.9000	0.0300	0.0613	0.0022	649	10	631	79	-0.1
23-2c	166	92	0.55	0.1059	0.0019	0.9090	0.0340	0.0617	0.0018	649	11	666	63	1.4
7-1c	209.2	228.3	1.09	0.1060	0.0013	0.8870	0.0200	0.0607	0.0011	650	8	624	41	-0.7
47-2c	145.5	74.6	0.51	0.1061	0.0021	0.9180	0.0310	0.0632	0.0019	650	12	697	64	1.5
25-2c	108	61	0.56	0.1061	0.0024	0.9060	0.0310	0.0620	0.0018	650	14	681	64	0.6
7-2c	60.3	27.55	0.46	0.1061	0.0017	0.9030	0.0250	0.0626	0.0015	650	10	704	49	0.6
39-3c	96	51.2	0.53	0.1064	0.0017	0.9030	0.0280	0.0616	0.0017	651	10	654	62	0.2
4-2c	343	243	0.71	0.1067	0.0018	0.8980	0.0180	0.0608	0.0010	653	10	627	35	-0.3
25-1c	145.2	131.2	0.90	0.1067	0.0022	0.8880	0.0340	0.0604	0.0019	653	13	610	66	-0.8
28-1c	86.7	64.9	0.75	0.1068	0.0019	0.9050	0.0320	0.0613	0.0019	654	11	630	67	0.2
31-1c	115.2	60.4	0.52	0.1068	0.0017	0.9090	0.0250	0.0613	0.0016	654	10	642	56	0.4
56-1c	97.6	55	0.56	0.1070	0.0017	0.9120	0.0270	0.0610	0.0018	655	10	646	62	0.1
58-1c	158.4	97	0.61	0.1070	0.0014	0.9120	0.0230	0.0620	0.0013	655	8	682	42	0.4
19-1c	218.2	175.2	0.80	0.1068	0.0021	0.9100	0.0370	0.0612	0.0021	656	13	639	74	0.9
45-2c	68.5	38.9	0.57	0.1072	0.0022	0.9130	0.0330	0.0604	0.0019	656	13	650	68	0.2
34-1c	255.3	164.7	0.65	0.1072	0.0019	0.9320	0.0330	0.0621	0.0018	656	11	660	62	1.8
10-1c	204	120	0.59	0.1072	0.0012	0.8910	0.0180	0.0617	0.0013	656	7	661	45	-1.6
53-1c	199	150	0.75	0.1074	0.0022	0.9090	0.0320	0.0608	0.0016	657	13	626	57	-0.2
17-1c	46.5	20.69	0.44	0.1073	0.0023	0.9220	0.0350	0.0635	0.0022	657	13	692	75	1.4
45-3c	75.9	42.2	0.56	0.1070	0.0021	0.9010	0.0380	0.0607	0.0022	657	13	592	79	-0.5
19-2c	89	48.3	0.54	0.1074	0.0025	0.9100	0.0360	0.0606	0.0020	658	15	614	74	-0.6
46-1c	121.3	71.1	0.59	0.1074	0.0020	0.9230	0.0360	0.0618	0.0021	658	12	654	72	0.3
23-1c	161	129.7	0.81	0.1076	0.0026	0.9120	0.0360	0.0621	0.0022	658	15	668	73	0.5
14-2c	50.8	23.36	0.46	0.1081	0.0025	0.9140	0.0390	0.0611	0.0025	661	14	623	91	-0.5
4-1c	71.9	36.42	0.51	0.1082	0.0014	0.9140	0.0200	0.0619	0.0014	662	8	666	51	-0.6
42-2c	28.09	11.49	0.41	0.1084	0.0029	0.9210	0.0470	0.0612	0.0031	663	17	600	110	-0.6
66-1c	180	133.7	0.74	0.1097	0.0019	0.9300	0.0170	0.0613	0.0010	671	11	650	34	-0.6
58-3c	144.4	95	0.66	0.1105	0.0014	0.9420	0.0190	0.0610	0.0011	676	8	635	37	-0.4
17-2c	146.7	157	1.07	0.1107	0.0024	0.9390	0.0350	0.0614	0.0019	676	14	645	66	-0.9
42-1c	155.4	69.2	0.45	0.1113	0.0018	0.9310	0.0300	0.0604	0.0017	680	10	618	62	-1.6
46-2c	58.5	27.7	0.47	0.1117	0.0024	0.9600	0.0430	0.0607	0.0024	682	14	622	84	-0.4
66-2c	58.8	23.9	0.41	0.1119	0.0018	0.9550	0.0300	0.0620	0.0016	684	11	681	51	-0.3
31-3c	82.4	36.6	0.44	0.1119	0.0023	0.9560	0.0390	0.0610	0.0022	684	13	650	77	-0.9
53-2c	77.2	27.68	0.36	0.1121	0.0021	0.9560	0.0300	0.0621	0.0016	685	12	683	55	0.1
18-1c	85	44.1	0.52	0.1124	0.0024	0.9460	0.0350	0.0615	0.0021	686	14	645	70	-1.9
56-2c	435	433	1.00	0.1129	0.0018	0.9680	0.0220	0.0618	0.0013	690	10	669	44	-0.3
12-1c	46.9	21.99	0.47	0.1134	0.0022	0.9390	0.0290	0.0601	0.0019	692	13	600	68	-3.1
13-1c	110.8	32	0.29	0.1134	0.0019	0.9780	0.0270	0.0623	0.0014	692	11	681	45	-0.3
58-2c	43.3	13.35	0.31	0.1143	0.0028	0.9620	0.0410	0.0612	0.0023	698	16	654	86	-2.3
34-2c	61.6	34.1	0.55	0.1151	0.0021	0.9770	0.0300	0.0604	0.0019	702	12	635	69	-1.6
grain/spot position	U	Th	Th/U	Isotopic ratios						Ages (in Ma) ^a				Discor dance ^b
				²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P		
				ppm	ppm	2σ	2σ	b	2σ	2σ	2σ	b	2σ	
Felsic granulite (sample SB1)														
13-2re	358	95.6	0.27	0.1008	0.0015	0.8440	0.0170	0.0608	0.0011	619	9	629	37	0.3
14-2re	200.7	132.3	0.66	0.1017	0.0015	0.8560	0.0190	0.0610	0.0013	624	9	649	43	0.4
10-2re	284	89.4	0.31	0.1019	0.0012	0.8490	0.0180	0.0606	0.0010	626	7	615	35	-0.2
69-3re	224	92.4	0.41	0.1041	0.0015	0.8790	0.0180	0.0613	0.0010	639	9	649	33	0.2
18-3c	156.2	93.8	0.60	0.1047	0.0014	0.8780	0.0190	0.0606	0.0010	642	8	633	37	-0.4
70-3c	98.2	86.4	0.88	0.1050	0.0014	0.8930	0.0220	0.0611	0.0013	643	8	651	45	0.7
62-1c	305	225	0.74	0.1052	0.0014	0.8780	0.0150	0.0604	0.0008	644	8	622	29	-0.8
20-2re	52.8	4.96	0.09	0.1054	0.0018	0.8980	0.0230	0.0620	0.0012	646	11	676	42	1.2
20-1c	314.4	211.9	0.67	0.1055	0.0014	0.8890	0.0160	0.0618	0.0010	647	8	659	34	-0.2
43-1c	71.5	38.8	0.54	0.1056	0.0016	0.8860	0.0270	0.0606	0.0015	647	9	622	54	-0.3
51-1c	116.9	47	0.40	0.1058	0.0017	0.8980	0.0210	0.0617	0.0011	648	10	660	38	0.1
23-1re	51.1	20.51	0.40	0.1061	0.0015	0.8870	0.0220	0.0626	0.0014	65				

37-1c	65.2	40	0.61	0.1064	0.0013	0.8950	0.0200	0.0609	0.0014	652	8	644	48	-0.6
30-1c	107.8	69.8	0.65	0.1064	0.0016	0.8870	0.0220	0.0607	0.0013	652	9	625	46	-1.2
9-1c	259	290	1.12	0.1065	0.0019	0.9010	0.0240	0.0614	0.0012	652	11	653	43	-0.2
39-1c	148.2	82.7	0.56	0.1065	0.0012	0.8940	0.0170	0.0611	0.0010	652	7	634	34	-0.5
51-2c	125.6	88.4	0.70	0.1066	0.0014	0.9030	0.0180	0.0616	0.0011	653	8	654	38	0.1
32-1c	97.8	61.3	0.63	0.1066	0.0015	0.9070	0.0200	0.0626	0.0011	653	9	686	38	0.5
31-1c	214	141.3	0.66	0.1066	0.0016	0.9060	0.0200	0.0620	0.0014	653	9	667	47	0.5
7-1c	85.4	47.3	0.55	0.1066	0.0014	0.9000	0.0210	0.0607	0.0013	653	8	631	47	-0.3
13-1c	45.3	18.34	0.40	0.1068	0.0030	0.9000	0.0340	0.0618	0.0021	654	18	662	72	-0.2
70-2c	78.2	41.9	0.54	0.1068	0.0017	0.9130	0.0190	0.0617	0.0012	654	10	652	43	0.7
26-1c	362	460	1.27	0.1070	0.0014	0.9030	0.0150	0.0616	0.0009	655	8	661	30	-0.4
65-1c	128.8	71.1	0.55	0.1070	0.0019	0.9230	0.0230	0.0626	0.0015	655	11	701	49	1.2
36-1c	317	287	0.91	0.1069	0.0013	0.8980	0.0170	0.0609	0.0010	655	8	634	34	-0.8
32-2c	291	398	1.37	0.1070	0.0017	0.9000	0.0200	0.0611	0.0011	655	10	642	39	-0.7
36-2c	192.7	158.2	0.82	0.1072	0.0013	0.8960	0.0200	0.0612	0.0011	656	8	647	38	-1.3
18-2c	189.2	70.6	0.37	0.1072	0.0016	0.9050	0.0160	0.0618	0.0011	657	9	667	40	-0.4
69-2c	81.3	43.4	0.53	0.1072	0.0015	0.9070	0.0210	0.0610	0.0013	657	8	630	48	-0.4
37-2c	90.7	97.6	1.08	0.1073	0.0015	0.9060	0.0200	0.0610	0.0013	657	9	633	45	-0.4
68-1c	153.2	84.2	0.55	0.1073	0.0015	0.9130	0.0190	0.0609	0.0010	657	9	636	35	0.3
39-2c	105.4	57.44	0.54	0.1074	0.0015	0.9110	0.0210	0.0608	0.0012	658	9	632	44	-0.1
43-2c	318.9	125.4	0.39	0.1074	0.0012	0.9090	0.0140	0.0617	0.0009	658	7	660	32	-0.3
49-1c	147	105	0.71	0.1074	0.0017	0.9070	0.0200	0.0615	0.0009	658	10	652	32	-0.6
9-2re	154.2	182.4	1.18	0.1074	0.0015	0.9120	0.0190	0.0616	0.0012	658	9	665	42	0.3
62-2c	60	32.71	0.55	0.1075	0.0015	0.9080	0.0240	0.0613	0.0015	658	9	635	53	0.1
26-2re	31.66	13.83	0.44	0.1077	0.0020	0.9090	0.0260	0.0617	0.0019	659	12	653	62	0.3
68-2re	42.9	18.36	0.43	0.1077	0.0019	0.9170	0.0290	0.0613	0.0022	659	11	648	81	0.3
49-2c	76	42.23	0.56	0.1078	0.0015	0.9110	0.0210	0.0626	0.0015	660	9	685	52	-0.4
47-2c	349	282	0.81	0.1078	0.0015	0.9110	0.0160	0.0616	0.0008	660	9	657	27	-0.4
6-1re	32.8	11.83	0.36	0.1080	0.0019	0.9040	0.0320	0.0604	0.0019	661	11	607	68	-1.2
30-2c	192	101.7	0.53	0.1081	0.0016	0.9160	0.0200	0.0605	0.0011	662	9	628	39	-0.2
69-1c	103.6	41.8	0.40	0.1081	0.0014	0.9150	0.0180	0.0610	0.0012	662	8	633	41	-0.5
7-2c	220	85.4	0.39	0.1082	0.0018	0.9170	0.0220	0.0612	0.0013	662	11	643	46	-0.3
6-2c	77.7	42.5	0.55	0.1082	0.0016	0.9090	0.0230	0.0604	0.0013	662	9	622	48	-0.8
70-1c	140.4	75.7	0.54	0.1083	0.0015	0.9160	0.0200	0.0613	0.0010	663	9	651	36	-0.4
7-3c	262.9	104.7	0.40	0.1083	0.0013	0.9160	0.0160	0.0606	0.0008	663	7	635	31	-0.5
6-3c	184.1	143.7	0.78	0.1083	0.0018	0.9240	0.0210	0.0622	0.0013	663	10	678	44	0.0
18-1c	128.7	48.1	0.37	0.1085	0.0017	0.9250	0.0190	0.0620	0.0012	664	10	671	43	0.3
65-2c	157	140.6	0.90	0.1086	0.0016	0.9230	0.0180	0.0607	0.0010	665	9	622	34	-0.2
31-2re	36.5	13.42	0.37	0.1100	0.0017	0.9390	0.0290	0.0617	0.0019	673	10	667	65	-0.4
10-1c	358	173	0.48	0.1110	0.0014	0.9430	0.0160	0.0612	0.0008	679	8	640	29	-0.7
36-3c	120.7	71	0.59	0.1118	0.0014	0.9200	0.0200	0.0602	0.0011	683	8	612	40	-3.3
47-3c	81.2	42.8	0.53	0.1129	0.0016	0.9510	0.0220	0.0610	0.0012	690	9	640	43	-1.7
43-3c	134.7	56.8	0.42	0.1133	0.0027	0.9690	0.0290	0.0617	0.0015	692	15	657	56	-0.6

grain/spot position	U	Th	Th/U	Isotopic ratios						Ages (in Ma) ^a				Discor dance ^b
				²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
				2σ		2σ		b	2σ	2σ		b	2σ	
garnet granulite (sample 6B1)														
20-2r	41	28.9	0.70	0.0986	0.0019	0.8080	0.0240	0.0597	0.0018	606	11	584	68	-1.0
21-2dm	187.5	45.9	0.24	0.0990	0.0016	0.8130	0.0190	0.0604	0.0014	608	10	615	50	-0.6
21-1r	43.9	34.7	0.79	0.0992	0.0016	0.8160	0.0230	0.0596	0.0017	610	10	585	62	-0.7
16-1r	34.5	25.45	0.74	0.0994	0.0024	0.8270	0.0350	0.0591	0.0027	611	14	556	94	-0.2
34-2dm	141.5	73.6	0.52	0.1003	0.0017	0.8260	0.0210	0.0603	0.0015	616	10	604	53	-0.9
53-1re	92.4	114.4	1.24	0.1006	0.0021	0.8470	0.0250	0.0604	0.0017	618	12	616	64	0.6
29-2re	74.3	55	0.74	0.1008	0.0013	0.8420	0.0180	0.0612	0.0014	619	8	642	48	0.1
7-2dm	291	130.5	0.45	0.1009	0.0013	0.8350	0.0150	0.0605	0.0011	620	8	616	41	-0.6
19-2dm	308	31.1	0.10	0.1013	0.0014	0.8390	0.0140	0.0604	0.0010	622	8	624	36	-0.6
17-2dm	365.2	100.4	0.27	0.1014	0.0014	0.8420	0.0140	0.0602	0.0011	622	8	612	38	-0.3
5-2dm	433	25.02	0.06	0.1017	0.0018	0.8540	0.0190	0.0613	0.0013	624	10	643	46	0.5
8-2dm	322.8	122.8	0.38	0.1017	0.0014	0.8490	0.0150	0.0603	0.0010	624	8	614	37	-0.1
8-1dm	428	137.6	0.32	0.1022	0.0014	0.8570	0.0140	0.0605	0.0010	627	8	620	34	0.2
49-1dm	295.9	76.9	0.26	0.1022	0.0015	0.8600	0.0180	0.0608	0.0011	627	9	638	40	0.5
21-3dm	1259	114.6	0.09	0.1025	0.0017	0.8600	0.0180	0.0612	0.0011	629	10	647	41	0.1
10-2c	477	65.73	0.14	0.1054	0.0014	0.8930	0.0140	0.0612	0.0010	647	8	647	35	0.2
28-3c	794	17.3	0.02	0.1057	0.0013	0.8900	0.0130	0.0611	0.0009	648	8	641	30	-0.3
6-1c	45.4	20.71	0.46	0.1060	0.0017	0.9070	0.0240	0.0621	0.0018	649	10	691	61	0.9
11-2c	250.8	83.5	0.33	0.1065	0.0019	0.8970	0.0200	0.0611	0.0012	652	11	642	44	-0.4
18-2c	493	47.9	0.10	0.1064	0.0014	0.8970	0.0140	0.0615	0.0009	652	8	660	34	-0.2
53-2c	566	43.9	0.08	0.1066	0.0015	0.8990	0.0150	0.0612	0.0010	653	9	648	34	-0.3
5-1c	294	110.5	0.38	0.1068	0.0014	0.9060	0.0160	0.0615	0.0011	654	8	659	37	0.1
6-2c	193.4	76.5	0.40	0.1069	0.0019	0.9030	0.0190	0.0616	0.0013	654	11	654	44	0.0
25-1c	84.3	43.6	0.52	0.1068	0.0021	0.8880	0.0260	0.0614	0.0016	654	13	661	58	-1.2
54-2c	520	18.53	0.04	0.1067	0.0015	0.9080	0.0170	0.0612	0.0010	655	9	647	36	0.2
50-2c	479	46.97	0.10	0.1070	0.0020	0.9090	0.0220	0.0621	0.0012	655	12	672	41	0.6
57-2c	342	25.13	0.07	0.1070	0.0016	0.9060	0.0190	0.0620	0.0014	655	9	663	48	-0.1
25-2c	848	14.21	0.02	0.1071	0.0016	0.8940	0.0160	0.0613	0.0010	656	9	647	36	-1.2
7-1c	142.3	66	0.46	0.1071	0.0018	0.9060	0.0200	0.0613	0.0014	656	10	651	50	-0.3
28-2c	51.12	31.2	0.61	0.1071	0.0017	0.9080	0.0350	0.0620	0.0024	656	10	657	83	0.0
17-1r	44.3	27	0.61	0.1072	0.0022	0.9010	0.0270	0.0626	0.0020	656	13	689	67	-0.5
50-1c	203	106.9	0.53	0.1071	0.0015	0.9090	0.0190	0.0612	0.0012	656	9	637	42	0.0
10-1c	373.7	119.6	0.32	0.1076	0.0017	0.9120	0.0170	0.0613	0.0011	659	10	649	37	-0.2
12-1c	535	40.4	0.08	0.1079	0.0014	0.9170	0.0140	0.0618	0.0010	661	8	665	33	0.2
55-2c	262.3	170	0.65	0.1082	0.0015	0.9220	0.0170	0.0617	0.0011	662	9	658	37	0.1
12-2c	140.9	83.9	0.60	0.1092	0.0021	0.9370	0.0210	0.0621	0.0014	668	12	672	48	0.4
20-1c	146.2	62.9	0.43	0.1092	0.0017	0.9300	0.0200	0.0615	0.0012	668	10	662	44	-0.2

9-1c	415	29.4	0.07	0.1096	0.0015	0.9340	0.0160	0.0613	0.0010	670	9	652	36	-0.2
58-1c	262	316	1.21	0.1104	0.0014	0.9470	0.0170	0.0621	0.0011	675	8	671	39	0.1
33-2c	87.6	66.6	0.76	0.1113	0.0017	0.9530	0.0220	0.0624	0.0014	680	10	684	49	0.1
16-2c	315	167.9	0.53	0.1126	0.0015	0.9660	0.0180	0.0621	0.0010	688	9	675	35	-0.3
18-1c	413	290	0.70	0.1134	0.0015	0.9750	0.0160	0.0628	0.0010	692	9	702	35	-0.2
9-2c	291	186	0.64	0.1135	0.0022	0.9840	0.0230	0.0621	0.0013	693	13	678	46	0.3
52-1c	396	162.1	0.41	0.1139	0.0017	0.9800	0.0200	0.0625	0.0011	695	10	686	39	-0.1
11-1c	247	150	0.61	0.1139	0.0023	0.9830	0.0270	0.0617	0.0016	695	13	675	55	0.0
57-1c	228	118.5	0.52	0.1139	0.0021	0.9840	0.0210	0.0627	0.0014	695	12	689	48	0.3
37-1c	343	225	0.66	0.1140	0.0020	0.9770	0.0220	0.0624	0.0012	696	12	687	43	-0.7
43-1c	186	121.7	0.65	0.1148	0.0016	0.9920	0.0210	0.0630	0.0013	701	9	711	45	-0.3
3-1c	271	159.4	0.59	0.1157	0.0016	1.0040	0.0190	0.0628	0.0012	706	9	693	42	0.1
38-1c	220	161.5	0.73	0.1161	0.0017	1.0060	0.0180	0.0629	0.0011	708	10	708	39	-0.3
19-1c	108.6	48.65	0.45	0.1170	0.0018	1.0060	0.0280	0.0630	0.0016	713	10	701	54	-0.7
54-1c	145.1	76.3	0.53	0.1177	0.0018	1.0300	0.0210	0.0626	0.0013	719	11	699	41	0.0
52-2c	104	51.1	0.49	0.1203	0.0021	1.0500	0.0300	0.0627	0.0017	732	12	695	61	-0.3
29-1c	31.9	14.5	0.45	0.1050	0.0018	0.8590	0.0270	0.0600	0.0020	644	11	581	70	-2.3
52-3c	401	27.36	0.07	0.1128	0.0017	0.9420	0.0170	0.0608	0.0011	689	10	636	38	-2.1
33-1c	108.5	95.3	0.88	0.1186	0.0020	1.0170	0.0300	0.0618	0.0016	723	11	671	60	-1.7

grain/spot position	U	Th	Th/U	Isotopic ratios						Ages (in Ma) ^a						Discor dance ^b
				²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb				
				2σ		2σ		b	2σ	2σ		b	2σ	(%)		
PL-53	536	56.4	0.11	0.0545	0.0006	0.4006	0.0072	0.0531	0.0007	342	4	341	30	0.2		
PL-54	547	55	0.10	0.0544	0.0006	0.3945	0.0059	0.0529	0.0006	342	4	324	28	-1.1		
PL-55	588	60.19	0.10	0.0549	0.0006	0.4063	0.0073	0.0537	0.0007	345	4	355	31	0.4		
PL-56	584	57.9	0.10	0.0545	0.0006	0.4052	0.0061	0.0535	0.0007	342	4	344	29	1.0		
PL-57	580	57.9	0.10	0.0543	0.0006	0.4054	0.0073	0.0536	0.0007	341	4	352	28	1.2		
PL-58	597	68.4	0.11	0.0538	0.0006	0.3947	0.0060	0.0531	0.0008	338	4	329	35	0.1		
PL-59	628	82.3	0.13	0.0544	0.0005	0.3948	0.0060	0.0533	0.0007	342	3	346	29	-1.0		
PL-60	627	88.9	0.14	0.0542	0.0006	0.3947	0.0060	0.0530	0.0007	341	4	329	29	-0.9		
PL-61	589	71	0.12	0.0537	0.0006	0.3912	0.0062	0.0527	0.0008	337	4	315	34	-0.4		
PL-62	569	69.4	0.12	0.0545	0.0005	0.3954	0.0056	0.0533	0.0006	342	3	338	26	-1.1		
PL-63	533	59.7	0.11	0.0543	0.0005	0.4003	0.0059	0.0532	0.0007	341	3	337	28	0.2		
PL-64	563	77.3	0.14	0.0546	0.0006	0.4057	0.0056	0.0534	0.0007	343	3	339	29	0.8		
PL-65	583	80.1	0.14	0.0542	0.0005	0.4022	0.0062	0.0536	0.0006	340	3	355	27	0.9		
PL-66	621	87.9	0.14	0.0546	0.0005	0.3969	0.0053	0.0527	0.0006	342	3	311	28	-0.9		
PL-67	619	90.9	0.15	0.0541	0.0005	0.3988	0.0064	0.0536	0.0007	340	3	359	30	0.4		
PL-68	610	91.5	0.15	0.0542	0.0005	0.4393	0.0066	0.0590	0.0007	340	3	566	26	8.0		
PL-69	579	75.3	0.13	0.0543	0.0006	0.3938	0.0067	0.0528	0.0007	341	4	327	32	-1.2		
PL-70	596	75.3	0.13	0.0548	0.0006	0.3979	0.0062	0.0523	0.0007	344	3	301	28	-1.2		
PL-71	631	94.7	0.15	0.0544	0.0006	0.3984	0.0064	0.0530	0.0007	342	4	327	30	-0.4		
PL-72	605	79.6	0.13	0.0536	0.0005	0.4005	0.0063	0.0539	0.0007	336	3	363	30	1.6		
PL-73	582	72.5	0.12	0.0544	0.0007	0.3959	0.0071	0.0531	0.0008	341	4	327	33	-0.5		
PL-74	583	77.7	0.13	0.0546	0.0007	0.4042	0.0062	0.0533	0.0008	343	4	350	32	0.5		
PL-75	545	50.9	0.09	0.0548	0.0007	0.4021	0.0065	0.0534	0.0008	344	4	349	31	-0.1		
PL-76	565	60.4	0.11	0.0544	0.0006	0.4041	0.0071	0.0538	0.0008	341	4	379	32	1.0		
PL-77	559	57.7	0.10	0.0549	0.0006	0.3995	0.0065	0.0532	0.0006	344	4	332	27	-0.9		
PL-78	545	57.9	0.11	0.0546	0.0007	0.4019	0.0066	0.0533	0.0007	343	4	336	31	0.0		
PL-79	583	58.8	0.10	0.0543	0.0008	0.4001	0.0076	0.0540	0.0010	341	5	364	43	0.4		
PL-80	544	51.5	0.09	0.0544	0.0009	0.3984	0.0087	0.0527	0.0011	341	5	316	47	-0.3		
PL-81	552	49.5	0.09	0.0543	0.0009	0.3957	0.0086	0.0533	0.0011	341	6	332	47	-0.6		
PL-82	554	48.8	0.09	0.0539	0.0007	0.4051	0.0078	0.0541	0.0009	338	4	371	40	2.1		
PL-83	547	44.4	0.08	0.0542	0.0008	0.4025	0.0079	0.0535	0.0011	340	5	343	46	1.0		
PL-84	539	43.1	0.08	0.0538	0.0007	0.3937	0.0079	0.0529	0.0010	338	5	318	45	-0.2		
PL-85	566	47.6	0.08	0.0543	0.0007	0.4010	0.0072	0.0532	0.0009	341	4	337	39	0.5		
PL-86	570	51.4	0.09	0.0538	0.0007	0.3978	0.0066	0.0535	0.0009	338	4	350	40	0.6		
PL-87	569	56.3	0.10	0.0533	0.0007	0.3971	0.0069	0.0534	0.0009	335	4	351	40	1.3		
PL-88	561	56.4	0.10	0.0540	0.0006	0.4033	0.0066	0.0540	0.0009	339	4	366	39	1.4		
PL-89	586	62.5	0.11	0.0546	0.0007	0.3976	0.0073	0.0527	0.0009	343	4	315	39	-0.9		
PL-90	597	73.6	0.12	0.0541	0.0007	0.3919	0.0068	0.0530	0.0009	340	4	325	40	-1.0		
PL-91	558	54.9	0.10	0.0537	0.0007	0.3932	0.0071	0.0531	0.0010	337	4	327	42	-0.1		
PL-92	565	61.86	0.11	0.0535	0.0007	0.3991	0.0072	0.0542	0.0010	336	4	385	39	1.5		
PL-93	543	48.23	0.09	0.0545	0.0007	0.3981	0.0063	0.0534	0.0009	342	4	358	40	-0.5		
PL-94	549	42.76	0.08	0.0534	0.0007	0.3859	0.0075	0.0529	0.0010	336	4	322	43	-1.4		
PL-95	541	40.8	0.08	0.0541	0.0008	0.4021	0.0073	0.0538	0.0009	339	5	363	39	1.0		
PL-96	557	42.8	0.08	0.0538	0.0008	0.3956	0.0076	0.0532	0.0010	338	5	341	45	0.2		
PL-97	579	46.8	0.08	0.0535	0.0007	0.3957	0.0070	0.0534	0.0009	336	4	345	38	0.7		
PL-98	576	54.5	0.09	0.0539	0.0007	0.3923	0.0072	0.0526	0.0010	339	5	305	41	-0.6		
PL-99	577	64.3	0.11	0.0540	0.0008	0.3940	0.0068	0.0527	0.0009	339	5	315	41	-0.6		
PL-100	560	56.7	0.10	0.0542	0.0007	0.3967	0.0073	0.0527	0.0009	340	4	323	39	-0.3		
PL-101	606	77.3	0.13	0.0548	0.0009	0.3926	0.0070	0.0524	0.0010	344	5	296	41	-2.3		
PL-102	584	64	0.11	0.0536	0.0009	0.3885	0.0070	0.0532	0.0010	336	5	332	43	-1.0		
PL-103	569	49.1	0.09	0.0541	0.0008	0.3922	0.0074	0.0532	0.0010	340	5	343	42	-1.2		
PL-104	556	43.28	0.08	0.0534	0.0009	0.3902	0.0077	0.0535	0.0010	335	5	360	42	-0.3		

^aAges and errors calculated with ISOPLLOT

(Ludwig, 2003)

^bDiscordance in % = 100*(1-²⁰⁶Pb/²³⁸U

age/²⁰⁷Pb/²³⁵U age))

c: core; r: rim; sz: sector-zoned; sb: soccerball; re: recrystallized; dm:

dark mantle; PL: Plesovice

Data used for concordia age calculations are

marked in bold font.

ANEXO IX

***Análises de U-Th-Pb e elementos-traço em monazita
obtidas por microsonda eletrônica***

grain/ analysis	Cations (per formula unit) on the basis of 4 oxygens																Σ	REE+Y	Th+U+Si	Ca+P
	Ca	Si	P	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Tm	Y	Th	U	Pb				
stromatic garnet-biotite metatexte																				
sample 6D1																				
m1-1	0.031	0.073	0.934	0.245	0.428	0.039	0.130	0.005	0.000	0.006	0.001	0.001	0.004	0.097	0.001	0.003	2.00	1.792	0.171	1.047
m1-2	0.048	0.034	0.982	0.205	0.400	0.041	0.147	0.014	0.000	0.015	0.004	0.001	0.020	0.071	0.006	0.003	1.99	1.829	0.112	0.966
m1-3	0.034	0.049	0.962	0.225	0.427	0.042	0.146	0.010	0.001	0.011	0.002	0.001	0.006	0.073	0.002	0.003	2.00	1.834	0.125	1.032
m2-1	0.050	0.032	0.974	0.209	0.404	0.041	0.149	0.015	0.000	0.017	0.004	0.001	0.021	0.072	0.007	0.003	2.00	1.835	0.111	0.974
m2-2	0.058	0.038	0.966	0.222	0.417	0.041	0.138	0.010	0.000	0.011	0.002	0.001	0.010	0.083	0.001	0.003	2.00	1.818	0.123	0.972
m3	0.042	0.057	0.956	0.206	0.400	0.039	0.147	0.013	0.000	0.013	0.004	0.001	0.018	0.088	0.007	0.003	1.99	1.796	0.152	1.011
m4-1	0.043	0.018	0.989	0.213	0.406	0.040	0.145	0.016	0.000	0.020	0.008	0.001	0.038	0.047	0.009	0.002	2.00	1.877	0.075	1.031
m4-2	0.034	0.064	0.939	0.236	0.431	0.040	0.140	0.008	0.001	0.007	0.001	0.001	0.003	0.092	0.001	0.003	2.00	1.806	0.157	1.021
m4-3	0.038	0.026	0.983	0.219	0.420	0.042	0.150	0.015	0.000	0.017	0.005	0.001	0.020	0.051	0.007	0.002	2.00	1.873	0.084	0.996
m5-1	0.039	0.004	1.010	0.205	0.394	0.039	0.138	0.019	0.001	0.023	0.011	0.001	0.067	0.025	0.015	0.002	1.99	1.907	0.044	1.023
m5-2	0.044	0.013	0.999	0.209	0.400	0.040	0.143	0.017	0.000	0.020	0.008	0.001	0.042	0.048	0.007	0.002	1.99	1.880	0.068	1.024
m5-3	0.046	0.015	0.999	0.215	0.410	0.041	0.143	0.016	0.001	0.016	0.005	0.001	0.027	0.048	0.008	0.002	1.99	1.874	0.071	1.049
m6-1	0.046	0.026	0.978	0.215	0.409	0.041	0.146	0.015	0.000	0.019	0.006	0.001	0.029	0.061	0.006	0.003	2.00	1.859	0.093	0.998
m6-2	0.042	0.054	0.952	0.226	0.425	0.041	0.145	0.009	0.001	0.011	0.001	0.001	0.006	0.082	0.002	0.003	2.00	1.819	0.137	1.043
m6-3	0.041	0.021	0.992	0.233	0.424	0.041	0.140	0.014	0.001	0.016	0.003	0.001	0.018	0.048	0.002	0.002	2.00	1.883	0.071	1.032
m7-1	0.053	0.020	0.995	0.218	0.412	0.041	0.145	0.013	0.001	0.014	0.002	0.001	0.008	0.063	0.005	0.002	1.99	1.850	0.088	1.045
m7-2	0.032	0.061	0.940	0.250	0.442	0.040	0.133	0.005	0.001	0.007	0.000	0.001	0.004	0.084	0.001	0.003	2.00	1.822	0.146	1.024
m7-3	0.057	0.052	0.954	0.222	0.419	0.040	0.139	0.008	0.000	0.009	0.001	0.000	0.007	0.090	0.001	0.003	2.00	1.800	0.143	0.994
sample 6D2																				
m8-1	0.058	0.042	0.967	0.228	0.424	0.041	0.134	0.008	0.000	0.009	0.002	0.001	0.009	0.077	0.001	0.002	2.00	1.822	0.120	1.032
m8-2	0.060	0.036	0.973	0.233	0.427	0.039	0.133	0.007	0.001	0.008	0.001	0.001	0.008	0.071	0.000	0.002	2.00	1.833	0.107	1.035
m9-1	0.061	0.038	0.971	0.213	0.412	0.041	0.140	0.012	0.000	0.012	0.002	0.001	0.010	0.082	0.002	0.003	2.00	1.815	0.122	1.031
m9-2	0.053	0.032	0.979	0.206	0.387	0.038	0.141	0.027	0.001	0.032	0.006	0.001	0.026	0.066	0.002	0.002	2.00	1.844	0.100	1.025
m9-3	0.054	0.032	0.981	0.204	0.383	0.039	0.141	0.028	0.002	0.033	0.006	0.001	0.025	0.066	0.002	0.002	2.00	1.841	0.100	1.033
m10-1	0.045	0.031	0.987	0.212	0.402	0.041	0.143	0.014	0.000	0.017	0.005	0.001	0.024	0.063	0.006	0.003	1.99	1.844	0.100	1.021
m10-2	0.059	0.052	0.961	0.213	0.408	0.041	0.138	0.009	0.001	0.015	0.002	0.001	0.007	0.092	0.001	0.003	2.00	1.791	0.145	1.027
m10-3	0.055	0.039	0.973	0.216	0.409	0.039	0.141	0.013	0.001	0.015	0.002	0.001	0.012	0.079	0.002	0.003	2.00	1.821	0.119	1.042
m11-1	0.045	0.019	0.998	0.209	0.403	0.040	0.134	0.011	0.001	0.015	0.007	0.001	0.051	0.052	0.005	0.002	1.99	1.869	0.076	1.032
m11-2	0.052	0.029	0.988	0.215	0.410	0.041	0.144	0.014	0.000	0.014	0.002	0.001	0.006	0.066	0.007	0.003	1.99	1.835	0.102	1.040
m12-1	0.039	0.039	0.975	0.228	0.430	0.043	0.148	0.010	0.000	0.007	0.000	0.001	0.001	0.067	0.003	0.002	1.99	1.845	0.108	1.014
m12-2	0.055	0.037	0.974	0.223	0.424	0.042	0.142	0.009	0.000	0.009	0.002	0.001	0.007	0.072	0.001	0.002	2.00	1.834	0.109	1.029
Garnet-biotite gneiss (schollen migmatite)																				
sample 9B																				
m13-1	0.039	0.028	0.980	0.245	0.444	0.042	0.138	0.006	0.001	0.008	0.001	0.001	0.006	0.057	0.000	0.002	2.00	1.871	0.086	1.020
m13-2	0.026	0.019	0.993	0.254	0.458	0.043	0.140	0.006	0.001	0.007	0.001	0.001	0.008	0.035	0.000	0.001	2.00	1.914	0.054	1.020
m14-1	0.023	0.129	0.886	0.253	0.406	0.034	0.108	0.004	0.000	0.006	0.001	0.001	0.008	0.131	0.003	0.004	2.00	1.708	0.262	0.909
m14-2	0.037	0.048	0.966	0.237	0.431	0.041	0.134	0.007	0.000	0.007	0.001	0.001	0.004	0.075	0.001	0.002	1.99	1.830	0.124	1.004
m14-3	0.025	0.018	0.993	0.243	0.460	0.044	0.147	0.009	0.001	0.010	0.002	0.001	0.013	0.029	0.000	0.001	2.00	1.925	0.047	1.018
m15-1	0.032	0.035	0.979	0.246	0.434	0.039	0.130	0.006	0.001	0.008	0.003	0.001	0.020	0.058	0.001	0.002	1.99	1.867	0.093	1.011
m15-2	0.043	0.039	0.971	0.241	0.434	0.041	0.133	0.006	0.001	0.008	0.001	0.001	0.006	0.071	0.000	0.002	2.00	1.842	0.110	1.014
(Orthopyroxene)garnet-bearing leucosome (schollen migmatite)																				
sample 1A																				
m16-1	0.040	0.015	0.994	0.216	0.452	0.045	0.151	0.010	0.001	0.012	0.003	0.001	0.018	0.038	0.003	0.001	2.00	1.902	0.056	1.034
m16-2	0.015	0.006	1.008	0.206	0.473	0.050	0.172	0.013	0.001	0.013	0.003	0.001	0.020	0.004	0.006	0.001	1.99	1.962	0.016	1.025
m17-1	0.026	0.007	1.001	0.212	0.471	0.049	0.169	0.016	0.001	0.014	0.002	0.001	0.008	0.011	0.011	0.001	2.00	1.943	0.029	1.024
m17-2	0.034	0.012	0.997	0.209	0.457	0.047	0.163	0.016	0.001	0.015	0.003	0.001	0.011	0.023	0.010	0.002	2.00	1.918	0.045	1.027
m17-3	0.035	0.012	0.998	0.207	0.453	0.047	0.161	0.015	0.001	0.014	0.003	0.001	0.013	0.025	0.010	0.002	2.00	1.914	0.047	1.031
m17-4	0.015	0.003	1.007	0.179	0.428	0.049	0.181	0.024	0.002	0.034	0.014	0.001	0.048	0.003	0.007	0.001	2.00	1.967	0.013	1.026
m18-1	0.017	0.004	1.000	0.195	0.474	0.051	0.182	0.017	0.001	0.015	0.005	0.001	0.027	0.002	0.010	0.001	2.00	1.967	0.016	1.033
m18-2	0.021	0.004	1.004	0.201	0.473	0.050	0.174	0.015	0.001	0.014	0.005	0.001	0.026	0.001	0.010	0.001	2.00	1.962	0.015	1.025
m19	0.029	0.005	0.997	0.181	0.470	0.054	0.198	0.022	0.001	0.018	0.003	0.001	0.013	0.001	0.012	0.001	2.01	1.958	0.018	1.023
m20	0.022	0.004	1.002	0.180	0.463	0.053	0.191	0.018	0.001	0.018	0.005	0.000	0.030	0.001	0.010	0.001	2.00	1.963	0.015	1.017
sample 9A1																				
m21-1	0.047	0.045	0.970	0.229	0.424	0.040	0.133	0.006	0.000	0.007	0.001	0.001	0.007	0.081	0.001	0.003	1.99	1.818	0.127	1.016
m21-2	0.043	0.037	0.978	0.231	0.429	0.040	0.137	0.006	0.001	0.006	0.001	0.001	0.007	0.072	0.000	0.002	1.99	1.838	0.110	1.021
m22-1	0.044	0.038	0.977	0.232	0.426	0.040	0.135	0.007	0.000	0.008	0.001	0.001	0.007	0.074	0.000	0.002	1.99	1.834	0.113	1.021
m22-2	0.039	0.028	0.987	0.230	0.436	0.041	0.140	0.007	0.001	0.007	0.000	0.001	0.010	0.066	0.000	0.002	1.99	1.862	0.089	1.027
m22-3	0.048	0.025	0.993	0.226	0.415	0.039	0.130	0.007	0.002	0.009	0.004	0.001	0.026	0.066	0.001	0.002	1.99	1.849	0.092	1.040

grain/ analysis	Mole fraction ^c		Y (ppm) ^d WtAV	PropEr 2σ	Th (ppm) ^d WtAV	PropEr 2σ	U (ppm) ^d WtAV	PropEr 2σ	Pb (ppm) ^d WtAV	PropEr 1σ	Age ^e	2σ ^f	MSWD ^g	n
	X _{biot}	X _{gros}												
stromatic garnet-biotite metatextite														
sample 601														
m1-1	0.0705	0.0634	0.2475	1478	38	93929	62	943	24	2589	10	592	3	0.7
m1-2	0.0332	0.0991	0.2104	7560	56	70339	54	6480	28	2572	10	623	3	2.6
m1-3	0.0446	0.0698	0.2290	2422	38	71841	50	2338	22	2201	10	615	4	3.3
m2-1	0.0323	0.1011	0.2111	7728	58	70931	54	6604	28	2260	12	610	3	0.3
m2-2	0.0293	0.1162	0.2230	3836	60	81783	74	1103	30	2260	12	588	4	0.2
m3	0.0580	0.0850	0.2101	6827	62	86399	66	6943	32	2934	12	597	3	1.1
m4-1	0.0158	0.0870	0.2152	14382	82	46671	50	9343	32	2142	12	613	4	1
m4-2	0.0624	0.0685	0.2368	985	36	88210	60	1451	24	2535	10	605	3	1
m4-3	0.0232	0.0763	0.2222	7573	58	50336	46	7321	28	2054	10	612	4	1
m5-1	0.0029	0.0805	0.2096	26063	94	24993	36	15564	32	2125	10	618	4	1
m5-2	0.0127	0.0901	0.2131	16202	76	48172	46	6709	28	1945	10	615	4	1.4
m5-3	0.0123	0.0944	0.2200	10245	70	47922	50	8214	32	2052	10	606	4	1.5
m6-1	0.0237	0.0923	0.2158	10850	66	60097	50	5962	26	2263	10	629	4	0.5
m6-2	0.0442	0.0849	0.2279	2058	40	79757	56	1755	24	2340	10	607	3	3.1
m6-3	0.0110	0.0831	0.2377	7030	62	48221	52	1682	26	1451	10	599	6	2.5
m7-1	0.0179	0.1084	0.2235	2874	42	62547	52	4745	26	2181	10	620	4	2.8
m7-2	0.0554	0.0643	0.2498	1303	38	80272	58	639	24	2303	10	620	4	1
m7-3	0.0366	0.1151	0.2231	2621	42	87603	60	531	24	2492	10	618	3	4.8
sample 602														
m8-1	0.0224	0.1171	0.2294	3527	46	76373	56	551	22	2149	10	610	4	0.2
m8-2	0.0139	0.1209	0.2351	3205	44	70314	54	451	22	1946	10	602	4	0.3
m9-1	0.0254	0.1239	0.2152	3905	46	80813	58	2000	24	2401	10	610	3	3.9
m9-2	0.0177	0.1078	0.2088	9759	64	65308	52	2353	24	2032	10	617	4	2.2
m9-3	0.0167	0.1100	0.2075	9548	62	64918	52	2379	24	2049	10	623	4	1.5
m10-1	0.0279	0.0917	0.2175	9137	68	63324	58	6132	30	2307	12	613	4	1
m10-2	0.0372	0.1204	0.2170	2770	44	90127	60	1014	24	2566	10	609	3	0.4
m10-3	0.0285	0.1112	0.2189	4279	54	77390	64	1676	26	2308	12	614	4	3.8
m11-1	0.0147	0.0919	0.2144	19256	82	51889	46	5032	26	1948	10	631	4	0.8
m11-2	0.0253	0.1059	0.2210	2210	42	65710	52	7044	28	2462	10	615	3	0.8
m12-1	0.0336	0.0794	0.2329	538	34	65404	52	2654	24	2062	10	617	4	0.4
m12-2	0.0196	0.1117	0.2255	2774	44	70064	54	568	22	1971	10	608	4	1.7
Garnet-biotite gneiss (schollen migmatite)														
sample 9B														
m13-1	0.0202	0.0798	0.2478	2292	84	55568	96	340	44	1550	20	607	8	2.3
m13-2	0.0099	0.0538	0.2589	2834	44	33928	40	384	22	972	10	609	8	0.2
m14-1	0.1171	0.0472	0.2577	2815	42	124563	68	2867	24	3763	10	623	2	3.7
m14-2	0.0417	0.0766	0.2424	1571	38	74147	54	661	22	2153	10	625	4	0.4
m14-3	0.0054	0.0503	0.2472	4951	50	28613	36	429	22	838	10	619	9	1.5
m15-1	0.0287	0.0660	0.2514	7729	58	57221	50	1056	24	1704	10	623	5	2.1
m15-2	0.0315	0.0863	0.2448	2297	42	70181	54	348	22	2021	10	629	4	2.3
(Orthopyroxene)garnet-bearing leucosome (schollen migmatite)														
sample 1A														
m16-1	0.0021	0.0812	0.2186	6947	56	37945	42	2889	24	1308	10	612	6	0.7
m16-2	0.0041	0.0317	0.2107	7793	58	4325	22	6640	28	710	10	602	10	0.5
m17-1	0.0028	0.0523	0.2146	2920	100	10725	60	10920	64	1279	20	608	6	0.6
m17-2	0.0015	0.0684	0.2109	4022	96	23083	68	10376	56	1623	20	627	5	1.1
m17-3	0.0025	0.0701	0.2103	4824	100	24966	68	10186	56	1643	20	623	5	0.6
m17-4	0.0050	0.0313	0.1826	18137	208	2606	52	7031	68	708	24	608	13	0.1
m18-1	0.0041	0.0344	0.1959	10258	72	1864	22	10070	32	1001	10	632	8	2.4
m18-2	0.0090	0.0431	0.2027	9979	64	1331	20	10371	30	954	10	598	8	1.5
m19	0.0151	0.0585	0.1802	4957	50	852	18	12230	30	1161	10	626	7	0.6
m20	0.0102	0.0452	0.1812	11342	74	1351	22	10056	32	976	10	628	8	1.3
sample 9A1														
m21-1	0.0388	0.0951	0.2338	2763	36	81326	48	602	20	2258	8	601	3	0.3
m21-2	0.0323	0.0887	0.2370	2778	36	72058	46	492	20	2014	8	605	3	0.6
m22-1	0.0333	0.0906	0.2370	2756	42	74224	56	472	24	2054	10	602	4	1.3
m22-2	0.0236	0.0809	0.2357	3780	46	60730	50	497	24	1705	10	607	5	0.6
m22-3	0.0216	0.0985	0.2324	9813	70	67033	60	849	26	1867	12	594	5	2.1

grain/ analysis	Weight %oxide																					TOTAL													
	CaO	SiO ₂	P ₂ O ₅	As ₂ O ₅	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Tm ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	ThO ₂	UO ₂	PbO	SO ₃															
Moacyr 12-08-14 start	0.45	1.24	28.67	bd	14.57	29.34	3.15	11.25	1.05	0.04	0.90	bd	0.25	0.05	0.08	1.39	7.25	0.10	0.16	0.10	100.02														
Moacyr 12-08-14 end	0.45	1.37	28.79	bd	14.66	29.51	3.24	11.11	1.10	0.03	0.90	bd	0.23	bd	0.08	1.45	7.10	0.11	0.16	0.10	100.39														
Moacyr 12-10-14 start	0.45	1.37	28.77	bd	14.40	29.00	3.21	10.99	1.11	0.06	0.90	bd	0.22	0.03	0.09	1.46	7.05	0.11	0.16	0.10	99.51														
Moacyr 12-11-14 start	0.46	1.34	29.23	bd	14.56	29.63	3.26	11.26	1.13	0.04	0.89	bd	0.22	0.05	0.07	1.44	7.29	0.11	0.17	0.10	101.23														
Moacyr 12-12-14 start	0.45	1.34	29.15	bd	14.51	29.39	3.24	11.24	1.06	0.03	0.89	bd	0.21	bd	0.10	1.44	7.20	0.11	0.16	0.09	100.59														
Moacyr 12-15-14 start	0.45	1.32	29.18	bd	14.38	29.23	3.21	11.12	1.09	0.03	0.93	0.04	0.24	0.06	0.09	1.44	7.22	0.11	0.16	0.11	100.43														
Moacyr 12-15-14 end	0.45	1.30	29.04	bd	14.45	29.46	3.20	11.24	1.13	0.03	0.87	bd	0.21	bd	0.07	1.43	7.26	0.11	0.17	0.10	100.45														
Moacyr 12-30-14 start	0.45	1.27	28.40	bd	14.08	28.63	3.19	11.08	1.10	0.04	0.93	bd	0.23	0.06	0.09	1.42	6.86	0.11	0.16	0.10	98.29														
Moacyr 01-02-15 start	0.45	1.31	28.61	bd	14.21	28.80	3.16	11.13	1.11	0.05	0.88	bd	0.22	0.05	0.07	1.44	6.87	0.10	0.15	0.10	98.54														
Moacyr 01-02-15 end	0.46	1.27	28.57	bd	14.32	29.13	3.21	11.21	1.11	0.03	0.92	bd	0.22	bd	0.09	1.42	6.92	0.10	0.16	0.09	99.18														
Moacyr 01-05-15 start	0.46	1.33	29.07	bd	14.26	29.00	3.19	11.20	1.08	0.03	0.90	bd	0.21	bd	0.08	1.45	6.91	0.10	0.16	0.11	99.45														
Cations (per formula unit) on the basis of 4 oxygens																																			
Ca	Si	P	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Tm	Y	Th	U	Pb	Σ	REE+P+Y	Th+U+Si	Ca+P																
Moacyr 12-08-14 start	0.019	0.049	0.959	0.212	0.424	0.159	0.014	0.001	0.012	0.003	0.001	0.029	0.065	0.001	0.002	2.00	1.860	0.115	0.978																
Moacyr 12-08-14 end	0.019	0.054	0.957	0.212	0.424	0.156	0.015	0.000	0.012	0.003	0.001	0.030	0.063	0.001	0.002	2.00	1.857	0.118	0.976																
Moacyr 12-10-14 start	0.019	0.054	0.962	0.210	0.419	0.156	0.015	0.001	0.012	0.003	0.001	0.031	0.063	0.001	0.002	1.99	1.854	0.118	0.981																
Moacyr 12-11-14 start	0.019	0.052	0.962	0.209	0.421	0.156	0.015	0.001	0.011	0.003	0.001	0.030	0.064	0.001	0.002	1.99	1.855	0.118	0.981																
Moacyr 12-12-14 start	0.019	0.052	0.963	0.209	0.420	0.157	0.014	0.000	0.012	0.003	0.001	0.030	0.064	0.001	0.002	1.99	1.855	0.117	0.982																
Moacyr 12-15-14 start	0.019	0.051	0.966	0.207	0.418	0.155	0.015	0.000	0.012	0.003	0.001	0.030	0.064	0.001	0.002	1.99	1.854	0.117	0.985																
Moacyr 12-15-14 end	0.019	0.051	0.962	0.209	0.422	0.157	0.015	0.000	0.011	0.003	0.001	0.030	0.065	0.001	0.002	1.99	1.856	0.117	0.981																
Moacyr 12-30-14 start	0.019	0.051	0.963	0.208	0.420	0.158	0.015	0.001	0.012	0.003	0.001	0.030	0.063	0.001	0.002	1.99	1.858	0.114	0.982																
Moacyr 01-02-15 start	0.019	0.052	0.963	0.208	0.419	0.158	0.015	0.001	0.012	0.003	0.001	0.031	0.062	0.001	0.002	1.99	1.857	0.115	0.983																
Moacyr 01-02-15 end	0.019	0.051	0.960	0.210	0.423	0.159	0.015	0.000	0.012	0.003	0.001	0.030	0.063	0.001	0.002	2.00	1.860	0.114	0.980																
Moacyr 01-05-15 start	0.019	0.052	0.967	0.207	0.417	0.157	0.015	0.000	0.012	0.003	0.001	0.030	0.062	0.001	0.002	1.99	1.855	0.115	0.986																
Mole fraction ^c																						Y (ppm) ^d				PropEr		Age ^e		2σ ^e		MSWD ^e		n	
X _{fluid}	X _{chert}	X _{amph}	WtAv	2σ	WtAv	2σ	WtAv	2σ	WtAv	2σ	WtAv	1σ	PropEr	1σ	Age ^e	2σ ^e	MSWD ^e	n																	
Moacyr 12-08-14 start	0.0493	0.0389	0.2153	10975	60	63752	48	913	22	1463	8	488	3	2.2	6																				
Moacyr 12-08-14 end	0.0478	0.0388	0.2158	11448	62	62438	46	968	22	1497	8	508	4	0.6	6																				
Moacyr 12-10-14 start	0.0481	0.0392	0.2149	11498	60	61929	46	964	20	1495	8	511	4	1.6	6																				
Moacyr 12-11-14 start	0.0493	0.0388	0.2135	11324	60	64028	48	967	22	1532	8	507	4	1.3	5																				
Moacyr 12-12-14 start	0.0488	0.0388	0.2141	11334	60	63248	48	934	22	1497	8	502	4	7.7	6																				
Moacyr 12-15-14 start	0.0495	0.0388	0.2132	11349	60	63473	48	949	22	1524	10	510	4	0.4	6																				
Moacyr 12-15-14 end	0.0495	0.0386	0.2131	11287	60	63804	48	936	22	1532	10	510	4	1.4	6																				
Moacyr 12-30-14 start	0.0469	0.0394	0.2126	11191	132	60284	100	962	44	1447	20	507	9	1.8	5																				
Moacyr 01-02-15 start	0.0467	0.0394	0.2136	11360	132	60360	100	924	44	1428	20	501	9	2.8	5																				
Moacyr 01-02-15 end	0.0466	0.0394	0.2133	11192	132	60818	100	922	44	1464	20	510	9	0.6	5																				
Moacyr 01-05-15 start	0.0465	0.0396	0.2132	11386	132	60698	100	892	44	1454	20	509	9	0.1	5																				

ANEXO X

***Croquis de campo da pedreira Alfenas
(Unidade Metatexítica)***

DETALHE 1

DETALHE 2

DETALHE 3

DETALHE 4

DETALHE 5

DETALHE 6

DETALHE 11

DETALHE 7

DETALHE 9

ANEXO XI

***Pranchas de fotomicrografias dos litotipos
da pedra Alfenas (Unidade Metatexítica)***

PRANCHA I

Granada-biotita metatexito estromático (amostra 6D1)

Seção delgada digitalizada do granada-biotita metatexito estromático (amostra 6D1), indicando a localização das imagens BSE. (a) Cristal de granada tardi a pós-cinematismo, rico em inclusões de zircão euédrico a subeuédrico. Notar monazita grossa no canto superior direito (Fig. c); (b) Granada xenoblástica, tardi-cinematismo, rica em inclusões de zircão, monazita, plagioclásio, biotita e feldspato potássico. Notar no canto superior esquerdo, ilmenita na borda da granada rica em inclusões de plagioclásio subeuédrico, que por sua vez apresentam inclusões de zircão; (c) Cristais de monazita xenomórfica, adjacente à granada ilustrada em (a); (d) Duas gerações de zircão, na forma de cristal subeuédrico médio no canto inferior direito, e como inclusões finas em cristal de monazita, no canto superior esquerdo; (e-f) Cristais de zircão incluídos na granada, com padrão de zoneamento complexo e bordas recrystalizadas; (g) Zircão zonado parcialmente incluído em plagioclásio; (h) Agregado (*cluster*) de grãos de zircão zonados incluídos em granada; (i) Zircão parcialmente incluído em granada, com zoneamento complexo e xenotima tardia nas bordas; (j) zircão incluído em megacristal de feldspato potássico; (k) Monazita xenomórfica com inclusão de zircão, no *selvedge* de biotita adjacente à granada; (l) *Selvedge* de biotita rico em inclusões de zircão e monazita.

PRANCHA II

Granada-biotita metatexito estromático (amostra 6D2)

Seção delgada digitalizada do granada-biotita metatexito estromático (amostra 6D2), indicando a localização das imagens BSE e amostra de mão, indicando a localização da seção delgada. (a) Granada parcialmente substituída por biotita e com inclusão de monazita; b) Granada subeuédrica rica em inclusões de zircão. (c-e) Monazita subeuédrica grossa relacionada com biotita da matriz. (f) Monazita do estágio progressivo preservada na forma de inclusão na granada. (g) Monazita euédrica parcialmente substituída por biotita. (h) Zircão rico em inclusões de apatita incluso em granada. (i) Zircão subeuédrico em contato com a granada. (j) Cristais de zircão inclusos na granada.

PRANCHA III

Leucossoma com granada ± ortopiroxênio (amostra 1A)

Seção delgada digitalizada do leucossoma com granada ± ortopiroxênio (amostra 1A), indicando a localização das imagens BSE. (a) Inclusão de zircão subeuédrico em biotita; (b) Inclusões de zircão em granada; (c) Concentração de monazita xenomórfica ao redor de cristal de apatita; (d) Monazita xenomórfica com contatos lobados, parcialmente inclusa em feldspato potássico no contato com a biotita; (e) Monazita inclusa em apatita, que se encontra parcialmente inclusa em granada; (f) Detalhe da imagem anterior.

PRANCHA IV

Leucossoma com granada $\pm$ ortopiroxênio (amostra 9A1)

Seção delgada digitalizada do leucossoma com granada $\pm$ ortopiroxênio (amostra 9A1), indicando a localização das imagens BSE. Notar monazita euédrica de dimensão milimétrica, com geminação secundária, no quartzo. (a) Detalhe para o cristal de monazita, que apresenta inclusões de quartzo e biotita; (b) Monazita subeuédrica em contato com quartzo e plagioclásio; (c) Monazita xenomórfica no contato com a granada e o quartzo, com diminutos grãos de pirita ao redor; (d) Monazita subeuédrica incluída em feldspato potássico; (e) (f) zircão incluído em plagioclásio. Notar zoneamento em ambos os cristais.

PRANCHA V

Leucossoma com granada ± ortopiroxênio (amostra 9A1)

Seção delgada digitalizada do leucossoma com granada ± ortopiroxênio (amostra 9A1-1), com detalhe de cristal euédrico grosso de granada, indicando a localização das fotomicrografias. (a) Inclusões de plagioclásio euédrico na granada. Polarizadores cruzados, com analisador; (b) Filme intersticial de plagioclásio (amarelo) ao redor de quartzo arredondado (azul claro), mimetizando fundido inclusos em granada. Polarizadores cruzados, com analisador; (c) Fundido de plagioclásio (amarelo), intersticial entre grãos subeuédricos de quartzo, incluso na granada. Polarizadores cruzados, com analisador; (d) Monazita subeuédrica (aprox. 3 mm) na borda da granada. Notar agregado poliminerálico constituído por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio no contato da monazita com o leucossoma fanerítico grosso. Polarizadores cruzados; (e) Detalhe da monazita anterior. Notar plagioclásio mimetizando fundido (canto inferior, em amarelo), no contato da monazita com a granada. Polarizadores cruzados, com analisador; (f) Cristais de zircão euédricos (aprox. 0.5mm) na borda da granada, com faces retas no contato com o plagioclásio e quartzo, do leucossoma fanerítico grosso. Notar inclusão de monazita na granada (canto superior esquerdo). Biotita com terminação em cuspide no contato do zircão com a granada. Fratura preenchida por clorita tardia na granada. Polarizadores cruzados, com analisador; (g) Monazita subeuédrica no leucossoma, com faces retas no contato com o quartzo. Polarizadores cruzados.

PRANCHA VI

Leucossoma com granada $\pm$ ortopiroxênio (amostra 9A3-6)

Amostra de mão e seção delgada digitalizada do leucossoma com granada $\pm$ ortopiroxênio (amostra 9A3-6). (a) *Selvedge* de biotita ao redor de megacrystal de feldspato potássico, no contato com (granada)-biotita gnaiss; (b) Biotita esquelética intercrescida com quartzo no contato da mirmequita com o *selvedge*; (c) Notar que o quartzo intercrescido com a biotita está em continuidade óptica com o quartzo vermicular da mirmequita e com poça de fundido de quartzo, no canto superior direito, onde o quartzo está em contato cúspede-lobado com a biotita; (d) Domínio de mirmequitas e poças de fundido de quartzo no contato entre megacrystal de feldspato potássico e *selvedge* de biotita; (e) Notar que o quartzo vermicular da mirmequita está em continuidade óptica com o quartzo intercrescido com a biotita e com os filmes e poças de fundido de quartzo no *selvedge* de biotita; (f) Poça de fundido de quartzo em continuidade óptica com quartzo intercrescido com biotita esquelética e com quartzo vermicular na mirmequita. (a-f) Polarizadores cruzados, com analisador.

PRANCHA VII

Leucossoma com granada $\pm$ ortopiroxênio (amostra 9A3-7)

Amostra de mão e seção delgada digitalizada do leucossoma com granada $\pm$ ortopiroxênio (amostra 9A3-7). (a) Plagioclásio na forma de mirrequita no contato do feldspato potássico com o *selvedge* de biotita. Polarizadores cruzados; (b) Biotita esquelética intercrescida com quartzo no contato da mirrequita com o *selvedge* de biotita. Notar quartzo em continuidade óptica. Polarizadores cruzados, com analisador; (c) Plagioclásio na forma de mirrequita, com inclusão de biotita esquelética intercrescida com quartzo. Polarizadores cruzados; (d) Notar que o quartzo intercrescido com a biotita está em continuidade óptica com o quartzo vermicular da mirrequita. Polarizadores cruzados, com analisador; (e) Inclusão de biotita esquelética intercrescida com quartzo, parcialmente incluída em feldspato potássico e parcialmente incluída em plagioclásio na forma de mirrequita. Polarizadores cruzados; (f) Agregado de apatita no *selvedge* de biotita. Polarizadores cruzados, com analisador.

PRANCHA VIII

Leucossoma com granada $\pm$ ortopiroxênio (amostra 9A3-8)

Seção delgada digitalizada do leucossoma com granada $\pm$ ortopiroxênio (amostra 9A3-8), indicando a localização das imagens BSE. Notar feldspato potássico rico em inclusões de fases acessórias, no canto inferior direito. (a) Agregado (*cluster*) de apatita na forma de inclusão em feldspato potássico; (b) Notar monazita xenomórfica preenchendo interstícios nos contatos entre os grãos de apatita; (c) Monazita xenomórfica, com contatos lobados, incluída em feldspato potássico; (d) Cristal de monazita euédrico de granulação média no leucossoma; (e) Monazita subeuédrica, com contatos predominantemente retos com o plagioclásio e contatos lobados com o quartzo e a biotita; (f) Monazita xenomórfica com borda de alteração acastanhada, no leucossoma.

PRANCHA IX

Leucossoma com granada $\pm$ ortopiroxênio (amostra 9A3-1)

Amostra de mão e seção delgada digitalizada do leucossoma com granada $\pm$ ortopiroxênio (amostra 9A3-1), ilustrando estrutura de deformação de fluxo magmático, com *selvedges* de biotita envolvendo e isolando megacristais de feldspato potássico. (a) Inclusões de plagioclásio subeuédrico em porfiroclasto de feldspato potássico. Polarizadores cruzados; (b) Inclusão de apatita arredondada e monazita, parcialmente envolvidos por coroa fina de plagioclásio em uma poça de fundido de quartzo, sugerindo o aprisionamento de fundido durante a cristalização das fases acessórias. Notar intercrescimento de biotita e quartzo no canto superior direito. Polarizadores cruzados; (c) Inclusões de monazita de até 0.3mm no feldspato potássico. Polarizadores cruzados; (d) Cristais subeuédricos a arredondados de zircão no *selvedge* de biotita. Polarizadores cruzados, com analisador.

PRANCHA X

Selvedge de biotita no contato do leucossoma com (granada)-biotita gnaiss (amostra 9A3-3)

Seção delgada digitalizada da amostra 9A3-3, ilustrando selvedge de biotita no contato do (granada)-biotita gnaiss com leucossoma com granada ± ortopiroxênio, indicando a localização das imagens BSE e fotomicrografias. (a-b) Biotita esquelética intercrescida com quartzo no contato do selvedge com o leucossoma. Também ocorrem filmes finos de plagioclásio; (c) Plagioclásio na forma de mirrequita e biotita esquelética intercrescida com quartzo e plagioclásio no contato com o feldspato potássico. Notar que o quartzo intercrescido com a biotita está em continuidade óptica com o quartzo vermicular da mirrequita; (d) Notar que a biotita esquelética apresenta filmes de plagioclásio além dos filmes de quartzo; (e) Inclusão de zircão em plagioclásio no (granada)-biotita gnaiss em contato com o selvedge de biotita; (f) Cristal de zircão alongado, incluso em plagioclásio; (g) Monazita e apatita mimetizando fundido nos contatos entre os grãos de biotita, no selvedge de biotita. Polarizadores paralelos; (h) Detalhe da monazita anterior. Polarizadores cruzados, com analisador.