

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOCRONOLOGIA DE ZIRCÃO NA SUÍTE GRANÍTICA CARLOS CHAGAS, FAIXA
ARAÇUAÍ

Marcelo Takei Kawata

Orientadora: Profª. Drª. Maria Helena B. M. Hollanda

Coorientador: Prof. Dr. Marcos Egydio da Silva

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-14/20)

SÃO PAULO
2014

TF
K22
MT.g

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOCRONOLOGIA DE ZIRCÃO NA SUÍTE GRANÍTICA CARLOS CHAGAS, FAIXA
ARAÇUAÍ

Marcelo Takei Kawata
Marcelo Takei Kawata

De acordo, Orientadora: Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda

Marcos Egydio da Silva
De acordo, Coorientador: Marcos Egydio da Silva



MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-14/20)

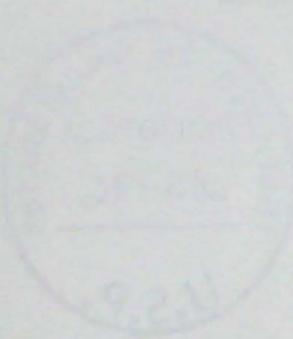
DEDALUS - Acervo - IGC



30900032373

SÃO PAULO
2014

TF
K 22
MT. 8



1922-1923

1922-1923

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que de uma forma ou de outra, direta ou indiretamente, contribuíram para que eu pudesse apresentar esse trabalho.

Agradeço primeiramente aos meus pais, Moacir e Nanci, pelo amor incondicional e por sempre me apoiarem em minhas decisões e aos meus irmãos;

Aos meus ditchans e batchans, por me ensinarem o valor do trabalho;

Ao Kenzo, pelo incentivo para que eu pudesse me dedicar com maior empenho em minhas obrigações;

À Ayumi, por ter me ajudado imensamente nessa reta final da graduação e início de vida assalariada;

À turma 51, em especial: Craca, Funério, Habiba, Horácio, Mocinha, Nany, Peluda, Perva, Piriguete, Prólito, Syphylys, Tassolto e Vase. A convivência com vocês, além do banco na geo, proporcionou grandes momentos de risadas;

À Tammy, por ter me incentivado a continuar o caminho da Geologia;

À Maria Helena, pelos vários ensinamentos, não apenas em questões geológicas e pelo apoio que tem me dado todos esses anos, mesmo que eu não consiga retribuí-la. Ao Marcos Egydio, por ter aceitado a coorientação do trabalho;

Aos técnicos dos laboratórios do CPGeo, em especial ao Samuca, Vasco e Maurício, por terem me aturado e ajudado na preparação de toneladas de amostras.

RESUMO

O Orógeno Araçuaí possui uma grande extensão em afloramento de rochas plutônicas representantes de diferentes níveis crustais. O estudo da evolução dessa faixa e seus estágios orogenéticos, portanto, pode ser determinado através de dados geocronológicos que indiquem o momento de cristalização dos diversos corpos que a compõe.

Nesse sentido, o presente trabalho apresenta um estudo geocronológico sobre o batólito Carlos Chagas, através do método U-Pb SHRIMP em zircão. Tal corpo é representante do estágio sin-colisional desse orógeno, formada durante o pico máximo de sua deformação/metamorfismo.

Considerando que, petrograficamente, o batólito Carlos Chagas pode ser dividido em duas fácies, uma representante da cristalização magmática e outra com indícios de deformação em estado sólido, as análises geocronológicas obtidas para os diversos setores desse corpo indicaram intervalo de cristalização de ca. 25 Ma, entre 597,2 Ma e 572,2 Ma. Esses dados indicam que sua porção oeste cristalizou-se primeiro, livre de deformação em estado sólido, enquanto que as porções mais jovens a leste apresentam algum grau de deformação pós-magmática.

No contexto de estágios orogenéticos, o batólito Carlos Chagas sucede a colocação de corpos representantes da orogenia pré-colisional, cujos dados que balizam o limite com o período sin-colisional é bem determinado pelas idades do tonalito São Vitor; enderbito Manhuaçu e rochas vulcanoclásticas da Formação Tumiritinga, com idades de ca. 585 Ma. Desse modo, os novos dados ora apresentados sugerem que a edificação dessa suíte sin-colisional inicializou-se no período considerado pré-colisional.

ABSTRACT

The Arauçauá Orogen holds a large extent of outcropping plutonic rocks that represents different crustal levels. Therefore, the study of the evolution of this belt and its orogenic stages can be determined by geochronological data that indicate the time of crystallization of the various bodies that comprise it.

Hence, this work presents the geochronological study of the batholith Carlos Chagas, through the method U-Pb SHRIMP in zircon. Such batholith is representative of the syn-collisional stage, formed during the peak of deformation / metamorphism.

Whereas that, petrographically, the Carlos Chagas can be divided into two facies, one representative of magmatic crystallisation and other with indications of solid state deformation, the geochronological assays obtained for the various areas of the body indicated crystallization time interval of ca. 25 Ma, between 597.2 Ma and 572.2 Ma. These data indicate that its western portion crystallized first, freedom from deformation in the solid state, while the younger east part have some degree of post-magmatic deformation.

In the context of orogenic stages, batholith Carlos Chagas succeeds the placement of representative bodies of pre-collisional orogeny, whose data that mark the boundary between sin-collisional period is well determined by the ages of tonalite São Victor; enderbito Manhuaçu and volcaniclastic rocks of Tumiritinga Formation, indicating ages of ca. 585 Ma. Thus, the new data presented suggest that the building of this syn-collisional suite initiated in the period considered pre-collisional.

Sumário

1. INTRODUÇÃO	1
2. LOCALIZAÇÃO	1
3. OBJETIVO E JUSTIFICATIVA	4
4. MATERIAIS E MÉTODOS	4
4.1. Consulta bibliográfica	4
4.2. Petrografia	5
4.3. Geocronologia	5
4.3.1. Separação mecânica	5
4.3.2. Imageamento por catodoluminescência	6
4.3.3. Análise U-Pb SHRIMP	7
5. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO	7
6. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	8
6.1. Contexto geológico	8
6.2. Geocronologia	13
6.2.1. Temperatura de bloqueio mineral	13
6.2.2. Metodologia U-Pb SHRIMP	14
6.3. Tipologia de zircão	16
6.3.1. Morfologia externa	16
6.3.2. Estrutura interna	17
6.3.3. Razão Th/U em zircão	18
7. RESULTADOS OBTIDOS	19
7.1. Petrografia	19
7.1.1. Fácies indeformada	19
7.1.2. Fácies deformada	21
7.1.3. Síntese dos aspectos petrográficos texturais	23
7.2. Geocronologia U-Pb SHRIMP	24
7.2.1. Imageamento por catodoluminescência	24
7.2.2. Análise U-Pb SHRIMP	24
8. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	38
9. CONCLUSÃO	40
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	41

1. INTRODUÇÃO

O tema proposto diz respeito a um estudo geocronológico sobre o batólito granítico Carlos Chagas, que está localizado nos limites geológicos do Orógeno Araçuaí, Província Mantiqueira, entre os estados de Minas Gerais e Espírito Santo. Tal batólito é o principal representante da supersuíte G2, definida originalmente por Pedrosa-Soares *et al.* (2001), constituindo uma das cinco supersuites que agregam os representantes do extenso plutonismo neoproterozoico-cambriano desse orógeno. Nesse contexto, a suite Carlos Chagas sucede a colocação de outro importante episódio magmático representado por granodioritos e tonalitos de seu estágio pré-colisional. A terminologia em suítes cronologicamente sequenciadas baseia-se em um conjunto de dados U-Pb preexistentes (e.g. Pedrosa-Soares *et al.* (2001), Pedrosa-Soares *et al.* (2008); Noce *et al.* (2000); Vauchez *et al.* (2007) e outros).

A partir de novas idades U-Pb em zircão obtidas para o batólito Carlos Chagas e tendo como referência os dados disponíveis para os representantes da suíte G1, pretende-se discutir a cronologia dessas duas importantes suítes magmáticas que, juntas, representam extensão territorial significativa de área aflorante no Orógeno Araçuaí. Especificamente para o batólito Carlos Chagas, sua importância como alvo de estudos geocronológicos se justifica por sua colocação sincrônica à principal etapa de edificação do Orógeno Araçuaí, tornando-o um destacado indicador temporal da história neoproterozoica do setor norte da Província Mantiqueira.

2. LOCALIZAÇÃO

O granito Carlos Chagas localiza-se na região situada entre os estados de Espírito Santo e Minas Gerais (**Figura 2.1**). As amostras destinadas ao estudo geocronológico foram coletadas principalmente na parte central do batólito, tendo em vista que nesse setor desenvolveu-se um estudo detalhado das estruturas em meso e micro-escala. A amostragem foi direcionada em locais no batólito onde as estruturas magmáticas eram prevalentes com respeito a recristalizações em estado sólido, visto que o objetivo do estudo é estabelecer a idade de cristalização magmática. A **Tabela 2.1** apresenta a lista das amostras analisadas e suas respectivas coordenadas (*Datum SAD 69 – 24K*). A **Figura 2.2** indica suas localizações no corpo e o contexto estrutural simplificado da área de estudo.

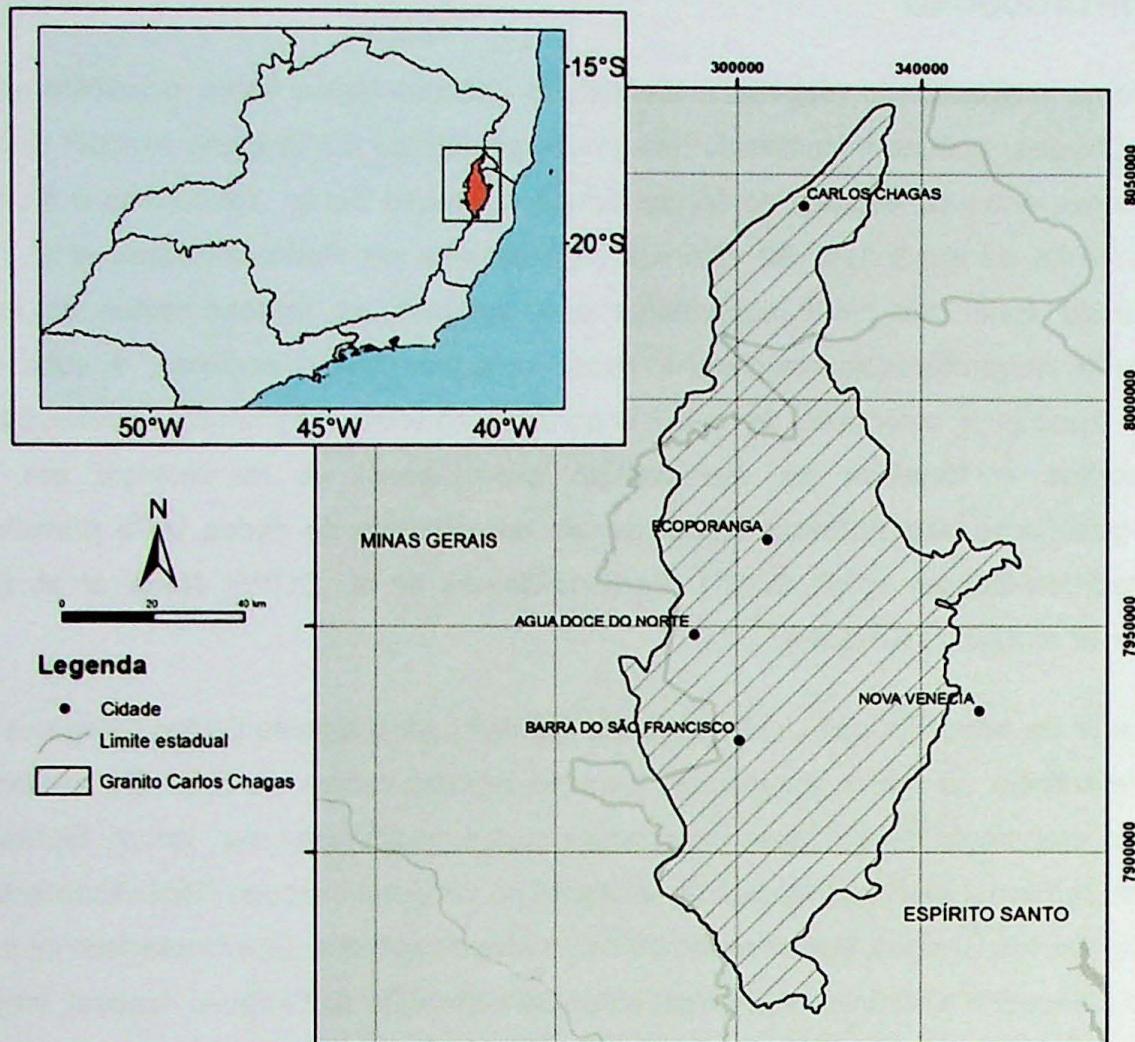
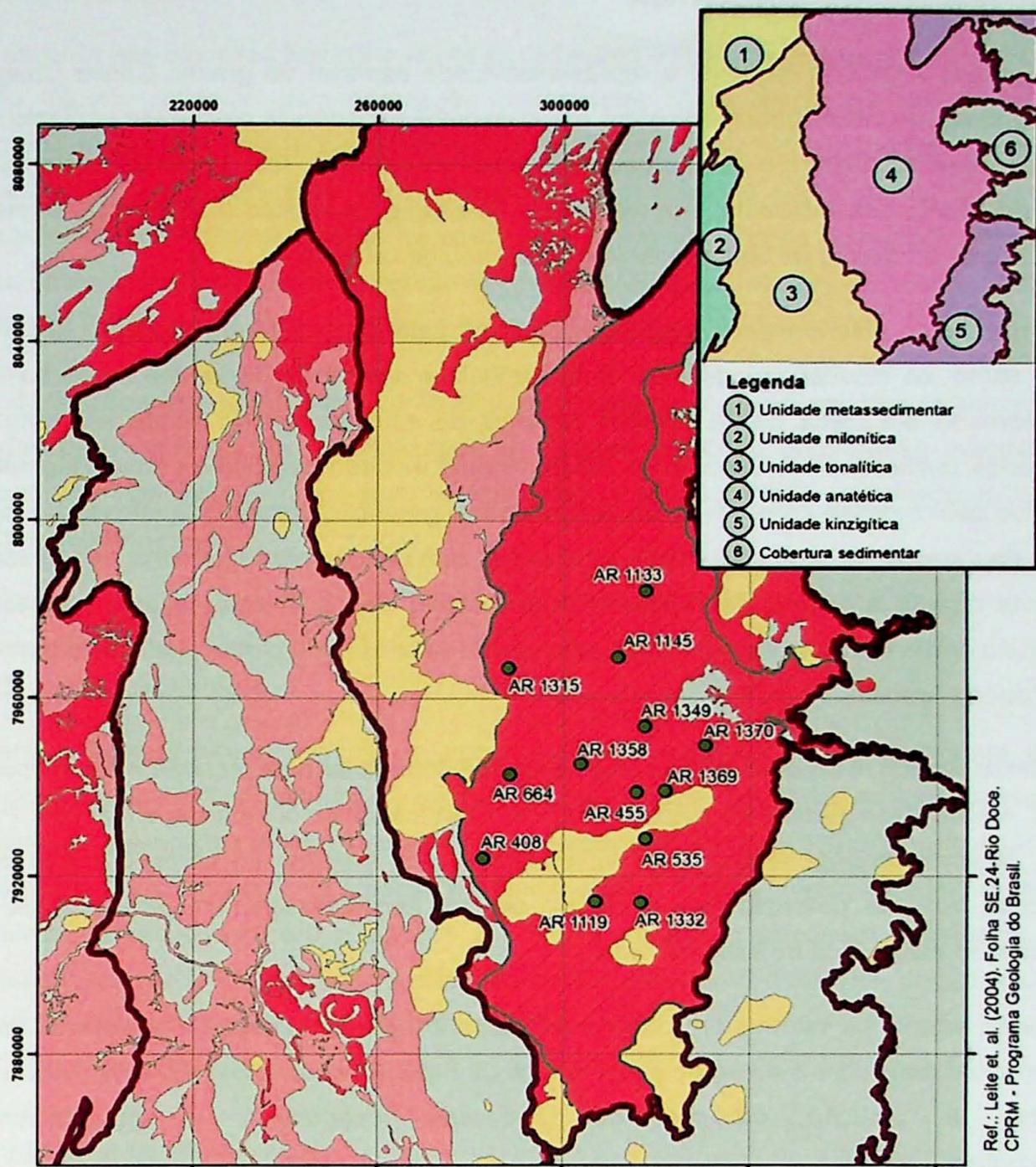


Figura 2.1 - Localização da suite Carlos Chagas entre os estados de Minas Gerais e Espírito Santo

Tabela 2.1 – Coordenadas das amostras selecionadas para análise geocronológica

Amostra	Coordenadas UTM (SAD 69-24K)	
	Norte	Leste
AR 408	7.923.990	282.949
AR 455	7.939.019	315.646
AR 535	7.928.495	317.559
AR 664	7.942.919	288.742
AR 1119	7.914.395	306.872
AR 1133	7.984.192	317.767
AR 1145	7.969.262	311.684
AR 1315	7.966.723	288.429
AR 1332	7.914.124	316.651
AR 1349	7.953.716	317.396
AR 1358	7.945.282	303.833
AR 1369	7.939.275	321.829
AR 1370	7.949.505	330.427



Legenda

— Limites das unidades

Suites graníticas

- Suite G1 (Granitóides Pré a Sincolisionais)
- Suite G2 (Granitóides Sin a Tardicolisionais)
- Suite G2 - Granito Carlos Chagas
- Suites G3, G4 e G5 (Granitóides Sin a Pós-colisionais)

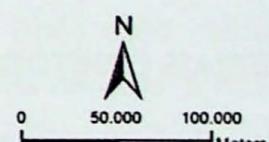


Figura 2.2 - Localização das amostras analisadas no contexto estrutural das unidades e suítes da porção norte da Faixa Araçuai (Silva et al. 2005; Pedrosa-Soares et al. 2008). Adaptado de Oliveira et. al. (2000), Leite et al. (2004).

3. OBJETIVO E JUSTIFICATIVA

A grande extensão territorial e representatividade espacial do granito Carlos Chagas, sua escassez de dados geocronológicos e sua inegável importância no cenário geológico da Faixa Araçuaí motivaram o estudo geocronológico em questão, focado no momento inicial de resfriamento desse batólito, que representa uma suíte do estágio sin-colisional, formada durante o pico máximo de deformação/metamorfismo do orógeno.

Em trabalho anteriormente desenvolvido, como parte do projeto de Iniciação Científica deste aluno, os resultados indicaram uma distribuição setorizada de idades nesse batólito (aumentando em cerca de 25 milhões de anos de sul para norte). Tendo em vista os resultados publicados em Cavalcante (2013), o qual mostrou padrões de fluxo magmático distintos dentro desse corpo, buscou-se confirmar a graduação cronológica através de nova etapa de datação U-Pb. O conjunto total de dados está reunido nesse trabalho, sendo assim possível discutir a história de cristalização do batólito Carlos Chagas, o qual representa evidência preservada de processos de fusão parcial (anatexia) da crosta média hoje exposta no Orógeno Araçuaí.

Nesse sentido, o objetivo do presente trabalho é determinar com precisão esse momento inicial, em diversos setores do batólito, utilizando técnicas geocronológicas em zircão. Para tanto, foram selecionadas amostras representativas de porções do corpo granítico com variações texturais definidas pela influência de forte recristalização em estado sólido ou deformação magmática de seus minerais.

Assim sendo, os estudos ora desenvolvidos para o presente trabalho representam parte da compreensão sobre a evolução geodinâmica da Faixa Araçuaí, especialmente no que diz respeito à atuação conjunta de processos magmáticos e deformacionais penecontemporâneos.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Consulta bibliográfica

O embasamento teórico para a compreensão do contexto geológico regional e dos métodos analíticos envolvidos foram obtidos a partir de revisão bibliográfica específica. Para tanto, foram consultados livros, artigos e teses pertinentes ao tema, disponíveis na biblioteca do Instituto de Geociências da USP e em sites específicos.

4.2. Petrografia

A escolha das amostras levou em conta as variações texturais/estruturais observadas no batólito (fácies isotrópico sem orientação preferencial, fácies fracamente a fortemente deformado no estado sólido), caracterizando-o como um corpo heterogêneo do ponto de vista estrutural. As bases para essa categorização provém de Cavalcante (2013), que realizou intenso trabalho de análise microestrutural utilizando análise petrográfica aliada à técnica de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM) e análise de microestruturas de quartzo por EBSD (*Electron Backscatter Difraction*).

A descrição petrográfica teve como objetivo, determinar como se dão as variações definidas pela influência da recristalização em estado sólido ou deformação magmática desse mineral nas diversas porções do batólito. Para tanto, foi utilizado o microscópio óptico *Olympus*, modelo BX-40.

4.3. Geocronologia

Para a análise geocronológica, a preparação foi desenvolvida primeiramente pela separação mecânica dos cristais de zircão, utilizando técnicas aplicadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), do Instituto de Geociências – USP. A partir da seleção mecânica desses cristais, foram geradas imagens por catodoluminescência, para a seleção dos setores a serem datados e a obtenção de idades pelo método U-Pb em zircão é realizada na Microssonda SHRIMP IIe, do Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução, do mesmo Instituto.

4.3.1. Separação mecânica

A concentração de cristais de zircão, a partir de amostras de rochas, envolveu britagem e moagem, separação hidráulica, magnética e por densidade. Após essa etapa, os grãos livres de inclusões, fraturas e metamictização foram selecionados em lupa óptica. A **Figura 4.1** apresenta o fluxograma dos trabalhos de concentração mineral.

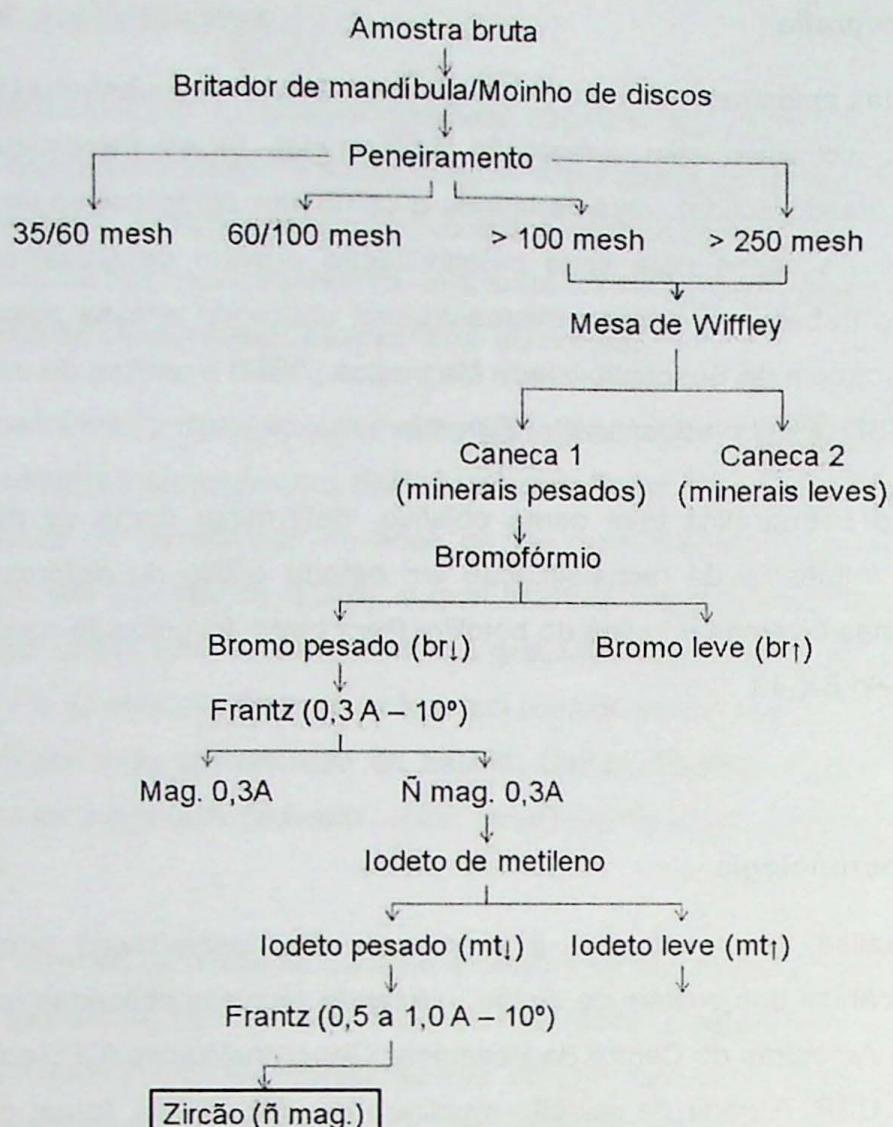


Figura 4.1 – Fluxograma de separação de zircão

Os cristais de zircão previamente purificados com tamanhos menores que 100 mesh, ou 0,152 mm, foram dispostos sobre discos de resina epoxy (*mounts*), com diâmetros de aproximadamente 2,5 cm e polidos. Em cada um dos discos foram montados concentrados de zircão (média de 100 grãos) de quatro amostras, junto com o padrão Temora utilizados para análises U-PB SHRIMP.

4.3.2. Imageamento por catodoluminescência

Para o reconhecimento de suas estruturas internas, os grãos foram imageados por microscopia de luz transmitida, e por catodoluminescência em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). Os sítios cristalinos selecionados para datação foram aqueles que apresentaram padrões de zonação ígnea.

4.3.3. Análise U-Pb SHRIMP

Para quantificação dos isótopos de urânio, tório e chumbo e medição das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ foram selecionados entre 14 e 16 grãos. Para referência da idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, foi utilizado o padrão Temora e o erro associado às incertezas analíticas é apresentado em $1\ \sigma$.

5. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

O presente trabalho trata-se da extensão do projeto de Iniciação Científica intitulado “Termocronologia do leucogranito Carlos Chagas, Faixa Araçuaí (MG-ES)”, cujo um dos objetivos foi estabelecer a curva de resfriamento desse corpo com base em diversos métodos geocronológicos aplicados às fases minerais específicas. Esse vínculo permitiu adiantar as etapas de preparação de amostras para separação mineral e a realização de parte das análises isotópicas.

As atividades desenvolvidas no Trabalho de Formatura compreenderam: 1) Descrição petrográfica de amostras coletadas ao longo do batólito e 2) Separação mecânica de zircão a partir de amostras coletadas, e subsequente análise U-Pb em SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*).

A descrição petrográfica foi realizada em lâminas coletadas de locais em que foram feitas as datações. Em relação às análises geocronológicas, foram datadas treze amostras de diferentes locais do batólito. As interpretações levaram em consideração as idades U-Pb no contexto do atual conhecimento sobre os eventos orogenéticos da faixa (em especial sobre a suíte G2), considerando também os dados obtidos para os granodioritos e tonalitos pertencentes à supersuíte G1. A apresentação dos dados U-Pb, acompanhada das imagens de luz transmitida e catodoluminscência dos grãos analisados, padrões de estruturas observados e análise de parâmetros químicos (razão Th/U) dos grãos embasaram a discussão sobre o contexto geotectônico de colocação desse batólito.

O cronograma das atividades realizadas está ilustrado na **Tabela 5.1**.

Tabela 5.1– Cronograma das atividades realizadas e previstas para o trabalho de formatura. IC* = Atividades previamente realizadas durante o período de um ano de Iniciação Científica.

Atividade	IC*	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out
Amostragem											
Descrição petrográfica											
Separação mineral											
Preparação de seções espolidas											
Análise U-Pb <i>in situ</i>											
Interpretações e organização dos dados											
Elaboração de relatórios e monografia											

6. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

6.1. Contexto geológico

O orógeno Araçuaí (Figura 6.1) é definido como a porção setentrional da Província Mantiqueira, limitado a norte e oeste pelo Cráton São Francisco, a leste pelo Oceano Atlântico e a sul pela Faixa Ribeira, próximo ao paralelo 21°S (Almeida, 1977; Pedrosa-Soares & Wiedermann-Leonardos, 2000).

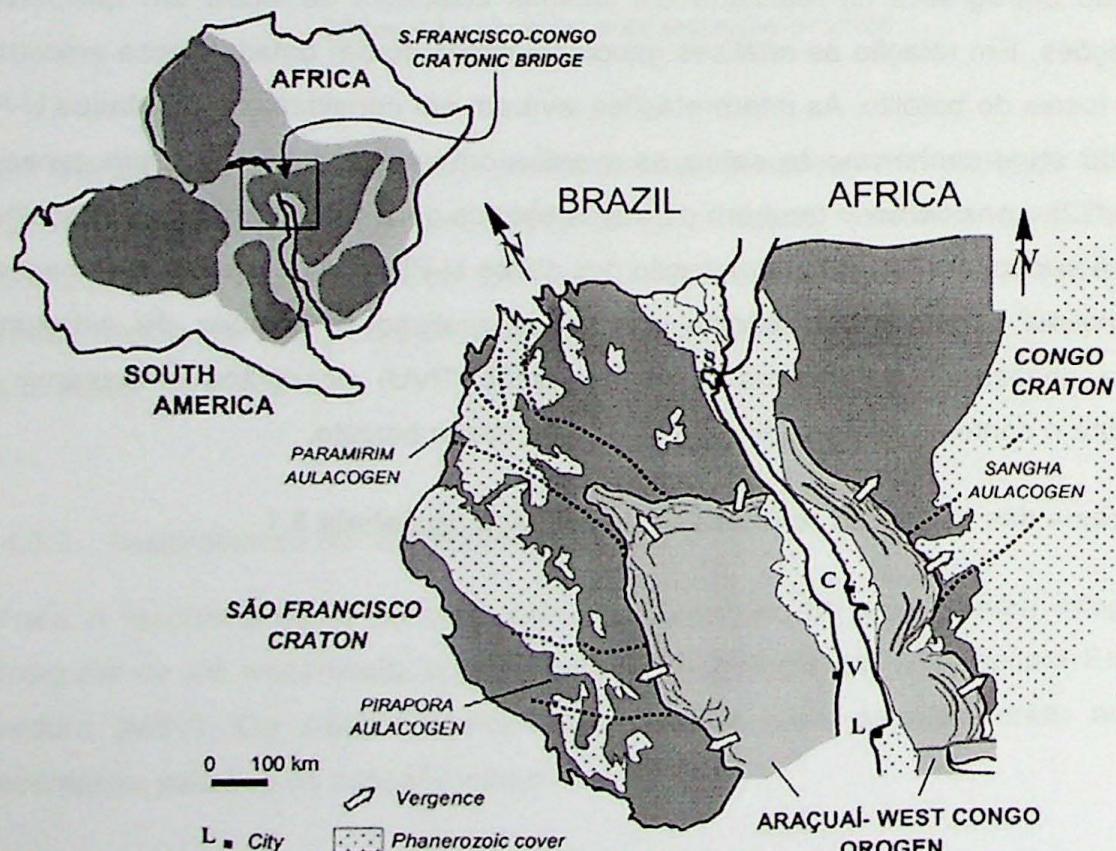


Figura 6.1 - Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental e Cráton São Francisco-Congo no contexto do paleocontinente Gondwana Ocidental. V=Vitória, S=Salvador, L=Luanda, C=Cabinda. Extraído de Alkimin *et al.* (2006).

Segundo Almeida (1977), o orógeno Araçuaí constitui um sistema de dobramentos desenvolvido paralelamente à margem sudeste do Cráton São Francisco. Essa importante entidade geológica teve origem a partir da amalgamação final do supercontinente Gondwana, quando da convergência entre as placas da África e América do Sul, durante a orogenia Brasiliiana no Neoproterozoico. Durante esse período os cráttons do São Francisco e Congo constituíam uma única área estável que formava uma baía (*cratonic embayment*) que, segundo o modelo geodinâmico proposto para a região, abrigaria uma paleobacia parcialmente oceanizada e articulada com aulacógenos (Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2001, 2008; Alkmim *et al.* 2006). O fechamento dessa bacia durante o Ciclo Brasiliano seria semelhante a um quebra-nozes impulsionado por colisões à distância, dando origem ao orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.

Estruturalmente, o orógeno pode ser dividido em domínios externo e interno (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001). O domínio externo caracteriza-se por uma sequência de empurrões com vergência tectônica em direção ao cráton, envolvendo unidades metassedimentares representantes da antiga margem passiva cratônica, sem evidências de magmatismo orogênico associado. Já o domínio interno corresponde a um núcleo metamórfico-anatético, onde dominam rochas granítoides diversas. Esse domínio pode ser subdividido ainda em três unidades principais - os domínios Oeste, Central e Leste definidos por Oliveira *et al.* (2000). O Domínio Oeste é composto por rochas de alta temperatura que formam uma zona milonítica, sub-horizontal (baixo ângulo), com aproximadamente 5 km de espessura e *trend* geral N-S (Vauchez *et al.*, 2007), com lineação E-W. Sua origem está associada à protólitos sedimentares, estando frequentemente injetados por veios leucocráticos contendo granada e, mais raramente, cordierita (Cunningham *et al.*, 1998). O Domínio Central abrange um volume importante de rochas ígneas, principalmente intrusivas em rochas metassedimentares. O plutonismo é representado principalmente pelos corpos tonalíticos São Vitor e Galiléia (Nalini, 2000; Noce *et al.*, 2000). Esses corpos estão em continuidade lateral, formando um domínio de aproximadamente 250 km de comprimento e 60 km de largura. Ambos apresentam uma foliação magmática marcante registrada pela orientação de biotitas e cristais de feldspatos, ao longo da qual também são comuns enclaves maficos elongados. A deformação no estado sólido está limitada às zonas de cisalhamento, de escala métrica. Por fim, o domínio leste consiste predominantemente de uma unidade anatética, representado por migmatitos e leucogranitos peraluminosos, o qual inclui o batólito Carlos Chagas.

Os estágios orogenéticos propostos por Pedrosa-Soares *et al.* (2007) para o orógeno Araçuaí envolvem uma etapa pré-colisional acrescionária (c. 630-585 Ma), sin-colisional (c. 585-560 Ma), tardi a pós-colisional (c. 545-530 Ma) e um estágio estritamente posterior à orogenia brasiliiana implantado durante o Cambro-Ordoviciano (c. 530-490 Ma). Os

elementos geológicos desse orógeno, com sua margem passiva e depósitos sin-orogênicos e bacias de pós-arco relacionados são ilustrados na **Figura 6.2**.

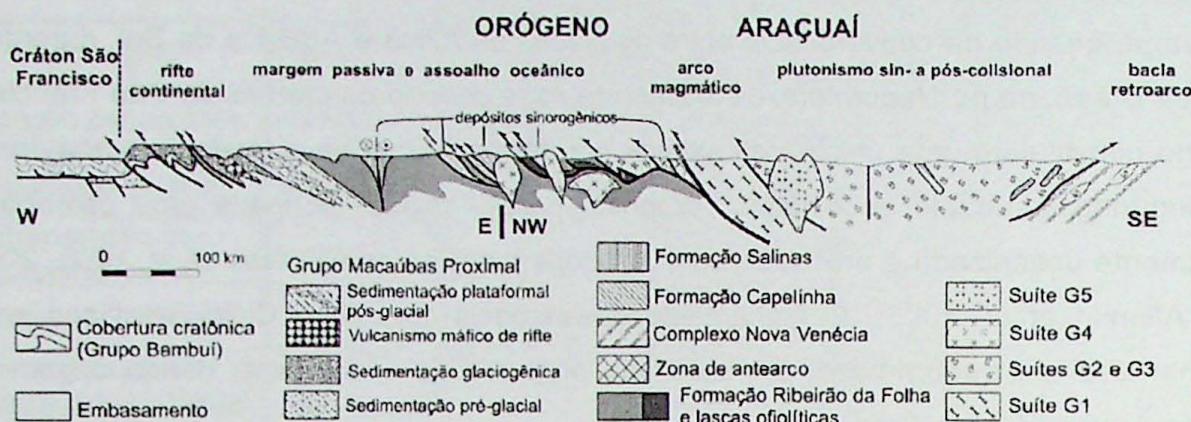


Figura 6.2 - Perfil esquemático do orógeno Araçuaí com seus componentes geotectônicos. Extraído de Pedrosa-Soares *et al.* (2008).

O estágio pré-colisional é caracterizado pela edificação do arco magmático, constituído majoritariamente por tonalitos e granodioritos e, subordinadamente, granitos cálcio-alcalinos metaluminosos, todos constituindo a Suíte G1. A Supersuíte G2 é composta pela granitogênese peraluminosa que ocorre na forma de batólitos, corpos tabulares e stocks. Esses corpos registram foliação em estado sólido consequente da forte deformação regional durante o estágio sin-colisional. O período tardi- a pós-colisional (Suíte G3) tem como produto típico leucogranitos autóctones a parautóctones provenientes da fusão parcial dos granitos G2 deformados (Pedrosa-Soares *et al.*, 2007). O colapso gravitacional durante o período extensional, posterior à colisão, deu origem à Suíte G4, composta essencialmente por granitos que em parte são correspondentes alóctones contemporâneos da Suíte G3. Por fim, a Suíte G5 é caracterizada por rochas cálcio-alcalinas graníticas ou charnockíticas geradas durante o colapso gravitacional do orógeno e, assim como as rochas da Suíte G4, não são marcadas pela foliação regional.

O limite entre o período pré-colisional e o período colisional (c. 585 Ma) é balizado pelas idades de cristalização de zircão em corpos representantes da supersuíte G1: tonalito São Vitor (Whittington *et al.*, 2001); enderbito de Manhuaçu (Silva *et al.*, 2002) e rochas vulcanoclásticas da Formação Tumiritinga (Vieira, 2007). Entretanto, o momento inicial de cristalização da supersuíte G2, ou início do período colisional, não é bem determinado.

De acordo com Pinto (2006), o batólito Carlos Chagas é caracterizado como um migmatito com feições metamórficas e ígneas que formam uma rocha híbrida com três fácies estruturalmente distintas (gnáissica, migmatítica e granítica). A assinatura geoquímica indica um caráter essencialmente peraluminoso, enquanto que as descrições petrográficas aliadas aos dados geotermobarométricos permitem inferir formação das fácies graníticas

durante o processo de descompressão adiabática em momentos de distensão e/ou alívio de tensões. Petrograficamente, o granito é classificado como monzo- a sienogranito, de granulação grossa a porfirítica, seus principais minerais incluem quartzo, plagioclásio e microclina como fases félsicas, e granada e biotita como maficos. Sillimanita prismática e cordierita, em equilíbrio com granada, são frequentes, enquanto que muscovita está ausente, exceto como produto de alteração (Pinto, 2006).

Em estudo estrutural, microestrutural e reológico, Cavalcante (2013) sugere que a viscosidade das rochas que compõem o batólito Carlos Chagas está mais próxima a de um magma do que a viscosidade típica de rocha. Através de ferramentas geotermobarométricas, foi determinado que a crosta durante a orogênese da Faixa Araçuaí alcançou pelo menos 60 km de espessura com alta geoterma ($> 30^{\circ}\text{C}/\text{km}$) e baixa taxa de resfriamento ($5^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$). Essas observações, aliadas a estruturas de mesoescala (e.g. estruturas estromática, *schollen* e nebulítica) e microescala (e.g. quartzo intersticial), são consistentes a uma crosta média com baixa viscosidade capaz de sofrer deformação por fluxo de canal horizontal (*horizontal channel flow*), conferindo assim um padrão estruturalmente complexo a esse corpo.

A fim de contextualizar o trabalho geocronológico em questão, foi elaborada uma compilação (**Tabela 6.1**) dos dados geocronológicos prévios em granitoides inseridos na faixa Araçuaí no contexto tectônico do granito Carlos Chagas. Esses dados foram agrupados de acordo com os estágios orogênicos de Pedrosa-Soares & Wiedermann-Leonardos (2000) e as suítes regionais (G1 a G5) propostas por Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2008). As idades são representadas por análises U-Pb em zircão.

Tabela 6.1 – Dados geocronológicos dos estágios orogênicos da faixa Araçuaí. Crist. mag. = cristalização magnética; núcleos herd. = núcleos herdados.

Estágio orogênico	Suite	Idade (Ma)	Unidades	Referências
Pré-colisional	G1	630-585 (crist. mag.)	Bom Jesus do Galho, Brasilândia, Chapada Bueno, Cuité Velho; Derribadinho, Divino, Estrela-Muniz Freire, Galliéia, Guaratáia, Manhuaçu, Mascarenhas-Baixo Guandu, Muriaé, Pedra Branca, São Vítor, Teófilo Otoni, Valentim.	Leite <i>et al.</i> , 2004; Nalini-Junior <i>et al.</i> , 2005; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa-Soares <i>et al.</i> , 2001, 2008; Campos <i>et al.</i> , 2004; Silva <i>et al.</i> , 2002, 2005; Vauchez <i>et al.</i> , 2007; Vieira, 2007.
	G2	585-560 (crist. mag.)	Ataléia, Boa Vista, Caral, Carlos Chagas, Floresta, Governador Valadares, Guarataia, Lajedão, Mangalô, Montanha, Nanuque, Palmital, Pescador, Soturno, Topázio, Uruçum, Vereda Prata, Wolf	Leite <i>et al.</i> , 2004; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa-Soares <i>et al.</i> , 2001, 2007, 2008, 2011; Silva <i>et al.</i> , 2005.
Sin-colisional	G3	545-525 (crist. mag.)	Água Branca, Água Boa, Almenara, Barro Branco, Itaobim, Poranga	Whittington <i>et al.</i> , 2001; Silva <i>et al.</i> , 2005, 2007; Castañeda <i>et al.</i> , 2006; Pedrosa-Soares <i>et al.</i> , 2006, 2011.
		850-630 (núcleos herd.)		Silva <i>et al.</i> , 2007.
Tardi a Pós-colisional	G4	530-500 (crist. mag.)	Campestre, Caraí, Córrego do Fogo, Itaporé, Laje Velha, Mangabeiras, Piauí, Quati, Santa Rosa, Teixeirinha	Pedrosa-Soares <i>et al.</i> , 1987, 2001, 2011; Grossi-Sad <i>et al.</i> , 1997; Pedrosa-Soares & Oliveira, 1997; Basílio <i>et al.</i> , 2000; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pinto <i>et al.</i> , 2000; Whittington <i>et al.</i> , 2001; Campos <i>et al.</i> , 2004; Silva <i>et al.</i> , 2005.
	G5	520-480 (crist. mag.)	Almorés, Caladão, Cotaxé, Guaratinga, Lagoa Preta, Lajinha, Medina, Padre Paraíso, Pedra Azul, Pedra do Elefante, Rubim, Santa Angélica, Salomão, Santo Antônio do Jacinto, Várzea Alegre	Noce <i>et al.</i> , 2000; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pinto <i>et al.</i> , 2001; Campos <i>et al.</i> , 2004; Martins <i>et al.</i> , 2004; Castañeda <i>et al.</i> , 2006; Pedrosa-Soares <i>et al.</i> , 2006.

6.2. Geocronologia

As idades radiométricas baseiam-se no processo físico de decaimento radioativo, isto é, na desintegração espontânea de nuclídos radioativos, cujo estado energético encontra-se metaestável, em nuclídos radiogênicos, atingindo estado de energia mínima (Sato 1998). A idade é mensurada segundo a equação fundamental da geocronologia, que pode ser escrita de duas formas:

$$t = (1/\lambda) \ln [(D - D_0/N) + 1] \quad (\text{Eq. 1})$$

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{Eq. 2})$$

O número de átomos radioativos pai (N) e o total de átomos radiogênicos filho (D) podem ser determinados por um espectrômetro de massa, enquanto que o número de átomos filho inicial (D_0), que pode ter sido incluso no período da cristalização da rocha, pode ser estimado ou determinado dependendo do caso. Já a constante de desintegração (λ) representa a probabilidade de decaimento radioativo do átomo dentro de uma dada unidade do tempo e esta pode ser medida por meio de uma câmara de ionização (Faure & Mensing 2005).

6.2.1. Temperatura de bloqueio mineral

A idade radiométrica de um mineral, obtida através da relação entre as quantidades de átomos radioativos e seus produtos radiogênicos, somente tem validade a partir do momento em que esses átomos são acumulados dentro da estrutura cristalina, sem que haja mobilidade dos isótopos (Dodson, 1973). Considerando-se que esse momento é intrínseco às condições termais, em contextos de resfriamento de batólios a Temperatura de Bloqueio Mineral representa as condições T-t específicas em que um mineral é capaz de reter os isótopos radiogênicos.

A alta temperatura, o retículo cristalino de um mineral não possui capacidade de acumular os produtos radiogênicos de um determinado isótopo radioativo devido ao processo de difusão. Em condições de baixa temperatura, entretanto, essa taxa é desprezível. A **Figura 6.3** ilustra a relação entre uma curva de resfriamento simplificada de um sistema e sua curva de acúmulo de isótopos radiogênicos ao longo do tempo geológico. A temperatura de bloqueio, calculada como a extrapolação da curva de acumulação de isótopo filho para o eixo t (Dodson, 1973). Isso significa que o início do resfriamento de um batólito, por exemplo, não necessariamente corresponde à idade obtida em um determinado sistema mineral.

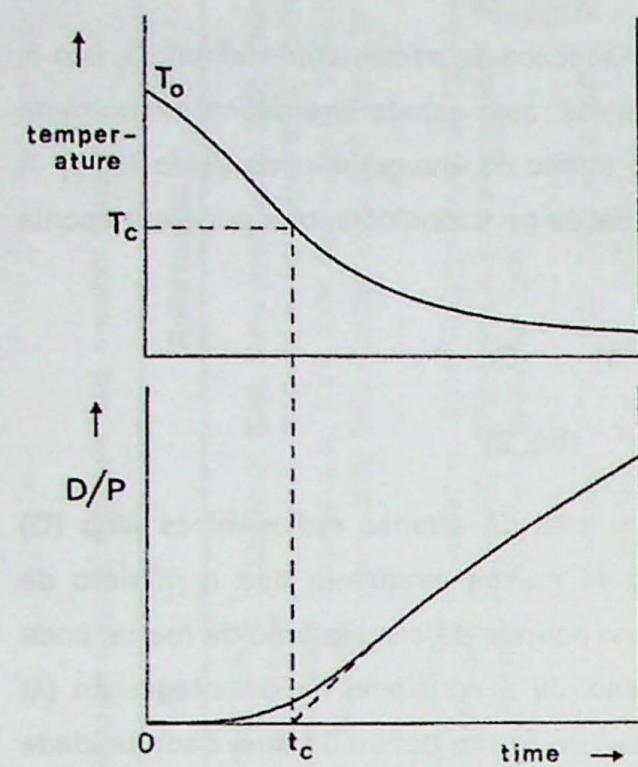


Figura 6.3 – Representação das curvas de resfriamento e retenção de isótopos filhos. O tempo t_c representa a idade aparente. Extraído de Dodson (1973)

Estudos realizados por Lee *et al.* (1997) determinaram que para o sistema isotópico U-Th-Pb em zircão, a temperatura de bloqueio para Pb possui valores tipicamente acima de 900°C. Essa característica confere alta precisão radiométrica no que tange a obtenção da idade de cristalização de corpos graníticos.

6.2.2. Metodologia U-Pb SHRIMP

O método geocronológico U-Pb baseia-se no decaimento dos elementos U e Th em isótopos estáveis de Pb (Faure & Mensing 2005). O urânio possui três isótopos de ocorrência natural, ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U , enquanto que o tório existe primariamente como ^{232}Th , todos radioativos. Os decaimentos de U e Th passam por diversas etapas de transição intermediárias, cujos produtos finais são isótopos estáveis de Pb. As principais transformações são: $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ e $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$.

Para esse método, a equação fundamental da radioatividade (Eq. 2) pode ser escrita em função das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, pois o isótopo estável ^{204}Pb é o único não radiogênico:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda_1 t} - 1) \quad (\text{Eq. 3})$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda_2 t} - 1) \quad (\text{Eq. 4})$$

onde $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ são razões mensuráveis de concentração; já as razões $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ e $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ são os valores iniciais das concentrações destes elementos. As constantes λ_1 e λ_2 são as constantes de decaimento do ^{238}U e ^{235}U , respectivamente. O rearranjo dos termos resulta em:

$$\frac{^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i}{^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}} = \frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} = e^{\lambda_1 t} - 1 \quad (\text{Eq. 5})$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i}{^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}} = \frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}} = e^{\lambda_2 t} - 1 \quad (\text{Eq. 6})$$

O asterisco é usado para identificar a origem radiogênica de Pb. A idade mineral será dada pela combinação entre as duas idades (t) das equações 5 e 6. Ahrens (1955) e Wetherill (1956, 1963) desenvolveram um procedimento gráfico para o cálculo das idades U-Pb. A partir das equações 5 e 6, é possível confeccionar uma tabela com valores crescente de tempo (t), relacionando-os com os valores das razões $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$. Desse modo, constrói-se a curva Concórdia de Wetherill, na qual as coordenadas dos pontos são dadas pelos valores de $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ e as idades são representados por pontos que se encontram em cima dessa curva (Faure & Mensing, 2005).

As razões $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ de um determinado mineral são obtidas utilizando-se um espectrômetro de massa. A análise U-Pb SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) consiste na medição das abundâncias dos isótopos de urânio e chumbo por meio da incidência de um feixe de íons primários cujo diâmetro varia entre 5 e 30 μm , permitindo a análise pontual em monocristais de zircão. Este feixe erode o alvo (zircão) num processo conhecido como *sputtering*. Uma quantidade do material (íons metais simples e espécies moleculares) é ionizada e introduzida no espectrômetro de massa para análise. No espectrômetro, o feixe de íons secundários (amostra) passa por um analisador eletrostático que consiste em duas placas de alumínio as quais é aplicada uma energia potencial constante que irá separar os íons em termos de sua energia. Finalmente, os íons passam por um setor magnético onde eles são filtrados de acordo com suas massas e, então, medidas.

As razões plotadas coincidente com a curva no gráfico Concórdia de Wetherill possuem idade concordante, enquanto que as razões fora dessa curva são denominadas discordantes e significa que o mineral pode ter perdido Pb/U ou ganhado U.

Em termos analíticos, a datação do emprego de equipamento composto por essa microssonda de alta resolução implica em menores erros individuais quanto à idade mineral, além do fato de o diâmetro do feixe primário ser de pequena ordem de grandeza, o que possibilita a realização de medições de forma separada dos eventuais sítios metamórficos e ígneos de um único cristal.

6.3. Tipologia de zircão

Considerando que as idades minerais isoladamente não possuem significado geológico, investigações sobre a morfologia externa, estrutura interna e quantificação de Th e U auxiliam no diagnóstico sobre a origem dos cristais de zircão.

Ainda que as análises das diversas características de zircão individualmente apresentam-se ambígua, a interpretação realizada com um conjunto de dados pode definir a origem e ambiente de cristalização.

6.3.1. *Morfologia externa*

Considerando que o mineral zircão possui uma grande variedade de ambientes genéticos em que sua cristalização ocorre, Pupin (1980) propôs uma classificação petrogenética sistemática baseada em aspectos morfológicos dos cristais. Originalmente proposto como ferramenta auxiliar na classificação de granitos, o estudo de tipologia de zircão estendeu-se para o campo da geocronologia, sendo utilizado para solucionar interpretações ambíguas quanto sua origem. De acordo com o estudo de Pupin (1980), os granitos peraluminosos possuem baixos índices A e T, e compreendem os subtipos L₁₋₂ e S₁₋₂₋₃₋₄₋₅₋₆₋₇, com maiores frequências em S₂₋₃₋₇ (Figura 6.4).

Hoskin & Schaltegger (2003) ressaltaram que, juntamente com o esquema tipológico proposto por Pupin (1980), devem ser levados em consideração as seguintes premissas: (1) Cristais de zircão de uma mesma rocha e que façam parte da mesma população de idade podem ter variadas morfologias; (2) Diferentes tipos de rochas podem apresentar cristais com morfologia similares ou idênticas sem diferenças sistemáticas mensuráveis; (3) A morfologia externa de um único cristal pode variar ao longo do tempo durante um único evento de crescimento resultante de fatores cinéticos, como taxa de difusão e adsorção, que podem afetar o crescimento das faces do cristal.

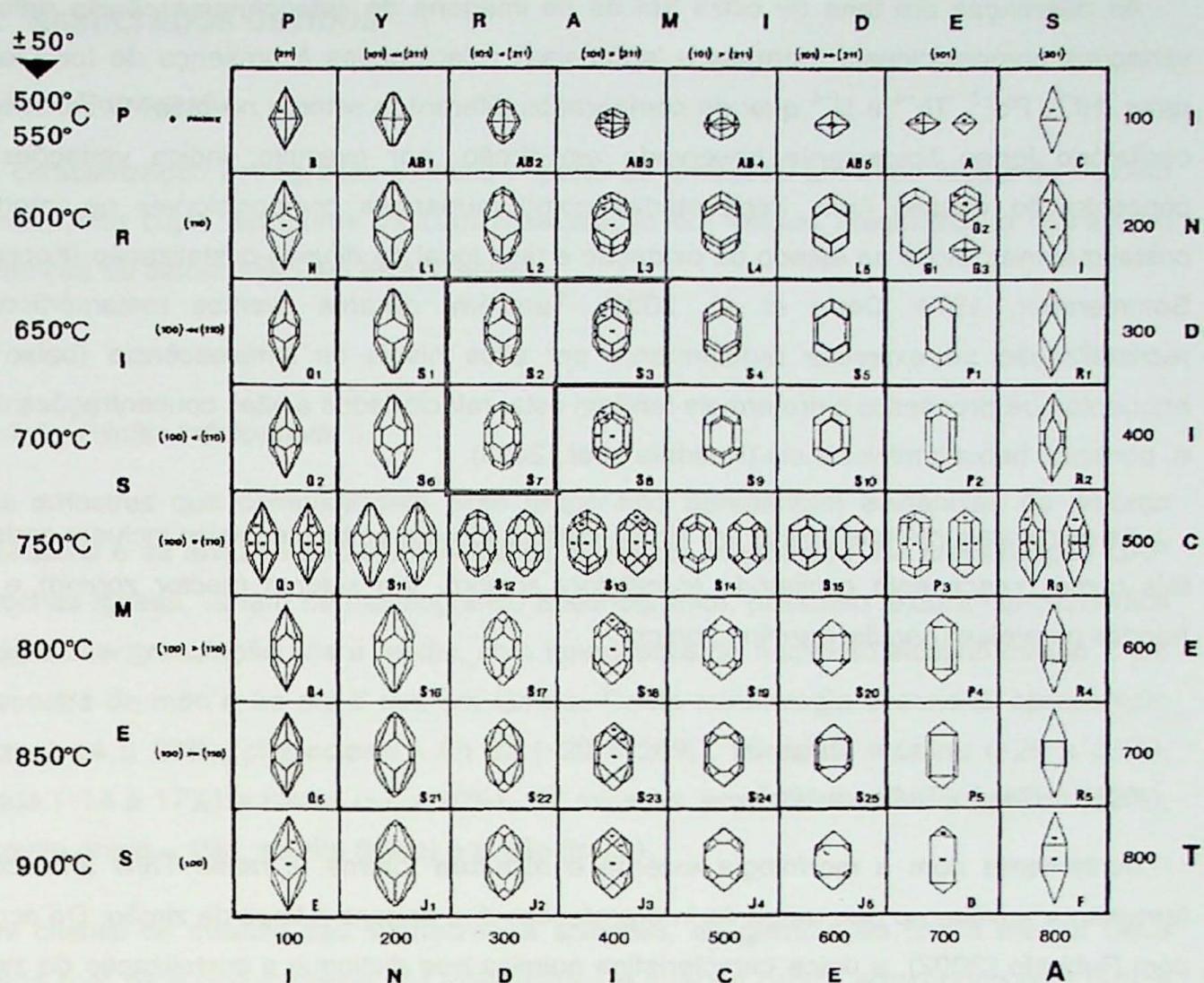


Figura 6.4 - Distribuição tipológica de zircão em leucogranitos aluminosos. Adaptado de Pupin (1980).

6.3.2. Estrutura interna

O uso da técnica de imageamento por catodoluminescência auxilia na caracterização da história de crescimento registrada no mineral. O princípio baseia-se na resposta de luminescência emitida por um mineral quando é excitado por um feixe de elétrons primários de alta energia (> 20 KeV) gerado por um tubo catodo. O feixe de elétrons impacta sobre a superfície da amostra (que se comporta como um semicondutor) transferindo energia para a estrutura cristalina do mineral, causando uma imediata retrodispersão de elétrons (*backscattering*). A energia dos elétrons primários e retroespalhados pode ser transferida como calor (temperaturas de até 600° - 700° C) e raios-X, gerando elétrons secundários. Estes elétrons são fótons que apresentam um espectro de energia de vários eV, que pode ser visto no campo visível do espectro eletromagnético refletindo a imagem do mineral analisado (Nasdala *et al.*, 2003).

As diferenças em tons de cinza típicas de imagens de catodoluminescência refletem variações compostionais (normais e 'anômalas') relacionadas à presença de íons terras raras, Hf^{+4} , Pb^{+2} , Th^{+4} e U^{+4} quando comparados diferentes setores no grão. O zonamento oscilatório ígneo tipicamente observado em zircão, por exemplo, indica variações na concentração desses íons, interpretadas como mudanças compostionais na interface cristal-magma devido ao estado de oxidação e taxa local de difusão-cristalização (Koppel & Sommerauer, 1974; Corfu *et al.*, 2003). Também, durante eventos metamórficos a recristalização se expressa regularmente por altos níveis de luminescência (baixo U), enquanto que processos hidrotermais tendem estar relacionados a altas concentrações de U e, portanto, baixa luminiscência (Nasdala *et al.*, 2003).

As estruturas internas típicas em zircão cristalizado em ambiente felsico incluem padrões tais como crescimento oscilatório (*oscillatory zoning*), em setores (*sector zoning*) e em bandas paralelas (*parallel banding zoning*).

6.3.3. Razão Th/U em zircão

Juntamente com a morfologia externa e estrutura interna, a razão Th/U atua como ferramenta auxiliar no que tange às interpretações das origens e tipos de zircão. De acordo com Rubbato (2002), a única característica química que distingue a cristalização de zircão em ambiente ígneo ou metamórfico é a quantidade de Th e U presentes no retículo cristalino desse mineral.

A incorporação dos íons Th^{+4} e U^{+4} na estrutura cristalina do zircão se dá pelo processo de substituição simples dos sítios de Zr^{+4} . Tendo em vista que os raios iônicos de Th^{+4} é 1,05 Å e U^{+4} , 1,0 Å, a acomodação desses íons nos sítios de Zr^{+4} (raio iônico de 0,84 Å) a altas temperaturas (ambiente magmático) ocorre de forma proporcional, entretanto, em temperaturas menos elevadas (ambiente metamórfico), a substituição pelo íon U^{+4} ocorre de maneira mais eficiente (Hoskin & Schaltegger, 2003). Dessa forma, Rubbato (2001) determinou que os cristais de zircão metamórfico possuem fraco zoneamento oscilatório e as razões Th/U são sistematicamente abaixo de 0,1.

7. RESULTADOS OBTIDOS

7.1. Petrografia

A caracterização petrográfica permitiu separar as amostras em duas fácies do batólito granítico, uma cujas estruturas indicam cristalização em estado magmático e outra com contribuição de deformação em estado sólido.

7.1.1. Fácie indeformada

As amostras que compreendem esse grupo não apresentam evidências de esforço unidirecional e as texturas são tipicamente de ambiente magmático. Na classificação QAP das rochas ígneas, variam de monzogranito a sienogranito, possuem textura hipidiomórfica inequigranular, granulação fina a média, com fenocristais de feldspato alcalino de até 2 cm em amostra de mão e de até 5 mm em lâmina. Como mineralogia essencial, apresentam quartzo (~24 a 28%), plagioclásio - An 32 (~20 a 26%), feldspato alcalino (~28 a 35%), granada (~14 a 17%) e biotita (~7 a 10%). Os minerais acessórios incluem opacos (~2%), muscovita (traço – 1%), apatita (traço) e zircão (traço).

Os cristais de quartzo são subhédrais a anedrais, de granulação fina a média. Seus contatos com os outros minerais são interlobados e quando ocorre em contato com outros cristais de quartzo, de maneira intersticial ou como filmes de fusão, são retos, preenchendo espaços entre cristais de plagioclásio e feldspato alcalino (**Figura 7.1**). Podem ser observados ainda como inclusões arredondadas em feldspato, gerados por migração de borda de grão.

Tanto o plagioclásio como o feldspato alcalino ocorre em granulação fina a média, subidiomórfico e seus contatos com os demais minerais variam de interlobados a suturados. O feldspato alcalino por vezes apresenta lamelas e comumente nos contatos entre plagioclásio e microclínio ocorre mirmequita. O plagioclásio possui teor de anortita compatível com oligoclásio. Muscovita associa-se a esses minerais nas fraturas e clivagens, principalmente.

A granada está presente de forma subhedral a anedral, em granulação média. Aparenta ter duas gerações, uma livre de inclusão, denominada como 1^a Geração, e outra englobando grande número de cristais de quartzo e plagioclásio, ou 2^a Geração (**Figura 7.2**). Associada a granada, acículas de sillimanita ocorrem bordejando a 1^a geração desse mineral.

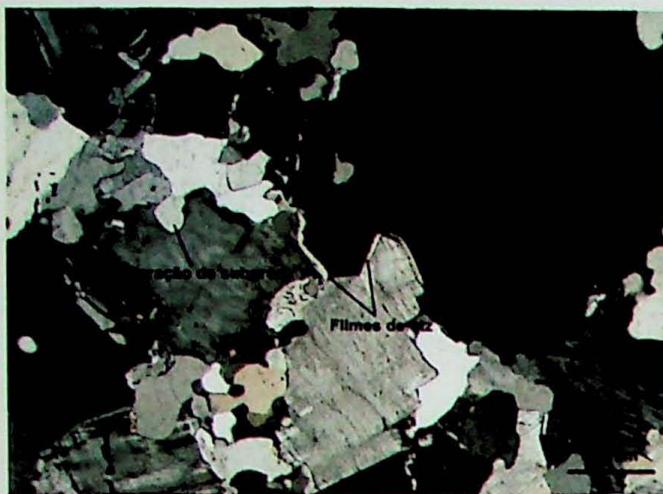


Figura 7.1 – Amostra AR 1119. Visão geral das amostras sem esforço unidirecional. Polarizadores cruzados.

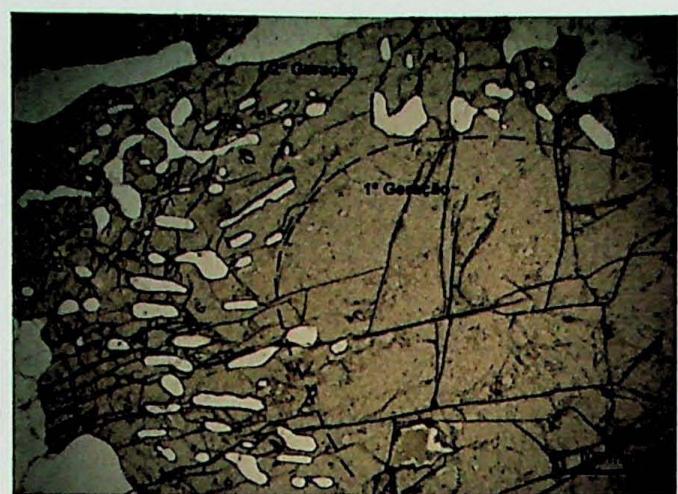


Figura 7.2 – Amostra AR 664. Cristal de granada indicando duas gerações. A 2^a Geração formada em estágio pós-magmático. Polarizador inferior.

A biotita ocorre com hábito placoide, de granulação fina, e pleocroísmo que varia entre tons claros e escuros de ocre. Frequentemente ocorre associada a granada. Foi observada ainda ocorrência de textura simplectítica entre biotita quartzo.

Ordem de cristalização mineral

As amostras da fácie indeformada, composta majoritariamente por quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, apresentam evidências de cristalização contemporânea desse conjunto, com algum quartzo também ocorrendo nos momentos tardios, pois está preenchendo interstícios entre cristais já formados e de forma bem definida. Como minerais posteriores à cristalização magmática, destacam-se sillimanita associada à 1^a geração de granada bem como sua 2^a geração, com grande número de inclusões de quartzo, plagioclásio e biotita. Muscovita é formada em momento posterior, a partir da alteração de biotita e feldspato (Tabela 7.1).

Tabela 7.1 – Quadro de blastese mineral – Fácie indeformada

Mineral	Estágio	
	Magmático	Pós-magmático
Quartzo	—	—
Plagioclásio	—	—
Feldspato alcalino	—	—
Granada	—	—
Sillimanita	—	—
Biotita	—	—
Muscovita	—	—

7.1.2. Fácies deformada

A fácie do granito deformado apresenta como principal evidência de esforço as orientações minerais de sillimanita e biotita, além de deformações intracristalinas de quartzo e plagioclásio. Assim como a fácie não deformada, varia de monzogranito a sienogranito, na classificação QAP das rochas ígneas, possuem coloração branca a amarelada e textura hipidiomórfica inequigranular e granulação fina a média. Como mineralogia essencial, esta fácie apresenta quartzo (~22 a 26%), plagioclásio - An 29 (~17 a 26%), feldspato alcalino (~27 a 40%), granada (~7 a 16%), sillimanita (~5 a 7%) e biotita (~7 a 10%). Os acessórios incluem opacos (~2%), muscovita ou sericita (traço – 2%), apatita (traço) e zircão (traço). Em uma lâmina (AR 535) foi encontrado cristais de carbonato intersticial.

Os cristais de quartzo são subhedrais a anedrais, de granulação fina a média. Seus contatos com os outros minerais são interlobados a suturados, principalmente quando ocorre em *ribbons*. O contato com outros cristais de quartzo, de maneira intersticial ou como filmes de fusão, é reto (por vezes formam ângulos de 120°), preenchendo espaços entre cristais de plagioclásio e feldspato alcalino, entretanto, essas feições são menos comuns em relação à fácie indeformada. São observados ainda como inclusões arredondadas em feldspato, gerados por migração de borda de grão. A presença de microgranulação intersticial e deformação intracristalina (extinção ondulante a “tabuleiro de xadrez”) desses cristais sugere a influência de deformação em estado sólido (**Figura 7.3**).

Tanto o plagioclásio como o feldspato alcalino ocorre em granulação fina a grossa (por vezes apresentam-se como fenocristais de ~1 cm), subidiomórfico e seus contatos com os demais minerais variam de interlobados a suturados. O feldspato alcalino por vezes apresenta lamelas e comumente nos contatos entre plagioclásio e microclínio também ocorre mirmequita. O plagioclásio possui teor de anortita compatível com oligoclásio e comumente a geminação ocorre dobrada. Muscovita associa-se a esses minerais nas fraturas e clivagens, principalmente.

A granada está presente de forma subhedral a anedral, em granulação média, ocorrendo ainda como porfiroblastos (~1 cm). Assim como na porção indeformada, aparenta ter duas gerações, apesar das inclusões serem menos frequentes. Associada a granada, acículas de sillimanita orientadas ocorrem bordejando esse mineral (**Figura 7.4**).

A biotita desse grupo ocorre da mesma forma em relação às amostras indeformadas, entretanto, em algumas amostras é possível observar a orientação de suas placas em conjunto com cristais de sillimanita, que refletem foliação de estado sólido e superpõe a foliação de fluxo magmático (**Figura 7.5**). Esse mineral ocorre ainda nas zonas de sombra de pressão de granada, também sugestivo de esforço diferencial (**Figura 7.6**).

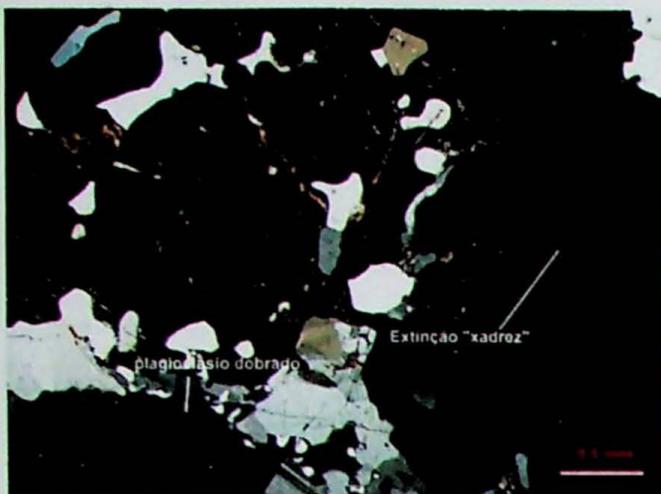


Figura 7.3 – Amostra AR 535. Deformações intracristalinas em quartzo e plagioclásio. Polarizadores cruzados.

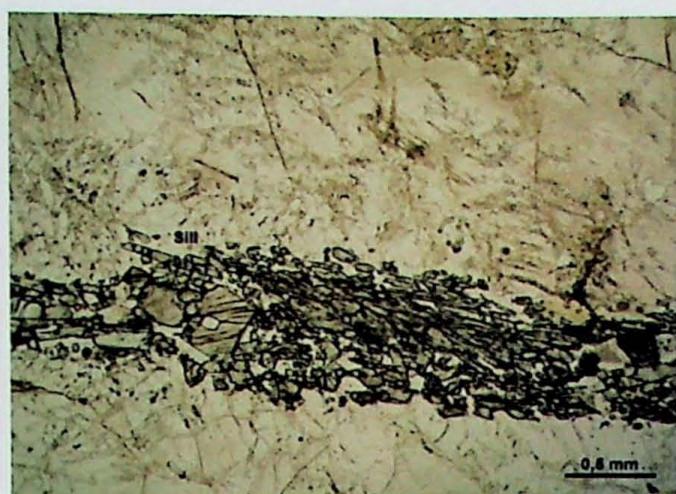


Figura 7.4 – Amostra AR 455. Orientação de acículas de sillimanita. Polarizador inferior.



Figura 7.5 – Amostra AR 1370. Relações de reações de granada, sillimanita e biotita. Polarizador inferior.

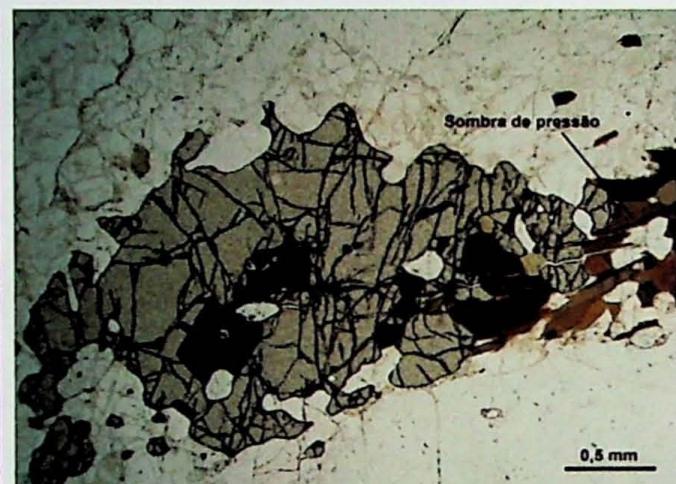


Figura 7.6 – Amostra AR 1133. Estiramento de granada com biotita nas sombras de pressão. Polarizador inferior.

Ordem de cristalização mineral

Da mesma forma que as amostras da fácie indeformada, a rocha é composta majoritariamente por quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, é possível observar evidências de cristalização contemporânea desse conjunto, com algum quartzo também ocorrendo nos momentos tardios, pois está preenchendo interstícios entre cristais já formados e de forma bem definida. Como minerais posteriores à cristalização magmática, destacam-se sillimanita e biotita associados à granada. Muscovita é formada durante momento posterior, a partir da alteração de biotita e feldspato (Tabela 7.2).

Evidências de deformação posterior à cristalização incluem orientação de biotita e sillimanita, *ribbons* de quartzo paralelos a essa foliação e deformações intracristalinas de quartzo e plagioclásio.

Tabela 7.2 – Quadro de blastese mineral – Fáries indeformada

Mineral	Estágio	
	Magmático	Pós-magmático
Quartzo	—	—
Plagioclásio	—	—
Feldspato alcalino	—	—
Granada	—	—
Sillimanita	—	—
Biotita	—	—
Muscovita	—	—

7.1.3. Síntese dos aspectos petrográficos texturais

A partir das descrições petrográficas das duas fáries do Granito Carlos Chagas, foi possível sintetizar as relações texturais descritas tanto em amostras sem evidências de deformação quanto naquelas com algum tipo de orientação preferencial, resultante de deformação em estado sólido. A **Tabela 7.3** apresenta tal síntese.

Tabela 7.3 – Síntese dos aspectos texturais das principais fases minerais

Mineral	Tamanho	Características principais		Inclusões
		Fáries indeformada	Fáries deformada	
Quartzo	< 6 mm	Interstitial, xenomórfico, sem deformação de estado sólido	Deformação de estado sólido, extinção ondulante a xadrez e formação de subgrão.	Plagioclásio.
Plagioclásio	< 8 mm	Contatos suturados a interlobados, mirmequita	Geminação dobrada, extinção ondulante, mirmequita.	Quarto.
Feldspato alcalino	< 1 cm	Megacristais, contatos suturados.	Contatos suturados, lamelas (mesopertita)	Plagioclásio, sillimanita.
Granada	< 1 cm	Anedral, inclusões de quartzo e plagioclásio.	Anedral, reação com sillimanita e biotita.	Quarto, plagioclásio e sillimanita, opacos.
Sillimanita	< 1 cm	Hábito acicular	Hábito acicular.	—
Biotita	2-5 mm	Idiomórfico ^a subidiomórfico, com pleocroísmo evidente.	Orientação em conjunto com sillimanita.	Zircão, apatita e opacos.

7.2. Geocronologia U-Pb SHRIMP

7.2.1. Imageamento por catodoluminescência

Os cristais analisados em microscopia ótica e em apresentaram duas morfologias distintas: (a) O primeiro grupo possui relação entre comprimento e largura de aproximadamente 2:1 (b) O segundo possui relação entre comprimento e largura de aproximadamente 4:1. De uma forma geral, os grãos possuem zoneamento oscilatório bem definido e não ocorrem indícios de núcleos herdados.

7.2.2. Análise U-Pb SHRIMP

As análises U-Pb SHRIMP realizadas em grãos de zircão forneceram idades concordantes, com erros individuais das razões isotópicas $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ pequenos ($< 1\%$ para 1σ), sugestivos de cristalização sem sobreposição de um possível evento metamórfico posterior capaz de reabrir o sistema para os elementos U, Th e Pb nesse mineral.

Em verificação das razões Th/U dos grãos analisados, foram observados valores acima e abaixo do limite referenciado para distinção entre zircão magmático e metamórfico, sendo que apenas a amostra AR 1332 apresentou todos os cristais com razão compatível a ambiente magmático de cristalização.

As **Figuras 7.7 a 7.19** apresentam as curvas de cada amostra, os pontos analisados e suas respectivas razões Th/U. A **Tabela 7.4** apresenta a compilação dos dados das amostras datadas e as tabelas completas das análises são apresentadas no **Anexo I**.

Tabela 7.4 – Compilação dos dados obtidos amostras selecionadas para análise geocronológica

Fácie	Amostra	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	Idade	Análises concordantes
Indeformada	AR 664	45	554	0,09	$586,4 \pm 2,9$	9
	AR 1119	60	428	0,17	$577,7 \pm 3,9$	17
	AR 1145	31	383	0,10	$592,6 \pm 3,0$	12
Deformada	AR 455	46	337	0,17	$594,3 \pm 3,5$	17
	AR 535	45	394	0,13	$574,9 \pm 2,7$	11
	AR 1133	44	346	0,14	$597,2 \pm 3,0$	11
	AR 1349	24	261	0,10	$583,4 \pm 4,6$	10
	AR 1369	62	698	0,14	$572,2 \pm 4,4$	15
Não definida	AR 1370	37	725	0,06	$572,2 \pm 4,6$	10
	AR 408	58	511	0,14	$593,1 \pm 3,7$	19
	AR 1315	40	349	0,14	$596,7 \pm 3,5$	16
	AR 1332	81	222	0,46	$575,2 \pm 3,9$	12
	AR 1358	40	355	0,14	$584,7 \pm 3,6$	16

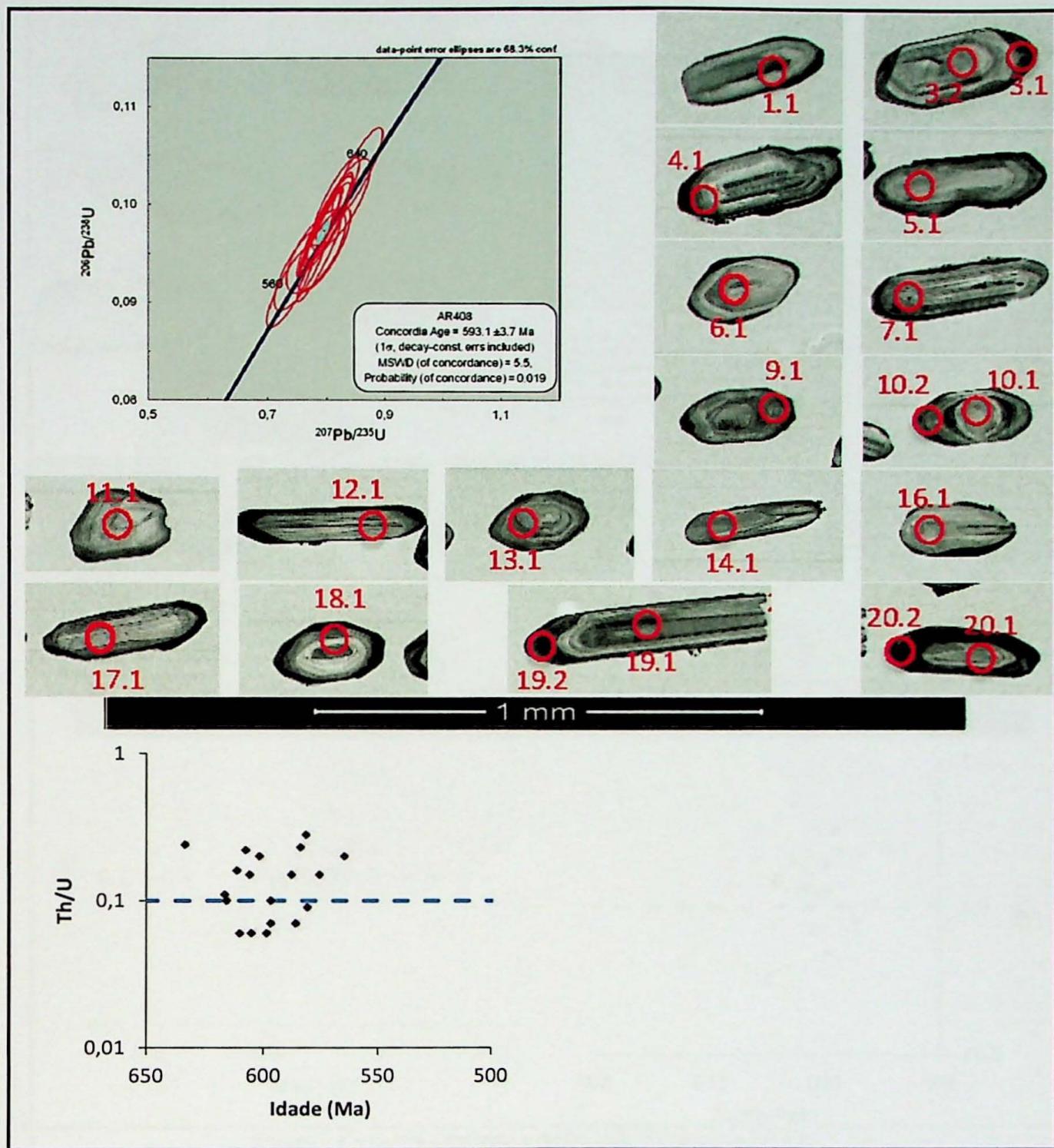


Figura 7.7 – Curva concórdia e razão Th/U da amostra AR 408

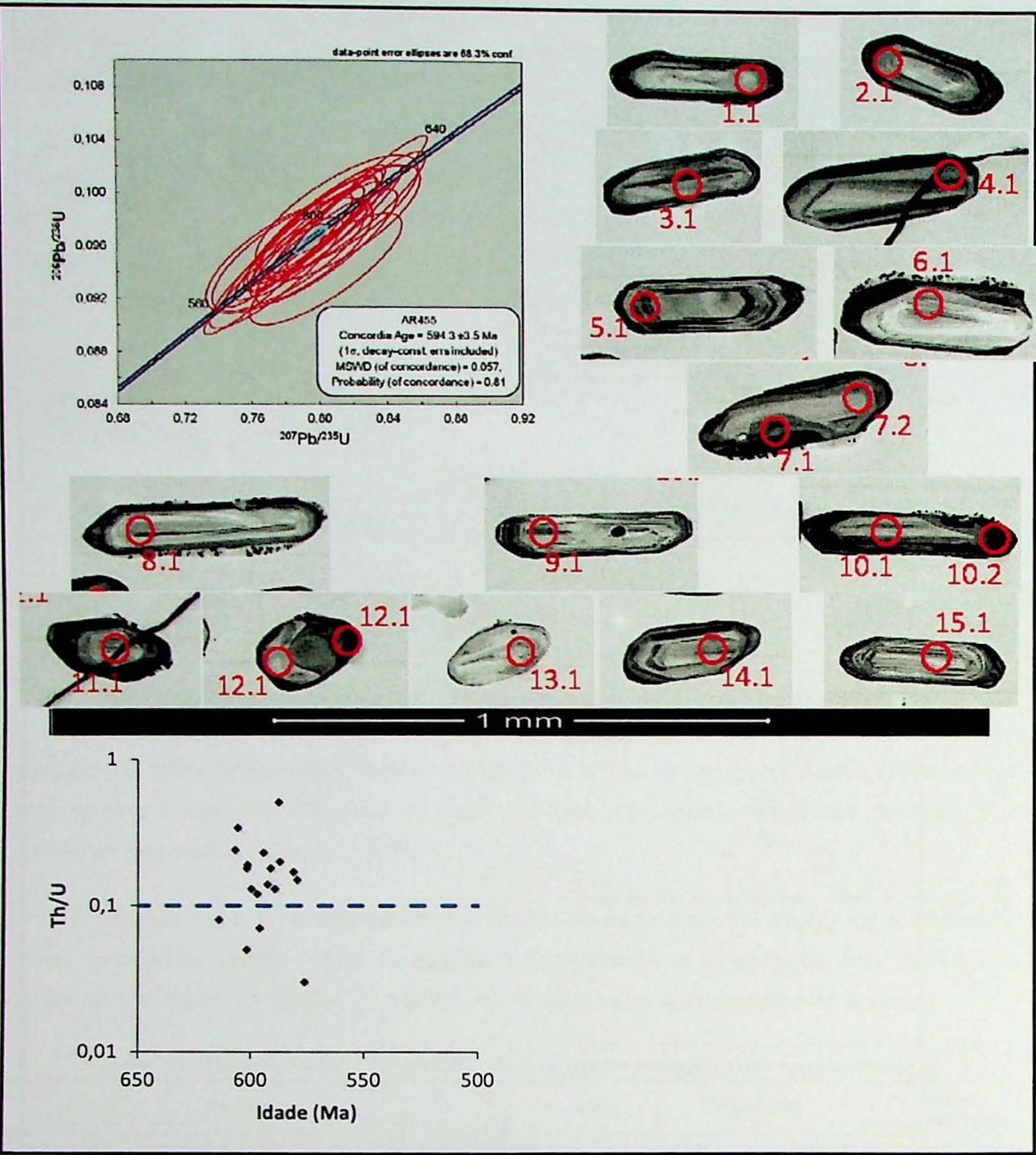


Figura 7.8 – Curva concórdia e razão Th/U da amostra AR 455

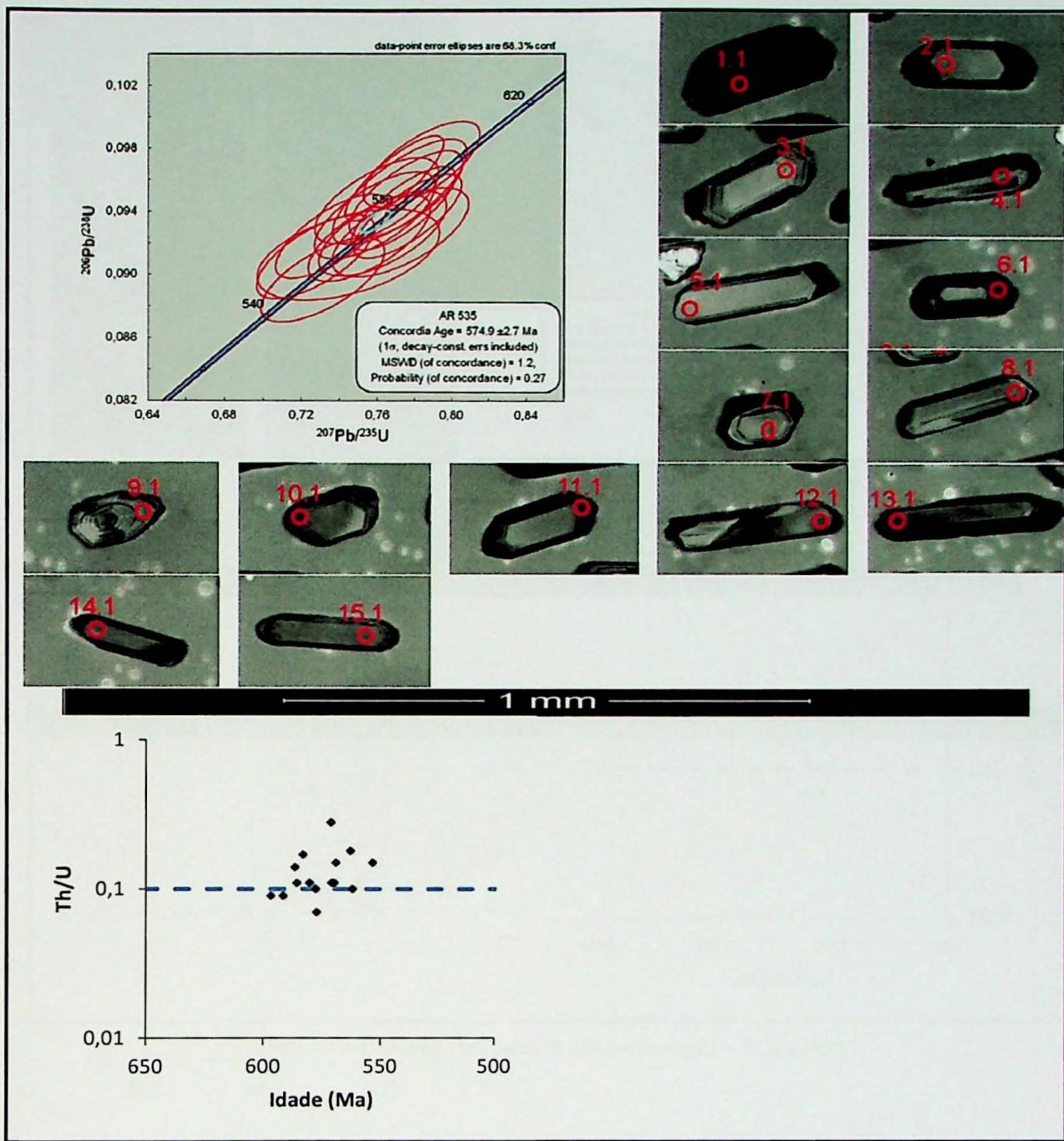


Figura 7.9 – Curva concórdia e razão Th/U da amostra AR 535

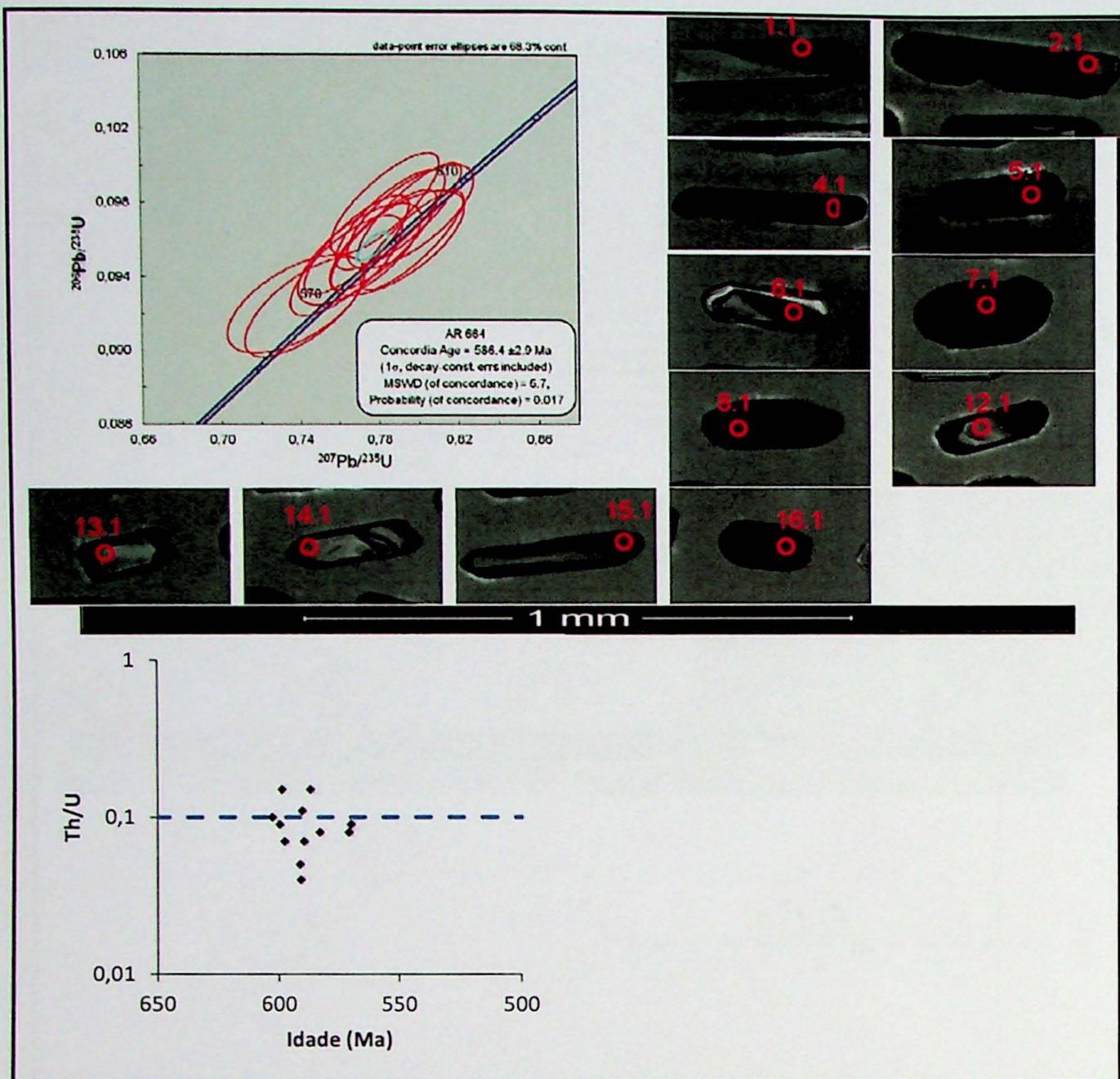


Figura 7.10 – Curva concórdia e razão Th/U da amostra AR 664

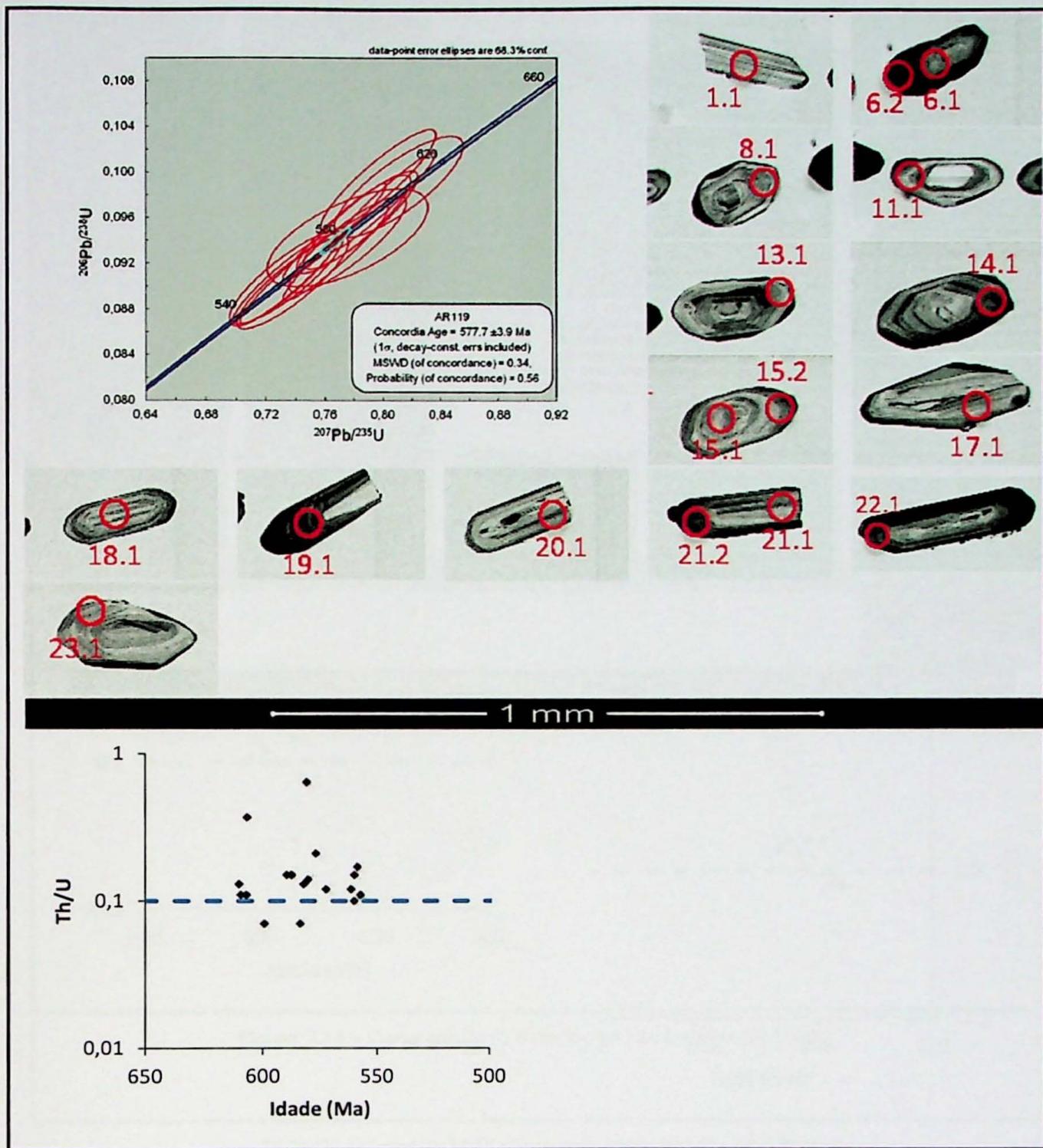


Figura 7.11 – Curva concórdia e razão Th/U da amostra AR 1119

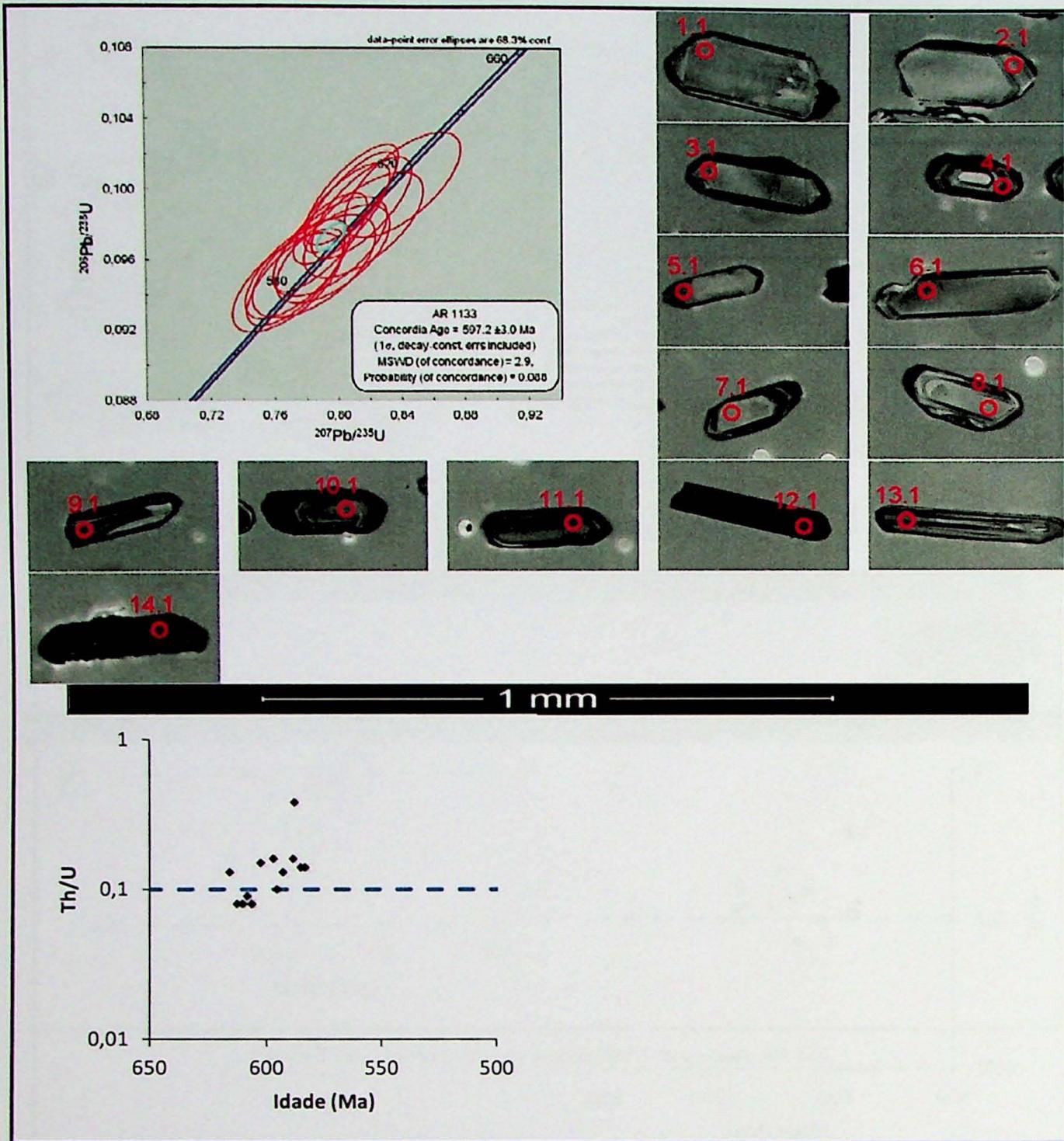


Figura 7.12 – Curva concórdia e razão Th/U da amostra AR 1133

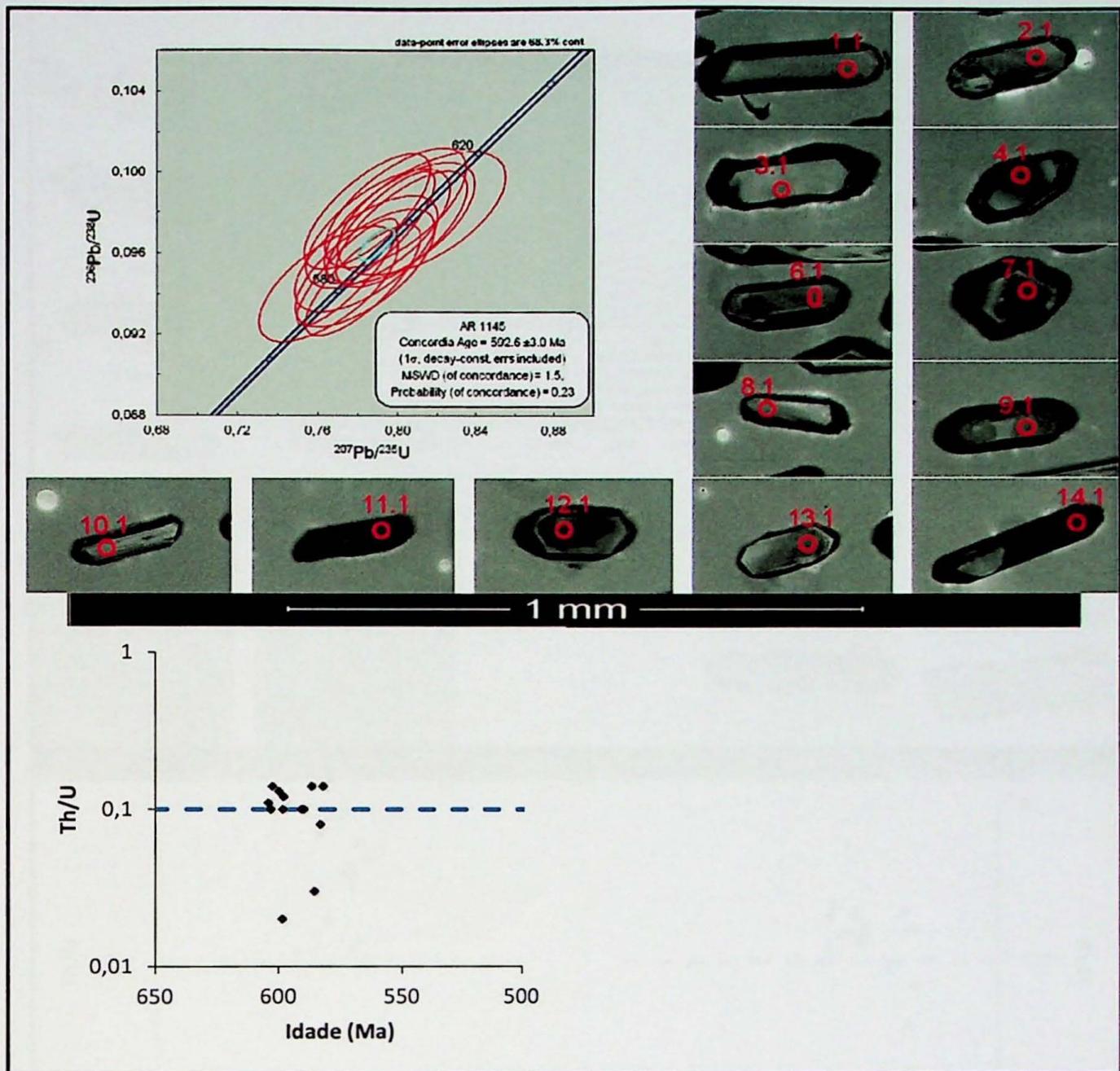


Figura 7.13 – Curva concórdia e razão Th/U da amostra AR 1145

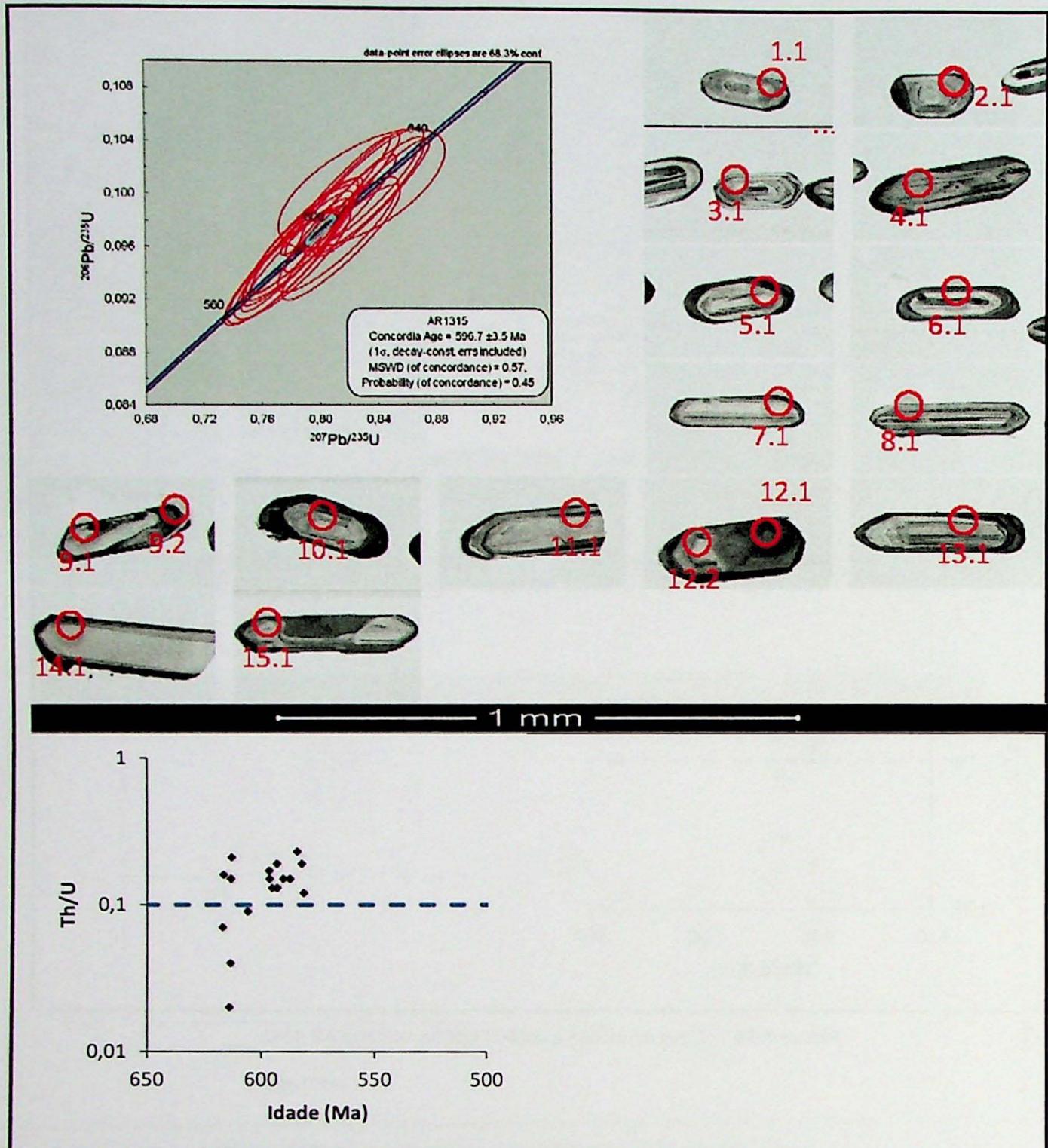


Figura 7.14 – Curva concórdia e razão Th/U da amostra AR 1315

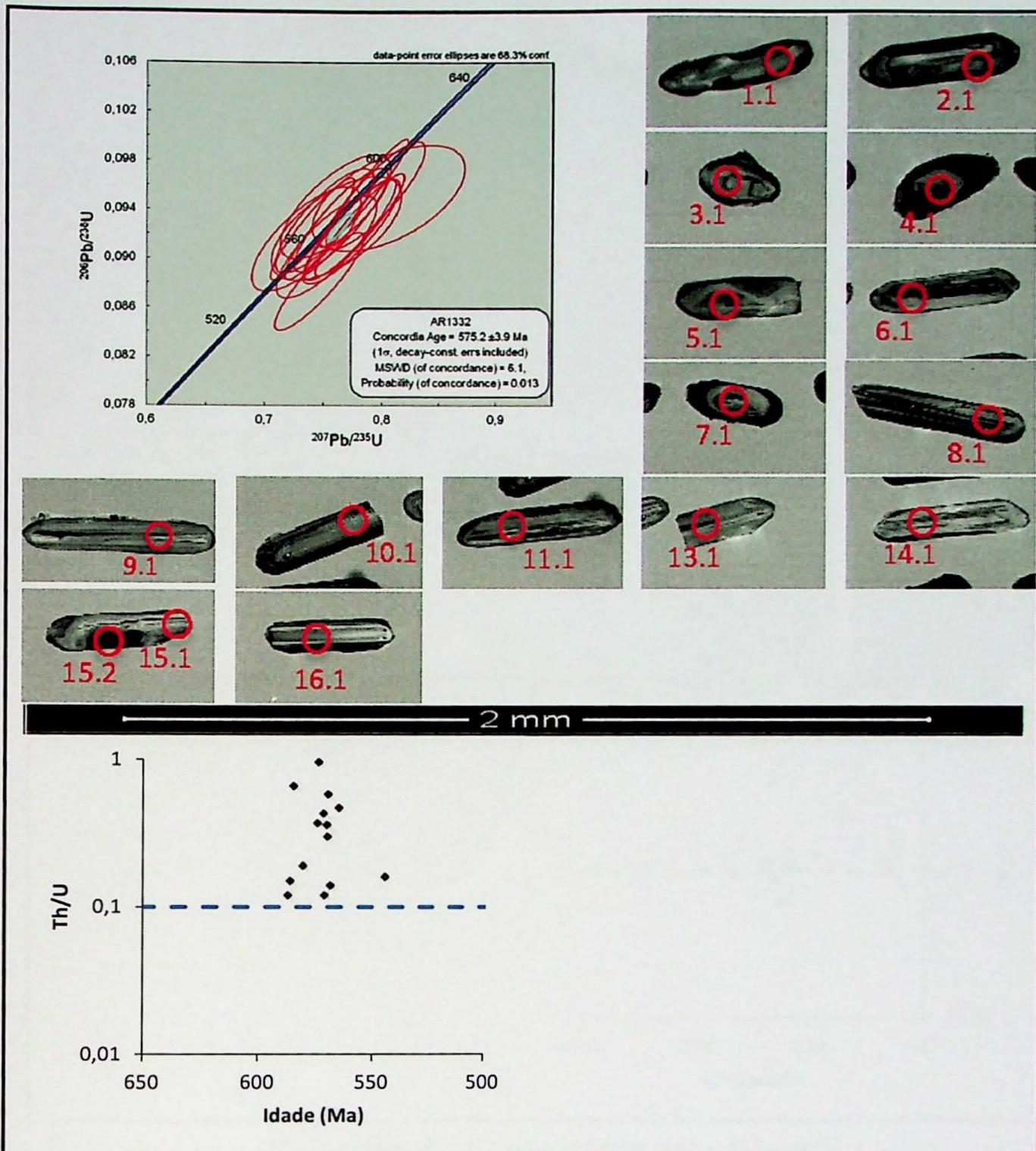


Figura 7.15 – Curva concórdia e razão Th/U da amostra AR 1332

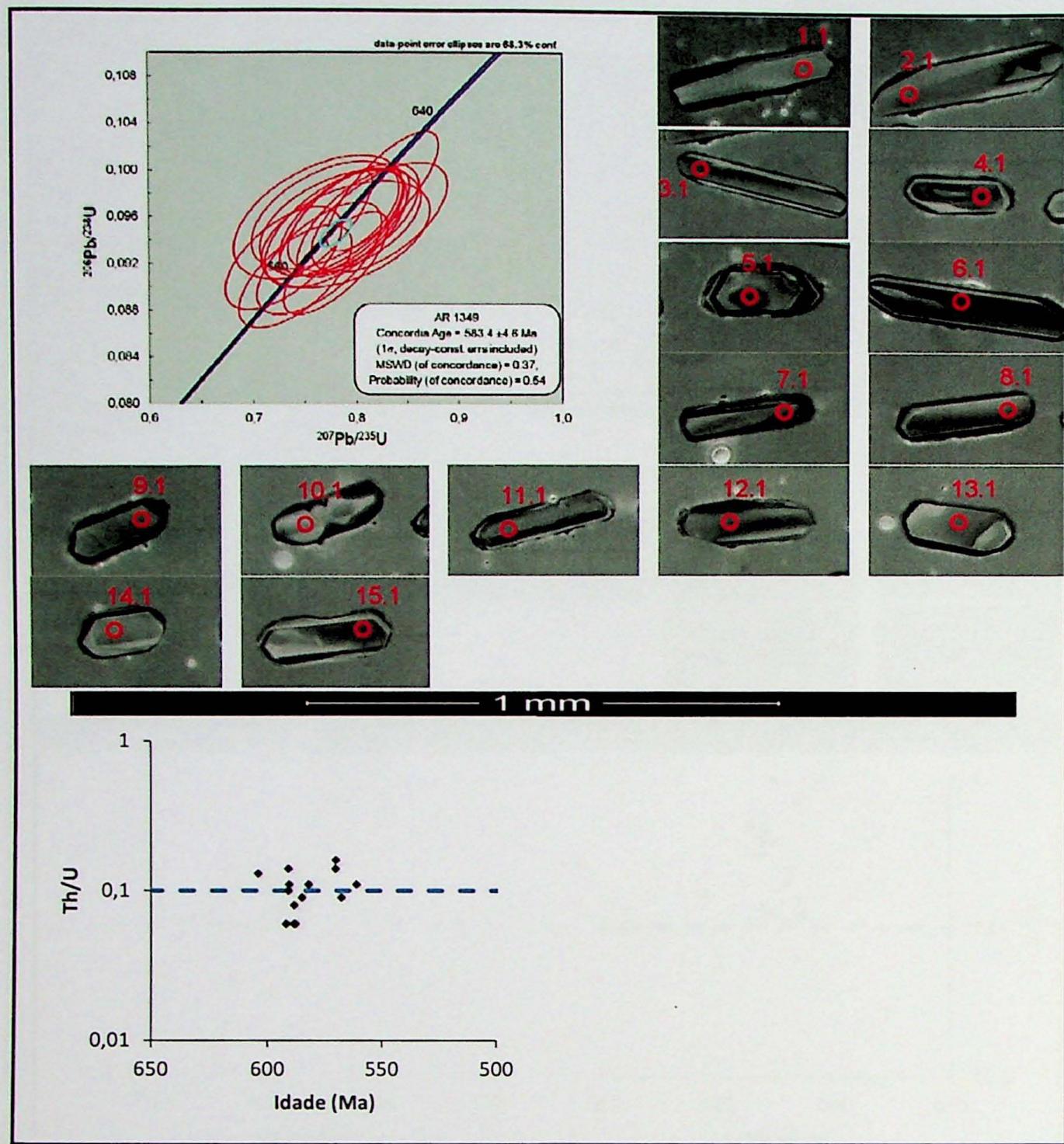


Figura 7.16 – Curva concórdia e razão Th/U da amostra AR 1349

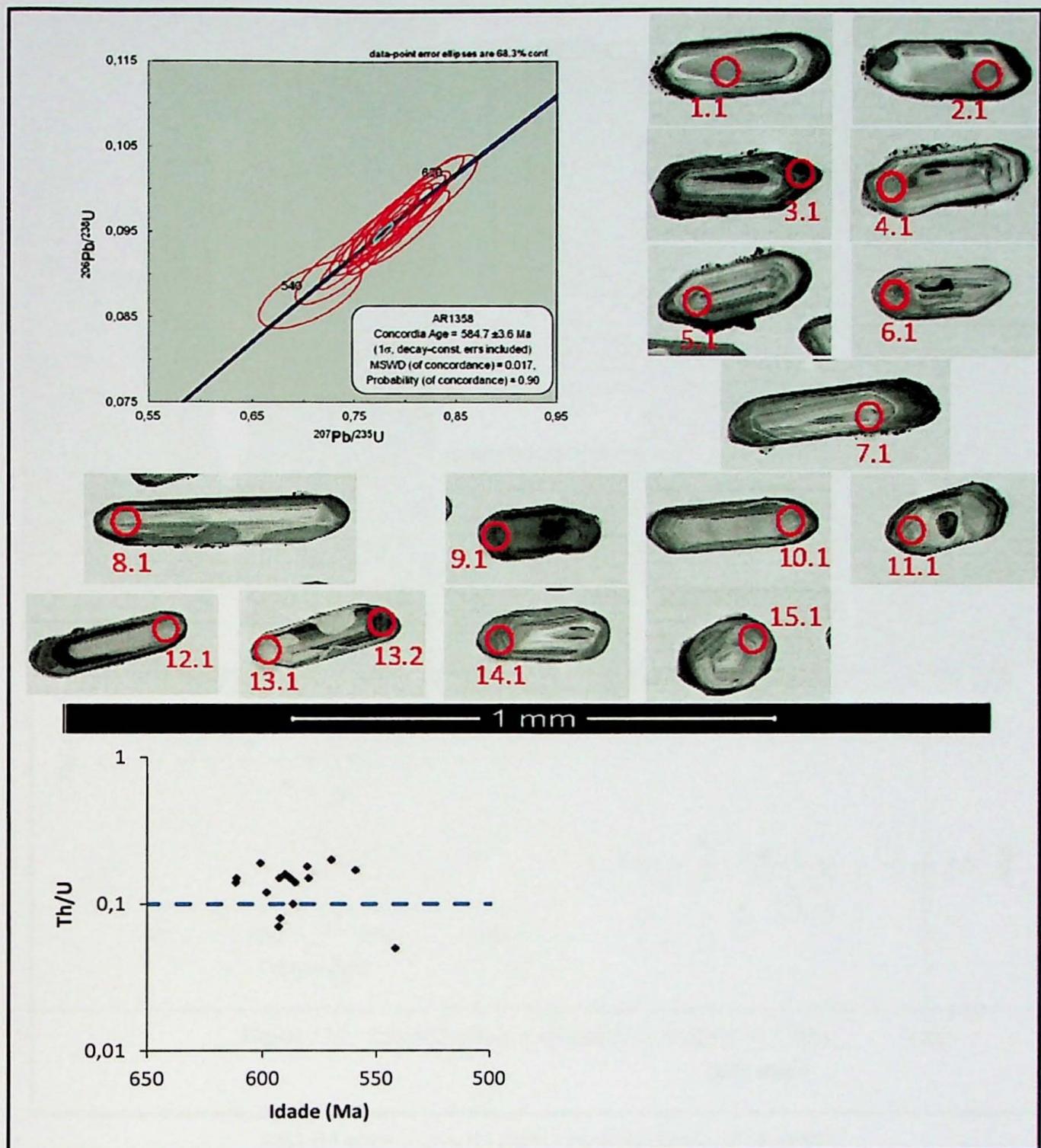


Figura 7.17 – Curva concórdia e razão Th/U da amostra AR 1358

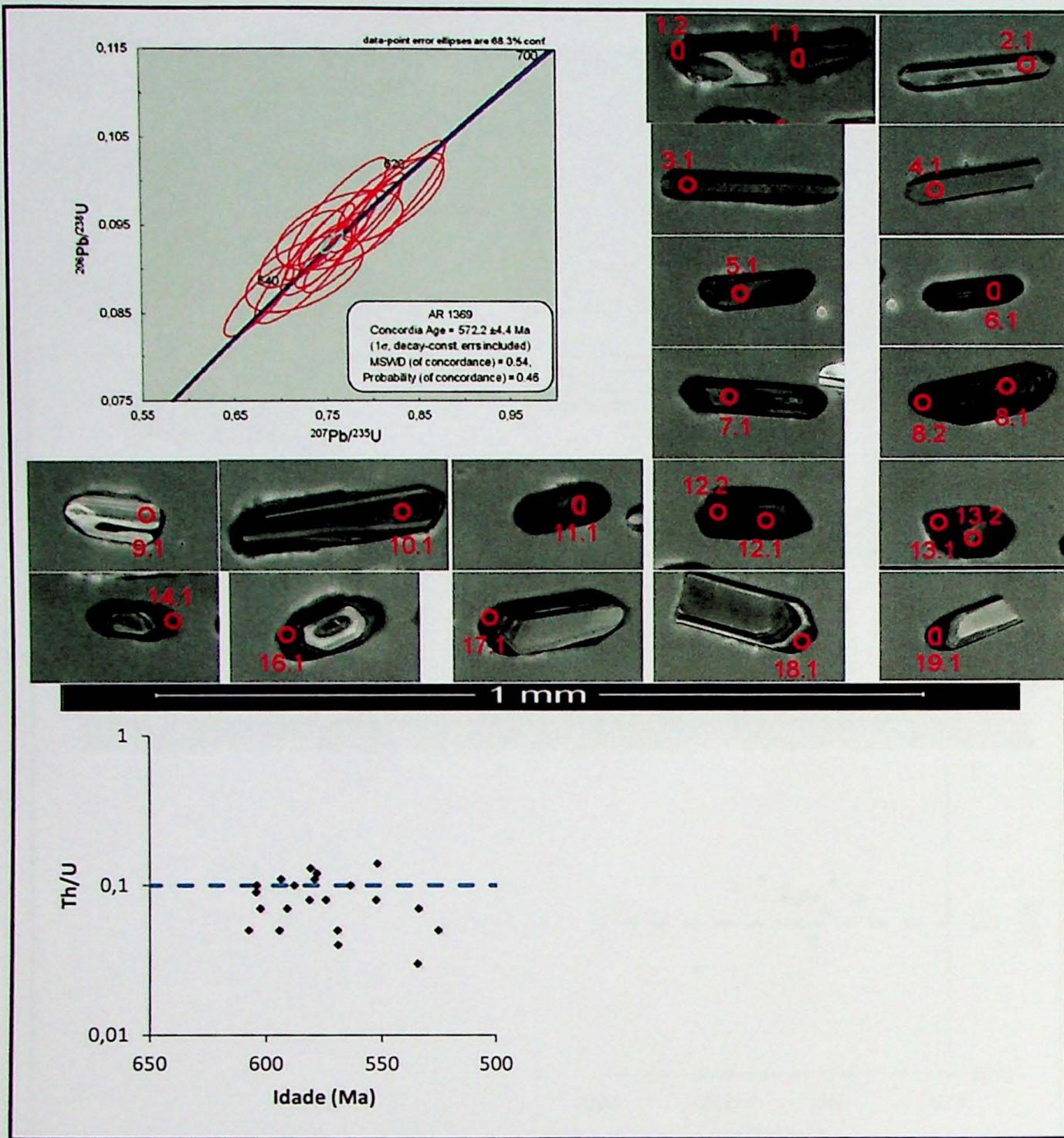


Figura 7.18 – Curva concórdia e razão Th/U da amostra AR 1369

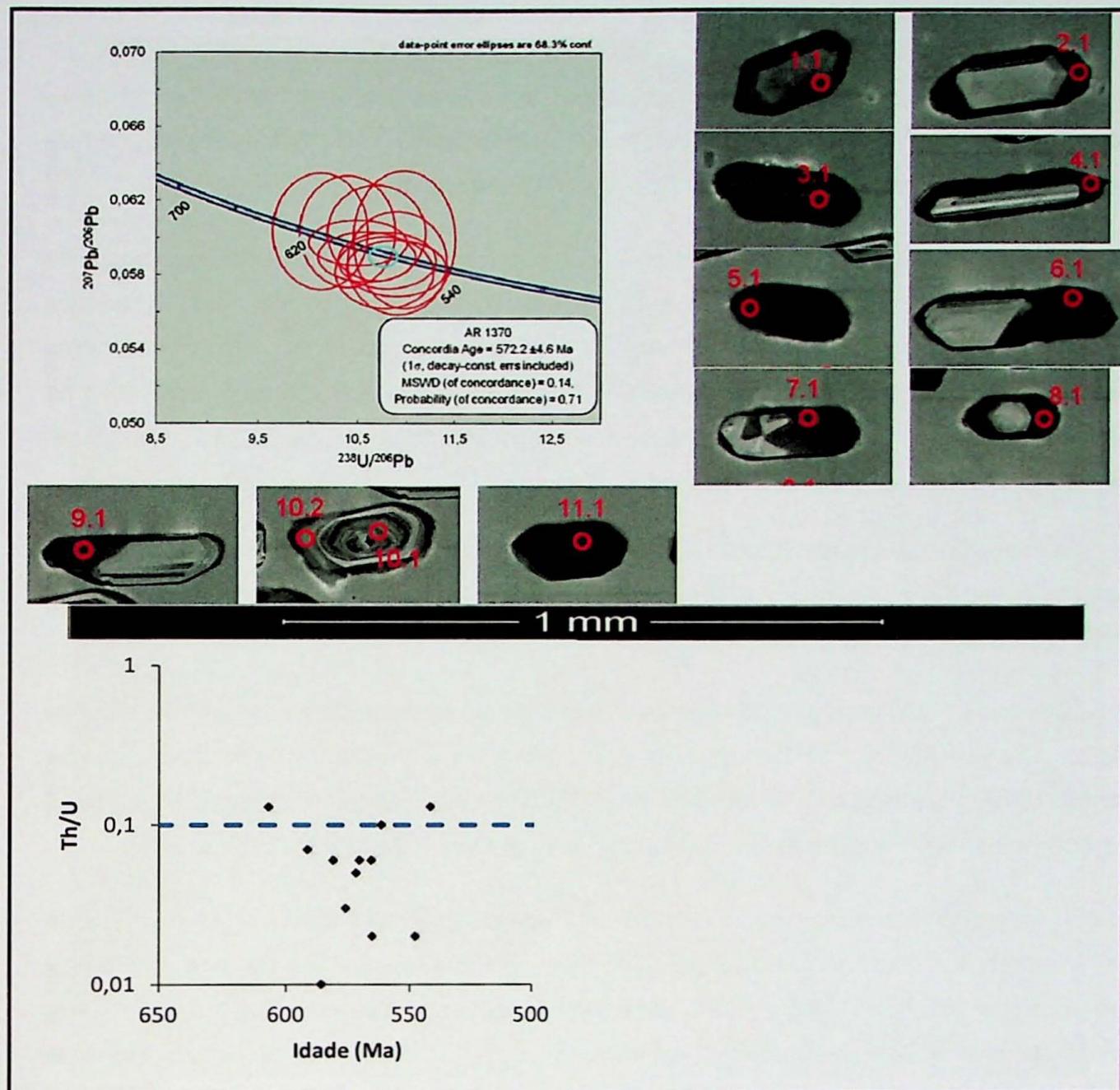


Figura 7.19 – Curva concórdia e razão Th/U da amostra AR 1370

8. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A partir da descrição de lâminas petrográficas, é possível determinar que ocorrem duas fácies no batólito, uma livre de deformação em estado sólido, com indicações apenas de fluxo magmático e outra fácie com variado grau de deformação.

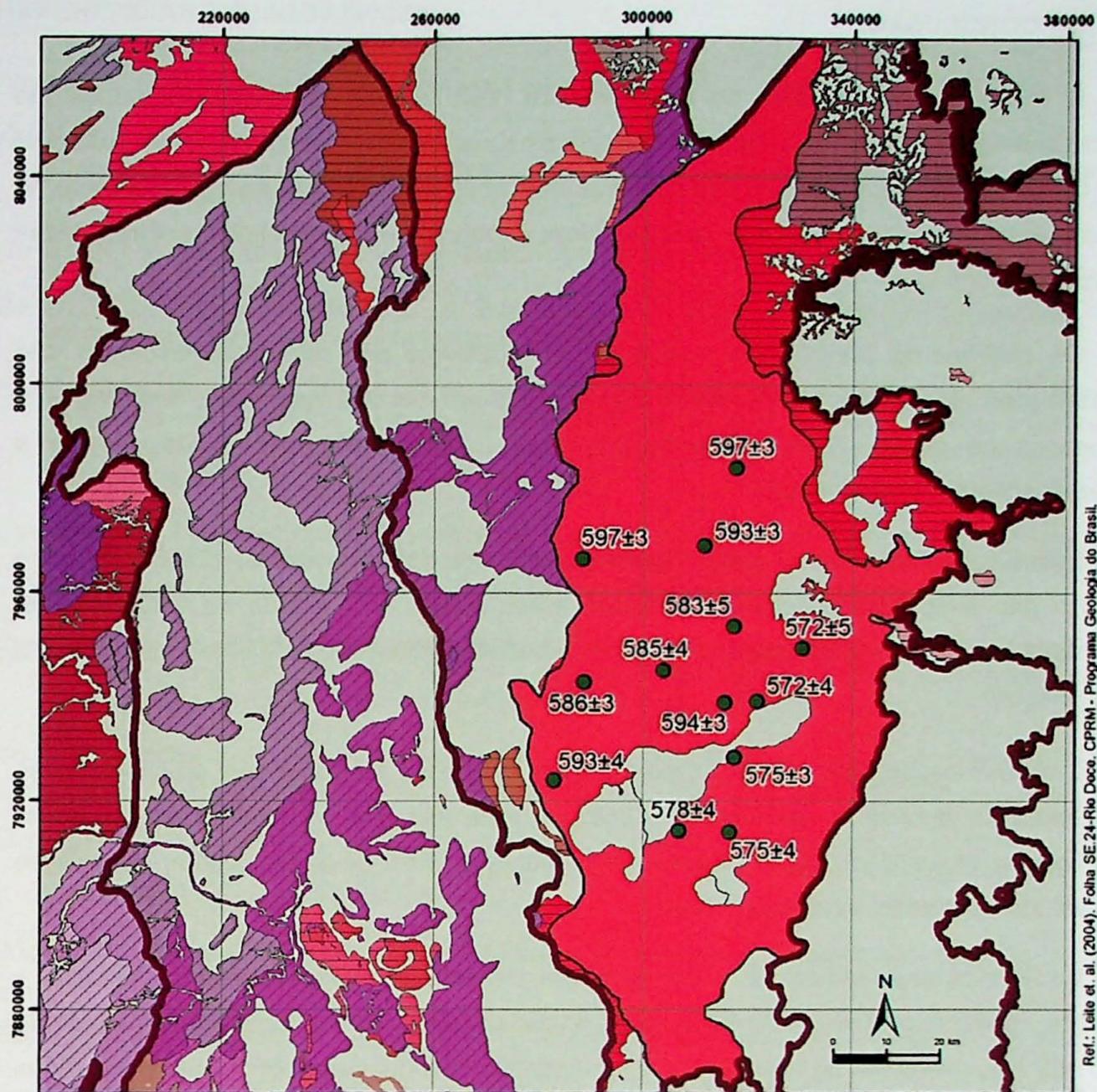
Em imagemamento por catodoluminescência, não forma observados sobrecrecimentos metamórficos nem redistribuição de íons no retículo cristalino, sendo que os cristais apresentaram padrões tipicamente magmáticos, com crescimento em zoneamento oscilatório e em bandas paralelas. Entretanto, as razões Th/U de zircão tanto abaixo como acima do limiar entre ambiente magmático e metamórfico de cristalização (0,1, Rubatto *et al.*, 2001) sugerem ambiguidade dos dados.

Considerando as idades obtidas, associadas a erros analíticos baixos, observa-se que o batólito foi edificado entre 597,2 Ma (AR 1133) e 572,2 Ma (AR 1370) ao longo de um intervalo de tempo de ca. 25 Ma.

Elaborou-se um mapa esquemático da distribuição geográfica dessas idades no batólito Carlos Chagas (**Figura 8.1**). De um modo geral, as idades U-Pb em zircão indicam que sua porção oeste cristalizou-se primeiro, livre de deformação em estado sólido, enquanto que as porções mais jovens a leste apresentam algum grau de deformação pós-magmática.

Os dados obtidos sugerem que a cristalização da suíte G2 inicializou antes do indicado por Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2008, 2011). Tendo em vista que o limite com o período pré-colisional (ca. 585 Ma) é bem determinado pelas idades do tonalito São Vitor (Whittington *et al.*, 2001); enderbito Manhuaçu (Silva *et al.*, 2002) e rochas vulcanoclásticas da Formação Tumiritinga (Vieira, 2007), esses novos dados sugerem que a edificação dessa suíte inicializou-se no período considerado pré-colisional. Como um dos principais representante do estágio pré-colisional destaca-se a Formação Tumiritinga, cujas rochas metavulcanoclásticas (Vieira, 2007), evidenciam o arco magmático associado a esse estágio.

Desse modo, considerando os dados disponíveis na literatura aliados às idades mais antigas para o batólito Carlos Chagas ora apresentadas apontam que corpos graníticos diagnosticados como sin-colisionais podem ter tido seu início de cristalização ainda no estágio pré-colisional do Orógeno Araçuaí.



Legenda

Suite G1
Tonalito Bom Jesus do Galho
Tonalito Brasilândia
Tonalito Chapada Bueno
Tonalito Cuité Velho
Tonalito Derribadinho
Granito Novo Cruzeiro
Granito Pedra Branca
Tonalito São Vitor
Tonalito Galiléia
Granito Ataléia

Suite G2		
Leucogranito Carlos Chagas	Granito Lajedão-Serra dos Aimorés	
Granodiorito Boa Vista	Granito Nanuque	
Enderbito Mangalô	Granito Palmital	
Tonalito Floresta	Granito Pedra do Sino	
Granito Guaratáia	Granito Urucum	
Granito Soturno	Granito Vereda-Prata	
Granito Topázio	Granodiorito Governador Valadares	
Leucogranito Carajá	Unidade indefinida	
Granito Wolf		
Granitoide Montanha		
Limites das unidades		

Figura 8.1 – Localização das idades do batólito Carlos Chagas no contexto cronológico das suites G1 e G2 (Silva et al., 2005; Pedrosa-Soares et al., 2008). Adaptado de Oliveira et al. (2000), Leite et al. (2004).

9. CONCLUSÃO

A monografia de trabalho de formatura ora desenvolvida concentrou-se no estudo geocronológico do batólito Carlos Chagas, principal representante do estágio sin-colisional do Orógeno Araçuaí. A escolha das amostras para análises isotópicas foi baseada tanto na distribuição geográfica como nas características petrográficas de diferentes setores desse corpo granítico.

Os padrões de crescimento obidos em imageamento por catodoluminescência são tipicamente magmáticos (zoneamento oscilatório e em bandas paralelas), entretanto, a presença de razões Th/U abaixo de 0,1 sugere contribuição metamórfica durante a cristalização do corpo granítico.

Esses dados, aliados ao estudo geotermobarométrico de Cavalcante (2013), sugerem que o alto tempo em condições reológicas enfraquecidas (*i.e.* estado de fusão parcial) manteve a crosta em uma posição do que seria o tênuo limite entre ambiente metamórfico e magmático.

Uma explicação alternativa às baixas razões Th/U pode ser dada pela co-cristalização de monazita durante o resfriamento do corpo, uma vez que tal mineral possui maior coeficiente de partição para Th. Essa informação, entretanto, deve ser confirmada através de estudo específico nessa fase mineral.

Em termos geocronológicos, a indicação das idades mais antigas, em torno de $597,2 \pm 3,0$ Ma, conflitam os dados referentes ao fim do período pré-colisional, limitado pela idade de ca. 585 Ma, referentes ao tonalito São Vitor; enderbito Manhuaçu e rochas vulcanoclásticas da Formação Tumiritinga. Desse modo, os novos dados sugerem que a edificação dessa suíte sin-colisional ocorreu contemporaneamente ao período considerado pré-colisional.

25926

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP

- BIBLIOTECA -

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahrens L.L. 1955. Implications of the Rhodesia age pattern. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **8**:1-15.
- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S.C.P., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, **149**: 43-63.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349-364.
- Basílio M.S., Pedrosa-Soares A.C. & Evangelista H.J. 2000. Depósitos de alexandrita de Malacacheta, Minas Gerais. *Geonomos*, **8**(1): 47-54.
- Campos C.M., 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 post-collisional magmatism. *Journal of the Virtual Explorer*, **17** (<http://virtualexplorer.com.au/journal/2004/17/campos>).
- Castañeda C., Pedrosa-Soares A.C., Belém J., Gradim D., Dias P.H.A., Medeiros S.R., Oliveira L. 2006. Mapa Geológico e Nota Explicativa da Folha Ecoporanga, 1:100.000. In: Folha Ecoporanga. Programa Geologia do Brasil, CPRM-UFMG (geobank.sa.cprm.gov.br), 50 p.
- Cavalvante, G.C.G. 2013. Evolução tectônica e reologia de uma crosta orogênica quente: O caso do anatexito Carlos Chagas, Faixa Araçuaí (Leste do Brasil). Tese de Doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 114p.
- 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. Review in Mineralogy and Geochemistry*, **53**, 426-466.
- Cunningham W.D., Alkmin F.F. et al. 1998. A structural transect across the coastal mobile belt in the Brazilian highlands (latitude 20° S): the roots of a Precambrian transpressional orogen. *Precambrian Research* **92**: 251-275.
- Dodson, M.H. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contr. Mineral. And Petrol.* **40**: 259-274
- Faure G., Mensing T.M. 2005. Isotopes – Principles and Application (3rd ed.). John Wiley & Sons, Inc. 897 p.
- Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C. & Soares-Filho B.S. 1997 (eds). Projeto Espinhaço em CD-ROM. CODEMIG, Belo Horizonte, 2693 p. e 23 mapas.
- Hoskin, P.W.O, Schaltegger, U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem.* **53**, 27-62.
- Köppel V., Sommerauer J. 1974. Trace elements and the behaviour of the U-Pb system in inherited and newly formed zircons. *Contribution Mineral Petrology*, **43**: 71-82.
- Lee J.K.W, Williams I.S., Ellis D.J. 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, **390**: 159-162.
- Leite, C.A.S., Souza, J.D., Silva, S.L., Kosin, M., Silva, L.C., Bento, R.V., Santos, R.A., Vieira, V.S., Camozzato, E., Paes, V.J.C., Neto, C., Junqueira, P.A. 2004. Folha SE.24-Rio Doce. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A.de., (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas*. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília.
- Martins V.T.S., Teixeira W., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C. 2004. Sr and Nd characteristics of Brasiliano-Pan African granitoid plutons of the Araçuaí orogen, southeastern Brazil: Tectonic implications. *Gondwana Research*, **7**: 75-89.

- Nasdala L., Zhang M., Kempe U., Panezer G., Gaft M., Andrut M., Plötze M. 2003. Spectroscopic methods applied to zircon. In: Hanchar, J.M., Hoskin P.W.O. (eds) *Zircon. Review in Mineralogy and Geochemistry*, **53**:426-466.
- Nalini H.A., Bilal E., Correia-Neves J.M. 2000b. Syncollisional peraluminous magmatism in the Rio Doce region: mineralogy, geochemistry and isotopic data of the Urucum Suite (eastern Minas Gerais State, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:120-125.
- Nalini-Junior H.A., Machado R.M., Bilal E. 2005. Geoquímica e petrogênese da Suíte Galiléia: exemplo de magmatismo tipo I, metaluminoso, pré-colisional, neoproterozóico da região do Médio Vale do Rio Doce. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(4): 23-24.
- Noce C.M., Macambira M.J.B., Pedrosa-Soares A.C. 2000. Chronology of late Proterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí belt, eastern Brazil, based on dating by single zircon evaporation. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 25-29.
- Oliveira, M.J.R., Pinto, C.P, et al. 2000. Projeto Leste - Relatório mapa integrado 1:500.000 - Geologia estrutural e tectônica. Belo Horizonte, CPRM - COMIG: 61p.
- Pedrosa-Soares A.C. & Oliveira M.J.R. 1997. Geologia da Folha Salinas. In: J.H. Grossi-Sad, L.M. Lobato, A.C. Pedrosa-Soares & B.S. Soares-Filho (eds), Projeto Espinhaço em CD-ROM. Belo Horizonte, CODEMIG, p. 419-542.
- Pedrosa-Soares A.C., Alkmin F.F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito-Neves, B.B. & de Wit, M.J. (eds.), *West Gondwana: pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic Region*. Londres, Geological Society of London, p. 153-172.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Silva L.C., Babinski M., Cordani U., Catañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, **15**(1): 1-16.
- 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**: 307-323.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal P., Leonardos O.H., Brito-Neves B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo orogen. *Geology*, **26**, 529-532.
- Pedrosa-Soares A.C., Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho, & D.A. Campos (eds), *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285.
- 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**:97-111.
- Pedrosa-Soares A.C., De Campos C.P., Noce C., Silva L.C., Novo T., Roncato R., Medeiros S., Castañeda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkmim F. 2011. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. Geological Society, London, Special Publications, **350**:25-51.
- Pinto C.P., Drumond J.B., Féboli W.L. (coords.) 2000. Projeto Leste, Etapas 1 e 2. CODEMIG, Belo Horizonte, 192 p., 26 mapas.

Pinto M.T.R. 2006. Tectônica e petrologia do granitóide Carlos Chagas – Faixa Araçuaí (ES). Monografia de Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 66 p.

Pupin, J.-P. (1980): Zircon and Granite Petrology. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **73**: 207–220, Berlin, Heidelberg.

Rubatto, D., Williams, I.S., Buick, I.S. 2001. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contrib. Mineral Petrol.*, **140**:458-468.

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. 1998. Evolução crustal da plataforma sul americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd. Tese de Doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 290 p.

Silva L.C., Armstrong R., Noce C., Carneiro M., Pimentel M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C., Vieira V.S., Silva M., Paes V., Cardoso-Filho J. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Móvel Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**:513-528.

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**: 203–240.

Silva L.C., Pinto C.P., Gomes A.C.B., Paes V. 2007. Geocronologia U-Pb (LA-ICP-MS) e acronoestratigrafia granítica no segmento norte do Orógeno Araçuaí (MG). In: Simpósio de Geologia do Sudeste, **10**, Diamantina. SBGMG, Resumos.

Vauchez, A.; Egydio-Silva, M.; Babinski, M.; Tommasi, A.; Uhlein, A.; Liu, D. 2007. Deformation of a pervasively molten middle crust: insights from the neoproterozoic Ribeira-Araçuaí orogen (SE Brazil). *Terra Nova*, **19**: 278-286.

Vieira V.S. 2007. Significado do Grupo Rio Doce no contexto do Orógeno Araçuaí, PhD Thesis, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 129 p.

Wetherill G.W. 1956. Discordant uranium-lead ages. *Trans. Am. Geophys. Union*, **37**:320 – 326.

Wetherill G.W. 1963. Discordant uranium-lead ages – Pt 2; discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium. *J. Geophys. Res.*, **68**: 2957 – 2965.

Whittington A.G., Connelly J., Pedrosa-Soares A.C., Marshak S. & Alkmim F.F. 2001. Collapse and melting in a confined orogenic belt: Preliminary results from the Neoproterozoic Araçuaí belt of eastern Brazil. In: American Geophysical Union Meeting, 2001, San Francisco. Abstract T32B-0895, **82**: 1181-1182.

ANEXO I
TABELA DE RESULTADOS U-Pb SHRIMP

Spot Name ^[1]	U (ppm)	Th (ppm)	$\frac{232\text{Th}}{238\text{U}}$	^{206}Pb (ppm) ^[2]	Razões isotópicas ^[3]						Err. corr. ^[4]	^{206}Pb $\frac{238\text{U}}{235\text{U}}$	1 σ erro	^{207}Pb $\frac{238\text{U}}{235\text{U}}$	1 σ erro	^{208}Pb $\frac{238\text{U}}{235\text{U}}$	1 σ erro	Idade (Ma) ^[5]	
					^{238}U $\frac{206\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	Erro (%)	^{207}Pb $\frac{206\text{Pb}}{235\text{U}}$	Erro (%)	^{206}Pb $\frac{238\text{U}}{235\text{U}}$	Erro (%)									
AR 408																			
AR408-1.1	543	145	0,28	44,0	10,59	3,0	0,0577	0,9	0,75	3,1	0,0944	3,0	0,961	581,7	16,4	519	19	-11	
AR408-4.1	176	40	0,23	14,3	10,54	3,0	0,0596	1,5	0,78	3,3	0,0948	3,0	0,898	584,1	16,7	590	32	1	
AR408-5.1	253	38	0,16	21,6	10,05	3,0	0,0593	1,2	0,81	3,2	0,0995	3,0	0,928	611,4	17,4	578	26	-5	
AR408-6.1	278	40	0,15	22,7	10,47	3,0	0,0605	2,3	0,80	3,8	0,0955	3,0	0,786	588,0	16,7	620	51	6	
AR408-7.1	348	74	0,22	29,5	10,12	3,0	0,0591	1,1	0,81	3,2	0,0988	3,0	0,933	607,6	17,2	572	25	-6	
AR408-9.1	478	49	0,10	39,8	10,31	3,0	0,0588	1,1	0,79	3,2	0,0970	3,0	0,933	596,9	16,9	559	25	-6	
AR408-10.2	1012	70	0,07	83,6	10,50	3,0	0,0596	3,1	0,78	4,3	0,0952	3,0	0,687	586,2	16,6	587	68	0	
AR408-10.1	289	57	0,20	22,8	10,92	3,0	0,0585	1,9	0,74	3,5	0,0916	3,0	0,843	564,9	16,2	548	42	-3	
AR408-11.1	225	43	0,20	19,0	10,22	3,0	0,0594	1,5	0,80	3,4	0,0978	3,0	0,891	601,7	17,2	583	33	-3	
AR408-12.1	364	85	0,24	32,2	9,68	3,0	0,0599	1,7	0,85	3,4	0,1033	3,0	0,874	633,6	17,9	601	36	-5	
AR408-13.1	459	44	0,10	39,5	9,98	3,0	0,0600	2,2	0,83	3,7	0,1002	3,0	0,798	615,8	17,4	604	48	-2	
AR408-14.1	329	19	0,06	27,8	10,16	3,0	0,0592	1,6	0,80	3,4	0,0984	3,0	0,881	605,2	17,2	573	35	-5	
AR408-16.1	254	36	0,15	21,5	10,15	3,0	0,0593	1,6	0,81	3,4	0,0985	3,0	0,0886	605,9	17,3	579	34	-5	
AR408-17.1	520	31	0,06	46,9	10,04	3,0	0,0610	12,6	0,84	13,2	0,0993	3,0	0,227	610,2	17,5	640	277	5	
AR408-18.1	556	83	0,15	44,7	10,70	3,0	0,0586	2,4	0,76	3,8	0,0934	3,0	0,777	575,8	16,3	553	53	-4	
AR408-19.1	695	76	0,11	59,9	9,96	3,0	0,0589	1,6	0,81	3,4	0,1004	3,0	0,874	616,6	17,4	563	36	-9	
AR408-20.2	1991	106	0,06	166,4	10,27	3,0	0,0590	0,7	0,79	3,0	0,0973	3,0	0,973	598,7	16,9	567	15	-5	
AR408-3.2	405	34	0,09	32,8	10,60	3,0	0,0605	1,1	0,79	3,2	0,0943	3,0	0,940	581,1	16,5	621	23	7	
AR408-3.1A	535	37	0,07	44,6	10,31	3,0	0,0590	1,0	0,79	3,1	0,0970	3,0	0,944	596,9	16,9	567	23	-5	

AR 455

AR 455-1.1	208	41	0,20	17,1	10,49	3,0	0,0595	2,9	0,78	4,2	0,0953	3,0	0,728	586,8	17,1	586	62	0
AR 455-2.1	240	53	0,23	19,9	10,36	3,0	0,0600	1,2	0,80	3,2	0,0965	3,0	0,926	594,1	16,9	602	26	1
AR 455-3.1	246	41	0,17	19,8	10,61	3,0	0,0619	2,2	0,80	3,7	0,0943	3,0	0,810	580,7	16,6	669	46	15

[1] Análises com alto Pb não radioativo desconsideradas

[2] Pb radioativo;

[3] Razões corrigidas para ^{204}Pb

[4] Coeficiente de correlação

[5] Idades corrigidas para ^{204}Pb

Spot Name ^[1]	U (ppm)	Th (ppm)	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	^{206}Pb (ppm) ^[2]			^{238}U (ppm) ^[2]			^{207}Pb (%)			^{206}Pb (%)			^{207}Pb (%)			Discordância (%)			
				^{206}Pb (ppm) ^[2]			^{238}U (ppm) ^[2]			^{207}Pb (%)			^{206}Pb (%)			^{207}Pb (%)						
				Err. corr. ^[4]	Err. corr. ^[4]	Err. corr. ^[4]	Err. corr. ^[4]	Err. corr. ^[4]	Err. corr. ^[4]	Err. corr. ^[4]	Err. corr. ^[4]	Err. corr. ^[4]	Err. corr. ^[4]	Err. corr. ^[4]	Err. corr. ^[4]	Err. corr. ^[4]	Err. corr. ^[4]	Err. corr. ^[4]				
AR455-4.1	238	31	0,13	19,9	10,26	3,0	0,0594	1,5	0,80	3,3	0,0975	3,0	0,899	599,5	17,1	580	32	-3				
AR455-5.1	368	44	0,12	30,6	10,31	3,0	0,0595	1,4	0,80	3,3	0,0970	3,0	0,904	596,8	16,9	584	30	-2				
AR455-6.1	178	59	0,34	15,0	10,16	3,0	0,0597	2,5	0,81	3,9	0,0985	3,0	0,768	605,5	17,4	593	54	-2				
AR455-7.1	640	17	0,03	51,3	10,70	3,0	0,0596	1,1	0,77	3,2	0,0935	3,0	0,939	576,0	16,3	589	24	2				
AR455-7.2	191	33	0,18	15,8	10,42	3,0	0,0608	1,7	0,80	3,4	0,0960	3,0	0,871	590,9	16,9	632	36	7				
AR455-8.1	253	46	0,19	21,2	10,23	3,0	0,0603	2,4	0,81	3,8	0,0977	3,0	0,780	601,2	17,1	614	52	2				
AR455-9.1	280	64	0,24	23,7	10,13	3,0	0,0604	1,3	0,82	3,3	0,0987	3,0	0,918	606,7	17,4	619	28	2				
AR455-10.1	247	43	0,18	20,7	10,23	3,0	0,0601	1,2	0,81	3,2	0,0978	3,0	0,928	601,5	17,1	606	26	1				
AR455-10.2	963	76	0,08	82,5	10,01	3,0	0,0599	0,9	0,83	3,1	0,0999	3,0	0,0957	614,0	17,4	600	19	-2				
AR455-11.1	236	32	0,14	19,5	10,39	3,0	0,0594	1,2	0,79	3,2	0,0962	3,0	0,924	592,3	16,9	583	27	-2				
AR455-12.1	567	29	0,05	47,6	10,22	3,0	0,0594	1,2	0,80	3,2	0,0978	3,0	0,922	601,6	17,0	580	27	-4				
AR455-12.2	406	26	0,07	33,7	10,33	3,0	0,0596	1,1	0,80	3,2	0,0968	3,0	0,937	595,8	16,9	590	24	-1				
AR455-13.1	254	38	0,15	20,5	10,64	3,0	0,0597	1,6	0,77	3,4	0,0940	3,0	0,879	579,1	16,5	594	35	3				
AR455-14.1	282	35	0,13	23,2	10,45	3,0	0,0593	1,2	0,78	3,2	0,0957	3,0	0,928	589,0	16,7	577	26	-2				
AR455-15.1	265	130	0,51	21,7	10,48	3,0	0,0595	2,4	0,78	3,9	0,0954	3,0	0,774	587,2	16,8	585	53	0				
AR 535																						
AR535-1.1	543	36	0,07	43,7	10,67	1,9	0,0603	1,7	0,78	2,5	0,0937	1,9	0,761	577,4	10,3	607	34	5				
AR535-2.1	271	39	0,15	21,5	10,83	2,0	0,0598	2,0	0,76	2,8	0,0923	2,0	0,694	569,3	10,7	581	44	2				
AR535-3.1	200	55	0,28	15,9	10,78	2,0	0,0611	2,3	0,77	3,1	0,0927	2,0	0,651	571,4	11,1	620	51	8				
AR535-4.1	321	32	0,10	25,9	10,66	1,9	0,0591	1,9	0,76	2,8	0,0938	1,9	0,694	577,8	10,7	556	44	-4				
AR535-5.1	160	28	0,18	12,6	10,94	2,1	0,0600	3,1	0,75	4,3	0,0913	2,1	0,489	563,1	11,2	575	81	2				
AR535-6.1	754	78	0,11	61,1	10,61	1,8	0,0598	1,4	0,77	2,4	0,0942	1,8	0,786	580,4	10,3	589	32	1				
AR535-7.1	262	39	0,15	20,2	11,14	2,0	0,0596	2,1	0,73	2,9	0,0897	2,0	0,675	553,6	10,5	573	47	3				
AR535-8.1	294	41	0,14	24,1	10,49	2,3	0,0592	2,0	0,77	3,1	0,0953	2,3	0,761	586,6	13,1	560	43	-5				
AR535-9.1	397	65	0,17	32,4	10,56	1,9	0,0585	1,9	0,76	2,8	0,0947	1,9	0,671	583,2	10,6	538	46	-8				

[1] Análises com alto Pb não radioativo desconsideradas

[2] Pb radioativo;

[3] Razões corrigidas para ^{204}Pb

[4] Coeficiente de correlação

[5] Idades corrigidas para ^{204}Pb

Spot Name ^[1]	U (ppm)	Th (ppm)	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	^{206}Pb (ppm) ^[2]	Razões isotópicas ^[3]						Idade (Ma) ^[5]	Discor- dância (%)						
					$\frac{^{238}U}{^{206}Pb}$ (%)	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ (%)	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ (%)	$\frac{^{207}Pb}{^{238}U}$ (%)	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ (%)	$\frac{^{206}Pb}{^{207}Pb}$ (%)	Err. corr. ^[4]							
AR535-10.1	403	42	0,11	32,0	10,81	1,9	0,0581	1,8	0,74	2,6	0,0924	1,9	0,724	570,0	10,4	520	40	-9
AR535-11.1	587	51	0,09	48,9	10,31	1,9	0,0588	1,9	0,78	2,6	0,0970	1,9	0,708	596,8	10,6	553	41	-7
AR535-12.1	308	29	0,10	24,2	10,97	1,9	0,0583	2,0	0,73	2,8	0,0911	1,9	0,691	562,2	10,4	526	44	-6
AR535-13.1	732	65	0,09	60,4	10,40	1,9	0,0582	1,2	0,77	2,2	0,0961	1,9	0,831	591,6	10,6	532	27	-10
AR535-14.1	333	34	0,11	26,5	10,79	1,9	0,0601	2,1	0,76	2,9	0,0926	1,9	0,657	571,1	10,5	595	48	4
AR535-15.1	350	38	0,11	28,6	10,51	1,9	0,0594	1,7	0,78	2,6	0,0951	1,9	0,738	585,8	10,7	572	38	-2
<i>AR 664</i>																		
AR664-1.1	384	29	0,08	30,6	10,80	1,9	0,0581	2,3	0,74	3,1	0,0925	1,9	0,610	570,6	10,4	523	54	-8
AR664-3.1	294	32	0,11	24,2	10,43	2,0	0,0602	2,0	0,79	2,8	0,0959	2,0	0,693	590,1	11,1	594	44	1
AR664-4.1	825	72	0,09	69,1	10,26	1,9	0,0594	1,2	0,80	2,2	0,0975	1,9	0,849	599,5	10,6	575	25	-4
AR664-5.1	583	46	0,08	47,4	10,57	1,9	0,0587	1,7	0,76	2,5	0,0946	1,9	0,765	582,8	10,5	550	35	-6
AR664-6.1	858	37	0,04	70,7	10,42	1,8	0,0604	1,1	0,80	2,2	0,0960	1,8	0,849	590,8	10,4	612	25	4
AR664-7.1	582	41	0,07	48,6	10,29	1,9	0,0589	1,3	0,79	2,3	0,0971	1,9	0,800	597,5	10,6	557	30	-7
AR664-8.1	710	34	0,05	58,6	10,41	1,9	0,0593	1,2	0,78	2,3	0,0960	1,9	0,824	591,1	10,5	571	28	-3
AR664-12.1	331	30	0,09	26,2	10,82	1,9	0,0586	1,9	0,74	2,7	0,0924	1,9	0,703	569,7	10,5	541	43	-5
AR664-13.1	490	69	0,15	40,1	10,49	1,9	0,0589	1,9	0,77	2,7	0,0953	1,9	0,708	586,6	10,7	554	42	-5
AR664-14.1	385	55	0,15	32,2	10,28	1,9	0,0596	1,8	0,80	2,6	0,0973	1,9	0,719	598,5	10,9	580	40	-3
AR664-15.1	543	55	0,10	45,7	10,20	1,9	0,0582	1,4	0,78	2,3	0,0980	1,9	0,803	602,6	10,7	530	30	-12
AR664-16.1	664	45	0,07	54,5	10,44	1,8	0,0584	1,3	0,77	2,3	0,0957	1,8	0,811	589,4	10,4	540	29	-8
<i>AR 1119</i>																		
AR1119-1.1	233	145	0,64	18,9	10,60	3,0	0,0590	1,4	0,77	3,3	0,0943	3,0	0,908	581,2	16,6	568	30	-2
AR1119-2.1	408	145	0,37	34,6	10,13	3,0	0,0601	1,1	0,82	3,2	0,0987	3,0	0,940	606,8	17,6	606	24	0
AR1119-3.1	467	52	0,11	39,7	10,09	3,0	0,0589	1,1	0,81	3,1	0,0991	3,0	0,942	609,4	17,2	564	23	-7
AR1119-4.1	442	53	0,12	34,6	10,98	3,0	0,0585	1,1	0,73	3,2	0,0911	3,0	0,933	561,7	16,0	547	25	-3

[1] Análises com alto Pb não radioativo desconsideradas

[2] Pb radioativo;

[3] Razões corrigidas para ^{204}Pb

[4] Coeficiente de correlação

[5] Idades corrigidas para ^{204}Pb

Spot Name ^[1]	U (ppm)	Th (ppm)	$\frac{232Th}{238U}$	^{206}Pb (ppm) ^[2]	Razões isotópicas ^[3]						Err. corr. ^[4]	^{206}Pb 1 σ erro	^{207}Pb 1 σ erro	^{208}Pb 1 σ erro	Discor- dância (%)						
					$\frac{238U}{206Pb}$		$\frac{207Pb}{206Pb}$		$\frac{206Pb}{238U}$												
					Err. (%)	Err. (%)	Err. (%)	Err. (%)	Err. (%)	Err. (%)											
AR1119-5.1	369	47	0,13	30,1	10,57	3,0	0,0587	1,7	0,77	3,4	0,0946	3,0	0,863	582,5	16,5	556	38	-5			
AR1119-6.1	684	66	0,10	53,4	11,01	3,0	0,0589	1,0	0,74	3,1	0,0908	3,0	0,947	560,3	15,9	565	22	1			
AR1119-8.1	335	47	0,15	27,6	10,44	3,0	0,0594	1,5	0,78	3,3	0,0958	3,0	0,895	589,8	16,8	582	32	-1			
AR1119-11.1	400	52	0,13	34,1	10,07	3,0	0,0582	1,4	0,80	3,3	0,0993	3,0	0,900	610,2	17,3	538	32	-12			
AR1119-13.1	491	50	0,11	38,1	11,07	3,0	0,0593	1,6	0,74	3,4	0,0903	3,0	0,874	557,5	15,8	578	36	4			
AR1119-14.1	463	49	0,11	39,3	10,13	3,0	0,0596	2,1	0,81	3,6	0,0988	3,0	0,813	607,1	17,2	588	46	-3			
AR1119-15.1	216	29	0,14	17,5	10,61	3,0	0,0597	3,6	0,78	4,7	0,0942	3,0	0,637	580,6	16,7	593	79	2			
AR1119-17.1	265	38	0,15	20,7	11,01	3,0	0,0587	1,8	0,73	3,5	0,0908	3,0	0,861	560,2	16,0	554	38	-1			
AR1119-18.1	226	46	0,21	18,2	10,67	3,0	0,0601	1,7	0,78	3,4	0,0937	3,0	0,870	577,2	16,5	606	37	5			
AR1119-19.1	924	67	0,07	75,2	10,55	2,9	0,0587	0,8	0,77	3,1	0,0948	2,9	0,966	584,0	16,5	555	17	-5			
AR1119-20.1	365	59	0,17	28,4	11,04	3,0	0,0587	1,3	0,73	3,2	0,0906	3,0	0,914	558,9	15,9	557	29	0			
AR1119-21.1	423	48	0,12	33,8	10,76	3,0	0,0599	0,9	0,77	3,1	0,0929	3,0	0,952	572,7	16,2	602	21	5			
AR1119-22.1	774	55	0,07	64,7	10,26	3,0	0,0595	0,8	0,80	3,1	0,0974	3,0	0,965	599,4	16,9	587	17	-2			
AR1119-23.1	214	31	0,15	17,5	10,48	3,0	0,0593	1,5	0,78	3,4	0,0955	3,0	0,893	587,7	16,8	577	33	-2			
AR 1133																					
AR1133-1.1	223	30	0,14	18,2	10,56	2,0	0,0588	2,3	0,76	3,1	0,0947	2,0	0,632	583,1	11,0	543	53	-7			
AR1133-2.1	373	48	0,13	34,6	9,24	1,9	0,0611	1,6	0,91	2,6	0,1082	1,9	0,749	662,0	12,2	634	37	-4			
AR1133-3.1	265	97	0,38	21,8	10,47	1,9	0,0588	2,0	0,77	3,2	0,0954	2,0	0,617	587,6	10,9	545	54	-7			
AR1133-4.1	349	46	0,14	28,5	10,52	1,9	0,0590	1,8	0,77	2,8	0,0950	1,9	0,691	585,0	10,7	557	44	-5			
AR1133-5.1	385	48	0,13	31,8	10,38	1,9	0,0600	2,3	0,79	2,8	0,0963	1,9	0,685	592,7	10,8	593	44	0			
AR1133-6.1	357	30	0,09	30,4	10,10	1,9	0,0597	1,7	0,81	2,6	0,0989	1,9	0,741	608,1	11,1	583	38	-4			
AR1133-7.1	202	31	0,16	16,7	10,46	2,0	0,0595	2,6	0,78	3,4	0,0955	2,0	0,596	588,3	11,4	566	59	-4			
AR1133-8.1	208	30	0,15	17,5	10,20	2,0	0,0604	2,3	0,81	3,1	0,0979	2,0	0,657	602,3	11,6	598	50	-1			
AR1133-9.1	332	33	0,10	27,5	10,33	1,9	0,0596	2,3	0,79	3,0	0,0967	1,9	0,642	595,3	11,0	576	50	-3			
AR1133-10.1	268	34	0,13	23,1	9,97	2,0	0,0608	2,1	0,83	2,9	0,1002	2,0	0,668	615,7	11,5	618	47	0			

[1] Análises com alto Pb não radiogênico desconsideradas

[2] Pb radiogênico;

[3] Razões corrigidas para ^{204}Pb

[4] Coeficiente de correlação

[5] Idades corrigidas para ^{204}Pb

Spot Name ^[1]	U (μ ppm)	Th (μ ppm)	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ (ppm) ^[2]	Razões isotópicas ^[3]			Idade (Ma) ^[5]			Discor- dância (%)							
					$\frac{^{238}U}{^{206}Pb}$ (%)	Erro (%)	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ (%)	Erro (%)	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ (%)	Erro (%)								
AR1133-11.1	460	38	0,08	39,0	10,14	1,9	0,0590	1,6	0,80	2,5	0,0986	1,9	0,758	606,2	11,1	559	36	-8
AR1133-12.1	542	44	0,08	46,2	10,07	1,9	0,0590	1,4	0,80	2,4	0,0993	1,9	0,796	610,1	11,1	560	32	-8
AR1133-13.1	413	65	0,16	34,4	10,31	1,9	0,0590	1,6	0,78	2,5	0,0970	1,9	0,755	596,8	10,8	555	36	-7
AR1133-14.1	465	37	0,08	39,8	10,03	1,9	0,0588	1,5	0,81	2,4	0,0997	1,9	0,772	612,5	11,0	552	34	-10
AR 1145																		
AR1145-1.1	264	35	0,14	22,1	10,20	2,1	0,0606	3,1	0,81	3,5	0,0980	2,1	0,593	602,6	11,8	609	60	1
AR1145-2.1	249	25	0,10	20,8	10,28	2,0	0,0595	2,2	0,79	3,0	0,0973	2,0	0,661	598,3	11,4	565	49	-6
AR1145-3.1	218	27	0,13	18,3	10,25	2,0	0,0602	2,4	0,80	3,1	0,0975	2,0	0,648	599,9	11,6	589	52	-2
AR1145-4.1	290	28	0,10	23,8	10,43	2,0	0,0619	2,1	0,81	2,9	0,0958	2,0	0,687	589,9	11,1	655	45	11
AR1145-6.1	303	36	0,12	25,3	10,28	1,9	0,0603	1,9	0,80	2,7	0,0972	1,9	0,711	598,0	11,1	599	42	0
AR1145-7.1	339	32	0,10	28,6	10,19	1,9	0,0584	1,8	0,78	2,7	0,0981	1,9	0,724	603,2	11,1	531	40	-12
AR1145-8.1	279	38	0,14	22,9	10,49	2,0	0,0601	2,0	0,78	2,9	0,0953	2,0	0,683	586,7	11,3	591	47	1
AR1145-9.1	276	27	0,10	22,8	10,41	2,0	0,0597	2,2	0,78	3,0	0,0960	2,0	0,652	590,8	11,1	577	50	-2
AR1145-10.1	255	35	0,14	20,7	10,58	2,0	0,0593	2,2	0,77	3,0	0,0945	2,0	0,666	582,1	11,1	558	49	-4
AR1145-11.1	912	25	0,03	74,5	10,51	1,8	0,0592	1,1	0,77	2,2	0,0951	1,8	0,851	585,6	10,3	571	25	-3
AR1145-12.1	527	43	0,08	42,9	10,56	1,9	0,0602	1,5	0,78	2,4	0,0947	1,9	0,784	583,2	10,6	602	33	3
AR1145-13.1	333	35	0,11	28,1	10,17	2,0	0,0594	2,0	0,80	3,0	0,0983	2,0	0,673	604,2	11,5	567	48	-6
AR1145-14.1	730	14	0,02	61,1	10,28	1,9	0,0592	1,3	0,79	2,3	0,0973	1,9	0,818	598,5	10,7	567	29	-5
AR 1315																		
AR1315-1.1	352	45	0,13	29,2	10,34	3,0	0,0591	1,3	0,79	3,3	0,0967	3,0	0,916	595,0	17,0	570	29	-4
AR1315-2.1	264	38	0,15	21,8	10,43	3,0	0,0594	1,3	0,78	3,2	0,0959	3,0	0,919	590,1	16,8	580	28	-2
AR1315-3.1	358	57	0,17	29,8	10,32	3,0	0,0608	1,6	0,81	3,4	0,0969	3,0	0,881	596,3	16,9	632	34	6
AR1315-4.1	298	44	0,15	24,8	10,32	3,0	0,0592	1,2	0,79	3,2	0,0969	3,0	0,930	596,1	17,0	575	26	-3
AR1315-5.1	272	61	0,23	22,2	10,55	3,0	0,0598	1,6	0,78	3,4	0,0948	3,0	0,880	584,0	16,6	595	35	2

^[1] Análises com alto Pb não radioativo desconsideradas

^[2] Pb radioativo;

^[3] Razões corrigidas para ^{204}Pb

^[4] Coeficiente de correlação

^[5] Idades corrigidas para ^{204}Pb

Spot Name ^[1]	U (ppm)	Th (ppm)	$\frac{232}{238}Th$	^{206}Pb (ppm) ^[2]	Razões isotópicas ^[3]						Idade (Ma) ^[5]				
					$\frac{238}{206}U$		$\frac{207}{206}Pb$		$\frac{207}{235}U$		$\frac{206}{238}Pb$		$\frac{206}{238}Pb$		
					238U (ppm)	206Pb (ppm)	207Pb (%)	206Pb (%)	235U (%)	238U (%)	206Pb (%)	238U (%)	206Pb (%)	207Pb errro	
AR1315-6.1	275	55	0,21	23,5	10,03	3,0	0,0608	1,1	0,84	3,2	0,0997	3,0	0,942	612,7	17,4
AR1315-7.1	236	44	0,19	19,2	10,58	3,0	0,0595	1,5	0,78	3,3	0,0945	3,0	0,891	582,0	16,6
AR1315-8.1	395	34	0,09	33,4	10,15	3,0	0,0599	1,0	0,81	3,1	0,0985	3,0	0,952	605,7	17,2
AR1315-9.2	681	43	0,07	59,6	9,95	3,0	0,0599	3,4	0,83	4,6	0,1004	3,0	0,648	616,7	17,4
AR1315-10.1	209	38	0,19	17,3	10,38	3,0	0,0613	1,4	0,81	3,3	0,0963	3,0	0,905	592,9	16,9
AR1315-11.1	221	26	0,12	17,9	10,60	3,0	0,0595	1,5	0,77	3,4	0,0943	3,0	0,890	581,1	16,6
AR1315-12.1	743	28	0,04	63,7	10,02	3,0	0,0589	0,9	0,81	3,1	0,0998	3,0	0,961	613,3	17,3
AR1315-12.2	320	49	0,16	27,5	9,97	3,1	0,0599	1,5	0,83	3,4	0,1003	3,1	0,892	616,3	17,9
AR1315-13.1	323	46	0,15	26,5	10,49	3,0	0,0596	1,1	0,78	3,2	0,0954	3,0	0,942	587,2	16,7
AR1315-14.1	178	26	0,15	15,3	10,02	3,0	0,0604	1,4	0,83	3,3	0,0998	3,0	0,907	613,0	17,5
AR1315-15.1	234	29	0,13	19,4	10,38	3,0	0,0593	1,5	0,79	3,3	0,0963	3,0	0,898	592,8	16,9
AR1315-15.2	578	10	0,02	49,6	10,01	3,1	0,0592	0,9	0,82	3,2	0,0999	3,1	0,957	613,9	18,0
<i>AR 1332</i>															
AR1332-1.1	120	42	0,36	9,5	10,81	3,0	0,0597	3,8	0,76	4,8	0,0925	3,0	0,627	570,2	16,5
AR1332-2.1	472	56	0,12	38,7	10,49	3,1	0,0597	0,9	0,78	3,2	0,0954	3,1	0,960	587,1	17,2
AR1332-3.1	237	27	0,12	18,8	10,79	3,1	0,0591	1,3	0,75	3,3	0,0926	3,1	0,923	571,2	16,8
AR1332-4.1	314	58	0,19	25,4	10,61	3,0	0,0585	2,8	0,76	4,1	0,0943	3,0	0,726	580,6	16,5
AR1332-5.1	178	28	0,16	13,4	11,35	3,0	0,0614	1,5	0,75	3,4	0,0881	3,0	0,892	544,6	15,7
AR1332-6.1	178	81	0,47	14,1	10,92	3,1	0,0582	2,8	0,74	4,2	0,0916	3,1	0,734	565,0	16,6
AR1332-7.1	210	118	0,58	16,7	10,82	3,0	0,0607	1,5	0,77	3,3	0,0924	3,0	0,896	569,7	16,3
AR1332-8.1	411	118	0,30	32,6	10,82	3,0	0,0581	1,2	0,74	3,2	0,0924	3,0	0,928	569,9	16,2
AR1332-9.1	190	26	0,14	15,1	10,85	3,1	0,0609	1,8	0,77	3,5	0,0922	3,1	0,867	568,6	16,7
AR1332-10.1	148	94	0,66	12,0	10,53	3,0	0,0616	4,5	0,81	5,4	0,0950	3,0	0,559	584,8	16,9
AR1332-11.1	199	28	0,15	16,2	10,51	3,1	0,0605	1,8	0,79	3,5	0,0952	3,1	0,862	586,1	17,1
AR1332-13.1	266	110	0,43	21,2	10,78	3,0	0,0611	1,2	0,78	3,2	0,0927	3,0	0,927	571,7	16,3

[1] Análises com alto Pb não radiogênico desconsideradas

[2] Pb radiogênico;

[3] Razões corrigidas para ^{204}Pb

[4] Coeficiente de correlação

[5] Idades corrigidas para ^{204}Pb

Spot Name ^[1]	U (ppm)	Th (ppm)	$\frac{232\text{Th}}{238\text{U}}$	^{206}Pb (ppm) ^[2]	Razões isotópicas ^[3]						Idade (Ma) ^[5]	Discor- dância (%)						
					$\frac{238\text{U}}{206\text{Pb}}$ (%)	$\frac{206\text{Pb}}{235\text{U}}$ (%)	$\frac{207\text{Pb}}{238\text{U}}$ (%)	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$ (%)	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$ (%)	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$ (%)								
AR1332-14.1	159	57	0,37	12,7	10,73	3,0	0,0595	1,7	0,76	3,5	0,0932	3,0	0,873	574,3	16,6	586	37	2
AR1332-15.1	116	108	0,96	9,3	10,74	3,0	0,0585	2,1	0,75	3,7	0,0931	3,0	0,827	573,9	16,7	547	45	-5
AR1332-16.1	138	265	1,99	10,8	11,00	3,0	0,0600	2,2	0,75	3,8	0,0910	3,0	0,803	561,2	16,2	603	48	7
AR 1349																		
AR1349-1.1	155	21	0,14	12,9	10,41	3,6	0,0577	6,1	0,76	7,1	0,0960	3,6	0,511	590,8	20,6	519	135	-12
AR1349-2.1	194	17	0,09	15,9	10,53	3,5	0,0596	4,7	0,78	5,9	0,0950	3,5	0,594	584,9	19,5	590	102	1
AR1349-3.1	245	30	0,13	20,8	10,18	3,4	0,0610	2,7	0,83	4,4	0,0982	3,4	0,782	603,8	19,7	640	59	6
AR1349-4.1	325	50	0,16	26,0	10,81	3,1	0,0572	4,0	0,73	5,1	0,0925	3,1	0,613	570,0	17,1	500	89	-12
AR1349-5.1	267	23	0,09	21,2	10,86	3,2	0,0615	2,9	0,78	4,3	0,0920	3,2	0,730	567,6	17,1	657	63	16
AR1349-6.1	494	30	0,06	40,7	10,47	3,1	0,0586	2,4	0,77	3,9	0,0955	3,1	0,795	587,8	17,4	550	52	-6
AR1349-7.1	282	29	0,11	23,4	10,42	3,3	0,0622	4,2	0,82	5,3	0,0959	3,3	0,610	590,5	18,4	682	90	16
AR1349-8.1	283	15	0,06	23,3	10,47	3,2	0,0606	3,2	0,80	4,6	0,0955	3,2	0,704	587,8	18,1	626	70	6
AR1349-9.1	210	20	0,10	17,5	10,42	3,2	0,0603	4,2	0,80	5,3	0,0960	3,2	0,599	590,8	17,9	614	91	4
AR1349-10.1	176	19	0,11	13,8	11,00	3,2	0,0591	3,7	0,74	4,9	0,0909	3,2	0,648	560,9	17,0	571	81	2
AR1349-11.1	306	41	0,14	24,4	10,81	3,4	0,0600	3,9	0,76	5,2	0,0925	3,4	0,657	570,1	18,8	602	85	6
AR1349-12.1	274	22	0,08	22,6	10,46	3,2	0,0596	5,8	0,78	6,6	0,0955	3,2	0,479	588,3	17,8	588	126	0
AR1349-13.1	219	13	0,06	18,2	10,40	3,2	0,0581	5,3	0,77	6,2	0,0961	3,2	0,513	591,8	17,9	534	116	-10
AR1349-14.1	193	20	0,11	15,8	10,58	3,2	0,0607	6,0	0,79	6,8	0,0945	3,2	0,466	582,0	17,7	627	131	8
AR1349-15.1	290	17	0,06	24,0	10,46	3,2	0,0597	4,0	0,79	5,1	0,0955	3,2	0,619	588,3	17,7	593	87	1
AR 1358																		
AR1358-1.1	183	25	0,14	15,0	10,51	3,0	0,0591	1,4	0,77	3,3	0,0951	3,0	0,904	585,9	16,8	570	31	-3
AR1358-2.1	223	33	0,15	19,0	10,05	3,0	0,0596	1,3	0,82	3,2	0,0995	3,0	0,921	611,6	17,4	588	27	-4
AR1358-3.1	578	58	0,10	47,3	10,49	3,0	0,0592	0,8	0,78	3,1	0,0953	3,0	0,964	586,8	16,6	574	18	-2
AR1358-4.1	293	44	0,16	24,1	10,43	3,0	0,0595	1,8	0,79	3,5	0,0959	3,0	0,854	590,3	16,8	586	39	-1

[1] Análises com alto Pb não radioativo desconsideradas

[2] Pb radioativo;

[3] Razões corrigidas para ^{204}Pb

[4] Coeficiente de correlação

[5] Intervales corrigidas para ^{204}Pb

Spot Name ^[1]	U (ppm)	Th (ppm)	^{232}Th $\frac{238U}{238U}$	^{206}Pb (ppm) ^[2]	Razões isotópicas ^[3]						Err. corr. ^[4]	Idade (Ma) ^[5]			Discor- dância (%)			
					$\frac{238U}{206Pb}$	Erro (%)	^{207}Pb $\frac{206Pb}{235U}$	Erro (%)	^{207}Pb $\frac{206Pb}{238U}$	Erro (%)		^{206}Pb $\frac{238U}{206Pb}$	1 σ erro	^{207}Pb $\frac{206Pb}{238U}$	1 σ erro			
AR1358-5.1	270	51	0,20	21,4	10,82	3,0	0,0590	1,2	0,75	3,2	0,0925	3,0	0,924	570,0	16,2	567	27	-1
AR1358-6.1	350	52	0,15	28,3	10,62	3,0	0,0590	1,7	0,77	3,4	0,0941	3,0	0,863	580,0	16,5	568	38	-2
AR1358-7.1	191	31	0,17	14,9	11,03	3,0	0,0588	2,4	0,74	3,8	0,0907	3,0	0,781	559,4	16,0	560	52	0
AR1358-8.1	229	32	0,15	18,9	10,38	3,0	0,0592	1,5	0,79	3,4	0,0963	3,0	0,891	592,8	16,9	576	33	-3
AR1358-9.1	708	50	0,07	58,6	10,38	3,0	0,0590	0,7	0,78	3,1	0,0964	3,0	0,972	593,1	17,1	566	16	-5
AR1358-10.1	234	40	0,18	19,0	10,61	3,0	0,0602	1,3	0,78	3,2	0,0942	3,0	0,921	580,6	16,5	610	27	5
AR1358-11.1	282	32	0,12	23,6	10,28	3,0	0,0597	1,1	0,80	3,2	0,0973	3,0	0,933	598,4	17,0	594	25	-1
AR1358-12.1	233	33	0,15	19,1	10,47	3,0	0,0610	1,3	0,80	3,2	0,0955	3,0	0,919	588,1	16,8	641	28	9
AR1358-13.1	183	26	0,14	15,7	10,04	3,0	0,0601	2,0	0,83	3,6	0,0996	3,0	0,830	611,9	17,4	608	43	-1
AR1358-13.2	1080	56	0,05	82,7	11,40	3,0	0,0585	3,6	0,71	4,7	0,0877	3,0	0,631	541,8	15,4	548	80	1
AR1358-14.1	382	29	0,08	31,6	10,39	3,1	0,0600	1,1	0,80	3,3	0,0962	3,1	0,945	592,4	17,4	603	23	2
AR1358-15.1	263	49	0,19	22,1	10,23	3,0	0,0596	1,6	0,80	3,4	0,0977	3,0	0,886	601,1	17,4	589	34	-2
AR 1369																		
AR1369-1.1	317	28	0,09	26,8	10,18	3,3	0,0609	2,9	0,82	4,3	0,0982	3,3	0,753	604,0	18,9	636	62	5
AR1369-2.1	283	35	0,13	23,1	10,61	3,1	0,0609	4,8	0,79	5,7	0,0942	3,1	0,548	580,6	17,5	636	103	10
AR1369-3.1	467	52	0,12	37,8	10,66	3,1	0,0600	2,8	0,78	4,2	0,0938	3,1	0,742	577,9	17,2	604	61	5
AR1369-4.1	287	31	0,11	23,4	10,64	3,1	0,0573	4,8	0,74	5,8	0,0940	3,1	0,546	578,9	17,4	504	106	-13
AR1369-5.1	407	39	0,10	34,4	10,18	3,4	0,0612	2,2	0,83	4,0	0,0982	3,4	0,840	603,7	19,5	646	47	7
AR1369-6.1	855	84	0,10	67,4	10,95	3,1	0,0589	2,0	0,74	3,7	0,0913	3,1	0,839	563,3	16,7	563	44	0
AR1369-7.1	556	76	0,14	42,9	11,19	4,1	0,0588	2,6	0,72	4,8	0,0893	4,1	0,844	551,6	21,5	560	56	2
AR1369-8.1	508	35	0,07	43,1	10,21	3,2	0,0608	3,4	0,82	4,7	0,0979	3,2	0,689	602,2	18,6	631	73	5
AR1369-8.2	1035	78	0,08	82,9	10,74	3,1	0,0579	1,4	0,74	3,4	0,0931	3,1	0,909	574,0	16,9	524	31	-9
AR1369-9.1	204	288	1,46	16,7	10,59	3,2	0,0587	5,0	0,76	6,0	0,0944	3,2	0,533	581,4	17,6	557	110	-4
AR1369-10.1	715	78	0,11	59,2	10,37	3,1	0,0598	1,3	0,80	3,3	0,0964	3,1	0,924	593,3	17,5	597	28	1
AR1369-11.1	750	69	0,10	61,6	10,48	3,1	0,0600	1,6	0,79	3,5	0,0954	3,1	0,889	587,6	17,4	604	34	3

[1] Análises com alto Pb não radiogênico desconsideradas

[2] Pb radiogênico;

[3] Razões corrigidas para ^{204}Pb

[4] Coeficiente de correlação

[5] Idades corrigidas para ^{204}Pb

Spot Name ^[1]	U (ppm)	Th (ppm)	^{232}Th $\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	^{206}Pb (ppm) ^[2]	Razões isotópicas ^[3]						Idade (Ma) ^[5]							
					^{238}U $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	Erro (%)	^{207}Pb $\frac{^{206}Pb}{^{235}U}$	Erro (%)	^{207}Pb $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	Erro (%)	^{206}Pb $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	Erro (%)	Err. corr. ^[4]	^{206}Pb $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	1 σ erro	^{207}Pb $\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	1 σ erro	Discor- dância (%)
AR1369-12.1	412	28	0,07	34,1	10,42	6,0	0,0606	2,3	0,80	6,4	0,0960	6,0	0,933	590,7	33,6	627	49	6
AR1369-12.2	1105	76	0,07	82,2	44,58	3,4	0,0578	4,8	0,69	3,6	0,0863	3,1	0,868	533,7	15,8	521	39	-2
AR1369-13.1	1157	45	0,04	91,9	10,84	3,1	0,0594	1,6	0,76	3,5	0,0923	3,1	0,894	568,8	17,0	583	34	2
AR1369-13.2	509	38	0,08	39,4	11,18	3,2	0,0589	4,8	0,73	5,8	0,0894	3,2	0,548	552,2	16,8	563	106	2
AR1369-14.1	940	44	0,05	80,6	10,12	3,4	0,0545	4,0	0,70	5,1	0,0988	3,1	0,611	607,2	18,0	264	93	-56
AR1369-16.1	1062	48	0,05	77,7	11,78	3,4	0,0584	4,8	0,68	3,6	0,0849	3,1	0,862	525,1	15,6	533	40	2
AR1369-17.1	892	24	0,03	66,5	11,57	3,1	0,0568	2,0	0,68	3,7	0,0864	3,1	0,840	534,3	15,9	483	44	-10
AR1369-18.1	947	42	0,05	79,0	10,35	4,2	0,0573	2,2	0,76	4,7	0,0965	4,2	0,886	594,1	23,7	504	48	-15
AR1369-19.1	1038	78	0,08	84,4	10,60	3,1	0,0586	2,0	0,76	3,7	0,0943	3,1	0,836	581,1	17,2	554	44	-5
AR1369-1.2	917	45	0,05	73,3	10,83	3,1	0,0569	2,9	0,72	4,3	0,0923	3,1	0,731	569,0	17,1	488	64	-14
AR 1370																		
AR1370-1.1	298	38	0,13	25,4	10,12	3,1	0,0604	3,4	0,82	4,7	0,0987	3,1	0,675	607,1	18,2	617	74	2
AR1370-2.1	974	52	0,05	77,9	10,78	3,1	0,0582	2,2	0,74	3,8	0,0928	3,1	0,816	572,0	16,9	535	48	-6
AR1370-3.1	486	33	0,07	40,4	10,40	3,1	0,0604	3,3	0,80	4,5	0,0961	3,1	0,687	591,6	17,6	616	71	4
AR1370-4.1	967	57	0,06	76,4	10,90	3,1	0,0584	1,7	0,74	3,5	0,0917	3,1	0,875	565,8	16,8	544	37	-4
AR1370-5.1	1194	66	0,06	95,0	10,80	3,1	0,0588	1,7	0,75	3,5	0,0926	3,1	0,875	570,6	16,8	560	37	-2
AR1370-6.1	773	15	0,02	59,1	11,27	3,2	0,0566	2,1	0,69	3,8	0,0887	3,2	0,835	547,8	16,7	476	46	-13
AR1370-7.1	711	15	0,02	56,2	10,91	3,1	0,0587	3,1	0,74	4,4	0,0917	3,1	0,704	565,4	16,8	554	68	-2
AR1370-8.1	932	52	0,06	75,7	10,60	3,1	0,0590	1,5	0,77	3,5	0,0944	3,1	0,902	581,3	17,4	567	33	-2
AR1370-9.1	473	15	0,03	38,2	10,69	3,1	0,0603	2,8	0,78	4,2	0,0935	3,1	0,740	576,2	17,2	614	61	7
AR1370-10.2	287	29	0,10	22,6	10,98	3,2	0,0599	4,1	0,75	5,2	0,0910	3,2	0,611	561,7	17,0	601	89	7
AR1369-10.1	435	56	0,13	32,8	11,41	3,2	0,0625	3,3	0,75	4,6	0,0876	3,2	0,690	541,6	16,5	690	71	27
AR1369-11.1	1165	13	0,01	95,4	10,51	3,2	0,0598	1,3	0,78	3,5	0,0952	3,2	0,921	586,0	17,8	595	29	2

[1] Análises com alto Pb não radioativo desconsideradas

[2] Pb radioativo;

[3] Razões corrigidas para ^{204}Pb

[4] Coeficiente de correlação

[5] Idades corrigidas para ^{204}Pb

