



UFOP
Universidade Federal
de Ouro Preto

UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



ESCOLA DE MINAS

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DE PEGMATITOS:
INTERPRETAÇÃO DA GÊNESE E ORIGEM DOS FLUIDOS
A PARTIR DE MICROANÁLISES DE U-Pb E ELEMENTOS
TRAÇOS EM APATITAS**

Lucas Kenni Dos Santos Souza

MONOGRAFIA nº 450

Ouro Preto, Outubro de 2022

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DE PEGMATITOS:
INTERPRETAÇÃO DA GÊNESE E ORIGEM DOS FLUIDOS
A PARTIR DE MICROANÁLISES DE U-Pb E ELEMENTOS
TRAÇOS EM APATITAS**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. José Alberto Naves Cocota Junior

Vice-Diretor

Prof. Dr. Claudio Eduardo Lana

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Dr. Edison Tazava

MONOGRAFIA

Nº 450

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DE PEGMATITOS:
INTERPRETAÇÃO DA GÊNESE E ORIGEM DOS FLUIDOS A
PARTIR DE MICROANÁLISES DE U-Pb E ELEMENTOS
TRAÇOS EM APATITAS**

Lucas Kenni Dos Santos Souza

Orientador:

Prof. Dr. Cristiano de Carvalho Lana.

Co-Orientador (es):

Ariela Oliveira Mazoz

Prof. Dr. Ricardo Augusto Scholz Cipriano.

Vitor Matheus Flores Casagrande Dias

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano de 2022/2.

OURO PRETO

2022

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

S729g Souza, Lucas Kenni dos Santos.

Geoquímica e geocronologia de pegmatitos [manuscrito]: interpretação da gênese e origem dos fluidos a partir de microanálises U-Pb e elementos traços em apatitas. / Lucas Kenni dos Santos Souza. - 2022.

37 f.

Orientador: Prof. Dr. Cristiano de Carvalho Lana.

Coorientadores: Ariela Oliveira Mazoz, Prof. Dr. Ricardo Augusto Scholz Cipriano, Vitor Matheus Casagrande.

Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Geocronologia. 2. Geoquímica. 3. Pegmatitos. 4. Apatita. I. Casagrande, Vitor Matheus. II. Cipriano, Ricardo Augusto Scholz. III. Lana, Cristiano de Carvalho. IV. Mazoz, Ariela Oliveira. V. Universidade Federal de Ouro Preto. VI. Título.

CDU 550.4:550.93

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526



FOLHA DE APROVAÇÃO

Lucas Kenni dos Santos Souza

Geoquímica e geocronologia de pegmatitos: Interpretação da gênese e dos fluidos a partir de microanálises de U-Pb e elementos traços em apatitas

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de graduação.

Aprovada em 03 de novembro de 2022

Membros da banca

Dr. Cristiano de Carvalho Lana - Orientador(a) Universidade Federal de Ouro Preto
Dr. Gustavo Henrique Coelho de Melo - Universidade Federal de Ouro Preto
Dr. Maria Eugênia Silva de Souza - Universidade Federal de Ouro Preto

Dr. Cristiano de Carvalho Lana, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 03/11/2022



Documento assinado eletronicamente por **Cristiano de Carvalho Lana, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 03/11/2022, às 16:02, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0421812** e o código CRC **E8358180**.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que me auxiliaram até esse presente momento e serei eternamente grato.

Primeiramente agradeço a minha família pelo apoio prestado em toda essa caminhada, em especial a minha mãe Maria Laura e meu pai Afonso Marques. À minha tia Maria Natalice por todo o apoio durante toda essa caminhada, meus irmãos Lorena, Afonso e Lorraine que sempre estiveram me dando o apoio necessário nessa jornada. Aos meus tios Julimar, Rômulo, Jair Landes, Marta, Kelly, Harald e às minhas avós Hilda e Neném.

Agradeço a todos os meus amigos da COMECON que sempre dividiram comigo esse sonho desde a primeira dinâmica do que ser quando crescer até o dia de hoje, em especial Ivan, Roger e Kiki.

Aos meus amigos Cadim, Txai, Mariana (Maris), Fabrise, Gael, Carlinha, Angelão, Vinicius, Melissa, Barbara Valadares, meus amigos Pedros³, Magrelo e Lúcio.

Aos amigos que conheci e me ajudaram na jornada acadêmica deixo aqui o meu eterno obrigado, Igor Fernandes e Carol Vieira.

Sem me esquecer dos amigos da empresa Star Comunicação que também compartilharam desse sonho comigo no início de tudo onde conseguir os recursos necessários para começar a planejar todo esse percurso, Junio Batata, Gilminha (e seu Filho Alex), Petisco, Alexandre Salsicha, Jefão, João Bezerra, Franklin, Kerley e todos os outros amigos que fiz nessa empresa.

Aos Cavaleiros da Republica Távola Redonda, Emerick, Fala-línguas, Hater, Tevim, Dip, Soldado e todos que compõe a família Távola Redonda. Obrigado pelos bons momentos nessa casa que me acolheu com tanto carinho e zelo.

Agradeço ao Professor Cristiano por acreditar e me dar oportunidade de aprendizado na equipe Air Team, a Ariela e o Vitor pela paciência e amizade na orientação desse trabalho e aos professores Ricardo Scholz e Leonardo Graça pela amizade de sempre.

Agradeço a todos que me auxiliaram até esse presente momento e serei eternamente grato.

Por fim, agradeço ao Departamento de Geologia, à Escola de Minas, à Universidade Federal de Ouro Preto e à Fundação Gorceix, por terem me proporcionado um ensino público superior de qualidade durante toda a minha graduação.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	ix
SUMÁRIO	xi
LISTA DE FIGURAS	xiii
LISTA DE TABELAS	xiv
LISTA DE ABREVIÇÕES	xv
RESUMO	xvii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 O ESTUDO DE PEGMATITOS	2
1.3 LOCALIZAÇÃO	3
1.4 OBJETIVOS	4
1.5 JUSTIFICATIVA.....	5
1.6 MATERIAIS E MÉTODOS	5
1.6.1 Revisão bibliográfica	5
1.6.2 Preparação das amostras e métodos analíticos	5
1.6.3 Datação U-Pb por LA-MC-ICP-MS	6
1.6.4 Análise de Elementos Traços por LA-SF-ICP-MS.....	6
1.6.5 Redução de Dados	7
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1 GEOLOGIA REGIONAL.....	7
2.1.1 Pegmatito Urucum	8
2.1.2 Pegmatito Itatiaia	8
2.1.3 Pegmatito da Lavra da Aldeia.....	8
3 ESTADO DA ARTE	11
3.1 O SISTEMA U-Pb	11
3.2 ENTRADA DE PB COMUM NO MINERAL	12
3.3 DIAGRAMA CONCÓRDIA DE WETHERHILL X TERA-WASSERBURG	12
3.4 DIFUSÃO DE Pb.....	13
3.5 TEMPERATURA DE FECHAMENTO.....	14
3.6 O ESTUDO DE ELEMENTOS TRAÇOS E ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR) EM APATITAS	14
3.6.1 A importância dos elementos traços e ETR na investigação de apatitas	16
4 RESULTADOS	17

4.1 RESULTADOS DE ELEMENTOS TRAÇOS E ETRs	17
4.2 RESULTADOS U-Pb	21
4.2.1 Amostra SAD 157.....	22
4.2.2 Amostra SAA 022.....	22
4.2.3 Amostra SAD 113.....	22
4.2.4 Amostra SAD 124.....	23
4.2.5 Amostra SAE 185	23
4.2.6 Amostra SAD 153.....	23
5 DISCUSSÕES	25
5.1 CONSIDERAÇÕES SOBRE AS ANÁLISES DE ELEMENTOS TRAÇOS E ETRS. 25	
5.2 SIGNIFICADO DOS RESULTADOS U-Pb.....	28
6 CAPITULO 6.....	29
7 CONCLUSÕES	29
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	31
APÊNDICE(S)	37

INDÍCE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Amostras das apatitas utilizadas nesse trabalho	3
Figura 1.2 - Localização das amostras obtidas: Orógeno Araçuai Ribeiro	4
Figura 3.1 - Ilustração do processo de difusão de isótopos	14
Figura 4.1 - Distribuição dos elementos terras raras nas apatitas	19
Figura 4.2 - Plots utilizando os valores de Sr/Y, Sr/Mn e Y/Eu/Eu*	20
Figura 4.3 - Diagrama de árvore	21
Figura 4.4 - Diagrama Tera Wasserburg das amostras estudadas	22
Figura 5.1 - Localização e destaque para a litologia dos granitóides pré-colisionais	26
Figura 5.2 - Diagrama binário Sr/Mn	27
Figura 5.3 - Diagrama de árvore, evidenciando valores mais acentuados de Mg.....	27

INDÍCE DE TABELAS

Tabela 4.1 - Localização das amostras	17
Tabela 4.2 - Composição dos elementos traços e ETRs das apatitas estudadas	17
Tabela 5.1 - Idades U-Pb das amostras estudada.....	28

ÍNDICE DE ABREVIATURAS E SIGLAS

BCR –Material de referência de vidro

BHVO –Material de referência de vidro

ETRs –Elementos terras raras

ETRL –Elementos terras raras leves

ETRP –Elementos terras raras pesados

LA-ICP-MS – *Laser Ablation Multicolector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*

LOPAG – Laboratório de Preparação de Amostras para Geocronologia

NIST 610 –Material de referência de vidro

NW – Noroeste

PPM – Partes por milhão

PPOB – Provincia Pegmatítica Oriental do Brasil

SATURN – software *Saturn-Trace Elements*

Sm-Nd –Samário - Neodímio

Sr-Sr – Estrôncio - estrôncio

UFOP – Universidade Federal de Ouro Preto

U – Urânio

U-Pb – Urânio - chumbo

U-Th-Pb – Urânio – tório – chumbo

BLD – *Below Limite Detection*

RESUMO

A apatita de fórmula geral $(Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH))$ designa tanto um mineral como um grupo pertencentes a classes dos fosfatos. Por ser um mineral acessório presente em um amplo número de rochas e acomodar em sua estrutura cristalina concentrações variáveis de elementos traços, torna-se um mineral chave para o estudo de elementos traços e geocronologia das rochas hospedeiras. Através das análises em apatitas é possível entender a evolução e gênese de rochas pegmatíticas, onde os elementos traços contam a história da fonte e dos fluidos que as geraram. O Orógeno Araçuaí, corresponde a 65% da área do Orógeno Araçuaí Congo Ocidental, e está limitado a oeste e a norte pelo cráton do São Francisco, ao sul pela Faixa Ribeira e a leste pela margem continental brasileira. O Orógeno é marcado por uma história de intensa granitogênese, com início no fechamento da Bacia Macaúbas e seu fim nos eventos pós colisionais e do colapso do Orógeno, onde rochas graníticas, gnáissicas e granulíticas, são relacionadas a cinco supersuites, que correspondem às supersuites G1, G2, G3, G4 e G5 (Pedrosa *et al.* 2011). O objetivo desse estudo é compreender a origem dos fluidos que geram pegmatitos. A metodologia consistiu em revisão bibliográfica, análises de U-Pb e elementos traços em apatitas, foram selecionadas 6 amostras provenientes de pegmatitos da Província Pegmatítica Oriental do Brasil. As diferentes concentrações de elementos traços em apatitas pegmatíticas demonstram diferentes histórias de cristalização dessas rochas, onde apatitas ficam menos enriquecidas que outras em ETRs, seja por conta da baixa temperatura de cristalização ou mais enriquecidas em elementos pela colaboração química das rochas encaixantes ou enclaves máficos. As análises de U-Pb (LA-MC-ICP-MS) mostram que as apatitas possuem idades que variam entre 521.8 – 544.9 Ma, idades que sugerem que a cristalização se deu pelos líquidos tardios relacionados a granitogênese G3 e/ou G4 no Orógeno Araçuaí. O conjunto de dados de elementos traços utilizando Sr/Mn sugere um possível campo para plots de apatitas magnesianas oriundas de pegmatitos. Desta forma, evidencia-se a importância dos estudos realizados para uma melhor compreensão da história dos fluidos e a evolução de rochas pegmatíticas.

Palavras-chave: geologia; geocronologia; geoquímica; pegmatitos; apatita.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A apatita ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{Cl},\text{OH})$) designa tanto um mineral como um grupo mineral que pertence à classe dos fosfatos (Pasero *et al.* 2010). É um mineral acessório presente em rochas magmáticas e sedimentares que podem ser transformadas e modificadas em processos metamórficos. Por estar presente nessas rochas, funciona como um mineral chave para análises envolvendo elementos traços, uma vez que pode acomodar em sua estrutura concentrações variáveis de elementos traços (e.g. Mn^{2+} , Sr^{2+} , U^{4+} , Pb^{2+} , Th^{4+} , Y^{3+} e terras raras) (Piccoli e Candela, 2002), que por sua vez auxiliam no entendimento sobre a rocha hospedeira e sobre o tipo de depósito mineral na qual esse mineral se cristalizou (Belousova *et al.* 2002). Contribui também para estudos petrocronológicos, já que hospeda em sua estrutura pares isotópicos como Sr-Sr (Bizzaro *et al.* 2003) e Sm-Nd (Rakovan *et al.* 1997) que são utilizados como traçadores de fluidos magmáticos.

A investigação de apatitas também permite a interpretação das idades obtidas que podem representar idade de cristalização ou resfriamento de um corpo ou uma fase de crescimento secundária nos minerais (Corfu & Stone, 1998). Nos estudos geocronológicos U-Th-Pb (Willigers *et al.* 2002) a apatita é amplamente aplicada devido à substituição do Cálcio (Ca) pelo Urânio (U) em sua estrutura cristalina, apresentando concentrações significativas de U (~ 4,5 a 50 ppm) (Corfu & Stone, 1998). É importante ressaltar que sua temperatura de fechamento (375–600 °C; Cochrane *et al.* 2014; Schoene and Bowring, 2007) é menor em relação ao zircão, o que viabiliza sua utilização para datar os processos de resfriamento metamórficos (Henrichs *et al.* 2018) e evolução de rochas magmáticas (Schoene & Bowring, 2007; Henrichs *et al.* 2018).

Dessa forma, o estudo de elementos traços juntamente com os elementos terras raras, e composições isotópicas como U-Pb, Sm-Nd e Sr-Sr podem auxiliar no entendimento da origem de rochas ígneas e sua evolução no tempo geológico. O presente estudo, visando compreender a origem e evolução dos fluidos analisou a composição química e isotópica (U-Pb) de apatitas provenientes de rochas ígneas, classificadas como pegmatitos, coletadas dentro da Província Pegmatítica Oriental do Brasil, pertencente ao contexto geológico do Orógeno Araçuaí.

1.2 O ESTUDO DE PEGMATITOS

Em estudos envolvendo pegmatitos, por exemplo, onde estes contêm uma abundante quantidade de apatitas, há uma elevada importância do ponto de vista econômico. Onde os pegmatitos são fontes de gemas e elementos industriais como feldspato e albita, utilizados para fabricação de cerâmicas e o lítio utilizado como matéria prima para baterias, dentre outros.

Pegmatitos são rochas intrusivas ígneas que apresentam granulação muito grossa. A gênese e origem dos pegmatitos ainda não possui um modelo universal aceito para explicar todas as implicações e as diversas características desse tipo de rocha (Simmons & Webber, 2008).

Existem dois modelos propostos para a gênese dos pegmatitos, no qual, o primeiro e mais difundido assume que os pegmatitos são a cristalização em estágios finais de um magma granítico enriquecido em elementos incompatíveis e raros (Simmons & Webber, 2008). E o segundo trabalha com processos anatéticos, onde os pegmatitos se formam diretamente da fusão parcial de metassedimentos (Simmons & Webber, 2008).

Em estudos relacionados à evolução do Orógeno Araçuaí (Almeida, 1977), temos a Província Pegmatítica Oriental do Brasil (PPOB) (Paiva, 1946), onde se encontra ocorrências de pegmatitos, dos quais algumas formam depósitos importantes. Contudo, pouco se sabe sobre a idade e a natureza dos fluidos magmáticos e hidrotermais que deram origem a estes corpos.

Nesse trabalho foram estudadas apatitas de quatro localidades distintas, porém todas oriundas de pegmatitos da PPOB. Os grãos variam de 0.2 a 0.3 cm (Figura 1.1), e foram estudados por meio de técnicas analíticas de elementos traços e de geocronologia U-Pb.

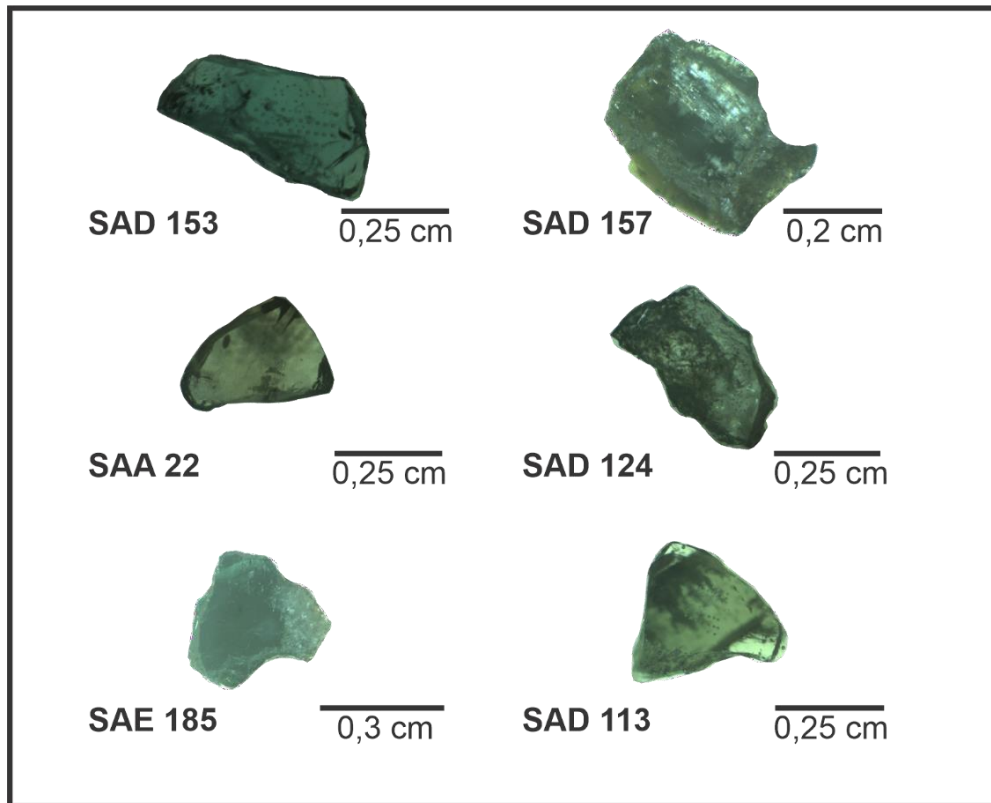


Figura 1.1 - Amostras das apatitas utilizadas nesse trabalho com grãos variando de 0.2 a 0.3 cm.

1.3 LOCALIZAÇÃO

A Província Pegmatítica Oriental do Brasil (PPOB) abrange uma região de aproximadamente 150.000 Km², onde grande parte está inserida na região leste do estado de Minas Gerais, dentro da unidade tectônica do Orógeno Araçuai (Dias, 2015). As amostras SAD 153 e SAE 185 são da Lavra do Urucum na região de Galileia, as amostras SAA 22 e SAD 113 são da região de Medina no norte de Minas, a amostra SAD 157 é da Lavra da Aldeia próximo a Cuparaque e a SAD 124 é da Lavra da Itatiaia na região de Conselheiro Pena (Figura 1.1).

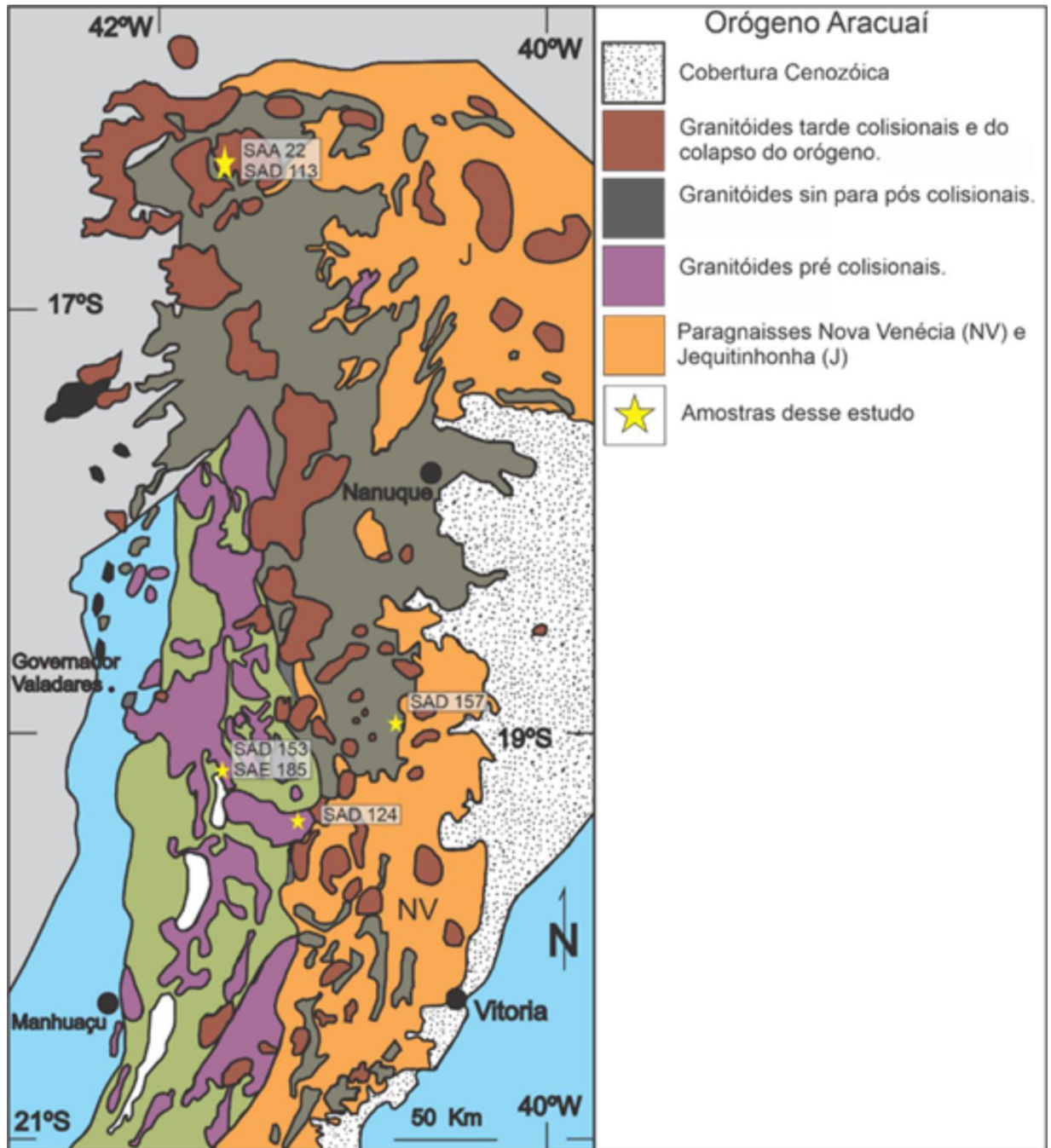


Figura 1.2 - Localização das amostras obtidas – Orógeno Araçuaí Ribeiro. (modificado de Pedrosa-Soares *et al.* 2007)

1.4 OBJETIVOS

Nesse trabalho buscou-se como objetivo principal compreender a origem dos fluidos que geraram os pegmatitos desse estudo localizados dentro da PPOB, através de análises de geoquímica e geocronologia em apatitas. A utilização de técnicas de geocronologia U-Pb e geoquímica de elementos traços permite delinear um possível caminho para um melhor

entendimento sobre a gênese dos pegmatitos abortados nesse estudo e sua evolução, associado à importância que possui sua aplicação em áreas industriais ou de interesses gemológicos.

1.5 JUSTIFICATIVA

Os pegmatitos são rochas que ainda carecem de maiores estudos sobre sua gênese. São importantes fontes de gemas, minerais raros e insumos industriais tais como Be, B, Li entre outros.

Para a indústria, os pegmatitos fornecem minerais industriais (feldspatos, caulim, mica e minerais de lítio), minerais minério (elementos raros como, por exemplo, o nióbio, tântalo, estanho, urânio, ETR's entre outros) e minerais gemológicos (turmalinas, berilos, espodumênio etc.). A partir de análises de U-Pb, elementos traços e ETR em apatitas, é possível traçar melhor a evolução dos pegmatitos, visto que é possível determinar as idades de eventos geológicos e compreender a origem dos fluidos e magmas. Portanto, este estudo auxilia na compreensão da gênese dos pegmatitos, possibilitando, então, a extrapolação de informações para estudos de outros corpos pegmatíticos em outros locais do planeta.

1.6 MATERIAIS E MÉTODOS

1.6.1 Revisão bibliográfica

O desenvolvimento desse trabalho se deu através de pesquisas em vários artigos relacionados à temática, buscando estudar quimicamente e isotopicamente as apatitas (elementos traços e geocronologia U-Pb) e o contexto geológico na qual elas se encontram. Além disso, foram realizadas pesquisas sobre a evolução e gênese de pegmatitos na região da Província Pegmatítica Oriental do Brasil (PPOB) do Orógeno Araçuaí.

1.6.2 Preparação das amostras e métodos analíticos

As amostras utilizadas nesse trabalho foram coletadas e fornecidas pelo Professor e Coorientador Ricardo Scholz. Foram utilizadas amostras de apatitas das regiões de Medina, Galileia, Conselheiro Pena e Goiabeira, com grãos variando de 0,2 a 0,3 cm, algumas delas oriundas de veios hidrotermais e as demais extraídas de pegmatitos. Foram preparadas e embutidas em resina e posteriormente polidas, utilizando o Laboratório de Preparação de Amostras para Geocronologia (LOPAG) e o Laboratório de Geoquímica Isotópica da

Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) para as análises de U-Pb e elementos traços por LA-ICP-MS.

1.6.3 Datação U-Pb por LA-MC-ICP-MS

A Técnica de LA-MC-ICP-MS começou a ser utilizada para datação U-Pb na década de 90, e desde então teve uma ampla aceitação pela comunidade científica, uma vez que possui uma ótima resolução espacial, maior rapidez em suas análises e melhor acessibilidade, isso comparado aos outros métodos de datação U-Pb já existentes, como por exemplo o SIMS (Schoene *et al.*, 2014).

O LA-MC-ICP-MS (*Laser Ablation Multicolector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), utilizado nesse trabalho é um analisador de massa do tipo multicoletor, que é capaz de analisar os minerais acessórios (zircão, apatita, monazita, titanita e etc) para estudos geocronológicos de U-Pb por meio de decaimento radioativo dos elementos químicos, utilizando um furo de *laser* com uma pequena resolução espacial. Por possuir um multicoletor modificado, além de possuir recipientes de Faraday com vários contadores de íons, a análise e aquisição dos dados isotópicos se tornam exatos dentro da pequena resolução no grão ou amostra analisada (Simonetti *et al.*, 2006).

Os dados de U-Pb foram obtidos no equipamento Thermo Scientific Neptune Plus Multi-collector ICP-MS acoplado a um sistema de ablação a laser 193 nm HeEX Photon Machine Laser no Laboratório de Geoquímica Isotópica na UFOP. Os dados de cada furo foram medidos em 20s de *background* e 40s de ablação da amostra, com diâmetro do furo em 40 μm , frequência de 5 Hz e fluência de $\sim 6 \text{ J/cm}^2$

1.6.4 Análise de Elementos Traços por LA-SF-ICP-MS

SF-ICP-MS, também conhecido por Sector Field (ICP-SFMS), é o principal tipo de ICP-MS para determinações de elementos traços, pois fornece os limites de detecção mais baixos entre todos os ICP-MS, isso acontece devido a sua alta sensibilidade e baixo *background*.

As composições dos elementos traços presentes nas amostras foram obtidos por um equipamento com as seguintes configurações: Thermo Scientific Element II, monocoletor (SF) ICP-MS acoplado a um sistema de ablação a laser CETAC UV Nd:YAG-213 nm no Laboratório de Geoquímica Isotópica na UFOP. As condições analíticas empregaram um diâmetro do furo de 30 μm , frequência de 10 Hz e fluência de $\sim 6 \text{ J/cm}^2$. Foram analisados os conteúdos ^{45}Sc , ^{88}Sr , ^{89}Y , ^{91}Zr , ^{93}Nb , ^{139}La , ^{140}Ce , ^{141}Pr , ^{146}Nd , ^{147}Sm , ^{153}Eu , ^{157}Gd , ^{159}Tb ,

^{163}Dy , ^{165}Ho , ^{166}Er , ^{169}Tm , ^{172}Yb , ^{175}Lu , ^{178}Hf , ^{181}Ta , ^{208}Pb , ^{232}Th and ^{238}U para observar as quantidades de cada elemento e assim determinar a origem da rocha matriz de onde as apatitas se cristalizaram e assim traçar uma interpretação.

Os dados foram calibrados utilizando o padrão NIST 610 (vidro sintético) utilizando uma repetição desse material no decorrer da análise para assim manter um controle de qualidade, além dos padrões BHVO e BCR.

1.6.5 Redução de Dados

Os dados obtidos pelo LA-MC-ICP-MS para análise geocronológica foram reduzidos utilizando o software *SATURN* (Silva *et al.* 2020), já os dados de elementos traços foram reduzidos utilizando o software *Saturn - Trace Elements* (Figueiredo, 2022).

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 GEOLOGIA REGIONAL

O Orógeno Araçuaí corresponde a cerca de 65% da área total do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Pedrosa-Soares *et al.* 2007; Pedrosa-Soares *et al.* 2008) e está limitado a oeste e norte, pelo Cráton do São Francisco e a leste pela margem continental brasileira e ao Sul tem-se o contato com a Faixa Ribeira. Segundo Alkmim *et al.* (2007), o Orógeno Araçuaí é caracterizado como parte de um sistema orogênico brasileiro-panafricano do Gondwana Ocidental.

Os eventos mais marcantes da história do Orógeno Araçuaí, estão ligados aos eventos de granitogênese, com idades que vão de 630-480 Ma. Esses eventos se iniciam com a edificação do arco magmático do Grupo Rio Doce e terminam durante os eventos pós colisionais do Orógeno (Pedrosa *et al.* 2011). Na região do Orógeno Araçuaí são encontradas rochas graníticas, gnaisses e granulitos, que por sua vez são classificadas de acordo com relações de campo, dados estruturais, geoquímica e geologia isotópica em cinco supersuítas (Pedrosa *et al.* 2011). A supersuíte denominada G1 possui idade em torno de 630-580 Ma e está ligada ao estágio pré-colisional, a supersuíte G2 possui idade em torno de 585- 540 Ma e está ligada ao estágio sin-colisional, as supersuítas G3, G4 e G5 possuem idades torno de 545-500 Ma, 530-490 Ma e 530-480 Ma respectivamente e estão ligadas aos estágios tardios a pós colisionais do Orógeno.

De modo simplificado, a história do Orógeno Araçuaí começa com o fechamento da Bacia Macaúbas, onde se deu início a um estágio pré-colisional do tipo acrescionário, no qual edificou um arco magmático, representado por rochas vulcânicas do Grupo Rio Doce e pela Suíte G1 (Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

O estágio sin-colisional é marcado por deformações e metamorfismos de escala regional e uma extensiva granitogênese do tipo S, onde a Suíte G2 engloba as áreas que foram submetidas a esses eventos, onde é constituída essencialmente por granitos peraluminosos (Nalini *et al.* 2000; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa-Soares *et alt.* 2001; Silva *et al.* 2005).

Nos estágios tardia pós-colisional do Orógeno Araçuaí, temos como resultado uma granitogênese do Tipo S, representada pela Suite G3. E finalmente, no estágio pós-colisional

ocorreram processos deformacionais (Marshak *et al.* 2006; Alkimim *et al.* 2007) e também plutonismos ligados ao colapso gravitacional de caráter extensional do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2001; Campos *et al.*, 2004). Nesse estágio formaram-se as suítes G4 (tipo S) e a G5 (plutonismo tipo A1 e A2, cálcio-alcálico rico em potássio e ferro) (Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

Alguns dos pegmatitos estudados nesse trabalho estão localizados dentro do Distrito Pegmatítico Oriental, nas proximidades das cidades de Galiléia, Conselheiro Pena e Goiabeira.

2.1.1 Pegmatito Urucum

Trata-se de um pegmatito de corpo largo e lenticular, com direção NW que mergulha fortemente para sudoeste. A rocha encaixante (Granito Urucum) possui neste local uma granulação fina, porém possui largos fenocristais de K-feldspato sem uma orientação preferencial. O núcleo pegmatítico consiste de grandes cristais de quartzo leitoso, que podem chegar até 1 m de comprimento e pesar várias toneladas (Chaves *et al.* 2005).

O pegmatito Urucum possui uma grande importância na produção de gemas e minerais raros, onde já se teve a ocorrência de minerais do grupo do espodumênio (hiddenita e kunzita) tratando-se de umas das quatro principais ocorrências de espodumênios no Brasil. Tem-se também a ocorrência de minerais esféricos a semiesféricos de stokesita (alguns com perfeita simetria), constituindo a única ocorrência brasileira desse mineral e a terceira em nível mundial (Couper & Clark, 1977).

2.1.2 Pegmatito Itatiaia

Situado na porção noroeste da Folha de Conselheiro Pena (Oliveira, 2000), o campo pegmatítico Itatiaia situa-se no Médio Rio Doce. Segundo Netto *et al.* 1998, durante o fim da década de 1970, as atividades garimpeiras ainda se encontravam e perduraram até a primeira metade da década de 1990, tendo como principal mineral extraído o feldspato industrial. Possui também como atividade econômica a venda de cristais de quartzo, estanho e columbita.

2.1.3 Pegmatito da Lavra da Aldeia

O pegmatito da Lavra da Aldeia, também conhecida como “Lavra do Zé Pinto” ou “Lavra Cuparaque”, pertence ao campo pegmatítico Goiabeira e não possui maiores informações na literatura atual. Trata-se de uma Lavra subterrânea inacessível nos dias atuais e abandonada a mais de 20 anos.

CAPÍTULO 3

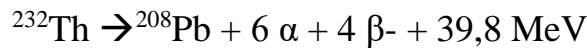
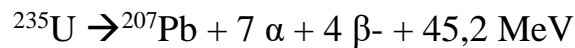
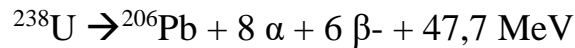
ESTADO DA ARTE

3.1 O SISTEMA U-Pb

Minerais com alta concentração de Urânio (U), presentes em uma ampla variedade de rochas, podem ser aplicados em datações geocronológicas pelo método U-Pb. O Zircão é um mineral destaque quando se trata de datação U-Pb (Hanchar & Hoskin, 2003), porém o método ainda se aplica a outros minerais que abrigam Urânio em sua estrutura, como por exemplo, apatita, titanita, xenotima, monazita e calcita.

A força nuclear presente no U faz com que seus prótons e nêutrons criem uma enorme repulsão entre eles, para diminuir essa energia de repulsão, o U emite uma partícula alfa ou beta, liberando assim energia, a fim de alcançar um nível melhor de estabilidade (Harrison *et al.* 2002; Bateman *et al.*, 1910). Os isótopos de urânio, ^{238}U e ^{235}U , são conhecidos como isótopos pais e apresentam meias-vidas de 4,4 Ga e de 700Ma respectivamente, decaindo após sucessivas vezes para os isótopos ^{206}Pb e ^{207}Pb .

De forma simplificada, a equação a seguir mostra o decaimento desses isótopos para suas fases estáveis finais:



Porém para se obter idades (idade de cristalização) por esse método se faz necessário que os decaimentos dos isótopos pais e filhos estejam em equilíbrio secular, ou seja, a quantidade do isótopo radioativo (isótopo pai) permanece constante, pois sua taxa de produção é igual à sua taxa de decaimento, que acontece após passar cinco meias vidas dos isótopos filhos intermediários. Assim, é possível utilizar as seguintes equações para calcular a idade de cristalização do mineral:

$$\left(\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}\right) = \left(\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}\right)_0 + \left(\frac{U^{238}}{Pb^{204}}\right) \times \left(e^{\lambda_{238} t} - 1 \right) \quad \text{Equação (1)}$$

$$\left(\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}\right) = \left(\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}\right)_0 + \left(\frac{U^{235}}{Pb^{204}}\right) \times \left(e^{\lambda_{235} t} - 1 \right) \quad \text{Equação (2)}$$

$$\left(\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}\right) = \left(\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}\right)_0 + \left(\frac{Th^{232}}{Pb^{204}}\right) \times \left(e^{\lambda_{232} t} - 1 \right) \quad \text{Equação (3)}$$

Onde o índice 0 demonstra a razão isotópica de Pb no momento de fechamento do sistema; t é o tempo decorrido desde o fechamento, ou seja, a idade de cristalização do sistema; e λ_{238} , λ_{235} , λ_{232} são as constantes de decaimentos para os isótopos de ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th que possuem valores iguais a $1,55125 \times 10^{-10}$ - $9,8485 \times 10^{-10}$ e $4,9475 \times 10^{-11}$.

3.2 ENTRADA DE PB COMUM NO MINERAL

Minerais usados para datação U-Pb geralmente possuem grandes razões de chumbo radiogênico (derivado do decaimento do urânio) em relação ao chumbo comum (que não é derivado do decaimento). Porém, em alguns casos, a quantidade de chumbo comum na estrutura do mineral é muito elevada, seja pela idade mais jovem do mineral ou por uma substituição iônica na estrutura do mineral, por exemplo o Ca sendo substituído por Pb nas alanitas, ou a entrada de chumbo comum através de inclusões minerais ou rachaduras na estrutura do mineral. Nesse caso, uma correção de chumbo comum (^{204}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb) pode ser utilizada para aplicar a metodologia U-Pb em minerais com uma grande quantidade de chumbo comum (por exemplo, apatita, alanita e titanita) (Hosrtwood *et al.* 2003). Entretanto, a utilização da técnica de correção por Pb comum deve ser avaliada e determinada com cautela em relação à cada tipo de correção a ser aplicada, considerando fatores limitantes como a medida correta do teor de ^{204}Pb , a concordância assumida na correção por ^{207}Pb e o uso da correção ^{208}Pb em minerais com baixas razões de Th/U (Kirkland *et al.* 2017). Outra alternativa proposta para investigar e determinar a idade U-Pb de minerais com elevado Pb comum se baseia no método de regressão linear pelo diagrama concórdia de Tera and Wasserburg (1972), onde o intercepto superior (eixo y) indica a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para o Pb comum. Por último, outra técnica que pode ser utilizada é a isócrona tridimensional de Ludwig (1998), no qual o diagrama representa as razões $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, que determinam o valor das composições das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ iniciais e a idade de uma suíte cogenética (Kirkland *et al.* 2017).

3.3 DIAGRAMA CONCÓRDIA DE WETHERHILL X TERA-WASSERBURG

Introduzido por Wetherill (1956) o diagrama de concordia, utiliza as razões de dois sistemas diferentes, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ para criar *plots* que representam idades geocronológicas calculadas (Schoene *et al.* 2014). Porém, existem também outros tipos de

diagramas de concordia que são utilizados no sistema U-Th-Pb. Uma alternativa para o diagrama de Wetherill é o diagrama de concordia Tera-Wasserburg, que trabalha com as razões $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ no eixo da abcissa (x) e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ no eixo da ordenada (y) (Tera and Wasserburg, 1972, visto em Schoene et al. 2014).

No diagrama de Tera-Wasseburg, idades concordantes e discordantes podem ser obtidas quando plotadas as razões corrigidas $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Quando existe contaminação no mineral por chumbo comum, no diagrama é gerada uma linha de regressão que intercepta a abcissa, gerando uma idade de cristalização mineral e, que intercepta o eixo da ordenada, representando o valor da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do chumbo comum inicial no sistema. Esse sistema calcula a idade com base nos valores de chumbo radiogênico e de chumbo comum que entrou no início do sistema durante a cristalização do mineral.

Porém, quando se tem mistura de idades dos grãos e perda de chumbo radiogênico, a linha de regressão que identifica os valores de chumbo comum fica comprometida, impossibilitando a formação da linha que intercepta a concordia (Schoene et al. 2014).

3.4 DIFUSÃO DE Pb

Desde dos primeiros trabalhos com datação de minerais ricos em U, é possível notar uma discordância na idade dos pares isotópicos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Essa idade discordante está ligada à perda de chumbo do sistema mineral (Holmes 1954, em Radiogenic Isotope Geology, Alan P. Dickin). Desde de então, os estudos com U/Pb tem se desenvolvido para entender o mecanismo de perda de chumbo e determinar com precisão as idades de amostras que sofreram com a perda de Pb (Dickin, 2005).

Um primeiro modelo foi elaborado por Russel e Ahrens em 1957 (Dickin, 2005), que dizia que os membros intermediários da série de decaimento do urânio eram ejetados da estrutura mineral por processos de difusão ou lixiviação através de microfissuras criadas pela liberação de uma partícula alfa. Porém a perda de chumbo por processo de difusão é comumente ligada a uma abertura da estrutura do mineral, por processos térmicos, recristalização, alterações hidrotermais ou lixiviação química (Lewis *et al*, 1999).

3.5 TEMPERATURA DE FECHAMENTO

Para obter a idade de uma rocha ou mineral, é necessária uma operação baseada no acúmulo de elementos radiogênicos obtidos a partir do decaimento radioativo de outro elemento (isótopo pai). Como por exemplo, temos a relação entre isótopos de ^{238}U que decai para o ^{207}Pb . O resultado desta operação demonstra um período no tempo, em que o produto do decaimento (isótopo filho) se tornou completamente imóvel. Ou seja, a mobilidade de um elemento está ligada à possibilidade deste escapar para fora do sistema no qual ele está inserido, por meio do processo de difusão. O controle principal deste processo é a temperatura, que permite uma expansão do sistema cristalino criando espaços onde o isótopo filho possa escapar (Dodson 1973). Em outras palavras, a temperatura de fechamento é a temperatura limite na qual o isótopo filho encontra-se retido dentro do mineral (Walther 2015).

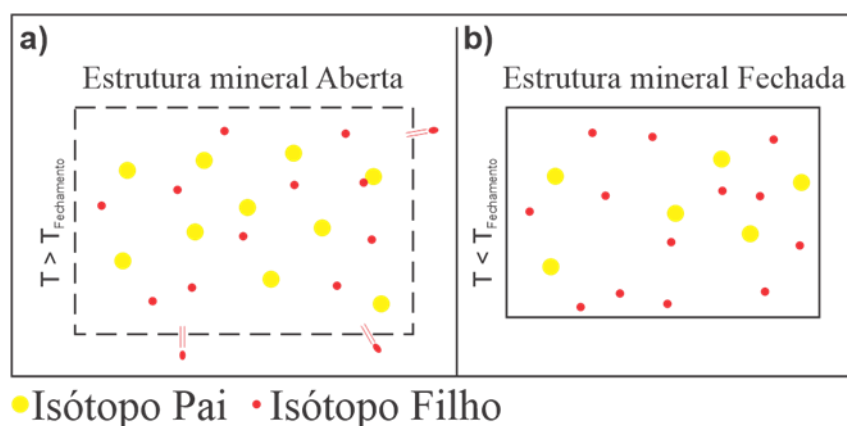


Figura 3.1 – Ilustração do processo de difusão de isótopos. Em **a)** temperatura acima da temperatura de fechamento com expansão do sistema cristalino e escape dos isótopos filhos para fora do mineral. Em **b)** sistema fechado abaixo da temperatura de fechamento.

No caso das apatitas, o sistema U-Pb é sensível a temperatura superior a 350°C (Cochrane et al., 2014), onde a temperatura de fechamento para difusão de Pb varia em torno de $350 - 570^{\circ}\text{C}$ (Cochrane et al., 2014; Schoene & Boring, 2007).

3.6 O ESTUDO DE ELEMENTOS TRAÇOS E ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR) EM APATITAS

A definição de elementos traços está ligada a concentração que esses elementos possuem dentro da rocha. Onde as concentrações em peso são inferiores a 0.1%, ou menos de 1000 partes por milhão (ppm). Normalmente esse tipo de elemento não faz parte da estequiometria do mineral, porém ele pode substituir um dos principais elementos na

estrutura. Por estar presente em concentrações mínimas, os elementos traços não interferem no comportamento químico e físico dos minerais (Rollison & Pease's, 2021).

Com o avanço das técnicas analíticas, o estudo de elementos traços são feitos com maior precisão, auxiliando de forma muito efetiva nos estudos petrológicos. Isso é afirmado, pois os elementos traços são mais sensíveis aos processos geoquímicos comparados aos elementos principais da rocha. Com isso, são melhores para o estudo de processos petrológicos (Rollison & Pease's, 2021).

Por possuírem uma grande diversidade química e comportamento variado frente a situações geológicas distintas, o uso dos elementos traços auxilia na interpretação de uma ampla gama de processos geológicos. (Rollison & Pease's, 2021). Por exemplo, na geologia, os elementos traços em apatita são utilizados para rastrear a origem e composição da rocha fonte e são indicadores para exploração mineral (Belousova *et al.* 2002). O estudo de elementos traços também permite entender a evolução geológica de complexos orogênicos, como, por exemplo, no uso de elementos traços em titanita para entender a evolução do Orógeno Capricórnio localizado na parte ocidental da Austrália (Olierook *et al.* 2019). Em outro estudo, realizado em apatitas da Região de Sumé (Paraíba), foi possível entender o estudo das mineralizações de fosfatos e como se deu o magmatismo que gerou esse mineral na Provincia Borborema (Lana *et al.* 2021).

Com o avanço das técnicas de LA-ICPMS, foi possível a determinação mais precisa da abundância dos elementos traços em apatitas, o que contribuiu para o entendimento de muitos estudos petrogenéticos e sedimentares, uma vez que os elementos traços em apatitas são controlados pela composição da rocha fonte (Mange *et al.* 2007).

Os elementos terras raras (ETR) ou lantanídeos compõe um grupo de quinze elementos (Lantânio, Cério, Praseodímio, Neodímio, Promécio, Samário, Európio, Gadolínio, Térbio, Disprósio, Hólmio, Érbio, Túlio, Itérbio e Lutécio) e são amplamente utilizados em estudos petrogenéticos, pois são considerados excelentes marcadores de processos geológicos.

De forma geral, os ETR com números atômicos mais baixos que a do Európio (Eu), que possui massa atômica igual a 63, são denominados elementos terras raras leves (ETRL) e os que possuem massa atômica maiores que o Eu são denominados elementos terras raras pesados (ETRP) (Figueiredo 1985).

Os processos de fusão parcial e de cristalização fracionada nas rochas ígneas levam a um enriquecimento relativo de ETRL nas rochas crustais, particularmente nas rochas

mais félsicas, onde esses processos ficam registrados nos minerais com padrões característicos de ETR e que possibilita a interpretação da atuação do mineral no processo de fusão.

Nas rochas sedimentares, os ETR demonstram pequenas variações em seus padrões de distribuição que indica a homogeneização por processos superficiais e, analisando a composição dos sedimentos clásticos dentro do tempo geológico, é possível observar uma variação nos ETR e interpretar a evolução da crosta continental superior (Figueiredo, 1985).

3.6.1 A importância dos elementos traços e ETR na investigação de apatitas

Alguns elementos, tais como o Sr, Y, Mn, U, Th e elementos terras raras substituem o Ca na estrutura das apatitas de origem ígneas em pequenas quantidades (ppm) (Belousova et al. 2002). A composição de elementos traços em apatitas de origem ígnea auxilia em estudos petrogenéticos, já que os elementos traços são muito sensíveis às mudanças que o magma sofre. Em apatitas de origem sedimentares, os elementos traços podem oferecer uma preciosa pista da rocha ígnea fonte desse material (Chew, 2012). Uma vez, que a abundância dos elementos terras raras em apatitas depende da composição da rocha fonte (Belousova et al. 2002).

A abundância dos elementos traços possui uma relação com as porcentagens de SiO₂ da rocha fonte, que demonstra que o grau de fracionamento da rocha fonte está ligado às composições das apatitas ígneas. Durante o fracionamento, os elementos Y, Mn e os terras raras pesados demonstram um enriquecimento nas apatitas, enquanto há um empobrecimento do Sr (Belousova et al. 2002). Um método proposto por Belousova et al. (2002), utiliza um *plot* em diagramas binários, por exemplo, Sr-Y e Sr-Mn, para identificar a rocha fonte.

Muitas apatitas possuem uma anomalia negativa na composição de Eu, sendo a provável causa disso a cristalização de feldspatos (Tischendorf, 1989, visto em Mange and Morton 2007). Apatitas de pegmatitos demonstram uma relativa depleção em relação aos elementos terras raras leves e aquelas de rochas máficas menos fracionadas demonstram um enriquecimento desses elementos (Belousova et al. 2002). Em granitos e pegmatitos, as apatitas demonstram uma baixa razão de La/Nd, já em rochas alcalinas (incluindo os pegmatitos) demonstram uma alta razão La/Nd (Fleicher and Altschuler, 1986, visto em Mange and Morton 2007).

Em rochas altamente fracionadas, os teores de Th são menores, devido a cristalização de monazitas que removem o Th e os terras raras leves do magma. Por outro lado, o U é mais abundante em granitos e pegmatitos do que em doleritos (Belousova et al. 2002).

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

Tabela 4.1 - Localização das apatitas.

Amostras	Localização
SAD 157	Lavra da Aldeia - Cuparaque
SAA 022 – SAD 113	Medina
SAD 124	Lavra da Itatiaia - Conselheiro Pena
SAE 185 – SAD 153	Córrego do Urucum - Galileia

Adiante serão apresentados os resultados das análises de elementos traços, ETRs e das datações U-Pb via LA-MC-ICP-MS.

4.1 RESULTADOS DE ELEMENTOS TRAÇOS E ETRs

As análises por espectrometria de massa com ablação a laser nas apatitas estão disponíveis com valores da média dos resultados na tabela 1 a seguir.

Tabela 4.2 - Composição dos elementos traços e ETRs das apatitas estudadas nesse trabalho. A sigla BDL, significa abaixo do limite de detecção, onde os valores não estão discriminados na tabela pois estão abaixo do limite de detecção do equipamento e o número de análises para cada amostra é de n= 10.

Elementos traços menores LA-ICP-MS	SAE 185	RSD (%)	SAD 157	RSD (%)	SAA 022	RSD (%)	SAD 124	RSD (%)	SAD 153	RS D (%)	SAD 113	RSD (%)
Mg	BLD	-	994	10	54	7,8	196	7,8	BLD	-	105	4,3
Si	98	-	62	-	168	-	192	63	77	-	105	-
Sc	0,71	-	2,6	12	6,9	3,4	0,84	32	0,97	16	1,3	12,2
Ti	1,02	1,8	0,76	3	0,79	3	0,72	2,3	0,84	-	0,93	-
Cr	12	-	16	-	15	34	13	40	13	-	12	47
Mn	76560	1	14064	8	35482	1,4	1403	7,3	68337	1,6	12153	1,4
Co	45	11	39	11	31	14	34	15,3	46	9,7	41	9
Ni	18	15	19	11	19	5	20	9	21	7	19	4,3
Cu	1,3	45	1,9	43	1,4	31	1,1	69	1,5	12	1,8	22
Zn	15	16	5,6	21	4,5	8,7	0,7	29	9,9	4,3	1,8	11
Ga	0,004	-	0,62	24	1	7,9	0,15	-	0,03	-	1,1	12
Ge	BLD	-	22	4	27	2	2,6	30	0,12	-	42	1
Rb	BLD	-	0,06	-	0,26	51	BLD	-	BLD	-	0,35	18
Sr	0,201	-	106	118	278	1,5	281	8	0,27	43	242	2
Y	0,37	20	1394	4,5	3977	1,7	233	15	0,26	23	5312	1,6
Zr	0,45	-	1,3	115	0,23	-	BLD	-	0,34	-	0,52	-
Mo	35	1,5	6,6	10	16	2	0,65	19	32	2,2	5,7	3,1
Sn	20	3,6	1,8	16	0,92	23	0,70	21	24	2,3	0,42	29
Sb	0,01	-	0,02	-	0,006	-	0,02	-	0,03	-	0,003	-

Continuação tabela 4.2

Ba	0,11	-	BLD		0,14	-	0,22	88	0,07	-	0,28	62
La	1,2	7	318	2	698	1,6	63	20	0,41	22	665	1,8
Ce	0,44	16	974	1,6	1605	1,4	143	21	0,68	17	1952	1,1
Pr	0,02	100	137	2,4	194	1,2	17	21	0,04	28	264	1,5
Nd	0,11	-	513	2,8	613	1	57	23	0,14	51	971	1,6
Sm	0,12	-	162	4,8	232	1,4	20	25	0,06	-	409	2,4
Eu	0,008	-	21	1,3	11	1,8	6,0	8,4	0,02	-	45	2,2
Gd	0,13	-	195	5,8	348	1,2	26	26	0,15	-	660	2,6
Tb	0,002	-	43	6,5	109	1,8	6,8	21	0,009	-	187	2,4
Dy	0,05	-	186	6	547	1,8	28	20	0,007	-	849	2,1
Ho	0,009	-	31	6,2	103	1,7	5,3	19	0,003	-	154	1,8
Er	0,06	-	115	6	378	2	20	16	0,05	-	490	1,2
Tm	LD	-	18	3,8	60	1,5	3,2	13	0,006	-	59	1,6
Yb	0,08	-	107	2,8	318	1,8	17	11	0,03	-	249	1,9
Lu	LD	-	21	2,7	59	2,2	4,1	9,2	0,001	-	42	1,5
Hf	0,09	-	0,09	-	0,16	-	BLD	-	0,06	-	0,15	-
W	0,09	-	0,05	-	0,04	-	0,01	-	BLD	-	0,02	-
Pb	65	1,6	18	75	51	1,8	14	7,6	90	2	9,3	1,6
Th	187	2,6	2,6	2	517	1,7	13	18,5	184	2,2	34	2,3
U	112	2,3	248	6	85	1,6	17	14,9	174	1,5	13	1,9

A tabela 4.2, mostra as concentrações dos elementos traços e ETRs das apatitas, de modo geral, as amostras demonstram um baixo teor nos elementos Al, V, Fe e Cd, onde os mesmos estão abaixo do limite de detecção do equipamento. As amostras SAE 185 e SAD 153, oriundas da mesma região, apresentam concentrações muito baixas para a maioria dos elementos traços e ETRs. Sendo assim não foi possível obter um diagrama de terras raras para essas duas amostras, pois as mesmas não apresentavam um resultado satisfatório.

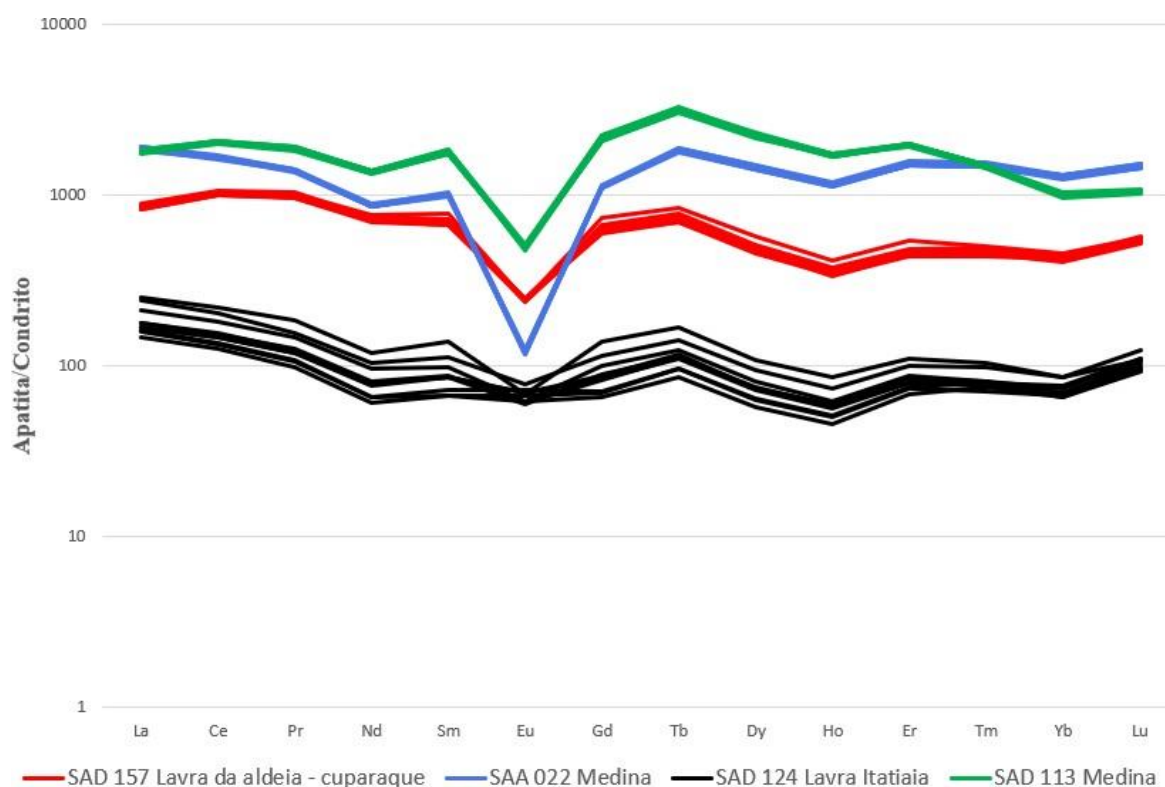


Figura 4.1: Distribuição dos elementos terras raras nas apatitas SAD 157, SAA 022, SAD 124 e SAD 113. Valores Normalizados ao condrito segundo Taylor e McLennan, 1985.

No gráfico de elementos terras raras (fig 4.1) normalizados segundo os valores condriticos de Taylor&McLennan (1985), o comportamento dos elementos em quatro apatitas, enquadram em dois grupos, onde no primeiro grupo temos as amostras SAD 157, SAA 022 e SAD 113 que estão mais enriquecidas em ETRs e no segundo grupo temos a amostra SAD 124 que possui concentrações mais baixas desses elementos. Apresentam um leve enriquecimento em ETRP em relação aos ETRL (SAD 157 La_c/Yb_c variando de 1,84-2,12 e média 2,01, SAA 022 La_c/Yb_c variando de 1,45-1,49 e média 1,46, SAD 124 La_c/Yb_c variando de 2,12-3,07 e média 2,52 e SAD 113 La_c/Yb_c variando de 1,76-1,87 e média 1,81). Todas possuem uma anomalia negativa em Eu (SAD 157, $Eu/Eu^* = 0,12$ – SAA 022, $Eu/Eu^* = 0,037$ – SAD 124, $Eu/Eu^* = 0,25$ – SAD 113, $Eu/Eu^* = 0,25$).

Utilizando das razões Sr/Y, Sr/Mn e Y/Eu/Eu*, plotou-se as apatitas em diagramas binários para observar o comportamento das mesmas em relação as regiões das diferentes fontes (Belousova, 2002). Novamente as amostras SAE 185 e SAD 153 não foram plotadas devido a baixa concentração de elementos, o que fazia com que seus graficos de pontos caissem em regiões fora dos diagramas analisados a seguir.

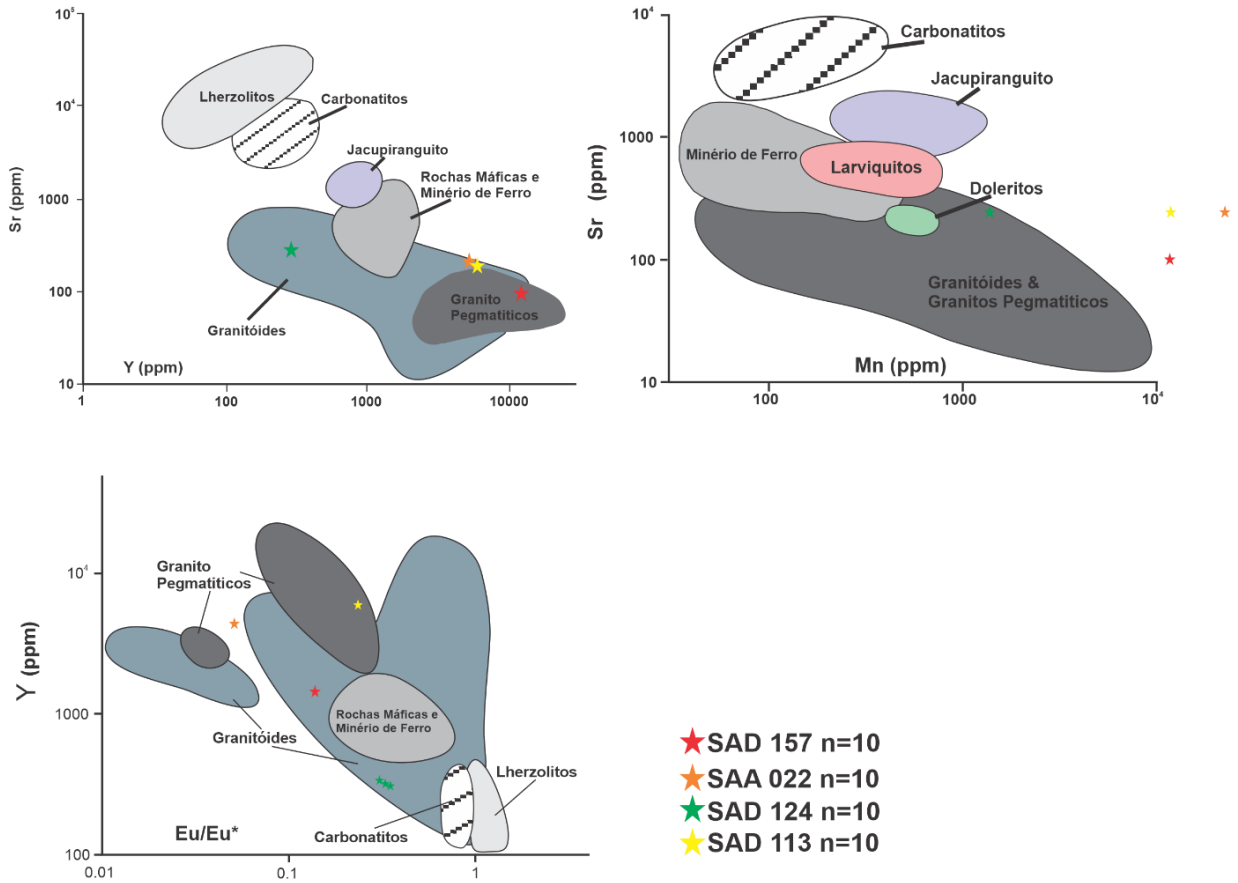


Figura 4.2: Plots das apatitas utilizando os valores de Sr/Y, Sr/Mn e Y/Eu/Eu*, observando os diferentes campos para apatitas de diferentes fontes. Modificado de Belousova 2002.

No diagrama de Sr/Y é possível observar que as quatro amostras caem em regiões que representam proveniência de granitoides e granitos pegmatíticos, sendo que as amostras SAA 022 e SAD 113 estejam bem próximas dos limites do granitoides com uma área intermediária aos principais campos definidos por Belousova 2002.

No diagrama de Sr/Mn, somente a amostra SAD 124 plota em um campo definido para granitos pegmatíticos, as demais amostras plotam acima dos valores 10⁴ do eixo X, que ultrapassa os limites do diagrama proposto na literatura.

No Diagrama de Y/Eu/Eu*, foi utilizado a seguinte fórmula para obter a razão Eu/Eu*:

$$Eu/Eu^* = (Eu_{cn}) / [(Sm_{cn}) \times (Gd_{cn})]^{0.5} \quad \text{Equação (4)}$$

Nesse diagrama, somente a amostra SAA 022 plota fora das regiões esperada para apatitas de granitóides e pegmatitos. A amostra SAD 124 plota dispersa como se fosse uma linha, porém todos os pontos caem sobre a região delimitada para os granitóides.

Para investigar a relação dos teores de elementos traços com a rocha fonte na qual a apatita foi hospedada, foi utilizado o diagrama de árvore proposto por Belousova (2002).

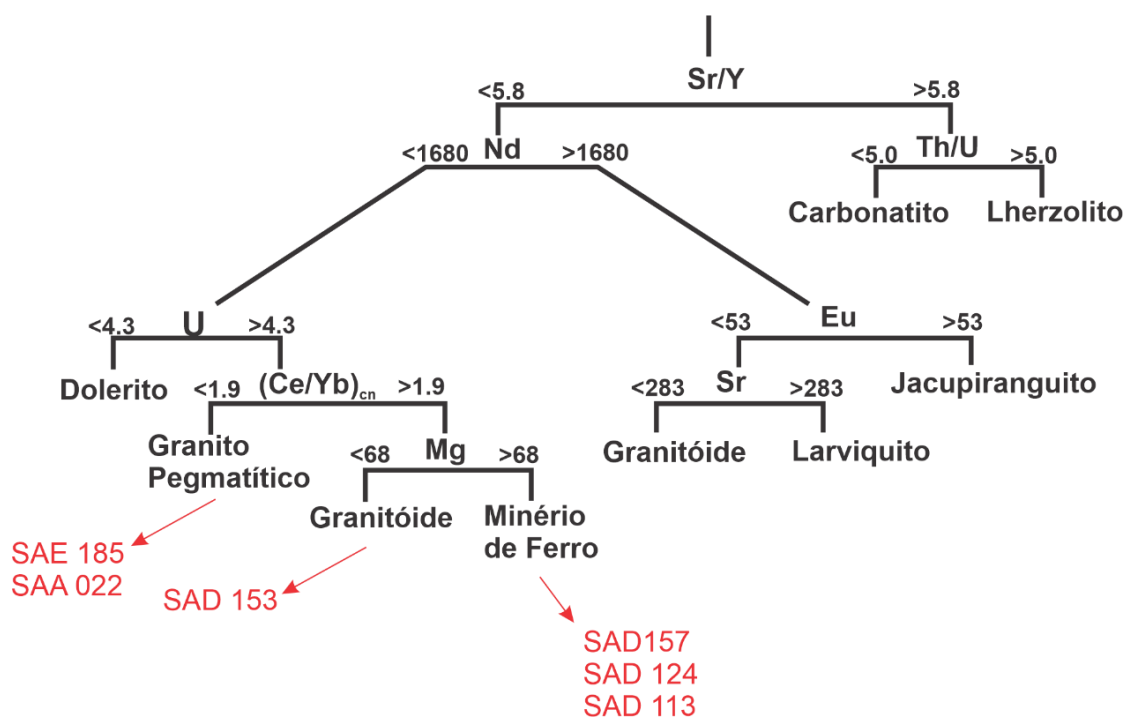


Figura 4.3: Diagrama de árvore, segundo Belousova et al. 2002. Onde foram plotadas as amostras segundo seus conteúdos, através dos elementos propostos pelos autores.

Utilizando das Razões Sr/Y, Nd, U, Ce/Yb_{cn} e Mg, foi possível estabelecer as regiões do diagrama de árvore para as apatitas analisadas nesse trabalho. As apatitas SAE 185, SAA 022 e SAD 153, plotaram em regiões de granitos pegmatíticos e granitóides, porém devido ao alto conteúdo de Mg as amostras SAD 157 (994,41905 ppm de Mg), SAD 124 (196,12425 ppm de Mg) e SAD 113 (104,9596 ppm de Mg) plotaram em uma região que descreve o comportamento para apatitas ligadas a depósitos de minério de ferro.

4.2 RESULTADOS U-Pb

As análises por LA-ICP-MS foram realizadas em grãos de apatitas, onde os spots dos furos do laser foram localizados nas regiões centrais dos grãos para evitar qualquer influência de processos geológicos que possam ter ocorridos nas bordas dos grãos. Obtendo de um modo geral, idades de intercepto inferior em diagramas do tipo Tera- Wasserburg entre 521-544 Ma.

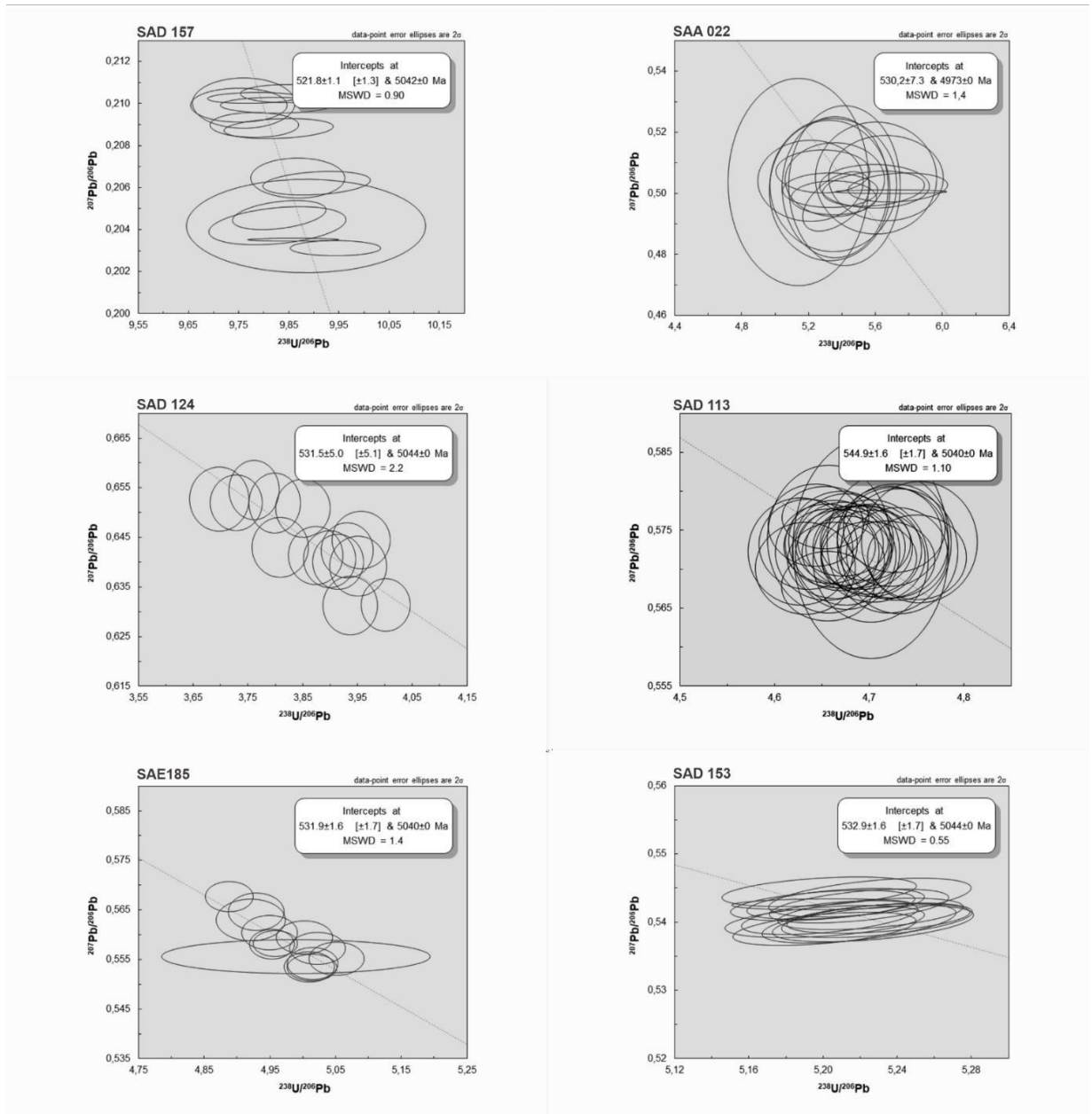


Figura 4.4: Diagrama Tera Wasserburg revelando a idade de intercepto inferior referente as amostras estudadas.

4.2.1 Amostra SAD 157

Foram realizados 14 furos de laser nesse grão de apatita, onde o intercepto inferior sobre a discórdia fornece uma idade de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 521.8 ± 1.1 Ma e $\text{MSWD} = 0.9$.

4.2.2 Amostra SAA 022

Foram realizados 17 furos de laser nesse grão de apatita, onde o intercepto inferior sobre a discórdia fornece uma idade de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 532.9 ± 1.6 Ma e $\text{MSWD} = 0.55$.

4.2.3 Amostra SAD 113

Foram realizados 34 furos de laser nesse grão de apatita, onde o intercepto inferior sobre a discórdia fornece uma idade de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 544.9 ± 1.6 Ma e $\text{MSWD} = 1.10$.

4.2.4 Amostra SAD 124

Foram realizados 14 furos de laser nesse grão de apatita, onde o intercepto inferior sobre a discórdia fornece uma idade de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 531.5 ± 5 Ma e $\text{MSWD} = 2.2$.

4.2.5 Amostra SAE 185

Foram realizados 14 furos de laser nesse grão de apatita, onde 13 foram aproveitados dando o intercepto inferior sobre a discórdia uma idade de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 531.9 ± 1.6 Ma e $\text{MSWD} = 1.4$.

4.2.6 Amostra SAD 153

Foram realizados 14 furos de laser nesse grão de apatita, onde o intercepto inferior sobre a discórdia fornece uma idade de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 532.9 ± 1.6 Ma e $\text{MSWD} = 0.55$.

5.1 CONSIDERAÇÕES SOBRE AS ANÁLISES DE ELEMENTOS TRAÇOS E ETRS.

Como o objetivo do presente trabalho foi investigar as origens e a gênese dos fluídos que formam os pegmatitos por meio de análises de elementos traços e ETRs, uma interpretação isolada dos dados não seria muito adequada. Assim sendo, como Belousova (2002) também analisou apatitas de diversas fontes, incluindo pegmatitos, as discussões irão ser baseadas também nos diagramas binários e diagrama de árvore propostos por ela.

No Diagrama de terras raras normalizadas com valores de condrito (Fig 4.1) é possível observar uma anomalia no elemento Eu que representa uma fonte fracionada, que pode ser justificada pela cristalização de feldspatos. As quatro amostras plotadas (SAD 157, SAA 022, SAD 124, SAD 113) demonstram um enriquecimento em elementos terra raras pesados, o que já é esperado para apatitas provenientes de pegmatitos.

A ausência dos plots das apatitas referentes as amostras SAE 185 e SAD 153 é devido as baixas concentrações de elementos nas mesmas, fator esse que pode ter como explicações plausíveis a baixa temperatura de cristalização dessas apatitas, o que impediu que o sistema cristalino permitisse a entrada de elementos traços na estrutura do mineral, ou devido a cristalização tardia dessas apatitas onde os ETRs podem ter sido utilizados na cristalização de fases minerais mais precoces. A amostra SAD 124, oriunda da lavra da Itatiaia, possui baixos teores de elementos terras raras, o que pode sugerir baixas concentrações de ETRs nos pegmatitos da região, uma vez que as amostras SAE 185 e SAD 153 são vizinhas regionais da SAD 124 e pertence ao mesmo litotipo, porém possuem contextos regionais distintos.

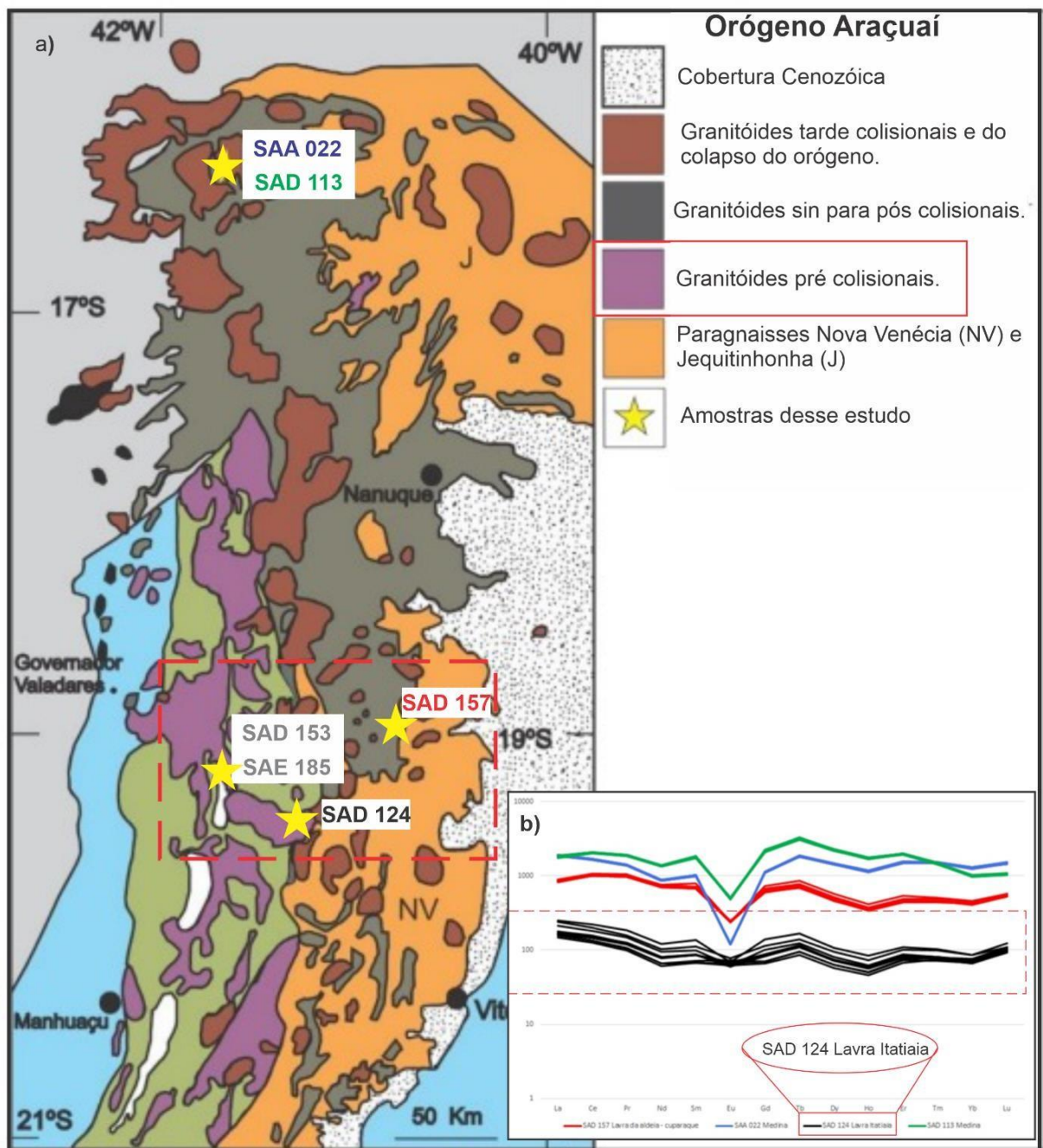


Figura 5.1- a) Localização das amostras obtidas, dando destaque para a litologia dos granitóides pré-colisionais e para a proximidades entre as amostras SAD 153, SAE 185 com a amostra SAD 124– Orógeno Araçuaí Ribeiro. (modificado de Pedrosa-Soares *et al.* 2007). b) Plot de ETRs normalizado pelo condrito com destaque para a região da amostra SAD 124, que demonstra baixo valores de ETRs.

Nos diagramas binários, principalmente no diagrama de Sr/Mn (Fig 4.2), é possível observar que somente uma amostra plota dentro dos campos de apatitas de pegmatitos. As amostras que plotam fora da área devido seus valores mais acentuados de Mn, pois se trata de pegmatitos altamente fracionados e isso pode ter influenciado na sua região de *plot* e podem sugerir uma nova área para *plot* de apatitas mais ricas em Mn. Porém é necessário aumentar o número de análises nas apatitas provenientes dessas regiões de Minas Gerais para se ter um

valor estatístico mais preciso e assim propor um novo diagrama para apatitas baseado no seu conteúdo de Sr/Mn.

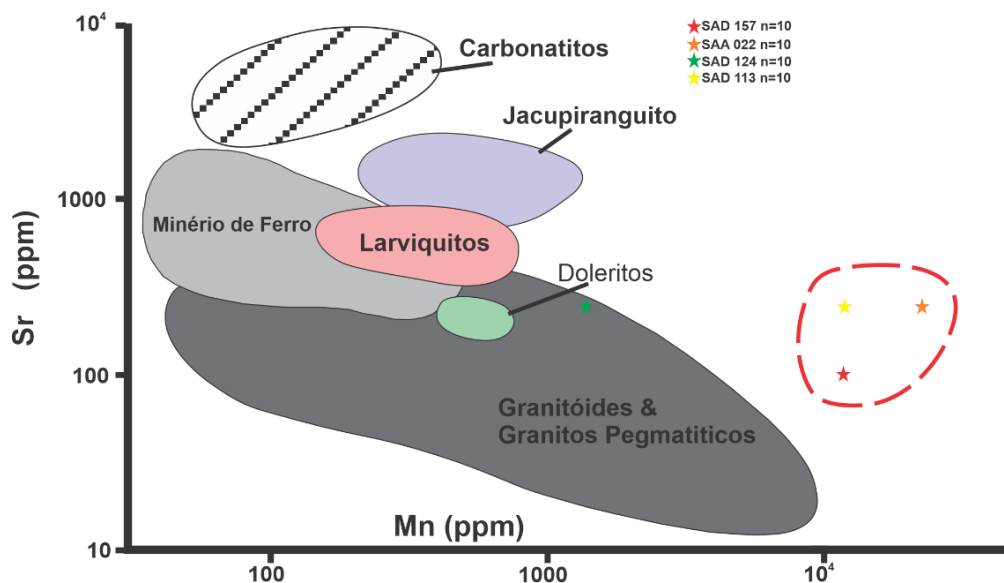


Figura 5.2- Diagrama binário Sr/Mn proposto por Belousova (2002), com destaque para as amostras plotadas fora da região do diagrama, onde pode sugerir uma possível nova área de pegmatitos para apatitas magnesianas.

Baseado no conteúdo de elementos traços, na literatura é proposto um diagrama de árvore (Fig. 5.2) onde baseado nos valores de Sr, Y, Th, U, Nd, Eu, Ce, Yb e Mg é traçado caminhos para as rochas fontes de apatitas.

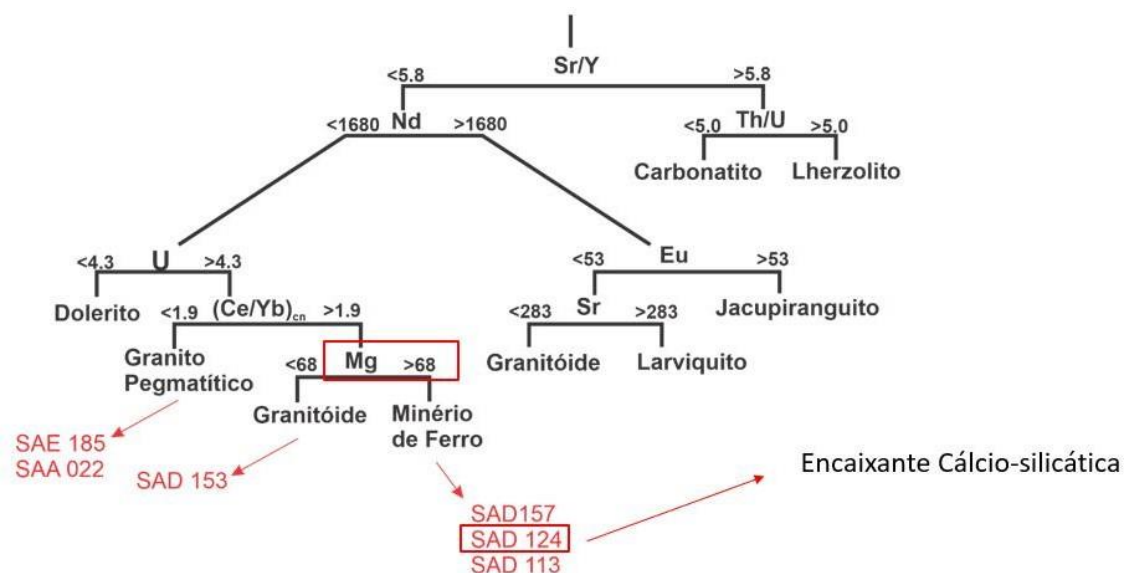


Figura 5.3- Diagrama de árvore, evidenciando os valores mais acentuados de Mg em apatitas oriundas de pegmatitos.

No caso das apatitas desse trabalho, somente três plotam nos caminhos para apatitas de pegmatitos, porém as outras três amostras plotam na região de apatitas de depósitos de minério de ferro devido ao seu alto teor de Mg. Esse fato pode ser explicado no caso da amostra SAD 124, pois a rocha encaixante do corpo pegmatítico trata de uma rocha cálcio-silicática, onde o Mg deve ter vindo da rocha encaixante. No caso das amostras SAD 124 e SAD 113, o alto teor de Mg pode ser explicado pela falta de paragênese mineral que acomodem em sua estrutura o Mg ou esse alto teor pode estar relacionado aos enclaves máficos que são bastante presentes no Orógeno Araçuaí.

5.2 SIGNIFICADO DOS RESULTADOS U-Pb.

Para a investigação acerca dos fluídos e da gênese de pegmatitos, a datação é uma ferramenta importante para entender as idades de cristalização dessas rochas e qual a sua relação dentro do tempo geológico. As idades são apresentadas na tabela 2:

Tabela 5.1 - Idades U-Pb das amostras estudadas nesse trabalho.

Amostra	Idade U-Pb	MSWD
SAD 157	521.8 +- 1.1	0.9
SAA 022	530.2 +- 7.3	1.4
SAD 113	544.9 +- 1.6	1.10
SAD 124	531.5 +- 5.0	2.2
SAE 185	531.9 +- 1.6	1.4
SAD 153	532.9 +- 1.6	0.55

De acordo com as idades obtidas e baseado em dados da literatura por exemplo (Pedrosa *et al.* 2006), podemos definir que esses fluídos estão correlacionados com a granitogênese G3, uma vez que foram obtidas idades de leucogranitos G3 que indicam a cristalização em torno de 545 e 520 Ma. Essas idades da literatura englobam as idades mínimas e máximas obtidas nas apatitas deste trabalho, o que pode correlacionar a cristalização dos pegmatitos aos estágios tardi a pós-colisional do Orógeno Araçuaí. Porém as idades das amostras SAD 157, SAA 022, SAD 124, SAE 185 e SAD 153 de acordo com Serrano *et al.* (2018), são também consistentes com a idade de cristalização da supersuíte G4, uma vez que os pegmatitos conhecidos na literatura estão correlacionados a esta supersuíte. Para melhor amarrar as idades desses pegmatitos a supersuities G3 e G4, será necessário novas informações sobre a geologia regional desses corpos e suas relações estruturais e/ou geológicas.

CAPITULO 6

CONCLUSÕES

A utilização de apatitas para os estudos de gênese de rochas, configura-se uma poderosa ferramenta para o entendimento da origem e evolução dessas rochas. Não somente de pegmatitos, mas também de uma grande variedade de outras rochas, como já é observado na literatura sobre o assunto. Algumas questões permanecem abertas sobre o assunto onde se faz necessário análises mais refinadas de outros elementos e pares isotópicos (Sm-Nd, Sr-Sr), podendo trazer mais luz ao entendimento acerca da gênese dos fluidos que geram rochas pegmatíticas.

Pelas idades obtidas nas apatitas, pode se interpretar que os pegmatitos de onde essas apatitas foram coletadas, possuem relação com os fluidos tardios das granitogêneses G3 e/ou G4 ligados aos processos tardio a pós orogênicos do Orógeno Araçuai.

As amostras SAE 185, SAA 022 e SAD 153 indicam que os pegmatitos são de origem granítica. As amostras SAD 157, SAD 124 e SAD 113 indicam influência das encaixantes com alto teor de Mg.

As amostras SAE 185 e SAD 153 indicam que os pegmatitos não tinham muito ETRs na cristalização das mesmas. Desta forma, trabalhos futuros são sugeridos para complementar as informações e melhorar a interpretação e criação de modelos de formação e evolução das rochas pegmatíticas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Cruz S.C.P. 2007. Sobre a evolução tectônica do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, **15(1)**:25-43.
- Almeida F. F. M. 1977. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de geociências*, **7(4)**, 349-364.
- Bateman H. 1908. The solution of a system of differential equations occurring in the theory of radio-active transformations. *Proc. Cambridge Phil. Soc.*, **1908**, *15*, 423-427.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., & Fisher N.I. 2002. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. *Journal of Geochemical Exploration*, **76(1)**, 45-69.
- Bizzarro M., Simonetti A., Stevenson R.K., & Kurszlaukis S. 2003. In situ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ investigation of igneous apatites and carbonates using laser-ablation MC-ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67(2)**, 289-302.
- Campos C.P., Mendes J.C., Ludka I.P., Medeiros S.R., Moura J.C., & Wallfass C. 2004. A review of the Brasiliano magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on postcollisional magmatism. *Journal of the Virtual Explorer*, **17(1)**, 35.
- Chaves M.L.D.S.C., Scholz R., Atencio D., & Karfunkel J. 2005. Assembléias e Paragêneses Mineralis Singulares nos Pegmatitos da região de Galiléia (Minas Gerais). *Geosciences= Geociências*, **24(2)**, 143-161.
- Chew D.M. 2012 combined apatite fission track and u-pb dating by la-icp-ms and its application in apatite provenance analysis.
- Chew D.M., Petrus J.A., & Kamber B.S. 2014. U–Pb LA–ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. *Chemical Geology*, **363**, 185-199.
- Chew D.M., & Spikings R.A. 2015. Geochronology and thermo chronology usin gapatite: time and temperature, lowercrustto surface. *Elements*, **11(3)**, 189-194.
- Cochrane R., Spikings R.A, Chew D., Wotzlaw J.F., Chiaradia M., Tyrrell S., Schaltegger U., Van der Lelij R. 2014. High temperature (>350°) thermochronology and mechanisms of Pb loss in apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **127**, 39-56.
- Corfu F., & Stone D. 1998. The significance of titanite and apatite U-Pb ages: constraints for the post-magmatic thermal-hydrothermal evolution of a batholithic complex, Berens River

area, northwestern Superior Province, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(17), 2979-2995.

Couper A.G., & Clark A.M. 1977. Stokesite crystals from two localities in Cornwall. *Mineralogical Magazine*, 41(319), 411-414.

Dias C.H., & Chaves M.L.D.S.C. 2015. Uncommon Nb-tantalate from the Cachoeira mine, Araçuaí pegmatite district (Minas Gerais). *Rem: Revista Escola de Minas*, 68, 401-408.

Dodson M.H. 1973. Closure temperatura in cooling geochronological and petrological systems. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 40:259-274.

Figueiredo I.F. 2022. Saturn – Trace Elements: Uma nova ferramenta de correções de dados de elementos traço para LA-ICP-MS. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Ouro Preto, em preparação.

Figueiredo M.C.H. 1985. *Introdução à geoquímica dos elementos terras raras*. *Boletim IG-USP. Série Científica*, 16(0), 15.

Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. 2003. Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Mineralogical Society of America, 53, Washington, DC, 500 p.

Harrison T.M., Catlos, E. J., & Montel, J. M. 2002. U-Th-Pb dating of phosphate minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48(1), 524-558.

Henrichs I.A., O'Sullivan G., Chew D.M., Mark C., Babechuk M.G., McKenna C., & Emo R. 2018. The trace element and U-Pb systematics of metamorphic apatite. *Chemical Geology*, 483, 218-238.

Horstwood M.S.A., Foster G.L., Parrish R.R., Noble S.R., Nowell G.M., 2003. Common-Pb corrected in situ U-Pb accessory mineral geochronology by LA-MC-ICP-MS.

Mange M.A, Morton A.C, 2007. Chapter 13 Geochemistry of Heavy Minerals. Elsevier, Volume 58, Pages 345-391.

Lana C., Gonçalves G.O., Mazoz A., Buick I., Kamo S., Scholz R., Wang H., Moreira H., Babinski M., Queiroga G., 2021. Assessing the U-Pb, Sm-Nd and Sr-Sr Isotopic Compositions of the Sumé Apatite as a Reference Material for LA-ICP-MS Analysis.

Mark C., Cogné N., & Chew D. 2016. Tracking exhumation and drainage divide migration of the Western Alps: A test of the apatite U-Pb thermochronometer as a detrital provenance tool. *Bulletin*, 128(9-10), 1439-1460.

- Marshak S., Alkmim F.F., Whittington A., & Pedrosa-Soares A.C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: a setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *Journal of Structural Geology*, 28(1), 129-147.
- Nalini Jr H.A., Bilal E., & Neves J.C. 2000. Syn-collisional peraluminous magmatism in the rio doce region: mineralogy, geochemistry and isotopic data of the neoproterozoic Urucum suite (eastern Minas Gerais state, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 120-125.
- Netto C., Araújo M.C., Pinto C.P., & Drumond J.B. 1998. Projeto Leste: Cadastramento de Recursos Minerais-Pegmatitos. *CPRM, Belo Horizonte*.
- Olierook H.K.H., Taylor R.J.M., Erickson T.M., Clark C., Reddy S.M., Kirkland C.L., Jahn I., Barham M. 2019. Unravelling complex geologic histories using U-Pb and trace element systematics of titanite. *Chemical Geology*, 504:105-122
- Oliveira M.J.R. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Leste: Folhas Conselheiro Pena/São Gabriel da Palha-SE.
- Paiva, G. D. 1946. Províncias pegmatíticas do Brasil. *Boletim DNPM/DFPM*, 78, 13-21.
- Pasero M., Kampf A.R., Ferraris C., Pekov I.V., Rakovan J., & White T.J. 2010. Nomenclature of the apatite supergroup minerals. *European Journal of Mineralogy*, 22(2), 163-179.
- Pedrosa-Soares A.C., Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. *Tectonic Evolution of South America*, 31, 265-310.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., & Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian research*, 110(1-4), 307-323.
- Pedrosa-Soares, A. C., Castañeda, C., Queiroga, G., Gradim, C., Belém, J., Roncato, J., Novo, T., Dias, P., Gradim, D., Medeiros, S., Jacobhson, T., Babinski, M. & Vieira, V. 2006. Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo. *Geonomos*, 14 (2): 97-111.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., de Alkmim F.F., da Silva L.C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*.
- Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C.D., & Martins-Neto M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African

counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 153-172.

Pedrosa-Soares A.C., De Campos C.P., Noce C., Silva L.C., Novo T., Roncato J., Medeiros S., Castañeda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkimin F., 2011. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 350, 25-51

Piccoli P.M., Candela P.A. 2002. Apatite in igneous systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48(1), 255-292.

Rakovan J., McDaniel D.K., Reeder R.J. 1997. Use of surface-controlled REE sectoral zoning in apatite from Llallagua, Bolivia, to determine a single-crystal SmNd age. *Earth and Planetary Science Letters*, 146(1-2), 329-336.

Rollinson H., Pease V. 2021. *Using geochemical data: to understand geological processes*. Cambridge University Press.

Schoene B., Bowring S.A. 2007. Determining accurate temperature–time paths from U–Pb thermochronology: An example from the Kaapvaal craton, southern Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(1), 165-185.

Schoene B., Holland H., Turekian K. (eds.). 2014. *Treatise on Geochemistry* (Second Edition). Elsevier, 341-378 p

Serrano P., Pedrosa-Soares A.C., Medeiros-Júnior E., Fonte-Boa T., Araujo C., Dussin I., Queiroga G., Lana C., 2018. A-type Medina batholith and post-collisional anatexis in the Araçuaí orogen (SE Brazil). *Lithos*, volumes 320-321, pages 515-536.

Silva L.C., McNaughton N.J., Armstrong R., Hartmann L.A., Fletcher I.R. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136(3-4), 203-240.

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(1-2), 87-97.

Simmons W.B.S., Webber K.L. 2008. Pegmatite genesis: state of the art. *European Journal of Mineralogy*, 20(4), 421-438.

Taylor, S R, & McLennan, S M. *The continental crust: Its composition and evolution*. United States.

Walther J.V. 2005. *Essentials of Geochemistry*. Jones and Bartlett Publishers. 704 p.

Willigers B.J.A., Baker J.A., Krogstad E.J., Peate D.W. 2002. Precise and accurate in situ Pb-Pb dating of apatite, monazite, and sphene by laser ablation multiple-collector ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(6), 1051-1066.

Yang Y H., Wu F.Y., Yang J.H., Chew D.M., Xie L.W., Chu Z.Y., Zhang Y.-B, Huang, C. 2014. Sr and Nd isotopic compositions of apatite reference materials used in U–Th–Pb geochronology. *Chemical Geology*, 385, 35

APÊNDICE(S)

Dados U-Pb das amostras SAE 185, SAD 157, SAA 022, SAD 124, SAD 153 e SAD 113

Amostra	²³⁸ U(ppm)	²³⁸ U/ ²³² Th	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ (%)	Rho	AgePb ²⁰⁶ */ U ²³⁸	2 σ (abs)	AgePb ²⁰⁷ */ U ²³⁵	2σ (abs)	AgePb ²⁰⁷ / Pb ²⁰⁶	2 σ (abs)
Run Nº 215	133,89	1,67	0,55	0,40	15,22	0,74	0,20	0,62	0,84	1172,21	6,61	2826,29	7,03	4390,15	5,89
Run Nº 216	137,90	1,67	0,56	0,50	15,35	3,39	0,20	3,35	0,99	1177,56	36,17	2834,73	32,80	4395,83	7,38
Run Nº 217	138,92	1,67	0,56	0,38	15,52	0,67	0,20	0,55	0,82	1184,33	5,96	2845,24	6,42	4402,78	5,63
Run Nº 218	141,33	1,70	0,56	0,43	15,54	0,71	0,20	0,57	0,80	1185,44	6,15	2846,05	6,82	4402,53	6,33
Run Nº 219	138,11	1,75	0,56	0,50	15,61	0,87	0,20	0,71	0,81	1186,31	7,64	2850,81	8,30	4408,65	7,38
Run Nº 220	137,97	1,73	0,56	0,61	15,78	1,07	0,20	0,87	0,82	1192,63	9,52	2860,78	10,22	4415,41	8,94
Run Nº 224	125,78	1,79	0,56	0,55	15,80	0,89	0,20	0,70	0,79	1190,79	7,66	2861,96	8,55	4419,68	8,02
Run Nº 225	130,10	1,76	0,56	0,50	15,42	0,86	0,20	0,70	0,82	1174,82	7,54	2838,93	8,22	4406,01	7,27
Run Nº 226	137,72	1,76	0,56	0,48	15,30	0,84	0,20	0,69	0,82	1170,49	7,38	2831,34	8,03	4400,26	7,04
Run Nº 227	132,82	1,69	0,57	0,43	16,01	0,74	0,20	0,60	0,81	1199,86	6,62	2874,95	7,13	4427,42	6,35
Run Nº 228	135,38	1,76	0,56	0,50	15,15	0,84	0,20	0,68	0,81	1164,37	7,28	2822,38	8,07	4394,87	7,28
Run Nº 229	136,28	1,65	0,55	0,46	15,23	0,77	0,20	0,62	0,81	1173,20	6,69	2827,38	7,38	4390,48	6,67
Run Nº 230	135,12	1,66	0,55	0,48	15,24	0,80	0,20	0,64	0,80	1172,08	6,82	2827,59	7,61	4392,34	7,03

Amostra	^{238}U (ppm)	$\frac{^{238}\text{U}}{^{232}\text{Th}}$	2 σ (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 σ (%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 σ (%)	Rho	$\text{AgePb}^{206}/\text{U}^{238}$	2 σ (abs)	$\text{AgePb}^{207}/\text{U}^{235}$	2σ (abs)	$\text{AgePb}^{207}/\text{Pb}^{206}$	2 σ (abs)
Run N° 054	141,21	8,10	1,92	0,50	12,07	4,16	0,17	4,23	0,98	1036,31	40,60	2607,49	39,72	4246,97	28,63
Run N° 055	143,44	8,26	1,92	0,50	12,12	4,78	0,18	4,78	1,00	1043,12	46,22	2611,48	45,82	4242,77	28,64
Run N° 056	140,52	8,20	1,88	0,50	12,37	4,35	0,18	4,45	0,98	1061,20	43,65	2630,81	41,64	4245,72	27,92
Run N° 057	142,16	8,16	2,38	0,50	12,29	5,43	0,18	4,94	0,91	1048,20	47,95	2624,64	52,28	4255,72	35,57
Run N° 058	141,17	8,05	2,06	0,50	12,38	4,95	0,18	4,81	0,97	1060,22	47,22	2631,34	47,56	4248,02	30,63
Run N° 059	142,63	7,92	2,58	0,50	12,42	6,05	0,18	5,27	0,87	1058,51	51,67	2634,65	58,45	4255,80	38,47
Run N° 060	112,54	7,10	3,43	0,50	12,80	6,59	0,18	5,03	0,76	1092,46	50,76	2662,37	63,99	4248,75	51,44
Run N° 061	118,98	7,38	2,37	0,50	12,98	4,93	0,19	4,53	0,92	1103,29	46,07	2676,08	47,58	4254,39	35,41
Run N° 062	117,51	7,21	2,60	0,50	12,96	6,79	0,19	5,79	0,85	1105,20	59,10	2674,59	66,05	4249,28	38,79
Run N° 063	119,85	7,26	2,08	0,50	12,96	4,47	0,19	4,38	0,98	1108,46	44,72	2674,39	43,00	4244,25	30,95
Run N° 064	112,26	7,00	2,87	0,50	12,97	6,68	0,19	5,52	0,83	1109,20	56,52	2674,83	64,97	4243,87	42,97
Run N° 065	114,79	7,09	3,20	0,50	12,92	6,13	0,19	4,85	0,79	1103,00	49,31	2671,30	59,45	4247,35	47,95
Run N° 066	117,30	7,36	2,13	0,51	13,23	4,48	0,19	4,34	0,97	1117,04	44,64	2693,79	43,19	4262,22	31,74
Run N° 067	108,66	7,11	3,09	0,50	13,51	8,65	0,19	6,67	0,77	1146,28	70,42	2713,84	85,21	4252,00	46,34
Run N° 068	114,58	7,12	2,33	0,50	13,34	5,40	0,19	4,95	0,92	1131,69	51,61	2701,49	52,28	4253,32	34,81
Run N° 069	117,04	7,34	2,10	0,50	12,85	4,01	0,19	3,91	0,97	1104,49	39,83	2666,04	38,49	4236,94	31,33
Run N° 070	121,28	7,41	1,45	0,50	12,78	2,63	0,19	3,07	0,86	1101,65	31,14	2661,20	25,01	4233,48	21,54

Amostra	²³⁸U(ppm)	²³⁸U/ ²³²Th	²⁰⁷Pb/ ²⁰⁶Pb	2σ (%)	²⁰⁷Pb/ ²³⁵U	2σ (%)	²⁰⁶Pb/ ²³⁸U	2σ (%)	Rho	AgePb²⁰⁶*/ U²³⁸	2σ (abs)	AgePb²⁰⁷*/ U²³⁵	2σ (abs)	AgePb²⁰⁷/ Pb²⁰⁶	2σ (abs)
Run SAD 153															
Run N° 094	123,09	1,50	0,54	0,53	14,32	0,77	0,19	0,84	0,91	1133,71	8,79	2768,49	7,30	4354,49	7,77
Run N° 095	126,35	1,52	0,54	0,49	14,25	0,71	0,19	0,80	0,88	1128,11	8,33	2763,74	6,72	4355,06	7,21
Run N° 096	123,15	1,51	0,54	0,48	14,29	0,68	0,19	0,78	0,88	1133,71	8,08	2766,70	6,49	4351,72	7,06
Run N° 097	127,52	1,53	0,54	0,46	14,33	0,64	0,19	0,75	0,86	1133,15	7,77	2769,01	6,13	4356,08	6,72
Run N° 098	126,92	1,53	0,54	0,50	14,25	0,70	0,19	0,77	0,90	1127,93	7,98	2764,01	6,63	4355,75	7,33
Run N° 099	127,96	1,54	0,54	0,47	14,26	0,69	0,19	0,82	0,84	1130,00	8,49	2764,62	6,55	4353,76	6,84
Run N° 100	127,27	1,53	0,54	0,51	14,24	0,75	0,19	0,85	0,88	1128,53	8,78	2763,19	7,10	4353,62	7,45
Run N° 104	123,88	1,54	0,54	0,56	14,39	0,75	0,19	0,76	0,99	1134,07	7,91	2773,27	7,14	4361,37	8,19
Run N° 105	121,73	1,54	0,54	0,47	14,33	0,66	0,19	0,76	0,87	1129,99	7,86	2769,13	6,26	4360,73	6,85
Run N° 106	123,08	1,54	0,54	0,50	14,28	0,70	0,19	0,78	0,89	1128,78	8,11	2765,95	6,66	4357,53	7,27
Run N° 107	120,59	1,52	0,54	0,48	14,37	0,67	0,19	0,75	0,89	1132,54	7,82	2772,03	6,37	4361,62	7,07
Run N° 108	124,57	1,51	0,54	0,50	14,35	0,74	0,19	0,85	0,87	1128,85	8,86	2770,29	7,04	4364,14	7,29
Run N°109	118,01	1,51	0,54	0,50	14,38	0,70	0,19	0,78	0,90	1133,89	8,12	2772,84	6,70	4360,97	7,35
Run N° 110	119,58	1,51	0,54	0,53	14,44	0,76	0,19	0,82	0,92	1134,25	8,58	2776,59	7,21	4366,23	7,79

Amostra	$^{238}\text{U}(\text{ppm})$	$\frac{^{238}\text{U}}{^{232}\text{Th}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2σ (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2σ (%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2σ (%)	Rho	$\text{AgePb}^{206*}/\text{U}^{238}$	2σ (abs)	$\text{AgePb}^{207*}/\text{U}^{235}$	2σ (abs)	$\text{AgePb}^{207}/\text{Pb}^{206}$	2σ (abs)
Run SAD 113	17,22	3,97	0,57	0,35	16,69	1,14	0,21	0,89	0,78	1239,28	10,05	2914,80	10,95	4436,48	5,05
Run N°164	17,71	4,00	0,57	0,36	16,76	1,28	0,21	0,96	0,75	1242,60	10,81	2918,31	12,28	4437,53	5,29
Run N°165	17,86	3,95	0,57	0,42	16,68	1,56	0,21	1,07	0,68	1235,92	12,02	2913,80	15,08	4439,30	6,19
Run N°166	18,04	3,94	0,57	0,38	16,59	1,19	0,21	0,90	0,76	1231,46	10,05	2908,69	11,41	4437,30	5,60
Run N° 168	17,42	4,05	0,57	0,39	16,97	1,26	0,22	0,94	0,74	1260,02	10,72	2930,44	12,17	4433,68	5,66
Run N° 169	17,88	4,04	0,57	0,40	16,79	1,26	0,21	0,92	0,74	1243,06	10,45	2920,02	12,10	4439,54	5,90
Run N° 170	17,38	4,03	0,57	0,38	16,92	1,17	0,21	0,89	0,76	1250,12	10,14	2927,38	11,29	4441,67	5,50
Run N° 171	17,24	4,04	0,57	0,34	16,81	1,07	0,21	0,86	0,80	1254,13	9,79	2921,64	10,33	4427,78	4,92
Run N° 172	17,30	3,97	0,57	0,39	16,94	1,32	0,21	0,97	0,73	1250,74	11,01	2928,49	12,77	4442,57	5,69
Run N° 173	17,84	4,04	0,57	0,43	16,75	1,71	0,21	1,13	0,66	1238,52	12,79	2917,78	16,52	4442,00	6,21
Run N° 174	17,75	4,07	0,57	0,36	16,83	1,19	0,21	0,91	0,77	1245,21	10,37	2922,39	11,49	4440,38	5,22
Run N° 175	17,75	4,08	0,57	0,42	16,75	1,54	0,21	1,06	0,69	1243,19	12,00	2917,83	14,89	4436,03	6,15
Run N° 176	18,05	4,05	0,57	0,40	16,67	1,25	0,21	0,92	0,74	1236,52	10,37	2913,67	12,03	4438,32	5,87
Run N° 177	17,84	4,09	0,58	0,36	16,78	1,23	0,21	0,93	0,76	1237,17	10,51	2919,73	11,88	4446,71	5,32
Run N° 178	17,78	4,09	0,57	0,38	16,84	1,08	0,21	0,84	0,77	1244,49	9,47	2922,82	10,42	4441,96	5,59
Run N° 179	18,21	4,06	0,57	0,42	16,64	1,53	0,21	1,05	0,69	1230,89	11,81	2911,38	14,73	4442,15	6,13

Run N° 180	18,48	4,01	0,57	0,40	16,73	1,43	0,21	1,01	0,71	1237,50	11,44	2916,89	13,76	4441,96	5,82
Run N° 184	16,67	4,04	0,57	0,34	16,88	1,14	0,21	0,89	0,79	1252,03	10,17	2925,43	10,96	4436,24	4,96
Run N° 185	16,15	4,17	0,58	0,34	17,09	0,98	0,21	0,80	0,82	1254,82	9,17	2936,95	9,46	4450,21	4,91
Run N° 186	17,52	4,05	0,57	0,33	16,77	1,10	0,21	0,88	0,80	1243,62	9,92	2918,90	10,60	4437,11	4,87
Run N° 187	17,75	4,07	0,57	0,35	16,86	1,19	0,21	0,92	0,77	1247,09	10,39	2924,18	11,42	4440,68	5,09
Run N° 188	17,48	4,05	0,57	0,39	16,95	1,21	0,21	0,91	0,75	1252,51	10,34	2929,38	11,65	4441,65	5,63
Run N° 189	17,31	4,14	0,57	0,38	16,87	1,06	0,21	0,83	0,78	1249,29	9,43	2924,82	10,25	4438,83	5,51
Run N° 190	17,20	4,15	0,57	0,39	16,95	1,30	0,21	0,96	0,73	1254,29	10,93	2929,09	12,58	4438,93	5,66
Run N° 191	17,53	4,12	0,57	0,39	17,05	1,23	0,22	0,92	0,74	1259,29	10,49	2934,97	11,89	4441,49	5,75
Run N° 192	17,67	4,10	0,58	0,38	17,09	1,16	0,22	0,88	0,76	1257,30	10,08	2937,39	11,17	4447,71	5,57
Run N° 193	17,69	4,09	0,57	0,42	17,05	1,39	0,22	0,98	0,71	1261,24	11,25	2935,06	13,38	4439,14	6,20
Run N° 194	17,78	4,10	0,57	0,48	16,99	1,77	0,21	1,13	0,64	1253,90	12,94	2931,56	17,06	4443,19	7,00
Run N° 195	17,00	4,18	0,57	0,43	16,86	1,30	0,21	0,93	0,72	1249,52	10,62	2924,30	12,57	4437,74	6,31
Run N° 196	17,23	4,10	0,57	0,47	16,88	1,45	0,21	0,99	0,68	1249,41	11,27	2925,14	14,01	4439,18	6,86
Run N° 197	17,20	4,07	0,57	0,34	16,92	1,03	0,21	0,83	0,81	1250,25	9,47	2927,73	9,91	4442,04	4,92
Run N° 198	17,44	4,09	0,57	0,40	16,77	1,32	0,21	0,96	0,72	1238,33	10,80	2918,97	12,74	4444,06	5,91
Run N° 199	17,29	4,12	0,57	0,37	16,96	1,09	0,21	0,85	0,78	1253,69	9,65	2929,92	10,46	4440,96	5,40
Run N° 200	17,82	4,16	0,57	0,43	16,79	2,48	0,21	1,43	0,58	1243,09	16,22	2920,53	24,04	4440,28	6,28

