



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E  
GEOQUÍMICA**

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO EM  
APATITA DA BORDA SUL DA BACIA DO AMAZONAS, NA  
REGIÃO DE ITAITUBA (PA).**

**Dissertação apresentada por:**

**ALINE CARLA MIRANDA DE PINA**

**Orientador: Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura (UFPA)**

**Co-orientadora: Prof<sup>ª</sup>. Dra. Maria Lidia Vignol Lelarge (UFRGS)**

---

**BELÉM – PA  
2010**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)  
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

---

P645t Pina, Aline Carla Miranda de  
Termocronologia por traços de fissão em apatita da Borba Sul da  
Bacia do Amazonas, na região de Itaituba (PA) / Aline Carla Miranda  
de Pina; Orientador: Candido Augusto Veloso Moura; Coorientadora:  
Maria Lidia Vignol Lelarge – 2010  
xvii, 126 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Programa  
de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de  
Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2010.

1. Cráton Amazônico 2. Bacia do Amazonas. 3. História  
termotectônica. 4. Termocronologia 5. Traço de fissão em apatita. I.  
Moura, Candido Augusto Veloso, *orient.* II. Lelarge, Maria Lidia  
Vignol, *coord.* III. Universidade Federal do Pará. IV. Título.

CDD 20. ed.: 551.701098115

---



**Universidade Federal do Pará**  
**Instituto de Geociências**  
**Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO EM  
APATITA DA BORDA SUL DA BACIA DO AMAZONAS,  
NA REGIÃO DE ITAITUBA (PA)**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR**  
**ALINE CARLA MIRANDA DE PINA**

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de  
GEOQUIMICA E PETROLOGIA**

**Data de Aprovação: 09 / 11 / 2010**

**Banca Examinadora:**

---

Prof. CANDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA  
(Orientador-UFPA)

---

Prof. FRANCISCO DE ASSIS MATOS DE ABREU  
(Membro-UFPA)

---

Prof.ª ANA MARIA NETTO  
(Membro-UFRJ)

**Dedico este trabalho a Deus que me deu  
forças pra superar todos os obstáculos  
que surgiram neste período.**

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por estar presente em todos os momentos da minha vida.

Ao meu orientador, professor Dr. Candido Augusto Veloso Moura, pela ajuda incondicional durante todas as fases de elaboração e orientação deste trabalho e principalmente pela amizade.

A minha Co-orientadora professora Dra. Maria Lidia Vignol Lelarge da URFGS pela amizade, indispensável orientação e por toda dedicação durante a elaboração deste trabalho.

Ao pessoal da Petrobras que me propiciaram a participação na excursão anual ao longo do rio Tapajós, na região de Itaituba, local onde se situava os afloramentos.

Aos professores Dr. Moacir Macambira, Paulo Gorayeb, e Claudio Lamarão, pela ajuda em durante a realização deste trabalho.

Ao querido Gleidson Barros pela ajuda indispensável em todos os momentos do trabalho, por todo apoio e companheirismo.

A amiga Silvia Negrão pela ajuda durante o trabalho e treinamento dos programas utilizados.

A amiga Silvia Arcanjo pela amizade e os primeiros ensinamentos sobre a metodologia dos Traços de Fissão.

A técnica do Para-Íso Walquiria Costa, pela ajuda durante a exaustiva rotina de preparação de amostras.

Aos colegas André Souza (Bob) e João Neto, pela grande ajuda em algumas etapas do trabalho.

E especialmente aos meus pais amados Antonio Pina e Ayda Pina, e a minha querida irmã Adriana Pina, que sempre me incentivaram a seguir em frente, principalmente nos momentos mais difíceis.

## RESUMO

A região de Itaituba (PA) situa-se na zona de fronteira entre a borda sul da bacia sedimentar do Amazonas e o Cráton Amazônico. Nesta região afloram rochas sedimentares de idade paleozóica, pertencentes às formações Pitinga, Maecuru, Ererê, Barreirinha, Curiri, Monte Alegre e Itaituba, representantes da fase sinéclise da bacia sedimentar do Amazonas; rochas sedimentares da fase rifte desta bacia reunidas na Formação Prosperança; além de rochas ígneas do Grupo Iriri, Suíte Intrusiva Parauari, Suíte Intrusiva Igarana e Suíte Intrusiva Maloquinha, unidades do Cráton Amazônico que compõem o embasamento desta bacia sedimentar. A termocronologia por traços de fissão em apatitas foi empregada na investigação da evolução termotectônica da bacia sedimentar do Amazonas, na região de Itaituba (PA), principalmente, a partir da datação de rochas do embasamento desta bacia. O método de traços de fissão em apatita é um marcador termocronológico de baixa temperatura, registrando temperaturas de no máximo 120°C. Quando submetidas a condições de temperaturas superiores a esta os traços de fissão das apatitas são apagados, zerando o relógio geocronológico para este método, e registra, assim, um novo evento. Dessa forma, esta ferramenta foi utilizada para fornecer as idades de eventos de resfriamento correlacionáveis ou não a processos tectônicos que afetaram a Bacia do Amazonas, e que ficaram igualmente registrados nas rochas do seu embasamento. Devido à escassez de apatita nas rochas sedimentares amostradas das unidades da Bacia do Amazonas, apenas uma amostra de arenito da Formação Monte Alegre foi datada pelo método de traços de fissão. Todavia, das rochas do embasamento foram coletadas 20 amostras sendo obtidos 12 resultados de datação, representando diversos litotipos, incluindo riolitos, granitos e gabro de idade paleoproterozóica, pertencentes às quatro unidades citadas anteriormente. O arenito da Formação Monte Alegre, cuja idade litoestratigráfica é do Mesocarbonífero, forneceu idade aparente traços de fissão em apatita (TFA) de 91 Ma. Estatisticamente essa amostra revelou a existência de duas populações de grãos de apatita: uma população com idade média de 105 Ma e outra população com idade média de 64 Ma, indicando que esta amostra foi submetida a dois eventos termotectônicos. Este fato pode ser confirmado através do modelamento térmico que também mostrou a presença de 2 eventos cujas idades são de 106 Ma e 58 Ma. As amostras do embasamento foram divididas em dois grupos, de acordo com as idades TFA obtidas e os resultados dos modelamentos matemáticos. No grupo 1 as idades TFA variaram entre 163,0 Ma e 258,7 Ma, para o grupo 2 as idades estabelecidas foram entre 142,1 Ma e 180,9 Ma. Vale ressaltar que as idades de cristalização dos corpos ígneos amostrados situam-

se entre 1,8 e 1.9 Ga. Em geral o modelamento matemático das amostras dos grupos 1 e 2 registram os mesmos episódios, primeiro um de resfriamento, seguido de aquecimento e por ultimo um novo episódio de resfriamento. Este último evento de resfriamento ocorreu aproximadamente há 100 Ma para todas as amostras destes grupos, com exceção da amostra IT-16 que passa pelo evento final de resfriamento há 62 Ma. Já as histórias térmicas das amostras IT-22 e 23 mostram um período de resfriamento acelerado em relação às amostras anteriores, finalizando suas histórias térmicas em 39 Ma e 35 Ma, respectivamente, sugerindo a existência de eventos neotectônicos na região. Os eventos de aproximadamente 100 Ma registrados no arenito da Formação Monte Alegre e nos modelamentos das amostras do embasamento podem estar correlacionadas a uma tectônica compressional que ocorreu em função da abertura do Atlântico Equatorial a leste e do movimento convergente da zona de subducção andina, a oeste da placa Sul Americana. Por sua vez os eventos de idade Terciária (64 - 58 Ma) marcados nestas rochas podem mostrar reflexos de um processo transformante dextral onde interagiram as placas Sul Americana, Caribeana e Nazca, reativando antigas zonas de fratura. As diversas idades obtidas para as amostras do embasamento (variando entre 142,1 Ma e 258,60 Ma) não são marcadoras de grandes eventos tectônicos, mas podem estar registrando as diferentes idades em que essas amostras passaram pela isoterma de 120°C, indicando assim a ocorrência de uma tectônica com comportamento diferenciado nos diversos setores desta região.

*Palavras Chave:* Cráton Amazônico, Bacia do Amazonas, História termotectônica, Termocronologia, Traço de Fissão em Apatita.

## ABSTRACT

The region of Itaituba (PA) located at the South portion of the sedimentary basin of the Amazon can be defined as a border zone between this basin and the Amazonian Craton. In this region outcrop sedimentary rocks, belonging to Pitinga, Maecuru, Ererê, Barreirinha, Curiri, Monte Alegre and Itaituba Formations, representatives of sineclise phase sedimentary basin of the Amazon; sedimentary rocks the stage rift gathered in Prosperança Formation; besides igneous rocks of Iriri Group, Parauari Intrusive Suite and Maloquinha Intrusive Suite, which compose the basement of the sedimentary basin. The fission track thermochronology of apatite was used in the investigation of thermotectonic evolution of the sedimentary basin of the Amazon region of Itaituba (PA), mainly from the dating of basement rocks of the basin. The method of fission tracks in apatite is a marker thermochronologic low temperature, recording temperatures of up to 120 ° C. When subjected to conditions of temperatures above the traces of apatite fission are cleared, resetting the clock geochronological for this method, and registers, thus, a new event. Thus, this tool was used to investigate the age of the tectonic processes that affected the Amazon Basin, which were also recorded in the rocks of its basement. Given the scarcity of apatite in sedimentary rocks sampled units of the Amazon basin, only a sample of the Monte Alegre Formation sandstone has been dated by fission track method. However, in the basement could be dated 20 samples, representing various rocks including rhyolites, granites and olivine-diabase of Paleoproterozoic, belonging to the three units mentioned above. The sandstone of the Monte Alegre Formation, whose age of the lithostratigraphy and Mesocarbonífero, provided apparent ages in apatite fission track (AFT) from 91 Ma. Statistically this sample revealed the existence of two populations of apatite grains: a population with a mean age of 105 Ma and another population with a mean age of 64 Ma, indicating that this sample was subjected to two events thermotectonic. This fact can be confirmed through the thermal modeling also showed that the presence of two events whose ages are 106 Ma and 58 Ma. Samples of the basement were divided into three groups according to ages TFA obtained and the results of mathematical models. In group 1 TFA ages ranged from 163.0 Ma and 258.7 Ma, for group 2 ages were established between 142.1 Ma and 147.4 Ma, while samples of group 3 were between 170.1 Ma and 180.9 Ma is noteworthy that the ages of crystallization of igneous bodies sampled are between 1.8 and 1.9 Ga. The mathematical modeling of samples of groups 1 and 2 record the same episódios, a first cooling, followed by heating and finally an episode of cooling. This last cooling event occurred about 100 Ma for all samples of these groups, except the sample IT-16 passing

through the final event of cooling for 62 Ma. The thermal histories of samples IT-22 and 23 show a period of accelerated cooling compared to previous samples, their thermal histories ending at 39 Ma and 35 Ma, respectively, suggesting the existence of neotectonic events in the region. The events of approximately 100 Ma recorded in the Monte Alegre Formation sandstone and models of the samples of the basement can be related to a compressional tectonics that occurred according to the opening of the eastern equatorial Atlantic and the convergent movement of Andean subduction zone, west of South American plate. In turn the events of Tertiary age (64-58 Ma) marked these rocks may show reflections of a process where dextral transform interacted plates South American, Caribbean and Nazca, reactivating old fracture zones. The various ages obtained for samples of the basement (ranging from 142.1 Ma and 258.60 Ma) are markers of major tectonic events, but may be registering the different ages at which these samples passed by the isotherm of 120 ° C, indicating thus the occurrence of a tectonic with different behavior in different areas of this region.

*Keywords:* Amazonian Craton, Amazon Basin, History thermotectonic, Thermochronologia, Fission tracks in apatite.

**LISTA DE ILUSTRAÇÕES**

Figura 1 - Mapa de localização da região de Itaituba. _____	2
Figura 2 - Localização e limites da Bacia do Amazonas. _____	4
Figura 3 - Mapa com a divisão das Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico. _	5
Figura 4 - Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas. _____	11
Figura 5 - Lineamentos NW-SE, transversais à Bacia do Amazonas. _____	13
Figura 6 - Direção dos esforços eo-cretáceos que atuaram na placa Sul Americana e deformaram a Bacia do Amazonas. _____	14
Figura 7 - Esboço tectônico da interação de placas no terciário e sua influência na estrutura da Bacia do Amazonas. _____	15
Figura 8 - Mapa geológico da área de estudo indicando os pontos amostrados. _____	17
Figura 9 - Afloramento de ignimbrito da Formação Aruri. _____	18
Figura 10 - Afloramento de ignimbrito da Formação Aruri. _____	19
Figura 11 - Afloramento constituído de granito da Suíte Intrusiva Maloquinha. _____	20
Figura 12 - Afloramento da Formação Prosperança. _____	21
Figura 13 - Afloramento da Formação Maecuru. _____	22
Figura 14 - Afloramento da Formação Ererê. _____	22
Figura 15 - Afloramento da Formação Barreirinha. _____	23
Figura 16 - Afloramento da Formação Curiri. _____	23
Figura 17 - Afloramento da Formação Monte Alegre, (Amostra IT-06). _____	25
Figura 18 - Afloramento da Formação Monte Alegre, (Amostra IT-07). _____	25
Figura 19 - Afloramento da Formação Monte Alegre, (Amostra IT-08). _____	26

Figura 20 - Afloramento da Formação Itaituba. _____	27
Figura 21 - Modelo de pontas de explosão iônica, com a formação dos traços de fissão. _	29
Figura 22 - Processo de ataque em traços perpendiculares a superfície com $V_T$ e $V_G$ constantes e $V_T > V_G$ . _____	32
Figura 23 - O comprimento do traço de fissão após ataque químico. _____	32
Figura 24 - Representação esquemática das zonas de estabilidade e apagamento dos traços de fissão. _____	34
Figura 25- Influência da história térmica na acumulação de traços de fissão espontâneos.	36
Figura 26 - Esquema representando os traços de fissão confinados. _____	38
Figura 27 - Fotomicrografia de um cristal de apatita. _____	38
Figura 28 - Sequência de etapas envolvidas no método do detector externo para datação por traço de fissão. _____	42
Figura 29 - Preparação das amostras em laboratório. _____	48
Figura 30 - Montagem com 90 cristais de apatita em resina epoxy, para datação por Traços de Fissão. _____	50
Figura 31 - Esquema da pilha de irradiação montada para este trabalho com o método do detector externo. _____	51
Figura 32 - Fotomicrografia dos traços de fissão na apatita e no detector externo. _____	52
Figura 33 - Par pastilha-kapton montados em lâmina delgada (a) pronto para ser analisado em microscópio óptico (b). _____	53
Figura 34 - Diagrama radial da amostra IT-08. _____	60
Figura 35 - a) Diagrama radial indicando duas populações de grãos; b) Histograma das idades TFA mostrando dois picos principais de idades. _____	61
Figura 36 - Histograma da distribuição do comprimento dos traços confinados. _____	63
Figura 37 - Esquema da pilha de irradiação montada para este trabalho com o método do detector externo. _____	63

Figura 38 - Diagramas radiais com as idades centrais das duas amostras IT-15, pertencentes ao grupo 1. _____	65
Figura 39 - Diagramas radiais com as idades centrais das amostras pertencentes ao grupo 1, A) amostra IT-16 e B) amostra IT-17. _____	65
Figura 40 - Diagramas radiais com as idades centrais das duas amostras IT-18, pertencentes ao grupo 1. _____	66
Figura 41 - Diagramas radiais das amostras IT-19, 20 e 21 pertencentes ao grupo 2. _____	67
Figura 42 - Diagramas radiais das amostras IT-22 e IT-23, pertencentes ao grupo 2. _____	69
Figura 43 - Mapa geológico com as amostras datadas e suas respectivas idades. _____	70
Figura 44 - Mapa geológico da área de estudo com a localização dos pontos datados e os diagramas de distribuição dos comprimentos dos traços confinados. _____	75
Figura 45 - Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra IT-08 e histograma dos comprimentos dos traços confinados. _____	78
Figura 46 - Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra IT-12 e histograma dos comprimentos dos traços confinados. _____	79
Figura 47 - Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra IT-14 e histograma dos comprimentos dos traços confinados. _____	80
Figura 48 - Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra IT-15 e histograma dos comprimentos dos traços confinados. _____	81
Figura 49 - Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra IT-16 e histograma dos comprimentos dos traços confinados. _____	82
Figura 50 - Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra IT-17 e histograma dos comprimentos dos traços confinados. _____	83
Figura 51 - Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra IT-18 e histograma dos comprimentos dos traços confinados. _____	84
Figura 52 - Histórias térmicas agrupadas para as amostras do grupo 1. _____	84
Figura 53 - Representação gráfica da modelagem térmica obtida para amostras do grupo 2 (IT-19, IT-20 e IT-21) e histograma dos comprimentos dos traços confinados. _____	86
Figura 54 - Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra IT-22 e histograma dos comprimentos dos traços confinados. _____	87
Figura 55 - Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra IT-23 e histograma dos comprimentos dos traços confinados. _____	88

**LISTA DE TABELAS**

Tabela 1 - Amostragem do trabalho de campo. _____	46
Tabela 2 - Ajustes dos parâmetros utilizados no separador magnético <i>Frantz</i> na separação da apatita. _____	49
Tabela 3 - Litotipos datados pelo MTFA mostrando a qualidade de cada amostra datada.	55
Tabela 4 - Dados analíticos traços de fissão das amostras da região Itaituba (PA). _____	59
Tabela 5 - Distribuição dos Comprimentos dos Traços de Fissão por classes das amostras de Itaituba (PA). _____	74
Tabela 6 - Amostras datadas pelo MTFA, comparando as idades estratigráficas com as idades absolutas. _____	89
Tabela 7 - Cálculo das taxas de resfriamento aparente (TAR) para cada grupo de amostras. _____	93
Tabela 8 - Cálculo das seções denudadas para a da área de estudo, considerando diferentes gradientes geotérmicos. _____	95

**LISTA DE SIGLAS**

MTFA-	Método Traços de Fissão em Apatita
TF-	Traços de Fissão
TFA-	Traços de Fissão em Apatita
ZET-	Zona de Estabilidade Parcial
ZAP-	Zona de Apagamento Parcial
ZAT-	Zona de Apagamento Total
TAR-	Taxas Aparentes de Resfriamento
TAA-	Taxas Aparentes de Aquecimento

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA .....</b>	<b>iv</b>
<b>AGRADECIMENTOS .....</b>	<b>v</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>vii</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>viii</b>
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES .....</b>	<b>x</b>
<b>LISTA DE TABELAS .....</b>	<b>xiii</b>
<b>LISTA DE SIGLAS .....</b>	<b>xiv</b>
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1 APRESENTAÇÃO .....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO .....	2
1.3 OBJETIVOS .....	3
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....</b>	<b>4</b>
2.1 O PREENCHIMENTO SEDIMENTAR DA BACIA DO AMAZONAS.....	7
2.2 ARCABOUÇO ESTRUTURAL .....	12
<b>3 O CONTEXTO GEOLÓGICO DA REGIÃO DE ITAITUBA .....</b>	<b>16</b>
<b>4 METODOLOGIA TRAÇOS DE FISSÃO (TF) .....</b>	<b>28</b>
4.1 FUNDAMENTOS DA METODOLOGIA .....	28
4.1.1 Formação dos traços de fissão nos minerais .....	28
4.1.2 Revelação dos traços .....	31
4.1.3 Apagamento dos traços de fissão (Annealing) .....	33
4.1.4 Influência composicional das apatitas no cálculo da idade traço de fissão..	35
4.1.5 Significado das idades traço de fissão .....	35
4.1.6 O Comprimento dos Traços de Fissão Confinados .....	37
4.2 CÁLCULO DA IDADE TRAÇOS DE FISSÃO (TF) .....	39
4.2.1 Fator de calibração “Zeta” .....	40
4.2.2 Método do detector externo .....	41
4.2.3 Vidros dosimétricos .....	43
4.2.4 Apatita padrão .....	43
4.3 APLICAÇÃO DO MÉTODO DOS TRAÇOS DE FISSÃO EM EMBASAMENTO DE BACIAS SEDIMENTARES .....	44
<b>5 TRABALHOS DE CAMPO .....</b>	<b>45</b>

<b>6 TRABALHOS LABORATORIAIS .....</b>	<b>47</b>
6.1 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS PARA ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS .....	47
<b>6.1.1 Preparação das amostras para irradiação .....</b>	<b>49</b>
<b>6.1.2 Retorno das amostras do reator .....</b>	<b>51</b>
6.2 TRABALHOS DE MICROSCOPIA .....	52
<b>6.2.1 Estudos petrográficos .....</b>	<b>52</b>
<b>6.2.2 Contagem dos traços de fissão e medição dos traços confinados .....</b>	<b>53</b>
6.3 DETERMINAÇÃO DA COMPOSIÇÃO DAS APATITAS .....	54
<b>7 RESULTADOS DOS DADOS TRAÇOS DE FISSÃO .....</b>	<b>55</b>
7.1 DETERMINAÇÃO DO FATOR ZETA .....	56
7.2 IDADE DO PADRÃO FISH CANYON TUFF .....	56
7.3 DETERMINAÇÃO DA DOSIMETRIA (Rhod) .....	56
7.4 RESULTADOS DAS IDADES TRAÇOS DE FISSÃO DAS AMOSTRAS SEDIMENTARES E DO EMBASAMENTO DA BACIA DO AMAZONAS .....	57
<b>7.4.1 Amostra detrítica (IT-08) .....</b>	<b>61</b>
7.4.1.1 Aplicação do modelo de misturas de Sambridge & Compston .....	62
<b>7.4.2 Amostras do Embasamento .....</b>	<b>64</b>
7.4.2.1 Amostras do Grupo 1 .....	64
7.4.2.2 Amostras do grupo 2 .....	67
7.5 ANÁLISE DOS COMPRIMENTOS DOS TRAÇOS CONFINADOS DAS AMOSTRAS DO EMBASAMENTO (Lc)	71
<b>7.5.1 Amostras do embasamento - Grupo 1 .....</b>	<b>71</b>
<b>7.5.2 Amostras do embasamento - Grupo 2 .....</b>	<b>72</b>
<b>8 MODELAGENS DOS DADOS TRAÇOS DE FISSÃO PARA O ESTABELECIMENTO DAS HISTÓRIAS TÉRMICAS DA REGIÃO DE ITAITUBA – BACIA DO AMAZONAS .....</b>	<b>76</b>
8.1 MODELAGEM MONTETRAX PARA A AMOSTRA DETRÍTICA (IT-08) ....	77
8.2 MODELAGEM MONTE TRAX PARA AS AMOSTRAS DO EMBASAMENTO .....	78
<b>8.2.1 Amostras do Grupo 1 .....</b>	<b>78</b>
<b>8.2.2 Amostras do Grupo 2 .....</b>	<b>85</b>
8.3 INTERPRATAÇÃO DOS MODELAMENTOS TRAÇOS DE FISSÃO .....	89
<b>8.3.1 Amostra detrítica (IT-08) .....</b>	<b>89</b>
<b>8.3.2 Amostras do embasamento .....</b>	<b>90</b>
8.4 ANÁLISE DAS TAXAS DE RESFRIAMENTO APARENTE .....	91
8.5 TAXAS DE DENUDAÇÃO COM ESTIMATIVAS DE DIFERENTES GRADINETES GEOTÉRMICOS .....	94
<b>9 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS OBTIDOS .....</b>	<b>96</b>
9.1 O ARENITO DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE .....	96
9.2 ROCHAS DO EMBASAMENTO DA BACIA DO AMAZONAS .....	97
9.3 RELAÇÕES ENTRE OS DADOS TRAÇOS E OS EVENTOS GEOLÓGICOS	98
<b>10 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....</b>	<b>100</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>102</b>

<b>ANEXO I:</b> Caixas de Monte Carlo utilizadas para modelagem com seus respectivos intervalos de tempo e temperatura .....	108
<b>ANEXO II:</b> Idades TFA dos grãos individuais para as amostras datadas .....	110

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 APRESENTAÇÃO

A Sinéclise do Amazonas é uma bacia intracratônica com cerca de 500.000 Km<sup>2</sup>, abrangendo parte dos Estados do Amazonas e Pará. Está limitada ao norte pelo escudo das Guianas e ao sul pelo Escudo Brasileiro. Duas seqüências de primeira ordem podem ser reconhecidas nos 5000 m do preenchimento sedimentar da Bacia do Amazonas: uma paleozóica, intrudida por diques e soleiras de diabásio, e uma mesozóico-cenozóica (Cunha *et al.* 1994).

Nos últimos anos a Bacia do Amazonas tem sido alvo de diversos trabalhos envolvendo estudos petrológicos, tectônicos, litoestratigráficos, geomorfológicos e sedimentológicos (Wanderley Filho 1991; Torres 1998; Cunha 2000; Costa 2002). Esses estudos têm contribuído para o entendimento da evolução tectono-estrutural desta bacia que é complexo e não totalmente esclarecido.

Neste sentido, no presente, estudo propõe-se a utilizar a termocronologia por traço de fissão em apatita, na borda sul da Bacia do Amazonas, em rochas sedimentares e principalmente em rochas constituintes do embasamento, visando contribuir para o entendimento da evolução termotectônica deste setor da bacia. Esta ferramenta tem se mostrado potencialmente útil quando aplicada em bacias sedimentares, permitindo reconstituir a história térmica, proveniência dos sedimentos e episódios de subsidência e ou soerguimento. A termocronologia por traços de fissão quando aplicada no embasamento de uma bacia, permite investigar a influência dos processos tectônicos registrados nas rochas, tanto do embasamento quanto nas rochas das formações sedimentares. Salienta-se que estudos na borda da bacia são escassos, tanto nas áreas da geologia estrutural, da evolução tectônica quanto da geocronologia.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo localiza-se na borda sul da Bacia do Amazonas, mais precisamente no município de Itaituba, na porção sudoeste do Estado do Pará, entre as coordenadas  $4^{\circ}10'$  e  $5^{\circ}00'S$  de latitude e  $55^{\circ}45'$  e  $56^{\circ}30'W$  de longitude (Fig. 1).

O acesso ao município de Itaituba pode ser feito por via rodoviária, a partir de Belém, pelas rodovias estaduais PA-423, PA-254, e federais BR 163 e BR 230, ou ainda via aérea em vôos diários que partem de Belém.

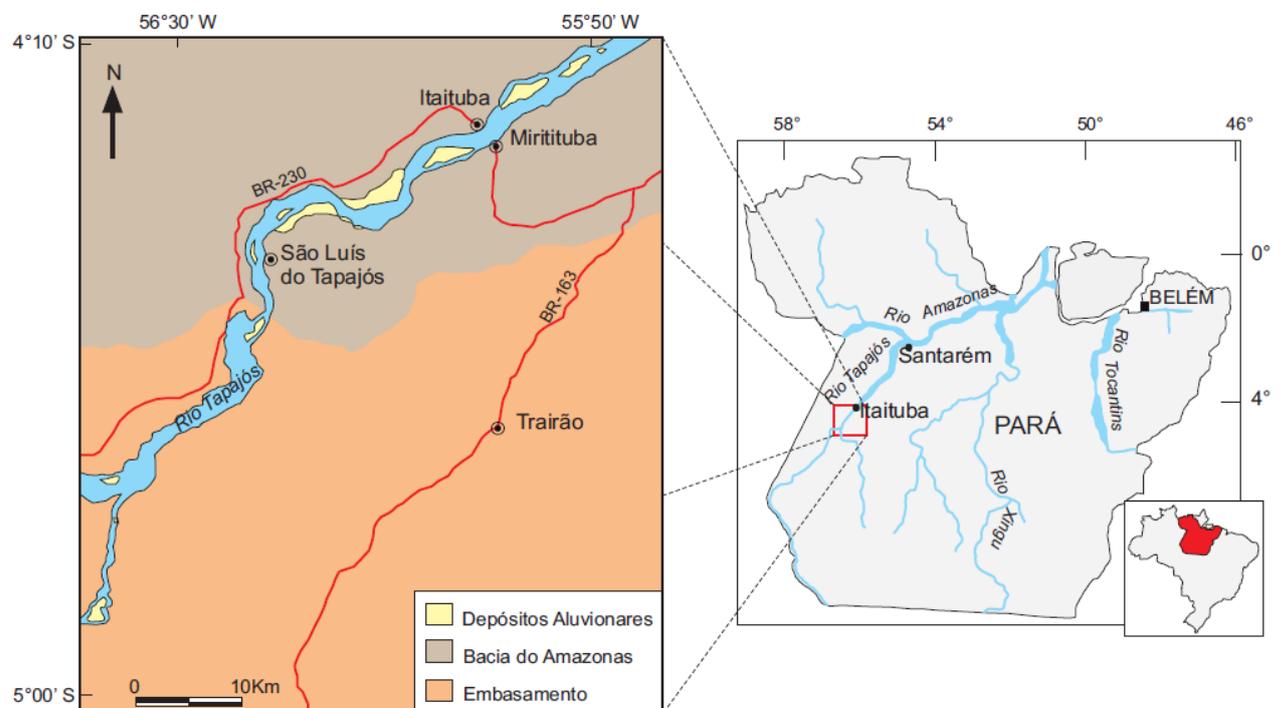


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo, município de Itaituba (PA) (modificado de CPRM 2009).

### 1.3 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo geral determinar a história termotectônica da borda sul da Bacia do Amazonas com ênfase na região de Itaituba (PA), através do método de traços de fissão em apatita (MTFA).

Os objetivos específicos são:

- ◆ Determinar as idades traço de fissão em apatita das rochas do embasamento da Bacia do Amazonas;
- ◆ Determinar a idade traço de fissão em apatita das rochas sedimentares da formação Monte Alegre da Bacia do Amazonas;
- ◆ Determinar a média dos comprimentos confinados dos traços de fissão em apatita e sua distribuição para investigar a história térmica da bacia;
- ◆ Modelar os dados obtidos pelo programa Monte Trax de Gallagher (1991);
- ◆ Integrar os dados geológicos e termocronológicos para um melhor entendimento da geologia da área;
- ◆ Contribuir para a divulgação da metodologia de traço de fissão em apatita como ferramenta de investigação de eventos termotectônicos.

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Bacia do Amazonas abrange uma área de aproximadamente 500.000 km<sup>2</sup>, possui seu maior eixo orientado na direção ENE-WSW. Seus estratos sedimentares recobrem as províncias pré-cambrianas dos escudos das Guianas e Brasil-Central, e seu preenchimento atinge uma espessura máxima de 5.000 m (Cunha *et al.* 1994). A bacia limita-se ao norte pelo escudo das Guianas, ao sul pelo Escudo Brasileiro. A oeste, o seu limite com a Bacia do Solimões é marcado pelo Arco de Purus e, a leste, o Arco de Gurupá a limita com a Bacia do Marajó (Fig. 2).

O embasamento da Bacia do Amazonas instalou-se sobre compartimentos litoestruturais, geocronológicos e geotectônicos, que constituem o Cráton Amazônico, o qual está inserido na Plataforma Sul Americana, e foi gradativamente formado deste o Arqueano até o Mesoproterozóico, com a bacia situada na sua porção central, (Cunha 2000).



Figura 2: Localização e limites da Bacia do Amazonas (modificado de Cunha 2000).

O Cráton Amazônico pode ser dividido em seis províncias geocronológicas, baseados em determinações de idades, trends estruturais, litologias e evidencias geofísica, (Tassinari & Macambira 1999). De acordo com esses autores, essas províncias são denominadas de Província Amazônia Central (> 2.3 Ga), Maroni-Itacaiunas (2.2 - 1.95 Ga), Ventuari-Tapajós (1.95 - 1.8 Ga), Rio Negro Jurema (1.8 - 1.55 Ga), Rondonia São Inácio (1.5 - 1.3) e Sunsás (1.25 - 1.0 Ga) (Fig. 3). Os limites entre essas províncias são bastante discutidos até hoje por outros autores como, por exemplo, Santos *et al.* (2000).

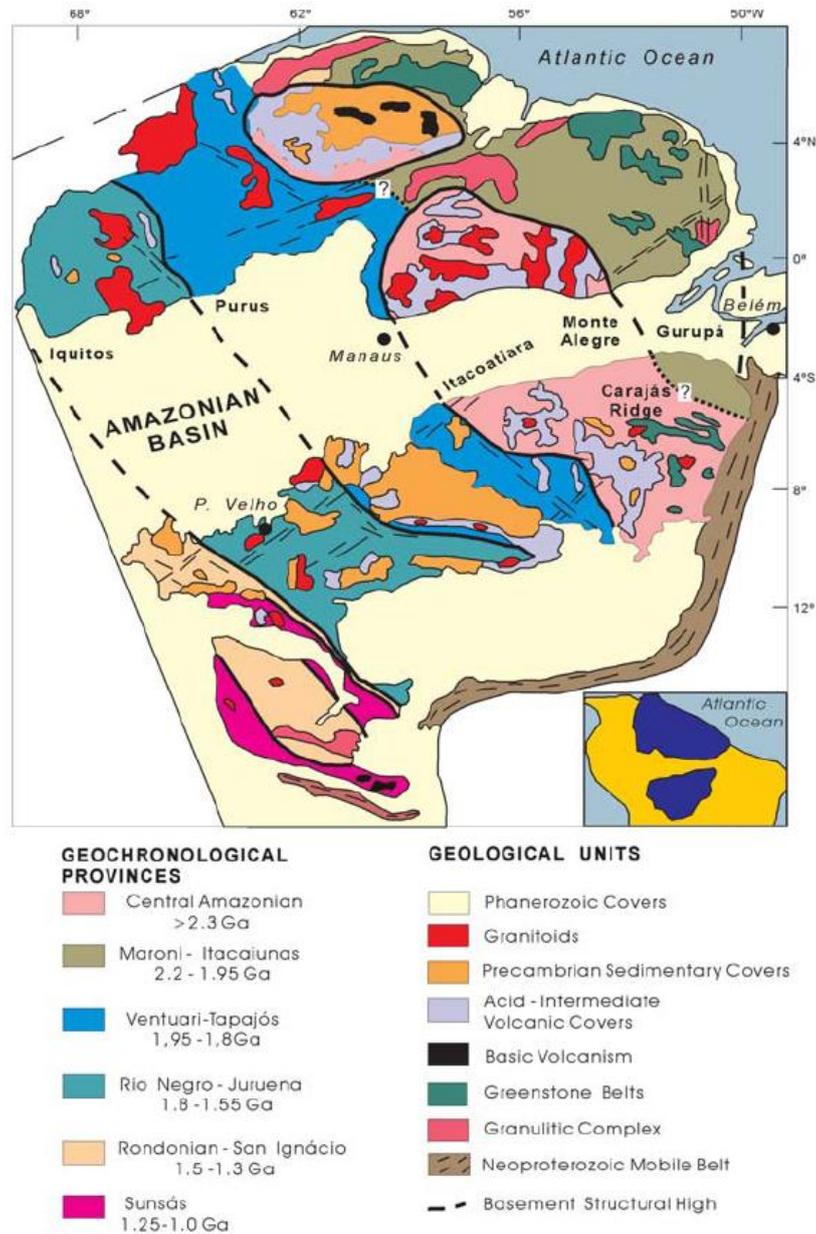


Figura 3: Mapa mostrando a divisão das Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (extraído de Tassinari & Macambira 1999).

Segundo Cunha (2007), o substrato proterozóico sobre o qual se desenvolveu o pacote sedimentar da Bacia do Amazonas está representado por rochas pertencentes à Província Amazônica Central, Província Ventuari–Tapajós e Província Maroni-Itacaiunas.

Neste trabalho, realizado na borda sul da Bacia do Amazonas, adotamos que o embasamento pertence à Província Ventuari–Tapajós (Tassinari & Macambira 1999), uma vez que as unidades geológicas pré-cambrianas ali descritas estão incluídas nesta província.

As unidades mais antigas, que constituem o embasamento da Província Ventuari–Tapajós, são rochas metavulcano-sedimentares relacionadas ao Grupo Jacareacanga e gnaisses e granitóides granodioríticos a tonalíticos, com raros migmatitos e anfíbolitos associados, do Complexo Cuiú-Cuiú. Estes conjuntos formaram-se entre 2.0 Ga e 2.15 Ga, (Almeida *et al.* 1999). Essas seqüências foram intrudidas por granitóides sin a tardiorogênicos, também calcioalcalinos, mas de médio a alto potássio, de 1.99 Ga (Vasquez *et al.* 2002) representados pelos granitóides da Suíte Intrusiva Creporizão.

Na região de estudo as rochas que constituem o embasamento da Bacia do Amazonas são representadas pela Suíte Intrusiva Parauari, Suíte Intrusiva Igarana, Grupo Iriri, e a Suíte Intrusiva Maloquinha, todas de idade Paleoproterozóica.

A Suíte Intrusiva Parauari ocorre como batólitos e stocks, orientados segundo NW-SE. São intrusivos nas rochas crustais do Grupo Jacareacanga e nos maços do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Intrusiva Creporizão. Os batólitos desta suíte são intrudidos por corpos graníticos da Suíte Intrusiva Maloquinha e gabros da Suíte Intrusiva Igarana. Esta suíte é constituída em grande parte por monzogranitos porfiríticos e granodioritos inequigranulares (Vasquez *et al.* 2002). Esta unidade possui idade de cristalização  $1891 \pm 3$  Ma, obtidas pelo método de evaporação de Pb em zircão (Santos *et al.* 2000).

Os corpos da Suíte Intrusiva Igarana têm formas irregulares, orientados segundo E-W e NW-SE. Ocorrem seccionando as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e são intrudidos por granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha e apresentam relações de contato com as rochas da Suíte Intrusiva Parauari e Grupo Iriri. Esta suíte é composta por gabros, gabronorito, leuconoritos, diabásios e microgabros, dioritos, monzogabros e monzodioritos. Santos *et al.* (2004) dataram corpos desta suíte pelo método U-Pb em zircão e baddeleyita e obtiveram idade de cristalização de  $1880 \pm 7$  Ma.

As rochas do Grupo Iriri foram intrudidas por granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha (Lamarão *et al.* 2002) e intrudem ou são sobrepostas às rochas da Suíte Intrusiva Igarana (Pessoa *et al.* 1977). O Grupo Iriri está dividido nas Formações Aruri, constituída principalmente por rochas vulcanoclásticas e Formação Salustiano onde predominam

derrames de rochas vulcânicas félsicas, (Andrade *et al.* 1978). A Formação Salustiano é composta por riolitos, riodacitos e raramente dacitos porfíricos, com fenocristais e microfenocristais de feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda, em matriz afanítica ou microcristalina, enquanto a Formação Aruri é constituída de ignimbritos, brechas vulcânicas, tufos félsicos, conglomerados, arenitos e siltitos vulcânicos, (Vasquez *et al.* 2002). Os riolitos da Formação Salustiano fornecem idade média de cristalização por evaporação de Pb e U-Pb em zircão entre  $1890 \pm 6$  e  $1870 \pm 8$  Ma, (Moura *et al.* 1999, Vasquez *et al.* 2002).

As rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha ocorrem como stocks e batolitos, com formas circulares elipsoidais ou irregulares, ora alinhadas N-S, ora alongadas segundo NNW-SSE e NW-SE, (Klein & Vasquez 2000). Apresentam relações de intrusão com as rochas do Grupo Iriri e Suíte Intrusiva Parauari. Esta suíte é constituída por sienogranitos e feldspato-alcalino granitos, subordinadamente monzogranitos, e raros quartzo sienitos e quartzo monzonitos. Vasquez *et al.* (1999) obtiveram idade Pb-Pb em zircão de  $1.883 \pm 2$  Ma.

## 2.1- O PREENCHIMENTO SEDIMENTAR DA BACIA DO AMAZONAS

Segundo Cunha *et al.* (2007) o Grupo Purus que abrange as Formações Prosperança e Acari, correspondem a episódios anteriores à efetiva implantação da sinéclise e encontram-se preservados localmente na bacia sendo consideradas unidades secundárias na carta estratigráfica. A Formação Prosperança encontra-se bem preservada na porção ocidental da bacia, em regiões correspondentes a semi-grabens basculados para leste de encontro a expressivas zonas de falha de direção NW-SE, as quais resultam da estruturação da bacia durante o Proterozóico. Após a deposição desta unidade segue uma fase transgressiva na bacia, representada por sedimentos da Formação Acari depositado em ambiente de planície de maré.

A Bacia do Amazonas é constituída por duas megasequências de primeira ordem: uma paleozóica constituída por rochas sedimentares associadas a intrusões de diques e soleiras de diabásio, e uma mesozóico-cenozóico sedimentar (Fig. 4). A Megasequência Paleozóica é dividida em quatro sequências de segunda ordem: Sequência Ordovício-Devoniana, Sequência Devono-Tournaisiana, Sequência Neoviseana e Sequência Pensilvaniano-Permiana, (Cunha *et al.* 2007).

A deposição dos sedimentos da **Seqüência Ordovício-Devoniana** foi caracterizada por uma alternância de sucessões glaciais e marinhas com ingressões marinhas, de leste para oeste, em *onlap* sobre o Arco de Purus, que impedia sua conexão com a Bacia do Solimões. Esta seqüência foi reunida no **Grupo Trombetas** subdividido nas formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga, Manacapuru e Jatapu. As Formações Autás Mirim e Nhamundá não afloram na bacia, sendo identificadas apenas através de dados de subsuperfície e segundo Quadros *et al.* (1990) possuem idade eossiluriana, definida a partir do estudo de quitinozoários. A Formação Pitinga é composta por folhelhos e diamictitos marinhos depositados em ambiente gláciomarinho, de idade eossiluriana, com base em fósseis graptólitos encontrados na borda sul da bacia (Caputo 1971). A Formação Manacapuru é constituída por arenitos e pelitos neríticos. Apresenta idade siluro-devoniana baseada em análises bioestratigráficas de microfósseis quitinozoários (Quadros *et al.* 1990). A Formação Jatapu é constituída por arenitos e siltitos marinhos de idade lochkoviana (Melo & Loboziak 2003).

Após a discordância relacionada à orogenia Caledoniana, que foi provavelmente responsável pelo abaixamento do nível do mar durante o Siluriano, inicia-se um novo ciclo sedimentar de natureza transgressivo-regressiva, denominada de **Seqüência Devono-Tournaisiana**, originando a deposição dos grupos Urupadi e Curuá. A Formação Maecuru, unidade basal do Grupo Urupadi, é constituída por arenitos e pelitos neríticos deltaicos, de idade mesodevoniana, enquanto a Formação Ererê, a ela superposta, é composta por intercalações de siltitos, arenitos e folhelhos, depositados em ambiente de planície de maré, de idade mesodevoniana (Melo & Loboziak 2003). Após um pequeno pulso regressivo seguiu-se a deposição do Grupo Curuá, constituído pelas formações Barreirinha, Curiri e Oriximiná. A Formação Barreirinha é composta predominantemente por folhelhos negros, bem laminados, carbonosos, micáceos, piritosos e radioativos. A Formação Curiri é constituída por folhelhos, siltitos e diamictitos com leitões subordinados de arenito (Caputo *et al.* 1971), de ambiente glacial e sua idade é atribuída ao Neo-Devoniano, baseada em esporomorfos (Daemon & Contreiras 1971). Na Formação Oriximiná predominam arenitos finos a médios, brancos a avermelhados, maciços, micáceos, localmente com intercalações de siltitos, folhelhos e diamictitos, de idade neo-devoniana e eo-carbonífera.

No final da deposição da Seqüência Devono-Tournaisiana ocorreu uma intensa atividade tectônica nas margens da placa Sul-Americana, resultando na orogenia Acadiana, a qual ocasionou o soerguimento e a erosão desta seqüência, originando a discordância que a

separa da unidade sobreposta, Formação Faro. Assim a Formação Faro constitui a **Seqüência Neoviseana**, formada por arenitos e pelitos fluvio-deltaicos e litorâneos.

Em conseqüência da Orogenia Herciniana, o topo da Seqüência Neoviseana foi afetado e sofreu extenso processo erosivo.

Após um hiato temporal de 15 Ma, instalou-se um novo ciclo transgressivo-regressivo, durante o Neocarbonífero, acompanhado de mudança de clima frio para quente e árido. Neste ciclo transgressivo-regressivo ocorreu a deposição de aproximadamente 1500m de sedimentos, vinculados ao **Grupo Tapajós**, constituindo a **Seqüência Pensilvaniano-Permiana** (Cunha *et al.* 2007). No início da deposição desta seqüência houve, provavelmente, um abaixamento nível do mar que permitiu a deposição em ambiente continental desértico dos sedimentos da Formação Monte Alegre, composta basicamente por quartzo arenitos, que foi posicionada no Meso-Carbonífero por Playford & Dino (2000), de idade neobashkiriana. Depois ocorreu uma transgressão gradual resultando na acumulação de carbonatos e folhelhos no topo desta formação. Neste período ocorreu o soerguimento do arco de Gurupá a leste e uma leve inclinação de toda a bacia do Amazonas para oeste proporcionando esta transgressão neocarbonífera, agora provavelmente do oeste (região andina). Em conseqüência o arco de Purus foi encoberto pelo mar e a Bacia do Solimões ligou-se a Bacia do Amazonas (Caputo 1988).

O auge da sedimentação marinha é representada pela Formação Itaituba composta de folhelhos, carbonatos e anidritas. Após um pequeno rebaixamento do nível do mar, onde se formaram bacias isoladas, foi possível a deposição de sais de cloreto de sódio e mais restritamente cloreto de potássio da Formação Nova Olinda. O final desse ciclo tectonossedimentar é caracterizado pela retomada da sedimentação predominantemente continental, representada por siltitos e arenitos avermelhados e raras anidritas, constituindo-se a Formação Andirá.

A Bacia do Amazonas foi submetida a forças distensivas de direção E-W, que antecederam a abertura do Atlântico Norte e Equatorial, propiciando a formação de fraturas de direção N-S, por meio das quais ascendeu magma basáltico que deu origem a um enxame de diques e soleiras de diabásio jurotriássicos (Lopes 2005). Segundo Aires (1985) *apud* Torres (1989), ocorreram três eventos magmáticos denominados de episódio Cassiporé (210 Ma), Penatecaua (180 Ma) e Apoteri (150 Ma). Sendo os dois primeiros ligados a abertura do Atlântico Norte. Datações posteriores através do método Ar-Ar indicaram de maneira geral que essas rochas ígneas limitam-se entre 191 Ma e 210 Ma, (Zalán 2004).

A abertura do Atlântico equatorial a leste, e a zona de subducção andina cretácea, a oeste da placa Sul-Americana resultaram em esforços compressivos ENE-WSW e WNW-ESE, que provocaram reativações de fraturas e deformação compressiva no continente, (Campos & Teixeira 1988). Alguns autores como Almeida, 1972 *apud* Zalán, 2004 denominam este episódio de Diastrofismo Juruá, e como sendo a mais expressiva deformação que afetou a Plataforma Sul-Americana durante a reativação Wealdeniana.

Ao final dos esforços compressivos relacionados ao Diastrofismo Juruá, ocorreu um relaxamento tectônico iniciando-se um novo ciclo deposicional denominada **Megasequência Mesozóico-Cenozóica** constituída pelas seqüências **Cretácea e Terciária**, onde foram depositados os sedimentos clásticos continentais do Grupo Javari (Eiras *et al.* 1994; Cunha *et al.* 1994), agrupados nas formações Alter do Chão e Solimões, que se assentam diretamente sobre a discordância do topo do Paleozóico (discordância pré-cretácea). Cunha *et al.* (2007) incluem no Grupo Javari, a Formação Marajó, que ocorre na porção oriental da Bacia do Amazonas.

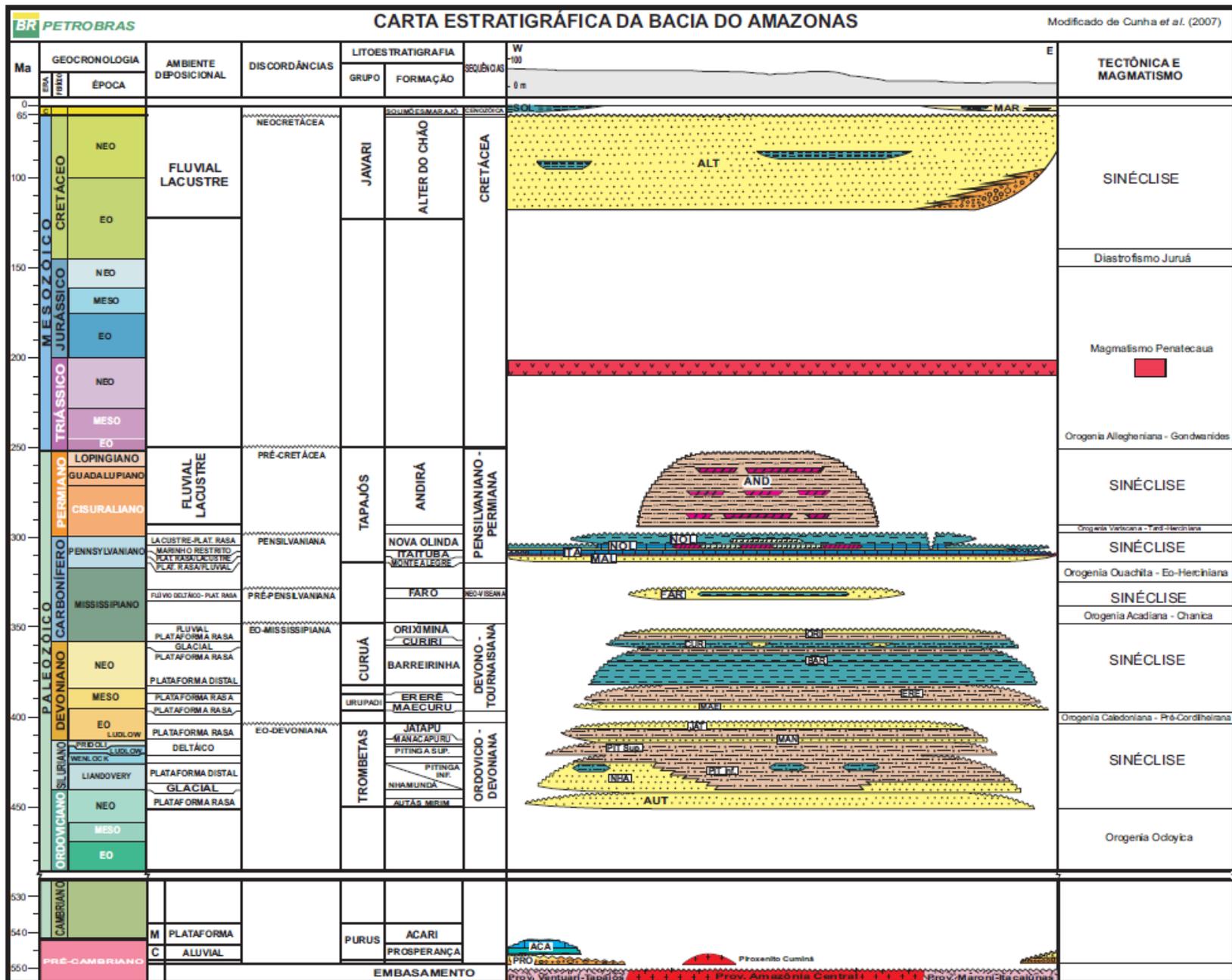


Figura 4: Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas (modificada de Cunha et al. 2007).

## 2.2 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

O tectonismo da Bacia do Amazonas é de natureza cratônica essencialmente rúptil de pouca expressão vertical, mas com deformações regionais de grande escala relacionadas com a reativação de antigas descontinuidades presentes nas principais faixas tectono-orogênicas do embasamento pré-cambriano durante o Fanerozóico (Rezende & Brito 1973).

Dados sísmicos e anomalias morfoestruturais exibem evidências de falhas associadas com dobras discretas nos sedimentos paleozóicos e falhas na cobertura terciária, enquanto dados gravimétricos mostram a existência de varias descontinuidades orientadas para NW-SE e NNW-ESE na bacia, paralelas a falhas do embasamento (Hasui *et al.* 1984). Portanto a geologia do embasamento proporcionou um entendimento mais amplo a respeito do arcabouço tectônico da região Amazônica e conseqüentemente da bacia do Amazonas, permitindo a visualização de linhas estruturais mestras, que foram aquelas geradas no embasamento (Wanderley Filho & Costa 1991).

Segundo Wanderley Filho (1991), a Bacia do Amazonas instalou-se no Paleozóico com orientação geral de falhas normais NE-SW, sendo segmentada por falhas transferentes de direção NW-SE, resultando na estruturação em “dog-leg” (Fig. 5). Como estruturas principais ocorrem ainda falhas transcorrentes e os arcos limítrofes de Purus e Gurupá. As falhas normais foram ativas apenas no estágio inicial de implantação da bacia e sua direção geral NE-SW indica que estas falhas tendem a se unir em direção ao Arco de Purus, evidenciando que a bacia abriu mais para leste do que para oeste. As falhas de transferência NW-SE seccionam e deslocam os depocentros de quase todas as unidades litológicas e o eixo de anomalias gravimétricas positivas, impondo à bacia a forma de “dog leg”. O padrão em “dog leg” é resultado da interação entre as falhas normais NE-SW, que compõem parte da arquitetura dos riftes eo-paleozóicos e as falhas de transferência NW-SE. Essa estruturação constata que tais falhas permaneceram ativas até o Terciário.

Os arcos limítrofes são amplas feições estruturais que foram ativas do ponto de vista tectônico durante a evolução da Bacia do Amazonas controlando a sedimentação de algumas seqüências paleozóicas. O Arco de Purus é um alto estrutural orientado na direção NW-SE e está vinculado ao desenvolvimento de grábens decorrentes da extensão regional NW-SE, do Mesoproterozóico (Wanderley Filho 1991). O Arco de Gurupá também com direção NW-SE, delimita a fronteira entre a Bacia do Amazonas e o Gráben do Marajó. Seu desenvolvimento se deu no final do Permocarbonífero, antecedendo o tectonismo que culminou com a intensa atividade ígnea do Juro-Triássico e ruptura do megacontinente Pangea.

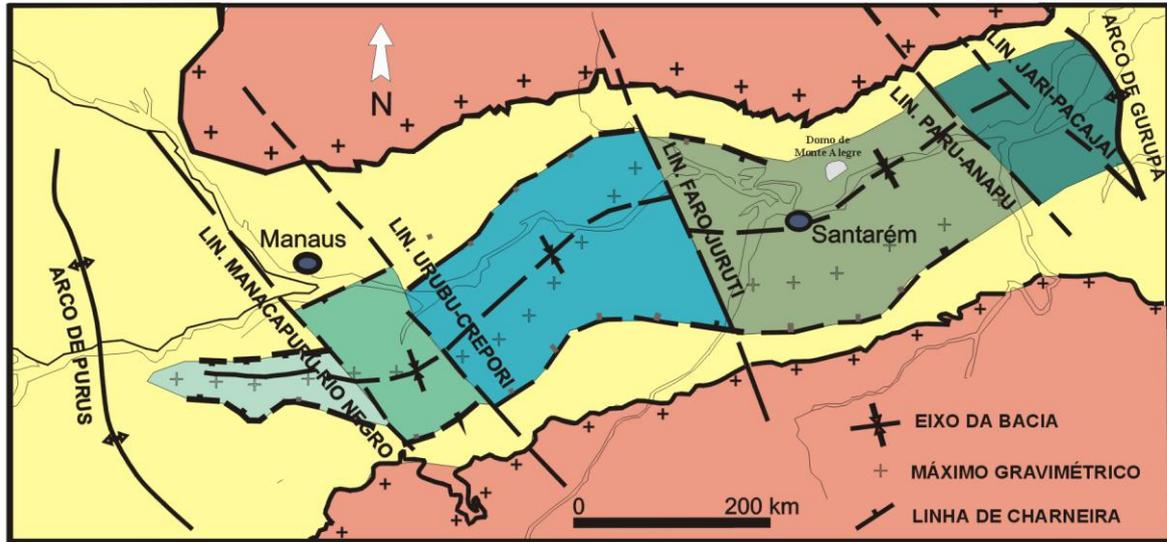


Figura 5- Lineamentos NW-SE, transversais à bacia, interpretados como falhas de transferências por Wanderley Filho (1991) resultando na estruturação em “dog-leg” (extraído de Costa 2002).

Outras importantes estruturas tectônicas regionais da Bacia do Amazonas foram implantadas ou consolidadas durante o Mesozóico e o Cenozóico.

Esforços compressivos E-W na Bacia do Amazonas no Eocretáceo são evidenciados por anticlinais assimétricas e falhas reversas NE-SW nas unidades pré-cretáceas de sua porção sudoeste, na região do Tapajós. Tais esforços, que causaram a inversão positiva da Bacia do Amazonas no início do Cretáceo foram sucedidos por erosão generalizada, onde a maior evidência da atuação destes esforços compressoriais é a ausência de sedimentação no período Triássico-Cretáceo Inferior (Campos & Teixeira 1988). Esses esforços regionais estão possivelmente relacionados ao processo de abertura do Atlântico Equatorial a leste e a zona de subducção andina cretácica, a oeste da placa Sul Americana. Esta é confirmada por dobramentos, falhamentos reversos e intrusivas magmáticas ocorrentes a partir da inflexão para sudeste da costa ocidental da América do Sul, sendo posicionado através de radiometria numa idade média de 110 Ma (Aptiano/Albiano). Assim os esforços de sentido WSW, responsáveis pelo rompimento da ligação entre as placas Sul Americana e Africana, no leste equatorial encontrariam uma reação de mesma direção e sentido contrário, ENE, originada na faixa Andina, criando então um campo de tensões no interior do continente Sul Americano (Fig. 6) (Campos & Teixeira 1988).

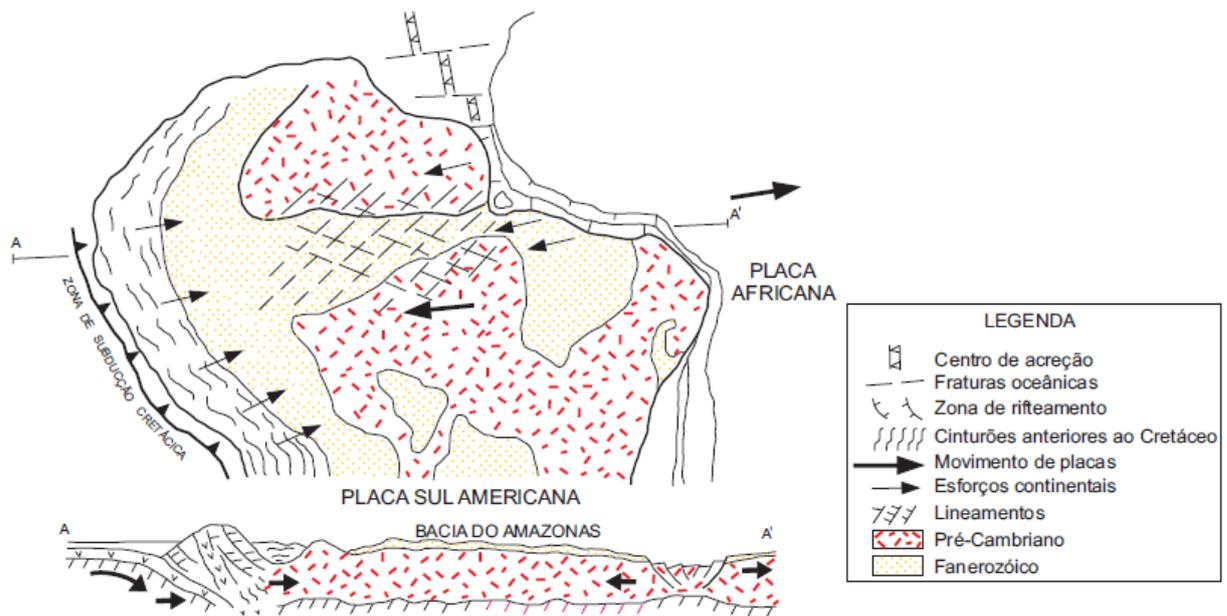


Figura 6: Direção dos esforços eo-cretáceos que atuaram na placa Sul Americana e deformaram a Bacia do Amazonas, originados do processo de abertura do atlântico Equatorial a leste e em contraposição a zona de subducção cretácica, à Oeste (compilado de Campos & Teixeira 1988).

Rezende e Brito (1973), estudando a Bacia do Amazonas, observaram um controle da drenagem por estruturas do embasamento, representando, segundo os autores, uma reativação terciária deste sistema.

Segundo Campos *et al.*(1987) *apud* Campos & Teixeira (1988), com base nos estilos das estruturas presentes nas seções sísmicas da porção mais oriental da Bacia do Amazonas (Baixo Amazonas), propuseram que esta região da bacia foi submetida a esforços extensionais oblíquos no Terciário, que lhe imprimiram um estilo estrutural caracterizado por blocos rotacionados ao longo de falhamentos transcorrentes relacionados aos sistemas de lineamentos do embasamento. A origem destes estilos estruturais pode ser explicada através de um mecanismo onde o escudo das Guianas sofreria uma rototranslação anti-horária, em relação ao escudo brasileiro. Em termos de tectônicas de placas, este mecanismo teria ligação com um processo transformante dextral onde interagiram as placas Sul Americana, Caribeana e Nazca, ocorrido possivelmente no Eoceno Superior (Campos & Teixeira 1988) (Fig. 7).

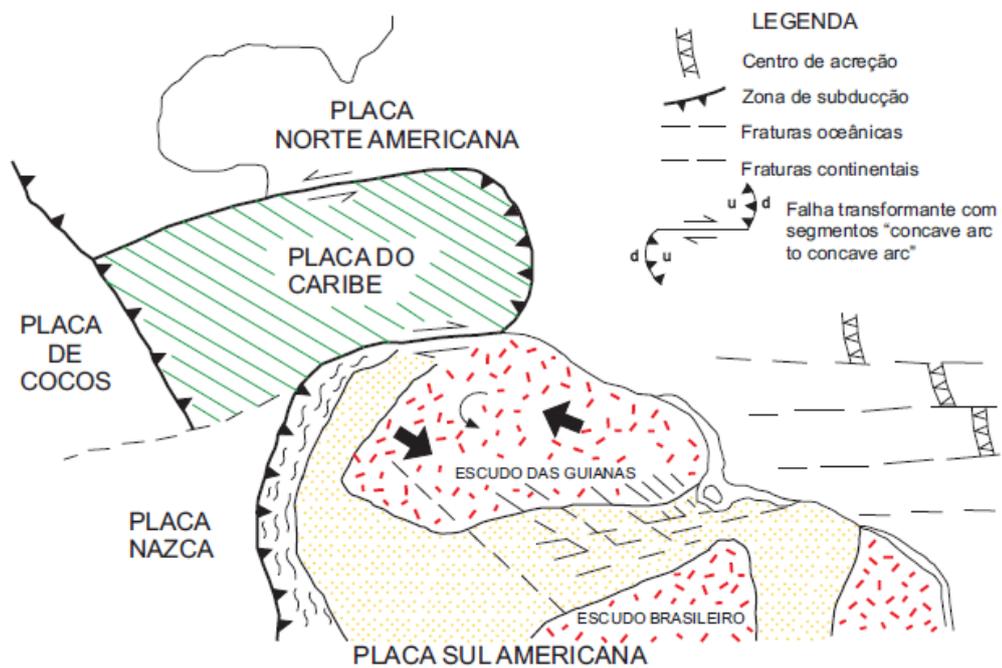


Figura 7: Esboço tectônico da interação de placas no terciário e sua influência na estrutura da Bacia do Amazonas (compilado de Campos & Teixeira 1988).

Travassos e Barbosa Filho (1990) identificaram a partir de estudos sísmicos, gravimétricos e magnetométricos um evento tectônico Terciário bastante expressivo ocorrido na borda sul da Bacia do Amazonas, na região do rio Tapajós, entre os rios Abacaxis e Curuá do Sul, com aproximadamente 540 km de comprimento por 50 a 100 km de largura. O mapeamento evidenciou a presença de uma zona deformada afetando sedimentos de idade cretácea superior a terciária, trata-se de uma área estruturalmente caracterizada por um conjunto de dobras e falhas desenvolvidas na direção geral NE, que devem corresponder a antigas cicatrizes do embasamento que foram reativadas durante a evolução geológica da bacia.

### 3 O CONTEXTO GEOLÓGICO DA REGIÃO DE ITAITUBA

Na borda sul da Bacia do Amazonas, região de Itaituba ocorrem extensos afloramentos de rochas sedimentares pertencentes a esta bacia, bem como rochas ígneas de seu embasamento. Esses afloramentos ficam bem expostos no período de seca desta região, época em que o rio Tapajós atinge seu nível mais baixo, possibilitando assim o estudo das unidades que ali afloram.

As unidades que afloram na área de estudo são descritas a seguir e podem ser visualizadas no mapa geológico (Fig. 8).

O substrato pré-cambriano da área de estudo está inserido na Província Ventuari-Tapajós, e as rochas que constituem o embasamento da Bacia do Amazonas nesta região são representadas pelas unidades: Suíte Intrusiva Parauari, Suíte Intrusiva Igarana, o Grupo Iriri e a Suíte Intrusiva Maloquinha.

A **Suíte Intrusiva Parauari** situa-se na porção sul da área de estudo. Seus afloramentos estão expostos ao longo da BR 163, ocorrendo como batólitos e stocks, com formas irregulares, orientados na direção NW-SE. Os batólitos da Suíte Intrusiva Parauari são intrudidos por corpos graníticos da Suíte Maloquinha.

As rochas da Suíte Intrusiva Parauari são classificadas como sienogranitos de coloração rosa, granulação média, constituída essencialmente por feldspato, quartzo e plagioclásio. Microscopicamente possuem textura granular, apresentando quartzo geralmente intersticial com fraca extinção ondulante, ocorrendo como agregados e fenocristais; microclina ocorrendo algumas vezes como fenocristais e como pertitas; o plagioclásio ocorre como fenocristais na matriz e apresenta zoneamento e alteração do tipo saussuritização; a biotita mostra um forte pleocroísmo de marrom a esverdeado, sendo substituída em alguns pontos por clorita; a hornblenda ocorre como sendo substituída por biotita. Ocorrem ainda minerais acessórios como zircão, apatita e opacos. Foi amostrado um afloramento desta unidade, (Amostra IT-16).

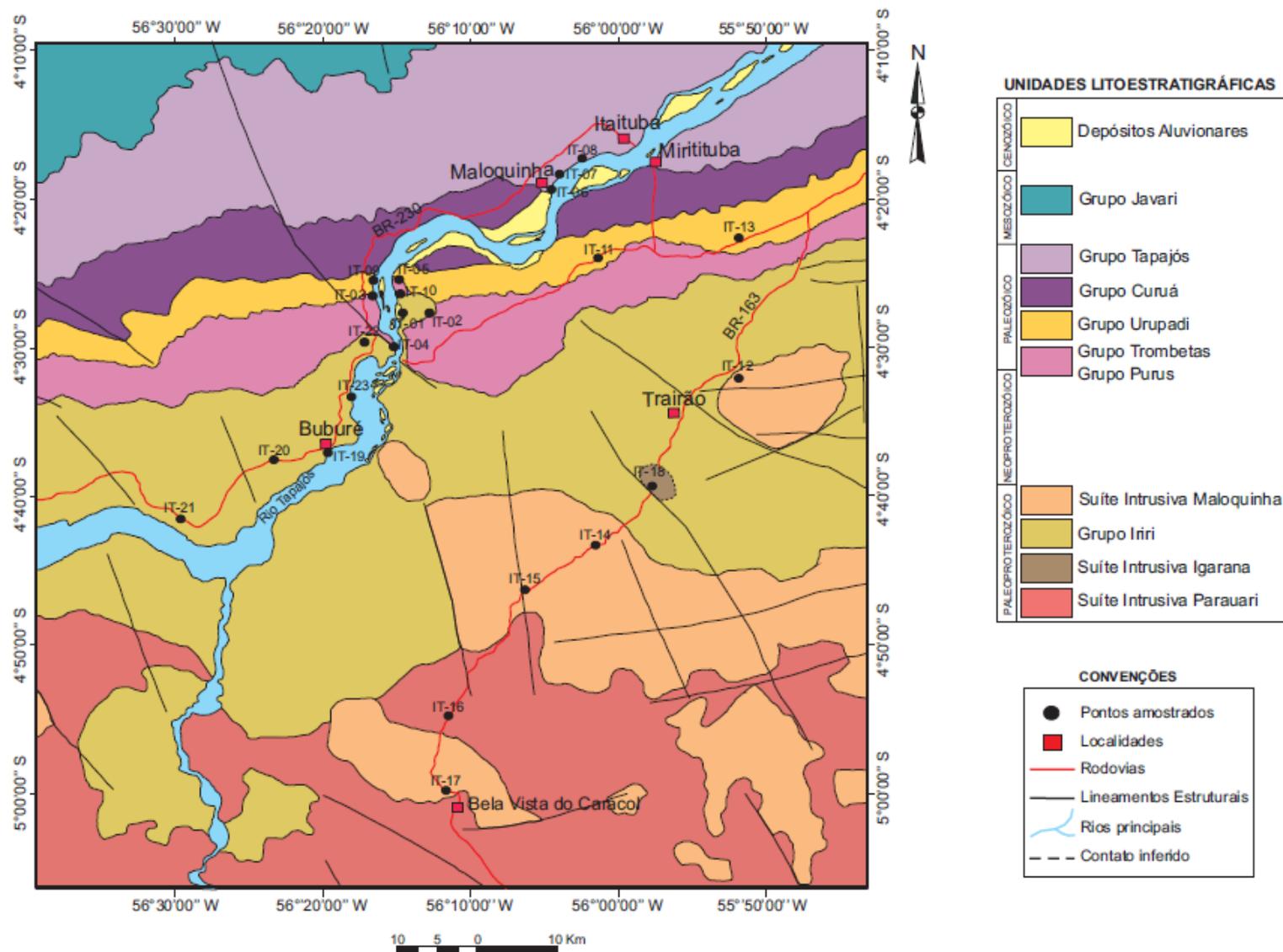


Figura 8: Mapa geológico da área de estudo indicando os pontos amostrados (modificado de CPRM 2009).

Intrudindo as rochas do Grupo Iriri ocorre um corpo gabróico orientado segundo NW-SE. Este corpo foi correlacionado a **Suíte Intrusiva Igarana** que é representada por corpos de gabros, gabronorito, leuconoritos, diabásios e microgabros, dioritos, monzogabros e monzodioritos com idades de 1.88 Ga (Santos *et al.* 2004). O corpo de gabro identificado na área apresenta coloração cinza escuro, granulação média, apresentando localmente foliação esferoidal. Microscopicamente o gabro é constituído por plagioclásio, olivina, piroxênio, opacos, zircão e apatita (Amostra IT-18).

O **Grupo Iriri** é constituído pelas formações Aruri e Salustiano. A **Formação Aruri** ocorre ao longo da BR 163 e ainda na margem esquerda do rio Tapajós (Fig. 9), na localidade de Vila Raiol, a aproximadamente 40 Km a sudoeste da cidade de Itaituba. Esta unidade é constituída por ignimbritos avermelhado com pórfiros de quartzo e brechas vulcânicas, relacionado a vulcanismo riolítico. É possível observar nestas rochas texturas de fluxo, o que petrograficamente poderia caracterizar estas rochas como riolito. Na localidade de Vila Raiol esta rocha encontra-se bastante fraturada com duas direções principais NNE-SSW e WNW-ESSE. Foram amostrados 2 afloramentos desta unidade (Amostra IT-01 e IT-02).

Microscopicamente apresenta fenocristais de álcali-feldspato, subédricos com intercrescimento micropertítico; quartzo apresenta-se em fenocristais euédricos e subédricos, exibindo as terminações bipiramidais típicas de quartzo de alta temperatura; os fenocristais de plagioclásio são mais raros, são subédricos e estão saussuritizados. Os minerais acessórios são representados por zircão e opacos.



Figura 9: a) Afloramento de ignimbrito da formação Aruri, embasamento da Bacia do Amazonas, margem esquerda do rio Tapajós, na localidade de Vila Raiol; b) Ignimbritos fraturados, no mesmo afloramento.

A **Formação Salustiano** é observada em diversos afloramentos ao longo da BR- 230 em cortes de estrada; em lagedos localizados na margem direita do rio Burburé, próximo à localidade de Burburé, e também em lagedos localizados na margem esquerda do rio Tapajós, no parque nacional do Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA). Para esta unidade foram amostrados 5 afloramentos (Amostras IT-19 até IT-23).

As rochas aflorantes são riolitos de coloração avermelhada, textura afanítica e porfírica, com fenocristais de ortoclásio, quartzo e plagioclásio (Fig. 10). Microscopicamente apresenta fenocristais de álcali-feldspato, subédricos com intercrescimento micropertítico; quartzo apresenta-se em fenocristais euédricos e subédricos, o plagioclásio apresenta-se bastante saussuritizado; como minerais acessórios ocorrem por opacos, zircão e apatita.

Na área de estudo a **Suíte Intrusiva Maloquinha** ocorre ao longo da rodovia BR-163. Esta unidade é constituída por rochas graníticas isotrópicas, leucocráticas, com cores variando de rosa a vermelha, granulação fina a grossa. Localmente ocorre na forma inequigranular porfírica de granulação média, contendo fenocristais de feldspato alcalino, quartzo e raramente de plagioclásio (Fig. 11). Microscopicamente é constituído por ortoclásio com freqüente intercrescimento pertítico (grosso e médio) e raro microclínio; quartzo subédrico, alguns com textura de corrosão; e plagioclásio subédrico. Como minerais acessórios ocorrem zircão, opacos, apatita, e allanita. Foram amostrados 4 afloramentos desta unidade (Amostras IT-12, IT-14, IT-15 e IT-17).



Figura 10: a) Afloramento de riolito do Grupo Iriri, Formação Salustiano, margem direita do rio Burburé, próximo à localidade de Burburé, no parque nacional do IBAMA; b) riolito em forma de lagedo na BR- 230.



Figura 11: Afloramento constituído de granito, pertencente a Suíte Intrusiva Maloquinha, localizado as margens da rodovia BR 163.

À norte e sudoeste da cidade de Itaituba, constituindo uma larga faixa com direção geral WSW-ENE, estão expostas as rochas sedimentares da Bacia sedimentar do Amazonas. As formações sedimentares basais da Bacia do Amazonas constituem uma estrutura homoclinal que mergulha suavemente para NNW. As unidades litoestratigráficas desta bacia aflorantes na área de trabalho englobam as formações: Prosperança (Proterozóico), Pitinga (Siluriano Médio), Maecuru (Devoniano Inferior), Ererê (Devoniano Médio), Barreirinha (Neodevoniano), Curiri (Devoniano Superior), Monte Alegre (Carbonífero Inferior), Itaituba (Carbonífero Médio) e Nova Olinda (Carbonífero Superior) e os Depósitos Aluvionares (Quaternário).

A **Formação Prosperança** aflora na cachoeira de São Luís, sendo exposta durante o período de baixa do rio Tapajós (Fig. 12). Esta formação é constituída por estratos plano-paralelos de arenitos com espessura aproximada de 50 cm. O arenito possui coloração avermelhada, granulometria muito fina, maciço, bastante silicificado, de alta dureza e relativamente denso, sendo composta principalmente por K-feldspato e quartzo com vênulas de quartzo. Localmente observam-se marcas de onda. Os afloramentos desta unidade

apresentam-se bastante fraturados, e essas fraturas têm direções principais de 73/134 e 68/127.

Microscopicamente os arenitos da Formação Prosperança são constituídos basicamente por quartzo, feldspato e fragmentos líticos. O quartzo apresenta o contato entre os grãos côncavo-convexos e suturados, encobertos por uma película de ferro dando um aspecto sujo ao grão. O feldspato ocorre em pequena quantidade, substituindo algumas vezes o cimento carbonático. Raramente ocorrem zircão e rutilo.



Figura 12: Afloramento da Formação Prosperança, cachoeira de São Luis do Tapajós.

A **Formação Pitinga** aflora na margem do rio Tapajós sendo constituída por folhelho cinza-escuro, com alguns pontos de ocorrência de graptólitos (fragmentos de organismo colonial planctônico do Siluriano; Caputo 1971). Em outro afloramento situado na desembocadura do furo do Areião, a 1,5 Km da jusante do rio Tapajós, esta unidade é constituída por intercalações de arenitos finos a muito finos e siltitos, com bioturbações na base, sendo recobertos por arenitos finos com estratificação cruzada tabular e sigmoidal.

A **Formação Maecuru** ocorre na porção central da área de estudo, segundo uma faixa com direções E-W (Fig. 13). Os afloramentos da Formação Maecuru situam-se na margem esquerda do rio Tapajós, próximo à localidade de Vila Braga. Foram amostrados 2 afloramentos desta unidade, (Amostra IT-03 e IT-05). O primeiro afloramento amostrado (IT-03), desta unidade consiste em um paredão com aproximadamente 4 metros de altura e 300m de extensão. É constituído por arenitos cinza-claros, grossos a conglomeráticos, com estratificação cruzada tabular e acanalada. O segundo afloramento (IT-05) é uma continuação do primeiro, alguns metros rio abaixo. Neste afloramento os arenitos conglomeráticos gradam

para arenitos finos a muito finos e siltitos laminados e maciços, provavelmente evidenciando a passagem da Formação Maecure para a Formação Ererê.



Figura 13: Afloramento da Formação Maecuru, localizado próximo à localidade de Vila Braga.

A **Formação Ererê** aflora próximo a desembocadura do rio Itapacurá-Açu, nas margens do rio Tapajós (Fig. 14). Seus afloramentos estão expostos em um paredão com cerca de 6 m de altura e 100 m de extensão. Litologicamente é constituída de arenitos amarelados, muito finos e siltitos amarelados a avermelhados intercalados com folhelhos laminados, apresentando camadas bastante deformadas e intemperizadas.



Figura 14: Afloramento da Formação Ererê, localizado na margem do rio Tapajós, próximo à desembocadura do rio Itapacurá-Açu.

A **Formação Barreirinha** ocorre na margem direita do rio Tapajós em um paredão de aproximadamente 20 m de altura, próximo a Vila de Barreirinha (Fig. 15). Esta unidade é constituída por folhelhos cinza-escuro a preto, laminados com concreções quartzosas de até 20 cm de diâmetro.

A **Formação Curiri** ocorre a 200 m da montante do trapiche da Itaituba Indústria de Cimentos do Pará S/A (ITACIMPASA), em extensos paredões de mais de 20 m de altura (Fig. 16). Esta unidade é constituída por folhelhos cinza-escuro com bioturbações (estilólitos) horizontais em formas helicoidais.



Figura 15: Afloramento da Formação Barreirinha, margem direita do rio Tapajós, próximo a Vila de Barreirinha.



Figura 16: Afloramento da Formação Curiri, localizado na mina da ITACIMPASA.

A **Formação Monte Alegre** possui seus afloramentos expostos na margem do rio Tapajós. Foram amostrados três afloramentos desta unidade. O primeiro (IT-06) está localizado a 300m da Vila Maloquinha, sendo constituída por arenitos brancos a amarelados, finos a médios, bem selecionados, com estratificações plano-paralela. Em alguns pontos apresentam lentes de dolomitas amareladas contendo areia fina a média (Fig. 17). Outro afloramento desta unidade (IT-07) está localizado na Vila Maloquinha e apresenta aproximadamente 200m de extensão, composto por arenitos brancos, finos a médio, com estratificação cruzada de alto ângulo, bimodais em níveis definidos, com boa seleção nas lâminas individuais (Fig. 18). Por sua vez, o ultimo afloramento visitado está localizado na desembocadura do igarapé Iricuri, onde se tem um bom exemplo de associação clástico-carbonato. Este afloramento é constituído por dolomito duro com estratos de aproximadamente 40 cm de espessura sobreposta diretamente a uma camada de arenito, seguido de siltito no topo, onde encontram-se fósseis de gastrópodes pouco fragmentados. Ocorrem também nódulos silicificados e calcitizados (Fig. 19). A amostra IT-08, foi coletada neste ultimo afloramento, na porção intermediária, constituído por arenito de coloração amarelada, granulometria fina e bem selecionado.

Microscopicamente os arenitos da Formação Monte Alegre em geral são de arcabouço fechado, o contato entre os grãos são retilíneos, côncavo-convexos e suturados, são classificados como subarcóseos. Subordinadamente ocorrem grãos de quartzo policristalino e grãos fraturados. Os feldspatos variam de 5 a 10% da rocha apresentando, por vezes, leve substituição por cimento carbonático. Os grãos do arcabouço são constituídos, em sua maioria, por quartzo e feldspato. O quartzo é predominantemente monocristalino com extinção reta a ondulante. Dentre os feldspatos, o k-feldspato corresponde a mais de 94% e o plagioclásio a 6%. Como componentes mais raros aparecem minerais pesados (zircão, apatita e rutilo). O cimento é constituído principalmente por sobrecrecimento de quartzo.



Figura 17: Afloramento da Formação Monte Alegre, localizado a 300 m da Vila Maloquinha (Amostra IT-06).



Figura 18: Afloramento da Formação Monte Alegre, localizado na localidade Maloquinha, evidenciando o arenito com estratificação cruzada (Amostra IT-07).



Figura 19: Afloramento da Formação Monte Alegre, mostrando associação clástico-carbonato com a lente de calcário na base, arenito na porção intermediária (Amostra IT-08) e siltito no topo.

A **Formação Itaituba** ocorre em um paredão na margem esquerda do rio Tapajós, próximo à caixa d'água do 53º Batalhão de Infantaria de Selva (BIS), (Fig. 20). Neste afloramento ocorrem intercalações de carbonatos terrígenos da transição das formações Monte Alegre e Itaituba. Na base deste afloramento ocorre um dolomito amarelado, duro, poroso, sobreposta a uma camada de arenito e siltito de coloração esverdeada. Acima deste pacote ocorrem packstones de cor cinza esverdeada, bioclastos com estruturas estilolíticas. No pacote superior ocorre um arenito róseo, muito fino a fino, cimentado, contendo pelóides de micrita, ocorrem ainda flasers de folhelho e gretas de contração.



Figura 20: Afloramento da Formação Itaituba, localizado na margem esquerda do rio Tapajós, próximo a caixa d'água do 53º BIS.

As **Aluviões quaternárias** são observadas principalmente ao longo do rio Tapajós, recobrimo as unidades mais antigas.

## 4 METODOLOGIA TRAÇOS DE FISSÃO (TF)

### 4.1 FUNDAMENTOS DA METODOLOGIA

Os traços de fissão foram descobertos na década de 50 por Silk e Barnes que publicaram um trabalho sobre micrografias eletrônicas de alguns desses traços, estabelecendo assim um novo campo de investigação. A partir daí, na década de 60, outros pesquisadores como P. B. Price, R. M. Walker e R. L. Fleischer introduziram a análise de traços de fissão como uma ferramenta de datação geológica (Macdougall 1976). No entanto, esta metodologia só passou a ser amplamente utilizada durante os últimos 30 anos como uma ferramenta geocronológica capaz de identificar as histórias térmicas de baixa temperatura de muitas rochas ígneas, metamórficas e sedimentares em uma ampla variedade de ambientes geológico (Donelick *et. al.* 2005).

#### 4.1.1 Formação dos traços de fissão nos minerais

O método de datação por traços de fissão se baseia na análise estatística dos defeitos formados na estrutura de minerais como apatita, titanita e zircão, entre outros. Esses defeitos são lineares e são produzidos a partir da fissão espontânea do  $^{238}\text{U}$ .

Segundo Fleischer *et al.* (1964) o método por traços de fissão é fundamentado na propriedade que o isótopo  $^{238}\text{U}$ , contido em alguns minerais, tem de se fissionar espontaneamente de uma maneira contínua no tempo geológico, e na sensibilidade térmica dos defeitos gerados pela fissão no retículo cristalino do mineral.

Os traços de fissão se formam quando partículas com alta energia cinética, liberadas pela fissão nuclear dos isótopos, se repelem e se deslocam através da estrutura de materiais sólidos gerando trajetórias lineares de instabilidade entre os átomos, as quais são identificadas como grandes danos na estrutura atômica do sólido, (Fleischer *et al.* 1975) (Fig. 21). Assim um traço de fissão pode ser definido como uma zona de desorganização estrutural resultante da passagem de um fragmento de fissão nuclear através de um sólido.

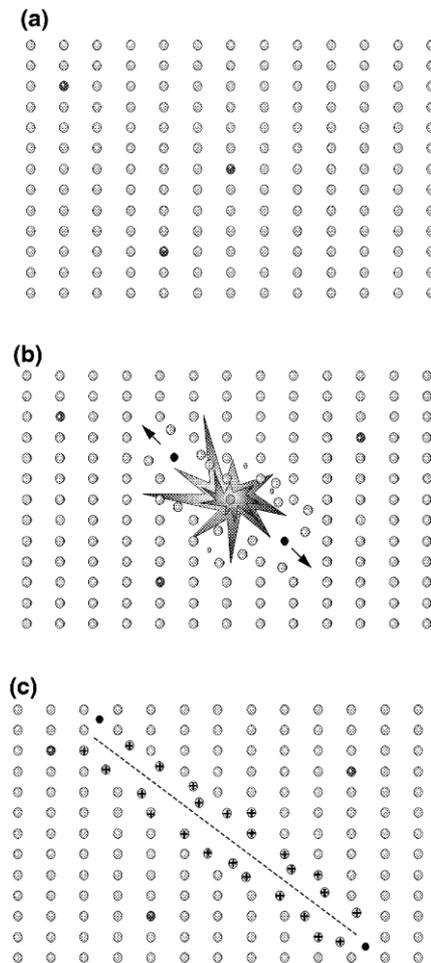


Figura 21: Modelo de pontas de explosão iônica, com a formação dos traços de fissão (Fleischer *et al.* 1975).

Ao se fissionar, o átomo de  $^{238}\text{U}$  se quebra em dois novos átomos (Kp e Ba) e partículas alfa e nêutrons, liberando um grande montante de energia cinética através do lançamento dos dois átomos filhos em direções opostas. As partículas ionizantes (nêutrons) interagem eletrostaticamente com os átomos do mineral criando um estreito rastro ao longo de sua trajetória na rede cristalina.

Os traços de fissão são formados continuamente através do tempo geológico, a uma taxa constante, fazendo com que seja possível utilizar o número de traços contidos no mineral para estimar o tempo a partir do qual os traços começaram a se acumular.

Cada traço de fissão é o registro de um evento de decaimento por fissão, que por sua vez representa um evento de formação de átomos filhos. A quantidade de átomos restantes de  $^{238}\text{U}$  é possível de ser conhecido através da quantidade de  $^{235}\text{U}$  que, na natureza, mantém uma relação constante com o  $^{238}\text{U}$ . Utilizando-se deste princípio, é necessário irradiar as amostras

com um feixe de nêutrons em um reator nuclear, para provocar a indução da fissão dos átomos de  $^{235}\text{U}$ , cuja densidade de traços leva à quantidade deste isótopo, que por sua vez, leva à quantidade de  $^{238}\text{U}$  presente no mineral.

Desta forma, o método de datação por traços de fissão obedece aos mesmos princípios dos outros métodos geocronológicos, baseados no decaimento natural de átomos-pai instáveis para átomos-filho estáveis. A principal diferença entre traços de fissão convencional e outros métodos isotópicos de datação é que o produto filho são os danos físicos a estrutura do cristal, ao invés de outro isótopo, pois neste método é necessário que haja uma concentração suficiente de pai (ou seja,  $^{238}\text{U}$ ) para produzir um número detectável de eventos de fissão, (Gallagher *et al.* 1998).

Os minerais normalmente utilizados para análises de traço de fissão são a apatita [ $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$ ], o zircão ( $\text{ZrSiO}_4$ ) e titanita [ $\text{CaTiO}(\text{SiO}_4)$ ], acessórios que são muito comuns em grande parte de rochas ígneas e metamórficas, e frequentes nas rochas sedimentares clásticas. Entretanto é na apatita que os traços são gerados em mais baixas temperaturas.

A datação por traços de fissão exige a determinação do número de traços de fissão conhecidos como fósseis (aqueles formados espontaneamente no mineral) e devido à fissão do  $^{238}\text{U}$  e os traços induzidos (produzidos após a irradiação das amostras e registrados no detector externo) oriundos da fissão do  $^{235}\text{U}$ . Entretanto esses traços precisam sofrer um processo de ataque químico para serem observáveis ao microscópio óptico. Antes do traço de fissão ser revelado quimicamente recebe o nome de traço latente e pode ocorrer tanto no mineral quanto no detector externo.

O método de datação por traços de fissão consiste na determinação da relação da densidade dos traços de fissão fósseis e induzidos por unidade de área em uma amostra. Este método apóia-se nas idades observadas, nos comprimentos dos traços confinados, em amostras naturais sobre o apagamento térmico dos traços e em dados quantitativos laboratoriais.

Para o método por traços de fissão em apatita as idades observadas dependem da densidade de traços de fissão, do tempo durante o qual os traços acumularam-se, do conteúdo de urânio dos grãos de apatita e da composição química das apatitas.

#### 4.1.2 Revelação dos traços

Os traços de fissão possuem largura extremamente pequena (da ordem de poucos Å), e sua observação direta só é possível através de um microscópio eletrônico (Wagner & Van Den Haute 1992).

Para que a observação em microscopia ótica seja possível, é necessário utilizar uma técnica de revelação dos traços por ataque químico.

Dois tipos de traços podem ser revelados na superfície do grão. O primeiro inclui os traços que cortam a superfície polida (traços superficiais) e são contados para determinação da idade. O outro tipo engloba os traços confinados encontrados no interior do cristal, os mesmos são atacados devido à interseção com um traço superficial ou uma fratura no grão.

Para a datação por traços de fissão, o ataque químico consiste em imergir o mineral em uma solução com temperatura e tempo controlados. A reação gera uma corrosão da superfície do mineral, que se desenvolve preferencialmente ao longo dos traços, resultando na revelação do mesmo.

A velocidade do ataque é diferente no interior do traço e na superfície do mineral ou vidro, o que influencia na eficiência do ataque, e com base nisto foram definidos alguns parâmetros (Fig. 22):  $V_T$ - velocidade do ataque ao longo do traço e  $V_G$ - velocidade do ataque na superfície polida.

Considerando o ataque de traços perpendiculares a superfície, onde  $V_T$  e  $V_G$  são constantes e  $V_T > V_G$  (condição necessária para o traço ser revelado) o traço é então dissolvido a uma profundidade  $V_T t$  ( $t$  é o tempo de ataque químico) e a espessura da superfície dissolvida é  $V_G t$ . De acordo com Fleischer *et al.* (1975) o comprimento do traço é dado pela seguinte relação:

$$L = (V_T - V_G)t$$

E o ângulo formado entre a borda dissolvida e o traço é definido como:

$$\theta = \text{arc sen } (V_G/V_T)$$

Para traços inclinados à superfície do grão o ângulo formado entre o traço e a superfície é denominado  $\theta$ , (Fig. 23). Quando o  $\phi$  é menor que o  $\theta$ , o traço tende a desaparecer na zona de dissolução da superfície do grão.

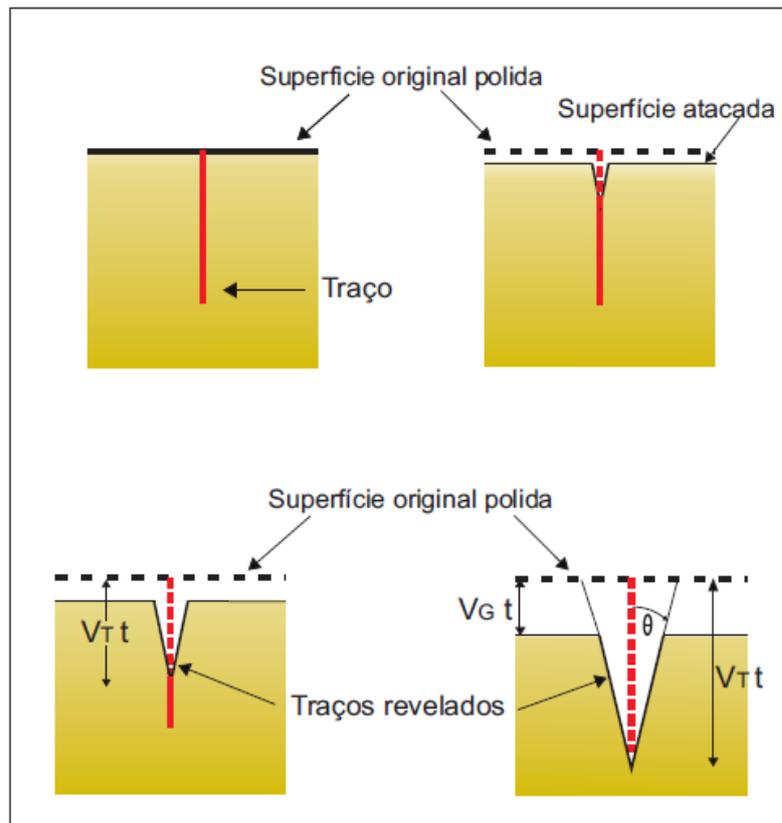


Figura 22: Processo de ataque em traços perpendiculares à superfície com  $V_T$  e  $V_G$  constantes e  $V_T > V_G$ . A profundidade de dissolução do traço é expressa por  $V_T t$ , e a espessura da superfície dissolvida é  $V_G t$  (modificado de Gleadow 2002).

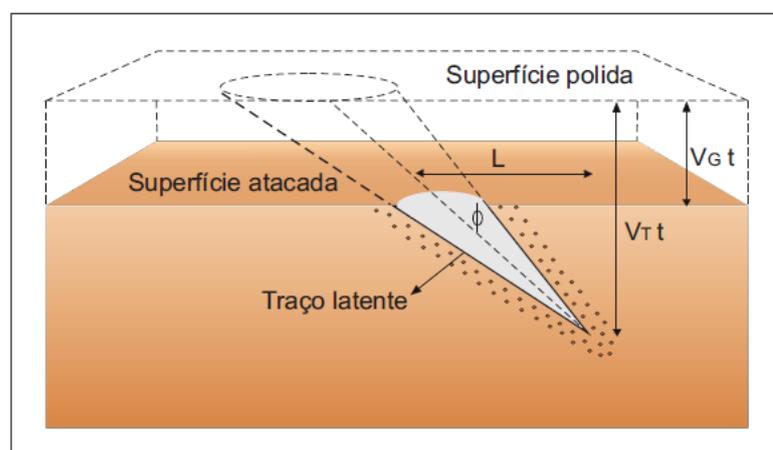


Figura 23- O comprimento do traço de fissão após ataque químico (modificado de Wagner & Van Der Haute 1992).

A revelação do traço evolui com o tempo de ataque podendo ser individualizado em três fases principais: 1) Inicial, onde os traços estão no nível dos visíveis, 2) Fase de aumento na velocidade de ataque e início da revelação dos traços superficiais, e 3) Fase final, onde há diminuição na velocidade do ataque e se revelam os traços confinados. Com o progresso inicia-se o processo de remoção da superfície do cristal. Em função disso é importante controlar a concentração e a temperatura da solução utilizada, e o tempo de imersão da pastilha na solução.

#### 4.1.3 Apagamento dos traços de fissão (Annealing)

Como afirmado anteriormente, os traços de fissão latentes são zonas desarranjadas na rede cristalina do mineral, formada pela passagem de fragmentos de fissão. Esses traços de fissão podem ser encurtados ou apagados quando a rocha que contém o mineral a ser analisado é colocada a temperaturas elevadas e, como consequência de um processo de ativação por difusão térmica, ocorre o *annealing*. O parâmetro dominante que influencia na estabilidade dos traços de fissão nos minerais é a temperatura. O termo *annealing* se refere ao efeito dos dois, temperatura e tempo sobre a estabilidade dos traços e secundariamente com outros fatores de menor influência como a pressão e a radiação ionizante. A temperatura com que ocorre o processo de *annealing* varia de acordo com a composição de diferentes minerais e também com a taxa de aquecimento ao qual o mesmo é submetido (Wagner & Van Den Haute 1992).

No mineral apatita todos os traços são inicialmente formados com um comprimento aproximado de 16  $\mu\text{m}$  (Green *et al.* 1986; Gleadow *et al.* 1986; Laslett *et al.* 1987; Duddy *et al.* 1988; Green *et al.* 1989). O comprimento final de cada traço é determinado pela máxima temperatura a qual esteve submetido, e é através da observação e contagem dos traços que sofreram ou não o efeito do *annealing* que o método se baseia. Assim o fenômeno do *annealing* qualifica o método como única ferramenta termocronológica capaz de reconstruir eventos geológicos, a temperaturas inferiores a 120°C, no caso da apatita.

Cada mineral possui um intervalo de temperatura acima do qual os traços desaparecem, denominado de Zona de Apagamento Total (ZAT) e também um intervalo abaixo do qual todos os traços são preservados, chamado de Zona de Estabilidade Total (ZET). Entre esses dois intervalos de temperatura os traços sofrem encurtamento parcial em

função do tempo que aí permanece, tal intervalo é então denominado de Zona de Apagamento (*annealing*) Parcial ou ZAP.

No mineral apatita a ZAP situa-se no intervalo de temperatura entre 60°C e 110°C dependendo da composição química da mesma. Se esta apatita for submetida a um regime térmico maior que 110°C, chegará a ZAT, e os traços de fissão serão apagados, ocasionando uma reorganização na estrutura cristalina do mineral. Por outro lado, se a apatita que permanecer na ZET, abaixo de 60°C, têm seus traços de fissão preservados (Gleadow & Duddy 1981; Wagner & Van Den Haute 1992). A figura 24 a seguir, ilustra os campos de estabilidade de preservação dos traços de fissão em apatita.

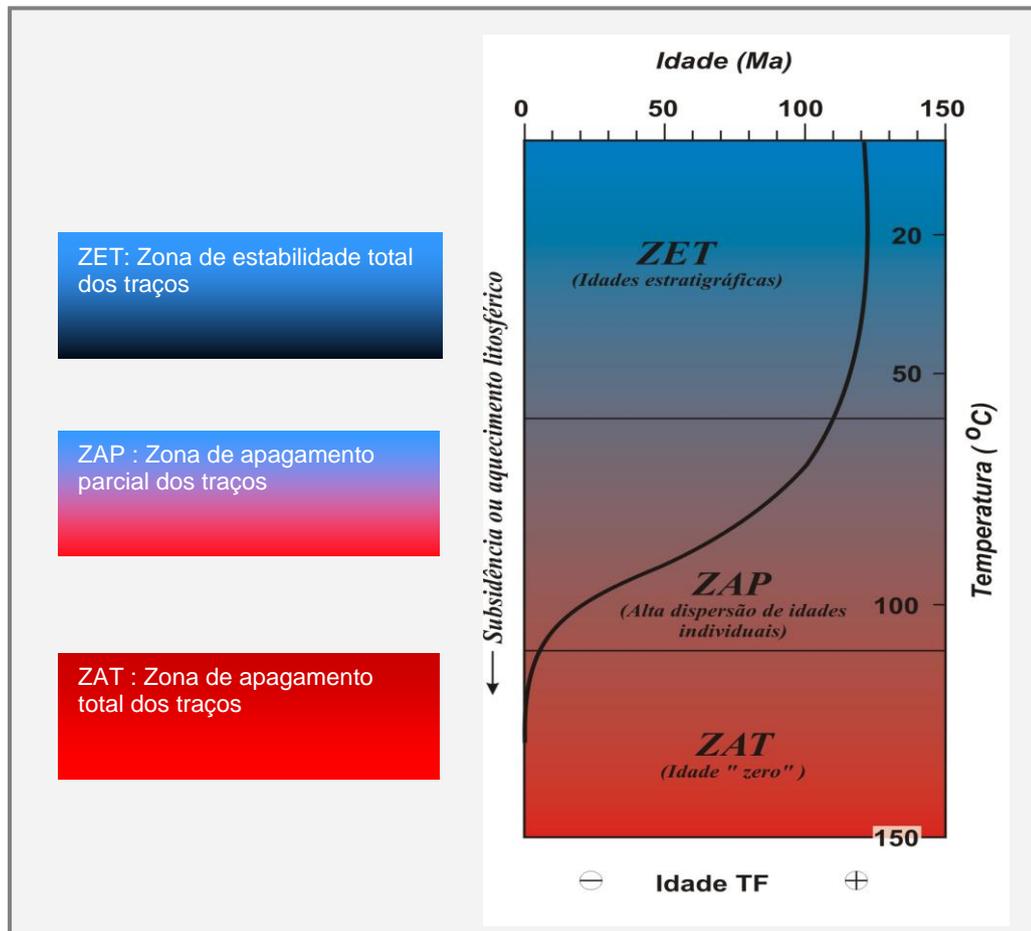


Figura 24: Representação esquemática das zonas de estabilidade e apagamento dos traços de fissão (modificado de Naeser *et al.* 1989).

#### 4.1.4 Influência composicional das apatitas no cálculo da idade traço de fissão

Gleadow e Duddy (1981) foram os primeiros a observar que apatitas individuais de rochas sedimentares apresentavam variações no apagamento dos traços e atribuíram esse fato às diferenças composicionais entre as mesmas.

A composição principal das apatitas é  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})$ . A flúor-apatita é a variedade mineral que mais freqüentemente ocorre como acessório em rochas ígneas plutônicas e metamórficas e as cloro-apatita são mais freqüentes em rochas vulcânicas (Burtner *et al.* 1994).

O aumento do teor de Cl na estrutura do cristal produz resistência ao apagamento e na velocidade global de ataque químico da apatita quando sujeita a influências térmicas (Sanders 1998). As Cl-apatitas (ricas em cloro) começa a registrar os traços de fissão a temperaturas mais elevadas. A base da ZAP para F-apatitas tipo mais comum é considerada de  $110 \pm 10^\circ\text{C}$ , enquanto para Cl-apatitas é mais elevado em torno de  $130^\circ\text{C}$ . Desse modo a  $100^\circ\text{C}$ , entre uma F e Cl-apatita de mesma idade estratigráfica a Cl-apatita apresentará uma maior densidade TF fósseis, e sua idade calculada será maior que aquela da F-apatita. O comportamento de outras espécies de apatita (por exemplo, ricas em OH e Mn) ao apagamento é menos conhecido.

#### 4.1.5 Significado das idades traço de fissão

A Termocronologia por Traços de Fissão é o estudo conjunto da idade e da história térmica do mineral. As idades Traço de Fissão podem indicar eventos de resfriamento ou ainda a época em que esta rocha se formou (Donelick *et al.* 2005; Reiners *et al.* 2005). Assim estas idades podem ter significados diferentes de acordo como o caminho temperatura-tempo que a rocha levou desde a base da ZAP até a superfície. A combinação da idade TF e o padrão de distribuição dos comprimentos dos traços de uma mesma população de cristais de apatita permitem avaliar a história térmica da rocha. Contudo, os parametros geológicos são indispensáveis, pois restringem essas possibilidades de caminhos dando consistência à história de resfriamento.

A figura 25 ilustra três tipos básicos de evolução termal no contexto de uma idade traço de fissão em apatita. Para os três caminhos tempo-temperatura (A, B e C) é assumido que a temperatura de formação da rocha que contém apatita, no tempo  $t_0$ , se encontra na Zona de Apagamento Total (ZAT). O caminho tempo-temperatura “A” indica que a rocha sofreu

um resfriamento rápido, representativo de rochas vulcânicas, e passou rapidamente pela PAZ e permanece o resto do tempo na ZET. Por sua vez, o caminho tempo-temperatura “B” mostra que a rocha sofreu um resfriamento lento, como por exemplo, rochas do embasamento cristalino soerguidas, e a formação de traços de fissão tornam-se contínua no mineral. Durante a passagem pela ZAP, a taxa de acumulação dos traços aumenta com a diminuição da temperatura. Ao atingir a ZET os números de traços de fissão aumentam linearmente fazendo com que a idade de traços de fissão seja bem mais jovem que sua idade de formação  $t_0$ , e é representativa do momento da passagem pela PAZ. O caminho tempo-temperatura “C” apresenta uma história térmica mais complexa com eventos de resfriamento seguido de aquecimento, atingindo respectivamente a ZET e posteriormente a ZAP, fazendo com que os traços de fissão formados sejam apagados completamente ou reduzidos. Se a rocha atingir temperaturas próximas a 120°C, significa que a mesma se aproximou da ZAT, e o resultado é idades mistas, ou seja, não há o apagamento total dos traços e as idades obtidas são representativas tanto do evento anterior como posterior ao aquecimento (Wagner & Van Den Haute 1992).

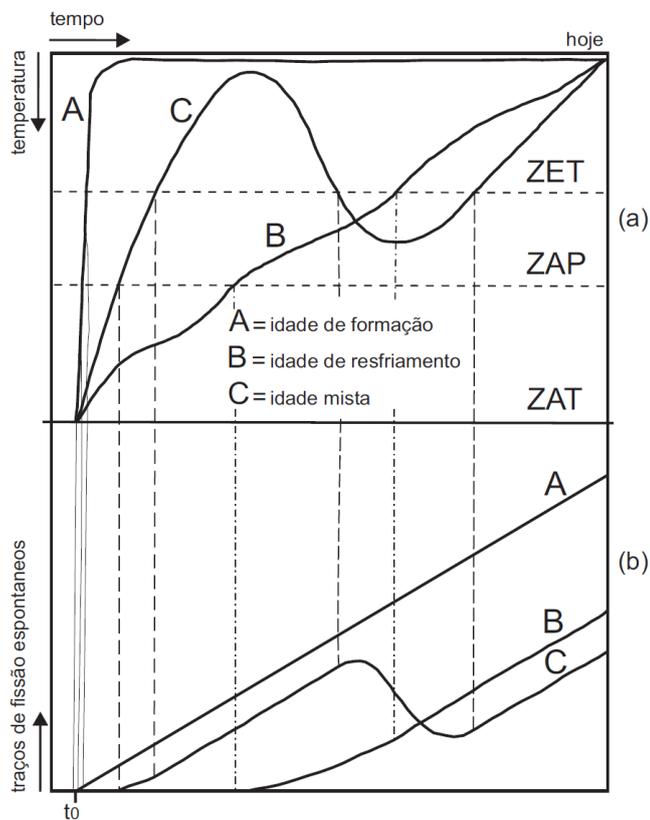


Figura 25: A influência da história térmica na acumulação de traços de fissão espontâneos. (a) Três amostras hipotéticas de mesma idade  $t_0$  podem possuir comportamentos diferentes no diagrama tempo x temperatura. Esquema de curvas de resfriamento rápido (A), podendo refletir a história térmica de uma rocha vulcânica, resfriamento lento (B), podendo refletir evento de soerguimento x erosão; e resfriamento seguido por aquecimento (C) em função da Zona de Annealing Total, significando intrusão de plúton ou soerguimento com alçamento de isothermas. (b) Correspondentes curvas de acumulação de traços de fissão (modificado de Wagner & Van Den Haute 1992).

#### 4.1.6 O Comprimento dos Traços de Fissão Confinados

O comprimento dos traços é medido apenas nos traços confinados que são aqueles que se encontram dentro do volume do cristal de apatita, e são visualizados apenas caso alguma fratura, outro traço ou um defeito alcance este traço confinado permitindo assim que o mesmo possa ser revelado com o ataque químico.

Para que a medida desse comprimento seja o tamanho verdadeiro do traço, é necessário que o traço seja paralelo à superfície de polimento do mineral ou apresentem inclinação de menos de 5% em relação a esta superfície (Fig. 26).

Segundo Lal *et al.* (1969), os traços confinados podem ser do tipo Traço no traço, ou seja, traço cortado por outro traço ou traço revelado por outro traço (TINT), (Fig. 27) e Traço em clivagem (TINCLE). Outros autores reconhecem ainda os Traços em defeitos ou inclusão mineral fluida (TINDEF). Apenas os TINTs podem ser medidos, pois segundo alguns autores como Barbarand *et al.* (2003), os TINCLEs podem ser anormalmente resistente ao apagamento e os TINDEFs podem ser anormalmente longos.

Segundo Wagner & Van Den Haute (1992), a distribuição dos comprimentos dos traços numa amostra reflete sua evolução termal durante seu passado geológico. Cada traço se forma a um tempo geológico diferente, e são produzidos continuamente e apresentando o mesmo comprimento inicial de 16,3 $\mu$ m, sendo que este registra a história térmica experimentada pela amostra durante a sua evolução termal. Diferentes distribuições de comprimentos são indicativos de diferentes histórias e configurações geológicas Wagner & Storzer (1972).

Assim, a distribuição dos comprimentos dos traços de uma determinada amostra possibilita a interpretação da história termal completa da mesma e pode ser usada para distinguir os diversos episódios de aquecimento e resfriamento (Green *et al.* 1989).

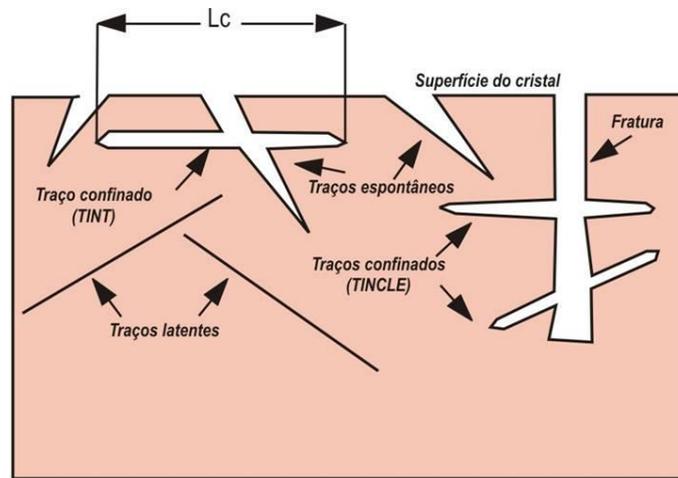


Figura 26: Esquema representando os traços de fissão confinados; onde  $L_c$  é o comprimento do traço confinado. Os traços confinados são de três tipos: Traços latentes (TL) – traços que estão em profundidade e não foram revelados quimicamente; Traço no traço (TINT) – traços que foram revelados devido a intersecção por um traço de superfície; Traço na fratura (TINCLE) – traços que foram revelados pela intersecção com uma fratura (adaptado de Green 1981).



Figura 27: Fotomicrografia de um cristal de apatita (amostra IT-22), destacando um traço fósil revelado no interior deste mineral, tipo traço no traço (TINT).

## 4.2 CÁLCULO DA IDADE TRAÇOS DE FISSÃO (TF)

As idades traço de fissão são calculadas através da relação entre a densidade de traços fósseis e a densidade de traços induzidos, aplicados na equação padrão da idade traço de fissão (Fleicher & Price 1964; Naeser 1967).

A equação da idade traço de fissão é deduzida a partir da equação geral de datações radiométricas, as quais se baseiam no decaimento radioativo, onde os números de núclídeos pais e filhos e a constante de decaimento para o núclídeo pai, devem ser conhecidos.

No caso de decaimento por fissão espontânea do urânio, a diferença entre o número inicial e atual de átomos pais, no caso o  $^{238}\text{U}$ , é proporcional ao número de traços de fissão fósseis. O número de átomos atuais de  $^{238}\text{U}$  pode ser deduzido através do número de átomos de  $^{235}\text{U}$  obtidos pela irradiação da amostra em reator nuclear, e como a razão  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  é constante na natureza (137,88), é possível estimar o total de U da amostra.

Inserindo-se as constantes necessárias na fórmula da equação geral de idades radiométricas e trabalhando-se não com número de átomos, mas densidade de traços de fissão tanto fósseis quanto induzidos, a equação da idade para a metodologia TF é a seguinte (Gallagher *et al.* 1991, Donelick *et al.* 2005):

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \text{Ln} \left( \lambda_d \frac{\rho_s}{\rho_i} \rho_d \zeta g + 1 \right)$$

Onde;

$t$  = idade do mineral em Ma;

$\rho_s / \rho_i$  = relação entre a densidade de traços fósseis e induzidos no mineral analisado, medidos na mesma região do mineral/detector;

$\lambda_d = 1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ , constante de desintegração por radiação  $\alpha$  do  $^{238}\text{U}$  segundo Jaffey *et al.* 1971;

$\rho_d$  = densidade dos traços induzidos no vidro dosimétrico;

$g$  = fator de correção da diferença de geometria das superfícies onde são medidas as densidades dos traços de fissão (geometria  $4\pi$  no mineral e geometria  $2\pi$  no detector) e das diferenças de percurso das partículas na apatita padrão (cristal e plástico detector);

$\zeta$  = constante de calibração empírica baseada na análise de idades de apatitas usadas como padrões (ver unidades na equação abaixo).

#### -Fator de Geometria “g”

A geometria dos traços da superfície do mineral ( $4\pi$ ) onde são medidos os traços espontâneos é diferente da superfície do detector externo ( $2\pi$ ) onde são medidos os traços induzidos, em função disso é necessário a introdução de um fator de geometria para a correção desta diferença, (Gleadow & Lovering 1977).

O valor de g pode variar de acordo com a técnica utilizada, no caso da técnica do detector externo o valor para “g” é 0,5 sendo aceitos valores entre 0,48 e 0,60. Cada observador tem um valor de “g” particular, que pode ser determinado a partir da contagem de um padrão natural (apatita de Durango).

#### 4.2.1 Fator de calibração “Zeta”

Em 1983, devido ao fato de não haver um consenso da Comunidade Científica de Traço de Fissão para parâmetros como dosimetria de nêutrons a ser empregada e valor da constante de decaimento por fissão do  $^{238}\text{U}$ , Hurford & Green (1983) introduziram um procedimento de calibração da idade denominado de Calibração Zeta, através do qual as idades de traço de fissão são calibradas utilizando idades-padrão já determinadas por outros métodos geocronológicos. Atualmente o cálculo das idades traços de fissão usando-se a constante zeta é aconselhado pela subcomissão de Geocronologia do IUGS - International Union of Geological Sciences (Hurford 1990).

Desta forma a constante zeta é um fator de calibração e sua determinação é obtida irradiando-se juntamente com a amostra a ser datada, uma apatita cuja idade é bem determinada (apatita padrão), usando-se o mesmo detector de traços de fissão induzidos usados para as apatitas a serem datadas e para o vidro dosimétrico. Os valores de  $(\rho_s/\rho_i)_{\text{std}}$ ,  $\rho_d$ ,  $g_{\text{std}}$  devem ser calculados para cada irradiação.

A vantagem no uso da constante "zeta" para o cálculo das idades pela metodologia de traços de fissão é que a mesma elimina o uso da constante de decaimento por fissão do  $^{238}\text{U}$ , de difícil determinação ( $7,03 \cdot 10^{-17} \text{a}^{-1}$  segundo Roberts *et al.* 1968;  $8,46 \cdot 10^{-17} \text{a}^{-1}$  segundo Galliker *et al.* 1970) e da medição da fluência de nêutrons térmicos que atingem a amostra.

O fator de calibração empírico zeta deve ser calculado para cada contador de traços de fissão, ou seja, cada pessoa deve ter o seu. É importante que o sistema de calibração seja baseado em uma série de medidas de idade no padrão e não em uma única determinação, que

pode ser muito menos precisos. Normalmente, cada medição de traço de fissão completa será feita entre 5 e 10 vezes em cada padrão e, em seguida, compõe-se uma média, para se chegar ao valor zeta final, (Gleadow 2002).

O parâmetro "zeta" é definido como:

$$\zeta = [ \exp ( \lambda_d \cdot t_{\text{std}} - 1 ) / \lambda_d (\rho_s / \rho_i)_{\text{std}} \rho_d g_{\text{std}} ]$$

Onde;

$\lambda_d = 1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ , constante de desintegração por radiação  $\alpha$  do  $^{238}\text{U}$  segundo Jaffey *et al.* 1971;

$t_{\text{std}}$  = idade em Ma da apatita usada como padrão;

$(\rho_s / \rho_i)_{\text{std}}$  = relação entre a densidade de traços fósseis e induzidos no apatita padrão, medidos na mesma região do mineral a ser calculado;

$\rho_d$  = densidade dos traços induzidos obtidos no detector do(s) vidro(s) dosimétrico(s) a ser calculada;

$g_{\text{std}}$  = fator de correção da diferença de geometria das superfícies onde são medidas as densidades dos traços de fissão e das diferenças de percurso das partículas na apatita padrão (cristal e plástico detector) a ser calculada;

#### 4.2.2 Método do detector externo

O Método do detector externo foi desenvolvido por Hurford & Carter (1991), e tem como objetivo induzir traços de fissão sobre um detector externo de mesma área do cristal considerado (Fig. 28).

O detector externo pode ser uma lamínula de moscovita especial com teor de urânio quase inexistente ou um kapton que é um filme sintético de poliamida, fino, porém rígido, livre de urânio, que pode permanecer estável em uma ampla gama de temperatura, de -273 a +400 °C.

Esse detector externo é montado junto aos grãos a serem datados, e posteriormente são irradiados por nêutrons térmicos, e assim o detector irá registrar os traços deixados pela fissão do  $^{235}\text{U}$ , durante a irradiação. Após a irradiação os traços induzidos no detector externo são revelados por ataque químico em solução de NaOCl (14%) + NaCl (12%). Assim, os traços

fósseis são contados no próprio cristal e os traços induzidos são contados sobre no detector externo. Através da contagem dos traços induzidos ( $^{235}\text{U}$ ) é estimado o teor de  $^{238}\text{U}$  dos grãos de apatita, ou seja, o isótopo pai, enquanto que a contagem dos traços fósseis nos próprios grãos de apatita fornece a concentração do “elemento” filho.

O Método do Detector Externo permite a obtenção de uma idade específica para cada grão analisado, sendo de grande utilidade principalmente quando se trabalha com apatitas provenientes de rochas sedimentares. Este método permite ainda realizar testes estatísticos para a distinção de uma única população de grãos de apatita ou indicar um caráter bimodal/multimodal da distribuição das idades.

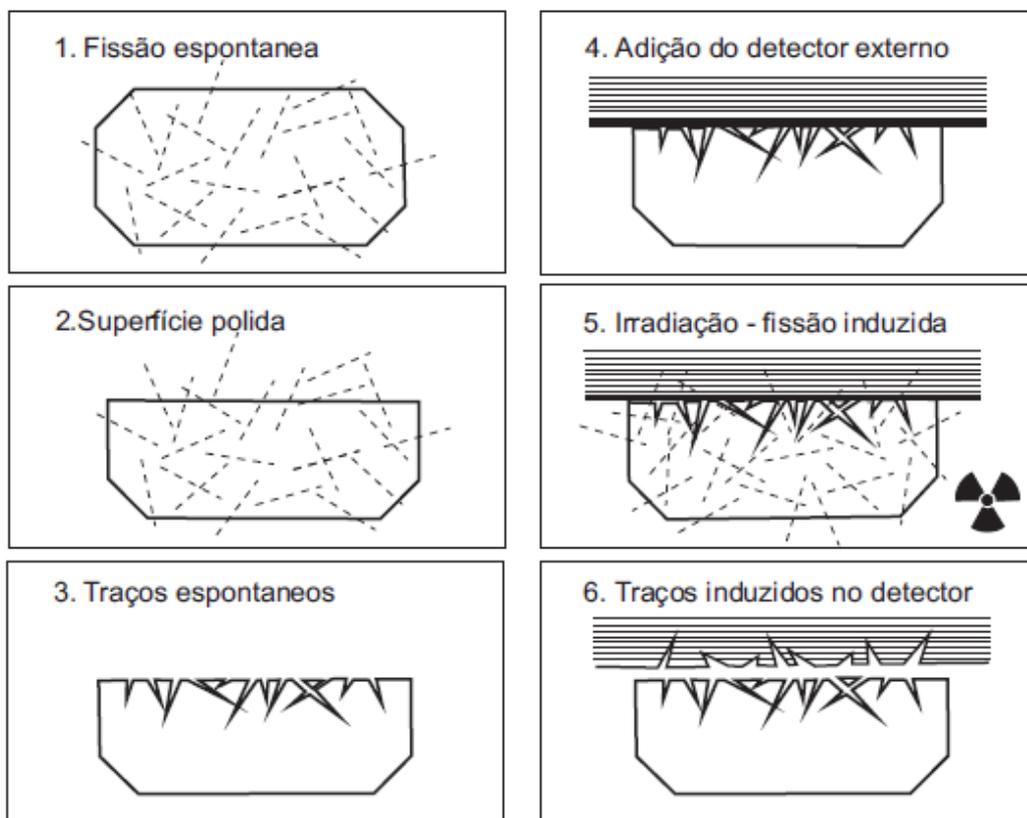


Figura 28: Sequência de etapas envolvidas no método do detector externo para datação por traço de fissão, extraído de Gleadow 2002.

### 4.2.3 Vidros dosimétricos

Os dosímetros são pastilhas de vidro com teores de urânio conhecidos e vendidos comercialmente e são necessários para as datações por traços de fissão. Os mais recomendados atualmente são os da Corning CN1, CN2 e CN5. Os teores em urânio são previamente medidos antes da distribuição comercial dos mesmos. Esses dosímetros artificiais são colocados ao longo da pilha de irradiação juntamente com as amostras e têm como função registrar a dose de nêutrons utilizada para induzir a fissão do  $^{235}\text{U}$  no reator nuclear. Se houver variação de fluxo de nêutrons do reator a densidade de traços induzidos nos dosímetros terá valores variados ao longo do coelho de irradiação. Como os dosímetros registram essa eventual variação é possível estimar as diferentes doses de irradiação para a posição de cada amostra situada dentro do coelho de irradiação e isso por interpolação das densidades determinadas em cada dosímetro. Usualmente colocam-se dois dosímetros por pilha de irradiação, um no topo e outro na base.

Outros padrões artificiais foram utilizados no passado para o método de datação por traços de fissão em apatita são eles: SRM612, NBS 962 e NBS963.

### 4.2.4 Apatita padrão

No método de datação por traços de fissão além dos dosímetros artificiais utilizados na pilha de irradiação das amostras também são utilizados padrões de minerais naturais.

A apatita Durango é amplamente distribuída como material de referência para a geoquímica, mineralogia e termocronologia (McDowell *et al.* 2005). Esta apatita é proveniente do corpo de minério de martita de Durango, pertencente ao grupo vulcânico Carpintero, localizado na região de Cerro de Mercado no México e possui idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  e Rb-Sr de  $31,4 \pm 0,6$  (Hurford & Green 1983). Esta idade é utilizada como a idade padrão da apatita de Durango.

Outro padrão frequentemente usado é a apatita de Fish Canyon Tuff, que é proveniente de um ignimbrito do sudeste do Colorado, com idade de  $27,8 \pm 0,2$  Ma datados por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  e K/Ar (Hurford & Hammerschmidt 1985).

### 4.3 APLICAÇÃO DO MÉTODO DOS TRAÇOS DE FISSÃO EM EMBASAMENTO DE BACIAS SEDIMENTARES

Em contraste com terrenos orogênicos, onde a topografia é atribuída ao espessamento crustal, as margens continentais passivas são formadas dentro de um ambiente extensional regional, dominado por afinamento litosférico e subsidência. No entanto, um modelo completo da evolução da margem passiva deve levar em conta a evolução da topografia subaérea das margens, bem como para a subsidência de offshore (mar alto) das bacias marginais. Ao contrário das bacias offshore, que registram movimento vertical na estratigrafia (por exemplo, Steckler & Watts 1978), a parte subaérea de uma margem passiva geralmente não preserva nenhum registro direto de sua história topográfica. Como resultado da erosão, a evidência de mudanças na paleoelevação deverá ser perdida durante os estágios iniciais do desenvolvimento de margem (Gallagher *et. al.* 1998).

A análise de traços de fissão em apatita fornece um método direto para estimar a distribuição espacial e temporal da denudação onshore. Combinando este conjunto de dados tem-se uma abordagem extremamente poderosa para a quantificação do montante, padrão e cronologia da história denudacional das margens continentais e terrenos interiores.

No caso de margens continentais passivas a relação tempo x espaço da denudação onshore é também importante para calcular o volume de sedimentos em bacias offshore adjacentes, a qual pode ser formada durante a extensão. Estudos de traços de fissão em apatita em grãos detríticos e clastos do embasamento em sedimentos orogênicos e em sedimentos offshore têm sido empregados para reconstruir histórias de exumação de áreas próximas a montanhas e adjacentes a margens passivas onshore, respectivamente (Gleadow *et. al.* 2002).

## 5 TRABALHOS DE CAMPO

O trabalho de campo foi realizado em duas etapas ambas nos meses de seca da região amazônica, período em que é mais fácil o acesso aos afloramentos da região.

A primeira etapa de campo consistiu no estudo de afloramentos de rochas sedimentares da Bacia do Amazonas, expostos ao longo do rio Tapajós, no trecho entre a cidade de Itaituba e a localidade de São Luís do Tapajós. A coleta de amostras desta bacia foi realizada somente nos afloramentos que apresentavam arenitos, onde foram amostrados aproximadamente 10 Kg desta rocha em cada afloramento para estudos geocronológicos utilizando a metodologia dos traços de fissão em apatita e para estudos petrográficos.

A segunda etapa do trabalho de campo consistiu no estudo de afloramentos pertencentes ao embasamento da Bacia do Amazonas. As rochas coletadas foram riolitos, igninbritos, gabros e granitos. Em cada afloramento foram coletados aproximadamente 5 Kg de cada litotipo para estudos geocronológicos utilizando a metodologia dos traços de fissão e para estudos petrográficos.

No total vinte e três amostras foram coletadas na região de Itaituba, em afloramentos de rochas do embasamento e rochas sedimentares da Bacia do Amazonas, cujas idades variam do Meso-Proterozóico ao Meso-Carbonífero. Essa amostragem pode ser observada na tabela 1.

Tabela 1: Amostragem do trabalho de campo.

Identificação da amostra coletada	Localização da amostra (Coordenadas geográficas)		Unidade amostrada	Altitude (m)
	Latitude	Longitude		
IT-01	4°27'27''S	56°15'09''W	Grupo Iriri	1
IT-02	4°27'32''S	56°16'03''W	Grupo Iriri	6,5
IT-03	4°26'35''S	56°16'27''W	Formação Maecuru	12
IT-04	4°30'38.5''S	56°15'12''W	Formação Prosperança	0
IT-05	4°25'36''S	56°15'25''W	Formação Maecuru	7
IT-06	4°18'51''S	56°04'14''W	Formação Monte Alegre	2
IT-07	4°18'20''S	56°03'49''W	Formação Monte Alegre	0
IT-08	4°17'25''S	56°02'20''W	Formação Monte Alegre	4
IT-09	4°25'21''S	56°16'38''W	Formação Maecuru	0
IT-10	4°26'18''S	56°15'13''W	Formação Pitinga	0
IT-11	4°24'08''S	56°01'38''W	Formação Prosperança	0
IT-12	4°32'12''S	55°53'52''W	Suíte Intrusiva Maloquinha	64
IT-13	4°22'59''S	55°52'09''W	Formação Ererê	64,7
IT-14	4°43'18''S	56°01'31''W	Suíte Intrusiva Maloquinha	184
IT-15	4°46'13''S	56°06'15''W	Suíte Intrusiva Maloquinha	128,5
IT-16	4°54'48''S	56°11'31''W	Suíte Intrusiva Parauari	77,2
IT-17	4°59'48''S	56°11'37''W	Suíte Intrusiva Maloquinha	182,3
IT-18	4°39'41''S	55°57'37''W	Suíte Intrusiva Igarana	61,7
IT-19	4°37'00''S	56°19'36''W	Grupo Iriri	24,4
IT-20	4°37'31''S	56°23'19''W	Grupo Iriri	60
IT-21	4°41'24''S	56°29'39''W	Grupo Iriri	59,1
IT-22	4°28'14''S	56°17'04''W	Grupo Iriri	51,6
IT-23	4°33'20''S	56°17'57''W	Grupo Iriri	25

## 6 TRABALHOS LABORATORIAIS

### 6.1 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS PARA ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS

As amostras coletadas e selecionadas foram processadas na Oficina de Preparação de Amostra e no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFPA. Essas amostras foram trituradas no britador de mandíbulas, para a redução do tamanho de seus fragmentos e, em seguida, pulverizadas no moinho de rolo. Posteriormente foram peneiradas nas frações entre 355  $\mu\text{m}$  e 75 $\mu\text{m}$  com auxílio de água (Fig. 29a). As frações situadas entre 180 a 125  $\mu\text{m}$  e 125 a 75  $\mu\text{m}$  foram levadas à estufa até a secagem completa, pois são nessas frações que estão concentrados os cristais ou grãos de apatita. Após esta etapa, a amostra foi levada ao separador magnético *Frantz* (Fig. 29b), onde foi passada várias vezes com a finalidade de separar os minerais com base em suas características paramagnéticas, seguindo os ajustes mostrados na tabela 2.

O concentrado então seguiu para a separação química dos minerais por líquidos densos, utilizando-se Bromofórmio cuja densidade é 2,89  $\text{g/cm}^3$  (Fig. 29c.). Nesta etapa, os minerais mais densos que o líquido (pesados) como a apatita são separados por gravidade dos menos densos (leves). Em seguida os grãos de apatita foram separados sob lupa para a montagem em resinas epóxi (Fig. 29d).

Para a aplicação do método de traços de fissão, foram utilizados moldes de silicone que possui a forma cilíndrica de 2,5 cm de diâmetro, no fundo do qual os grãos de apatita são dispostos em fileiras na quantidade de 100 grãos para cada amostra. Ao redor das fileiras foram colocados alguns grãos de zircão a fim de facilitar o posterior mapeamento da amostra na análise microscópica, já que os zircões liberam uma quantidade extremamente maior de traços induzidos na mica. Finalmente os moldes foram preenchidos com resina Epóxi para a fixação dos grãos e levados à estufa na temperatura de 40°C até a secagem completa da resina.

Após a secagem, a pastilha formada pela resina é retirada do molde (Fig. 29e) e encaminhada ao polimento (Fig. 29f) onde passa pelo seguinte procedimento:

Primeiramente a pastilha deve ser polida no lado oposto ao dos grãos com lixa grossa até a amostra atingir uma espessura de cerca de 2 a 3 mm. Depois o lado com os grãos é lixado, primeiramente com uma lixa n° 1200, para expor os grãos. Em seguida deve-se polir,

em via úmida, com as lixas nº 2400 e 4000. O tempo varia entre 5 e 10 minutos para cada amostra.

Sobre um pano de polimento de 3 e 1  $\mu\text{m}$  coloca-se uma pequena quantidade de pó de óxido de alumínio umedecendo com água destilada polindo durante 5 minutos aproximadamente. Por fim, sobre um pano de polimento de 0,250  $\mu\text{m}$  coloca-se uma pequena quantidade de pasta de diamante em via úmida (com água destilada), polindo por 3 minutos aproximadamente para retirar imperfeições da pastilha.

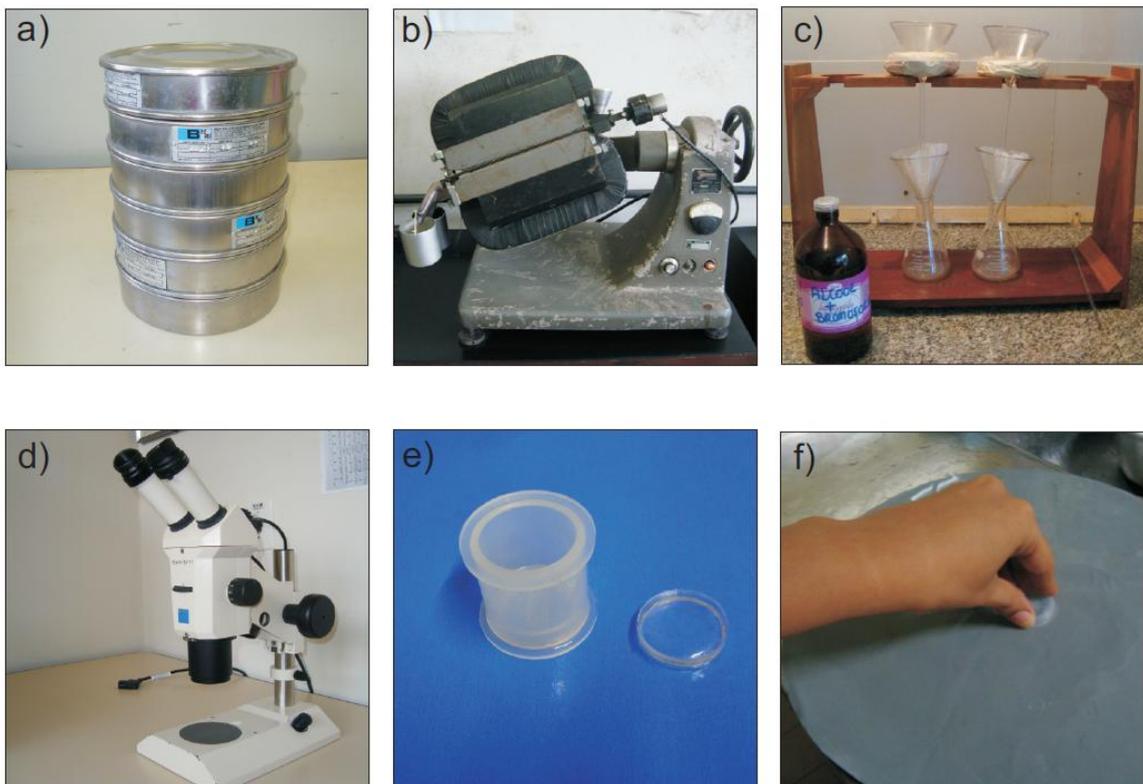


Figura 29: Preparação das amostras em laboratório. a) peneiramento das amostras; b) Separação magnética com o Frantz; c) Separação de minerais pesados por líquidos densos (Bromofórmio); d) Triagem dos cristais em lupa binocular; e) Molde de silicone cilíndrico e resina epóxi já desenformada; f) Polimento manual das pastilhas.

Tabela 2: Ajustes dos parâmetros utilizados no separador magnético *Frantz* na separação da apatita.

<b>CORRENTE</b>	<b>INCLINAÇÃO</b>	<b>INCLINAÇÃO</b>
<b>(A)</b>	<b>LONGITUDINAL</b>	<b>LATERAL</b>
0,5	25 <sup>o</sup>	20 <sup>o</sup>
1,0	25 <sup>o</sup>	20 <sup>o</sup>
1,5	25 <sup>o</sup>	20 <sup>o</sup>
1,5	25 <sup>o</sup>	15 <sup>o</sup>
1,5	25 <sup>o</sup>	10 <sup>o</sup>

As etapas seguintes de ataque químico e preparação das amostras para irradiação foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da URGs.

Após o polimento, as pastilhas foram então submetidas ao ataque químico para revelação dos traços fósseis. Este ataque é feito com uma solução aquosa de HNO<sub>3</sub>, concentração 5M, sob temperatura controlada de 20<sup>o</sup> C e com um tempo médio de ataque de 25 segundos para cada amostra. Ao final do período de ataque químico esta amostra é colocada em água destilada para a interrupção imediata do ataque.

Logo depois a amostra é novamente lavada em água destilada no ultrassom, a fim de se retirar todas as impurezas aderidas à pastilha. Assim, a amostra então se encontra pronta para a etapa seguinte que consiste na preparação da amostra para irradiação.

### **6.1.1 Preparação das amostras para irradiação**

Como neste trabalho foi aplicado o método do Detector Externo antes de a amostra ser irradiada ela é submetida a um processo de preparação onde se coloca um detector externo (para este trabalho foi utilizado o kapton) sobre a pastilha com os grãos de apatita e sobre os dosímetros que irão compor a pilha de irradiação.

O kapton é colocado de forma que cubra todos os grãos que se encontram incrustados com o cuidado de colocar o lado brilhante do kapton em contato com a amostra. Além disso, é feita uma inscrição no kapton, com a ponta de uma agulha, reproduzindo-se em uma extremidade a mesma identificação da amostra. Após este procedimento coloca-se o kapton

sobre a pastilha e envolve ambos com filme de PVC (plástico importado dos Estados Unidos ou Europa, isento de contaminação por urânio) para que o kapton fique totalmente em contato com a pastilha.

Como vidro dosímetro utilizou-se o CN5, onde o kapton foi colocado dos dois lados deste dosímetro, e posteriormente envolvido com PVC.

Finalmente as amostras são empilhadas e colocam-se os vidros dosímetros na base e no topo da pilha, envoltos novamente com filme de PVC. No total foram confeccionadas 21 pastilhas, pois em algumas amostras foi possível encontrar apatita tanto na fração mais fina (125-75 $\mu\text{m}$ ) quanto na fração mais grossa (180-125  $\mu\text{m}$ ). A quantidade de cristais de apatitas montadas em cada pastilha (Fig. 30) variou de acordo com a abundância do mineral apatita de cada litotipo.



Figura 30: Montagem com 90 cristais de apatita em resina epoxy, para datação por Traços de Fissão (Amostra IT-15). Objetiva de 10X/0,20 pol.

Neste trabalho as amostras TFA foram irradiadas em duas pilhas diferentes (pilha1 e pilha2) (Fig. 31). Na pilha1 foram colocadas 11 amostras e um dosímetro de vidro CN5 e na pilha 2 foram colocadas 10 amostras e 2 dosímetros de vidro CN5. Para algumas amostras foram confeccionadas duas pastilhas de diferentes granulometrias (180-125 $\mu\text{m}$  e 125-75  $\mu\text{m}$ ), algumas dessas amostras foram distribuídas na mesma pilha de irradiação e outras em pilhas de irradiação diferentes. As amostras IT-18 e IT-22 foram aquelas cujas frações de diferentes granulometrias foram distribuídas em pilhas de irradiação diferentes.

Cada pilha do material a ser irradiado é colocada em um cilindro de alumínio, no caso fornecido pelo Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN) onde será feita a

irradiação, sob a supervisão da Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN). As amostras são irradiadas no reator IEA-R1. Após a irradiação as amostras permanecem um tempo em área restrita, para decaimento da atividade radioativa, e só então são enviadas ao solicitante.

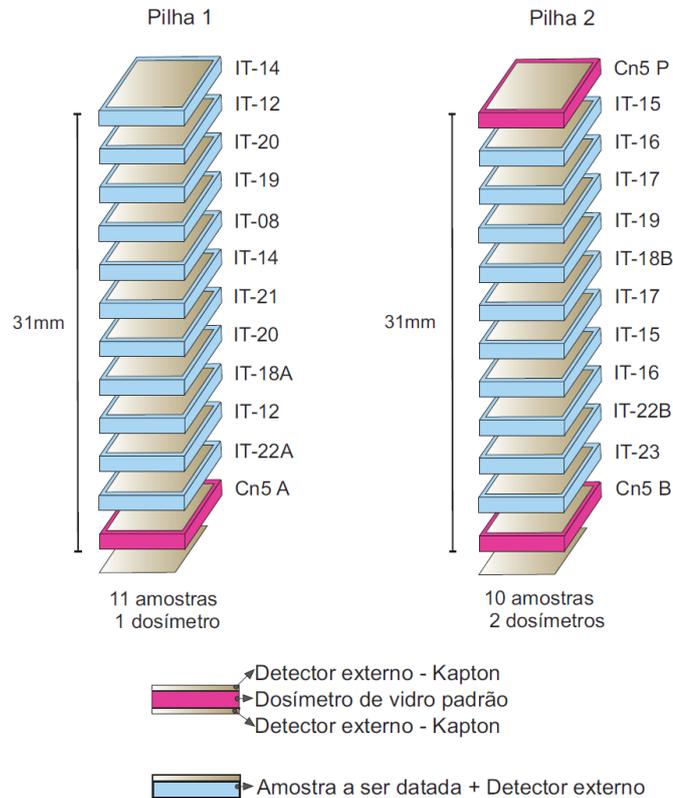


Figura 31: Esquema da pilha de irradiação montada para este trabalho com o método do detector externo.

### 6.1.2 Retorno das amostras do reator

Ao retornar do reator as montagens são desfeitas e os kaptons são submetidos a um ataque químico para revelação dos traços induzidos. Todos os kaptons, tanto das amostras como dos dosímetros são atacados quimicamente para a revelação dos traços de fissão induzidos, com uma solução em ebulição de NaOCl (14%)+ NaCl(12%) durante 8 minutos, e neutralizadas com água destilada. Os dois kaptons dos dosímetros são montados em uma lâmina de vidro. Essa mesma montagem em lâmina de vidro também é feita para as amostras de forma que se tenha o par, pastilha e kapton (detector externo) dispostos lado a lado. Essas amostras encontram-se então prontas e são analisadas microscopicamente, onde é feita a

contagem dos traços fósseis na apatita e a contagem dos traços induzidos no kapton (Fig. 32). Essa contagem deve ser feita de modo que a área contada na apatita seja a mesma área respectiva a ser contada no kapton, levando em conta que esse detector funciona como se fosse um espelho da apatita.

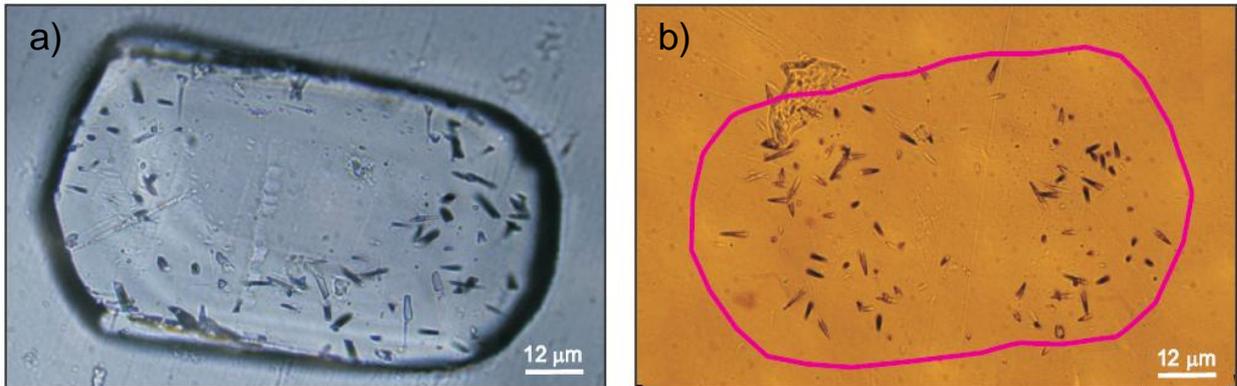


Figura 32: a) Fotomicrografia dos traços de fissão na apatita (traços fósseis), b) traços de fissão no detector externo (traços induzidos).

## 6.2 TRABALHOS DE MICROSCOPIA

### 6.2.1 Estudos petrográficos

Para estes estudos foram confeccionadas lâminas delgadas de cada amostra de rocha coletada. O estudo petrográfico foi realizado no Laboratório de Petrografia do Programa de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da UFPA.

Nos estudos petrográficos foram abordados aspectos mineralógicos e texturais, os quais estão descritos no capítulo 3 desta dissertação. As rochas ígneas foram classificadas de acordo com o diagrama QAFP para rochas plutônicas e vulcânicas, segundo Streckeisen (1967). As rochas clásticas foram classificadas segundo Folk (1974).

### 6.2.2 Contagem dos traços de fissão e medição dos traços confinados

A contagem dos traços de fissão foi feita no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA, utilizando um Microscópio Axioskop 40, com oculares com aumento de 10x e objetiva de 100x, a seco (Fig. 33). Às lentes oculares é acoplado um retículo quadriculado com área total de  $10.000\mu\text{m}^2$  para estimativa das densidades dos traços de fissão. As medidas de comprimento dos traços confinados foram feitas com o auxílio de uma régua acoplada à ocular, que na objetiva de 100x possui menor divisão de  $1\mu\text{m}$ . Foram medidos apenas os traços confinados das faces prismáticas paralelas ao eixo C dos grãos. Esta face pode ser reconhecida utilizando-se de luz refletida onde as bocas dos traços superficiais que intersectam a superfície do mineral apresentam todas uma mesma orientação paralela ao eixo C do mineral.

Após a determinação do Zeta, podem ser realizadas as primeiras contagens que são feitas nos kaptons que estavam acoplados aos dosímetros CN5 para saber o valor da fluência de irradiação que a amostra sofreu. Esta informação será necessária para o cálculo de idades das amostras. Em seguida pode-se iniciar a contagem das amostras a serem datadas.

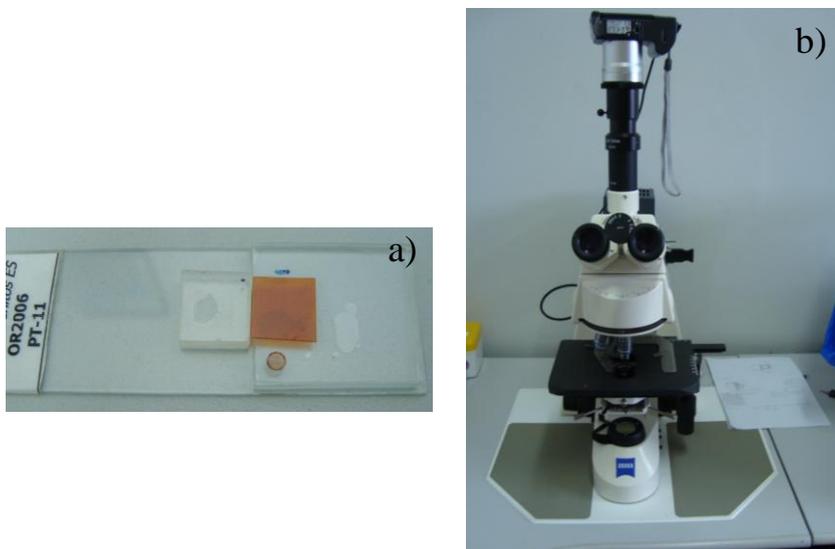


Figura 33: Par pastilha-kapton montados em lâmina delgada (a) pronto para ser analisado em microscópio óptico (b).

### 6.3 DETERMINAÇÃO DA COMPOSIÇÃO DAS APATITAS

Todos os grãos utilizados para a determinação das idades TFA devem ter sua composição definida, pois a escolha do modelo matemático para a simulação das histórias térmicas das amostras dependem da composição das apatitas, ou seja, deve-se escolher em função dos teores de flúor e cloro das mesmas, pois isso acarreta na escolha da temperatura de bloqueio dos traços de fissão.

A composição das apatitas deste trabalho deveria ter sido determinada através da microsonda eletrônica, do Centro de pesquisas geoquímicas (CPGq) do Instituto de Geologia da UFRGS, pela professora Dra. Maria Lidia Vignol Lelarge. Todavia devido a problemas técnicos que surgiram nos últimos seis meses no laboratório da microsonda eletrônica, não foi possível realizar as análises de determinação dos teores de flúor e cloro das apatitas estudadas. Assim, para os modelamentos térmicos que foram efetuados com o auxílio do programa Monte Trax optou-se por escolher o modelo de fluorapatitas, por serem essas as mais abundantes na natureza, mas sabendo-se que em um futuro próximo serão analisadas as composições químicas das amostras aqui datadas.

## 7 RESULTADOS DOS DADOS TRAÇOS DE FISSÃO

As amostras utilizadas neste trabalho foram rochas ígneas do embasamento e rochas sedimentares da Bacia do Amazonas. Das 23 amostras de rocha coletadas, foram datadas 11 amostras do embasamento e 1 amostra sedimentar. Nas demais amostras não foi possível a realização deste trabalho, pois as mesmas não apresentavam apatita.

No total foram confeccionadas 21 pastilhas, pois em algumas amostras foi possível encontrar apatita tanto na fração mais fina (125-75 $\mu$ m) quanto na fração mais grossa (180-125  $\mu$ m). A quantidade de cristais de apatitas montadas em cada pastilha variou de acordo com a qualidade de cada amostra, que foi determinada com base na abundância do mineral apatita de cada litotipo.

Como neste trabalho optou-se em datar e medir os traços confinados apenas nos grãos que apresentavam faces paralelas ao eixo C, livres de fraturas, inclusões minerais, gasosas e líquidas, com traços facilmente identificáveis e com densidade de traços adequada, procedeu-se a uma classificação da qualidade das amostras baseada na quantidade de grãos. Com efeito, amostras com uma grande quantidade de grãos com a qualidade acima descrita são melhores que aquelas que fornecem um número reduzido de grãos. Assim, as amostras com mais de 100 grãos foram classificadas como ÓTIMAS, amostras que apresentaram de 100 a 50 grãos foram classificadas como BOAS e amostras que apresentaram menos de 30 grãos foram classificadas como RUINS, (Tab. 3).

Tabela 3- Litotipos datados pelo MTFM mostrando a qualidade de cada amostra datada.

<b>Identificação da amostra</b>	<b>Litologia</b>	<b>Unidade amostrada</b>	<b>Qualidade da amostra</b>
IT-08	Arenito	Formação Monte Alegre	Boa
IT-12	Granito	Suíte Intrusiva Maloquinha	Ótima
IT-14	Granito	Suíte Intrusiva Maloquinha	Ótima
IT-15	Granito	Suíte Intrusiva Maloquinha	Ótima
IT-16	Granito	Suíte Intrusiva Parauari	Ótima
IT-17	Granito	Suíte Intrusiva Maloquinha	Ótima
IT-18	Gabro	Suíte Intrusiva Igarana	Ótima
IT-19	Riolito	Grupo Iriri	Ótima
IT-20	Riolito	Grupo Iriri	Ótima
IT-21	Riolito	Grupo Iriri	Boa
IT-22	Riolito	Grupo Iriri	Boa
IT-23	Riolito	Grupo Iriri	Ruim

A seguir são apresentados os resultados traços de fissão da calibração zeta, da datação do padrão natural Fish Canyon Tuff, das dosimetrias neutrônicas determinadas a partir dos dosímetros CN5, das datações das amostras sedimentar e do embasamento da Bacia do Amazonas e das análises dos comprimentos dos traços.

### 7.1 DETERMINAÇÃO DO FATOR ZETA

Antes do início da contagem o observador deve determinar o seu parâmetro de calibração Zeta ( $\zeta$ ), pois além do mesmo ser necessário para o cálculo da idade também é uma forma de verificar se a contagem do observador está correta. Neste trabalho o Zeta foi determinado utilizando o padrão Fish Canyon Tuff, onde foi obtido um valor de  $360,38 \pm 26,27$  para o zeta. O número de traços fósseis contados para a determinação do zeta foi de 280 e para os traços induzidos 646. O dosímetro utilizado foi o CN5, cujo teor de urânio é de 12,17 ppm. Na literatura, os valores de zeta para o dosímetro CN5 variam entre 330 a 380 (Hurford 1989). O valor aqui obtido está adequado com os valores observados nos diferentes laboratórios de datação por traços de fissão.

### 7.2 IDADE DO PADRÃO FISH CANYON TUFF

A idade Traços de Fissão do padrão Fish Canyon Tuff aqui obtida foi de  $28,3 \pm 2,9$  Ma, totalmente compatível com as idades isotópicas de  $27,8 \pm 0,2$  Ma determinadas por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  e K/Ar (Hurford & Hammerschmidt 1985). Esta idade foi determinada considerando um valor de zeta  $360,38 \pm 26,27$  e a dosimetria abaixo apresentada, de  $3,638 \pm 0,002$  traços/cm<sup>2</sup> e com a contagem de um número total de traços induzidos de 15280.

### 7.3 DETERMINAÇÃO DA DOSIMETRIA (Rhod)

Como foi visto anteriormente as amostras foram irradiadas em duas pilhas diferentes (pilha 1 e pilha 2) e para cada pilha de irradiação foi calculada uma dosimetria, onde a pilha 1 corresponde a densidade Rhod1 ( $3,803 \pm 0,002$  traços/cm<sup>2</sup>) e a pilha 2 corresponde a densidade Rhod2 ( $3,638 \pm 0,002$  traços/cm<sup>2</sup>). O número total de traços induzidos

determinados na pilha 1 foi de 7987 traços e na pilha 2 de 15280 traços. É possível observar que apesar de se ter duas pilhas de irradiação, a diferença entre as dosimetrias é relativamente baixa, isso porque a dosimetria apresenta um grande número de traços induzidos contados o que reduz o erro, tendo um desvio-padrão muito pequeno.

Embora as dosimetrias tenham valores diferentes, as idades TFA são bastante similares para uma mesma amostra, mostrando a robustez do método. Por exemplo, a amostra IT-22 foi irradiada em pilhas diferentes e com duas dosimetrias diferentes. As idades aparentes obtidas foram de 177,5 Ma e 180,9 Ma ambas com desvio padrão de 20 Ma, ou seja, indistinguíveis do ponto de vista de idades TFA. Além disso, a diferença entre o tamanho dos grãos não provocou variação nas idades. A amostra IT-18A com granulometria de 125-75  $\mu\text{m}$  irradiada na pilha 2 ( $\text{Rhod2} = 3,638 \pm 0,002 \text{ traços/cm}^2$ ) e a amostra IT-18B com granulometria de 180-125 $\mu\text{m}$  irradiada na pilha 1 ( $\text{Rhod1} = 3,803 \pm 0,002 \text{ traços/cm}^2$ ) apresentam idades de 253,2 Ma e 258,7 Ma, respectivamente. Estes resultados mostram que a posição de irradiação não apresenta variação do fluxo de nêutrons termiais.

#### 7.4 RESULTADOS DAS IDADES TRAÇOS DE FISSÃO DAS AMOSTRAS SEDIMENTARES E DO EMBASAMENTO DA BACIA DO AMAZONAS

O cálculo das idades individuais traço de fissão foram obtidas a partir da equação de Hurford e Green (1983), com um erro de  $\pm 2\sigma$ . Essas idades foram calculadas, utilizando o programa TRACKKEY de Dunkl (2002).

O programa TRACKKEY (Dunkl 2002) fornece três tipos de idades: pool, central e principal. A idade pool é a soma dos traços espontâneos dividido pela soma dos traços induzidos com base em uma estatística Poissoniana (Gallagher *et al.* 1998). A idade média é a média aritmética do somatório das razões individuais de traços espontâneos pelos induzidos. A idade central (Galbraith & Laslett 1993) é essencialmente uma media ponderada da distribuição logarítmica normal das idades individuais de cada cristal.

Neste trabalho escolheu-se por apresentar as idades TFA calculadas como idade central segundo o cálculo do Dunkl (2002) com o objetivo de uniformizar os cálculos com a amostra sedimentar. Para amostras sedimentares, normalmente as idades são calculadas como idade central (segundo Galbraith & Laslett (1993): Statistical models for mixed fission track ages. Nucl. Tracks Radiat. Meas., 21, 459-470.) A mais, as idades centrais e idades medias ponderadas são idênticas quando as amostras passam no teste de  $\chi^2$ . Todas as amostras aqui

datadas passaram no teste de  $\chi^2$  o que indica estatisticamente que todas as amostras pertencem a uma única população de grãos.

Todos os resultados das idades TFA são apresentados nos diagramas radiais. Nesses diagramas o eixo vertical representa o erro normalizado, o eixo horizontal representa o erro experimental, expresso em porcentagem, e a idade é dada pela projeção de uma reta na escala circular passando pela origem do diagrama e pelo ponto da idade do grão.

A tabela 4 apresenta todos os dados analíticos necessários para a interpretação dos resultados de traços de fissão em apatita do presente trabalho. A figura 34 resume estes dados.

Tabela 4 – Dados analíticos traços de fissão das amostras da região Itaituba (PA).

Amostra	Altitude (m)	n	$\rho_e(x10E+5)$ ( $N_e$ )	$\rho_i(x10E+5)$ ( $N_i$ )	Rhod (10E+5 tr/cm <sup>2</sup> ) ( $N_d$ )	Teor U (%)	Disp.Idade (D) (%)	$P(\chi^2)$ (%)	Idade TF $\pm$ sd (Ma)	Lc $\pm$ $\sigma$ ( $\mu$ m) [Nt]	Desvio-padrão ( $\mu$ m)
IT-08		30	5,77 (388)	4,42 (297)	3,803 (7987)	1.68	0,26	11,34	91,0 $\pm$ 10,9 [38-334]	11,65 $\pm$ 0,47 [16]	1,89
IT-12	64	64	4,76 (731)	1,77 (272)	3,803 (7987)	0.53	00	100	181,6 $\pm$ 18,8 [95-301]	9,87 $\pm$ 0,49 [12]	1,70
IT-14	184	56	5,10 (540)	1,76 (187)	3,803 (7987)	0.55	00	100	194,9 $\pm$ 22,1 [102-526]	12 $\pm$ 1,09 [6]	2,68
IT-15	128	40	4,18 (423)	1,22 (125)	3,638 (15280)	0.40	00	99.96	219,6 $\pm$ 27.7 [65-412]	11,94 $\pm$ 0,56 [9]	1,70
IT-15*		15	4,16 (221)	1,22 (65)	3,638 (15280)	0.38	00	99.48	215.3 $\pm$ 30,9 [142-465]		
IT-16	77	68	3,12 (546)	1,25 (219)	3,638 (15280)	0.39	00	99,99	163,0 $\pm$ 16,6 [49-504]	10 $\pm$ 0,53 [18]	2,24
IT-17	182	30	3,87 (221)	1,31 (75)	3,638 (15280)	0.45	00	99.99	190.3 $\pm$ 29.1 [86-402]	11,46 $\pm$ 0,64 [15]	2,50
IT-18A	61	38	2,91 (505)	0,77 (134)	3,803 (7987)	0.23	00	99.62	253,2 $\pm$ 30.9 [113-589]		
IT-18B		36	4,67 (443)	1,16 (110)	3,638 (15280)	0.37	00	99.99	258,7 $\pm$ 33.7 [108-564]	12,85 $\pm$ 0,39 [17]	1,64
IT-19	25	57	4,44 (364)	1,95 (160)	3,638 (15280)	0.62	00	100	147,4 $\pm$ 18,8 [65-319]	12,14 $\pm$ 0,91 [7]	2,41
IT-20	60	74	3,08 (415)	1,42 (192)	3,803 (7987)	0.47	00	100	146,4 $\pm$ 16,9 [45-494]	11,83 $\pm$ 0,65 [6]	1,60
IT-21	59	31	3,19 (260)	1,52 (124)	3,803 (7987)	0.48	00	99.92	142,1 $\pm$ 18,8 [45-398]	11,5 $\pm$ 1,26 [8]	3,58
IT-22B	52	33	7,03 (525)	2,56 (191)	3,638 (15280)	0.82	00	100	177,5 $\pm$ 20,0 [78-350]	14,40 $\pm$ 0,35 [20]	1,59
IT-22A		33	6,84 (479)	2,55 (179)	3,803 (7987)	0.77	00	99.93	180.9 $\pm$ 20.9 [68-398]		
IT-23*	25	13	8,77 (372)	3,27 (139)	3,638 (15280)	1.07	00	98.35	170,1 $\pm$ 17,4 [111-283]	11,1 $\pm$ 0,38 [20]	1,51

n=número de cristais de apatita datados;  $\rho_e$ =densidade de traços espontâneos;  $N_e$  = número total de traços espontâneos;  $\rho_i$ =densidade de traços induzidos;  $N_i$  = número total de traços induzidos determinados na amostra; Rhod1 e Rhod2=densidade traços induzidos do dosímetro CN5 relativos a pilha1 e pilha2 de irradiação.  $N_d$  = número total de traços induzidos contados no dosímetro CN5. Zeta= 360.38 $\pm$ 26.27 para Aline Pina; em itálico as idades mínimas e máximas obtidas para cada amostra; Lc= média dos comprimentos dos traços confinados;  $\sigma$ =erro associado; Nt= número de traços confinados medidos para cada amostra. Área de contagem do dosímetro =10.000  $\mu$ m<sup>2</sup>, área de contagem elementar das amostras (área de 1 quadrado) = 100  $\mu$ m<sup>2</sup>.

\* Amostras datadas pela professora Dra. M.Lidia Vignol Lelarge (zeta=354,0 $\pm$  8,4)

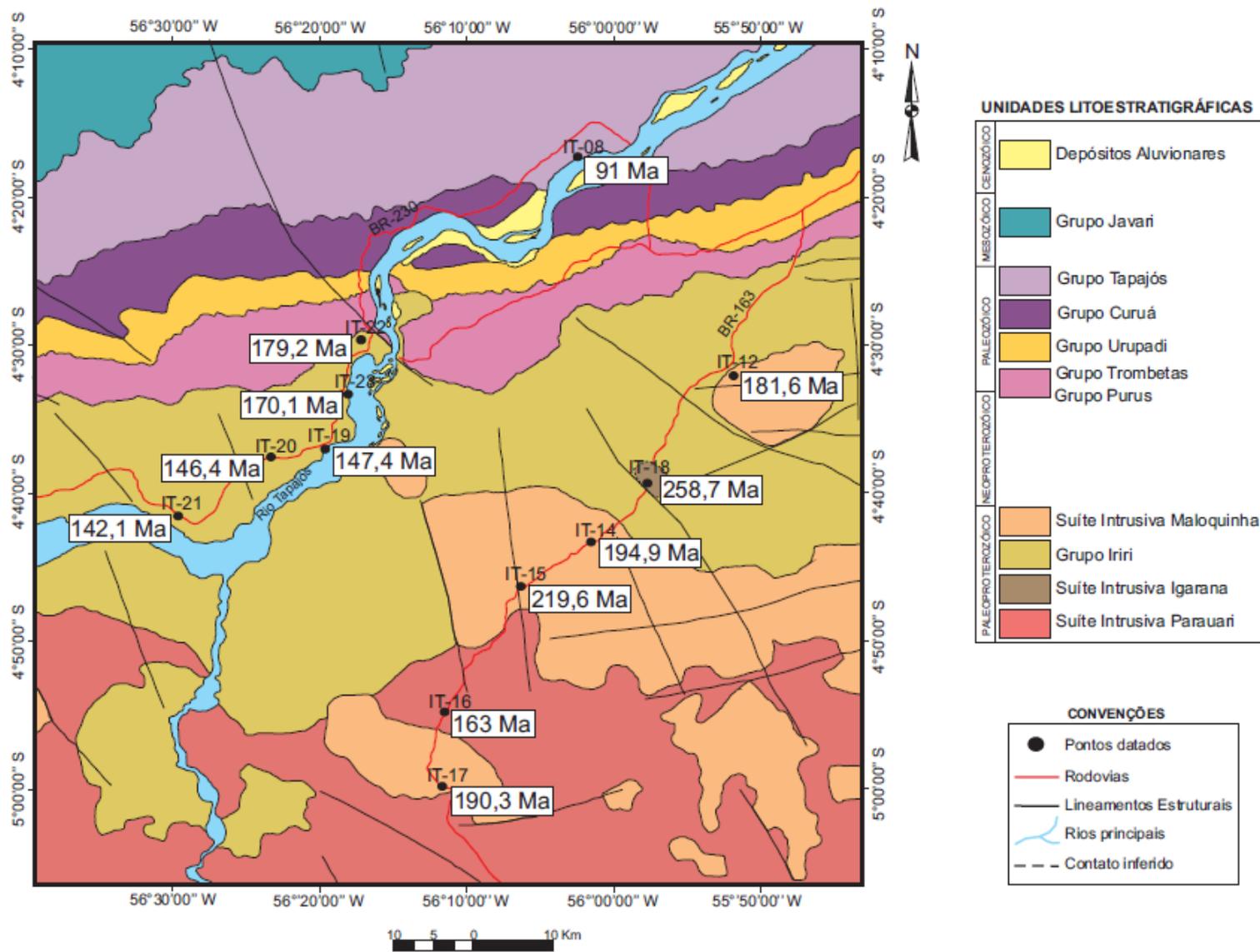


Figura 34: Mapa geológico da área de estudo com as idades traços de fissão.

#### 7.4.1 Amostra detrítica (IT-08)

A amostra IT-08 corresponde ao arenito (Formação Monte Alegre), com 30 cristais detríticos e forneceu uma idade TFA de  $91,0 \pm 10,9$  Ma. O grão mais jovem apresenta uma idade mínima de 38 Ma e o grão mais velho a idade de 333 Ma (Fig. 35). Observa-se que a idade estratigráfica dessa amostra é do Meso-Carbonífero (Neobashkiriana, ~318 Ma) (Playford & Dino, 2000). Para esta amostra a probabilidade para que os grãos individuais possam representar uma só população é de 11,34% (teste de  $\chi^2$ ). Embora esta amostra passe no teste de  $\chi^2$  (pois  $P(\chi^2) > 5\%$ ) a probabilidade é baixa e a idade TFA aparente não tem significado geológico. Com o intuito de refinar a análise das idades dos grãos detríticos optou-se por efetuar uma discriminação das populações de idades individuais através do programa Macmix desenvolvido por Gallagher & Hegarty (1997) e fundamentado no modelo de misturas de Sambridge & Compston (1994). Salienta-se que as idades TFA são majoritariamente mais jovens, indicando que os grãos de apatitas detríticos sofreram eventos térmicos após sua deposição, possivelmente associados a reajustes tectônicos.

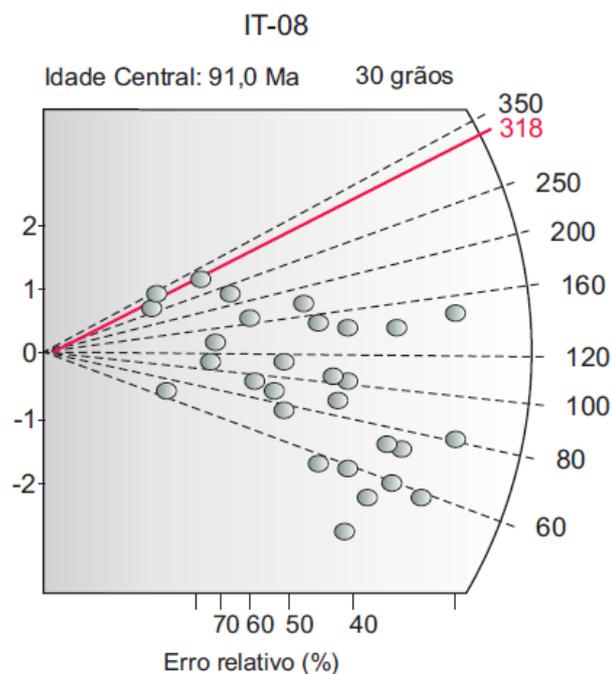


Figura 35: Diagrama radial da amostra IT-08. A linha em vermelho indica a idade estratigráfica da Formação Monte Alegre, do Meso-Carbonífero.

#### 7.4.1.1 Aplicação do modelo de misturas de Sambridge & Compston

Rochas sedimentares detríticas podem ser constituídas de grãos de apatitas provenientes de fontes diferentes que ainda podem conservar a assinatura térmica da área-fonte, neste caso os grãos individuais podem ter áreas fonte diferentes, o que corresponde a múltiplas populações de idades dos grãos. Outro assim, os grãos detríticos podem igualmente apresentar diversas idades que correspondem a diversos eventos de erosão-deposição e/ou reativação tectônica.

Para equacionar as misturas das idades detríticas de um dado grupo de idades em um número significativo de populações, foi utilizada uma abordagem estatística conhecida como “modelo de misturas”, descrito por Sambridge & Compston (1994). O modelo de misturas permite discriminar as diferentes populações de idades presentes em uma amostra sedimentar. Trata-se de uma abordagem que permite definir diferentes componentes de idades de zircões ou apatitas de amostras parcialmente apagadas. Em tais amostras o grau de apagamento dos traços de cada grão depende da variação da herança química da apatita/zircão, conduzindo a uma grande dispersão nas idades dos grãos individuais. A população mais jovem identificada permite estimar o período máximo no qual a amostra sofreu o resfriamento a partir das máximas paleotemperaturas.

A aplicação desse modelo para a amostra IT-08 permitiu discriminar duas populações de idades de 64 e 105 Ma, sendo que a maior população é a de idade Terciária, com 88% dos grãos (Fig. 36). A idade mais velha (com probabilidade de 12%) está associada a um primeiro evento de resfriamento com comprimentos dos traços confinados mais curtos, tendo sido parcialmente apagada. A idade mais jovem, com uma probabilidade de 88%, corresponde a um período de aceleração no processo de resfriamento, com geração de traços mais longos e definindo um segundo evento de resfriamento. (ver histograma dos comprimentos na figura 37). Assim os traços confinados mais curtos (9-12 $\mu$ m) marcam os eventos mais antigos e associados à idade de 105 Ma, enquanto que os traços mais longos (12-15  $\mu$ m) foram formados no último evento térmico de 64 Ma. A distribuição dos traços confinados, apesar do número reduzido de traços medidos tem uma tendência a bimodalidade.

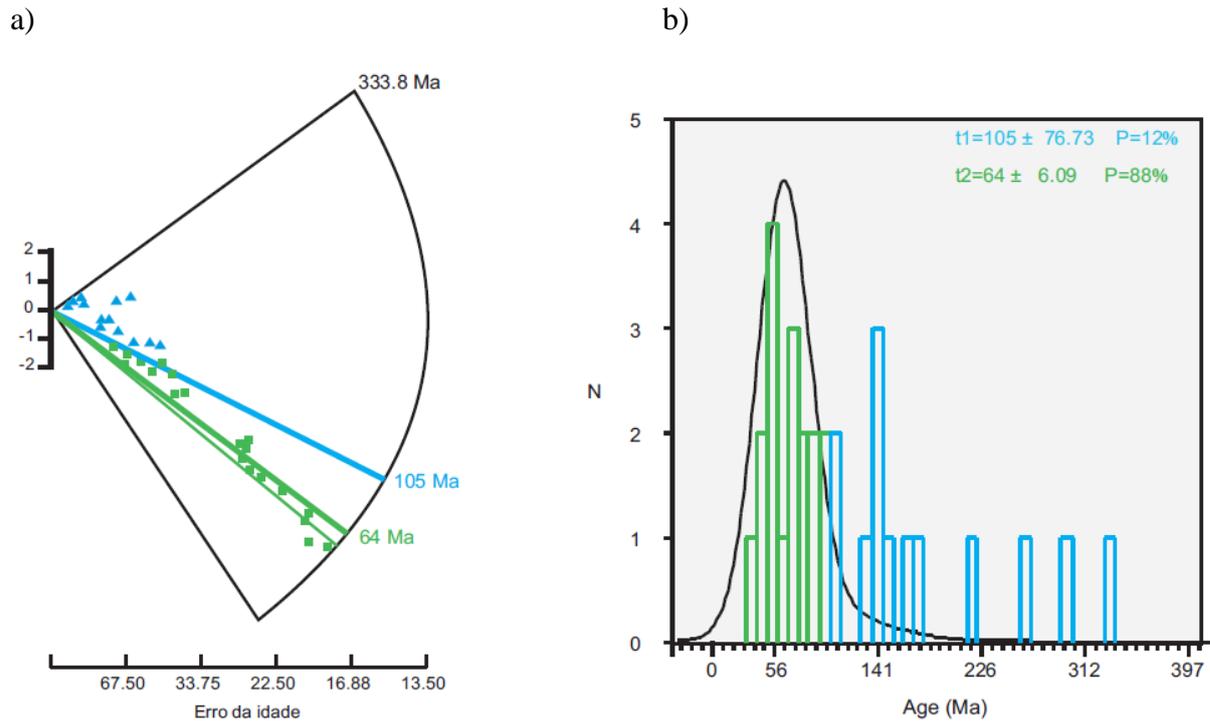


Figura 36: a) Diagrama radial indicando duas populações de grãos de idades diferentes: 64 e 105 Ma; b) Histograma das idades TFA mostrando dois picos principais há 64 Ma e há 105 Ma com probabilidades de 88% e 12% respectivamente. O diagrama tem como abscissa as idades aparentes TFA e como ordenada o número de grãos detríticos.

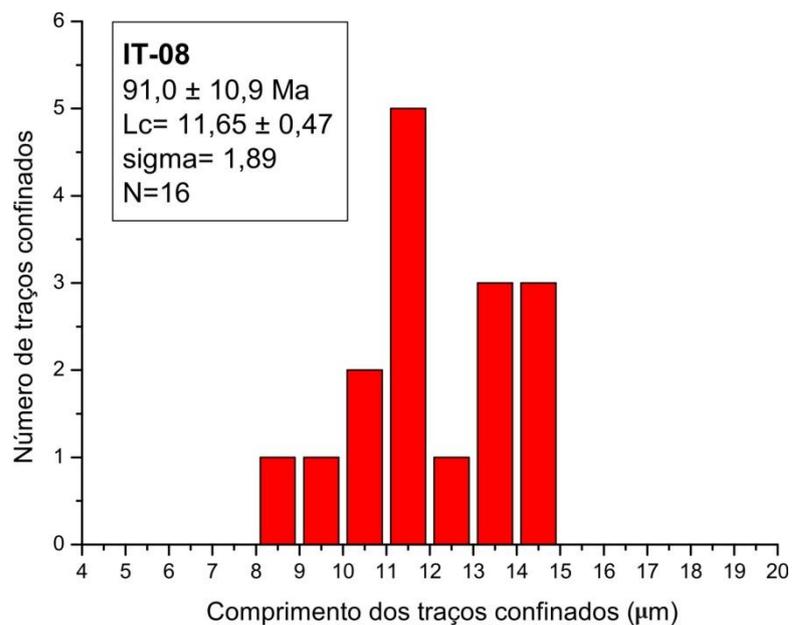


Figura 37: Histograma da distribuição do comprimento dos traços confinados.

## 7.4.2 Amostras do Embasamento

As amostras do embasamento foram divididas em dois grupos de acordo com as idades obtidas e similaridades dos litotipos amostrados e localização geográfica. O grupo 1 é constituído de amostras de granito e uma amostra de gabro. Por sua vez, o grupo 2 é composto por rochas riolíticas. Todas as amostras do embasamento são de idade paleoproterozóica.

### 7.4.2.1 Amostras do Grupo 1

O primeiro grupo de amostras é formado por cinco amostras de granito (IT-12, IT-14, IT-15, IT-16, IT-17) e uma amostra de gabro, sendo todas do Paleoproterozóico. Coincidentemente todas as amostras desse grupo foram coletadas ao longo da BR-163.

O número de grãos datados neste grupo de amostras, em geral, é bastante grande, variando de 30 a 68 grãos, o que indica uma boa determinação das idades TFA. As idades das amostras graníticas variaram entre 182 Ma e 219 Ma com um desvio padrão da ordem de 20Ma, enquanto a amostra de gabro apresentou idade mais antiga com duas datações determinadas por duas pessoas diferentes, de 253Ma e 258 Ma respectivamente, com um desvio padrão da ordem de 30 Ma.

A amostra IT-12 (Fig. 38A) apresentou idade traço de fissão de  $181,6 \pm 18,8$  Ma. Foram datados 64 grãos para esta amostra, onde o grão mais jovem mostrou idade de 95 Ma e o grão mais antigo de 301 Ma.

Para a amostra IT-14 (Fig. 38B) foram datados 56 grãos, que apresentaram idade de  $194,9 \pm 22,1$  Ma, a idade mais jovem obtida nesta amostra foi de 102 Ma e a mais antiga de 526 Ma.

A amostra IT-15 (Fig. 39) apresentou idade de  $219,6 \pm 27,7$  Ma, com 40 grãos datados. Essa mesma amostra foi contada também pela professora Dra. Maria Lidia Vignol Lelarge, onde foi obtida uma idade de  $215,3 \pm 30,9$  Ma, com 15 grãos datados. O grão mais antigo mostrou uma idade de 465 Ma e o grão mais jovem de 65 Ma. É possível verificar que o número de grãos datados e a granulometria não influencia no resultado da idade desta amostra, mostrando a robustez do método. As duas pastilhas desta amostra foram irradiadas na mesma pilha de irradiação, assim foi possível obter uma idade média aritmética de  $217,45 \pm 29,3$  Ma para um conjunto de 55 cristais de apatita.

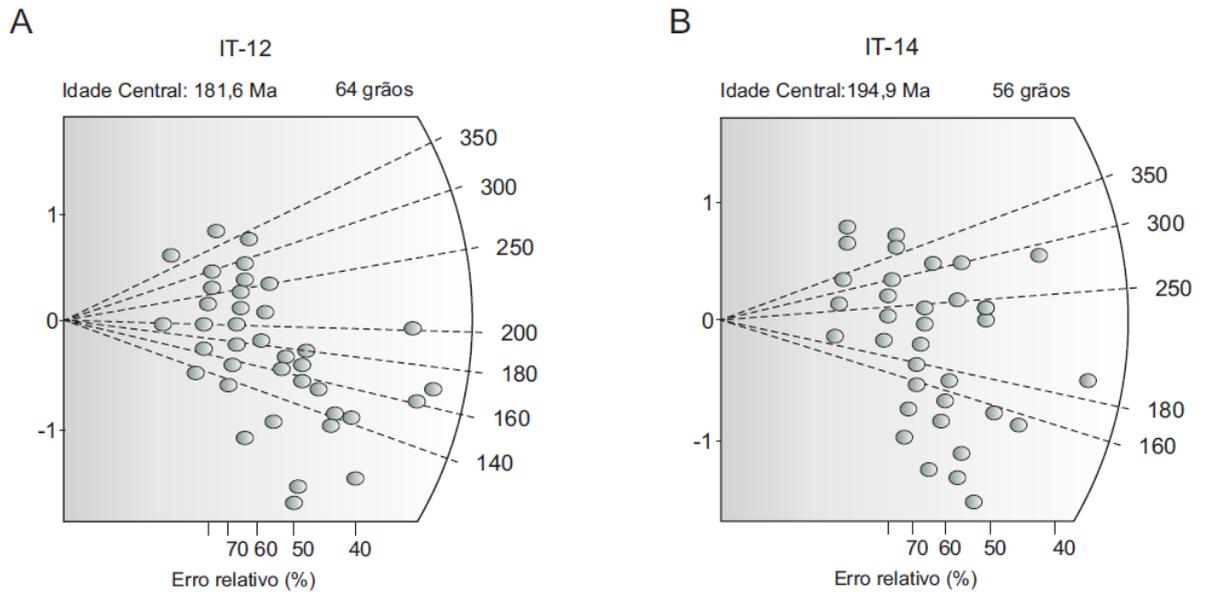


Figura 38: Diagramas radiais com as idades centrais das amostras pertencentes ao grupo 1, A) amostra IT-12 e B) amostra IT-14.

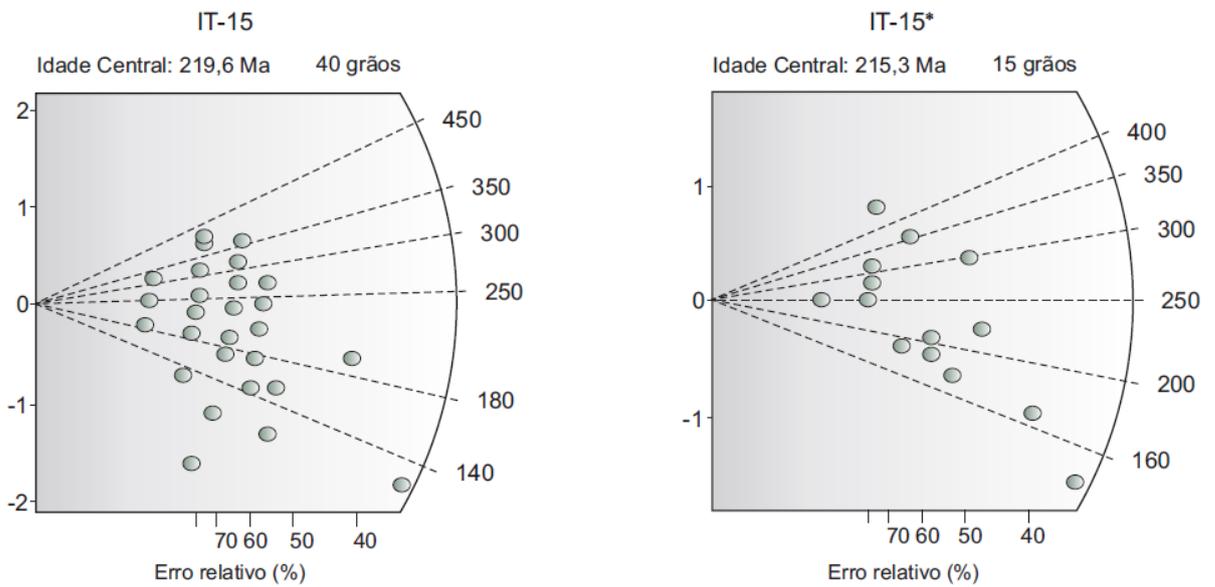


Figura 39: Diagramas radiais com as idades centrais das duas amostras IT-15, pertencentes ao grupo 1.

A amostra IT-16 (Fig. 40A) resultou em uma idade de  $163,0 \pm 16,6$  Ma, com 68 grãos analisados, onde os grãos mais novos e mais velhos apresentaram idades de 49 Ma e 504 Ma, respectivamente.

Na amostra IT-17 (Fig. 40B) foram datados 30 grãos, que apresentou idade central de  $190,3 \pm 29,1$  Ma, onde a menor idade individual do grão foi de 86 Ma e a maior idade individual de 402 Ma.

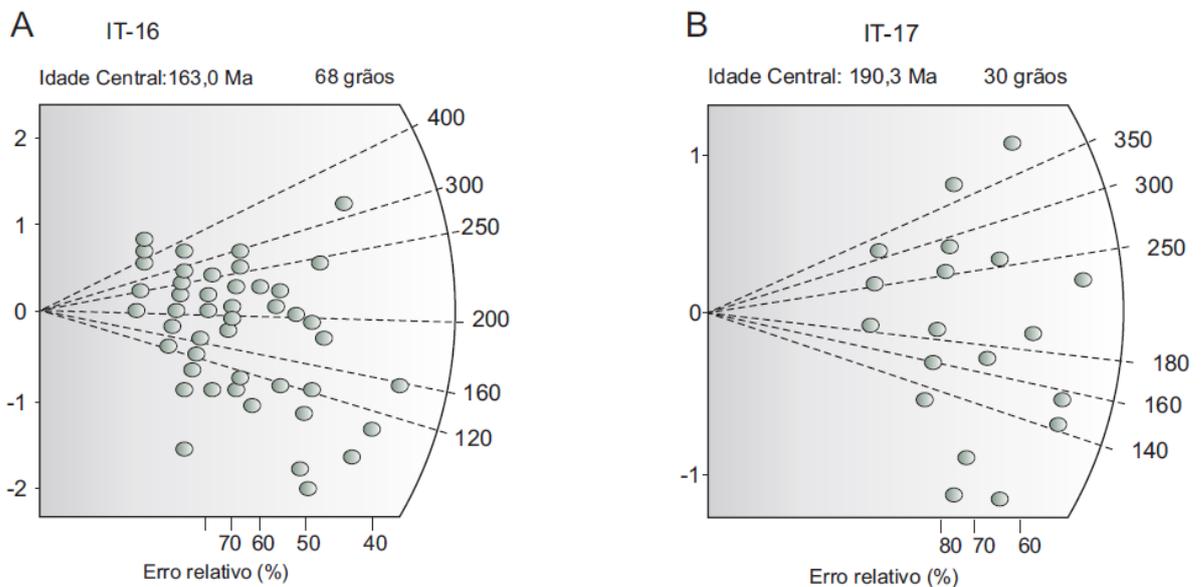


Figura 40: Diagramas radiais com as idades centrais das amostras pertencentes ao grupo 1, A) amostra IT-16 e B) amostra IT-17.

Foram determinadas duas idades para a amostra IT-18, uma de  $253,2 \pm 30,9$  Ma (IT-18A) e outra de  $258,7 \pm 33,7$  Ma (IT-18B), as quais foram irradiadas nas pilhas 1 e 2, respectivamente, (Fig. 41). Para estas duas amostras o grão mais jovem mostra uma idade de 108 Ma e o mais antigo de 589 Ma. Embora as amostras IT-18A (fração mais fina, 125-75 $\mu$ m) e IT-18B (fração mais grossa, 180-125 $\mu$ m) apresentem granulometrias diferentes, e tenham sido irradiadas em pilhas distintas, a variação da idade entre elas é muito pequena e a média aritmética fornecida para estas idades foi de  $255,95 \pm 32,3$ .

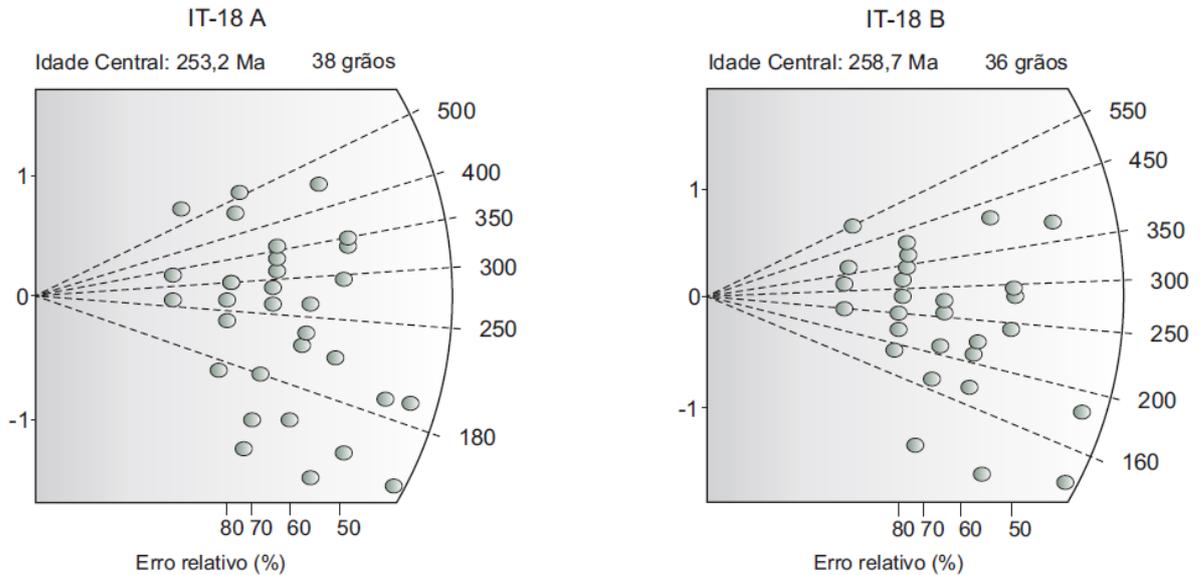


Figura 41: Diagramas radiais com as idades centrais das duas amostras IT-18, pertencentes ao grupo 1.

#### 7.4.2.2 Amostras do grupo 2

O segundo grupo é constituído pelas amostras IT-19, IT-20, IT-21 (Fig. 42) e as amostras IT-22 e IT-23 (Fig. 43). Estas amostras situam-se ao longo do Rio Tapajós, na BR 230 (Fig. 34). Essas amostras foram classificadas como ótimas e boas, com o número de grãos variando entre 31 e 74 cristais. Apenas a amostra IT-23 forneceu 13 cristais e foi classificada como ruim (ver tabela 3).

A amostra IT-19 apresentou idade de  $147,4 \pm 18,8$  Ma, com o grão mais jovem de idade 65 Ma e o mais antigo de 319 Ma, com 57 grãos datados.

Na amostra IT-20 foi analisado um bom número de grãos, perfazendo 74 grãos, que resultou em uma idade central TFA de  $146,4 \pm 16,9$  Ma, com grãos individuais de idades variando entre 45 e 494 Ma.

Para a amostra IT-21 a idade obtida foi de  $142,1 \pm 18,8$  Ma, com 31 grãos datados, que apresentam idades de 45 Ma para os grãos mais jovens e idade de 398 Ma para os grãos mais antigos.

Em geral observa-se que as idades centrais das 3 primeiras amostras (IT-19, IT-20 e IT-21) são sensivelmente as mesmas considerando os desvios-padrão. Neste conjunto de amostras foi calculada uma idade TFA média de  $145,3 \pm 18,1$  Ma. Salienta-se que as idades

mais jovens desse grupo situam-se em torno de 45-65 Ma indicando provavelmente a passagem pela isoterma abaixo de 110°C no terciário médio.

A amostra IT-22, com duas pastilhas irradiadas em pilhas de irradiação separadas, apresenta duas idades similares, onde a IT-22A (fração mais fina, 125-75µm), apresenta idade de  $177,5 \pm 20$  Ma e a IT-22B (fração mais grossa, 180-125µm), mostra uma idade de  $180,9 \pm 20,9$  Ma. A média aritmética destas idades é de  $179,2 \pm 20,5$ . O grão mais jovem da amostra IT-22 possui idade de 68 Ma e o mais antigo de 398 Ma (Fig. 43).

A amostra IT-23 têm-se uma idade TFA de  $170,1 \pm 17,4$  Ma, com apenas 13 grãos datados devido à qualidade da amostra. Nesta amostra o grão mais jovem apresentou uma idade de 111 Ma e o grão mais antigo uma idade de 283 Ma (Fig. 43).

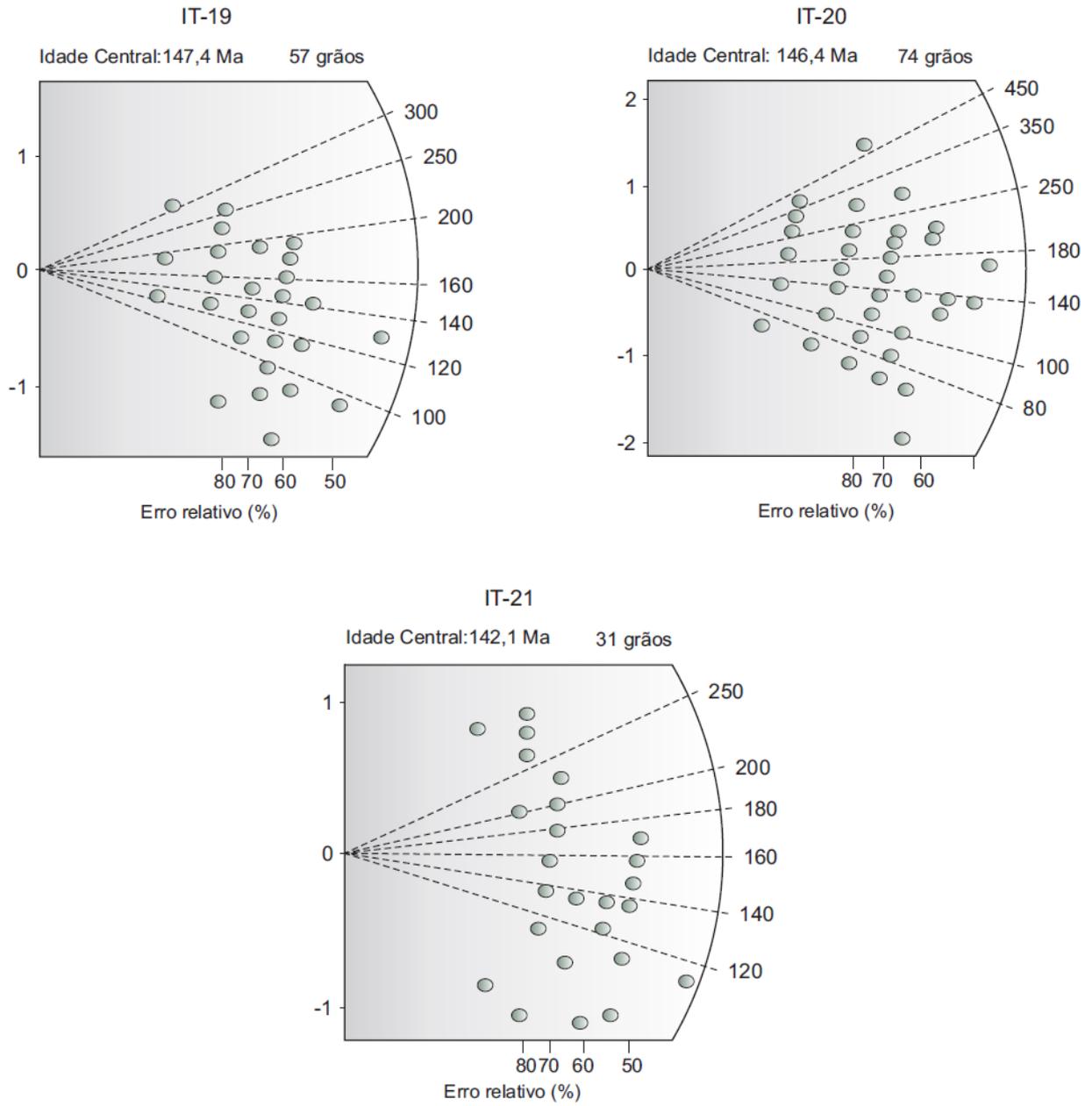


Figura 42: Diagramas radiais das amostras IT-19, IT-20 e IT-21 pertencentes ao grupo 2.

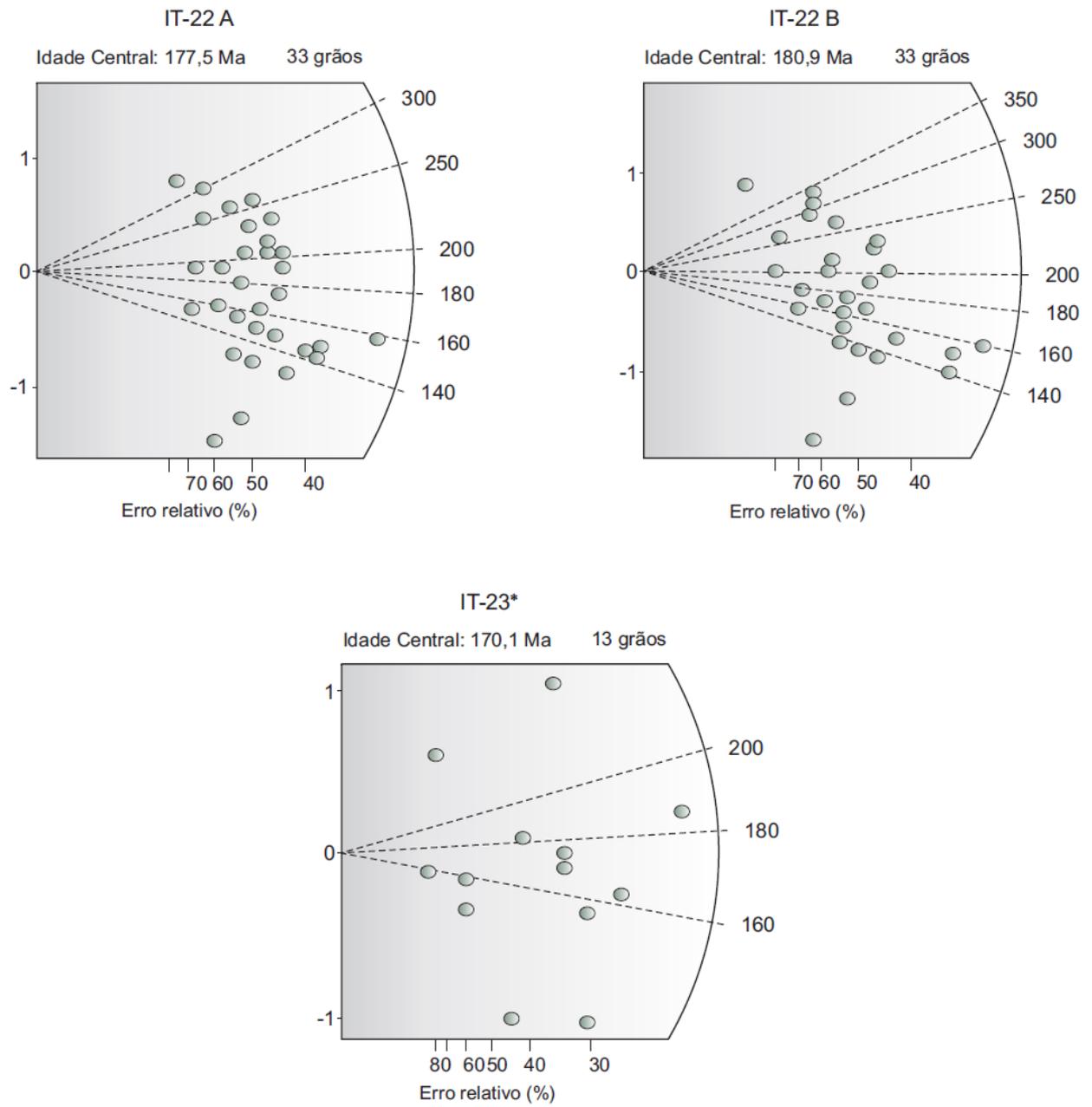


Figura 43: Diagramas radiais das amostras IT-22A, IT-22B e IT-23, pertencentes ao grupo 2.

## 7.5 ANÁLISE DOS COMPRIMENTOS DOS TRAÇOS CONFINADOS DAS AMOSTRAS DO EMBASAMENTO (Lc)

As amostras do embasamento da Bacia do Amazonas apresentaram poucos traços confinados devido ao baixo teor de urânio, variando entre 0.23 a 1.07%. Apenas em duas amostras (IT-20 e IT-22) foi possível medir um número maior de traços confinados.

De forma geral, para que se possa efetuar uma avaliação detalhada e robusta da distribuição dos traços confinados, assim como uma modelagem adequada, são necessários em média 100 traços confinados. Como nesse trabalho o número de traços medidos é pequeno (entre 6 e 22), fazer-se-á uma análise das tendências das distribuições, sabendo que há limitações nas interpretações.

As médias dos comprimentos dos traços de fissão confinados e a distribuição dos comprimentos desses traços por classes das amostras foram calculadas com o programa Origin 7.0.

Abaixo são discutidos os resultados dos comprimentos dos traços de fissão confinados das amostras do embasamento divididas em 2 grupos. A tabela 5 apresenta as classes das distribuições dos traços confinados para todas as amostras analisadas e a figura 44 apresenta todos os gráficos de distribuição dos traços confinados com as idades TFA, as médias dos traços confinados e desvio padrão, bem como o número de traços confinados medidos.

### 7.5.1 Amostras do embasamento - Grupo 1

As médias dos comprimentos dos traços confinados da maioria das amostras estudadas se estabeleceram em torno de valores médios variando entre 10-12  $\mu\text{m}$ , com uma grande dispersão ( $\sim 2-3 \mu\text{m}$ ). Valores dessa grandeza indicam histórias térmicas complexas, com apagamento parcial dos traços nas quais as amostras passam por vários estágios de resfriamento.

A amostra IT-12 apresentou média de traços confinados abaixo de 10  $\mu\text{m}$  com  $L_c = 9,87 \pm 0,49 \mu\text{m}$ . Esse resultado indica que essa amostra permaneceu um período de tempo relativamente longo na zona de apagamento parcial, tendo uma componente importante de traços confinados curtos. A distribuição é assimétrica e o desvio-padrão de 1,70 é alto ilustrando a dispersão.

Para a amostra IT-14 foram medidos seis comprimentos de traços confinados, com média de  $12 \pm 1,09 \mu\text{m}$  e desvio-padrão de 2,68.

Na amostra IT-15 foram medidos nove comprimentos de traços confinados ( $L_c$ ), com média de  $11,94 \pm 0,56 \mu\text{m}$ , apresentando um desvio-padrão de  $1,70 \mu\text{m}$ . É possível verificar a distribuição unimodal e assimétrica dos traços confinados.

Na amostra IT-16 foram medidos dezesseis comprimentos de traços confinados, com média de  $10,5 \pm 0,45 \mu\text{m}$ , tendo um desvio padrão de 1,82. Esta amostra apresentou comprimentos variando entre 8 e  $13 \mu\text{m}$ . A forma da distribuição dos traços é espalhada e a componente de traços curtos é alta.

A amostra IT-17 apresenta uma média do comprimento de traços confinados ( $L_c$ ) de  $11,46 \pm 0,64 \mu\text{m}$  e um desvio-padrão de 2,5. Apresenta mesma forma de distribuição de traços confinados.

Para a amostra IT-18 foram medidos dezessete comprimentos de traços confinados, com média de  $12,85 \pm 0,39 \mu\text{m}$  e desvio-padrão de 1,64. A distribuição dos comprimentos dos traços confinados por classe mostra um caráter assimétrico e unimodal.

### **7.5.2 Amostras do embasamento - Grupo 2**

As médias dos comprimentos de traços confinados das amostras IT-19, 20 e 21 foram de  $12,14 \pm 0,91 \mu\text{m}$ ,  $11,83 \pm 0,65 \mu\text{m}$  e  $11,5 \pm 1,26 \mu\text{m}$ , respectivamente. Seus desvios-padrão de  $2,41 \mu\text{m}$ ,  $1,60 \mu\text{m}$  e  $3,58 \mu\text{m}$ . As três amostras perfazem um total de 21 traços confinados, o que representa uma estatística muito baixa. Todavia observa-se que há comprimentos de traços confinados curtos ( $<10 \mu\text{m}$ ) e longos ( $>10 \mu\text{m}$ ), indicando histórias complexas, pois a distribuição é espalhada e os histogramas sugerem uma bimodalidade (ver Fig. 44). A distribuição dos traços confinados sugere um resfriamento lento e linear, seguido de eventos de aquecimento e resfriamento posteriores representados por distribuição espalhada, com média dos comprimentos dos traços confinados de  $L_c=11,80 \mu\text{m}$  e desvio padrão bastante alto  $\sigma=2,63 \mu\text{m}$ .

Na amostra IT-22 foram medidos vinte comprimentos de traços confinados, com média de  $14,40 \pm 0,35 \mu\text{m}$ , apresentando um desvio-padrão de  $1,59 \mu\text{m}$ . Essa amostra foi a que

apresentou a maior média de comprimento de traços confinados, porém também há a componente de traços curtos inferiores a 10  $\mu\text{m}$ .

A média dos comprimentos de traços confinados para a amostra IT-23 foi de  $11,1\mu\text{m} \pm 0,38 \mu\text{m}$ , com desvio-padrão de 1,51.

As distribuições dos traços confinados dessas duas últimas amostras IT-22 e IT-23 indicam igualmente uma tendência a bimodalidade, com componentes de traços curtos e longos ilustrando eventos de aquecimento e resfriamento.

No geral, as médias dos comprimentos dos traços confinados mostram valores médios, em torno de 11-12 $\mu\text{m}$  e desvio padrão grande. Apesar das grandes dispersões devidas ao reduzido número de traços confinados medidos, observa-se que as amostras provavelmente sofreram vários eventos de resfriamento e/ou aquecimento, indicando distribuições assimétricas e espalhadas.

No próximo capítulo são apresentados diversos modelos interpretativos para as histórias térmicas dessas amostras, através das simulações Monte Carlo do Programa Monte Trax.

Tabela 5- Distribuição dos Comprimentos dos Traços de Fissão por classes das amostras de Itaituba (PA).

Amostra	Número de traços por intervalos de 1 (µm)																			
	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20
IT-08	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	2	5	1	3	3	0	0	0	0	0
IT-12	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3	5	1	0	0	1	0	0	0	0	0
IT-14	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	2	2	0	0	0	0	0
IT-15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3	1	1	1	1	0	0	0	0
IT-16	0	0	0	0	0	0	2	0	4	1	2	3	4	2	0	0	0	0	0	0
IT-17	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	3	2	4	1	0	3	0	0	0	0
IT-18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	5	5	2	1	0	1	0	0
IT-19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	2	0	2	1	0	0	0	0
IT-20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2	1	1	0	0	0	0	0
IT-21	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	2	0	0	0	2	2	0	0	0	0
IT-22	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	2	5	3	4	5	0	0	0
IT-23	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3	4	3	5	2	2	0	0	0	0	0

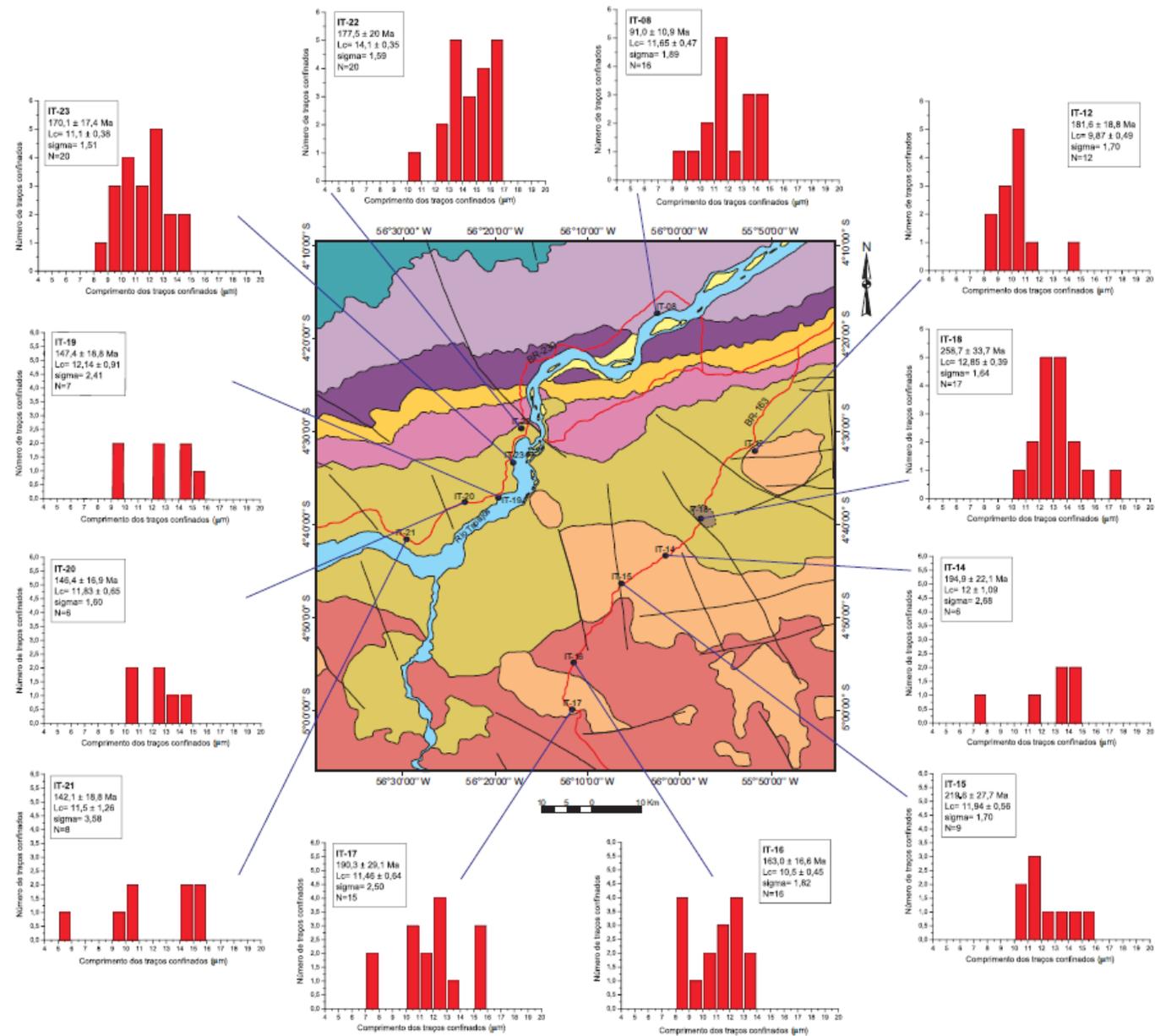


Figura 44: Mapa geológico da área de estudo com a localização dos pontos datados e os diagramas de distribuição dos comprimentos dos traços confinados. A legenda deste mapa é a mesma da figura 8. Enquadradas nos diagramas estão as idades centrais traços de fissão em apatita com desvios-padrão, as médias dos comprimentos dos traços confinados, precisão e desvio-padrão ( $\sigma$ ), e o número de traços confinados medidos para cada amostra (N).

## **8 MODELAGENS DOS DADOS TRAÇOS DE FISSÃO PARA O ESTABELECIMENTO DAS HISTÓRIAS TÉRMICAS DA REGIÃO DE ITAITUBA - BACIA DO AMAZONAS**

As histórias térmicas de todas as amostras, e inclusive a amostra sedimentar IT-08 foram determinadas por modelagem a partir do programa Monte Trax (Gallagher, 1991).

Essas modelagens foram obtidas utilizando as caixas de tempo-temperatura em simulações de Monte Carlo, e para cada grupo de amostras foi definida uma caixa de temperatura pré-estabelecida com base na geologia da região. Além dessas caixas de temperatura foram usados os dados do comprimento dos traços confinados previamente separados por classe (Tab. 5) através do programa Origin. As caixas de temperatura utilizadas podem ser observadas no ANEXO I.

As histórias construídas fornecem pares tempo/temperatura, informações sobre o comprimento dos traços e a idade central de cada amostra e o grau de concordância entre elas, que também podem ser visualizadas em gráficos. As representações da história térmica dessas amostras foram escolhidas com base na curva de melhor ajuste, usando como critérios curvas cujos valores das idades e dos comprimentos de traços confinados medidos fossem os mais próximos dos valores teóricos propostos pelas modelagens, levando em consideração também informações geológicas da região.

Tome-se como ressalva que as histórias térmicas aqui propostas apresentam limitações do ponto de vista estatístico, pois não foi possível medir o número de traços confinados ideal, que é de 100 traços por amostra. Todavia numerosos artigos apresentam interpretações com estatísticas similares, pois são considerados os dados sobre a geologia da região, os principais eventos tectono-estruturais e evolução das bacias adjacentes. Este foi o procedimento aqui seguido.

As discussões das modelagens térmicas obtidas serão apresentadas a seguir:

## 8.1 MODELAGEM MONTE TRAX PARA A AMOSTRA DETRÍTICA (IT-08)

Para a amostra IT-08, a história térmica proposta pela modelagem dos dados traços de fissão inicia-se há 162 Ma quando as rochas sedimentares são alçadas a níveis crustais mais rasos e o registro traços de fissão indica temperaturas entre 96°-97°C, (Fig. 45). O primeiro evento de resfriamento importante é há 106 Ma e o segundo evento há 58 Ma, quando então ocorre uma aceleração no processo de resfriamento. Esse modelamento, obtido pelo algoritmo genético de Gallagher, é totalmente independente do tratamento estatístico feito através do modelo de misturas, porém indica os mesmos eventos térmicos para os grãos detríticos da amostra da Formação Monte Alegre. Com o Programa MacMix, os eventos discriminados são há 105 Ma e 64 Ma. Com o programa Monte Trax as idades são de 106 Ma e 58 Ma respectivamente. Considerando que idades TFA admitem uma precisão 2 sigmas de no máximo 10%, essas idades modeladas e obtidas por dois programas diferentes, MacMix ou modelo de misturas e Monte Trax, são indistinguíveis.

A análise dos comprimentos de traços confinados ( $L_c$ ) com uma média de  $11,65 \pm 0,47 \mu\text{m}$ , e desvio-padrão de 1,89 e com valores mínimos e máximos de 8 e  $14,5 \mu\text{m}$ , respectivamente, ilustra claramente que há duas populações de comprimentos (ver a figura abaixo). Uma população de traços curtos ( $<10\mu\text{m}$ ) que ilustram o período de residência dos grãos à temperaturas mais elevadas (97°C) e a população de traços confinados mais longos ( $>10\mu\text{m}$ ) gerados em mais baixa temperatura, à 85°C e indicando o segundo evento de resfriamento.

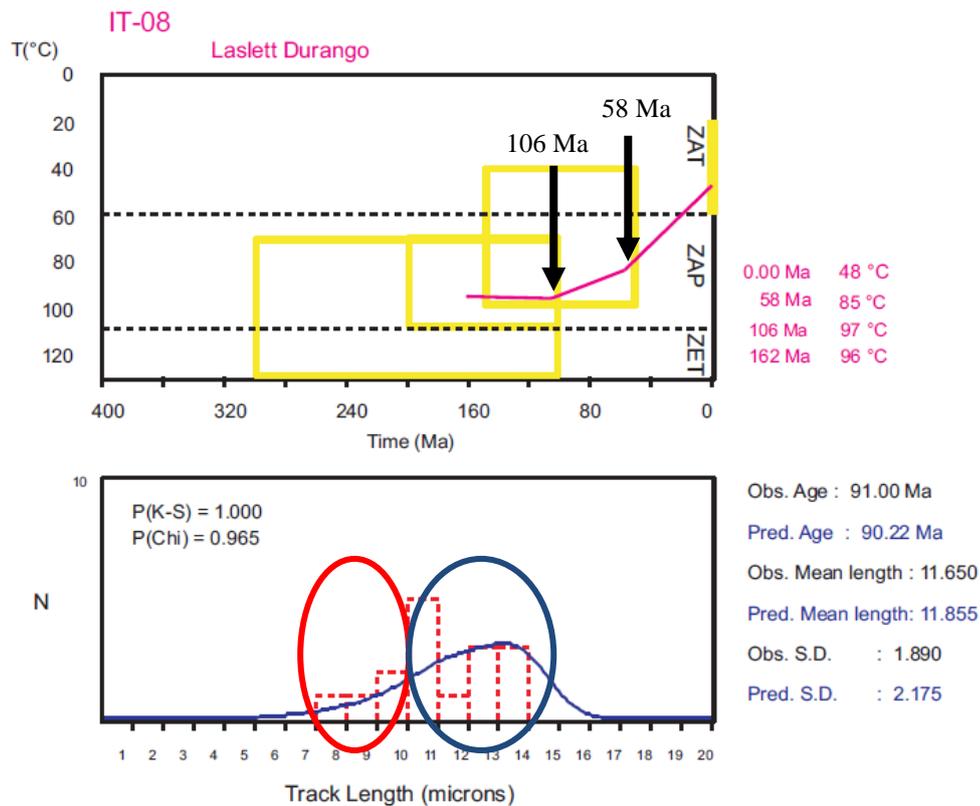


Figura 45: Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra *IT-08* e histograma dos comprimentos dos traços confinados. A direita da representação gráfica é apresentada a história térmica da amostra com idades e correspondentes temperaturas. A direita dos diagramas dos comprimentos dos traços confinados são apresentados os dados TFA medidos (obs.) e os dados preditos (Pred.) pelos tratamentos estatísticos do algoritmo genético Monte Trax de Galagher. A elipse vermelha mostra a componente de traços confinados curtos formados à 96-97°C enquanto que a elipse azul indica a população de traços longos formados a temperatura mais baixa à 85°C.

## 8.2 MODELAGEM MONTETRAX PARA AS AMOSTRAS DO EMBASAMENTO

### 8.2.1 Amostras do Grupo 1

A modelagem dos dados TFA da amostra IT-12 indica um rápido resfriamento entre 282 Ma e 258 Ma quando a amostra passa de uma temperatura de 97°C para 74°C, (Fig. 46). Segue uma nova etapa de aquecimento lento, em que a amostra atinge a temperatura de 88°C em 103 Ma, e em seguida passa por um resfriamento final até atingir a temperatura de 20°C. Observa-se que os dados estimados e os medidos são muito similares o que permite concluir que há coerência entre a modelagem e os dados TFA.

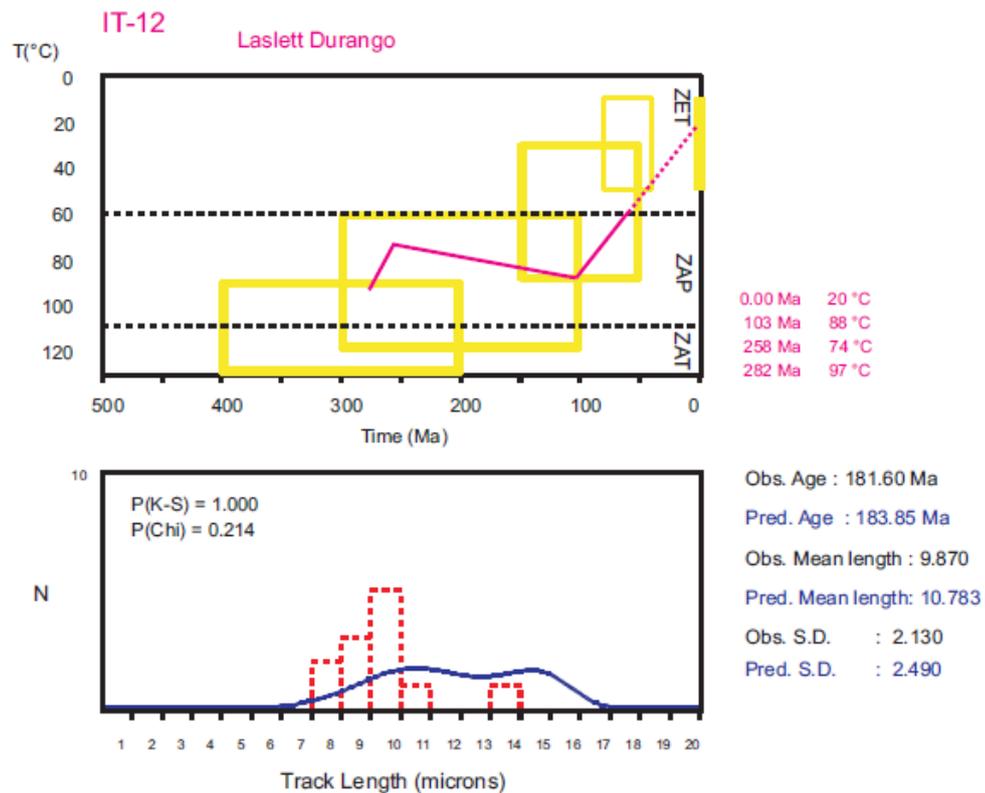


Figura 46: Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra *IT-12* e histograma dos comprimentos dos traços confinados. A descrição dos parâmetros das figuras são as mesmas da figura 45.

A história térmica modelada da amostra IT-14 inicia-se há 282 Ma e na temperatura de 91°C. A amostra sofre um resfriamento até atingir a temperatura de 79°C a 201 Ma. Em seguida a amostra passa por um aquecimento quando atinge a temperatura de 89°C há 110 Ma, (Fig 47). Após esta etapa a amostra sofre um resfriamento rápido até alcançar as condições de superfície. Há um bom acordo entre dados preditos e medidos.

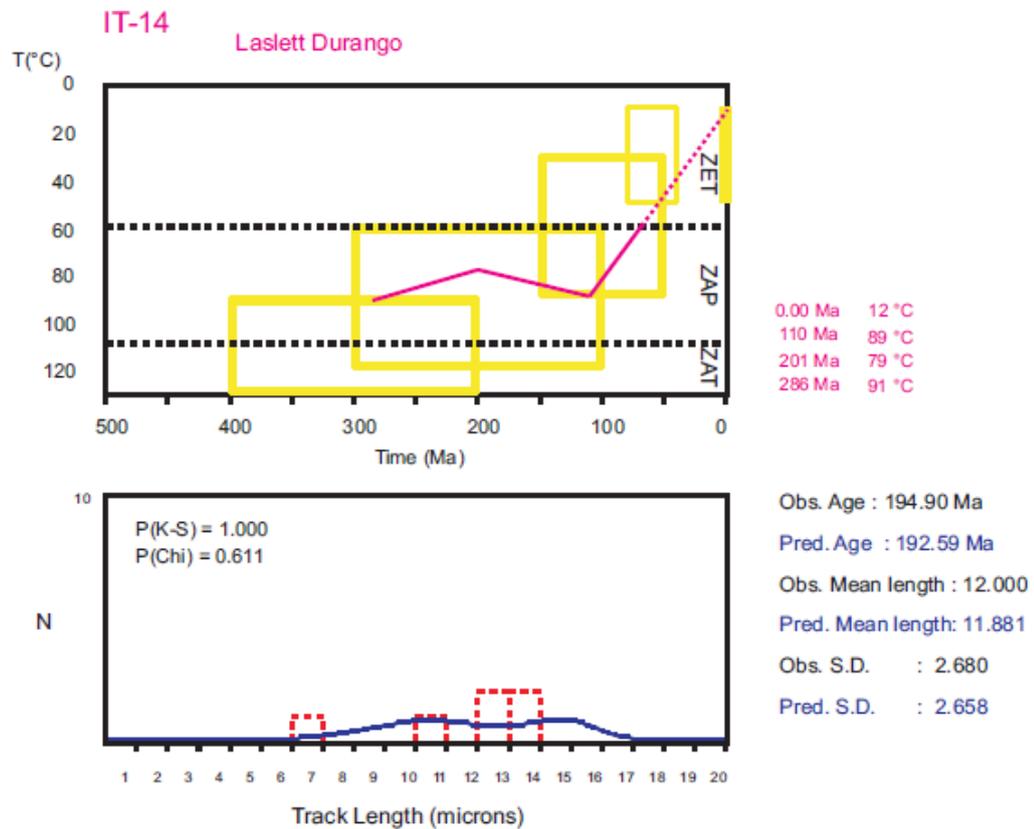


Figura 47: Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra *IT-14* e histograma dos comprimentos dos traços confinados. A descrição dos parâmetros das figuras são as mesmas da figura 45.

A amostra IT-15 inicia sua história térmica em 308 Ma a 126°C, e passa por um resfriamento até 226 Ma quando atinge a temperatura de 62°C. Em seguida ela sofre um rápido aquecimento e atinge a temperatura 80°C a 111 Ma, (Fig. 48). A partir desse período a amostra continua seu resfriamento, até atingir a temperatura de 36°C.

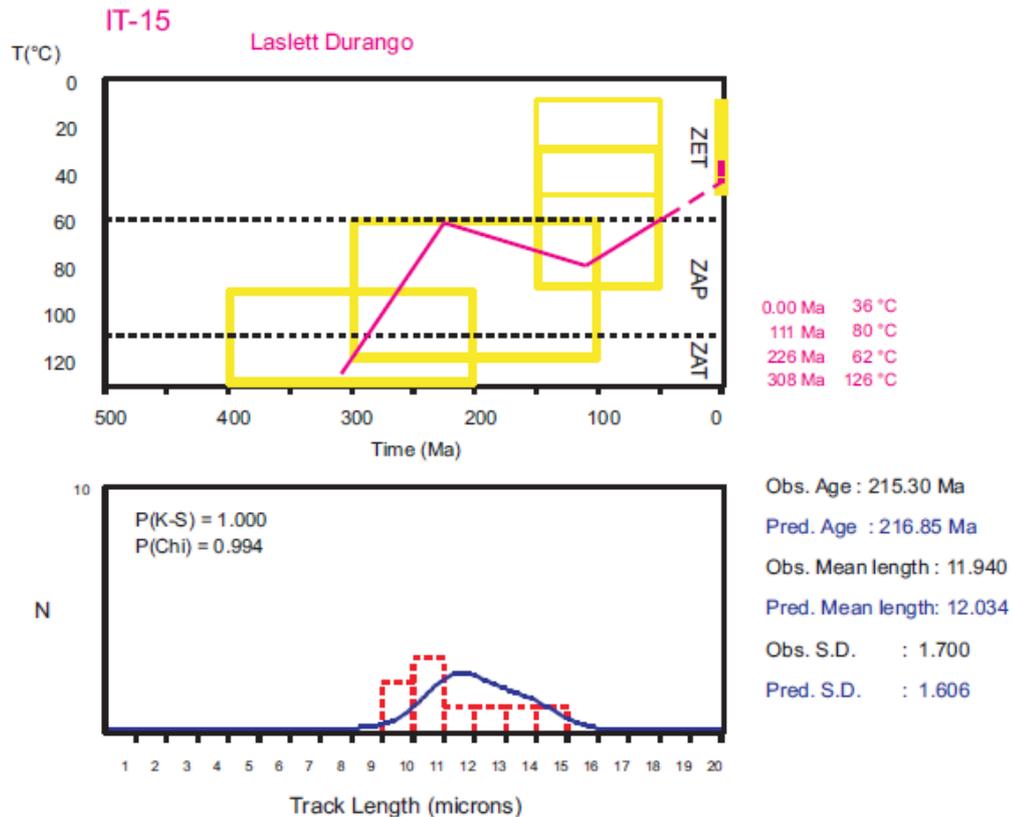


Figura 48: Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra *IT-15* e histograma dos comprimentos dos traços confinados. A descrição dos parâmetros das figuras são as mesmas da figura 45.

A amostra IT-16 inicia sua historia a 392 Ma com uma temperatura de 108°C passando então por um resfriamento até 79°C há 154 Ma, (Fig. 49). Em seguida a amostra sofre um aquecimento atingindo 89°C a 62 Ma, e desde então passa a resfriar, estabilizando a uma temperatura de 38°C.

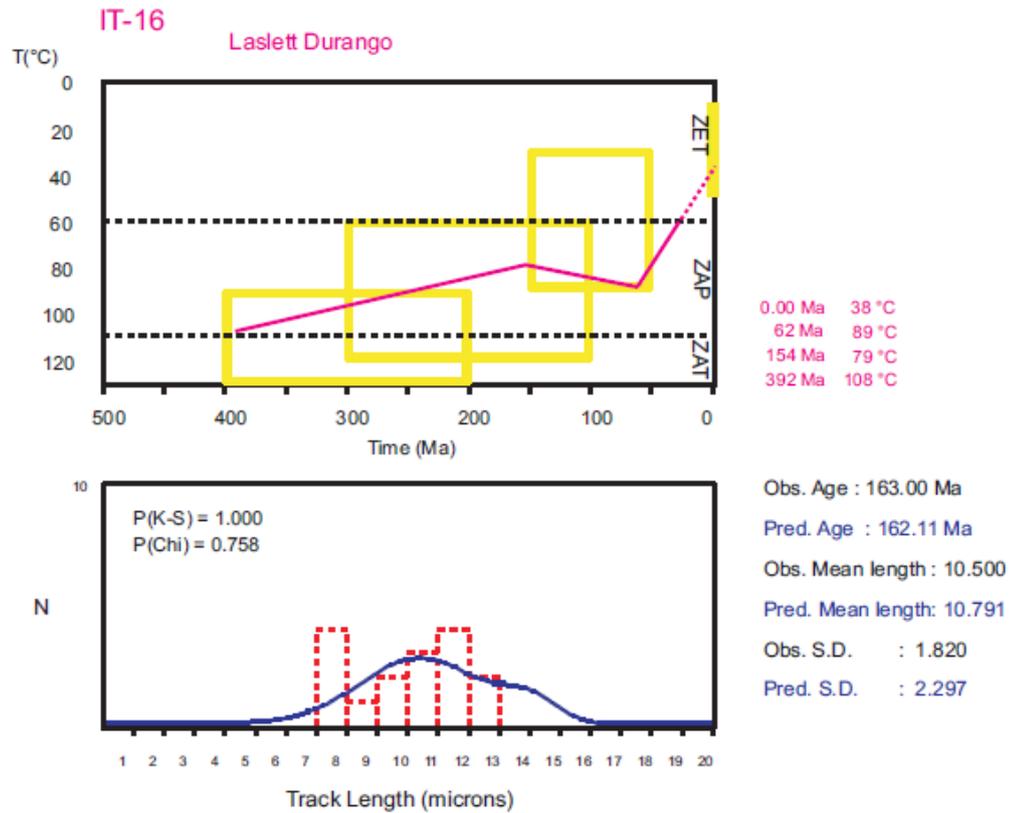


Figura 49: Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra **IT-16** e histograma dos comprimentos dos traços confinados. A descrição dos parâmetros das figuras são as mesmas da figura 45.

A amostra IT-17 inicia sua história térmica a 294 Ma a uma temperatura de 95°C e resfria até atingir 81°C há 181 Ma, (Fig. 50). A partir desse momento ela sofre um aquecimento alcançando a temperatura de 89°C há 117 Ma. Em seguida ela retoma sua trajetória de resfriamento.

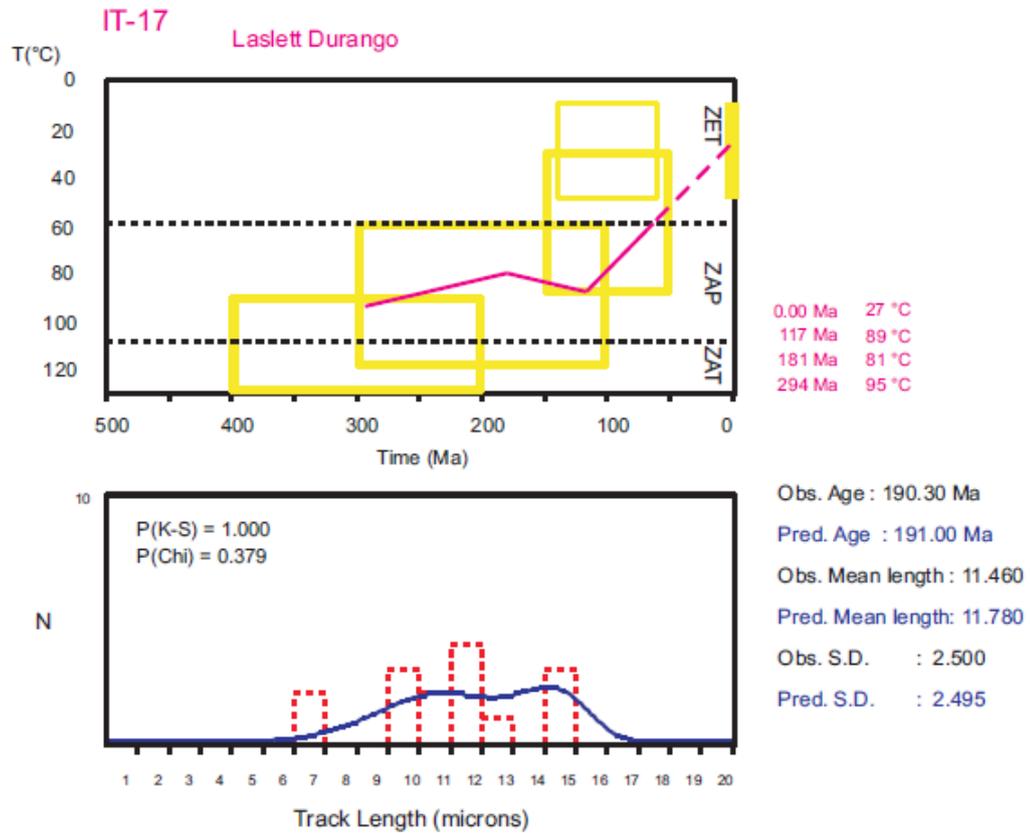


Figura 50: Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra *IT-17* e histograma dos comprimentos dos traços confinados. A descrição dos parâmetros das figuras são as mesmas da figura 45.

O modelamento térmico da amostra IT-18 indica que sua história começou há 306 Ma na temperatura de 73°C quando sofre um resfriamento até atingir uma temperatura de 60°C em 176 Ma, (Fig. 51). Posteriormente a amostra passa a aquecer alcançando a temperatura de 72°C em 98 Ma. Após este evento a amostra passa a resfriar. Observa-se que a amostra encontra-se em temperaturas muito baixas (60-70°C) ao longo de toda a sua história, não há registro da entrada na ZAP.

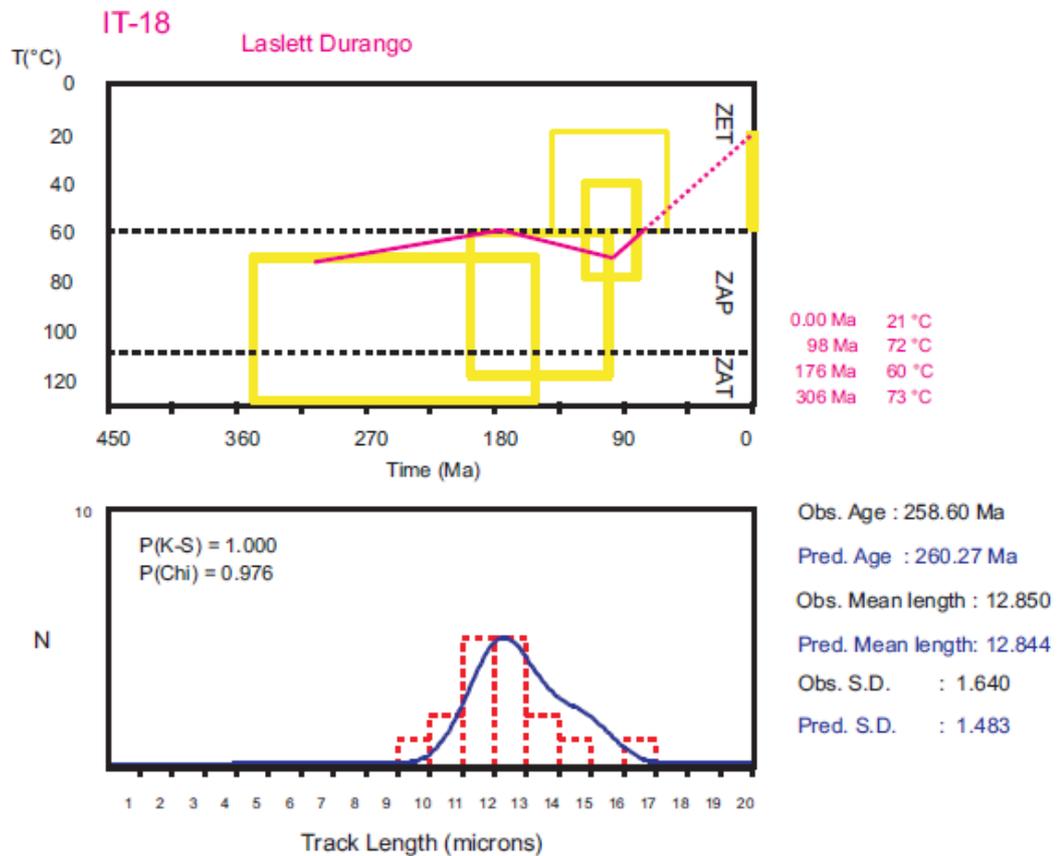


Figura 51: Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra *IT-18* e histograma dos comprimentos dos traços confinados. A descrição dos parâmetros das figuras são as mesmas da figura 45.

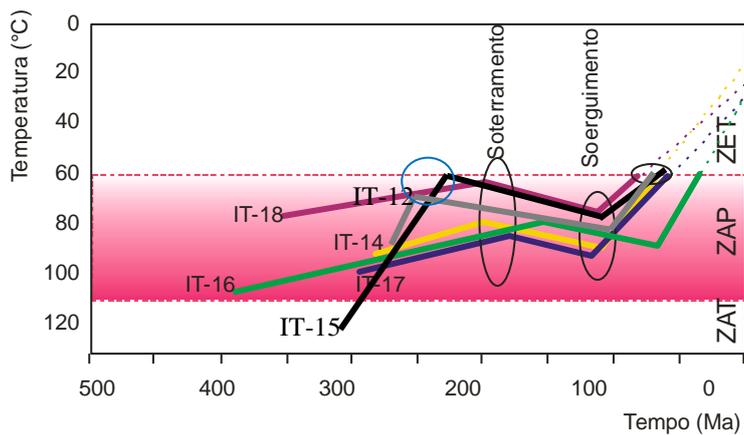


Figura 52 - Histórias térmicas agrupadas para as amostras do grupo 1. Três amostras mostram os mesmos eventos de aquecimento e resfriamento nos mesmos intervalos de tempo (amostras IT-14, 17 e 18, linhas amarela, azul e roxa). A amostra IT-16 tem os mesmos eventos, mas com significativa defasagem temporal (linha verde). As amostras IT-12 e IT-15 (tracejados cinza e preto, respectivamente) registram o evento de aquecimento antes das demais amostras e o evento de resfriamento juntamente com elas (o círculo azul indica esse evento de soterramento).

### 8.2.2 Amostras do Grupo 2

Com o objetivo de tornar mais robusta a modelagem térmica das amostras do grupo 2, optou-se por efetuar um agrupamento das idades individuais das três amostras IT-19, 20 e 21 bem como dos seus comprimentos dos traços confinados. Esse agrupamento pode ser justificado porque são rochas da mesma suíte intrusiva, estão distanciadas de alguns quilômetros, as idades traços de fissão, considerando uma precisão de 2sigmas, são indistinguíveis entre si estabelecendo-se uma idade calculada pela média aritmética de 145 Ma com desvio padrão da ordem de 10%. A média do comprimento do traço confinado se estabeleceu em 11,8 $\mu$ m e o desvio padrão em 2,6  $\mu$ m para um total de 21 traços confinados.

A melhor história térmica apresentada para esse conjunto de amostras, com o melhor ajuste das idades TFA, das médias dos comprimentos dos traços confinados e seus desvios padrão com os modelos matemáticos, mostram um resfriamento lento e linear a partir de 375 Ma e com uma paleotemperatura de 128°C para atingir há 148 Ma uma temperatura de 84°C. Entre 148 Ma e 96 Ma a amostra sofre um leve aquecimento atingindo uma temperatura de 90°C, quando então passa bruscamente para uma temperatura de 46°C há 52 Ma e desde então continua um processo de resfriamento. A figura 53 ilustra as diferentes etapas dessa história térmica.

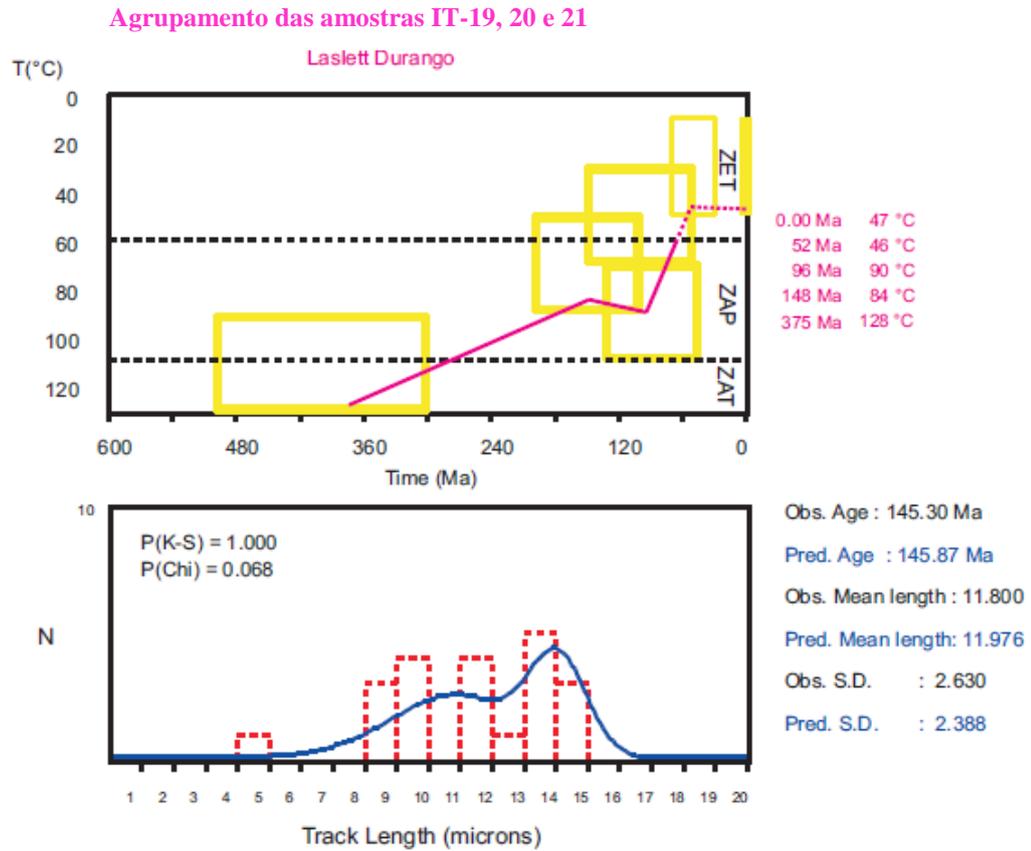


Figura 53: Representação gráfica da modelagem térmica obtida para amostras do grupo 2 (*IT-19*, *IT-20* e *IT-21*) e histograma dos comprimentos dos traços confinados. A descrição dos parâmetros das figuras é a mesma referenciada na figura 45.

A história térmica da amostra IT-22 inicia-se de forma lenta e regular há 327 Ma com uma paleotemperatura de 125 °C, (Fig. 54). O evento térmico mais marcante ocorre a partir de 212 Ma e 106°C quando a curva mostra uma aceleração acentuada do resfriamento até atingir a temperatura de 58°C há 146 Ma. A partir de então a amostra atinge temperaturas inferiores àquela da ZAP, da ordem de 36 °C.

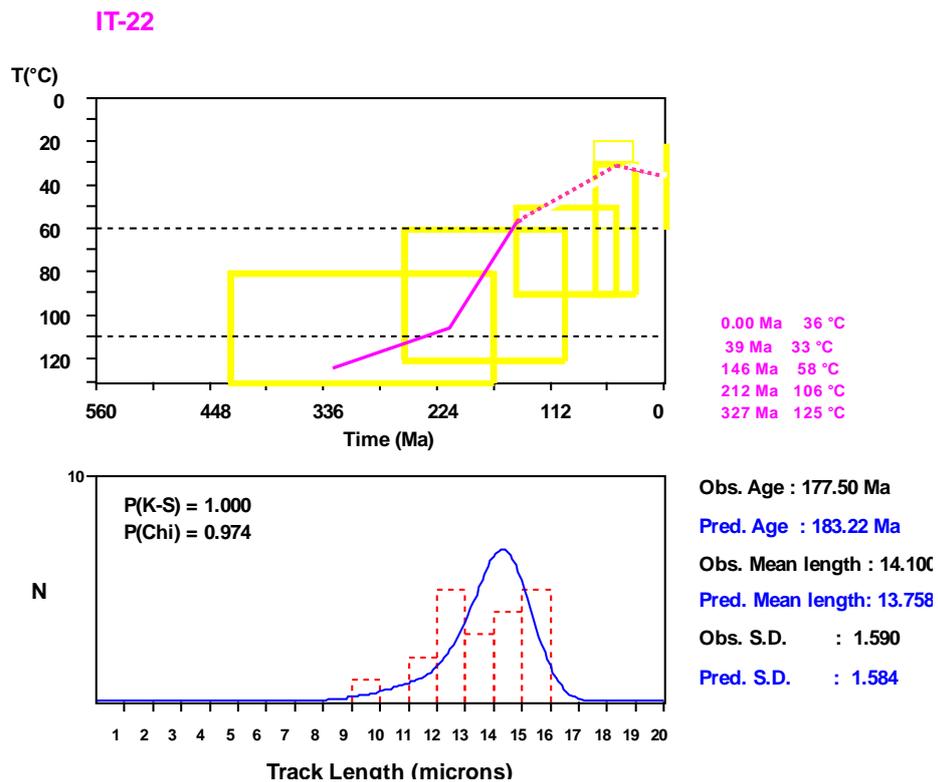


Figura 54: Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra *IT-22* e histograma dos comprimentos dos traços confinados. A descrição dos parâmetros das figuras são as mesmas da figura 45.

A amostra IT-23 começa a registrar os traços de fissão há 252 Ma com uma temperatura de 118°C, sofrendo um rápido resfriamento até atingir a idade de 203 Ma e uma temperatura de 70°C, (Fig. 55). Em seguida a amostra passa por um leve aquecimento e há 68 Ma quando encontra-se com 76°C. A amostra registra um novo aquecimento até a temperatura de 85°C há 35 Ma. A partir desse momento a amostra começa a resfriar novamente, até chegar à temperatura de superfície.

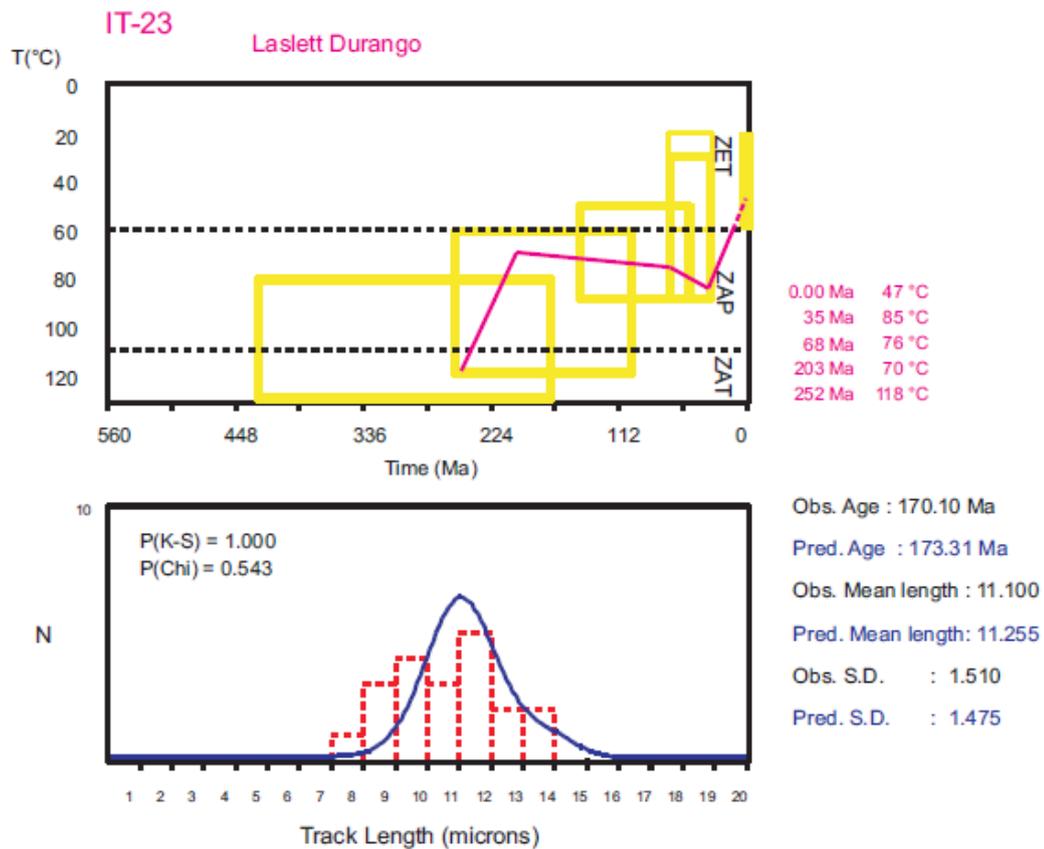


Figura 55: Representação gráfica da modelagem térmica obtida para a amostra *IT-23* e histograma dos comprimentos dos traços confinados. A descrição dos parâmetros das figuras é a mesma da figura 45.

### 8.3 INTERPRETAÇÃO DOS MODELAMENTOS TRAÇOS DE FISSÃO

Em todas as amostras é possível verificar que as idades termométricas são muito mais jovens em relação às idades estratigráficas, como pode ser visto na tabela 6.

Tabela 6: Amostras datadas pelo MTFA, comparando as idades estratigráficas com as idades absolutas.

Identificação da amostra	Unidade amostrada	Idade estratigráfica	Idade TFA (Ma)
IT-08	Formação Monte Alegre	Meso-Carbonífero (~318 Ma)	91,0 ± 10,9
IT-12	Suíte Intrusiva Maloquinha	Paleoproterozóico (1.88 Ga)	181,6 ± 18,8
IT-14	Suíte Intrusiva Maloquinha	Paleoproterozóico (1.88 Ga)	194,9 ± 22,1
IT-15	Suíte Intrusiva Maloquinha	Paleoproterozóico (1.88 Ga)	217,45 ± 29,3
IT-16	Suíte Intrusiva Parauari	Paleoproterozóico (1.88 Ga)	163,0 ± 16,6
IT-17	Suíte Intrusiva Maloquinha	Paleoproterozóico (1.88 Ga)	190,3 ± 29,1
IT-18	Suíte Intrusiva Igarana	Paleoproterozóico (1.88 Ga)	255,95 ± 32,3
IT-19	Grupo Iriri	Paleoproterozóico (1.88 Ga)	147,4 ± 18,8
IT-20	Grupo Iriri	Paleoproterozóico (1.88 Ga)	146,4 ± 16,9
IT-21	Grupo Iriri	Paleoproterozóico (1.88 Ga)	142,1 ± 18,8
IT-22	Grupo Iriri	Paleoproterozóico (1.88 Ga)	179,2 ± 20,5
IT-23	Grupo Iriri	Paleoproterozóico (1.88 Ga)	170,1 ± 17,4

#### 8.3.1 Amostra detrítica (IT-08)

A partir da análise dos dados TFA e das modelagens obtidas, conclui-se que as histórias relativas ao período de erosão da área fonte e transporte de sedimentos até a bacia de deposição foram totalmente apagadas, pois não se observa o registro desses eventos na modelagem e nas idades TFA. A idade estratigráfica da Formação Monte Alegre é do Meso-Carbonífero (Neobashkiriana, ~318 Ma) segundo a carta estratigráfica da Bacia do Amazonas (Cunha 2007). A idade TFA mais antiga registrada nos grãos de apatita desta amostra é de 334 Ma. Esta idade está de acordo com a idade estratigráfica, sugerindo que o registro termocronológico por Traços de Fissão em apatita inicia-se com a deposição. A história modelada de resfriamento dessa amostra inicia-se há 162 Ma com uma máxima paleotemperatura de 97°C, sugerindo que após um longo período de permanência na zona de

estabilidade parcial (ZAP) esta amostra tenha sofrido dois soerguimentos registrados há 106 Ma e 58 Ma, quando há diminuição da temperatura até atingir valores superficiais.

### 8.3.2 Amostras do embasamento

É possível agrupar as histórias térmicas de algumas amostras do grupo 1. Por exemplo, as amostras IT-14, 17 e 18 mostram uma mesma tendência nos eventos de resfriamento e aquecimento, (Fig. 52). A história térmica de resfriamento desse grupo inicia-se há 286-306 Ma, seguido de um evento de soterramento em 176-200 Ma e de um evento de soerguimento há 98-117 Ma.

A amostra IT-16 registra os mesmos eventos, porém com uma defasagem temporal. Esta amostra apresenta um lento resfriamento, a partir de 392 Ma, ou seja, 90 Ma antes das amostras precedentes, com entrada na ZAP a 108°C, até atingir a temperatura de 79°C há 154 Ma, marcando o início do soterramento. O máximo de soterramento se dá há 62 Ma e com uma temperatura de 89°C, quando então passa novamente a resfriar até atingir temperaturas de superfície. Observa-se que a forma da curva de resfriamento é similar àquelas das amostras IT-14, 17 e 18, porém deslocada no tempo.

As amostras IT-12 e IT-15 parecem mostrar uma história térmica com um resfriamento mais rápido que as demais amostras deste grupo (a inclinação da reta é mais íngreme) e com idades do início do resfriamento similares, isto é em torno de 300-280 Ma, com a entrada na zona de apagamento parcial (ZAP). Para essas duas amostras o início do soterramento situa-se entre 260-230 Ma, ou seja, anterior ao soterramento das demais amostras desse grupo.

Enquanto a maioria das amostras do grupo 1 tem a sua estabilidade térmica total (ZET) atingida há 100-110 Ma a amostra IT-16 só atinge a ZET há 62 Ma.

No grupo 2, os resultados das modelagens permitem observar dois comportamentos diferenciados. As histórias térmicas das amostras agrupadas IT-19, 20 e 21 mostram um resfriamento lento e regular seguido de um aquecimento e posterior resfriamento. Já as histórias térmicas das amostras IT-22 e 23 mostram um período de resfriamento acelerado, diferente das amostras precedentes. Enquanto a ZET é atingida há 52 Ma para IT-19,20 e 21, para IT-22 e 23 essa idade é de 35-39 Ma, sugerindo a existência de eventos neotectônicos na região.

#### 8.4 ANÁLISES DAS TAXAS APARENTES DE RESFRIAMENTO

A TTFA fornece informações sobre a história térmica em um intervalo específico de baixa temperatura na crosta superior. A análise traços de fissão em apatita determina a idade que as rochas passaram pela isoterma de  $110 \pm 10^\circ \text{C}$  (fechamento do sistema para fluorapatita), e, portanto permite estimar uma taxa aparente de resfriamento, a partir do tempo de residência entre esta temperatura crítica e a superfície da terra ou outra isoterma intermediária conhecida. Por consequência, o resfriamento das rochas registrado pelo TFA pode estar relacionado a um pulso lento e progressivo ou rápido e episódico ou ainda pela combinação de ambos.

A taxa de resfriamento pode ser convertida em taxa de denudação, assumindo um valor coerente para o gradiente geotérmico (Gleadow & Brown 2000).

Para todas as amostras modeladas foram calculadas as taxas aparentes de resfriamento (TAR), que serão analisadas por grupos, e podem ser visualizadas na tabela 6. Essas taxas aparentes de resfriamento são calculadas a partir das idades e temperaturas estimadas por modelagem e determinadas com a aplicação do algoritmo genético do programa Monte Trax.

A amostra sedimentar IT-08 apresenta uma taxa aparente de aquecimento (TAA) bastante reduzida de  $0,02^\circ\text{C}/\text{Ma}$  para em seguida apresentar taxas de resfriamento de  $0,25^\circ\text{C}/\text{Ma}$  e  $0,64^\circ\text{C}/\text{Ma}$  respectivamente, mostrando que o alçamento das rochas crustais se dá progressivamente.

Analisando as taxas aparentes de resfriamento (TAR) para as amostras do grupo 1 nota-se que apenas a amostra IT-12 apresenta a taxa aparente de resfriamento mais elevada de  $2,56^\circ\text{C}/\text{Ma}$ , seguida da amostra IT-15 com  $0,78^\circ\text{C}/\text{Ma}$ , enquanto que as demais tem taxas aparentes bem mais baixas, em torno de  $0,10$ - $0,14^\circ\text{C}/\text{Ma}$ , para o primeiro evento térmico. Em seguida, já no segundo evento todas as amostras deste grupo indicam uma inversão térmica, ou seja, as amostras sofrem um leve aquecimento, com taxas entre  $0,09$  e  $0,16^\circ\text{C}/\text{Ma}$ , valores também considerados como baixos. Trata-se de taxas aparentes de aquecimento (TAA), provavelmente associadas a um evento de soterramento. O último evento térmico mostra uma mesma tendência para todas as amostras, ou seja, um resfriamento com taxas um pouco mais altas que as precedentes e entre  $0,40$  e  $0,82^\circ\text{C}/\text{Ma}$ .

Foram identificados 4 eventos térmicos para o grupo 2. A taxa aparente de resfriamento é de  $0,16$ - $0,19^\circ\text{C}/\text{Ma}$  para o primeiro evento, todavia observa-se uma aceleração para a amostra IT-23 com um valor de  $0,98^\circ\text{C}/\text{Ma}$ . O segundo evento, é marcado por um aquecimento com uma TAA de  $0,04$ - $0,12^\circ\text{C}/\text{Ma}$  para as amostras agrupadas IT-19, 20 e 21 e

IT-23, valores considerados baixos. Porém a amostra IT-22, ao contrário das demais, indica ainda um processo de resfriamento e cuja taxa aparente é de  $0,72^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ .

No terceiro evento térmico tem-se um resfriamento rápido que pode ser comprovado pela TAR relativamente mais alta de  $1,0^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  para a amostra agrupada e de  $0,23^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  para IT-22. O terceiro evento observado para a amostra IT-23 é ainda de aquecimento, apresentando uma TAA de  $0,27^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ .

Um último e quarto evento térmico indica um pequeno aquecimento com TAA de  $0,02-0,08^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  para IT-19, 20, 21 e 22, ou seja, quase desprezível. Em oposição a esse comportamento, a amostra IT-23 entra num processo de aceleração do resfriamento com uma TAR de  $1,09^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ .

Em uma análise global das taxas aparentes, observam-se dois períodos de resfriamento e um período de aquecimento, com valores não muito altos. O primeiro evento de resfriamento, provavelmente associado a um primeiro período de soerguimento, apresenta taxas TAR inferiores a  $1^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ , com exceção da amostra IT-12. O segundo evento térmico observado corresponde a um aquecimento com TAA's muito pequenas, com valores inferiores a  $0,2^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ , e provavelmente associadas à períodos de soterramento, tais como basculamentos de blocos. O terceiro evento corresponde ao segundo soerguimento, igualmente apresentando TARs de  $1^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ . As amostras do grupo 2 apresentaram um quarto evento térmico, com leve aquecimento, quase desprezível, para a maioria das amostras e resfriamento importante para IT-23, com um valor de  $1,09^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ . A amostra IT-23 sugere um comportamento um pouco diferenciado, provavelmente marcando uma posição intermediária entre as amostra situadas a oeste (ver mapa fig. 34) IT-19, 20, 21 e a amostra situada a leste, IT-22.

Tabela 7: Valores das taxas aparentes de resfriamento (**TAR**) e de aquecimento (**TAA**) para cada grupo de amostras.

Grupos	Amostras	Evento 1			Evento 2			Evento 3			Evento 4		
		T° i (°C)	Idade i (Ma)	<b>TAR/TAA</b> (°C/Ma)	T° i (°C)	Idade i (Ma)	<b>TAA/TAR</b> (°C/Ma)	T° i (°C)	Idade i (Ma)	<b>TAR</b> (°C/Ma)	T° i (°C)	Idade i (Ma)	<b>TAR/TAA</b> (°C/Ma)
1	IT-12	97	267	<b>2,56</b>	74	258	<b>0,09</b>	88	103	<b>0,66</b>	-	-	-
	IT-14	91	286	<b>0,14</b>	79	201	<b>0,11</b>	89	110	<b>0,70</b>	-	-	-
	IT-15	126	308	<b>0,78</b>	62	226	<b>0,16</b>	80	111	<b>0,40</b>	-	-	-
	IT-16	108	392	<b>0,12</b>	79	154	<b>0,11</b>	89	62	<b>0,82</b>	-	-	-
	IT-17	95	294	<b>0,12</b>	81	181	<b>0,13</b>	89	117	<b>0,53</b>	-	-	-
	IT-18	73	306	<b>0,10</b>	60	176	<b>0,15</b>	72	98	<b>0,53</b>	-	-	-
2	IT-19, 20, 21	128	375	<b>0,19</b>	84	148	<b>0,12</b>	90	96	<b>1,0</b>	47	52	<b>0,02</b>
	IT-22	125	327	<b>0,16</b>	106	212	<b>0,72</b>	58	146	<b>0,23</b>	33	39	<b>0,08</b>
	IT-23	118	252	<b>0,98</b>	70	203	<b>0,04</b>	76	68	<b>0,27</b>	85	35	<b>1,09</b>
Amostra sedimentar	IT-08	96	162	<b>0,02</b>	97	106	<b>0,25</b>	85	58	<b>0,64</b>			

## 8.5 TAXAS DE DENUDAÇÃO COM ESTIMATIVAS DE DIFERENTES GRADIENTES GEOTÉRMICOS.

Para estimar as taxas aparentes de erosão pode-se calcular a seção de material removido nas áreas estudadas. Para isso utilizou-se a equação de Raab *et al.* (2002), que permite fazer uma estimativa da seção removida ou denudada.

A seção removida foi calculada dividindo a quantidade de resfriamento pelo gradiente geotérmico, usando a equação:

$$D = (T - T_s) / G$$

Onde; **D** é a seção denudada (Km), **T** é a paleotemperatura modelada, **T<sub>s</sub>** é a temperatura de superfície e **G** é o gradiente geotérmico. Nesse trabalho, como não há dados sobre o gradiente geotérmico da área. Assim para fazer os cálculos foram utilizados 3 valores de Gradiente geotérmico, para estimar a seção D, que são de 25°C/Km, 30°C/Km e de 40°C/Km.

As paleotemperaturas obtidas a partir das modelagens foram escolhidas para o evento final de resfriamento de cada uma das amostras analisadas. São paleotemperaturas que mostram a última mudança de regime térmico sofrido pelas rochas da área. A tabela 8 apresenta as diferentes estimativas de seção removida. Também são apresentados os dados de idades modeladas para esse último evento.

Considerando um gradiente geotérmico normal para áreas intracratônicas, de 25°C/Km, pode-se avaliar que foram removidos de 2 km a 3 km de material, para as amostras em geral, com exceção da amostra IT-22 do grupo 2 cuja estimativa da seção removida é maior e de 3,68 km.

A amostra sedimentar IT-08 mostra um valor da mesma ordem de grandeza que as amostras do embasamento indicando que os eventos tectônicos ocorridos na área afetaram igualmente as rochas sedimentares.

Tabela 8: Cálculo das seções denudadas para a da área de estudo, considerando diferentes gradientes geotérmicos.

Grupo	Amostras	Idade modelada (Ma)	PaleoT° (°C)	Seção D (km)		
				G = 25°C/Km	G = 30°C/Km	G = 40°C/Km
1	IT-12	103	88	2,86	2,10	1,58
	IT-14	110	89	2,91	2,13	1,60
	IT-15	111	80	2,50	1,83	1,38
	IT-16	62	89	2,91	2,13	1,60
	IT-17	117	89	2,91	2,13	1,60
	IT-18	98	72	2,14	1,57	1,18
	IT-19, 20,21	96	90	2,95	2,17	1,63
2	IT-22	212	106	3,68	2,70	2,03
	IT-23	35	85	2,73	2,00	1,50
Amostra sedimentar	IT-08	58	85	2,73	2,00	1,50

## 9 INTERPRETAÇÕES DOS DADOS OBTIDOS

As interpretações abaixo apresentadas foram embasadas nos dados TFA brutos, nas modelagens do programa Monte Trax e nos dados geológicos da área em estudo.

### 9.1 O ARENITO DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE

O arenito da Formação Monte Alegre forneceu idade aparente traços de fissão em apatita (TFA) de 91 Ma. Esta idade não tem nenhum significado geológico e simplesmente é uma idade média determinada a partir das idades individuais dos grãos de apatita. A idade estratigráfica da Formação Monte Alegre é meso-carbonífera, ou seja, situa-se em torno de 318 Ma de acordo com a carta estratigráfica da Bacia do Amazonas (Cunha 2007).

Esta amostra foi submetida a um tratamento estatístico que permitiu discriminar a existência de duas populações de grãos de apatita: uma população com idade média de 105 Ma e outra com idade média de 64 Ma, sendo que a população de idade mais jovem perfaz 88% dos grãos. O fato da amostra possuir duas populações de idades diferentes sugere o registro de dois eventos termotectônicos diferentes. O primeiro é identificado pela herança de traços formados há aproximadamente 105 Ma, em cerca de 12% da população de grãos da amostra. Isso indica que essa amostra não foi submetida a temperaturas superiores à 120°C por mais de 1Ma, pois não foram zeradas todas as idades TF das apatitas durante o evento mais jovem.

A existência de dois eventos é corroborada pela distribuição bimodal dos traços confinados e média de 12,68µm, com a presença de traços curtos e desvio-padrão alto. A modelagem dos dados de traços de fissão pelo algoritmo genético de Gallagher, também indica a presença de 2 eventos termotectônicos importantes cujas idades são de 106 Ma e 58 Ma (Fig. 45). Pode-se considerar que as diferenças das idades entre a modelagem estatística e a modelagem pelo algoritmo de Gallagher são desprezíveis, quando se leva em consideração a precisão do método dos traços de fissão, que é de 10%. Assim pode-se dizer que há 105-106 Ma a amostra estava na zona de apagamento parcial, com uma paleotemperatura máxima de 97°C e começou a sofrer um resfriamento até atingir a temperatura de 85°C há 58 Ma. A taxa de resfriamento aparente estimada entre os dois eventos de soerguimento é de 0,25°C/Ma. Após 58 Ma há uma aceleração dessa taxa que passa a ser 0,64°C/Ma. O cálculo da seção denudada para essa amostra aponta um valor de 2950 m, para um gradiente de 22°C/Ma. A estimativa da taxa de denudação é de 50m/Ma.

## 9.2 ROCHAS DO EMBASAMENTO DA BACIA DO AMAZONAS

Analisando os dados obtidos para as rochas do embasamento da Bacia observa-se que as amostras de rochas pertencentes ao grupo 1 (a leste do rio Tapajós na área de estudo) forneceram idades TFA entre 163,0 e 219,6 Ma. O gabro apresentou uma idade TFA de 253,7 Ma. Por sua vez, as rochas pertencentes ao grupo 2 (a oeste do rio Tapajós) forneceram idades entre 142,1 e 180,9 Ma (Fig. 43).

As amostras do **grupo 1** iniciam suas histórias térmicas entre 282 Ma e 308 Ma, com exceção da amostra IT-16 que inicia mais cedo há 392 Ma. No entanto, todas as amostras registram primeiramente um episódio de resfriamento lento e linear, seguido de um episódio de aquecimento e, finalmente um outro episódio de resfriamento mais brusco (Figs. 46 a 51). Para algumas amostras o aquecimento inicia há 180-200 Ma, para outras entre 230 e 260 Ma, mas o evento de resfriamento final começa há aproximadamente 100 Ma, para todas elas. Já a amostra IT-16, do mesmo grupo indica os mesmos eventos com defasagem temporal, ou seja, um aquecimento há 164 Ma e o resfriamento há 62 Ma.

O primeiro evento de resfriamento ou soerguimento das rochas do embasamento mostra taxas aparentes de resfriamento da ordem de  $0,10^{\circ}\text{C}/\text{km}$  para a maioria das amostras, no entanto a amostra IT-12, com  $2,56^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , possui uma taxa mais elevada. Por outro lado, o evento subsequente de aquecimento está provavelmente associado a episódios de soterramento do embasamento, com taxas de aquecimento da ordem de  $0,09$  e  $0,16^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Já as taxas de resfriamento do último evento, que ocorreu há 100 Ma, no qual as amostras foram alçadas a níveis crustais mais rasos, são maiores, situando-se entre  $0,40$  e  $0,82^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . A passagem pelo limite superior da ZAP se dá entre 50-60 Ma.

Para o conjunto de amostras do grupo 1, a estimativa do pacote de material denudado foi de 2360 m a 3140m, para um gradiente geotérmico de  $22^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , o que corresponde a uma taxa aparente de denudação da ordem de 23m/Ma a 30m/Ma.

As amostras reunidas do **grupo 2** apresentaram dois padrões distintos nos modelamentos. As amostras IT-19, 20 e 21 que foram modeladas em conjunto, indicam que a história térmica teria se iniciado há 375 Ma (Fig. 53), portanto, mais cedo do que as amostras do grupo 1, com exceção da amostra IT-16. O modelamento traços de fissão dessas amostras permitiu identificar 3 eventos térmicos. O resfriamento inicial há 375 Ma, um período de aquecimento iniciado há 148 Ma e o resfriamento final a partir de 96 Ma. Para essas amostras a seção removida foi de 3180 m, valor estimado a partir de um gradiente geotérmico de  $22^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ . A taxa aparente de denudação foi de 33m/Ma a partir de 96 Ma.

As duas outras amostras do **grupo 2** iniciam suas histórias térmicas em períodos diferentes. A amostra IT-22 há 327 Ma e a amostra IT-23 há 252 Ma (Figs. 54 e 55). A modelagem da amostra IT-22 apresenta 4 eventos térmicos enquanto a amostra IT-23 indica apenas 3 eventos térmicos, entretanto as duas amostras tem um último evento na faixa de 39 Ma e 35 Ma, respectivamente.

As litologias e as altitudes das amostras IT-22 e IT-23 (grupo 2) são sensivelmente as mesmas. São amostras de riolitos e as altitudes são compreendidas entre 25m e 60m. O método de datação por traços de fissão não é sensível a diferenças de altitude inferiores a 300-400m. As distâncias entre as amostras desse grupo são muito reduzidas (menos de 10 km) e as idades TFA apresentam uma diferença da ordem de 30 Ma. Essa diferença de idades para uma mesma altitude (variando entre 25m e 60m) pode estar confirmando a presença de fallhamentos locais não observados em campo.

### 9.3 RELAÇÕES ENTRE OS DADOS TRAÇOS E OS EVENTOS GEOLÓGICOS

A idade de 105 Ma obtida em uma das populações de grãos de apatita da Formação Monte Alegre, e as idades de aproximadamente 100 Ma obtidas nos modelamentos de algumas rochas do embasamento podem estar registrando importante evento de soerguimento ocorrido na plataforma Sul-Americana neste período. Campos & Teixeira (1988) sugerem que a Bacia do Amazonas teria sido submetida a esforços compressionais no Cretáceo Inferior em função da abertura do Atlântico Equatorial a leste e a zona de subducção andina cretácica, a oeste da placa Sul Americana. Esses autores atribuem uma idade Aptiana/Albiana para essa subducção andina.

O evento de soerguimento Terciário bem evidenciado no modelamento da amostra da Formação Monte Alegre, com idade de 58 Ma, e igualmente registrado nos modelamentos de algumas rochas do embasamento da bacia, resultou na saída das apatitas da zona de estabilidade parcial dos traços de fissão (ZAP). Ele marca um importante tectonismo identificado por diversos autores na Bacia do Amazonas, (por exemplo, Campos & Teixeira, 1988; Travassos e Barbosa Filho 1990). Estas idades terciárias obtidas podem estar também registrando a discordância do Neocretáceo, que ocorreu na bacia do Amazonas, e sobre a qual foram depositados os sedimentos das formações Solimões e Marajó (Cunha *et al.* 2007).

Para Campos e Teixeira (1988) esse tectonismo terciário na região oeste da Bacia do Baixo Amazonas, caracterizado por blocos rotacionados ao longo de falhamentos

transcorrentes relacionados aos sistemas de lineamentos do embasamento, foi originado a partir da rototranslação anti-horária do Escudo das Guianas em relação ao Escudo Brasileiro. Esta cinemática teria ligação com um processo transformante dextral onde interagiram as placas Sul Americana, Caribeana e Nazca, ocorrido possivelmente no Eoceno Superior, reativando antigas zonas de fratura. Adicionalmente, Travassos e Barbosa Filho (1990), também confirmaram essa tectônica terciária através da sísmica de reflexão, aplicada na região do Rio Tapajós, porção sul da Bacia do Amazonas, e identificaram que os sedimentos da Formação Alter do Chão, pelo menos em sua porção basal encontram-se estruturalmente deformados. Estes autores atribuíram a origem destas deformações à atuação de esforços oblíquos convergentes de direção geral E-W sobre uma superfície de fraqueza do embasamento de direção NE, provocando uma deformação cisalhante durante o Terciário.

O início dessas histórias térmicas registrado nas rochas do embasamento pode estar correlacionado à discordância (soerguimento) Pensilvaniana na Bacia do Amazonas há 300 Ma, que ocorreu em consequência da orogenia Tardi-Herciniana (Cunha *et al.* 2007), mostrando assim que o embasamento reflete a história geológica da bacia. Por sua vez, o evento de 100 Ma registrado nos modelamentos das rochas do embasamento da bacia, também foi identificado nas apatitas da Formação Monte Alegre o que confirma a existência de um evento de soerguimento crustal neste período. Além disso, as amostras do grupo 2 registram ainda a presença de um tectonismo terciário iniciado há 52 Ma igualmente marcado na amostra de rocha sedimentar da Formação Monte Alegre.

Em função de se ter obtido diferentes idades TFA para as amostras do embasamento (variando entre 142,1 Ma e 258,60 Ma), fica evidente que estas idades não marcam um evento tectônico de grande magnitude, mas refletem provavelmente, os diferentes períodos de tempo que essas amostras permaneceram na ZAP. Essa interpretação é reforçada pelos modelamentos térmicos que indicam eventos de soerguimento e subsidência para essas amostras, mas com defasagem temporal. Do ponto de vista tectônico isto pode ser explicado por descontinuidades locais (falhamentos) que causaram a movimentação diferencial de pequenos blocos.

## 10- CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O estudo das rochas do embasamento da Bacia do Amazonas na região de Itaituba pelo método dos traços de fissão em apatita revelou a existência de eventos termotectônicos que variam desde o Mesodevônico até o Terciário. Três episódios termotectônicos foram registrados nessas rochas. O primeiro episódio foi de resfriamento e ocorreu entre 392 Ma e 270 Ma, sendo interpretado como um evento de soerguimento no qual as amostras foram alçadas para níveis mais rasos da superfície. Este episódio foi sucedido por um evento de aquecimento (subsidência), mas registrado em períodos diferentes em função de descontinuidades locais e com idades de 260-230 Ma e 200-180 Ma. O último evento de resfriamento ocorreu há 100 Ma, indicando que esse episódio teve magnitude regional.

A única rocha sedimentar estudada pelo método dos traços de fissão em apatita, pertencente à Formação Monte Alegre, e mostrou a presença de dois eventos de soerguimento. O primeiro ocorrido há 106 Ma e coincide com o evento de soerguimento registrado pelas rochas do embasamento. O segundo evento em 58 Ma, atesta a presença da tectônica terciária afetando as rochas da Bacia do Amazonas que também foi registrada em algumas amostras do embasamento.

A aplicação da metodologia dos traços de fissão em apatita nas rochas do embasamento mostrou-se uma ferramenta bastante eficaz, para entender a história termotectônica da Bacia do Amazonas na área de estudo. O modelamento dos traços de fissão em apatita mostrou que essa história termotectônica ficou registrada nas rochas do embasamento da bacia. Isso pode ser comprovado através da amostra de rocha sedimentar cujo modelamento apresentou idade de soerguimento de 106 Ma que é similar às aquelas apresentadas nas rochas do embasamento (~100 Ma). A idade de 58 Ma registrada no modelamento da rocha sedimentar foi identificada no modelamento de uma amostra do embasamento. Assim este estudo trouxe uma importante contribuição para o entendimento da evolução tectonotérmica da Bacia do Amazonas, na região de Itaituba.

Para refinar as interpretações seria necessário fazer um estudo detalhado das relações espaciais das falhas e fraturas, identificá-las em campo, definir os indicadores cinemáticos e analisar suas relações com as amostras estudadas. O número de traços confinados medidos não foi suficiente para que se pudesse efetuar modelagens térmicas robustas, sugere-se que se faça uso de uma câmara de califórnia com vistas a aumentar o número de traços confinados. Esta câmara faz furos nos grãos das apatitas, que permitem aumentar a probabilidade de

interceptar novos traços confinados. Dessa forma aumenta-se o número de medições de comprimentos de traços confinados.

Para futuros trabalhos nesta região recomenda-se aplicar a metodologia dos traços de fissão em um número maior de amostras de rocha sedimentar da bacia, para investigar de que modo a tectônica influenciou os diferentes setores desta bacia. Além disso, o uso de uma ferramenta termocronológica com uma faixa de temperatura menor, como a metodologia U-Th-He em apatita, contribuiria para melhorar o entendimento da evolução geomorfológica e complementar a compreensão dos importantes eventos ocorridos no Terciário.

## REFERÊNCIAS

- Almeida M.E., Brito M.F.L., Macambira M.J.B. 1999. Caroyal Granite: 207Pb/206Pb evaporation age in postcollisional granitoids of Tapajós Gold Province, Amazonian region, Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 2., Córdoba. *Actas...* Córdoba, p. 3-6.
- Andrade A.F.D., Santiago A.F., Melo C.F., Bizinella G.A., Moreira H.L., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Moura P.A., Lopes R.C., Rosa Filho S.F., Neves S.A.V. 1978. *Projeto Tapajós–Sucunduri*: relatório de integração geológica. Manaus: DNPM/CPRM, 175 p.
- Barbarand J., Carter A., Hurford T. 2003. Variation in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modelling. *Chem Geol*, **198**:77-106.
- Burtner, R.L.; Nigrini, A.; Donelick, R. A. 1994. Thermochronology of Lower Cretaceous Source Rocks in the Idaho-Wyoming Thrust Belt. *AAPG Bulletin*. **78**(10):1613-1636.
- Campos J.N.P. & Texeira L.B. 1988. Estilos tectônicos da Bacia do Amazonas. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 35. Belém, *Anais*, **5**: 2161-2172.
- Caputo M.V., Rodrigues R., Vasconcelos D.N.N. 1971. Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. RENOR-Petrobras, (relatório Interno), 92 p.
- Caputo M.V. 1988. Exploração de petróleo na região Amazônica: histórico e perspectiva. Departamento de exploração DEPEX. *In: Congresso Brasileiro de Petróleo*, 3.
- Costa, A.R.A. 2002. *Tectônica cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca*. Dissertação de Mestrado, CG - UFPA, Belém, 257p.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM). 2009. *Mapa Geológico do Estado do Pará*. Escala:1/500.000. GIS-BRASIL.
- Cunha F.M.B., Gonzaga F.G., Coutinho L.F.C., Feijó F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8** (1): 47-55.
- Cunha P.R.C. 2000. *Análise Estratigráfica dos sedimentos Eo/Mesodevonianos da porção ocidental da Bacia do Amazonas sob a ótica da estratigrafia de Seqüências no interior cratônico*. Dissertação de Mestrado, UFRGS, Porto Alegre, 263p.
- Cunha P.R.C., Melo, J.H.G., Silva O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2): 227-251.
- Daemon R.F. & Contreiras C.S.A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 25, *Anais*, **3**: 29-92.
- Donelick A.R., O'sullivan P.B., Ketcham A.R. 2005. Apatite Fission-Track Analysis. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **58**: 49-94.

- Duddy I.R., Green P.F., Laslett G.M. 1988. Thermal annealing of fission tracks in apatite 3. Variable temperature behaviour. *Chem Geol*, **73**: 25-38.
- Dunkl I. 2002. A Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers and Geosciences* **28**(1): 3-12.
- Eiras J.F., Becker C.R., Souza E.M., Gonzada F.G., Silva J.V.F., Daniel L.M.F., Matsuda N.S., Feijó F.J. 1994. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8**(1):17-45.
- Fleischer R.L., Price P.B., Walker R.M. 1964. Fission-track ages of zircons. *Journal of Geophysical Research*, **69**: 4885-4888.
- Fleischer R.L. & Price, P.B. 1964. Decay constant for spontaneous fission of  $^{238}\text{U}$ . *Physical Review* **133** (IB):63 64
- Fleischer R.L., Price P.B., Walker R.M. 1975. *Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications*. University of California Press, Berkeley.
- Folk R. L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: The University of Texas, Hemphill's, 172 p.
- Galbraith R.F. & Laslett G.M. 1993. Statistical models for mixed fission-track ages: Nuclear Tracks and Radiation Measurements, **21**:459–470, doi: 10.1016/1359-0189(93)90185-C.
- Gallagher K., Sambridge M., Drijkoningen G. 1991. Genetic Algorithms: an evolution from Monte Carlo Methods for strongly non-linear geophysical optimization problems. *Geophysical Research Letters*. **18** (12): 2177-2180.
- Gallagher K., Hawkesworth C.J., Mantovani M.S.M. 1995. Denudation, Fission Track Analysis and Long-Term Evolution of Passive Margin Topography: Application to the Southeast Brazilian Margin. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**(1): 65-77.
- Gallagher K. & Hegarty K.A. 1997. A Macintosh program for calculation population of grain.
- Gallagher K., Bronwn R., Johnson C. 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review Earth and Planetary Science*, **26**: 519-572.
- Galliker D., Hugentobler E., Hahn B. 1970. Spontane Kerspaltung von  $^{238}\text{U}$  und  $^{241}\text{Am}$ . *Helv. Phys. Acta*, **43**: 593-606.
- Gleadow A.J.W. & Lovering J.F. 1977. Geometry factor for external detector in fission track dating. *Nucl. Tracks Det.* **1**: 99-106.
- Gleadow, A.J.W. & Duddy I.R. 1981. A natural long-term track annealing experiment for apatite. *Nucl. Tracks* **5**: 169–174.
- Gleadow A.J.W., Duddy I.R., Green P.F., Lovering J.F. 1986. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**: 405-415.

- Gleadow, A.J.W. & Brown, R. W. 2000. Fission track thermochronology, and the long-term denudational response to tectonics. *In: Summerfield, M.J. (Ed). Geomorphology and Global Tectonics.* p. 57-75.
- Gleadow A.J.W. 2002. *Fission track dating methods: Principles and Techniques.* The University of Melbourne. 3<sup>o</sup> ed.
- Gleadow A.J.W., Belton D.X., Kohn B. P., Brown R.W. 2002. Fission track dating of phosphate minerals and the thermochronology of apatite. *Reviews in Mineralogy e Geochemistry*, **48**: 579-630.
- Green P.F. 1981. "Track-in track" Length Measurements in Annealed Apatites. *Nucl. Tracks*, **5**(121):8.
- Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W., Tingate P.R., Laslett G.M. 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite, 1. A quantitative description. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, **59**:237-253.
- Green P.F., Duddy I.R., Laslett G.M., Hegarty K.A., Gleadow A.J.W., Lovering J.F. 1989. Thermal Annealing of Fission Tracks in Apatite, 4. Quantitative Modeling Techniques and Extension to Geological Timescales. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, **79**:155-182.
- Hasui Y., Haralyi N.L.E., Schobbenhaus C. 1984. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o modelo Geotectônico. *In: SBG, Symposium Amazônico, Anais*, **1**:129-147.
- Hurford A.J. & Green P.F. 1983. The Zeta Age Calibration of fission Track Dating. *Chemical Geology, Isotopic Geoscience*, **1**: 285-317.
- Hurford A.J & Hammerschmidt K. 1985.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and K/Ar dating of the Bishop and Fish Canyon tuffs: calibration ages for fission-track dating standards. *Chemical Geology* **58**: 23-32.
- Hurford A.J. 1990. Standardization of Fission Track dating Calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geology, Isotopic Geosciences Sector*, **80**: 171-178.
- Hurford A.J & Carter A. 1991. The role of fission track dating in discrimination of provenance. *In: Developments in Sedimentary Provenance Studies*, ed. AC Morton, SP Todd, PDW Haughton, *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **57**: 67-78
- Jaffey A.H., Flynn K.F., Glendenin L.E., Bentley W.C., Essling A.M. 1971. Precision Measurement of Half-Lives and Specific Activities of  $^{235}\text{U}$  and  $^{238}\text{U}$ . *Journals Phys. Rev.* **4**:1889-1906.
- Klein E.L. & Vazquez M. 2000. Geologia da folha SB.21-Z-A-Riozinho. *Projeto Tapajós.* CPRM, Rio de Janeiro 240 p.
- Lal D., Rajan R. S., Tamhane A. S. 1969. Chemical composition of nuclei of  $Z > 22$  in cosmic rays using meteoric minerals as detectors. *Nature*, **221**:33-37

- Lamarão C.N., Dall'agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**: 189-223.
- Laslett G.M., Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W. 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 2: a quantitative analysis. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, **65**:1-13.
- Lopes E.C.S. 2005. *As Águas da Região da Braquidobra de Monte Alegre, PA: Classificação, Equilíbrio Químico e Interação com Rochas Sedimentares da Bacia do Amazonas*. Trabalho de Conclusão de Curso CG-UFGA, Belém, 42p.
- MacDougall J.D. 1976. "Fission-Track Dating". *Scientific American* **6** (235): 114-122.
- McDowell F.W., McIntosh W.C., Farley K.A. 2005. A precise  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission-track dating standard. *Chemical Geology*, **214**, Issues 3-4, 25 p.249-263
- Melo J.H.G. & Loboziak S. 2003. Devonian-Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology: an international journal, Amsterdam*, **124** (3-4):131-202.
- Moura C.A.V., Gorayeb P.S.P., Matsuda N.S. 1999. Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, formação Iriri-sudoeste do Pará. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazonia, 6, *Resumos expandidos*, p. 475-477.
- Naeser C.C.W. 1967. The use of apatite and sphene for fission track age determinations. *Geol. Soc. Am. Bull.* **78**: 1523-1526.
- Naeser N. D., Naeser C. W., McCulloh T. H. 1989. The application of fission-track dating to the depositional and thermal history of rocks in sedimentary basins. In: Naeser, N. D. & McCulloh, T. H. (Eds), *Thermal History Sedimentary Basins*. Springer-Verlag, pp. 157.
- Pessoa M.R., Santiago A.F., Andrade A.E, Nascimento J.O., Santos J.O.S, Oliveira J.R., Lopes R.C.; Prazeres W.V. 1977. *Projeto Jamanxim: relatório final*. Manaus: CPRM/DNPM, **3** , 614 p.
- Playford G. & Dino R. 2000. Palynostratigraphy of upper Paleozoic strata (Tapajós Group), Amazon Basin, Brazil. *Palaeontographica. Abt. B. Palaeophytologie, Stuttgart*, n. 255, p. 1-46.
- Quadros L.P., Melo J.H.G., Grahn Y. 1990. Carta Bioestratigráfica da Bacia do Amazonas. In: Beurlen G. & Quadros L.P. (eds.) *Bioestratigrafia das Bacias Paleozóicas Brasileiras*. Rio de Janeiro, Brasil – Petrobrás – Relatório Interno.
- Raab M.J., Brown R.W., Gallagher K., Carter A., Weber K. 2002. Late Cretaceous reactivation of deep crustal shear zones in northern Namibia: Constraints from apatite fission tracks analysis. *Tectonophysics* 349: 75-92.

- Reiners P.W., Ehlers T.A., Zeitler P.K. 2005. Past, present, and future of thermochronology, Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, pp. 118.
- Rezende W.M.E & Brito C.G. 1973. Avaliação Geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 27, *Anais*, **3**: 227-245.
- Roberts J. A., Gold R., Armani R.J. 1968. Spontaneous-fission decay constant of  $^{238}\text{U}$ . *Physical Review* **174**: 1482-1484.
- Sambrige M.S. & Compston W. 1994. Mixture modelling of multi-component data sets with application to ion-probe zircon ages. *Earth and planetary Science Letters*, **128**: 373-390.
- Sanders C.A.E. 1998. Tectonics and Erosion, Competitive forces in a compressive orogen. A fission track study of the Romanian Carpathians. Published PhD thesis, Vrije Universiteits, Amsterdam, 204p.
- Santos J.O.S, Artmann L. A., Gaudette H. E., Groves D. I., Mcnaughton J. N., Fletcher I. R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, **3**(4): 453-488.
- Steckler M.S. & Watts A.B. 1978. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth Planet. Sci. Lett.* **42**: 1-13.
- Streckeisen A. L. 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Min. Abh.*, **107**. (2-3): 144-240.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes*, **22**:174-182.
- Torres A.M. 1989. *Litofácies e evolução diagenética dos arenitos da Formação Monte Alegre na região do rio Tapajós, Bacia do Amazonas*. Dissertação de Mestrado, CG-UFGA, Belém, 147p.
- Torres R.B. 1998. *Contribuição ao estudo do arcabouço estrutural da área do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas, através da análise integrada de dados de topografia, geologia, magnetometria, gravimetria e sensoriamento remoto*. Dissertação de Mestrado, São José dos Campos. INPE. 154p.
- Travassos W.A.S. & Barbosa Filho C.M. 1990. Tectonismo terciário na área do rio Tapajós, Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **4**(3): 299-314.
- Vasquez M.L.; Klein E.L., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Santos A., Ricci P.S.F., Sachett C.R., Silva C.M.G., Macambira M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós – Novos dados geocronológicos. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6. *Resumos expandidos*, p. 471-474.
- Vasquez M.L., Ricci P.S.F., Klein E.L., 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brasil **3**: 67–83.

- Wagner G. A. & Storzer D. 1972. Fission tracks length reductions in minerals and the thermal history of rocks. *Trans. Amer. Nucl. Soc.* 15, 127.
- Wagner G. & Van Den Haute P. 1992. *Fission Track Dating*. Solid Earth Sciences Library. Kluwer Academic Publishers. 285 p.
- Wanderley Filho J.R. 1991. *Evolução Estrutural da Bacia do Amazonas e sua Relação com o Embasamento*. Belém. Dissertação de Mestrado, CG-UFPA, Belém, 125p.
- Wanderley Filho J.R. & Costa J.B.S. 1991. Contribuição à evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 3. Resumos expandidos*, p. 244-249.
- Zalán P. V. 2004. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. *In: Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p.595-612.

**ANEXO I- CAIXAS DE MONTE CARLO UTILIZADAS PARA MODELAGEM COM SEUS RESPECTIVOS INTERVALOS DE TEMPO E TEMPERATURA.**

Caixas usadas para as amostras IT-12 e IT-14.

<i>Caixas de Monte Carlo</i>	<i>Intervalo de tempo (MA)</i>	<i>Intervalo de Temp. (°C)</i>
1° caixa	250±50	110±30
2° caixa	200±80	100±20
3° caixa	120±30	80±30
4° caixa	70±20	50±20
5° caixa		30±20

Caixas usadas para as amostras IT-15, IT-16, IT-17 e IT-18.

<i>Caixas de Monte Carlo</i>	<i>Intervalo de tempo (MA)</i>	<i>Intervalo de Temp. (°C)</i>
1° caixa	300±100	110±20
2° caixa	200±100	90±30
3° caixa	100±50	60±30
4° caixa		30±20

Caixas usadas para as amostras IT-19, IT-20 e IT-21.

<i>Caixas de Monte Carlo</i>	<i>Intervalo de tempo (MA)</i>	<i>Intervalo de Temp. (°C)</i>
1° caixa	400±100	110±20
2° caixa	300±150	90±20
3° caixa	150±50	70±20
4° caixa	100±50	50±20
5° caixa		30±20

Caixas usadas para as amostras IT-22 e IT-23.

<i>Caixas de Monte Carlo</i>	<i>Intervalo de tempo (MA)</i>	<i>Intervalo de Temp. (°C)</i>
1° caixa	300±100	110±30
2° caixa	200±80	90±30
3° caixa	120±60	70±20
4° caixa	60±20	60±30
5° caixa		40±20

## ANEXO II- IDADES DOS GRÃOS INDIVIDUAIS PARA AS AMOSTRAS DATADAS.

RhoD= densidade de traços induzidos no padrão CN5

Ns= número de traços fósseis da amostra

Ni= número de traços induzidos da amostra

### Amostras: IT-08, IT-12, IT-14, IT-18A, IT-20, IT-21 e IT-22A.

Zeta:  $360 \pm 26,27$

Irrad.: IPEN 09-1

RhoD:  $3.803 \times 10^5 \text{tr/cm}^2$

Nd: 7987

Microscópio: Zeiss

Grid Size:  $100 \mu\text{m}^2$

### Amostra: IT-08

#### 30 cristais de Apatita

n	Ns	Ni	$\Sigma$ Ns	$\Sigma$ Ni	Idade	$\pm 1s$	P(%)	Sum age	$\pm 1s$
1	9	16	9	16	38,4	16,3	---	38,4	16,3
2	21	31	30	47	46,3	13,5	71,2	43,6	10,7
3	12	16	42	63	51,2	19,9	87,6	45,5	9,7
4	9	11	51	74	55,8	25,4	93,2	47,1	9,3
5	11	13	62	87	57,7	24,0	95,8	48,7	8,9
6	17	20	79	107	58,0	19,6	97,2	50,4	8,4
7	15	17	94	124	60,2	21,8	98,2	51,7	8,1
8	2	2	96	126	68,2	68,4	99,2	52,0	8,0
9	17	16	113	142	72,4	25,8	98,3	54,3	7,9
10	16	15	129	157	72,7	26,7	98,0	56,1	7,9
11	8	7	137	164	77,8	40,7	98,3	57,0	7,8
12	24	20	161	184	81,7	25,5	96,5	59,7	7,8
13	13	10	174	194	88,5	37,8	95,8	61,2	7,8
14	8	6	182	200	90,7	49,5	96,2	62,1	7,9
15	7	5	189	205	95,2	56,2	96,5	62,9	7,9
16	15	10	204	215	102,0	42,3	94,5	64,7	7,9
17	14	9	218	224	105,7	45,9	92,5	66,3	8,0
18	5	3	223	227	113,2	83,1	93,2	67,0	8,0
19	10	6	233	233	113,2	59,1	92,2	68,2	8,1
20	6	3	239	236	135,6	96,4	91,5	69,0	8,2
21	25	12	264	248	141,2	50,7	75,5	72,5	8,4
22	19	9	283	257	143,1	58,9	63,6	75,0	8,5
23	35	16	318	273	148,2	46,1	39,0	79,3	8,8
24	16	7	334	280	154,8	71,1	32,7	81,2	8,9
25	10	4	344	284	169,1	100,8	30,0	82,5	9,0
26	16	6	360	290	180,2	87,3	22,6	84,5	9,2
27	10	3	370	293	224,5	148,7	18,0	86,0	9,3
28	4	1	374	294	268,4	300,8	17,8	86,6	9,3
29	9	2	383	296	301,2	236,6	12,8	88,1	9,4
30	5	1	388	297	333,8	366,6	11,3	88,9	9,5

**Amostra: IT-12****64 cristais de Apatita**

n	Ns	Ni	$\Sigma$ Ns	$\Sigma$ Ni	Idade	$\pm 1s$	P(%)	Sum age	$\pm 1s$
1	9	7	9	7	87,5	44,6	---	87,5	44,6
2	10	7	19	14	97,2	48,4	88,1	92,3	33,2
3	6	4	25	18	102,0	66,3	98,0	94,5	30,0
4	6	4	31	22	102,0	66,3	99,7	95,8	27,7
5	17	10	48	32	115,5	46,8	99,5	102,0	24,5
6	17	10	65	42	115,5	46,8	99,8	105,2	22,2
7	9	5	74	47	122,2	68,8	99,9	107,0	21,5
8	16	8	90	55	135,6	59,6	99,9	111,2	20,7
9	6	3	96	58	135,6	96,4	100,0	112,4	20,5
10	6	3	102	61	135,6	96,4	100,0	113,6	20,2
11	4	2	106	63	135,6	117,9	100,0	114,3	20,1
12	19	9	125	72	143,1	58,9	100,0	117,9	19,5
13	17	8	142	80	144,0	62,7	100,0	120,5	19,1
14	16	7	158	87	154,8	71,1	100,0	123,3	18,8
15	16	7	174	94	154,8	71,1	100,0	125,6	18,6
16	7	3	181	97	157,9	109,6	100,0	126,6	18,5
17	7	3	188	100	157,9	109,6	100,0	127,6	18,4
18	7	3	195	103	157,9	109,6	100,0	128,4	18,3
19	14	6	209	109	157,9	78,0	100,0	130,1	18,2
20	7	3	216	112	157,9	109,6	100,0	130,8	18,1
21	31	13	247	125	161,4	54,7	100,0	134,0	17,8
22	12	5	259	130	162,4	87,3	100,0	135,1	17,7
23	5	2	264	132	169,1	142,0	100,0	135,6	17,6
24	15	6	279	138	169,1	82,7	100,0	137,1	17,5
25	5	2	284	140	169,1	142,0	100,0	137,5	17,5
26	35	14	319	154	169,1	55,0	100,0	140,4	17,3
27	13	5	332	159	175,8	93,4	100,0	141,5	17,2
28	13	5	345	164	175,8	93,4	100,0	142,6	17,2
29	8	3	353	167	180,2	122,7	100,0	143,2	17,2
30	16	6	369	173	180,2	87,3	100,0	144,5	17,1
31	16	6	385	179	180,2	87,3	100,0	145,7	17,1
32	11	4	396	183	185,7	109,3	100,0	146,6	17,0
33	11	4	407	187	185,7	109,3	100,0	147,4	17,0
34	36	12	443	199	202,4	69,1	100,0	150,8	17,1
35	3	1	446	200	202,4	234,2	100,0	151,0	17,1
36	6	2	452	202	202,4	165,9	100,0	151,5	17,1
37	9	3	461	205	202,4	135,8	100,0	152,3	17,1
38	6	2	467	207	202,4	165,9	100,0	152,8	17,1
39	13	4	480	211	218,9	126,3	100,0	154,0	17,1
40	10	3	490	214	224,5	148,7	100,0	155,0	17,1
41	7	2	497	216	235,5	189,6	100,0	155,8	17,2
42	7	2	504	218	235,5	189,6	100,0	156,5	17,2
43	7	2	511	220	235,5	189,6	100,0	157,2	17,2
44	7	2	518	222	235,5	189,6	100,0	157,9	17,3
45	11	3	529	225	246,5	161,6	100,0	159,1	17,3
46	11	3	540	228	246,5	161,6	100,0	160,3	17,4
47	11	3	551	231	246,5	161,6	100,0	161,4	17,4
48	15	4	566	235	252,0	143,1	100,0	163,0	17,5
49	15	4	581	239	252,0	143,1	100,0	164,5	17,6
50	8	2	589	241	268,4	213,2	100,0	165,3	17,6
51	8	2	597	243	268,4	213,2	100,0	166,2	17,7
52	8	2	605	245	268,4	213,2	100,0	167,0	17,7
53	8	2	613	247	268,4	213,2	100,0	167,9	17,8
54	8	2	621	249	268,4	213,2	100,0	168,7	17,8
55	12	3	633	252	268,4	174,4	100,0	169,9	17,9
56	13	3	646	255	290,3	187,2	100,0	171,3	18,0

57	13	3	659	258	290,3	187,2	100,0	172,7	18,0
58	9	2	668	260	301,2	236,6	100,0	173,7	18,1
59	9	2	677	262	301,2	236,6	100,0	174,7	18,2
60	9	2	686	264	301,2	236,6	100,0	175,6	18,2
61	15	3	701	267	333,8	212,6	100,0	177,4	18,4
62	6	1	707	268	398,6	431,6	100,0	178,3	18,4
63	12	2	719	270	398,6	305,9	100,0	179,9	18,5
64	12	2	731	272	398,6	305,9	100,0	181,6	18,7

**Amostra: IT-14****56 cristais de Apatita**

n	Ns	Ni	$\Sigma$ Ns	$\Sigma$ Ni	Idade	$\pm 1s$	P(%)	Sum age $\pm 1s$	
1	9	6	9	6	102,0	54,3	---	102,0	54,3
2	6	4	15	10	102,0	66,3	---	102,0	42,3
3	8	5	23	15	108,7	62,5	99,6	104,2	35,4
4	8	5	31	20	108,7	62,5	100,0	105,4	31,2
5	8	5	39	25	108,7	62,5	100,0	106,0	28,3
6	8	5	47	30	108,7	62,5	100,0	106,5	26,1
7	5	3	52	33	113,2	83,1	100,0	107,1	25,1
8	5	3	57	36	113,2	83,1	100,0	107,6	24,3
9	5	3	62	39	113,2	83,1	100,0	108,0	23,5
10	9	5	71	44	122,2	68,8	100,0	109,6	22,6
11	8	4	79	48	135,6	83,7	100,0	111,8	22,1
12	6	3	85	51	135,6	96,4	100,0	113,2	21,7
13	6	3	91	54	135,6	96,4	100,0	114,5	21,4
14	6	3	97	57	135,6	96,4	100,0	115,6	21,1
15	9	4	106	61	152,4	92,3	100,0	118,0	20,9
16	16	7	122	68	154,8	71,1	100,0	121,8	20,5
17	16	7	138	75	154,8	71,1	100,0	124,9	20,2
18	7	3	145	78	157,9	109,6	100,0	126,1	20,0
19	7	3	152	81	157,9	109,6	100,0	127,3	19,9
20	14	6	166	87	157,9	78,0	100,0	129,4	19,6
21	7	3	173	90	157,9	109,6	100,0	130,4	19,5
22	10	4	183	94	169,1	100,8	100,0	132,0	19,4
23	10	4	193	98	169,1	100,8	100,0	133,6	19,3
24	8	3	201	101	180,2	122,7	100,0	135,0	19,3
25	8	3	209	104	180,2	122,7	100,0	136,3	19,2
26	8	3	217	107	180,2	122,7	100,0	137,5	19,2
27	28	10	245	117	189,1	71,1	100,0	141,9	19,1
28	6	2	251	119	202,4	165,9	100,0	142,9	19,1
29	9	3	260	122	202,4	135,8	100,0	144,4	19,1
30	6	2	266	124	202,4	165,9	100,0	145,3	19,1
31	3	1	269	125	202,4	234,2	100,0	145,8	19,1
32	10	3	279	128	224,5	148,7	100,0	147,7	19,2
33	17	5	296	133	228,9	117,7	100,0	150,7	19,3
34	7	2	303	135	235,5	189,6	100,0	152,0	19,4
35	18	5	321	140	242,1	123,7	100,0	155,2	19,5
36	11	3	332	143	246,5	161,6	100,0	157,2	19,6
37	15	4	347	147	252,0	143,1	100,0	159,8	19,7
38	15	4	362	151	252,0	143,1	100,0	162,2	19,8
39	8	2	370	153	268,4	213,2	100,0	163,6	19,9
40	4	1	374	154	268,4	300,8	100,0	164,3	19,9
41	8	2	382	156	268,4	213,2	100,0	165,7	20,0
42	8	2	390	158	268,4	213,2	100,0	167,0	20,0
43	30	7	420	165	287,2	122,5	100,0	172,1	20,3
44	9	2	429	167	301,2	236,6	100,0	173,7	20,4
45	18	4	447	171	301,2	168,0	100,0	176,7	20,6

46	9	2	456	173	301,2	236,6	100,0	178,1	20,7
47	14	3	470	176	312,1	199,9	100,0	180,4	20,8
48	5	1	475	177	333,8	366,6	100,0	181,3	20,9
49	5	1	480	178	333,8	366,6	100,0	182,2	21,0
50	11	2	491	180	366,3	282,9	100,0	184,3	21,1
51	12	2	503	182	398,6	305,9	100,0	186,7	21,3
52	7	1	510	183	462,7	495,8	100,0	188,2	21,4
53	7	1	517	184	462,7	495,8	100,0	189,7	21,5
54	7	1	524	185	462,7	495,8	100,0	191,2	21,7
55	8	1	532	186	526,1	559,5	100,0	193,1	21,8
56	8	1	540	187	526,1	559,5	100,0	194,9	22,0

**Amostra: IT-18A****38 cristais de Apatita**

n	Ns	Ni	$\Sigma$ Ns	$\Sigma$ Ni	Idade	$\pm 1s$	P(%)	Sum age	$\pm 1s$
1	5	3	5	3	113,2	83,1	---	113,2	83,1
2	9	5	14	8	122,2	68,7	93,3	118,8	53,4
3	6	3	20	11	135,6	96,4	98,4	123,4	47,2
4	6	3	26	14	135,6	96,4	99,7	126,0	42,8
5	17	8	43	22	144,0	62,6	99,9	132,6	36,1
6	13	6	56	28	146,8	73,3	100,0	135,6	32,9
7	9	4	65	32	152,4	92,2	100,0	137,7	31,4
8	5	2	70	34	169,1	142,0	100,0	139,6	30,9
9	5	2	75	36	169,1	142,0	100,0	141,2	30,4
10	8	3	83	39	180,2	122,7	100,0	144,2	29,9
11	20	7	103	46	192,9	85,9	100,0	151,6	29,1
12	23	8	126	54	194,1	80,9	100,0	157,9	28,2
13	16	5	142	59	215,6	111,6	100,0	162,9	27,9
14	13	4	155	63	218,9	126,2	100,0	166,4	27,7
15	14	4	169	67	235,5	134,6	100,0	170,6	27,6
16	7	2	176	69	235,5	189,6	100,0	172,5	27,5
17	15	4	191	73	252,0	143,0	100,0	176,8	27,5
18	15	4	206	77	252,0	143,0	100,0	180,8	27,5
19	8	2	214	79	268,4	213,1	100,0	183,0	27,5
20	16	4	230	83	268,4	151,4	100,0	187,1	27,6
21	12	3	242	86	268,4	174,4	100,0	190,0	27,6
22	4	1	246	87	268,4	300,8	100,0	190,9	27,6
23	12	3	258	90	268,4	174,4	100,0	193,5	27,6
24	13	3	271	93	290,3	187,2	100,0	196,7	27,6
25	22	5	293	98	294,7	147,6	100,0	201,7	27,8
26	9	2	302	100	301,2	236,5	100,0	203,7	27,8
27	9	2	311	102	301,2	236,5	100,0	205,6	27,8
28	14	3	325	105	312,1	199,9	100,0	208,7	27,9

29	5	1	330	106	333,8	366,5	100,0	209,9	28,0
30	15	3	345	109	333,8	212,6	100,0	213,3	28,1
31	25	5	370	114	333,8	165,4	100,0	218,7	28,3
32	26	5	396	119	346,8	171,3	100,0	224,1	28,6
33	16	3	412	122	355,5	225,2	100,0	227,4	28,7
34	27	4	439	126	446,7	241,6	100,0	234,4	29,2
35	14	2	453	128	462,7	351,4	99,9	238,1	29,5
36	16	2	469	130	526,1	396,5	99,9	242,6	29,9
37	9	1	478	131	589,0	622,4	99,9	245,3	30,1
38	27	3	505	134	589,0	361,1	99,6	253,2	30,8

**Amostra: IT-20****74 cristais de Apatita**

n	Ns	Ni	$\Sigma$ Ns	$\Sigma$ Ni	Idade	$\pm$ 1s	P(%)	Sum age	$\pm$ 1s
1	4	6	4	6	45,5	29,6	---	45,5	29,6
2	2	2	6	8	68,2	68,4	73,3	51,2	27,9
3	3	3	9	11	68,2	55,9	90,4	55,8	25,4
4	2	2	11	13	68,2	68,4	97,2	57,7	24,0
5	4	4	15	17	68,2	48,5	99,1	60,2	21,8
6	2	2	17	19	68,2	68,4	99,8	61,0	20,9
7	1	1	18	20	68,2	96,5	100,0	61,4	20,5
8	4	4	22	24	68,2	48,5	100,0	62,5	19,0
9	5	5	27	29	68,2	43,4	100,0	63,5	17,6
10	3	3	30	32	68,2	55,9	100,0	63,9	16,9
11	3	3	33	35	68,2	55,9	100,0	64,3	16,3
12	1	1	34	36	68,2	96,5	100,0	64,4	16,1
13	2	2	36	38	68,2	68,4	100,0	64,6	15,8
14	3	3	39	41	68,2	55,9	100,0	64,9	15,3
15	5	4	44	45	85,1	57,4	100,0	66,7	15,0
16	4	3	48	48	90,7	69,6	100,0	68,2	14,8
17	4	3	52	51	90,7	69,6	100,0	69,5	14,6
18	6	4	58	55	102,0	66,3	100,0	71,9	14,5
19	3	2	61	57	102,0	93,4	100,0	72,9	14,5
20	6	4	67	61	102,0	66,3	100,0	74,8	14,4
21	3	2	70	63	102,0	93,4	100,0	75,7	14,3
22	6	4	76	67	102,0	66,3	100,0	77,3	14,2
23	5	3	81	70	113,2	83,1	100,0	78,8	14,1
24	5	3	86	73	113,2	83,1	100,0	80,2	14,1
25	5	3	91	76	113,2	83,1	100,0	81,5	14,0
26	9	5	100	81	122,2	68,8	100,0	84,0	14,0

27	4	2	104	83	135,6	117,9	100,0	85,3	14,1
28	10	5	114	88	135,6	75,0	100,0	88,2	14,1
29	4	2	118	90	135,6	117,9	100,0	89,2	14,1
30	4	2	122	92	135,6	117,9	100,0	90,2	14,1
31	4	2	126	94	135,6	117,9	100,0	91,2	14,2
32	8	4	134	98	135,6	83,7	100,0	93,0	14,2
33	12	6	146	104	135,6	68,6	100,0	95,5	14,2
34	8	4	154	108	135,6	83,7	100,0	97,0	14,1
35	2	1	156	109	135,6	166,4	100,0	97,3	14,1
36	4	2	160	111	135,6	117,9	100,0	98,0	14,1
37	6	3	166	114	135,6	96,4	100,0	99,0	14,1
38	4	2	170	116	135,6	117,9	100,0	99,7	14,1
39	7	3	177	119	157,9	109,6	100,0	101,1	14,1
40	5	2	182	121	169,1	142,0	100,0	102,3	14,2
41	5	2	187	123	169,1	142,0	100,0	103,3	14,2
42	15	6	202	129	169,1	82,7	100,0	106,4	14,4
43	5	2	207	131	169,1	142,0	100,0	107,4	14,4
44	5	2	212	133	169,1	142,0	100,0	108,3	14,4
45	5	2	217	135	169,1	142,0	100,0	109,2	14,5
46	5	2	222	137	169,1	142,0	100,0	110,1	14,5
47	5	2	227	139	169,1	142,0	100,0	110,9	14,5
48	8	3	235	142	180,2	122,7	100,0	112,4	14,6
49	8	3	243	145	180,2	122,7	100,0	113,8	14,6
50	8	3	251	148	180,2	122,7	100,0	115,2	14,7
51	6	2	257	150	202,4	165,9	100,0	116,4	14,8
52	6	2	263	152	202,4	165,9	100,0	117,5	14,8
53	3	1	266	153	202,4	234,2	100,0	118,0	14,8
54	12	4	278	157	202,4	117,8	100,0	120,2	15,0
55	3	1	281	158	202,4	234,2	100,0	120,7	15,0
56	3	1	284	159	202,4	234,2	100,0	121,3	15,0
57	3	1	287	160	202,4	234,2	100,0	121,8	15,0
58	12	4	299	164	202,4	117,8	100,0	123,7	15,1
59	3	1	302	165	202,4	234,2	100,0	124,2	15,2
60	3	1	305	166	202,4	234,2	100,0	124,7	15,2
61	9	3	314	169	202,4	135,8	100,0	126,1	15,2
62	13	4	327	173	218,9	126,3	100,0	128,2	15,4
63	10	3	337	176	224,5	148,7	100,0	129,9	15,5
64	7	2	344	178	235,5	189,6	100,0	131,1	15,5
65	4	1	348	179	268,4	300,8	100,0	131,9	15,6
66	4	1	352	180	268,4	300,8	100,0	132,6	15,6

67	4	1	356	181	268,4	300,8	100,0	133,4	15,7
68	13	3	369	184	290,3	187,2	100,0	136,0	15,9
69	9	2	378	186	301,2	236,6	100,0	137,8	16,0
70	5	1	383	187	333,8	366,6	100,0	138,8	16,1
71	5	1	388	188	333,8	366,6	100,0	139,9	16,2
72	6	1	394	189	398,6	431,6	100,0	141,3	16,3
73	6	1	400	190	398,6	431,6	100,0	142,7	16,4
74	15	2	415	192	494,5	374,1	100,0	146,4	16,8

**Amostra: IT-21****31 cristais de Apatita**

n	Ns	Ni	$\Sigma$ Ns	$\Sigma$ Ni	Idade	$\pm$ 1s	P(%)	Sum age $\pm$ 1s	
1	2	2	2	2	68,2	68,4	---	68,2	68,4
2	3	3	5	5	68,2	55,9	---	68,2	43,4
3	3	3	8	8	68,2	55,9	100,0	68,2	34,5
4	6	5	14	13	81,7	49,9	99,7	73,4	28,8
5	8	6	22	19	90,7	49,5	99,7	78,9	25,4
6	6	4	28	23	102,0	66,3	99,8	82,9	24,1
7	5	3	33	26	113,2	83,1	99,8	86,4	23,5
8	10	6	43	32	113,2	59,1	99,9	91,4	22,4
9	10	6	53	38	113,2	59,1	99,9	94,9	21,4
10	15	9	68	47	113,2	48,5	99,9	98,4	20,0
11	9	5	77	52	122,2	68,8	100,0	100,7	19,6
12	9	5	86	57	122,2	68,8	100,0	102,6	19,1
13	9	5	95	62	122,2	68,8	100,0	104,2	18,7
14	6	3	101	65	135,6	96,4	100,0	105,6	18,5
15	6	3	107	68	135,6	96,4	100,0	106,9	18,4
16	12	6	119	74	135,6	68,6	100,0	109,3	18,1
17	8	4	127	78	135,6	83,7	100,0	110,6	17,9
18	10	5	137	83	135,6	75,0	100,0	112,1	17,7
19	13	6	150	89	146,8	73,3	100,0	114,5	17,5
20	7	3	157	92	157,9	109,6	100,0	115,9	17,5
21	14	6	171	98	157,9	78,0	100,0	118,5	17,4
22	15	6	186	104	169,1	82,7	100,0	121,4	17,4
23	8	3	194	107	180,2	122,7	100,0	123,1	17,4
24	9	3	203	110	202,4	135,8	100,0	125,2	17,5
25	6	2	209	112	202,4	165,9	100,0	126,6	17,6
26	10	3	219	115	224,5	148,7	100,0	129,2	17,7
27	8	2	227	117	268,4	213,2	100,0	131,6	17,9
28	8	2	235	119	268,4	213,2	100,0	133,9	18,1
29	9	2	244	121	301,2	236,6	100,0	136,7	18,3
30	10	2	254	123	333,8	259,8	100,0	140,0	18,6
31	6	1	260	124	398,6	431,6	99,9	142,1	18,8

**Amostra: IT-22A****33 cristais de Apatita**

n	Ns	Ni	$\Sigma$ Ns	$\Sigma$ Ni	Idade	$\pm 1s$	P(%)	Sum age $\pm 1s$	
1	5	5	5	5	68,2	43,4	---	68,2	43,4
2	9	6	14	11	102,0	54,3	62,2	86,6	35,5
3	12	6	26	17	135,6	68,6	68,8	104,0	33,3
4	14	7	40	24	135,6	63,6	80,2	113,2	30,4
5	10	5	50	29	135,6	75,0	89,5	117,1	28,7
6	12	6	62	35	135,6	68,6	94,7	120,3	27,0
7	25	12	87	47	141,2	50,7	96,9	125,6	24,6
8	11	5	98	52	149,0	81,2	98,4	127,9	23,9
9	18	8	116	60	152,4	65,7	99,1	131,1	23,0
10	27	12	143	72	152,4	54,1	99,4	134,7	21,9
11	7	3	150	75	157,9	109,6	99,7	135,6	21,7
12	33	14	183	89	159,5	52,3	99,8	139,4	20,8
13	12	5	195	94	162,4	87,3	99,9	140,6	20,5
14	10	4	205	98	169,1	100,8	100,0	141,8	20,4
15	15	6	220	104	169,1	82,7	100,0	143,4	20,1
16	13	5	233	109	175,8	93,4	100,0	144,8	20,0
17	8	3	241	112	180,2	122,7	100,0	145,8	19,9
18	17	6	258	118	191,3	92,0	100,0	148,1	19,8
19	12	4	270	122	202,4	117,8	100,0	149,9	19,8
20	6	2	276	124	202,4	165,9	100,0	150,7	19,8
21	21	7	297	131	202,4	89,6	100,0	153,5	19,7
22	13	4	310	135	218,9	126,3	100,0	155,5	19,8
23	13	4	323	139	218,9	126,3	100,0	157,3	19,8
24	20	6	343	145	224,5	105,8	100,0	160,1	19,8
25	20	6	363	151	224,5	105,8	100,0	162,7	19,9
26	21	6	384	157	235,5	110,4	100,0	165,5	19,9
27	21	6	405	163	235,5	110,4	100,0	168,1	20,0
28	16	4	421	167	268,4	151,4	100,0	170,5	20,1
29	8	2	429	169	268,4	213,2	100,0	171,6	20,1
30	13	3	442	172	290,3	187,2	100,0	173,7	20,3
31	14	3	456	175	312,1	199,9	100,0	176,1	20,4
32	15	3	471	178	333,8	212,6	100,0	178,8	20,6
33	8	1	479	179	398,1	429,5	99,9	180,8	20,8

**Amostras: IT-15, IT-16, IT-17, IT-18B, IT-19, IT-21 e IT-22B.**

Zeta: 360±26,27

Irrad.: IPEN 09-2

RhoD: 3.638 x10<sup>5</sup>tr/cm<sup>2</sup>

Nd:15280

Microscópio: Zeiss

Grid Size: 100 µm<sup>2</sup>**Amostra: IT-15****40 cristais de Apatita**

n	Ns	Ni	Σ Ns	Σ Ni	Idade	± 1s	P(%)	Sum age ± 1s
1	3	3	3	3	65,2	53,5	---	65,2 53,5
2	5	3	8	6	108,3	79,5	64,0	86,8 47,3
3	9	5	17	11	116,9	65,8	82,9	100,5 39,6
4	25	13	42	24	124,8	43,7	90,4	113,7 30,3
5	4	2	46	26	129,8	112,8	96,4	114,9 29,5
6	4	2	50	28	129,8	112,8	98,8	116,0 28,7
7	9	4	59	32	145,8	88,3	99,4	119,7 27,8
8	12	5	71	37	155,4	83,6	99,5	124,6 26,9
9	8	3	79	40	172,5	117,5	99,7	128,2 26,6
10	11	4	90	44	177,8	104,7	99,7	132,7 26,3
11	3	1	93	45	193,7	224,2	99,9	134,1 26,3
12	6	2	99	47	193,7	158,8	99,9	136,6 26,2
13	9	3	108	50	193,7	130,0	99,9	140,1 26,1
14	9	3	117	53	193,7	130,0	99,9	143,1 26,0
15	24	8	141	61	193,7	80,4	99,9	149,8 25,5
16	13	4	154	65	209,6	120,9	99,9	153,5 25,4
17	13	4	167	69	209,6	120,9	99,9	156,7 25,3
18	7	2	174	71	225,4	181,5	100,0	158,7 25,3
19	7	2	181	73	225,4	181,5	100,0	160,5 25,3
20	7	2	188	75	225,4	181,5	100,0	162,3 25,2
21	7	2	195	77	225,4	181,5	100,0	163,9 25,2
22	7	2	202	79	225,4	181,5	100,0	165,5 25,2
23	11	3	213	82	236,0	154,7	100,0	168,1 25,2
24	15	4	228	86	241,3	137,0	100,0	171,5 25,2
25	15	4	243	90	241,3	137,0	100,0	174,6 25,2
26	8	2	251	92	257,0	204,1	100,0	176,4 25,2
27	4	1	255	93	257,0	288,0	100,0	177,3 25,2
28	17	4	272	97	272,7	152,9	100,0	181,2 25,3
29	13	3	285	100	278,0	179,3	100,0	184,2 25,4
30	5	1	290	101	319,7	351,0	100,0	185,5 25,5
31	10	2	300	103	319,7	248,8	100,0	188,2 25,6
32	15	3	315	106	319,7	203,6	100,0	191,9 25,8
33	15	3	330	109	319,7	203,6	100,0	195,5 26,0

34	15	3	345	112	319,7	203,6	100,0	198,8	26,2
35	17	3	362	115	361,2	227,8	100,0	203,1	26,5
36	12	2	374	117	381,8	293,0	100,0	206,2	26,7
37	13	2	387	119	412,6	314,9	100,0	209,7	26,9
38	13	2	400	121	412,6	314,9	100,0	213,1	27,2
39	13	2	413	123	412,6	314,9	100,0	216,4	27,4
40	13	2	426	125	412,6	314,9	100,0	219,6	27,7

**Amostra: IT-16****68 cristais de Apatita**

n	Ns	Ni	$\Sigma$ Ns	$\Sigma$ Ni	Idade	$\pm 1s$	P(%)	Sum age	$\pm 1s$
1	3	4	3	4	49,0	37,6	---	49,0	37,6
2	12	11	15	15	71,1	30,2	66,6	65,2	24,3
3	12	10	27	25	78,2	34,0	86,4	70,4	20,2
4	4	3	31	28	86,8	66,6	94,8	72,2	19,6
5	4	3	35	31	86,8	66,6	98,1	73,6	19,0
6	19	13	54	44	95,1	35,0	97,9	80,0	17,3
7	6	4	60	48	97,6	63,4	99,0	81,4	16,9
8	6	4	66	52	97,6	63,4	99,6	82,7	16,5
9	9	6	75	58	97,6	51,9	99,8	84,2	16,0
10	8	5	83	63	104,0	59,8	99,9	85,8	15,7
11	8	5	91	68	104,0	59,8	100,0	87,1	15,4
12	8	5	99	73	104,0	59,8	100,0	88,3	15,1
13	5	3	104	76	108,3	79,5	100,0	89,1	15,0
14	15	9	119	85	108,3	46,4	100,0	91,1	14,6
15	24	14	143	99	111,4	38,4	100,0	94,0	14,1
16	9	5	152	104	116,9	65,8	100,0	95,1	14,0
17	13	7	165	111	120,6	57,3	100,0	96,7	13,9
18	17	9	182	120	122,6	51,4	100,0	98,7	13,7
19	4	2	186	122	129,8	112,8	100,0	99,2	13,7
20	4	2	190	124	129,8	112,8	100,0	99,7	13,7
21	4	2	194	126	129,8	112,8	100,0	100,1	13,7
22	6	3	200	129	129,8	92,3	100,0	100,8	13,6
23	6	3	206	132	129,8	92,3	100,0	101,5	13,6
24	4	2	210	134	129,8	112,8	100,0	101,9	13,6
25	32	15	242	149	138,4	44,5	100,0	105,6	13,5
26	7	3	249	152	151,2	104,9	100,0	106,5	13,5
27	7	3	256	155	151,2	104,9	100,0	107,4	13,5
28	10	4	266	159	161,8	96,5	100,0	108,7	13,6
29	5	2	271	161	161,8	135,9	100,0	109,4	13,6

30	10	4	281	165	161,8	96,5	100,0	110,7	13,6
31		2	286	167	161,8	135,9	100,0	111,3	13,6
32	23	9	309	176	165,4	66,2	100,0	114,1	13,7
33	22	8	331	184	177,8	74,6	100,0	116,9	13,8
34	11	4	342	188	177,8	104,7	100,0	118,2	13,9
35	20	7	362	195	184,6	82,2	100,0	120,6	14,0
36	12	4	374	199	193,7	112,8	100,0	122,0	14,0
37	9	3	383	202	193,7	130,0	100,0	123,1	14,1
38	6	2	389	204	193,7	158,8	100,0	123,8	14,1
39	3	1	392	205	193,7	224,2	100,0	124,1	14,1
40	18	6	410	211	193,7	92,5	100,0	126,1	14,2
41	6	2	416	213	193,7	158,8	100,0	126,8	14,2
42	6	2	422	215	193,7	158,8	100,0	127,4	14,3
43	6	2	428	217	193,7	158,8	100,0	128,0	14,3
44	10	3	438	220	214,9	142,4	100,0	129,2	14,4
45	20	6	458	226	214,9	101,3	100,0	131,5	14,5
46	10	3	468	229	214,9	142,4	100,0	132,6	14,5
47	10	3	478	232	214,9	142,4	100,0	133,7	14,6
48	38	17	5	495	237	219,1	112,7	100,0	135,5
49	62	7	2	502	239	225,4	181,5	100,0	136,2
50	58	14	4	516	243	225,4	128,9	100,0	137,7
51	21	7	2	523	245	225,4	181,5	100,0	138,4
52	16	7	2	530	247	225,4	181,5	100,0	139,1
53	44	30	8	560	255	241,3	97,7	100,0	142,4
54	65	12	3	572	258	257,0	167,0	100,0	143,7
55	60	16	4	588	262	257,0	145,0	100,0	145,5
56	56	12	3	600	265	257,0	167,0	100,0	146,7
57	48	8	2	608	267	257,0	204,1	100,0	147,6
58	33	12	3	620	270	257,0	167,0	100,0	148,8
59	20	12	3	632	273	257,0	167,0	100,0	150,0
60	19	4	1	636	274	257,0	288,0	100,0	150,4
61	10	4	1	640	275	257,0	288,0	100,0	150,8
62	46	18	4	658	279	288,4	160,9	100,0	152,8
63	22	9	2	667	281	288,4	226,5	100,0	153,8
64	45	44	9	711	290	312,8	116,8	99,9	158,7
65	31	11	2	722	292	350,8	270,9	99,8	160,1
66	64	6	1	728	293	381,8	413,4	99,8	160,9
67	8	7	1	735	294	443,3	475,0	99,8	161,8
68	2	8	1	743	295	504,2	536,1	99,7	163,0

**Amostra: IT-17****30 cristais de Apatita**

n	Ns	Ni	$\Sigma$ Ns	$\Sigma$ Ni	Idade	$\pm$ 1s	P(%)	Sum age	$\pm$ 1s
1	4	3	4	3	86,8	66,6	---	86,8	66,6
2	6	4	10	7	97,6	63,4	90,6	93,0	46,3
3	5	3	15	10	108,3	79,5	97,8	97,6	40,5
4	5	3	20	13	108,3	79,5	99,6	100,1	36,4
5	4	2	24	15	129,8	112,8	99,8	104,0	35,1
6	4	2	28	17	129,8	112,8	99,9	107,1	33,9
7	11	5	39	22	142,6	77,7	99,9	115,2	31,9
8	11	5	50	27	142,6	77,7	99,9	120,3	30,1
9	12	5	62	32	155,4	83,6	99,9	125,8	28,9
10	5	2	67	34	161,8	135,9	100,0	127,9	28,6
11	5	2	72	36	161,8	135,9	100,0	129,8	28,2
12	5	2	77	38	161,8	135,9	100,0	131,5	27,8
13	8	3	85	41	172,5	117,5	100,0	134,5	27,5
14	8	3	93	44	172,5	117,5	100,0	137,1	27,1
15	3	1	96	45	193,7	224,2	100,0	138,4	27,0
16	3	1	99	46	193,7	224,2	100,0	139,6	27,0
17	6	2	105	48	193,7	158,8	100,0	141,8	26,9
18	12	4	117	52	193,7	112,8	100,0	145,8	26,6
19	18	5	135	57	231,8	118,4	100,0	153,4	26,8
20	4	1	139	58	257,0	288,0	100,0	155,2	26,9
21	12	3	151	61	257,0	167,0	100,0	160,3	27,1
22	8	2	159	63	257,0	204,1	100,0	163,4	27,2
23	4	1	163	64	257,0	288,0	100,0	164,8	27,2
24	4	1	167	65	257,0	288,0	100,0	166,3	27,3
25	4	1	171	66	257,0	288,0	100,0	167,6	27,3
26	9	2	180	68	288,4	226,5	100,0	171,2	27,5
27	5	1	185	69	319,7	351,0	100,0	173,4	27,6
28	5	1	190	70	319,7	351,0	100,0	175,5	27,8
29	12	2	202	72	381,8	293,0	100,0	181,3	28,3
30	19	3	221	75	402,3	251,8	100,0	190,3	29,1

**Amostra: IT-18****36 cristais de Apatita**

n	Ns	Ni	$\Sigma$ Ns	$\Sigma$ Ni	Idade	$\pm 1s$	P(%)	Sum age	$\pm 1s$
1	5	3	5	3	108,3	79,5	---	108,3	79,5
2	9	5	14	8	116,9	65,8	93,3	113,7	51,1
3	17	8	31	16	137,8	60,0	94,8	125,8	39,8
4	8	3	39	19	172,5	117,5	96,1	133,2	38,5
5	11	4	50	23	177,8	104,7	97,3	141,0	37,0
6	23	8	73	31	185,8	77,5	97,3	152,5	34,6
7	6	2	79	33	193,7	158,8	98,8	155,1	34,1
8	13	4	92	37	209,6	120,9	99,1	161,0	33,5
9	10	3	102	40	214,9	142,4	99,4	165,0	33,1
10	14	4	116	44	225,4	128,9	99,5	170,5	32,7
11	7	2	123	46	225,4	181,5	99,7	172,9	32,5
12	19	5	142	51	244,4	124,2	99,7	180,0	32,3
13	4	1	146	52	257,0	288,0	99,8	181,5	32,3
14	12	3	158	55	257,0	167,0	99,9	185,6	32,2
15	8	2	166	57	257,0	204,1	99,9	188,1	32,1
16	8	2	174	59	257,0	204,1	99,9	190,5	32,0
17	8	2	182	61	257,0	204,1	100,0	192,7	31,9
18	4	1	186	62	257,0	288,0	100,0	193,7	31,8
19	13	3	199	65	278,0	179,3	100,0	197,6	31,8
20	22	5	221	70	282,2	141,4	100,0	203,7	31,8
21	22	5	243	75	282,2	141,4	100,0	209,0	31,7
22	9	2	252	77	288,4	226,5	100,0	211,0	31,6
23	9	2	261	79	288,4	226,5	100,0	213,0	31,6
24	23	5	284	84	294,7	147,1	100,0	217,9	31,5
25	10	2	294	86	319,7	248,8	100,0	220,3	31,6
26	5	1	299	87	319,7	351,0	100,0	221,4	31,6
27	5	1	304	88	319,7	351,0	100,0	222,6	31,6
28	11	2	315	90	350,8	270,9	100,0	225,4	31,7
29	6	1	321	91	381,8	413,4	100,0	227,2	31,8
30	36	6	357	97	381,8	170,8	100,0	236,9	32,3
31	12	2	369	99	381,8	293,0	100,0	239,8	32,5
32	13	2	382	101	412,6	314,9	100,0	243,3	32,7
33	13	2	395	103	412,6	314,9	100,0	246,6	32,9
34	26	4	421	107	412,6	223,7	100,0	252,9	33,2
35	13	2	434	109	412,6	314,9	100,0	255,9	33,4
36	9	1	443	110	564,5	596,6	100,0	258,7	33,6

**Amostra: IT-19****57 cristais de Apatita**

n	Ns	Ni	$\Sigma$ Ns	$\Sigma$ Ni	Idade	$\pm 1s$	P(%)	Sum age $\pm 1s$	
1	3	3	3	3	65,2	53,5	---	65,2	53,5
2	5	5	8	8	65,2	41,5	---	65,2	33,0
3	5	4	13	12	81,4	55,0	96,5	70,6	28,8
4	7	5	20	17	91,1	53,8	97,7	76,7	25,9
5	10	7	30	24	93,0	46,3	98,9	81,4	23,1
6	6	4	36	28	97,6	63,4	99,6	83,7	22,0
7	6	4	42	32	97,6	63,4	99,9	85,5	21,0
8	6	4	48	36	97,6	63,4	100,0	86,8	20,2
9	5	3	53	39	108,3	79,5	100,0	88,5	19,8
10	5	3	58	42	108,3	79,5	100,0	89,9	19,4
11	7	4	65	46	113,7	71,8	100,0	92,0	19,0
12	9	5	74	51	116,9	65,8	100,0	94,4	18,6
13	9	5	83	56	116,9	65,8	100,0	96,4	18,2
14	6	3	89	59	129,8	92,3	100,0	98,1	18,0
15	4	2	93	61	129,8	112,8	100,0	99,2	17,9
16	6	3	99	64	129,8	92,3	100,0	100,6	17,8
17	16	8	115	72	129,8	57,0	100,0	103,9	17,4
18	2	1	117	73	129,8	159,3	100,0	104,2	17,4
19	8	4	125	77	129,8	80,1	100,0	105,5	17,2
20	4	2	129	79	129,8	112,8	100,0	106,2	17,1
21	4	2	133	81	129,8	112,8	100,0	106,7	17,0
22	2	1	135	82	129,8	159,3	100,0	107,0	17,0
23	11	5	146	87	142,6	77,7	100,0	109,1	16,9
24	11	5	157	92	142,6	77,7	100,0	110,9	16,7
25	9	4	166	96	145,8	88,3	100,0	112,4	16,7
26	7	3	173	99	151,2	104,9	100,0	113,5	16,6
27	7	3	180	102	151,2	104,9	100,0	114,7	16,6
28	10	4	190	106	161,8	96,5	100,0	116,4	16,6
29	5	2	195	108	161,8	135,9	100,0	117,3	16,5
30	5	2	200	110	161,8	135,9	100,0	118,1	16,5
31	5	2	205	112	161,8	135,9	100,0	118,9	16,5
32	5	2	210	114	161,8	135,9	100,0	119,6	16,5
33	11	4	221	118	177,8	104,7	100,0	121,6	16,6
34	6	2	227	120	193,7	158,8	100,0	122,8	16,6
35	6	2	233	122	193,7	158,8	100,0	124,0	16,6
36	6	2	239	124	193,7	158,8	100,0	125,1	16,7
37	9	3	248	127	193,7	130,0	100,0	126,8	16,7

38	12	4	260	131	193,7	112,8	100,0	128,8	16,8
39	9	3	269	134	193,7	130,0	100,0	130,3	16,8
40	3	1	272	135	193,7	224,2	100,0	130,7	16,8
41	3	1	275	136	193,7	224,2	100,0	131,2	16,9
42	3	1	278	137	193,7	224,2	100,0	131,7	16,9
43	3	1	281	138	193,7	224,2	100,0	132,1	16,9
44	3	1	284	139	193,7	224,2	100,0	132,6	16,9
45	6	2	290	141	193,7	158,8	100,0	133,4	16,9
46	3	1	293	142	193,7	224,2	100,0	133,9	16,9
47	3	1	296	143	193,7	224,2	100,0	134,3	16,9
48	7	2	303	145	225,4	181,5	100,0	135,5	17,0
49	7	2	310	147	225,4	181,5	100,0	136,8	17,1
50	7	2	317	149	225,4	181,5	100,0	138,0	17,1
51	8	2	325	151	257,0	204,1	100,0	139,6	17,2
52	8	2	333	153	257,0	204,1	100,0	141,1	17,3
53	8	2	341	155	257,0	204,1	100,0	142,6	17,4
54	8	2	349	157	257,0	204,1	100,0	144,1	17,5
55	5	1	354	158	319,7	351,0	100,0	145,2	17,6
56	5	1	359	159	319,7	351,0	100,0	146,3	17,7
57	5	1	364	160	319,7	351,0	100,0	147,4	17,8

**Amostra: IT-22B****33 cristais de Apatita**

n	Ns	Ni	$\Sigma$ Ns	$\Sigma$ Ni	Idade	$\pm 1s$	P(%)	Sum age	$\pm 1s$
1	6	5	6	5	78,2	47,7	---	78,2	47,7
2	9	6	15	11	97,6	51,9	78,1	88,8	35,9
3	16	8	31	19	129,8	57,0	77,6	106,1	31,9
4	12	6	43	25	129,8	65,6	88,8	111,8	29,3
5	10	5	53	30	129,8	71,7	95,1	114,8	27,6
6	22	10	75	40	142,6	55,4	96,6	121,8	25,5
7	20	9	95	49	144,1	58,8	98,1	125,9	24,0
8	16	7	111	56	148,1	68,0	99,0	128,6	23,2
9	23	10	134	66	149,0	57,5	99,5	131,7	22,1
10	14	6	148	72	151,2	74,6	99,7	133,4	21,6
11	7	3	155	75	151,2	104,9	99,9	134,1	21,3
12	12	5	167	80	155,4	83,6	100,0	135,4	21,0
13	34	14	201	94	157,3	51,3	100,0	138,7	20,2
14	10	4	211	98	161,8	96,5	100,0	139,6	20,0
15	15	6	226	104	161,8	79,1	100,0	140,9	19,7
16	19	7	245	111	175,5	78,7	100,0	143,1	19,5

17	14	5	259	116	181,0	95,3	100,0	144,7	19,4
18	21	7	280	123	193,7	85,8	100,0	147,5	19,4
19	12	4	292	127	193,7	112,8	100,0	149,0	19,3
20	9	3	301	130	193,7	130,0	100,0	150,0	19,3
21	22	7	323	137	202,8	89,3	100,0	152,7	19,3
22	19	6	342	143	204,3	96,9	100,0	154,9	19,2
23	16	5	358	148	206,4	106,9	100,0	156,6	19,2
24	20	6	378	154	214,9	101,3	100,0	158,9	19,2
25	18	5	396	159	231,8	118,4	100,0	161,2	19,3
26	18	5	414	164	231,8	118,4	100,0	163,4	19,4
27	22	6	436	170	236,0	110,1	100,0	166,0	19,4
28	16	4	452	174	257,0	145,0	100,0	168,1	19,5
29	16	4	468	178	257,0	145,0	100,0	170,1	19,6
30	12	3	480	181	257,0	167,0	100,0	171,5	19,7
31	20	5	500	186	257,0	129,9	100,0	173,9	19,7
32	14	3	514	189	298,9	191,5	100,0	175,9	19,9
33	11	2	525	191	350,8	270,9	100,0	177,7	20,0

**Amostras: IT-15\*e IT-23\***

Zeta:354,0±8,4

Irrad.: IPEN 09-2

RhoD: 3.638 x10<sup>5</sup>tr/cm<sup>2</sup>

Nd:15280

Microscópio: Zeiss

Grid Size: 100 µm<sup>2</sup>**Amostra: IT-15\*****15 cristais de Apatita**

n	Ns	Ni	Σ Ns	Σ Ni	Idade	± 1s	P(%)	Sum age	± 1s
1	29	13	29	13	142,1	47,6	---	142,1	47,5
2	24	9	53	22	169,5	66,4	72,8	153,3	39,0
3	14	5	67	27	177,8	92,8	91,0	157,8	36,2
4	12	4	79	31	190,3	110,0	96,3	162,0	34,6
5	9	3	88	34	190,3	127,0	98,7	164,5	33,5
6	12	4	100	38	190,3	110,0	99,5	167,3	32,1
7	13	4	113	42	206,0	117,9	99,7	171,0	31,2
8	21	6	134	48	221,5	102,7	99,7	177,3	30,1
9	4	1	138	49	252,6	282,4	99,9	178,8	30,0
10	8	2	146	51	252,6	199,8	99,9	181,8	29,9
11	9	2	155	53	283,4	221,7	99,9	185,6	29,9
12	24	5	179	58	301,9	148,6	99,6	195,7	29,9
13	10	2	189	60	314,2	243,5	99,7	199,7	30,0
14	17	3	206	63	354,9	222,4	99,4	207,2	30,2

15	15	2	221	65	465,7	350,8	98,5	215,3	30,8
----	----	---	-----	----	-------	-------	------	-------	------

**Amostra: IT-23\*****13 cristais de Apatita**

n	Ns	Ni	$\Sigma$ Ns	$\Sigma$ Ni	Idade	$\pm 1s$	P(%)	Sum age $\pm 1s$	
1	14	8	14	8	111,7	49,6	---	111,7	49,6
2	32	16	46	24	127,5	39,2	80,4	122,3	30,9
3	9	4	55	28	143,3	86,2	94,1	125,3	29,2
4	37	15	92	43	156,9	48,2	92,4	136,3	25,4
5	10	4	102	47	159,0	94,2	96,9	138,3	24,6
6	5	2	107	49	159,0	133,1	98,9	139,1	24,2
7	49	19	156	68	164,0	44,5	99,1	146,1	21,5
8	32	12	188	80	169,5	57,5	99,4	149,6	20,3
9	33	12	221	92	174,7	59,1	99,6	152,9	19,3
10	23	8	244	100	182,5	75,1	99,8	155,2	18,8
11	79	27	323	127	185,7	41,7	99,7	161,7	17,4
12	40	10	363	137	252,6	89,5	98,2	168,4	17,4
13	9	2	372	139	283,4	221,7	98,4	170,1	17,4



