**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**IDADES U-Pb DE ZIRCÕES DETRÍTICOS DO GRUPO ESTRONDO E
SUA IMPORTÂNCIA PARA A HISTÓRIA GEOLÓGICA DO
CINTURÃO ARAGUAIA**

Autor: Noel Teixeira Kuberek

Orientador: Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Tectônica**

SÃO PAULO

2021

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**IDADES U-Pb DE ZIRCÕES DETRÍTICOS DO GRUPO ESTRONDO E
SUA IMPORTÂNCIA PARA A HISTÓRIA GEOLÓGICA DO
CINTURÃO ARAGUAIA**

NOEL TEIXEIRA KUBEREK

Dissertação apresentada ao Programa
Geociências (Geoquímica e Geotectônica) para
obtenção do título de Mestre em Ciências

Área de Concentração: Geotectônica

Orientador: Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

SÃO PAULO
2021

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

“Idades U-Pb de zircões detríticos do Grupo Estrondo e sua importância para a história geológica do Cinturão Araguaia”

NOEL TEIXEIRA KUBEREK

Orientador: Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

Dissertação de Mestrado

Nº 879

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Umberto Giuseppe Cordani

Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb

Dr. Vinícius Tieppo Meira

SÃO PAULO

2021

Agradecimentos

Agradeço à minha família, ao meu pai Thomas, à minha mãe Célia Maria, à minha irmã Lara e ao meu irmão Miguel, por todo carinho, paciência, suporte e incentivo. Sou muito grato ao Professor Umberto Cordani pela oportunidade de desenvolver este projeto de pesquisa, pela amizade, orientação acadêmica e, sobretudo, pela paciência e liberdade no processo de amadurecimento do meu pensamento geológico. Agradeço ao Professor Paulo Sérgio Gorayeb por todo o apoio durante o desenvolvimento dos trabalhos de campo e pelos conhecimentos transmitidos sobre o Cinturão Araguaia. Gostaria de agradecer também a todos os professores, técnicos e funcionários do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo que me ajudaram direta e indiretamente a desenvolver este trabalho. Quero deixar aqui o meu agradecimento especial ao pessoal do CPGeo, especialmente ao Professor Miguel Basei e toda a equipe do Laboratório de LA-ICP-MS, que, mesmo em tempos de pandemia, possibilitaram a execução das minhas análises isotópicas para esta pesquisa. Agradeço aos amigos pelos bons e difíceis momentos compartilhados. Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de estudos, que foi essencial para me manter em São Paulo ao longo do tempo de trabalho deste estudo.

**Além da Terra, além do Céu,
no trampolim do sem-fim das estrelas,
no rastro dos astros,
na magnólia das nebulosas.
Além, muito além do sistema solar,
até onde alcançam o pensamento e o coração,
vamos!**

Carlos Drummond de Andrade

Resumo

Kuberek, N.T., 2021, Idades U-Pb de zircões detríticos do Grupo Estrondo e sua importância para a história geológica do Cinturão Araguaia [Dissertação de Mestrado], São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 86 p.

O Cinturão Araguaia é um cinturão orogênico localizado na região centro-norte do Brasil e corresponde à porção setentrional da Província Tectônica Tocantins. Consiste em um orógeno formado durante os estágios finais da amalgamação tectônica do oeste do Supercontinente Gondwana. O fechamento do Oceano Goiás-Farusiano culminou na colisão entre o bloco continental em processo de separação de Rodínia, formado pelos crátons Amazônico, Oeste Africano e Bloco do Parnaíba, com o Bloco Central Africano, constituído pelos crátons São Francisco-Congo, Sahara, Kalahari, Rio de La Plata e Paranapanema. O Cinturão Araguaia foi gerado pela inversão tectônica da bacia sedimentar alongada que existia no aulacógeno entre o Cráton Amazônico e o Bloco do Parnaíba. Nessa bacia, foram depositados os sedimentos que, posteriormente, formaram as rochas metassedimentares do Grupo Estrondo. Existem evidências de variações laterais no preenchimento sedimentar dessa bacia, com sedimentos originados de fontes arqueanas e proterozoicas. No topo estratigráfico do Grupo Estrondo, representado pela Formação Xambioá, prevaleceu a deposição de sedimentos provenientes de rochas ediacaranas. A principal fonte desses sedimentos seria possivelmente o conjunto de rochas formadas na enorme cordilheira montanhosa de escala continental, denominada Orógeno Gondwana Oeste, que teve seu início orogênico por volta de 620 Ma e continuou com diversos pulsos colisionais durante o Ciclo Orogrênico Brasileiro-Pan Africano. Os zircões detríticos mais novos encontrados nas rochas metassedimentares da Formação Xambioá (Grupo Estrondo) apontam idade máxima de deposição por volta de 560 Ma. Rochas magmáticas tardi-cinemáticas, associadas às rochas metassedimentares do Grupo Estrondo, possuem idade entre 540 e 534 Ma. Essas idades balizam o ápice orogênico, que gerou o pico do metamorfismo regional, entre cerca de 560 e 540 Ma.

Palavras-chave: Cinturão Araguaia, Grupo Estrondo, Zircão Detrítico, Geocronologia; Geocronologia U-Pb em Monazita, Neoproterozoico.

Abstract

Kuberek, N.T., 2021, U-Pb ages of detrital zircons of the Estrondo Group and their importance for the geological history of the Araguaia Belt [Master's Dissertation], São Paulo, Institute of Geosciences, University of São Paulo, 86 p.

The Araguaia Belt is an orogenic belt located in the northern-central region of Brazil and corresponds to the northern part of the Tocantins Tectonic Province. It consists of an orogen formed during the late stages of the Neoproterozoic tectonic amalgamation of the western part of the Gondwana Supercontinent. The closure of the Goiás-Pharusian Ocean culminated in the collision between the continental block in process of separation of Rodinia, formed by the Amazonian, West African cratons and the Parnaíba Block, with the Central African Block, comprising the San Francisco-Congo, Saharan, Kalahari, Rio de La Plata and Paranapanema cratons. The Araguaia Belt was generated by the tectonic inversion of the elongated sedimentary basin that existed as an aulacogen formed between the Amazonian craton and the Parnaíba Block. The sediments that were deposited in this basin, were later transformed into the metasedimentary rocks of the Estrondo Group. There is evidence of lateral variations in the sedimentary filling of this basin, with sediments originated from archaic and proterozoic sources. The sedimentary units at the top of the Estrondo Group, grouped in the Xambioá Formation, were formed mainly by deposition of ediacaran sediments. The main source of them would be the rocks formed in the huge mountain range of continental scale, called West Gondwana Orogen, which had its orogenic beginning around 620 Ma and continued with several collisional pulses during the Brasiliano-Pan African Orogenic Cycle. The youngest detrital zircons grains found in the Xambioá Formation (Estrondo Group) point out to a maximum depositional age of around 560 Ma. Tardi-kinematics magmatic rocks associated with the metasedimentary rocks of the Estrondo Group are aged between 540 and 534 Ma. These ages mark the orogenic apex, that generated the regional metamorphic peak, between circa 560 and 540 Ma.

Keywords: Araguaia Belt, Estrondo Group, Detrital Zircon, Geochronology, U-Pb Monazite Geochronology, Neoproterozoic.

Índice

1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 - O Cinturão Araguaia	1
1.2 - Objetivo e Relevância da Pesquisa	3
2 - GEOLOGIA REGIONAL	4
3 - DESENVOLVIMENTO DO PROJETO	10
3.1 - Trabalho de Campo e Amostragem	10
3.2 - Análises Petrográficas.....	14
3.3 - Preparação das Amostras para Geocronologia.....	14
3.4 - Preparação de Imagens ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)	16
3.5 - Datação Radiométrica U-Th-Pb	17
3.6 - Análises U-Pb LA-ICP-MS em Zircão e Monazita	20
4 - CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS	21
4.1 - Região Norte	21
4.2 - Região Central e Meridional.....	28
5 - CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ.....	32
6 - RESULTADOS	38
6.1 - Idades de Zircões Detríticos	38
6.2 - Imagens dos Zircões Detríticos	39
6.3 - Proveniência dos Zircões Detríticos	41
6.4 - Idade Máxima de Deposição da Formação Xambioá	49
6.5 - Idades de Cristais de Monazita.....	58
6.6 - Idade Mínima da Formação Xambioá	58
7 - HISTÓRIA GEOLÓGICA DO CINTURÃO ARAGUAIA	66
8 – CONCLUSÕES	70

9 - AGRADECIMENTOS	71
10 - REFERÊNCIAS	72

Lista de Figuras

FIGURA 1 – MAPA EM ESCALA CONTINENTAL DO NORTE E NORDESTE DO BRASIL E NOROESTE DA ÁFRICA EM UMA RECONSTRUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA PRÉ- <i>DRIFT</i> QUE INDICA A POSIÇÃO DO CINTURÃO ARAGUAIA E DAS UNIDADES TECTÔNICAS VIZINHAS (MODIFICADO DE CORDANI <i>ET AL.</i> , 2013).....	3
FIGURA 2 - MAPA GEOLÓGICO REGIONAL DO CINTURÃO ARAGUAIA E UNIDADES TECTÔNICAS ADJACENTES COM INDICAÇÃO DAS PRINCIPAIS IDADES. (ADAPTADO DE GORAYEB <i>ET AL.</i> , 2008).....	5
FIGURA 3 - REGIÕES DE COLETA DAS AMOSTRAS PARA GEOCRONOLOGIA DO GRUPO ESTRONDO NO CINTURÃO ARAGUAIA. REGIÕES: I) XAMBIOÁ, II) COLMEIA-GUARAÍ, III) PARAÍSO DO TOCANTINS.....	11
FIGURA 4 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO E ACESSO. A) MAPA DO BRASIL NA AMÉRICA DO SUL COM LOCALIZAÇÃO DA REGIÃO DE ESTUDO. B) REGIÃO ESTUDADA COM LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS VISITADAS. C), D) E E) ÁREAS NAS PROXIMIDADES DE XAMBIOÁ, COLMEIA E PARAÍSO DO TOCANTINS, RESPECTIVAMENTE, COM LOCALIZAÇÃO E ACESSO AOS AFLORAMENTOS VISITADOS.	12
FIGURA 5 - INSTRUMENTOS E EQUIPAMENTOS DO LABORATÓRIO DE SEPARAÇÃO DE AMOSTRAS (LSP) DO CPGeo USP EXTRAÍDO DE PASSARELLI <i>ET AL.</i> (2009).....	15
FIGURA 6 – DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DAS PRINCIPAIS PARTES DE UM MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV) (MODIFICADO DE INKSON, 2016).....	16
FIGURA 7 - ESQUEMA DE FUNCIONAMENTO DO EQUIPAMENTO DE LA-ICP-MS (MODIFICADO DE VROON <i>ET AL.</i> , 2008).	19
FIGURA 8 - ESQUEMA DE FUNCIONAMENTO DA PARTE DO EQUIPAMENTO DE ESPECTROMETRIA DE MASSAS (MODIFICADO DO MANUAL DO FABRICANTE, THERMO FISHER SCIENTIFIC).	20
FIGURA 9 - MAPA DE PONTOS NA REGIÃO NORTE (FOLHA XAMBIOÁ SB.22-Z-B 1:250000 CPRM - BRASIL).	23
FIGURA 10 - FORMAS DE OCORRÊNCIA DOS AFLORAMENTOS VISITADOS DURANTE OS TRABALHOS DE CAMPO. A) PONTO NK02, LAJEDO DE GRANADA-BIOTITA XISTO DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ NA CIDADE DE SÃO GERALDO DO ARAGUAIA. B) PONTO NK03, AFLORAMENTO DE QUARTZITO DA FORMAÇÃO MORRO DO CAMPO NA REGIÃO DA CIDADE DE XAMBIOÁ. O QUARTZITO APRESENTA ESTRUTURAÇÃO VERTICALIZADA. C) PONTO NK17, LAJEDO DO GRANITO RAMAL DO LONTRA, A ROCHA MAGMÁTICA APRESENTA LEVE FOLIAÇÃO MARCADA POR ORIENTAÇÃO DE MICAS. D) PONTO NK22, LAJEDO DE PARAGNAISSE COMPOSTO POR BIOTITA, PLAGIOCLÁSIO E QUARTZO DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ PRÓXIMO AO VILAREJO MATINHA NA REGIÃO DA CIDADE DE COLMEIA, TO. E) PONTO NK19, AFLORAMENTO EM PEDREIRA DE PARAGNAISSE DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ NA REGIÃO DE PRESIDENTE KENEDY, TO. F) PONTO NK24, LAJEDO DE ROCHA DE COMPOSIÇÃO GRANÍTICA INTERCALADO COM BIOTITA XISTO SEGUNDO MESMA FOLIAÇÃO DE STRIKE N-S E SUBVERTICAL.....	26
FIGURA 11 - FORMA DE OCORRÊNCIA DO GRANADA-BIOTITA XISTO DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ, COM DESTAQUE À FOLIAÇÃO (PONTO NK02): A, B E C) DETALHE PARA A XISTOSIDADE CRENULADA COM EIXO DE CRENULAÇÃO APROXIMADAMENTE N-S. B) CLIVAGEM DE CRENULAÇÃO. D, E E F) DETALHE PARA BANDAS DE CISLHAMENTO SINISTRAIS DE ESCALA MÉTRICA QUE CORTAM O AFLORAMENTO COM DIREÇÃO APROXIMADAMENTE N-S.	27

FIGURA 12 - FORMA DE OCORRÊNCIA DE ROCHAS CARBONÁTICAS ENTRE QUARTZITO DA FORMAÇÃO MORRO DO CAMPO E XISTO DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ (PONTOS NK05 E NK10). A) E B) EXIBEM PANORAMA ONDE SE LOCALIZA O CONTATO ENTRE QUARTZITO, QUE SEGURA O RELEVO DA SERRA DOS MARTÍRIOS-ANDORINHAS, COM BIOTITA-XISTO E MÁRMORE DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ. C) E D) ILUSTRAM PAREDE DA CAVA A CÉU ABERTO DE MINERAÇÃO, ONDE É POSSÍVEL OBSERVAR CAMADAS DE MÁRMORE COM COLORAÇÃO VARIANDO DE CINZA A BRANCO, REFLETINDO A ALTERNÂNCIA ENTRE OS TEORES CALCÍDICOS E DOLOMÍTICOS. E) E F) APRESENTAM DETALHE PRÓXIMO AO CONTATO ENTRE O XISTO E O MÁRMORE. EVIDENCIAM RAMPAS NO XISTO, COM <i>STRIKE</i> NE-SW E MERGULHO PARA SE. LINEAÇÃO MINERAL NA DIREÇÃO DO MERGULHO E EVIDÊNCIA DE TRANSPORTE DE MASSA PARA NW.....	28
FIGURA 13 – RECORTE DO MAPA GEOLÓGICO DA FOLHA CONCEIÇÃO DO ARAGUAIA (SC.22-XB) DA CPRM, COM POSICIONAMENTO DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS.	29
FIGURA 14 – RECORTE DO MAPA GEOLÓGICO DA FOLHA MIRACEMA DO NORTE (SC.22-X-D) DA CPRM COM POSICIONAMENTO DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS.	31
FIGURA 15 – OCORRÊNCIA DE ROCHAS DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ ENCONTRADAS NA REGIÃO DE COLMEIA E PARAÍSO DO TOCANTINS, NA PARTE CENTRAL E SUL DO CINTURÃO ARAGUAIA, RESPECTIVAMENTE. A) E B) PONTO NK22 PRÓXIMO À CIDADE DE COLMEIA. O AFLORAMENTO EXIBE BIOTITA-PLAGIOCLÁSIO GNAISSE COM FOLIAÇÃO PENETRATIVA, COM DIREÇÃO GERAL NNW. EM B) É POSSÍVEL OBSERVAR ESSA FOLIAÇÃO EM DETALHE. C) (NK24) E E) (NK23), AFLORAMENTOS NA REGIÃO AO SUL, EXIBEM PORÇÕES INTIMAMENTE MISTURADAS COM OS XISTOS FELDSPÁTICOS CARACTERIZANDO NEOSSOMAS, EM ESTRUTURAS MIGMATÍTICAS ESTROMATÍTICAS, PARALELIZADAS À XISTOSIDADE DE DIREÇÃO APROXIMADAMENTE N-S/ SUBVERTICAL. D) E F) MOSTRAM OS RESPECTIVOS DETALHES DESSAS ROCHAS.	32
FIGURA 16 - FOTOMICROGRAFIAS QUE DEMONSTRAM ASPECTOS GERAIS DOS XISTOS DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ. A) PADRÃO DE INTERFERÊNCIA DE FASES DEFORMACIONAIS ENCONTRADO NO PONTO NK02. FICA EVIDENTE, NA PETROGRAFIA, QUE A XISTOSIDADE, MARCADA POR DOMÍNIOS LEPIDOBLÁSTICOS DE BIOTITA E MUSCOVITA E INTERCALADA COM DOMÍNIOS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS, SE ENCONTRA DOBRADA PELA CRENULAÇÃO APRESENTADA NA FIG. 12. B) ESTAUROLITA-GRANADA XISTO DO PONTO NK04. OS CRISTAIS DE ESTAUROLITA APRESENTAM BORDAS CONSUMIDAS E ALTERADAS PARA QUARTZO E CLORITA. C) ROCHA COM CRISTAIS DE HORNBLENDA ESTIRADOS POR FOLIAÇÃO PENETRATIVA EM CONDIÇÕES DE FÁCIES ANFIBOLITO. D) GRANADA-BIOTITA XISTO COM FOLIAÇÃO S-C E GRÃOS DE GRANADA COM GOLFOS DE REABSORÇÃO E BORDAS IRREGULARES. E) AMOSTRA NK18, PORFIROBLASTO DE PLAGIOCLÁSIO ROTACIONADO POR FOLIAÇÃO CISALHANTE. FOLIAÇÃO INTERNA, MARCADA DENTRO DO CRISTAL DE PLAGIOCLÁSIO, OBLÍQUA À FOLIAÇÃO EXTERNA. F) DETALHE PARA CRISTAL SUBÉDRICO DE GRANADA COM INCLUSÕES DE QUARTZO E OPACOS, E BORDAS IRREGULARES.	35
FIGURA 17 - IMAGENS COM ASPECTOS GERAIS DOS XISTOS FELDSPÁTICOS MIGMATIZADOS DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ (AMOSTRAS NK23, NK24, NK25): A) CORPOS TABULARES DE COMPOSIÇÃO GRANÍTICA CONCORDANTES COM A XISTOSIDADE DE BIOTITA-QUARTZO XISTO (NK25); B) DETALHE DO CONTATO CONCORDANTE ENTRE A PORÇÃO GRANÍTICA E O XISTO FELDSPÁTICO E XISTO PARALELO À FOLIAÇÃO. C) DOMÍNIO DE XISTO MIGMATIZADO COM NEOSSOMAS GRANÍTICOS NA FORMA DE LENTES COM CONCENTRAÇÕES DE BIOTITA REPRESENTANDO RESTITOS DO PROCESSO DE ANATEXIA (NK25); D) FOTOMICROGRAFIA COM NICOIS CRUZADOS COM DETALHE DOS DOIS DOMÍNIOS CITADOS ACIMA, DESTACANDO A TEXTURA GRANOBLÁSTICA POLIGONAL DE AMBAS AS ROCHAS. NOTAR O ALONGAMENTO DO CRISTAL DE MICROCLIMA NO CENTRO DA IMAGEM, E A ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE BIOTITA E MUSCOVITA DEFININDO A FOLIAÇÃO DAS ROCHAS; E) FOTOMICROGRAFIA EM LUZ NATURAL DEMONSTRANDO O CONTATO CONCORDANTE ENTRE OS DOMÍNIOS DE XISTO E GRANITO (AMOSTRA NK25). NOTAR MAIOR	

CONCENTRAÇÃO DE BIOTITAS ALINHADAS (XISTOSIDADE) PARALELAS À DIREÇÃO E PRÓXIMAS DO CONTATO. F)	
FOTOMICROGRAFIA DESTACANDO CRISTAL DE BIOTITA COM INCLUSÃO DE MONAZITA COM HALO PLEOCROICO. QTZ=QUARTZO, BT=BIOTITA, MNZ=MONAZITA, MC=MICROCLÍNIO, PLG=PLAGIOCLÁSIO.....	37
FIGURA 18 – IMAGENS DE GRÃOS DETRÍTICOS DE ZIRCÃO DOS MICAXISTOS ESTUDADOS, OBSERVADOS EM LUPA.	40
FIGURA 19 - CURVA DE DISTRIBUIÇÃO DE PROBABILIDADE RELATIVA DAS 453 IDADES U/Pb COM DISCORDÂNCIA <10% OBTIDAS NESTA PESQUISA.	42
FIGURA 20 – COMPARAÇÃO DOS DIAGRAMAS DE DISTRIBUIÇÃO DE DENSIDADE RELATIVA PARA GRÃOS DE ZIRCÃO DETRÍTICO DE CINCO AMOSTRAS DE ROCHAS METASSEDIMENTARES DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ (GRUPO ESTRONDO). AS IDADES U-Pb LA-ICP-MS TÊM MENOS DE 10% DE DISCORDÂNCIA. PRIMEIRA LINHA, DIAGRAMAS COM TODOS OS DADOS. SEGUNDA LINHA, DIAGRAMAS DE DETALHE PARA O INTERVALO ENTRE 0.4 E 1.2 GA. OS DIAGRAMAS APRESENTAM PICO DE MAIOR DENSIDADE RELATIVA ENTRE 650 E 560 MA. OS GRUPOS DE MAIOR PROEMINÊNCIA, G1, G2 E G3 SÃO REPRESENTADOS PELAS FAIXAS TRANSPARENTES DE CORES VERMELHA, VERDE E ROXA, RESPECTIVAMENTE.	44
FIGURA 21 – DETALHAMENTO DOS DADOS DE CADA AMOSTRA, DOS DIFERENTE SETORES ESTUDADOS.	47
FIGURA 22 - GRÃOS DE ZIRCÃO PRÉ-SELECIONADOS DA AMOSTRA NK02 COM IDADES ENTRE 580-550 MA. A FIGURA ILUSTRA A RELAÇÃO ENTRE AS IMAGENS DE LUPA, BSE E CL, COM OS PONTOS DATADOS NA IMAGEM CL, LA-ICP-MS IDADE ^{238}U - ^{206}Pb . DIÂMETRO DO SPOT = 20 μm	50
FIGURA 23 - GRÃOS DE ZIRCÃO PRÉ-SELECIONADOS DA AMOSTRA NK18 COM IDADES ENTRE 580-550 MA. A FIGURA ILUSTRA A RELAÇÃO ENTRE AS IMAGENS DE LUPA, BSE E CL, COM OS PONTOS DATADOS NA IMAGEM CL, LA-ICP-MS IDADE ^{238}U - ^{206}Pb . DIÂMETRO DO SPOT = 20 μm	51
FIGURA 24 - GRÃOS DE ZIRCÃO PRÉ-SELECIONADOS DA AMOSTRA NK23 COM IDADES ENTRE 580-550 MA. A FIGURA ILUSTRA A RELAÇÃO ENTRE AS IMAGENS DE LUPA, BSE E CL, COM OS PONTOS DATADOS NA IMAGEM CL, LA-ICP-MS IDADE ^{238}U - ^{206}Pb . DIÂMETRO DO SPOT = 20 μm	52
FIGURA 25 - DIAGRAMAS CONCÓRDIA (200-1000 MA) DE TODOS OS GRÃOS PRÉ-SELECIONADOS DAS AMOSTRAS NK02, NK18 E NK23.....	53
FIGURA 26 - IMAGENS DE CATODOLUMINESCÊNCIA DE ZIRCÕES DETRÍTICOS SELECIONADOS COM IDADES CONCORDANTES MAIS NOVAS, ENCONTRADOS NAS AMOSTRAS NK02 (A E C), NK18 (B E C) E NK23 (A, C E I). EXIBEM FORMA EXTERNA ARREDONDADA, DESGASTADA E QUEBRADA DOS GRÃOS, POSSIVELMENTE, DEVIDO A TRANSPORTE SEDIMENTAR. TEXTURA INTERNA COM ZONAS OSCILATÓRIAS, TÍPICAS DE CRISTALIZAÇÃO MAGMÁTICA, BEM-MARCADAS NOS CRISTAIS B, E E F.....	55
FIGURA 27 - DIAGRAMA CONCÓRDIA (200-1000 MA) COM A REPRESENTAÇÃO DOS DADOS DOS OITO SPOTS SELECIONADOS, COM IDADE CONCÓRDIA PRÓXIMO DE 560 MA.	57
FIGURA 28 – DIAGRAMAS EDS DE ANÁLISE PONTUAL SOBRE GRÃO DE MONAZITA. ANÁLISES DA AMOSTRA NK23 (A) E DA AMOSTRA NK25 (B).	59
FIGURA 29 – EXEMPLOS DE CRISTAIS DE MONAZITA DA AMOSTRA NK23 EM IMAGENS DE LUPA, BSE E CL. SPOTS ANALÍTICOS LA-ICP-MS E IDADE $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ MARCADOS NA IMAGEM CL. DIÂMETRO DO SPOT = 20 μm	60
FIGURA 30 - EXEMPLOS DE CRISTAIS DE MONAZITAS DA AMOSTRA NK23 EM IMAGENS DE LUPA, BSE E CL. SPOTS ANALÍTICOS LA-ICP-MS E IDADE $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ MARCADOS NA IMAGEM CL. DIÂMETRO DO SPOT = 20 μm	61
FIGURA 31 - DIAGRAMA CONCÓRDIA (INTERVALO 400 A 800 MA) COM SPOTS SELECIONADOS DA AMOSTRA NK23. IDADE CONCÓRDIA DE 533 ± 1.34 MA.	63

FIGURA 32 - DIAGRAMA CONCÓRDIA (INTERVALO 400 A 800 MA) COM OS <i>SPOTS</i> SELECIONADOS DA AMOSTRA NK25. IDADE CONCÓRDIA DE 535 ± 1.65 MA.	63
FIGURA 33 - DIAGRAMA CONCÓRDIA COM TODOS OS <i>SPOTS</i> SELECIONADOS, DAS AMOSTRAS NK23 E NK25. IDADE CONCÓRDIA DE $\sim 534 \pm 1$ MA.	64

Lista de Tabelas

TABELA 1 - LISTA DE AFLORAMENTOS COM INDICAÇÃO DE AMOSTRAGEM, CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS E POSICIONAMENTO DOS PONTOS EM COORDENADAS.	13
TABELA 2 - TABELA COM OS DADOS ANALÍTICOS DE TODOS OS GRÃOS PRÉ-SELECIONADOS. NK02 E NK18 (BIOTITA XISTO), NK23 (BIOTITA XISTO MIGMATIZADO).	56
TABELA 3 - LEGENDA PARA LEITURA DOS DADOS DE IDADE CONCÓRDIA E MSWD APRESENTADOS NOS DIAGRAMAS CONCÓRDIA ELABORADOS PELO SOFTWARE ISOPLOT ^R	57
TABELA 4 - DADOS ANALÍTICOS DOS GRÃOS DE MONAZITAS DATADOS DAS AMOSTRAS NK23 E NK25. <i>SPOTS</i> MARCADOS EM VERMELHO FORAM DESCARTADOS DEVIDO AO ALTO GRAU DE DISCORDÂNCIA OU IDADE MUITO JOVEM.	62
TABELA 5 – RELAÇÃO DE TODAS AS IDADES RELATADAS PARA A SUÍTE SANTA LUZIA.	65

1 - INTRODUÇÃO

O trabalho a ser apresentado nesta dissertação de mestrado foi desenvolvido no Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP). Este trabalho buscou investigar alguns detalhes da formação do Cinturão Araguaia durante o Neoproterozoico ao longo do processo de formação do oeste do Supercontinente Gondwana. Deste modo, este estudo procurou contribuir para o entendimento geológico da evolução tectônica da Plataforma Sul-Americana na região centro-norte do Brasil.

1.1 - O Cinturão Araguaia

Localizado na região centro-norte do Brasil, o Cinturão Araguaia é uma unidade geológica orogênica do Neoproterozoico, que constitui a parte setentrional da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1981, Alvarenga *et al.*, 2000). Ele está alongado na direção norte-sul, com cerca de 1.200 km de comprimento e até 150 km de largura. O Rio Araguaia corre preferencialmente de sul para norte sobre suas rochas e conforme suas estruturas.

O início de seu desenvolvimento está relacionado à evolução tectônica do Supercontinente Rodínia há aproximadamente 1.000 Ma. No Neoproterozóico, ocorreu um rearranjo das massas continentais com a quebra de Rodínia entre 900 e 720 Ma (Li *et al.*, 2008, 2013). Sobre os blocos continentais Amazonia e West-Africa, sujeitos a forças divergentes, ocorreu um longo sistema de riftes em que se formou o aulacógeno Araguaia-Rokelide, preenchido sucessivamente por uma importante bacia sedimentar.

A história tectônica do Cinturão Araguaia está inserida no contexto da transição do Supercontinente Rodínia para a consolidação do Gondwana.

Conjectura-se que, nesse tempo, o Oceano Goiás-Farusiano separava Rodínia de outro grande bloco continental denominado Bloco Africano (D'Agrella & Cordani, 2017). Durante essa transição, a litosfera do Oceano Goiás-Farusiano foi consumida por subducção, seguida de colisão entre os dois grandes blocos continentais. O primeiro, formado pelos crátons Amazônico e Oeste Africano, e o segundo, pelos crátons do Sahara e São Francisco-Congo (Kroener & Cordani, 2003). O registro de parte desse processo acrecionário é exposto pelo Arco Magmático de Goiás (Fig. 1), constituído por uma grande quantidade de granitoides com composição calcio-alkalina e assinatura isotópica juvenil. Essas rochas representam as raízes de arcos de ilha intraoceânicos (Pimentel *et al.*, 2000), formados num evento tectônico convergente, relacionado ao processo de subducção que consumiu toda a litosfera do Oceano

Goiás-Farusiano. Esse processo demorou cerca de 400 Ma (Ganade *et al.*, 2014). A colisão final, que se iniciou por volta de 650 Ma, formou as suturas tectônicas alinhadas segundo a mega zona de cisalhamento Transbrasiliano-Kandi (Fig. 1) (Cordani *et al.*, 2013), produzindo o Orógeno Gondwana Oeste (Ganade *et al.*, 2014). Essa zona de colisão continental encontra-se bastante erodida e expõe uma série de ocorrências de rochas que foram profundamente subductadas. Eclogitos posicionados ao longo desse lineamento marcam uma zona de sutura entre a colisão de cratons. Todas as evidências tectônicas indicam que, o Orógeno Gondwana Oeste, foi a primeira vez em que montanhas do tipo Himalaiano foram geradas na superfície do planeta Terra (Ganade *et al.*, 2014).

O cenário tectônico compressivo possivelmente causou a ativação tectônica distal do aulacógeno Araguaia-Rokelide. Assim, os esforços tectônicos distantes devido ao fechamento do Oceano Goiás-Farusiano produziram a inversão tectônica da bacia sedimentar no aulacógeno, com vergência preferencial para oeste e noroeste. Além do mais, como efeito desse regime tectônico compressivo, foram formadas as estruturas do embasamento do Complexo Colmeia, as lascas tectônicas de corpos ofiolíticos e as rochas sedimentares dos Grupos Estrondo e Tocantins foram afetadas por metamorfismo regional do tipo Barroviano (Gorayeb e Pamplona, 2010)

Figura 1 – Mapa em escala continental do norte e nordeste do Brasil e noroeste da África em uma reconstrução paleogeográfica pré-drift que indica a posição do Cinturão Araguaia e das unidades tectônicas vizinhas (Modificado de Cordani *et al.*, 2013).

No limite Ediacarano-Cambriano, ocorreu tectônica extensional com o possível colapso orogênico do Cinturão Araguaia. Esse evento é registrado pela acomodação dos pequenos corpos graníticos tardi-tectônicos da Suíte Santa Luzia como, por exemplo, os granitos Ramal do Lontra, Presidente Kennedy, Barrolândia e Santa Luzia (Abreu *et al.*, 1994; Alves, 2006 e Gorayeb *et al.*, 2019; Alves *et al.*, 2019; Gorayeb *et al.*, 2020). Por fim, o resfriamento regional foi registrado por Hasui *et al.* (1985) com idades K-Ar em biotita do Granito Ramal do Lontra e por Dias *et al.* (2017) por meio de termocronologia em zircões do Complexo Colmeia, com registro de temperaturas de aproximadamente 300°C há cerca de 500 Ma, no Cambriano.

1.2 - Objetivo e Relevância da Pesquisa

O principal objetivo desta pesquisa é investigar a proveniência de zircões detríticos e definir uma idade de sedimentação máxima para a Formação Xambioá. Essa unidade é composta por rochas metassedimentares e é considerada topo stratigráfico do Grupo Estrondo no Cinturão Araguaia. Com isto, este trabalho visa contribuir com dados geocronológicos e interpretações geológicas para aprimorar a caracterização da evolução tectônica do Cinturão

Araguaia ao longo do tempo geológico. Para atingir esse objetivo, foram utilizados métodos de investigação geocronológica e relações geológicas observadas em campo e em microscopia. O principal método geocronológico utilizado na pesquisa foi a datação U-Pb por LA-ICP-MS em grãos detríticos de zircão e grãos de monazitas, provenientes de xistos da Formação Xambioá.

2 - GEOLOGIA REGIONAL

O Cinturão Araguaia é formado por uma sucessão de rochas metamórficas psamíticas e pelíticas, com menor contribuição de rochas carbonáticas, agrupadas no Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu, 1978). Também se associam à sequência supracrustal, diversos corpos máfico-ultramáficos de natureza ofiolítica, rochas intrusivas gabroicas a graníticas, e rochas vulcânicas (Gorayeb, 1989). Ele é delimitado a leste pela sobreposição de rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Paleozoico-Mesozoico) que afloram no platô da Serra das Cordilheiras (Gorayeb *et al.*, 2008 e 2019). A oeste, suas rochas de baixo grau metamórfico estão em contato por discordância angular ou por cavalgamento sobre as rochas do Arqueano e do Paleoproterozoico do Cráton Amazônico, que inclui gnaisses TTG, terrenos metavulcanossedimentares e rochas metagranitoides dos domínios Bacajá, Carajás e Rio Maria (Vasquez & Rosa-Costa, 2008). No limite sul-sudeste, faz contato tectônico com terrenos gnáissicos e granulíticos do Paleoproterozoico associados ao Maciço de Goiás, representados pelo Complexo Rio dos Mangues (2,00 Ga) e Porto Nacional (2,14 Ga) (Gorayeb, 1996; Arcanjo & Moura, 2000). Na fronteira sudoeste, as rochas do Cinturão Araguaia estão recobertas por sedimentos neógenos da Bacia do Bananal.

Figura 2 - Mapa geológico regional do Cinturão Araguaia e unidades tectônicas adjacentes com indicação das principais idades. (Adaptado de Gorayeb *et al.*, 2008).

Na parte leste do Cinturão Araguaia, o embasamento aflora em núcleos erodidos de braquianticlinais, com estrutura dômica, do Complexo Colmeia (Fig. 2). Esses núcleos representam porções do embasamento que foram tectonicamente exumados nas sequências sedimentares supracrustais (Abreu *et al.*, 1994; Gorayeb & Alves, 2003; Gorayeb *et al.*, 2008). Eles são compostos por suítes de ortognaisses tipo TTG de idade arqueana (entre 2,5 e 2,9 Ga), onde estão intrudidos os granitoides Serrote e Cantão, do Paleoproterozoico (1,85 Ga) (Moura & Gaudette, 1993; Alvarenga *et al.*, 2000).

A similaridade petrológica, estrutural e geocronológica dessas rochas indicam uma correlação com o Cráton Amazônico, que está localizado cerca de 200 km a oeste e corresponde ao embasamento da parte ocidental do Cinturão Araguaia (Moura & Gaudette, 1999; Dias *et al.*, 2017). Algumas dessas similaridades podem ser listadas, como, por exemplo, magmatismo TTG formado em um intervalo de tempo similar, intrusão de granitos orosirianos (2,06 e 1,87 Ga) e fonte juvenil mesoarqueana (Assis *et al.*, 2021).

No embasamento sudeste do Cinturão Araguaia, alojados nos gnaisses do Complexo Rio dos Mangues estão os complexos alcalinos representados pelos corpos de Monte Santo e Serra da Estrela (Fig. 2). Eles são constituídos por sienitos e nefelina sienitos metamorfizados (Costa *et al.*, 1983; Hasui *et al.*, 1984), que representam um evento de magmatismo alcalino subsaturado de idade 1.006 ± 86 Ma (Arcanjo & Moura, 2000). Esse evento é interpretado como marcador da fase *rift* para abertura da Bacia Araguaia, resultante da fragmentação do Supercontinente Rodínia (Alvarenga *et al.*, 2000; Arcanjo *et al.*, 2001). Alguns autores dataram essas rochas alcalinas utilizando diversos métodos (LA-ICP-MS, SHRIMP, ID-TIMS, evaporação Pb-Pb zircão) e encontraram idades cambrianas, que foram então interpretadas como de metamorfismo e geradas na recristalização dos grãos de zircão durante a Orogenia Brasileira (Arcanjo *et al.*, 2013; Iwanuch, 1991; Viana e Battilani, 2014b).

Abreu (1978) reuniu a sequência metassedimentar do Cinturão Araguaia no Supergrupo Baixo Araguaia, e o subdividiu nos Grupos Estrondo e Tocantins (Fig. 2). O Grupo Estrondo corresponde ao início da sequência e está acomodado por todo o domínio leste do Cinturão Araguaia. Sua base é formada pela Formação Morro do Campo, constituída por quartzitos muscovíticos, cianita quartzitos, magnetita quartzitos e metaconglomerados oligomíticos, sucedida pela Formação Xambioá, que é composta por muscovita-biotita xistos, cálcio xistos, restritamente mármore, metagrauvacas, xistos com granada, estarolita e/ou cianita, rochas calciossilicáticas, xistos feldspáticos e quartzo xisto (Gorayeb, 1981; Gorayeb *et al.*, 2008).

O Grupo Tocantins representa a parte ocidental e o topo estratigráfico do Cinturão Araguaia (Fig. 2). É subdividido na Formação Pequizeiro, com muscovita-clorita-quartzo xistos, magnetita filitos e quartzitos, sotoposta pela Formação Couto Magalhães, composta por filitos, ardósias, metarenitos, metarcosios e metacalcários (Abreu, 1978; Gorayeb 1981; Gorayeb *et al.*, 2008). Além disso, contém vários corpos máficos e/ou ultramáficos tectonicamente embutidos na sucessão metassedimentar, tais como os corpos ofiolíticos do

Quatipuru e Serra do Tapa e o enxame de diques de diabásio da suíte Conceição-Santana das Barreiras (Fig. 2) (Gorayeb *et al.*, 2017).

Os corpos ofiolíticos estão preferencialmente distribuídos na parte oeste do Cinturão Araguaia, em sua maioria associadas às rochas metassedimentares encaixantes do Grupo Tocantins (Fig. 2). Normalmente, são serras alongadas com as cristas alinhadas segundo direção norte-sul e com mergulhos da foliação que apontam para o leste. A associação de rochas desses corpos máficos e/ou ultramáficos é constituída por basaltos almofadados ou maciços, peridotitos serpentinizados, dunitos, cromititos e seus produtos metamórficos, esteatitos, talco xistos, silexitos e jaspilitos. Por vezes, clorita-tremolita xistos e rochas sílico-hematíticas ou sílico-carbonatadas formam espessos envelopes ao redor dos núcleos de rocha ultramáfica (Gorayeb, 1989; Paixão & Nilson, 2002; Miyagawa & Gorayeb, 2013; Barros & Gorayeb, 2019). Essa configuração é interpretada como resultante da reação entre a litosfera oceânica e as rochas encaixantes durante o processo de obdução de lascas tectônicas ofiolíticas (Paixão, 2009; Barros & Gorayeb, 2019), que representam os restos de uma crosta oceânica formada no decorrer da fase inicial de extensão tectônica do Cinturão Araguaia (Gorayeb, 1989; Paixão *et al.*, 2002; Kotschoubey *et al.*, 2005; Miyagawa & Gorayeb, 2013; Barros, 2015; Barros & Gorayeb, 2019).

Uma idade isócronica Sm-Nd de 0.76 Ga constituída por cinco amostras, incluindo diques de diabásio (dolerito) e olivina-gabro induridos nos serpentinitos, foi interpretada como a idade de formação dessa litosfera oceânica (Paixão, 2009). Valores positivos de ϵ_{Nd} para as lavas basálticas almofadadas e para os diques gabróicos evidenciam uma natureza juvenil, que, combinada com a composição toleítica dos mesmos, é um forte indicador de gênese em ambiente de expansão oceânica (Paixão, 2009).

A evolução geológica dos ofiolitos, particularmente do Complexo do Quatipuru e do Morro do Agostinho, é apresentada por Paixão & Nilson (2002) e Paixão *et al.* (2008). As rochas ultramáficas serpentinizadas desses corpos ofiolíticos equivalem ao produto da alteração de peridotitos inter-acamadados (harzburgito e dunito) do manto residual. Elas servem de encaixantes para uma suíte de diques e soleiras de gabros e piroxenitos e, também, contêm pods de cromitito e feições de infiltração de magmas, características que podem ser interpretadas como formadas na região crustal da descontinuidade de Moho (Boudier & Nicolas, 1995). Nos corpos ofiolíticos do Morro do Agostinho e Serra do Tapa, os peridotitos mantélicos são encontrados ao lado de lavas almofadadas, configuração provavelmente adquirida em ambiente

oceânico associado à zona de falhas transformantes (Paixão & Nilson, 2002; Kotschoubey *et al.*, 2005; Paixão, 2009). A Serra do Tapa é o corpo ofiolítico mais representativo do Cinturão Araguaia que se estende por mais de 80 km na direção N-S. É uma importante evidência de formação de crosta oceânica na evolução crustal nos estágios iniciais de abertura da Bacia Araguaia. Nos estágios posteriores da evolução, essa fatia de crosta oceânica foi obductada durante a fase de inversão tectônica do Orógeno Araguaia no final do Neoproterozoico (Luisa Barros & Gorayeb, 2019).

O enxame de diques de diabásio da suíte máfica Conceição-Santana das Barreiras corta as rochas metassedimentares da Formação Couto Magalhães do Grupo Tocantins, com extensão de mais de 400 km na direção NNW-SSE (Gorayeb *et al.*, 2017). Essa suíte foi acomodada antes do metamorfismo regional e representa os canais magmáticos fissurais de uma grande província ígnea (*LIP*), de composição toleítica e relacionada a tectônica extensional (Cruz & Gorayeb, 2020).

Gorayeb *et al.* (2004) denominam de Suíte Gabroica Xambica uma série de corpos de metagabros, metadiabásios e anfibolitos, alojados nas rochas metamórficas do Grupo Estrondo e nos gnaisses do embasamento do Complexo Colmeia, na região entre as cidades de Xambioá e Araguaia (Fig. 2). As idades geocronológicas dessas rochas máficas entre 750-870 Ma, obtidas pelo método de evaporação Pb-Pb em zircão, são interpretadas como a intrusão de diques, soleiras e stocks, de gabros e diabásios, durante os estágios iniciais de abertura da bacia sedimentar. Representam a fase de tectônica extensional que precedeu o metamorfismo regional, relacionado com a fase colisional principal.

Corpos graníticos são encontrados intrudidos principalmente nas rochas metamórficas do Grupo Estrondo (Fig. 2) (Moura & Gaudette, 1993). São plutons com idades próximas ao limite Proterozoico/Cambriano e incluem, por exemplo, os corpos graníticos Ramal do Lontra, Presidente Kennedy, Barrolândia e Santa Luzia. Uma série de dados de campo, propriedades texturais e relações estruturais indicam que a intrusão desses corpos ocorreu contemporaneamente ao metamorfismo regional (Abreu *et al.*, 1994; Alves, 2006; Gorayeb *et al.*, 2019). Esses magmas foram acomodados nos últimos estágios da evolução do Cinturão Araguaia e a idade de 542 ± 3 foi escolhida como representativa da cristalização magmática desses corpos graníticos (Gorayeb *et al.*, 2020). Essas rochas, provavelmente, foram formadas por fusão parcial de fontes meta-ígneas que foram posteriormente contaminadas pela assimilação de rochas metassedimentares (Alves *et al.*, 2019).

As condições metamórficas do Grupo Tocantins vão desde anquimetamorfismo até a fácies xisto verde. No Grupo Estrondo e nas regiões do embasamento leste, são apontadas condições metamórficas da fácies anfibolito médio, com estimativas de temperaturas de 550-580°C e pressões de 6-7 kbar para o pico metamórfico (Abreu *et al.*, 1994; Gorayeb & Pamplona, 2010; Pamplona & Gorayeb, 2010). Esse intervalo de pressão corresponde a uma profundidade crustal de aproximadamente 20 km.

O grau do metamorfismo que afeta o Cinturão Araguaia aumenta de oeste para leste. No segmento oeste, predominam condições de anquimetamorfismo, porém algumas rochas sedimentares sem metamorfismo são observadas ao longo de discordância erosiva, semelhante às rochas sedimentares que cobrem os granitoides arqueanos do Cráton Amazônico. Para leste, o grau metamórfico aumenta gradualmente para a fácies xisto verde, depois para anfibolito inferior e, no extremo leste, atinge condições metamórficas da fácies anfibolito médio.

Essa variação é acompanhada pelas zonas metamórficas demarcadas pelas isógradas de sericita, clorita-epidoto-magnetita, biotita, estauroлита, granada e cianita. Por fim, algumas zonas de anatexia foram identificadas devido à formação de neosoma com quartzo e feldspato potássico em biotita-xistos feldspáticos (Abreu *et al.*, 1994; Alvarenga *et al.*, 2000; Gorayeb *et al.*, 2008).

A estruturação regional do Cinturão Araguaia possui direção preferencial N-S e NNW-SSE e vergência tectônica para oeste. As estruturas estão marcadas tanto na sequência supracrustal como nas rochas do embasamento. Variações dessa direção preferencial são encontradas próximo às estruturas braquianticlinais do Complexo Colmeia ou nos domínios de zonas de cisalhamento com direção NW-SE e NNE-SSW (Abreu *et al.*, 1994; Alvarenga *et al.*, 2000; Gorayeb *et al.*, 2008). Bordalo *et al.* (2020) fizeram uma análise estrutural do domo de Xambioá e identificaram três eventos deformacionais principais. O primeiro, um evento compressional não coaxial NW-SE, responsável por formar estruturas dúcteis, como dobras abertas e foliação plano axial. O segundo, um evento caracterizado por redobramento, que desloca as estruturas do evento anterior em um padrão de interferência assimétrico. O terceiro evento é caracterizado por falhas transcorrentes sinistrais WNW-ESE, que formam zonas de cisalhamento de diferentes escalas. Essa conjuntura estrutural define a principal fase de deformação do Cinturão Araguaia. Uma tectônica colisional, relativamente intensa, resultou em maior espessamento crustal do segmento leste (Costa *et al.*, 1988a; Trindade, 2019).

3 - DESENVOLVIMENTO DO PROJETO

Esta pesquisa compõe três etapas, que serão descritas a seguir. Na primeira parte, foi feito um levantamento bibliográfico da região a ser estudada. Foi constatado o problema geológico e elaborado o projeto de pesquisa. Em seguida, a segunda etapa trata da execução do trabalho de campo e da coleta das amostras para fins geocronológicos, tomando-se todos os cuidados para esse tipo de levantamento. A terceira parte da pesquisa refere-se às investigações laboratoriais. Nessa etapa, foram feitas lâminas delgadas e as avaliações petrográficas.

Em seguida, iniciaram-se os processos de separação de minerais e preparação para geocronologia. Foram separados concentrados de cristais de monazita e zircão. Os grãos foram coletados, montados em pastilha polida, e analisados em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) para obtenção das imagens de elétrons retroespalhados (BSE) e de catodoluminescência (CL). A partir dessas imagens, iniciou-se o planejamento e execução da etapa analítica nos laboratórios de LA-ICP-MS no Centro de Pesquisas em Geocronologia e Geoquímica Isotópica (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGC/USP). As análises forneceram os resultados que serão apresentados nesta dissertação.

3.1 - Trabalho de Campo e Amostragem

Foi realizada uma campanha de campo de dez dias no Estado do Tocantins entre os dias 20 e 30 de maio de 2019. O objetivo foi observar dados geológicos e coletar amostras de rocha para análises petrográficas e geocronológicas. Foram escolhidas três principais regiões ao longo do Cinturão Araguaia: (I) Norte, (II) Centro e (III) Sul (Fig. 3), com finalidade de obter amostras representativas para toda a extensão de cerca de 800 km do Grupo Estrondo. Nesse trabalho, foram visitados um total de 26 afloramentos (Fig. 4 e Tabela 1). Foram coletadas 20 amostras ao todo (Tabela 1). 12 na Região I, próximo à cidade de Xambioá. 4 na Região II, entre Pequizeiro, Colmeia e Guaraí. 4 na Região III, próximo à cidade de Paraíso do Tocantins (Tabela 1).

Figura 3 - Regiões de coleta das amostras para geocronologia do Grupo Estrondo no Cinturão Araguaia. Regiões: I) Xambioá, II) Colmeia-Guará, III) Paraíso do Tocantins.

Figura 4 - Mapa de localização e acesso. A) Mapa do Brasil na América do Sul com localização da região de estudo. B) Região estudada com localização das áreas visitadas. C), D) e E) Áreas nas proximidades de Xambioá, Colmeia e Paraíso do Tocantins, respectivamente, com localização e acesso aos afloramentos visitados.

Tabela 1- Lista de afloramentos com indicação de amostragem, classificação das rochas e posicionamento dos pontos em coordenadas.

Pontos de Afloramento	Coordenadas				Classificação das rochas	Amostragem
	UTM (Zona 22 S)		Geográficas			
	X	Y	Lat.	Long.		
NK-01	766461	9295668	6°21'59.1"	48°35'28.8"	Filito	
NK-02	768908	9292512	6°23'41.5"	48°34'08.7"	Grt. Bt. Xisto	X
NK-03	790989	9269194	6°36'16.5"	48°22'06.6"	Quartzito	
NK-04	789114	9271372	6°35'06.0"	48°23'08.0"	Grt. St. Bt. Xisto	X
NK-05	785623	9287366	6°26'26.2"	48°25'04.2"	Mármore	
NK-06	785259	9287400	6°26'25.2"	48°25'16.1"	Mármore	
NK-07	772257	9286418	6°26'59.2"	48°32'18.8"	Quartzito Micáceo	X
NK-08	766845	9278926	6°31'03.8"	48°35'13.7"	Calciossilicática	X
NK-09	762229	9267249	6°37'24.5"	48°37'42.1"	Grafito Xisto	X
NK-10	786989	9293786	6°22'57.1"	48°24'20.9"	Bt Xisto e Mármore	
NK-11	787023	9293810	6°22'56.4"	48°24'19.8"	Bt Xisto	X
NK-12	762842	9268590	6°36'40.8"	48°37'22.3"	Grt-Bt Xisto	X
NK-13	763195	9267848	6°37'04.8"	48°37'10.7"	Grt Metagabro	X
NK-14	762342	9266902	6°37'35.8"	48°37'38.3"	Metagabro	X
NK-15	763829	9260854	6°40'52.3"	48°36'49.0"	Bt-Pl Xisto	X
NK-16	787134	9265158	6°38'28.5"	48°24'11.4"	Bt-Pl Gnaiss	X
NK-17	788349	9265610	6°38'13.5"	48°23'31.9"	Metagranito	X
NK-18	788331	9272892	6°34'16.6"	48°23'33.7"	Xisto Feldspático	X
NK-19	767031	9060982	8°29'14.7"	48°34'28.4"	Bt-Pl Gnaiss	X
NK-20	739024	9040276	8°40'33.9"	48°49'39.9"	Anfibolito	X
NK-21	759166	9028242	8°47'01.5"	48°38'38.8"	Bt-Pl Gnaiss	X
NK-22	759312	9028066	8°47'07.2"	48°38'34.0"	Bt-Pl Gnaiss	X
NK-23	747902	8900704	9°56'13.4"	48°44'20.5"	Migmatito	X
NK-24	747224	8896778	9°58'21.2"	48°44'41.8"	Migmatito	
NK-25	747068	8897576	9°57'55.3"	48°44'47.1"	Migmatito	X
NK-26	746365	8900550	9°56'18.7"	48°45'10.9"	Granito	X

3.2 - Análises Petrográficas

Inicialmente, foram confeccionadas lâminas delgadas no Laboratório de Laminação do IGc/USP e, em seguida, elas foram analisadas no Laboratório de Microscopia e Petrografia, em microscópio ótico de luz polarizada. A definição de métodos mais caros e sofisticados e a seleção dos minerais para geocronologia ocorreram após a primeira avaliação, através de um microscópio petrográfico marca Zeiss Axioplan, no qual a luz polarizada é transmitida através da seção delgada, permitindo a visualização e identificação dos minerais constituintes da rocha. Adicionalmente, o novo microscópio utilizado possui sistema de câmera acoplado, o que permitiu a aquisição das fotomicrografias utilizadas nesta dissertação.

3.3 - Preparação das Amostras para Geocronologia

As amostras contendo zircão e monazita foram selecionadas, preparadas e seus minerais foram concentrados para investigação radiométrica posterior, no Laboratório de Separação e Preparação (LSP) do CPGeo/USP. O zircão é um silicato de zircônio com sistema cristalino tetragonal, de forma comumente prismática, às vezes alongada e normalmente possui as terminações piramidais. Possui dureza entre 7 e 7,5 na escala Mohs, é um mineral que não apresenta propriedades magnéticas e tem densidade específica entre 4,6 e 4,8 g/cm³. Já a monazita é um fosfato de terras raras, com composição variada, mas geralmente abundante em Cério, Lantânio e Neodímio. A monazita cristaliza no sistema monoclinico com formas prismática e tabular, possui dureza entre 5 e 5,5 na escala Mohs e alta densidade específica, entre 4,6 e 5,7 g/cm³. Esses dois minerais foram separados dos outros minerais constituintes das rochas utilizando, principalmente, suas densidades específicas elevadas. Outra característica importante para a separação desses minerais são suas propriedades magnéticas, que permitem separá-los de óxidos de ferro e outros minerais com elevado magnetismo.

Primeiramente, as amostras foram manualmente quebradas em tamanhos com cerca de 5 cm de diâmetro (Fig. 5A). Em seguida, foram inseridas em um britador de mandíbulas (Fig. 5B). A brita (Fig. 5C) foi moída em um moinho de disco (Fig. 5D) e a farinha de rocha resultante foi mecanicamente peneirada (Fig. 5E) para separação granulométrica em 60, 100, 250 e <250 *mesh*. O material mais fino, 250 e < 250 *mesh*, foi escolhido por conter os pequenos grãos de zircão e monazita.

A separação por densidade dos grãos de zircão e monazita iniciou-se na Mesa de Wiffleys (Fig. 5F e 5G) que trabalha com fluxo de água controlado e movimentos vibratórios constantes. As guias na mesa (Wiffleys) são canaletas onde o material é distribuído pela água

conforme a densidade, a inclinação da mesa e a intensidade do fluxo de água. Os concentrados de grãos obtidos nesse processo são inseridos no separador magnético Franz (Fig. 5H e 5I) para separação conforme propriedades magnéticas. Utilizou-se uma inclinação inicial de 10 graus e uma amperagem de 0,4 A. O produto do Separador Franz possui uma fração magnética e outra não magnética. A fração não magnética é a de maior interesse, devido às propriedades não magnéticas do zircão e da monazita. Essa fração seguiu para o próximo passo, que envolveu separação por líquidos densos (Fig. 5J), na capela de exaustão, iniciando-se com o bromofórmio, que tem densidade 2,82 g/cm³, em seguida pelo iodeto de metileno, com densidade 3,32 g/cm³. Os minerais como zircão e monazita, por possuírem densidades superiores a esses líquidos, precipitam, ficando em suspensão os mais leves, de modo a concentrar os minerais de interesse ao trabalho (zircão e monazita).

Figura 5 - Instrumentos e equipamentos do Laboratório de Separação de Amostras (LSP) do CPGeo USP extraído de Passarelli *et al.*(2009).

3.4 - Preparação de Imagens ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

O MEV é um instrumento que produz imagens de uma amostra mineral a partir do escaneamento, ou varredura, de sua superfície por um feixe de elétrons. Basicamente, os elétrons interagem com os átomos da superfície e produzem uma série de sinais que contêm informações sobre a morfologia e a composição da amostra. Deste modo, o microscópio é capaz de fornecer imagens da superfície da amostra com resolução espacial entre 1 e 4nm.

De maneira geral, o microscópio eletrônico é composto por uma fonte termiônica (canhão de elétrons), onde é produzido o feixe de elétrons. Este é condensado por uma ou duas lentes eletromagnéticas que focam os elétrons. Em seguida, o feixe passa por uma bobina de varredura que o desvia nos eixos X e Y, o que possibilita que a varredura possa ser feita sobre uma área retangular na superfície da amostra. Esta é colocada sobre uma platina motorizada dentro de uma câmara à vácuo. O equipamento possui uma série de detectores para coletar os sinais emitidos pela interação entre o feixe de elétrons e a amostra (Fig. 6).

Figura 6 – Diagrama esquemático das principais partes de um Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) (Modificado de Inkson, 2016).

Para esta pesquisa, foram utilizadas imagens BSE (elétrons retroespalhados) e CL (catodoluminescência) em grãos detríticos de zircão. Também, imagens BSE, CL e análises EDS (espectroscopia por energia dispersiva) em cristais de monazita. Todas as imagens foram produzidas no equipamento VPSEM FEI Quanta 250 do CPGeo no IGc/USP.

Imagens BSE são feitas a partir de elétrons retroespalhados que são de alta energia e refletidos durante a interação com os átomos da amostra. Trata-se de uma interação de espalhamento elástica. Os elementos mais pesados, com maior número atômico, refletem mais elétrons do feixe de varredura do que os elementos mais leves. Consequentemente, substâncias constituídas por elementos mais pesados aparecem mais claras nas imagens BSE. Essa técnica é muito utilizada para detectar domínios com contrastes de composição química.

As imagens CL são produzidas utilizando o fenômeno chamado catodoluminescência. Ele é similar ao fenômeno da fluorescência induzida por radiação ultravioleta. Consiste na emissão de luz por um átomo que foi previamente excitado pelo feixe de elétrons de alta energia. Para voltar ao seu estado de equilíbrio, de menor energia, o átomo emite luz nesse processo.

Análise EDS é uma técnica utilizada para a caracterização química pontual da amostra. Um ponto sobre a superfície da amostra é excitado pelo feixe de elétrons do microscópio eletrônico. Os elementos que compõem a região energizada dissipam parte da energia absorvida, ejetando um elétron mais próximo do núcleo do átomo. Um elétron localizado em camadas externas, de maior energia, substitui o elétron ejetado. Nesse processo, a diferença de energia é liberada na forma de raios X, que têm características espectrais do átomo de origem. Isso possibilita uma análise composicional semi-quantitativa da porção da amostra que foi excitada pela fonte.

Imagens de BSE e CL revelam padrões de zonação detalhados em minerais como zircão e monazita. Geralmente, esses padrões não são detectados por microscopia de luz transmitida convencional. Nesta pesquisa, essas técnicas foram utilizadas para visualizar zonas com diferentes composições, mais ou menos ricas em elementos radioativos. As análises EDS nos grãos de monazita foram feitas para verificar a composição dos grãos.

3.5 - Datação Radiométrica U-Th-Pb

A geocronologia U-Th-Pb é a ciência que estuda o método radiométrico e sua aplicação para determinar idades geológicas por meio do decaimento radioativo dos isótopos de Urânio e Tório (^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th) para os isótopos estáveis de Chumbo (^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , respectivamente). É um método refinado e que possui elevado grau de precisão. Utiliza minerais

que incorporam Urânio durante a cristalização, principalmente o zircão, mas também monazita, titanita, rutilo e apatita.

O método baseia-se em duas cadeias de decaimento radioativo, a série ^{238}U para ^{206}Pb , com uma meia-vida de cerca de 4.47 Ga, e a série ^{235}U para ^{207}Pb , com meia-vida de cerca de 710 Ma. Como os minerais não fazem distinção entre os isótopos de Urânio ao se cristalizarem, as duas séries funcionam como geocronômetros distintos no mesmo grão mineral e, desta forma, podem ser usadas para confirmar a concordância entre as idades obtidas.

O zircão é um mineral muito utilizado, principalmente porque, durante sua formação, ele praticamente não incorpora Chumbo. Portanto, o Chumbo encontrado nas análises pode ser considerado como decorrente do decaimento do Urânio. Essas características, associadas a modernas técnicas analíticas como TIMS (*thermal ionization mass spectrometry*), LA-ICP-MS (*laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry*) e SHRIMP (*sensitive high-resolution ion microprobe*), que permitem obter medidas das razões isotópicas com altíssima precisão, fazem desse método radiométrico, dentro de suas limitações, um dos mais eficientes na resolução dos problemas geocronológicos.

As datações deste estudo foram efetuadas em equipamento de ablação a *laser* junto a espectrômetro de massa com fonte de plasma indutivamente acoplada (LA-ICP-MS). Trata-se de uma ferramenta analítica importante que permite a execução de análises elementares e isotópicas de altíssima sensibilidade, diretamente sobre amostras sólidas. O método consiste na incidência de um feixe de *laser* de alta potência sobre a superfície da amostra, para gerar partículas finas, em um processo denominado ablação a *laser*. As partículas resultantes desse processo são transportadas para uma fonte de plasma onde ocorre a digestão e ionização da amostra. Os íons produzidos na chama de plasma são acelerados através de um campo magnético que os desvia da trajetória conforme sua massa atômica e os íons mais pesados sofrem menor desvio de trajetória que os mais leves. Desta forma, é possível separá-los e, em seguida, detectá-los e contabilizá-los nos sensores do espectrômetro de massa.

A Figura 7 apresenta esquema de funcionamento do LA-ICP-MS. Nessa figura, é possível observar a câmara onde a amostra é inserida. Nela, incide o feixe de *laser* concentrado para realizar a ablação da amostra. O material gerado nesse processo é transportado pelos gases carreadores, Hélio e Argônio, até a fonte de plasma do Espectrômetro de Massas. Na Figura 8, é ilustrado, em maior detalhe, o funcionamento do Espectrômetro de Massas. Ele é constituído por três partes principais, um módulo ICP (*inductively coupled plasma*), um módulo ESA

(*electrostatic analyser*) e um módulo multicoletor. O módulo ICP é responsável pela geração do plasma e ionização da amostra. O módulo ESA é formado por analisador eletrostático e lentes e é responsável por regular e acelerar os íons. No módulo multicoletor, ocorre a separação de massa e detecção de íons, sendo composto por amplificador de corrente, ímã, sistema multicoletor e zoom ótico. Esse equipamento é muito utilizado devido a sua capacidade de detectar metais e diversos não metais em concentrações baixíssimas, da ordem de ppb (partes por bilhão). Adicionalmente, essa ferramenta consegue detectar isótopos de um mesmo elemento, o que a torna muito versátil para a datação isotópica.

Figura 7 - Esquema de funcionamento do equipamento de LA-ICP-MS (Modificado de Vroon *et al.*, 2008).

Figura 8 - Esquema de funcionamento da parte do equipamento de espectrometria de massas (Modificado do manual do fabricante, Thermo Fisher Scientific).

Nesta pesquisa, foi utilizado o espectrômetro de massas do laboratório de LA-ICP-MS do CPGeo, de setor magnético com fonte de plasma *Thermo Scientific NEPTUNE*, multicoletor, com *laser* marca Teledyne, modelo Excimer 193 nm, que foi escolhido principalmente pela eficiência geocronológica para o sistema U-Pb, além da praticidade, velocidade, precisão e sensibilidade na execução das análises.

3.6 - Análises U-Pb LA-ICP-MS em Zircão e Monazita

As razões de U-Pb e Th-Pb foram obtidas por análises pontuais LA-ICP-MS nos grãos detríticos de zircão e grãos de monazita. Cada análise consiste em 40 medidas sequenciais no ICP-MS *Neptune*, com aproximadamente um segundo de integração cada. Dez dessas medidas foram feitas com o *laser* desligado, para obter o branco instrumental e 30, sob a ablação do *laser* Excimer “Analyte Excite”. Foram medidos, simultaneamente, sete sinais de isótopos, sendo quatro em copos de Faraday, de maior amplitude (206, 208, 232 e 238), e três em *Multiple Ion Counters* (MIC’s), de maior sensibilidade (202, 204 e 207).

Ao final de cada sequência de medidas, o valor médio do branco instrumental foi imediatamente subtraído de cada um dos sete sinais de isótopo. O sinal do isótopo 235 foi obtido matematicamente, em que foi dividido o sinal 238 pela abundância relativa 238/235 (=137.88). A participação do gás transportador (Hélio) no sinal 204 foi descontada subtraindo-se dele o

quociente: sinal 202/abundância relativa 202/205 (=4.355). Para calcular as abundâncias relativas, que são variáveis com a idade geológica (206/204, 207/204 e 208/204), foram utilizadas as razões 206/238, 207/237 e 208/232 como estimativas da idade e as fórmulas Stacey-Kramers. A fração de Pb comum, não radiogênica, dos isótopos 206, 207 e 208 foi determinada subtraindo-se, de cada um deles, o sinal 204 multiplicado pela respectiva abundância relativa 206/204, 207/204 e 208/204.

Para os zircões, foi utilizado como padrão primário o GJ-1 cujas referências são: idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 608.6 \pm 1.1$ Ma, idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 600.4 \pm 1.8$ Ma e idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 602.1 \pm 3$ Ma (Jackson *et al.*, 2004). As análises do padrão foram refeitas, periodicamente, com intervalo de cerca de dez minutos, para corrigir possíveis erros e/ou variações do instrumento nas análises das amostras subsequentes. A comparação entre os valores GJ-1 tabelados e medidos fornece:

- 1) Os coeficientes multiplicativos utilizados para converter os três sinais totais de Pb (203+206+207+208), Th (232) e U (235+238) em unidades ppm.
- 2) Os fatores de correção do fracionamento das quatro razões 206/238, 207/235, 207/206 e 208/232, antes destas serem finalmente utilizadas para calcular as respectivas idades.

Para as análises nos grãos de monazita, foi utilizado o padrão 44069 com uma idade concórdia de 424 ± 2 Ma em 10 de maio de 2021. A idade de referência para o padrão 44069 é 424.9 ± 0.5 Ma (Aleinikoff *et al.*, 2006).

4 - CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS

Os locais visitados durante o trabalho de campo permitiram observar afloramentos de rochas do Grupo Estrondo, como também granitoides da Suíte Santa Luzia. Devido aos objetivos da pesquisa, o foco do trabalho foi dirigido aos afloramentos das rochas metassedimentares da Formação Xambioá, que corresponde ao topo estratigráfico do Grupo Estrondo (Abreu *et al.*, 1978). O trabalho foi realizado em três regiões principais ao longo da faixa N-S de mais alto grau metamórfico no extremo leste do Cinturão Araguaia. A região mais a norte fica próxima às cidades de Xambioá e Araguanã, a central tem as cidades de Colmeia e Guaraí como referência e a meridional fica entre as cidades de Barrolândia e Paraíso do Tocantins.

4.1 - Região Norte

Os afloramentos visitados na região norte foram de quartzitos da Formação Morro do Campo, xistos e mármore da Formação Xambioá, metagabros da Suíte Xambica e o granito Ramal do Lontra (Fig. 9).

BACIA DO PARNAÍBA	FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO	Ppf	Sequencia cíclica de argilitos e arenitos, vermelhos e esverdeados, com níveis de silexistos, calcários e margas.
	FORMAÇÃO PIAUI	Cpi	Argilitos vermelhos com intercalações de arenitos finos e raras lentes de conglomerados.
	FORMAÇÃO PIMENTEIRAS	Dp	Argilitos e siltitos com intercalações de arenitos ferruginosos e apresentando níveis lenticulares de conglomerados basais.
CINTURÃO ARAGUAIA	FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES	Pom	Filitos, metassiltitos e metargilitos, com intercalações de metaconglomerados polimíticos e metarcóseos, corpos gabróicos (gb) alóctones.
	FORMAÇÃO PEQUIZEIRO	Ppq	Clorita-quartzo xistos e clorita xistos de cor cinza claro a cinza avermelhado.
	FORMAÇÃO XAMBIOÁ	Pxb 1	1 - micaxistos de composição variada, grafita xistos, anfibolitos (anf), metarenitos, quartzitos ferruginosos, silexistos e metarcóseos. Corpos gabróicos (gb) alóctones.
		Pxb 2	2 - muscovita-biotita-quartzo xistos feldspáticos com intercalações de mármores (mm), quartzitos e metaconglomerados polimíticos. Corpos gabróicos (gb) alóctones.
	FORMAÇÃO MORRO DO CAMPO	Pmc	Muscovita quartzitos e ortoquartzitos, com intercalações de muscovita-quartzo xistos e conglomerados oligomíticos.
	ASS. MÁFICA-ULTRAMÁFICA SERRA DO TAPA	Pst	Serpentinóis (sp) metabasalto, silexistos (sl), talco xistos, clorita xistos, quartzitos ferríferos bandados, filitos e gabros subordinados.
	GRANITO RAMAL DO LONTRA	Prl	Granito de cor rósea, granulação fina a média e apresentando estrutura foliada.
	COMPLEXO COLMÉIA	Acc	Gnaisses trondhjemiíco com migmatitos e gnaisses graníticos subordinados. Anfibolitos (anf) e serpentinitos (sp) alóctones.
CINTURÃO ITACAUNAS	GRUPO RIO NOVO	Am	Anfibolitos quartzitos ferríferos, bandados e quartzo-micaxistos.
	COMPLEXO XINGU	Acx	Gnaisses tonalíticos e trondhjemiícos, com granodioritos, granitos e anfibolitos subordinados.

Figura 9 - Mapa de pontos na região Norte (Folha Xambioá SB.22-Z-B 1:250000 CPRM - Brasil).

Nessa região, a Formação Morro do Campo é representada por camadas de quartzito que sustentam o relevo da Serra dos Martírios-Andorinhas (Figueiredo e Gorayeb, 2009) ou delineiam as estruturas dômicas do Complexo Colmeia. Ela é constituída, predominantemente, por quartzitos puros e micáceos. Em geral, os quartzitos encontrados são compostos, predominantemente, por quartzo fortemente recristalizado, com textura granoblástica e poligonal, granulação fina a média, com lâminas de muscovita orientadas segundo a foliação. Na Figura 10B, é possível ver o afloramento, do ponto NK03, em que se apresenta uma camada de quartzito verticalizado composto por estratos ora puros, ora micáceos. Os grãos de quartzo apresentam granulação média e as lamelas de muscovita, quando presentes, estão orientadas realçando a foliação ou concentram-se em leitos entre os estratos.

A Formação Xambioá ocorre em colinas, vales, lajedos e leitos de rio, e os afloramentos visitados das rochas dessa unidade foram principalmente lajedos, cortes de estradas, pedreiras abandonadas e cavas de mineração. É uma unidade composta por variedades de xistos, mármores e rochas calciossilicáticas.

Os xistos geralmente apresentam foliação bem-marcada, granulação média e bandamento milimétrico, com alternância entre domínios micáceos e domínios quartzo-feldspáticos. A foliação geralmente apresenta direção NW-SE e mergulho suave entre 20° e 30°

para o quadrante SW. Foram observadas dobras em escalas centimétrica e métrica com eixos com leve mergulho para SW ou NE. Em alguns locais, a xistosidade apresenta-se crenulada marcada principalmente nos domínios micáceos, e a clivagem de crenulação se dispõe paralelamente ao plano axial dessas microdobras. Também foram observados domínios centimétricos com concentração de quartzo e/ou feldspato, com aspectos de segregação mineralógica.

A Figura 10A ilustra a forma de ocorrência de um granada-biotita xisto da Formação Xambioá, encontrado no ponto NK02. Essa rocha apresenta granulação média e a xistosidade é marcada por bandas de coloração cinza escura e textura porfiroblastica com matriz lepidoblástica, compostas por muscovita e biotita, intercaladas com bandas de coloração clara, compostas predominantemente por quartzo. Além disso, o afloramento apresenta uma marcada clivagem de crenulação paralela ao eixo de dobras centimétricas e bandas de cisalhamento sinistrais de escala métrica com direção geral N-S (Fig. 11).

Os mármore ocorrem em pacotes de camadas espessas, chegando a cerca de 400 m, que são explorados pelas indústrias de cimento e agropecuária. Podem apresentar camadas intercaladas aos micaxistos. Foram visitadas cavas de mineração que expuseram camadas métricas de mármore com variação de cores entre branca e cinza, conforme o grau de pureza e composição (Fig. 12C e 12D), esta última variando entre calcítica (teor MgO médio de 4.5%) e dolomítica (teor MgO médio de 13%). Essas camadas geralmente apresentam granulação média ou grossa. Cristais de flogopita podem marcar uma foliação incipiente e, em alguns locais, cristais de actinolita marcam planos da foliação. Nesses afloramentos, foi possível observar o contato entre o quartzito da Formação Morro do Campo com o mármore e biotita xisto da Formação Xambioá (Fig. 12A e 12B). Além disso, nos locais de alternância de camadas de xisto e mármore, foram encontrados planos recristalizados com mergulho de cerca de 30° para SE (Fig. 12E e 12F). Esses planos apresentam lineação mineral (LX) paralela à direção de mergulho e degraus de falha (*steps*), que indicaram movimento de massa inverso, de SE para NW. Esses planos foram interpretados como rampas frontais de empurrão com vergência tectônica principal para noroeste.

A rocha calciossilicática encontrada no ponto NK08 é bastante heterogênea. Ela apresentou bandamento descontínuo e dobrado, formado pela alternância entre leitos lepidoblásticos, compostos predominantemente por biotita e muscovita, e leitos e domínios compostos por calcita e quartzo. Também foram observadas dobras centimétricas e crenulação

marcada principalmente em cristais de micas. Lentes de quartzito e mármore rotacionadas segundo a foliação.

Na região entre Araguanã e Xambioá, foram visitadas duas ocorrências da Suíte Gabroica Xambica (pontos NK13 e NK14). Essa suíte foi descrita primeiramente por Gorayeb *et al.* (2014) e datada pelo método de evaporação Pb-Pb em zircão em 817 ± 5 Ma. É constituída por uma série de corpos de gabros e seus produtos metamórficos, encaixados nas rochas metassedimentares do Grupo Estrondo. Esses corpos ocorrem como morros alongados com topos abaulados, morfologia que pode estar associada a uma estruturação de intrusão ígnea do tipo *stock*. Sobre esses morros forma-se um solo marrom-avermelhado, produto da alteração dessas rochas.

Ainda nessa região, foi visitado um afloramento do Granito Ramal do Lontra (ponto NK17). O local de ocorrência do granito é relativamente plano e o afloramento é um lajedo de escala métrica (Fig. 10C). A rocha apresenta cor rosa e levemente acinzentada, granulação média, composta predominantemente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, muscovita e minerais acessórios, zircão e titanita. Os cristais das micas geralmente estão orientados segundo uma foliação incipiente. Esse granito foi datado pelo método de evaporação Pb-Pb em zircão com idade de 549 ± 5 Ma por Alves (2006), é considerado pertencente à Suíte Santa Granítica Luzia (Alves *et al.*, 2019) e foi interpretado como uma acomodação magmática sin a tardi-tectônica em relação ao Orógeno Araguaia (Alves, 2006; Gorayeb *et al.*, 2008; Gorayeb *et al.*, 2020).

A Figura 10 apresenta as principais formas de ocorrência dos afloramentos visitados durante os trabalhos de campo.

Figura 10 - Formas de ocorrência dos afloramentos visitados durante os trabalhos de campo. A) Ponto NK02, lajedo de granada-biotita xisto da Formação Xambioá na cidade de São Geraldo do Araguaia. B) Ponto NK03, afloramento de quartzito da Formação Morro do Campo na região da cidade de Xambioá. O quartzito apresenta estruturação verticalizada. C) Ponto NK17, lajedo do granito Ramal do Lontra, a rocha magmática apresenta leve foliação marcada por orientação de micas. D) Ponto NK22, lajedo de paragnaisse composto por biotita, plagioclásio e quartzo da Formação Xambioá próximo ao vilarejo Matinha na região da cidade de Colmeia, TO. E) Ponto NK19, afloramento em pedreira de paragnaisse da Formação Xambioá na região de Presidente Kennedy, TO. F) Ponto NK24, lajedo de rocha de composição granítica intercalado com biotita xisto segundo mesma foliação de strike N-S e subvertical.

Figura 11 - Forma de ocorrência do granada-biotita xisto da Formação Xambioá, com destaque à foliação (Ponto NK02): A, B e C) Detalhe para a xistosidade crenulada com eixo de crenulação aproximadamente N-S. B) Clivagem de crenulação. D, E e F) Detalhe para bandas de cisalhamento sinistrais de escala métrica que cortam o afloramento com direção aproximadamente N-S.

Figura 12 - Forma de ocorrência de rochas carbonáticas entre quartzito da Formação Morro do Campo e xisto da Formação Xambioá (Pontos NK05 e NK10). A) e B) exibem panorama onde se localiza o contato entre quartzito, que segura o relevo da serra dos Martírios-Andorinhas, com biotita-xisto e mármore da Formação Xambioá. C) e D) ilustram parede da cava a céu aberto de mineração, onde é possível observar camadas de mármore com coloração variando de cinza a branco, refletindo a alternância entre os teores calcínicos e dolomíticos. E) e F) apresentam detalhe próximo ao contato entre o xisto e o mármore. Evidenciam rampas no xisto, com *strike* NE-SW e mergulho para SE. Lineação mineral na direção do mergulho e evidência de transporte de massa para NW.

4.2 - Região Central e Meridional

Na região central do Cinturão Araguaia, foram visitados afloramentos de xistos e paragneisses da Formação Xambioá entre as cidades de Guaraí, Colmeia e Pequizeiros (Fig.13).

PALEOZOICO	DEVONIANO	BACIA DO	FORMAÇÃO	LITOTIPO	LITOTIPO	LITOTIPO	LITOTIPO
PROTEROZOICO	SUPERIOR	BACIA DO	FORMAÇÃO LONGÁ	DI	Arenitos creme a esbranquiçados, finos a médios, com intercalações de siltitos e folhelhos cinza-esverdeados e micáceos. Folhelhos cinza - escuros predominam no topo.	Marinho raso e litorâneo com períodos de sedimentação em águas mais profundas.	-
			FORMAÇÃO CABEÇAS	Dc	Arenitos de coloração creme rosado a esbranquiçado, granulação fina a média, caulínicos e paraconglomerados com clastos de grânulos a blocos dispersos em uma matriz siltico-argilosa.	Marinho litorâneo com contribuições deltaicas e glaciais.	Índices (geoquímicos) de SnO ₂ , As, Cu, Pb e Zn.
			FORMAÇÃO PIMENTEIRAS	Dp	Siltitos, folhelhos e arenitos interestratificados com níveis microconglomeráticos e conglomeráticos.	Marinho raso a planície de maré	-
	MÉDIO	FAIXA OROGÊNICA TOCANTINS-ARAGUAIA	GRANITO PRESIDENTE KENNEDY	PSy	Granito de granulação média a fina a duas micas (biotita e muscovita).	Plutônico	-
			ROCHAS BÁSICO-ULTRABÁSICAS	PMs	Serpentinóis e serpentinitos silicificados. Localmente ocorrem metatrabasitos, clorititos, talco xistos e brechas silicosas. Diques básico-ultrabásicos e diabásio (db).	Plutônico	Cromita, talco e amianto.
	MÉDIO	FAIXA OROGÊNICA TOCANTINS-ARAGUAIA	GRUPO TOCANTINS	PMtcf	Filitos, ardósias, calcários (fl) e quartzitos (qt).	Marinho plaformal associado a miogeoclinal	Índices (geoquímicos) de As, Cu, Zn, Ni, Co, Cr e Pb.
			FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES	qt	Calci-clorita-muscovita-quartzitos com variações para quartzo-clorita xistos e calci-clorita-muscovita xistos. Em geral são feldspáticos e apresentam cores esverdeadas e apresentam estruturas xistosas.	Marinho raso	Ouro (próximo ao contato com rocha básico-ultrabásicas).
			FORMAÇÃO PEQUIZEIRO	PMep	Muscovita-biotita-quartzo xisto e calci-biotita-quartzo xisto feldspáticos, localmente granodíferos e grafíticos, com lentes de anfíbolitos.	Marinho raso associado a geoclinal	Índices (geoquímicos) de Cu, Ni, Co e Cr.
			FORMAÇÃO XAMBIOÁ	PMex	Quartzitos puros a muscovíticos de cor cinza a vermelho, granulação fina a média e quartzo xistos micáceos, localmente feldspáticos (2). Anfíbolitos finos, cinza-escuro, ocorrem na base(1).	Marinho raso associado a geoclinal	-
ARQUEANO	MÉDIO	FAIXA OROGÊNICA TOCANTINS-ARAGUAIA	FORMAÇÃO MORRO DO CAMPO	PMem2	Quartzitos puros a muscovíticos de cor cinza a vermelho, granulação fina a média e quartzo xistos micáceos, localmente feldspáticos (2). Anfíbolitos finos, cinza-escuro, ocorrem na base(1).	Marinho raso associado a geoclinal	-
			FORMAÇÃO DO CAMPO	PMem1	Quartzitos puros a muscovíticos de cor cinza a vermelho, granulação fina a média e quartzo xistos micáceos, localmente feldspáticos (2). Anfíbolitos finos, cinza-escuro, ocorrem na base(1).	Marinho raso associado a geoclinal	-
ARQUEANO	MÉDIO	FAIXA OROGÊNICA TOCANTINS-ARAGUAIA	GNAISSES CANTÃO	PMc	Biotita gnaisses de composição monzogranítica, coloração rosada, granulação fina a média e hornblenda-biotita gnaisses de composição granodiorítica.	Plutônico	-
			COMPLEXO COLMÉIA	Ac	Biotita gnaisses de granulação fina a média e de composição trondhjemitica e migmatitos com neossoma granítico.	Mesocrosta siálica	-

Figura 13 – Recorte do mapa geológico da Folha Conceição do Araguaia (SC.22-XB) da CPRM, com posicionamento dos afloramentos estudados.

De forma geral, nos locais visitados nessa região, as rochas apresentam um bandamento milimétrico a centimétrico marcado por alternância de bandas lepidoblásticas, compostas predominantemente por biotita, com porções granoblásticas, compostas por quartzo, plagioclásio e, raramente, calcita. Porfiroblastos de granada de 1 a 2 mm aparecem rotacionados contornados pela foliação. Nos pontos NK21 e NK22, foram encontrados veios de quartzo boudinados e alongados na direção da foliação.

A Figura 15A, mostra um afloramento de biotita-plagioclásio gnaiss encontrado no ponto NK22. A rocha possui uma foliação penetrativa com direção NNW-SSE e mergulho subvertical. Em detalhe a Figura 15B indica veios quartzo-feldspáticos lentiformes, concordante à xistosidade, alguns com forma sigmoidal.

Mais ao sul do Cinturão Araguaia, na região meridional, entre as cidades de Paraíso do Tocantins e Barrolândia, foram encontrados afloramentos de micaxistos feldspáticos migmatizados da Formação Xambioá (pontos NK23, NK24 e NK25). Essas rochas afloram em extensos lajedos, que estão localizados nas proximidades das ocorrências do Granito Santa Luzia (Fig. 14).

Em geral, essas rochas são compostas por porções de coloração cinza escura compostas predominantemente, por quartzo, plagioclásio e biotita que marcam os planos da foliação. As porções de coloração rosada-acinzentada são formadas, predominantemente, por quartzo, álcali-feldspato, plagioclásio, biotita e muscovita, e como minerais acessórios zircão, monazita, apatita, ilmenita e pirita. Essas porções estão intimamente misturadas com os xistos feldspáticos caracterizando neossomas, em estruturas migmatíticas estromatíticas, paralelizadas à xistosidade de direção aproximadamente N-S/ subvertical (Fig. 15C, 15D, 15E e 15F).

Essa relação concordante indica que o magma se acomodou durante a evolução da foliação e evidencia uma formação sin a tardi-tectônica para essa rocha. É possível pensar que o magma foi gerado durante um pico de maior temperatura do metamorfismo regional e acomodou-se entre as rochas encaixantes durante a formação da foliação.

Alves *et al.* (2019) e Gorayeb *et al.* (2020) estudaram corpos granitoides da Suíte Santa Luzia e interpretaram esse magmatismo como relacionado ao metamorfismo regional e acomodado junto às rochas metassedimentares nos últimos estágios tectônicos do Orógeno Araguaia. Foram feitas lâminas petrográficas e um maior detalhe e discussão para essas rochas é apresentado no próximo capítulo.

Figura 14 – Recorte do mapa geológico da Folha Miracema do Norte (SC.22-X-D) da CPRM com posicionamento dos afloramentos estudados.

Figura 15 – Ocorrência de rochas da Formação Xambioá encontradas na região de Colmeia e Paraíso do Tocantins, na parte central e sul do Cinturão Araguaia, respectivamente. A) e B) Ponto NK22 próximo à cidade de Colmeia. O afloramento exibe biotita-plagioclásio gnaiss com foliação penetrativa, com direção geral NNW. Em B) é possível observar essa foliação em detalhe. C) (NK24) e E) (NK23), afloramentos na região ao Sul, exibem porções intimamente misturadas com os xistos feldspáticos caracterizando neossomas, em estruturas migmatíticas estromatíticas, paralelizadas à xistosidade de direção aproximadamente N-S/ subvertical. D) e F) mostram os respectivos detalhes dessas rochas.

5 - CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ

Neste estudo, foram analisadas, petrograficamente, 15 lâminas delgadas de amostras de rochas da Formação Xambioá coletadas em diferentes localidades ao longo das três regiões

estudadas. Nessas lâminas, foram descritos e identificados, principalmente, uma variedade de xistos como, por exemplo, muscovita-biotita xistos, granada micaxistos, estaurolita-granada xistos e xistos feldspáticos.

Em geral, essas rochas apresentam xistosidade bem definida, granulação média e textura lepidoblástica marcada por cristais lamelares de biotita e muscovita orientados segundo a xistosidade. Domínios granoblásticos são compostos, predominantemente, por quartzo recrystalizado e, em alguns locais, por bandas quartzo-feldspáticas. Esses xistos são compostos, basicamente, por quartzo (30 a 50%), biotita (20 a 30%), muscovita (10 a 20%), plagioclásio (5 a 10%) e granada, cianita e estaurolita em quantidades variáveis. Como minerais acessórios apresentam zircão, turmalina, rutilo, apatita e minerais opacos.

Em alguns locais, granada ou plagioclásio foram encontrados como porfiroblastos envoltos pela xistosidade. Os porfiroblastos de granada geralmente apresentaram formato subédrico, fraturado e com inclusões de quartzo e minerais opacos (Fig. 16F). Em alguns casos, os cristais de granada foram encontrados com forma euédrica e rotacionados. Os porfiroblastos de plagioclásio apresentam formas alongadas a subcirculares, e também podem ocorrer rotacionados, com sombras de pressão compostas por quartzo e com inclusões de opacos que marcam planos de foliação interna, oblíqua à foliação externa (Fig. 16E).

As paragêneses minerais distintivas encontradas nas lâminas analisadas foram: 1) biotita + clorita; 2) biotita + granada; 3) biotita + granada + **estaurolita**; 4) **clorita** + **estaurolita** + **cianita**; 5) biotita + **hornblenda**. Quartzo e muscovita são minerais comuns em todas as amostras e não foram considerados minerais distintivos. As paragêneses 1 e 2 são correspondentes à zona da granada e são indicativas de condições metamórficas transicionais entre fácies xisto verde e anfibolito. As associações minerais em 3, 4 e 5 representam metamorfismo na zona da estaurolita em condições de fácies anfibolito.

Essas paragêneses permitem inferir que as rochas do Grupo Estrondo atingiram condições metamórficas de fácies anfibolito. Adicionalmente, algumas rochas possuem indícios de ocorrência de retrometamorfismo como bordas de reabsorção em granadas e auréolas de reação metamórfica de clorita em cristais de estaurolita.

A Figura 16 traz algumas fotomicrografias como exemplos das rochas e suas paragêneses encontradas neste trabalho. A fotomicrografia 16A ilustra um granada-biotita xisto (NK02) composto por quartzo (50%), biotita (25%), muscovita (20%), turmalina (2%), apatita (2%) e granada (1%). Ela apresenta uma foliação marcada por bandas lepidoblásticas de biotita

e muscovita alternadas com bandas compostas predominantemente por quartzo. Essa foliação inicial se apresenta dobrada e afetada por uma fase que gerou a crenulação. Em alguns domínios, lamelas de biotita orientadas definem a clivagem de crenulação que transpõe os planos da xistosidade e marcam uma nova fase deformacional (D2). Os porfiroblastos de granada apresentam forma subédrica e inclusões de quartzo e opacos (Fig. 16F).

A fotomicrografia 16B ilustra o granada-estaurolita xisto encontrado no afloramento NK04. Esse é um exemplo de rocha que atingiu condições metamórficas de fácies anfibolito. Ela é composta por quartzo (30%), muscovita (30%), anfibólio alterado para clorita (18%), biotita (10%), granada (5%) e estaurolita (5%) e magnetita (2%). A granada e a estaurolita apresentam contatos em equilíbrio metamórfico. Os porfiroblastos de estaurolita apresentam textura poiquiloblástica com inclusões de quartzo.

A Figura 16C apresenta feições microscópicas do anfibolito encontrado no ponto NK20. Essa rocha é composta por quartzo (40%), hornblenda (25%), plagioclásio (15%), epidoto (10%), titanita (5%), rutilo (3%) e granada (2%). Os minerais estão estirados e orientados segundo uma foliação contínua, gradacional e penetrativa. Essa rocha foi metamorfizada em condições de fácies anfibolito.

Em 16D, a fotomicrografia exhibe um granada-biotita xisto da amostra NK19. Essa rocha é composta por quartzo (50%), biotita (25%), plagioclásio (15%), muscovita (5%), epidoto (2%), opacos (2%) e granada (1%). Domínios de textura granoblástica compostos, predominantemente, por quartzo e plagioclásio são envolvidos por foliação marcada por lamelas de biotita e muscovita. A foliação forma padrão sigmoidal, que envolve os domínios granoblásticos. Alguns domínios apresentam maior concentração de biotitas e, no centro da fotomicrografia, é possível ver um cristal de granada, com cerca de 0,5 mm de diâmetro, que apresenta bordas irregulares.

A Figura 16E ilustra detalhes da rocha da amostra NK18. Essa rocha é um quartzo xisto composto por quartzo (60%), plagioclásio (10%), biotita (10%), muscovita (10%), clorita (5%), epidoto (3%) e apatita (2%). A fotomicrografia exhibe um porfiroblasto de plagioclásio com sombras de pressão formadas por quartzo recristalizado. O porfiroblasto apresenta foliação interna, evidenciada por inclusões de opacos e quartzo, e é oblíqua à foliação externa, marcada pelos domínios lepidoblásticos de lamelas de biotita e muscovita. Essa feição indica que o porfiroblasto é sin-tectônico e cresceu durante a fase de deformação principal.

Figura 16 - Fotomicrografias que demonstram aspectos gerais dos xistos da Formação Xambioá. A) Padrão de interferência de fases deformacionais encontrado no ponto NK02. Fica evidente, na petrografia, que a xistosidade, marcada por domínios lepidoblásticos de biotita e muscovita e intercalada com domínios de quartzo recristalizados, se encontra dobrada pela crenulação apresentada na Fig. 12. B) Estauirolita-granada xisto do ponto NK04. Os cristais de estauirolita apresentam bordas consumidas e alteradas para quartzo e clorita. C) Rocha com cristais de hornblenda estirados por foliação penetrativa em condições de fácies anfibolito. D) Granada-biotita xisto com foliação S-C e grãos de granada com golfos de reabsorção e bordas irregulares. E) Amostra NK18, porfiroblasto de plagioclásio rotacionado por foliação cisalhante. Foliação interna, marcada dentro do cristal de plagioclásio, oblíqua à foliação externa. F) Detalhe para cristal subédrico de granada com inclusões de quartzo e opacos, e bordas irregulares.

A Figura 17 apresenta imagens dos xistos feldspáticos migmatizados encontradas na região meridional do Cinturão Araguaia. Essas rochas são constituídas por dois domínios distintos, intercalados e paralelos à xistosidade (Fig.17A). Em geral, um domínio possui coloração rosada-acinzentada mais clara, e o outro apresenta coloração acinzentada mais escura.

O domínio rosado-acinzentado apresenta textura ígnea equigranular homogênea, de granulação entre média ou grossa e, nas amostras NK23 e NK25, caracteriza composição granítica com quartzo, microclínio, plagioclásio An_{10-20} , biotita e muscovita. O quartzo apresenta grãos anédricos, os feldspatos são subédricos ou anédricos e as micas têm forma euédrica. Além disso, estão presentes as fases acessórias zircão, monazita e apatita. A monazita ocorre inclusa em cristais de biotita primária (Fig. 17F), o que indica sua cristalização primária, a partir do magma.

O outro domínio, de coloração acinzentada mais escura, apresenta granulação fina a média e é composto por bandas com textura granoblástica poligonal, compostas, predominantemente, por grãos de quartzo, intercaladas com bandas de textura lepidoblástica, compostas, predominantemente, por cristais de biotita orientados segundo o plano da foliação, caracterizando os xistos.

Esses domínios possuem espessuras que variam de escala métrica/centimétrica (Fig. 17A) a milimétrica (Fig. 17C). A região do contato entre esses dois domínios geralmente apresenta uma concentração de cristais de biotita orientados na região de contato paralelos à foliação. Essa feição possivelmente evidencia uma situação geológica relacionada ao ambiente de anatexia que atingiu o metamorfismo regional do Cinturão Araguaia, e essas concentrações de biotita possivelmente são restitos de fusão parcial.

Figura 17 - Imagens com aspectos gerais dos xistos feldspáticos migmatizados da Formação Xambioá (amostras NK23, NK24, NK25): A) Corpos tabulares de composição granítica concordantes com a xistosidade de biotita-quartzo xisto (NK25); B) Detalhe do contato concordante entre a porção granítica e o xisto feldspático e xisto paralelo à foliação. C) Domínio de xisto migmatizado com neossomas graníticos na forma de lentes com concentrações de biotita representando restitos do processo de anatexia (NK25); D) Fotomicrografia com nicóis cruzados com detalhe dos dois domínios citados acima, destacando a textura granoblástica poligonal de ambas as rochas. Notar o alongamento do cristal de microclínio no centro da imagem, e a orientação preferencial de biotita e muscovita definindo a foliação das rochas; E) Fotomicrografia em luz natural demonstrando o contato concordante entre os domínios de xisto e granito (amostra NK25). Notar maior concentração de biotitas alinhadas (xistosidade) paralelas à direção e próximas do contato. F) Fotomicrografia destacando cristal de biotita com inclusão de monazita com halo pleocroico. Qtz=quartzo, Bt=biotita, Mnz=monazita, Mc=microclínio, Plg=plagioclásio.

A análise petrográfica permitiu concluir que o metamorfismo progressivo do Grupo Estrondo se desenvolveu em intensidade mediana de pressão e temperatura. As paragêneses minerais e relações texturais indicam que o metamorfismo regional atingiu condições de fácies anfibolito médio no pico metamórfico e, posteriormente, sofreu processo de retrometamorfismo. As evidências encontradas neste trabalho permitem estimar as condições termo-barométricas do pico metamórfico em fácies anfibolito médio, atingindo temperaturas por volta de 550°C e pressão correspondente à profundidade crustal de mais de 15 km. As feições migmatíticas apontam para a atuação de processos de anatexia na região meridional e evidenciam a acomodação em profundidade de magma de composição granítica nos estágios finais da deformação e metamorfismo regional.

6 - RESULTADOS

Neste capítulo, serão apresentados os dados experimentais obtidos nas datações U-Pb, obtidas pelo método LA-ICP-MS em cristais de zircão e monazita.

6.1 - Idades de Zircões Detríticos

O zircão é um mineral silicato de zircônio (ZrSiO_4) cristalizado no sistema tetragonal com hábito cristalino tabular e prismático. Geralmente é incolor, mas pode apresentar tons amarelados e avermelhados. Possui dureza 7,5 na escala Mohs e densidade relativa entre 4,6 e 4,8. É um mineral acessório comum em rochas ígneas ácidas, e pode ser formado também em rochas metamórficas de médio a alto grau por processos de recristalização. Além disso, por ser um mineral refratário, é frequentemente encontrado como grãos detríticos em rochas sedimentares.

O zircão é um dos minerais mais importantes na geocronologia desde o advento das técnicas de datação radiométrica. Isso se deve ao fato de que, durante sua cristalização, o zircão incorpora quantidades significativas de urânio (U) e tório (Th) em sua estrutura cristalina. Esses elementos químicos possuem núcleos atômicos instáveis e se transformam em chumbo (Pb) ao longo de um tempo determinado, em uma conhecida série de decaimento radioativo. Como já foi dito, outro fator importante é que esse mineral praticamente não incorpora Pb durante sua cristalização, e desta forma, o Pb medido no espectrômetro de massas pode ser atribuído quase inteiramente ao decaimento radioativo do U e do Th. Além disso, o zircão possui elevada resistência física e térmica, o que mantém o sistema geocronológico fechado ao longo dos eventos geológicos sofridos pelo grão desse mineral. Essa técnica busca obter idades radiométricas dos grãos que foram depositados em uma unidade sedimentar específica.

Devido a sua dureza, durabilidade e inércia química, o zircão é um mineral resistente ao intemperismo e ao transporte sedimentar. É um constituinte comum das areias e, geralmente, resiste ao transporte até os depósitos sedimentares. Consequentemente, grãos detríticos de zircão são frequentemente encontrados nas rochas sedimentares. Essas características dos cristais de zircão fazem desse mineral, possivelmente, a principal ferramenta de geocronologia.

A datação U-Pb de zircões detríticos encontrados em rochas sedimentares e metassedimentares é uma técnica popular, muito utilizada, para a correlação de sequências sedimentares e estudos de proveniência. As idades U-Pb e Th-Pb obtidas nesses cristais de zircão são usadas para estimar fontes deposicionais, bem como para determinar os limites para a deposição máxima e para estudar processos de evolução crustal em escala continental. Esses procedimentos possuem uma série de incertezas, como, por exemplo, a presença de grãos ígneos e metamórficos na população de grãos de uma mesma rocha. Outras incertezas podem ser atribuídas ao método de datação escolhido e à resolução das idades radiométricas obtidas.

As fontes deposicionais são rochas ígneas, metamórficas e sedimentares que foram expostas aos agentes de intemperismo e erosão. Os grãos são erodidos da rocha fonte e posteriormente transportados e depositados em uma bacia sedimentar. Nesse processo, os cristais de zircão podem adquirir formas arredondadas e tamanhos menores, conforme as condições de seleção granulométrica, abrasão física e química sofridas durante o transporte e deposição sedimentar.

Ademais, os grãos detríticos de zircão, com as idades radiométricas robustas mais jovens encontradas nas análises, possibilitam a estimativa de uma idade máxima para a deposição da unidade estratigráfica estudada. Essa técnica é útil para aproximar uma idade limite para o topo da unidade sedimentar. Evidentemente, os grãos detríticos mais novos foram formados em suas fontes antes de serem depositados. Desta forma, a unidade sedimentar não pode ser mais antiga que o grão de zircão detrítico mais jovem encontrado nela. Essa técnica, geralmente, é utilizada em unidades desprovidas de fósseis, embora esteja sujeita a mais incertezas e imprecisões do que um limite de deposição máxima obtido por estudos bioestratigráficos.

6.2 - Imagens dos Zircões Detríticos

Ao todo, foram catados e analisados 441 grãos detríticos de zircão de cinco amostras da Formação Xambioá do topo do Grupo Estrondo. Eles têm dimensões entre 100 e 250 μm e, de

forma geral, apresentam morfologia arredondada a subarredondada (Fig. 18). Poucos apresentaram feições prismáticas e são normalmente fragmentados. A maior parte são incolores e alguns apresentam tons amarelados. Poucas inclusões e feições de metamictização foram observadas. Do total de grãos analisados, 92 são da amostra NK02, 82 da NK16, 81 da NK18, 98 da NK21 e 88 da NK23.

Os grãos catados foram montados em uma seção polida e, em seguida, foram imageados em microscopia ótica e Microscópio Eletrônico de Varredura (ver seção 3.4 e figura 6). Em seguida, foram analisados no LA-ICP-MS, onde foram feitos um total de 453 pontos de datações U-Pb. Nas imagens de catodoluminescência (CL), muitos grãos apresentam zoneamento oscilatório interno, que é uma feição característica de crescimento de zircão por processos magmáticos. Ela pode ser vista mais adiante, no item 6.4, nas figuras 22, 23, 24 e 26. Pela diversidade de morfologias, feições internas e externas, e especialmente pelo aspecto arredondado da grande maioria dos grãos, é possível sugerir, com certa segurança, se tratar de grãos detríticos e identificar uma diversidade de fontes com idades diferentes, o que é típico de bacias de rifte intracontinental.

Figura 18 – Imagens de grãos detríticos de zircão dos micaxistos estudados, observados em lupa.

Para interpretação gráfica dos dados, foram utilizados diagramas concórdia Wetherill, feitos pelo programa IsoplotR (Vermeesch, 2018). A legenda para a leitura dos dados dos diagramas é apresentada na Tabela 3 (página 57).

Para visualização da distribuição das idades, foram feitos histogramas e curvas de distribuição de probabilidade relativa feitas no programa Density Plotter (Vermeesch, 2012).

Durante a escolha dos grãos de zircão para datação, e na interpretação dos dados, eles foram selecionados observando-se aspectos microestruturais e morfológicos. Além disso, foram selecionadas as idades U-Pb possivelmente mais robustas, com discordância menor que 10% e baixo teor de chumbo comum. Devido ao intervalo do tempo geológico objetivado do trabalho, foram utilizadas as idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ para as interpretações. Essa escolha foi feita devido à maior confiabilidade da concordância dessa razão isotópica para estudos com idades U-Pb mais novas que 1.2 Ga.

6.3 - Proveniência dos Zircões Detríticos

O estudo de proveniência de cristais de zircão consiste na interpretação das idades obtidas nos grãos detríticos em relação às possíveis rochas fontes, e unidades geológicas que forneceram sedimentos a uma determinada bacia de deposição, portanto, a diversidade de idades obtidas e sua frequência relativa podem ser interpretadas quanto às rochas expostas aos processos de intemperismo. A fonte sedimentar está intimamente relacionada à disponibilidade das rochas expostas no relevo para atuação de processos erosivos, dos seus respectivos posicionamentos paleogeográficos, da ação do intemperismo e da existência de um sistema de drenagem competente, para o transporte e deposição nas bacias de acolhimento.

A curva de distribuição de probabilidade relativa de todas as 453 idades obtidas neste trabalho ilustra uma dispersão de idades que começa no Arqueano, por volta dos 2.800 Ma, e termina por volta dos 400 Ma, no Cambriano (Fig. 19). Essa curva tem três picos com maior representatividade estatística. O mais antigo, com idade média de cerca de 2.040 Ma, é seguido por outro pico um pouco mais saliente, com idade de 1.000 Ma. O pico mais proeminente e com maior representatividade estatística, com cerca de 30% de todas as idades obtidas, possui idade média de aproximadamente 610 Ma.

Figura 19 - Curva de distribuição de probabilidade relativa das 453 idades U/Pb com discordância <10% obtidas nesta pesquisa.

É interessante notar os intervalos de tempo para a formação desses picos. Eles podem evidenciar períodos orogênicos em escala continental. O intervalo mais antigo, entre aproximadamente 2.100 e 1.900 Ma, pode ser relacionado ao Ciclo Orogrênico Transamazônico. O segundo pico começa a se formar por volta de 1.100 Ma e vai até cerca de 950 Ma. Ele representa rochas formadas no Ciclo Grenvilliano. O pico de probabilidade relativa mais proeminente começa a se formar por volta de 700 Ma e termina aproximadamente em 450 Ma. Esse intervalo pode ser interpretado como contribuição sedimentar resultante da erosão de rochas geradas no Ciclo Orogrênico Brasileiro-Pan Africano.

O pico com as idades mais antigas indica áreas fontes do embasamento arqueano/paleoproterozoico do Cinturão Araguaia, possivelmente do Cráton Amazônico e do Bloco Parnaíba (Pinheiro *et al.*, 2011; Arcanjo *et al.*, 2013; Gorayeb *et al.*, 2019; Assis *et al.*, 2021). É importante lembrar que a rocha fonte não precisa necessariamente estar localizada próximo à bacia de deposição. Desde que haja uma drenagem competente, os sedimentos podem se deslocar por longas distâncias.

O segundo grupo, com idade média por volta de 1.000 Ma, indica contribuição sedimentar de rochas geradas no Ciclo Grenvilliano. Rochas com essas idades são raras na Plataforma Sul-Americana e foram detectadas em apenas algumas regiões, no sudoeste do Cráton Amazônico, ao sul da Província Borborema e em rochas inferidas abaixo do Grupo Bambuí, no oeste do Cráton do São Francisco (Pinheiro *et al.*, 2011). Outra fonte possível para sedimentos com essas idades poderia estar escondida embaixo da cobertura sedimentar da Bacia Parnaíba. A geologia do embasamento da Bacia Parnaíba é essencial, não só no entendimento da evolução do Orógeno Araguaia, mas também na reconstrução de Rodínia e da amalgamação de Gondwana.

Há muitas idades entre 800 e 650 Ma de atribuição pouco clara. Essas idades podem ser atribuídas a rochas do Arco Magmático de Goiás, que compreende uma região de ortognaisses, granitoides e sequências vulcanossedimentares com idades entre 900 e 600 Ma (Pimentel *et al.*, 2000). Outra possibilidade seria relacioná-las a rochas tafrogênicas, já que é possível a existência de vulcanismo associado ao desenvolvimento dos riftes que formaram o Aulacógeno Araguaia.

O pico com idades entre 650 e 450 Ma pode ser atribuído a rochas geradas no Ciclo Brasileiro, durante a amalgamação do Oeste de Gondwana. Rochas fontes com essas idades, possivelmente, estavam localizadas na cordilheira montanhosa formada pelo Orógeno Gondwana Oeste.

A Figura 20 apresenta uma comparação das curvas de distribuições de densidade relativa das cinco amostras de xistos e paragneisses do Grupo Estrondo, ao longo do Cinturão Araguaia. Essas curvas foram feitas com idades U-Pb LA-ICP-MS com concordância acima de 90%. Para melhor visualização, a figura 21 apresenta uma ampliação para cada um dos diagramas apresentados na figura 20. Todas as amostras apresentam grupo de idades mais representativo entre 0.65 e 0.56 Ga (G1), com pico mais proeminente de probabilidade relativa por volta de 0.61-0.65 Ga. O segundo grupo proeminente apresenta intervalo entre 0.88 e 0.72 Ga (G2), seguido pelo grupo de idades 1.06-0.95 Ga (G3).

Figura 20 – Comparação dos diagramas de distribuição de densidade relativa para grãos de zircão detrítico de cinco amostras de rochas metassedimentares da Formação Xambioá (Grupo Estrondo). As idades U-Pb LA-ICP-MS têm menos de 10% de discordância. Primeira linha, diagramas com todos os dados. Segunda linha, diagramas de detalhe para o intervalo entre 0.4 e 1.2 Ga. Os diagramas apresentam pico de maior densidade relativa entre 650 e 560 Ma. Os grupos de maior proeminência, G1, G2 e G3 são representados pelas faixas transparentes de cores vermelha, verde e roxa, respectivamente.

Zircões Detríticos - Amostra NK02
Diagrama de Distribuição Relativa

Zircões Detríticos - Amostra NK16
Diagrama de Distribuição Relativa

Zircões Detríticos - Amostra NK18 Diagrama de Distribuição Relativa

Zircões Detríticos - Amostra NK21 Diagrama de Distribuição Relativa

Figura 21 – Detalhamento dos dados de cada amostra, dos diferente setores estudados.

Segundo os dados analíticos, as amostras NK02, NK16, NK18 e NK23 apresentam zircões com idades mais novas entre 0.57 e 0.53 Ga. As idades mais novas que 0.55 Ga podem ser atribuídas à perda de chumbo. Se a perda não for grande, o ponto, mesmo discordante, permanece próximo da curva da concórdia, mas o valor da idade $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ é abaixada.

É possível notar que NK18 não tem idades na região do G3, entre 1.2 e 1.0 Ga. A amostra NK23 apresenta uma ausência de idades em torno de 1.0 Ga, mas possui idades mais antigas e mais novas que 1.0 Ga. Fontes com idades mais novas que 0.9 Ga podem ser associadas ao Arco Magmático de Goiás. A amostra NK18 apresenta um pico em cerca 0.9 Ga. Nas demais amostras, NK02, NK16 e NK21, foram detectadas idades no intervalo de tempo entre 1.2 e 0.9 Ga. As amostras NK16 e NK21 apresentam um pico com idades por volta de 1.0 Ga.

Essas observações atestam para uma diversidade de fontes sedimentares para a bacia precursora do Cinturão Araguaia. Além disso, traz uma importante constatação para um preenchimento da bacia com sedimentos de fontes formadas há cerca de 1.0 Ga. Essas rochas

fontes, possivelmente, teriam sido geradas durante a amalgamação de Rodínia, no final do Mesoproterozoico.

O segundo Grupo G2, destacado na Figura 20, agrupa idades de proveniência entre 0.9 e 0.7 Ga. Esse grupo apresenta diferente configuração nas cinco amostras. Os picos de probabilidade relativa nas amostras NK21 e NK23 são mais uniformes, diferente das demais amostras, que apresentam uma série de picos sequenciais. Fontes sedimentares com essas idades podem ser atribuídas ao Arco Magmático de Goiás e rochas geradas nos primeiros pulsos colisionais do Ciclo Orogênico Brasileiro-Pan Africano. Outra possibilidade de proveniência seriam rochas magmáticas de características bimodais envolvidas na fase rifte do Aulacógeno Araguaia.

O Grupo G1 (0.7-0.55 Ga) contém os picos com maiores proeminências em todas as amostras. Eles têm diferentes configurações, como, por exemplo, na amostra NK21 forma um pico único e uniforme, enquanto nas outras amostras tem sequências com mais picos. Outro aspecto notável é a diferença de idade dos picos entre as amostras. As amostras NK16 e NK21 apresentam concentração de idades um pouco mais antigas que as demais amostras, com idade média por volta de 650 Ma. Nas demais amostras, o pico de maior proeminência é por volta de 610 Ma.

As amostras NK02, NK16 e NK18 foram coletadas na região de Xambioá, mais ao norte do Cinturão Araguaia. A NK21 é de um paragnaisse da região de Colmeia em uma região mais central. A NK23 é de uma amostra composta por dois tipos de rocha, uma de composição granítica associada em concordância estrutural com o biotita xisto encaixante. Os dados atestam para existência de poucas diferenças laterais regionais durante a deposição do topo do Grupo Estrondo. A representatividade estatística da proveniência sedimentar de fontes de idade ediacarana aponta um possível influxo de sedimentos gerados no Orógeno Gondwana Oeste.

Ao observar as curvas de probabilidade relativa das cinco amostras, é possível concluir que os xistos e paragnaisses do topo do Grupo Estrondo tiveram grande contribuição de fontes ediacaranas, geradas nos diversos pulsos de fechamento do Oceano Goiás-Farusiano e da subsequente colisão continental do Ciclo Orogênico Brasileiro-Pan Africano. O Aulacógeno Araguaia, possivelmente, em toda a sua extensão, recebeu aporte sedimentar de fontes localizadas na imensa cordilheira montanhosa que teria se formado no Oeste de Gondwana durante o final do Neoproterozoico.

6.4 - Idade Máxima de Deposição da Formação Xambioá

Essa parte dos resultados trata da escolha dos grãos detríticos de zircão com idades U-Pb mais jovens, para representação da idade de deposição máxima da Formação Xambioá, no topo do Grupo Estrondo. Inicialmente, realizou-se a primeira série de datações em todos os grãos disponíveis, para obtenção das curvas de densidade relativa. Em seguida, para delimitar a idade máxima para deposição, iniciou-se uma segunda série, após a escolha de alguns grãos com idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ menores do que 580 Ma. No final, três amostras foram selecionadas, de acordo com os dados obtidos (considerando que as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ são mais precisas do que as $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Essas amostras estão localizadas em lugares distintos, de norte a sul no Cinturão Araguaia.

Os grãos selecionados apresentam características detríticas e idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre 550 e 580 Ma. Neles, foi feita a segunda série de datações para tornar mais robusto o valor assumido como idade máxima. Além disso, foram investigadas as evidências detríticas dos cristais de zircão. Esses grãos apresentam morfologia arredondada ou subarredondada, que é típica de grãos que sofreram transporte sedimentar. A microestrutura interna mostra zoneamento oscilatório característico de cristalização magmática. O baixo teor de chumbo comum e a razão Th/U entre 0.2 e 1.0 corroboraram com as texturas internas e morfologias observadas. Assim, o conjunto de análises dos grãos e dos dados obtidos pelo LA-ICP-MS permitiram classificar os grãos selecionados como detríticos, tendo sido formados originalmente em eventos de cristalização magmática de diferentes eventos magmáticos.

As figuras 22, 23 e 24 referem-se às imagens das amostras NK02, NK18 e NK23, respectivamente, em que os grãos selecionados aparecem com imagens de lupa, BSE e CL. Nestas últimas, estão indicados os pontos analíticos em que foram feitas as datações U-Pb e o respectivo valor das idades ^{238}U - ^{206}Pb , obtidas pelo método LA-ICP-MS. A Figura 25 apresenta os diagramas Concórdia contendo todos os grãos selecionados dessas três amostras. Esses grãos estão situados sobre a curva Concórdia, em distâncias muito próximas. A legenda para leitura das idades concórdia e MSWD calculadas pelo programa IsoplotR é apresentada na Tabela 3, no final dessa seção.

Figura 22 - Grãos de zircão pré-selecionados da amostra NK02 com idades entre 580-550 Ma. A figura ilustra a relação entre as imagens de lupa, BSE e CL, com os pontos datados na imagem CL, LA-ICP-MS idade ^{238}U - ^{206}Pb . Diâmetro do spot = 20 μm .

Figura 23 - Grãos de zircão pré-selecionados da amostra NK18 com idades entre 580-550 Ma. A figura ilustra a relação entre as imagens de lupa, BSE e CL, com os pontos datados na imagem CL, LA-ICP-MS idade ^{238}U - ^{206}Pb . Diâmetro do spot = 20 μm .

Figura 24 - Grãos de zircão pré-selecionados da amostra NK23 com idades entre 580-550 Ma. A figura ilustra a relação entre as imagens de lupa, BSE e CL, com os pontos datados na imagem CL, LA-ICP-MS idade ^{238}U - ^{206}Pb . Diâmetro do spot = 20 μm .

Figura 25 - Diagramas Concórdia (200-1000 Ma) de todos os grãos pré-selecionados das amostras NK02, NK18 e NK23.

A Figura 26 representa a imagem CL da seleção dos grãos detríticos de zircão com idades mais jovens e a Tabela 2 os dados das análises LA-ICP-MS. Alguns deles foram escolhidos por apresentarem valores próximos entre si, no mesmo grão e, também, entre os outros grãos, não muito longe de 560 Ma, escolhida para representar a idade máxima de deposição da Formação Xambioá. Nas amostras NK02, foram selecionados os grãos A e C (Fig. 22) que apresentam, nos *spots* 101, 22 e 105, idades de 559, 555 e 560 Ma, respectivamente. A seleção da amostra NK18 foram os grãos B e C (Fig. 23), que apresentam idades de 553 e 555, nos *spots* 103 e 47, respectivamente. Na amostra NK23 (Fig. 24), foram selecionados os grãos A, C e I, com idades de 558, 560, 562 e 563 nos *spots* 2, 101, 13 e 112, respectivamente.

Nessa figura (Fig. 26), pode ser observada a morfologia arredondada dos grãos e suas respectivas estruturas internas, com zoneamento oscilatório magmático bem-marcado nos grãos NK02 C, NK18 B e C e NK23 A. Na Tabela 2, os *spots* selecionados estão marcados em verde claro. As análises que apresentam grande discordância e altos teores de chumbo comum foram descartadas e estão marcadas em vermelho.

A amostra NK23 apresentou cinco *spots* analíticos (43, 111, 93, 109 e 96) nos grãos D, G, H e I, com idades mais jovens que 550 Ma. Essa amostra corresponde ao xisto migmatizado da Formação Xambioá. A localização desses *spots* nos grãos (Fig. 24) permite observar que os locais da análise estão nas bordas dos grãos e próximos a fraturas do cristal. Essa observação permite inferir a interpretação de que esses grãos detríticos podem ter perdido Chumbo pelas partes fraturadas e, assim, apresentarem valores de idade U-Pb mais jovens.

Figura 26 - Imagens de catodoluminescência de zircões detríticos selecionados com idades concordantes mais novas, encontrados nas amostras NK02 (A e C), NK18 (B e C) e NK23 (A, C e I). Exibem forma externa arredondada, desgastada e quebrada dos grãos, possivelmente, devido a transporte sedimentar. Textura interna com zonas oscilatórias, típicas de cristalização magmática, bem-marcadas nos cristais B, E e F.

Tabela 2 - Tabela com os dados analíticos de todos os grãos pré-selecionados. NK02 e NK18 (biotita xisto), NK23 (biotita xisto migmatizado).

Sample	Grain	Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Pb Con. (%)	Isotope Ratios						Ages (Ma)						% Disc		
							²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (%)	ρ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ Pb	± (%)	206/238	= (%)	207/235	= (%)	207/206		= (%)	
NK02	A	13.1	59	73	1.2	1.0	0.7535	3.94	0.0940	0.13	0.38	0.0582	0.34	579	8	570	23	536	122	1	
		101.1	286	95	0.3	0.2	0.7520	1.46	0.0906	0.06	0.69	0.0602	0.12	559	4	569	8	610	42	-2	
	B	7.1	106	98	0.9	2.1	0.6384	2.56	0.0889	0.11	0.73	0.0521	0.21	549	7	501	15	289	81	9	
		102.1	71	60	0.8	7.1	0.8347	2.41	0.1036	0.12	0.33	0.0584	0.20	636	7	616	14	545	75	3	
	C	103.1	299	358	1.2	0.8	0.8265	1.32	0.1006	0.07	0.84	0.0596	0.10	618	4	612	7	588	37	1	
		22.1	180	165	0.9	0.5	0.7211	2.63	0.0899	0.10	0.63	0.0582	0.22	555	6	551	16	536	83	0	
	D	104.1	129	183	1.4	0.1	0.7861	2.36	0.0966	0.06	0.74	0.0590	0.20	594	4	589	14	568	70	0	
		105.1	125	110	0.9	0.0	0.7422	1.96	0.0907	0.08	0.17	0.0594	0.16	560	5	564	11	580	60	0	
	E	23.1	43	38	0.9	1.2	0.7670	6.49	0.0936	0.17	0.34	0.0595	0.54	577	10	578	37	584	176	-1	
		106.1	112	85	0.8	6.2	0.8265	2.18	0.1013	0.11	0.32	0.0592	0.18	622	6	612	12	573	60	1	
		107.1	50	32	0.7	16.9	0.7138	4.80	0.0920	0.11	0.40	0.0563	0.41	568	7	547	28	463	136	3	
		46.1	38	63	1.7	4.4	0.6369	5.11	0.0878	0.21	0.29	0.0526	0.42	543	12	500	27	311	107	8	
	108.1	33	43	1.3	2.7	0.7423	4.31	0.0884	0.14	0.32	0.0609	0.41	546	9	564	26	636	124	-4		
	109.1	42	89	2.1	1.5	0.8165	4.86	0.0969	0.14	0.43	0.0611	0.41	597	9	606	28	642	131	-2		
NK18	A	33.1	64	40	0.6	1.9	0.7368	5.97	0.0939	0.13	0.53	0.0569	0.45	579	7	561	34	488	161	3	
		101.1	148	214	1.4	2.9	0.6316	2.03	0.0753	0.09	0.97	0.0608	0.19	468	5	497	12	633	66	-6	
		102.1	129	151	1.2	2.6	0.7950	2.36	0.0976	0.08	0.95	0.0591	0.21	600	5	594	14	570	77	1	
	B	18.1	108	148	1.4	2.4	0.7390	2.89	0.0926	0.12	0.71	0.0579	0.25	571	7	562	17	525	94	1	
		103.1	202	142	0.7	2.3	0.7207	2.14	0.0899	0.09	0.81	0.0581	0.18	555	5	551	13	535	68	0	
		104.1	107	56	0.5	2.7	0.7774	3.08	0.0982	0.09	0.74	0.0574	0.24	604	5	584	18	507	89	3	
	C	105.1	26	20	0.8	39.9	0.9258	7.33	0.0999	0.17	0.01	0.0672	0.56	614	10	665	36	844	135	-8	
		47.1	97	135	1.4	5.7	0.7201	3.99	0.0896	0.08	0.95	0.0583	0.33	553	5	551	24	540	119	0	
		106.1	56	94	1.7	0	0.7885	3.18	0.0907	0.15	0.63	0.0631	0.26	560	9	590	18	711	88	-6	
	D	107.1	75	114	1.5	1.3	0.7696	4.99	0.0874	0.13	0.77	0.0639	0.41	540	8	580	29	737	130	-7	
		46.1	276	214	0.8	1.1	0.7715	2.37	0.0915	0.07	0.97	0.0611	0.18	565	4	581	14	644	64	-3	
		108.1	604	1388	2.3	23.1	0.3260	1.48	0.0317	0.04	0.98	0.0745	0.30	201	2	287	11	1056	80	-30	
	E	109.1	291	453	1.6	8.7	0.6878	2.82	0.0785	0.08	0.96	0.0635	0.28	487	5	532	17	727	90	-9	
		77.1	283	306	1.1	0.5	0.7924	2.29	0.0951	0.05	0.37	0.0605	0.16	585	3	593	13	620	58	-2	
		110.1	101	95	0.9	0.4	0.8437	2.92	0.1030	0.13	0.87	0.0594	0.21	632	7	621	16	582	78	1	
	F	111.1	180	150	0.8	2.5	0.7692	1.86	0.0977	0.08	0.95	0.0571	0.15	601	5	579	11	496	52	3	
		92.1	127	113	0.9	5.1	0.7846	5.28	0.0887	0.16	0.77	0.0641	0.42	548	10	588	31	746	145	-7	
		112.1	71	75	1.0	0	0.8352	3.67	0.1008	0.14	0.78	0.0601	0.25	619	8	617	19	607	93	0	
	113.1	371	264	0.7	9.7	0.8001	1.88	0.0960	0.09	0.99	0.0605	0.19	591	5	597	11	620	64	-2		
	NK23	A	1.1	94	67	0.7	0	0.8149	7.04	0.0953	0.18	0.54	0.0620	0.57	587	10	605	42	674	195	-4
2.1			37	34	0.9	3.4	0.6704	9.16	0.0905	0.36	0.38	0.0537	0.81	558	21	521	56	360	253	7	
101.1			37	38	1.0	1.1	0.7639	4.40	0.0908	0.10	0.46	0.0610	0.37	560	6	576	27	639	132	-3	
B		19.1	186	115	0.6	0.3	0.7626	4.68	0.0945	0.19	0.28	0.0585	0.40	582	11	576	27	550	148	1	
		102.1	164	69	0.4	4.1	0.7552	2.51	0.0923	0.09	0.68	0.0594	0.18	569	5	571	14	580	65	-1	
		103.1	157	125	0.8	13.1	0.7882	2.12	0.0936	0.09	0.25	0.0611	0.16	577	5	590	12	643	56	-3	
C		13.1	129	74	0.6	0.3	0.7139	6.41	0.0911	0.18	0.57	0.0569	0.50	562	11	547	37	486	186	2	
		104.1	90	68	0.8	0.5	0.7447	2.62	0.0933	0.12	0.63	0.0579	0.22	575	7	565	15	525	80	1	
		43.1	132	57	0.4	2.2	0.6929	2.74	0.0896	0.10	0.52	0.0561	0.23	553	6	535	16	455	90	3	
D		105.1	80	42	0.5	0.8	0.7783	2.56	0.0940	0.10	0.12	0.0601	0.20	579	6	585	15	606	75	-1	
		51.1	63	100	1.6	1.2	0.7949	4.73	0.0954	0.12	0.51	0.0605	0.37	587	7	594	29	620	130	-2	
		106.1	53	103	2.0	3.4	0.7579	4.01	0.0924	0.13	0.84	0.0595	0.35	570	8	573	23	585	129	-1	
E		83.1	190	124	0.7	0	0.8063	2.19	0.0954	0.09	0.64	0.0613	0.16	588	5	600	12	649	58	-3	
		107.1	74	72	1.0	0.2	0.7657	2.80	0.0964	0.11	0.74	0.0576	0.22	594	6	577	16	514	80	2	
		108.1	226	67	0.3	1.1	0.7821	2.32	0.0967	0.07	0.85	0.0587	0.18	595	4	587	14	555	67	1	
F		92.1	156	74	0.5	0.6	0.7489	2.93	0.0934	0.11	0.81	0.0581	0.23	576	7	568	17	535	90	1	
		111.1	139	61	0.4	1.3	0.6760	1.85	0.0862	0.06	0.55	0.0569	0.17	533	4	524	11	487	64	1	
		93.1	407	472	1.2	0.4	0.7264	2.19	0.0890	0.08	0.85	0.0592	0.16	550	5	554	13	574	61	-1	
G		109.1	267	339	1.3	0.3	0.6933	2.12	0.0869	0.07	0.92	0.0579	0.17	537	4	535	13	525	66	0	
	110.1	434	392	0.9	2.1	0.7681	1.66	0.0936	0.05	0.95	0.0595	0.13	577	3	579	10	587	49	-1		
	96.1	146	66	0.4	0	0.7106	2.35	0.0882	0.12	0.47	0.0585	0.18	545	7	545	14	547	68	-1		
H	112.1	168	128	0.8	0.6	0.7249	1.90	0.0913	0.06	0.78	0.0576	0.15	563	4	554	11	515	58	1		
	113.1	105	55	0.5	0.9	0.7371	2.21	0.0928	0.07	0.62	0.0576	0.19	572	4	561	13	515	71	2		

Legenda:

	Grãos selecionados (boas idades)
	Análises imprecisas (descartadas)

A Figura 27 apresenta o diagrama Concórdia com todos os *spots* selecionados e, dele, foi calculada a idade concórdia de aproximadamente 560 Ma, que é interpretada como idade de deposição máxima para a Formação Xambioá do Grupo Estrondo.

Figura 27 - Diagrama concórdia (200-1000 Ma) com a representação dos dados dos oito *spots* selecionados, com idade concórdia próximo de 560 Ma.

Tabela 3 - Legenda para leitura dos dados de idade concórdia e MSWD apresentados nos diagramas concórdia elaborados pelo software IsoplotR.

Legenda para os Diagramas Concórdia	
1. Concordia age = $\tau \pm x / y / z$	
τ:	<i>the Maximum Likelihood estimate of the age using the algorithm of Ludwig (1998).</i>
x:	<i>the analytical uncertainty (σ) of τ.</i>
y:	<i>the 100(1-α)% confidence interval for τ.</i>
z:	<i>the approximate 100(1-α)% confidence interval for τ with overdispersion, calculated as $z = t y \sqrt{\text{MSWD}}$, where t is the 1-$\alpha/2$ percentile of a t-distribution with the appropriate degrees of freedom (only reported if the p-value of the chi-square test is $< \alpha$).</i>
2. MSWD = $u \mid v \mid w, p(\chi^2) = x / y / z$	
u:	<i>the Mean Square of the Weighted Deviates (MSWD) for concordance.</i>
v:	<i>the MSWD for equivalence.</i>
w:	<i>the MSWD for concordance + equivalence.</i>
x:	<i>the chi-squared p-value for concordance.</i>
y:	<i>the chi-squared p-value for equivalence.</i>
z:	<i>the chi-squared p-value for concordance + equivalence.</i>

6.5 - Idades de Cristais de Monazita

A monazita é um fosfato de coloração castanha-avermelhada e contém elementos terras raras (ETR) em sua composição química. Devido à variedade de componentes, a monazita pode ser considerada um grupo de minerais com fórmula química geral $(\text{Ce,La,Y,Th})\text{PO}_4$. Possui uma dureza entre 5 e 5,5 na escala Mohs e densidade relativa entre 4,6 e 5,7. Cristaliza no sistema monoclinico, geralmente com hábito prismático e seção basal hexagonal. A monazita ocorre como mineral acessório em granitos, gnaisses e pegmatitos e, devido a sua elevada resistência ao intemperismo, ocorre em sedimentos e rochas sedimentares como grãos detríticos.

A datação U-Pb de monazita é uma ferramenta importante usada para o estudo de rochas metamórficas, ígneas, sedimentares e hidrotermais. A principal importância desse mineral na geocronologia é a sua elevada resistência termal, o que permite que o sistema radioativo permaneça fechado e o geocronômetro U-Th-Pb funcione através dos eventos geológicos. A temperatura de fechamento da monazita depende da sua composição química, mas geralmente é superior a 700°C. Acima dessa temperatura, o cristal pode começar a perder Pb radiogênico por difusão química em estado sólido ou auxiliada por fluidos, e, assim, o sistema geocronológico U-Th-Pb é aberto. Abaixo da temperatura de fechamento, o sistema geocronológico volta a funcionar.

Os mecanismos de perda de Pb geram zonas de diferentes composições dentro do cristal de monazita. Essas zonas geralmente possuem idades U-Pb diferentes e podem ser relacionadas a eventos geológicos distintos. A principal complexidade do método é correlacionar as idades obtidas em um cristal de monazita com os possíveis eventos geológicos. Ou seja, a complexidade está em atribuir a idade radiométrica obtida no cristal de monazita a uma idade geológica, referente a um evento geológico. Demais incertezas podem ser devidas à resolução do equipamento utilizado para a datação.

6.6 - Idade Mínima da Formação Xambioá

No presente trabalho foram encontrados cristais de monazita em duas amostras, NK23 e NK25. Essas amostras correspondem a migmatitos da Formação Xambioá encontrados na região meridional do Cinturão Araguaia. Elas estão descritas nos capítulos 4 e 5, figuras 15 e 17. Na análise petrográfica, a monazita foi identificada como inclusões em cristais de biotita primária nas porções graníticas dessas amostras (Fig. 17F).

Os grãos de monazita separados e concentrados foram posteriormente catados e montados em seção polida para as análises de MEV e LA-ICP-MS. Nas duas amostras, os cristais de monazita apresentam coloração translúcida, às vezes amarelada, diâmetros entre 50 e 200 μm , formas subédricas ou euédricas com hábito prismático pseudo-hexagonal prismático achatado e uma direção de clivagem distinta. Nas imagens BSE e CL, os grãos apresentam microestrutura interna homogênea, com raras inclusões (Figs. 29 e 30). As análises EDS apresentaram composição das monazitas ricas em Cério (Ce), com fórmula química geral (Ce, La, Nd, Th)PO₄ (Fig. 28).

Figura 28 – Diagramas EDS de análise pontual sobre grão de monazita. Análises da amostra NK23 (A) e da amostra NK25 (B).

Nas imagens de CL, os cristais são homogêneos e não apresentam zoneamento composicional (Figs. 29 e 30). Essa textura interna homogênea é sugestiva de cristalização primária. Foram datados por U-Pb LA-ICP-MS um total de 25 grãos de monazita de cada

amostra, NK23 e NK25, e os dados analíticos são apresentados na Tabela 4. Somente os *spots* analisados com melhor concordância ($> 95\%$) e baixo teor de chumbo comum foram utilizados para o cálculo das idades concórdia. As análises dos *spots* com alto grau de discordância ou idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ muito jovem foram descartados. Os diagramas concórdia para os *spots* das amostras citadas são ilustrados nas figuras 31 e 32, com idades concórdia de $532,73 \pm 1,34$ Ma e $535,33 \pm 1,69$ Ma, respectivamente. Na Figura 33, foi feito um diagrama concórdia integrado com todos os pontos analisados nas duas amostras. Esse diagrama apresentou uma idade concórdia de aproximadamente 535 Ma.

Figura 29 – Exemplos de cristais de monazita da amostra NK23 em imagens de lupa, BSE e CL. *Spots* analíticos LA-ICP-MS e idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ marcados na imagem CL. Diâmetro do spot = $20\mu\text{m}$.

Figura 30 - Exemplos de cristais de monazitas da amostra NK23 em imagens de lupa, BSE e CL. Spots analíticos LA-ICP-MS e idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ marcados na imagem CL. Diâmetro do spot = 20 μm .

As idades radiométricas U-Pb para as monazitas obtidas neste trabalho são muito próximas das idades U-Pb em monazitas obtidas por Alves *et al.* (2019) para os granitos da Suíte Santa Luzia (Tabela 5). Nesse trabalho, os autores interpretam as idades U-Pb em zircão para a Suíte Santa Luzia em ~540 Ma como idade de magmatismo, e as idades U-Pb monazita mais novas ~532 Ma como representantes dos últimos estágios do magmatismo da Suíte. Gorayeb *et al.* (2020) apresentam idades U-Pb SHRIMP em zircões dos granitos da Suíte Santa Luzia obtendo idade média de cristalização de 542 ± 3 Ma.

Tabela 4 - Dados analíticos dos grãos de monazitas datados das amostras NK23 e NK25. *Spots* marcados em vermelho foram descartados devido ao alto grau de discordância ou idade muito jovem.

Sample	Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Pb Com.	Isotope Ratios							Ages (Ma)						% Disc.
						$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm$	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$	206/238	$\pm$	207/235	$\pm$	207/206	$\pm$	
NK23	3.1	2561	41508	16	0.1	0.6880	0.0206	0.0873	0.0007	0.74	0.0572	0.0015	539	4	532	12	499	59	1
	5.1	3386	46314	14	0.1	0.6781	0.0192	0.0861	0.0007	0.66	0.0571	0.0014	533	4	526	12	495	54	1
	7.1	2295	39520	17	0.0	0.6924	0.0192	0.0858	0.0010	0.79	0.0585	0.0015	531	6	534	12	549	55	-1
	9.1	1277	42714	33	0.1	0.6965	0.0192	0.0868	0.0011	0.71	0.0582	0.0015	537	7	537	11	537	53	-1
	10.1	1428	36991	26	0.0	0.6858	0.0203	0.0853	0.0010	0.67	0.0583	0.0016	527	6	530	12	542	58	-1
	11.1	2067	22846	11	0.2	0.7047	0.0184	0.0879	0.0011	0.97	0.0582	0.0014	543	7	542	11	536	54	0
	12.1	929	37692	41	0.1	0.6911	0.0207	0.0856	0.0011	0.59	0.0585	0.0016	530	7	534	12	550	60	-1
	13.1	1474	32203	22	0.1	0.6861	0.0220	0.0860	0.0011	0.86	0.0578	0.0017	532	6	530	13	524	63	0
	14.1	1436	35418	25	0.0	0.6939	0.0210	0.0846	0.0011	0.99	0.0595	0.0017	524	6	535	13	585	62	-3
	15.1	2323	37467	16	0.1	0.6619	0.0177	0.0841	0.0010	0.98	0.0571	0.0013	521	6	516	11	495	49	0
	16.1	743	15271	21	0.1	0.6820	0.0240	0.0870	0.0012	0.79	0.0569	0.0017	538	7	528	14	486	62	1
	17.1	1885	37770	20	0.1	0.6807	0.0190	0.0847	0.0011	1.00	0.0583	0.0015	524	6	527	12	542	58	-1
	18.1	1938	38250	20	0.1	0.7049	0.0181	0.0878	0.0011	1.00	0.0582	0.0014	543	6	542	11	538	52	0
	19.1	563	110858	197	0.1	0.7119	0.0250	0.0879	0.0012	0.04	0.0588	0.0020	543	7	546	15	558	71	-1
	20.1	2746	38982	14	0.2	0.6730	0.0211	0.0861	0.0010	0.93	0.0567	0.0017	532	6	523	13	480	67	1
	21.1	2927	40869	14	0.1	0.6893	0.0214	0.0862	0.0010	0.99	0.0580	0.0018	533	6	532	13	529	66	0
	23.1	2551	42171	17	0.1	0.6636	0.0210	0.0851	0.0010	0.99	0.0566	0.0017	526	6	517	13	476	65	1
	24.1	1774	45318	26	0.1	0.6861	0.0218	0.0860	0.0010	0.67	0.0579	0.0018	532	6	530	13	524	67	0
	25.1	3283	56138	17	0.1	0.6888	0.0209	0.0868	0.0010	0.92	0.0576	0.0017	536	6	532	13	514	66	0
	1.1	2635	45020	17	0.1	0.6938	0.0194	0.0825	0.0007	0.96	0.0610	0.0014	511	4	535	12	640	54	-5
	2.1	1986	50628	25	0.1	0.6558	0.0229	0.0829	0.0007	0.98	0.0574	0.0017	514	4	512	14	506	64	0
	4.1	1645	49434	30	0.0	0.7235	0.0249	0.0887	0.0007	0.60	0.0592	0.0019	548	4	553	15	573	70	-1
	6.1	3133	39947	13	0.2	0.6868	0.0199	0.0822	0.0007	0.86	0.0606	0.0014	509	4	531	12	625	54	-5
	8.1	1959	34242	17	0.1	0.6957	0.0193	0.0829	0.0011	0.99	0.0609	0.0015	513	6	536	12	635	57	-5
	22.1	1115	27913	25	0.1	0.6426	0.0260	0.0828	0.0011	0.90	0.0563	0.0021	513	7	504	15	464	79	1
NK25	4.1	1237	25096	20	0.6	0.6798	0.0238	0.0854	0.0009	0.72	0.0578	0.0018	528	6	527	14	521	69	0
	19.1	2597	47257	18	0.2	0.6839	0.0152	0.0858	0.0006	0.98	0.0578	0.0014	531	4	529	9	522	52	0
	1.1	1229	37557	31	0.3	0.6623	0.0244	0.0860	0.0010	0.58	0.0559	0.0019	532	6	516	15	447	69	3
	3.1	2776	31906	11	0.2	0.6679	0.0196	0.0862	0.0008	0.91	0.0562	0.0016	533	5	520	12	461	62	2
	10.1	3445	53047	15	0.1	0.6822	0.0215	0.0868	0.0009	0.99	0.0570	0.0017	536	5	528	13	493	64	1
	9.1	3648	39834	11	0.3	0.6889	0.0220	0.0874	0.0009	0.99	0.0572	0.0017	540	5	532	13	498	65	1
	5.1	3435	44003	13	0.1	0.7053	0.0228	0.0876	0.0009	0.97	0.0584	0.0018	542	5	542	14	544	67	-1
	13.1	1185	30004	25	0.3	0.6870	0.0250	0.0877	0.0007	0.98	0.0568	0.0021	542	4	531	15	485	78	2
	11.1	1580	36838	23	0.1	0.6241	0.0167	0.0794	0.0007	0.89	0.0570	0.0014	493	4	492	10	491	52	0
	16.1	2693	35292	13	0.6	0.6417	0.0144	0.0797	0.0007	0.97	0.0584	0.0013	494	4	503	9	546	48	-2
	2.1	632	44275	70	0.2	0.7020	0.0244	0.0921	0.0010	0.32	0.0553	0.0019	568	6	540	15	423	71	5
	14.1	2503	45990	18	0.1	0.7037	0.0156	0.0939	0.0006	0.98	0.0544	0.0013	579	4	541	9	386	51	6
	15.1	2282	33083	14	0.3	0.6382	0.0161	0.0975	0.0007	0.96	0.0475	0.0013	600	4	501	10	72	50	19
	18.1	1014	10933	11	0.5	1.1023	0.0889	0.2125	0.0032	0.79	0.0376	0.0027	1242	17	754	26	0	48	64

Figura 31 - Diagrama concórdia (intervalo 400 a 800 Ma) com *spots* selecionados da amostra NK23. Idade concórdia de 533 ± 1.34 Ma.

Figura 32 - Diagrama concórdia (intervalo 400 a 800 Ma) com os *spots* selecionados da amostra NK25. Idade concórdia de 535 ± 1.65 Ma.

Figura 33 - Diagrama concórdia com todos os *spots* selecionados, das amostras NK23 e NK25. Idade concórdia de $\sim 534 \pm 1$ Ma.

As idades radiométricas U-Pb das monazitas obtidas neste trabalho, entre 535 e 533 Ma, são interpretadas como idades dos últimos estágios de cristalização magmática do Granito Santa Luzia, em cerca de 534 Ma. Esses valores de idades estão um pouco abaixo das idades de Alves *et al.* (2019) e Gorayeb *et al.* (2020) para esse evento de granitogênese, que se desenvolveu nos estágios principais da evolução tectônica do Orógeno Araguaia.

A Tabela 5 apresenta uma relação de todas as idades já obtidas para a Suíte Santa Luzia e as interpretações dadas pelos autores. Nela, é possível ver que as idades para a cristalização dos plútons apresentam idades próximas a 540 Ma. Gorayeb *et al.* (2020) apresentam idade concórdia integrada dos plutons Barrolândia, Presidente Kennedy e Santa Luzia de 542 ± 2 Ma. Alves *et al.* (2019) apresentaram idade U-Pb em zircão de 538 ± 1 Ma interpretada como de cristalização do plúton Santa Luzia, e também apresentaram idades U-Pb em monazitas de 534 ± 5 Ma interpretadas como idades de cristalização e de 512 ± 1 Ma e 501 ± 1 Ma interpretadas como idades das etapas finais de cristalização do plúton Santa Luzia.

Os dados petrográficos obtidos neste trabalho permitiram inferir que o metamorfismo do Grupo Estrondo atingiu uma temperatura de aproximadamente 550°C. O magmatismo que gerou a Suíte Santa Luzia ocorreu contemporaneamente ou pouco tempo após o pico metamórfico e sua idade de cristalização está entre 540-535 Ma. Hasui *et al.* (1975)

interpretaram a idade de 473 ± 25 de K-Ar em biotita como idade de resfriamento do orógeno com cerca de 350°C . Esses dados permitem estimar uma taxa de resfriamento para o Orógeno Araguaia, em que, em aproximadamente 70 Ma, o orógeno resfriou cerca de 200°C . Isso indica que a taxa de resfriamento foi entre 2 e 3°C por milhão de anos.

Tabela 5 – Relação de todas as idades publicadas para a Suíte Santa Luzia.

UNIDADE	PLUTON	IDADE (MA)	MÉTODO ANALÍTICO	INTERPRETAÇÃO	REFERÊNCIA
SUÍTE SANTA LUZIA	Ramal do Lontra	497 ± 46	Isócrona Rb-Sr Rocha Total	Intrusão tardi-tectônica	Macambira (1983)
		549 ± 5	Evaporação Pb Zircão	Cristalização Magmática	Alves (2006)
	Barrolândia	536 ± 6	U-Pb Zircão	Cristalização Magmática	Alves et al. (2019)
		524 ± 6	U-Pb Monazita	Cristalização Magmática	Alves et al. (2019)
		473 ± 25	K-Ar Biotita	Idade de Resfriamento	Hasui et al. (1975)
		542 ± 2	U-Pb Zircão (SHRIMP)	Cristalização Magmática	Gorayeb et al., (2020)
	Presidente Kennedy	539 ± 5	Evaporação Pb Zircão	Cristalização Magmática	Gorayeb et al. (2019)
		540 ± 5	U-Pb Zircão (SHRIMP)	Cristalização Magmática	Gorayeb et al., (2020)
	Santa Luzia	583 ± 39	Evaporação Pb Zircão	Idade de Intrusão	Moura e Gaudette (1993)
		560 ± 10	Evaporação Pb Zircão	Cristalização Magmática	Moura e Sousa (2002)
		538 ± 1	U-Pb Zircão	Cristalização Magmática	Alves et al. (2019)
		534 ± 5	U-Pb Monazita	Cristalização Magmática	Alves et al. (2019)
		512 ± 1	U-Pb Monazita (Pegmatito)	Estágio Final de Cristalização	Alves et al. (2019)
		501 ± 1	U-Pb Monazita (Pegmatito)	Estágio Final de Cristalização	Alves et al. (2019)
		528 ± 5	U-Pb Zircão (SHRIMP)	Pico Metamórfico	Moura et al., (2008)
		546 ± 2	U-Pb Zircão (SHRIMP)	Cristalização Magmática	Gorayeb et al., (2020)

A importância tectônica dessa suíte magmática é que os corpos graníticos foram acomodados logo após o principal pulso colisional de formação do Cinturão Araguaia. É um magmatismo sin a tardi cinemático ao longo de um eixo onde o metamorfismo ocorreu com maior intensidade. Esse evento representa, portanto, uma importante transição nos estágios finais da colisão, que, possivelmente, foi seguida da fase extensional e colapso do orógeno.

7 - HISTÓRIA GEOLÓGICA DO CINTURÃO ARAGUAIA

A história geológica do Cinturão Araguaia começa com a existência de um conjunto de massas continentais, amalgamadas em um grande continente chamado Rodínia. Esse supercontinente aglutinou-se durante o final do Mesoproterozoico e início do Neoproterozoico, entre cerca de 1.200 Ma e 900 Ma. Durante esse período, outro bloco continental, denominado de Bloco Centro-Africano (D'Agrella & Cordani (2017), encontrava-se distante de Rodínia, separado pelo Oceano Goiás-Farusiano. O Bloco Centro-Africano compreendia os Crátons Congo-São Francisco, Paranapanema, Rio de La Plata e Kalahari. A fragmentação de Rodínia originou as principais peças continentais, que, juntamente com o Bloco Centro-Africano, se amalgamaram para formar o supercontinente Gondwana, durante o final do Neoproterozoico.

Existe evidente continuidade geocronológica, que permite assumir que os crátons Amazônico, Oeste-Africano, São Luís e Bloco do Parnaíba estavam unidos em Rodínia. Essas evidências são principalmente a predominância de idades arqueanas e paleoproterozoicas e similaridades geológicas, como magmatismo TTG formado em intervalo de tempo parecido, presença de intrusões graníticas orosirianas e fonte juvenil mesoarqueana, encontradas em rochas da Província Carajás e do Escudo das Guianas, do Cráton Amazônico, dos crátons São Luís e Oeste-Africano e do Complexo Colmeia do Cinturão Araguaia.

Como melhor exemplo para essas evidências, podemos citar a continuidade e similaridade geocronológica entre o embasamento da parte leste do Cinturão Araguaia (Complexo Colmeia, Granitos Cantão e Serrote e Complexo Rio dos Mangues) e a região da Província de Carajás do sudeste do Cráton Amazônico.

O Complexo Colmeia representa o embasamento cristalino do cinturão como estruturas braquianticlinais com formas dômicas (Xambioá, Lontra, Colmeia) compostas por TTGs e ortognaisses com idades U-Pb em zircão variando entre 2.85 e 2.90 Ga (Moura e Gaudette, 1999; Dias *et al.*, 2017). Acomodada nas rochas arqueanas do Complexo Colmeia, está a intrusão do Granito Cantão, de composição granítica a granodiorítica, com assinatura geoquímica de granito tipo A (Moura, 1992). A idade U-Pb em zircão de 1.86 Ga desse granito (Dias *et al.*, 2017) é interpretada como a idade da intrusão do pluton. Na porção sudeste do cinturão, afloram gnaisses tonalíticos paleoproterozoicos do Complexo Rio dos Mangues, de idade U-Pb em zircão de 2.065 ± 3 Ma (Arcanjo *et al.*, 2013). Intrudido nesses gnaisses, encontra-se o batólito de composição de sienogranito do Granito Serrote, com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão de 1.861 ± 41 Ma (Souza e Moura, 1995). Essa relação geocronológica das rochas

do embasamento do Cinturão Araguaia e de suas intrusões graníticas evidencia que os embasamentos do Arqueano (Complexo Colmeia) e do Paleoproterozoico (Complexo Rio dos Mangues) já se encontravam amalgamados no período Orosiriano, pois ambos apresentam intrusões graníticas de idade similar (1.87 e 1.86 Ga). Por sua vez, a Província Carajás é um segmento crustal arqueano, no sudeste do Cráton Amazônico (Cordani *et al.*, 1984; Teixeira *et al.*, 1989), caracterizado por magmatismo TTG de idades entre 2.96 e 2.87 Ga. Além disso, essa província possui intrusões de granitos tipo A orosirianos (Granito Cigano e correlatos), com idades entre 1.88 e 1.86 Ga, muito parecidas com as idades dos granitos Cantão e Serrote. A presença das intrusões contemporâneas nesses segmentos crustais vizinhos é um forte indício de que essas duas regiões estavam agrupadas em um único bloco continental.

A tectônica inicial do Cinturão Araguaia está relacionada às forças de separação continental que atuaram durante a ruptura de Rodínia entre 1.000 e 750 Ma. Essas forças divergentes geraram um sistema de rifte intracontinental entre o Cráton Amazônico e o postulado Bloco Parnaíba. Esse evento é marcado, primeiramente, por intrusões das suítes alcalinas Monte Santo e Serra da Estrela, acomodadas nas rochas do Complexo Rio dos Mangues. São corpos de meta-sienitos e meta-nefelina sienitos que representam um magmatismo subsaturado alcalino, datado por Arcanjo e Moura (2000) em 1.0 Ga. Em seguida, a extensão crustal é marcada pela intrusão da suíte gabroica Xambica, que consiste em uma série de plútons, diques e soleiras de metagabros e metadiabásios, intrudidos nas rochas metassedimentares do Grupo Estrondo e do seu embasamento (Complexo Colmeia). Essas intrusões são interpretadas como um magmatismo de rifte nos primeiros estágios da fase extensional do Cinturão Araguaia (Gorayeb *et al.*, 2004). Os corpos ígneos de gabros e diabásios, com idades Pb-Pb de intrusão entre 0.87 e 0.75 Ga, foram metamorfizados posteriormente, portanto antecedem o metamorfismo regional (Barros *et al.*, 2010). Esse mesmo evento tectônico distensivo, possivelmente, pode ser atribuído à origem dos sistemas de rifteamento que formaram as bacias sedimentares primordiais do Cinturão Gurupi, entre o Cráton Oeste-Africano e Bloco do Parnaíba, e o Cinturão Rockelide, entre os crátons Oeste-Africano e Amazônico. De forma geral, esse grande evento distensivo gerou três sistemas de riftes intracontinentais que, durante o Toniano, evoluíram para a separação dos crátons Amazônico e Oeste-Africano, bem como do Bloco do Parnaíba.

As rochas metassedimentares basais do Grupo Estrondo apresentam zircões detríticos com idades paleoproterozoicas e arqueanas. Pinheiro *et al.* (2011) sugerem a existência de fontes distintas para o domínio norte e sul dos quartzitos da Formação Morro do Campo. Essa

sugestão foi elaborada principalmente porque os zircões detríticos datados no domínio norte (região de Xambioá), apresentaram idades arqueanas, entre 3.0 e 2.65 Ga. Já no domínio sul, os zircões apresentaram principalmente idades meso a neoproterozoicas (1.25-1.85 Ga) e, com menor frequência, idades paleoproterozoicas entre 1.85 e 1.70 Ga. Gorayeb *et al.* (2020) obteve resultados de zircões detríticos semelhantes aos de Pinheiro *et al.* (2011) para uma amostra de quartzito da região sul do cinturão, próximo a Paraíso do Tocantins. Esses dados indicam que a fonte sedimentar das bacias iniciais eram as rochas do paleocontinente, que estava se fragmentando e, aparentemente, o norte e o sul desse sistema de riftes recebiam sedimentos com idades diferentes, o que, de certa forma, é comum e esperado em um sistema de rifteamento continental extenso.

Os riftes evoluíram até formar os estágios iniciais de uma crosta oceânica, evidenciada pela presença de corpos ofiolíticos tectonicamente dispostos em meio às sequências metassedimentares (Kotschoubey *et al.* 2005). Paixão (2009) datou, pelo método Sm-Nd em rocha total, cinco amostras de diques (três de olivina-gabros e duas de dolerito) que cortavam os peridotitos mantélicos do Ofiolito Quatipuru. A idade isocrônica resultante, de 757 ± 49 Ma, foi interpretada como idade de formação de litosfera oceânica no Cinturão Araguaia (Barros e Gorayeb, 2019). Hodes *et al.* (2019) propuseram um modelo de hiperextensão crustal com consequente exumação do manto.

As margens desse oceano intracontinental restrito seriam separadas por algumas centenas de quilômetros, e essa imagem permite uma analogia simples com o Mar Vermelho atual, com sua forma alongada, e onde uma crosta oceânica começa a se desenvolver.

Enquanto ocorria a extensão e a concomitante abertura da bacia sedimentar precursora do Araguaia, o Oceano Goiás-Farusiano subductava e, desta forma, aproximava o Bloco Centro-Africano do Bloco do Parnaíba. A subducção do oceano Goiás-Farusiano por baixo do Bloco Centro-Africano é evidenciada por arcos magmáticos dispostos ao longo do lineamento de escala continental Transbrasiliano-Kandi. São exemplos os arcos magmáticos de Goiás e Santa Quitéria no Brasil e Iskel no noroeste africano. A subducção, começou por volta de 900 Ma e evoluiu até cerca de 650 Ma, quando, finalmente, culminou na mega colisão continental. Esse foi o início do ciclo orogênico Brasileiro - Pan-Africano, que teve seu ápice por volta de 620 Ma e gerou uma longa cordilheira montanhosa do tipo Himalayano, ao longo do Lineamento Transbrasiliano-Kandi. Essa cordilheira foi denominada por Ganade *et al.* (2014) como Orógeno Gondwana Oeste e corresponde a uma mega sutura tectônica da parte oeste do

Supercontinente de Gondwana. O aulacógeno contendo a Bacia Araguaia ficou retido no interior do Bloco Parnaíba.

Com a mudança de regime tectônico, de extensivo para compressivo, cessou o afastamento das margens da Bacia Araguaia e iniciou-se a sua inversão tectônica, tardiamente em relação aos pulsos iniciais do Orógeno Gondwana Oeste. A observação do mosaico da colagem tectônica resultante evidencia que o Bloco do Parnaíba recebeu os primeiros esforços compressivos e funcionou como escudo tectônico para a bacia. Além disso, a região ainda se encontrava em seus estágios de rifteamento, com crosta superaquecida e em evidente extensão, entretanto essa força tectônica divergente foi sobreposta pelos esforços compressivos resultantes da convergência e colisões do Ciclo Orogênico Brasileiro. Resumidamente, os stresses compressivos atravessaram a crosta do bloco Parnaíba para vencer as tensões tectônicas divergentes que buscavam abrir a Bacia Araguaia.

Os resultados das análises dos zircões detríticos obtidos neste trabalho permitem interpretar que a Formação Xambioá, topo estratigráfico do Grupo Estrondo, se formou a partir de sedimentos originados da erosão de rochas formadas em diferentes pulsos do ciclo tectônico Brasileiro entre 650 e 560 Ma. Além disso, os zircões detríticos mais jovens encontrados, com idades por volta de 560 Ma, apontam que a bacia ainda recebia carga sedimentar nesse tempo. As possíveis fontes para zircões dessa idade seriam granitos Brasileiros tardi a pós-orogênicos. Isso indica que a proveniência sedimentar do topo do Grupo Estrondo foi contemporânea aos estágios finais do Orógeno Gondwana Oeste. Possivelmente, o Grupo Estrondo é uma unidade sedimentar depositada durante a inversão tectônica da bacia, onde as falhas do rifte começavam a ser reativadas inversamente, contemporâneas à sedimentação da bacia. Consequentemente, o metamorfismo regional deve ser posterior a 560 Ma, idade dos grãos de zircão detríticos mais novos. O metamorfismo regional em fácies anfibolito nas rochas da Formação Xambioá indica que essa unidade, durante sua evolução tectônica, atingiu profundidade crustal ≥ 15 km, temperaturas entre 550 e 580 °C e pressão entre 6-7 kbar.

A inversão tectônica das sucessões vulcânicas e sedimentarias do preenchimento da Bacia Araguaia evoluiu para um orógeno colisional por meio da tectônica colisional acompanhada de empurrões e dobras (Barros & Gorayeb, 2019). A quantidade de corpos ofiolíticos espalhados ao longo do Cinturão evidencia que a crosta oceânica recém-formada, ainda quente e pouco densa, foi tectonicamente espremida entre as sequências metassedimentares.

A evolução orogênica aconteceu até aproximadamente 540 Ma, quando ocorreu a anatexia crustal, seguida pela cristalização dos granitoides da Suíte Santa Luzia (Alves *et al.*, 2019; Gorayeb *et al.*, 2020; e este trabalho). Estes se mobilizaram, intrudindo as sequências supracrustais, de forma concordante com a foliação, caracterizando uma granitogênese sin a tardi-cinemática (Gorayeb *et al.* 2020). Possivelmente, os magmas desses granitos foram gerados durante o envolvimento do embasamento na colisão continental. Esses magmas migraram e se alojaram junto às rochas metassedimentares, em profundidade, durante os estágios colisionais finais do orógeno, com pouca ou quase nenhuma diferença térmica com as rochas encaixantes. A acomodação dos granitos ocorreu durante ou pouco tempo após o pico do metamorfismo regional. O ápice orogênico aconteceu entre 560 e 540 Ma, possivelmente mais próximo de 540 Ma.

Finalmente, Macambira (1983) e Hasui *et al.* (1985) relatam idades K-Ar em micas e anfibólios de aproximadamente 500 Ma. Dias *et al.* (2017), em um estudo de termocronologia por traços de fissão em zircão, identificaram uma população de zircão com idades entre 489 ± 15 Ma e 498 ± 8 Ma. Essas idades podem ser interpretadas como referentes ao resfriamento, à exumação e ao colapso do Orógeno Araguaia. As análises geocronológicas deste trabalho permitiram estimar uma taxa de resfriamento para o orógeno entre cerca de 2 e 3°C por milhão de anos.

8 – CONCLUSÕES

Os principais objetivos desta pesquisa foram os de investigar a proveniência de zircões detríticos do Cinturão Araguaia, para definir a idade de sedimentação máxima para a Formação Xambioá do Grupo Estrondo, e buscar aprimorar a definição da evolução tectônica do cinturão em seus eventos terminais. Para atingir esses objetivos, foram utilizadas as relações geológicas observadas no campo, os estudos petrográficos e as datações U-Pb por LA-ICPMS em grãos detríticos de zircão e cristais de monazita.

No capítulo anterior foi feito um resumo atualizado do que se conhece a respeito da história geológica do Cinturão Araguaia (CA). Nele pode ser verificada a importância dos resultados obtidos na presente dissertação para interpretar os acontecimentos ocorridos durante o período relacionado com a inversão tectônica e o metamorfismo regional do CA. Em especial, a contribuição relacionada com a idade dos zircões

detríticos mais novos recebidos na sedimentação (560 Ma), e o intervalo de idade estabelecido para o metamorfismo regional (560-540 Ma). O magmatismo granítico da Suíte Santa Luzia, datado em aproximadamente 540 Ma e acomodado junto às rochas metassedimentares do Grupo Estrondo, aponta para a idade dos últimos estágios da orogenia Araguaia.

Com relação às fontes de sedimentação, o aulacógeno Araguaia, em toda a sua extensão, recebeu alguns zircões detríticos do Arqueano. Na curva de distribuição de probabilidade relativa das idades, aparece um intervalo importante com idades entre 2.100 e 1.900 Ma, e outro, mais expressivo, com idades entre 1.100 e 950 Ma. Entretanto, o pico mais proeminente da curva inclui idades entre 700 e 450 Ma, interpretado como devido à contribuição sedimentar resultante da erosão de rochas geradas na cordilheira tipo “Himalayana” formada pelo Orógeno Gondwana Oeste, ao longo do Lineamento Transbrasiliano-Kandi.

Quanto às fases terminais da evolução tectônica do cinturão, os zircões detríticos mais jovens encontrados, com idades por volta de 560 Ma, apontam que a bacia ainda recebia carga sedimentar nesse tempo, e conseqüentemente, o metamorfismo regional de fácies anfibolito, para as rochas da Formação Xambioá, seria posterior a essa idade. Finalmente, a evolução orogênica continuou até aproximadamente 540 Ma, quando ocorreram as intrusões dos granitos tardi a pós-tectônicos do CA. Em especial os da Suíte Santa Luzia, datados em monazita em aproximadamente em 535 Ma, cuja acomodação se deu durante ou pouco tempo após o pico do metamorfismo regional.

9 - AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho foi possível graças ao apoio financeiro fornecido pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), do governo do Brasil, por meio da concessão de bolsa de mestrado acadêmico (Proc. No. 132997/2019-30 MCT-CNPq). Agradeço ao professor Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), por todo o suporte durante os levantamentos de campo e discussões geológicas. Sou grato ao apoio da UFPA na cessão de veículo e motorista para o desenvolvimento dos trabalhos de campo, e o apoio financeiro do projeto “Petrologia, geocronologia e tectônica das rochas magmáticas do Cinturão Araguaia”

(CNPq-Projeto Universal, Processo No. 427225/2016-7), coordenado pelo Prof. Paulo Gorayeb. Foram essenciais as datações radiométricas realizadas pelo professor Miguel Ângelo Stipp Basei, Solange Lucena de Sousa e equipe do Laboratório de Espectrometria de Massa por Ablação a Laser (LA-ICP-MS) do CPGeo USP. Agradeço também as instruções do técnico Vasco Antônio Pereira dos Loios no Laboratório de Separação e Preparação de Amostras (LSP-IGc-USP).

10 - REFERÊNCIAS

- Abreu, F.A.M., 1978, O Supergrupo Baixo Araguaia, *in* SBG, Anais XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, v.2, p. 539-545.
- Abreu, F.A.M., Gorayeb, P.S.S., Hasui, Y., 1994, Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia, *in*: SBG-NO, Anais IV Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, p. 1-4.
- Aleinikoff, J.N., Schenk, W.S., Plank, M.O., Srogi, L.A., Fanning, C.M., Kamo, S.L., Bosbyshell, H., 2006. Deciphering igneous and metamorphic events in high-grade rocks of the Wilmington complex, Delaware: morphology, cathodoluminescence and backscattered electron zoning, and SHRIMP U–Pb geochronology of zircon and monazite. *Geol. Soc. Am. Bull.* 118, 39–64.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981, Brazilian Structural Provinces: an Introduction, *Earth-Science Reviews*, v. 17, p. 1-29, doi:10.1016/0012-8252(81)90003-9.
- Alvarenga, C.J.S., Moura, C.A.V., Gorayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M., 2000, Paraguay and Araguaia belts, *in*: U.G., Cordani, E.J., Milani, A.T., Filho, D.A., Campos (Eds.), *Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro, SBG, p.183-193.
- Alves, C.L.A., 2006, Petrografia, geoquímica e geocronologia do Granito Ramal do Lontra e sua relação com a tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá-TO [Dissertação de Mestrado]: Belém, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, 132p.
- Alves, P.V.F.S., Botelho, N.F., Dantas, E.L., Cuadros, F.A., 2019, The Cambrian peraluminous Santa Luzia granite suite in the Araguaia Belt, central Brazil: Evidence for closure of the Clymene Ocean based on zircon and monazite U-Pb data, *Journal of South American Earth Sciences*, DOI: 10.1016/j.jsames.2019.03.007.
- Arcanjo, S.H.S., Moura, C.A.V., 2000, Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO), *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 665-670.
- Arcanjo, S.H.S., Abreu, F.A.M., Moura, C.A.V., 2001, Magmatismo alcalino mesoproterozóico na Província Tocantins uma evidência de quebraamento do supercontinente Rodínia? *in*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, v. 7, Belém, Anais CD ROM.
- Arcanjo, S.H.S., Abreu, F.A.M., Moura, C.A.V., 2013, Evolução Geológica das Sequências do Embasamento do Cinturão Araguaia na Região de Paraíso do Tocantins (TO), *Brazilian Journal of Geology*, 43 (3), 501–514.
- Assis, C.R.F, Moura, C.A.V, Neto, J.M.M, Gorayeb, P.S.S, Dias, A.N.C, 2021, Zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope systematics of the Araguaia Belt basement Rocks:

- Evidence of links with the southeastern Amazonian Craton, Brazil, *Precambrian Research*, DOI: 10.1016/j.precamres.2020.106090.
- Barros, L.D., 2015, Caracterização geológica da Suíte Ofiolítica Serra do Tapa, SE do Pará – Cinturão Araguaia [Dissertação de Mestrado]: Belém, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, 97p.
- Barros, L.D., Gorayeb, P.S.S., 2019, Serra do Tapa Ophiolite Suite - Araguaia Belt: Geological characterization and Neoproterozoic evolution (central-northern Brazil), *Journal of South American Earth Sciences*, DOI: 10.1016/j.jsames.2019.102323.
- Bordalo, R.A., dos Santos, T.J.S., Dantas, E.L., 2020, Structural evolution and U/Pb zircon age of the Xambioá gneiss dome, contributions to the Araguaia fold belt tectonic history, *Journal of South American Earth Sciences*, DOI: 10.1016/j.jsames.2020.102753.
- Boudier, F. & Nicolas, A., 1995, Nature of the Moho Transition Zone in the Oman Ophiolite, *Journal of Petrology*, v. 36, p. 777-796.
- Costa, J.B.S., Gorayeb, P.S.S., Bemerguy, R.L., Lemos, R.L., Gama Junior, T., 1983, Projeto Paraíso do Norte, Relatório Final, Belém, DNPM/UFPA, p. 125.
- Costa J.B.S., Gorayeb P.S.S., Hasui Y., 1988, Relações estruturais entre o Cinturão Araguaia e o Maciço Goiano na região de Paraíso do Norte-Gurupi, GO, *in*: SBG-NO, Anais XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, v. 5, p. 2187-2196.
- Cordani U.G., Pimentel M.M., Ganade de Araújo C.E., Fuck R.A. 2013. The significance of the Transbrasiliano–Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, v. 43, p. 583-597.
- Cruz, D.J.N., Gorayeb, P.S.S., 2020, Geology and petrology of the mafic dyke swarms of the Araguaia Belt: Evidence for distinct events of intracontinental magmatism in central-northern Brazil and correlations with large igneous provinces, *Journal of South America Earth Science*, DOI: 10.1016/j.jsames.2020.102563.
- D'Agrella Filho, M.S., Cordani, U.G., 2017, The paleomagnetic record of the São Francisco-Congo Craton, *in*: São Francisco Craton, eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent, DOI: 10.1007/978-3-319-01715-0_16.
- Dias, A.N.C., Moura, C.A.V., Milhomem Neto, J.M., Chemale Jr, F., Girelli, T.J., Masuyama, K.M., 2017, Geochronology and thermochronology of the gneisses of the Brasiliano/Pan-African Araguaia Belt: records of exhumation of West Gondwana and Pangea break up, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 80, p. 174-191.
- Ganade de Araujo, C.E., Rubatto, D., Hermann, J., Cordani, U.G., Caby, R., Basei, M.A.S., 2014a, Ediacaran 2,500 km-long synchronous deep continental subduction in the West Gondwana Orogen, *Nature Communications*, v. 6198, p. 1-8.
- Ganade de Araujo, C.E., Weinberg, R.F., Cordani, U.G., 2014b, Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process, *Terra Nova*, v. 26, p. 157-168.
- Gorayeb, P.S.S., 1981, Evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro (GO), Brasil, [Dissertação de Mestrado]: Belém, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, 100p.
- Gorayeb, P.S.S., 1989, Corpos Serpentiníticos da Faixa Araguaia na Região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia, *Revista Brasileira de Geociências*, v. 19, p. 51-62.
- Gorayeb, P.S.S., 1996, Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional-TO [Tese de Doutorado]: Belém, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, 262p.
- Gorayeb, P.S.S., Alves, C.L., 2003, Superposição tectono-metamórfica do Cinturão Araguaia no embasamento Arqueano na região de Xambioá e Lontra – TO, *in*: SBG, Anais do IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Búzios, p.84-85.

- Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V., Calado, W.M., 2004, Suíte Intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico Neoproterozoico pré-tectônico no Cinturão Araguaia, *in*: SBG, Anais XLII Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá-MG, v. 1, p.35-35.
- Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V., Abreu, F.A.M., 2008, Geologia do Parque Estadual da Serra dos Martírios-Andorinhas e região adjacente, *in*: P.S.S., Gorayeb (Ed.), Parque Martírios-Andorinhas: conhecimento, história e preservação, Belém, UDUFPA, p. 53-75.
- Gorayeb, P.S.S. & Pamplona, L.J.P., 2010, O metamorfismo de baixo grau da porção oeste do Cinturão Araguaia: região de Araguacema-Conceição do Araguaia e Serra do Tapa, *in*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, v. 45, Belém, Brasil, Anais, CD-ROM.
- Gorayeb, P.S.S., Costa, J.R.C., Cruz, D.J.N., 2017, A Suíte Máfica Conceição-Santana do Araguaia (feixe de diques de diabásios e gabros), fronteira Pará – Tocantins, *in*: SBG-NO, Anais XV Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, p. 292-296.
- Gorayeb, P.S.S., Santos, W.P., Moura, C.A.V., Sousa, L.H., 2019, Petrologia, geoquímica e geocronologia dos granitos Presidente Kennedy e Barrolândia: contextualização na evolução do Cinturão Araguaia, *Geologia USP, Série Científica*, v. 19, p. 89-116.
- Gorayeb, P.S.S., Cordani, U.G., da Silva Neto, J.J.A., Sato, K., Mauer, V.C., 2020, U–Pb SHRIMP zircon ages of Ediacaran-Cambrian granitic bodies in central Brazil: Implications for the tectonic evolution of the Araguaia belt, *Journal of South American Earth Sciences*, DOI: 10.1016/j.jsames.2020.102804.
- Hasui, Y., Costa, J.B.S., Abreu, F.A.M, 1984, Província Tocantins: Setor setentrional, *in*: Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. (Coords), O Pré-Cambriano do Brasil, São Paulo, Editora Edgard Blücher, p. 137-204.
- Hodel, F., Trindade, R.I.F., Macouin, M., Meira, V.T., Dantas, E.L., Paixão, M.A.P., Rospabé, M., Castro, M.P., Queiroga, G.N., Alkmim, A.R., Lana, C.C., 2019, A Neoproterozoic hyper-extended margin associated with Rodinia's demise and Gondwana's build-up: The Araguaia Belt, central Brazil, *Gondwana Research*, Volume 66, Pages 43-62, ISSN 1342-937X, DOI: 10.1016/j.gr.2018.08.010.
- Iwanuch, W., 1991. Geologia dos Complexos Alcalinos Proterozóicos do Centro do Estado do Tocantins. (Unpublished Ph.D thesis). Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.
- Inkson, B.J., 2016, Scanning electron microscopy (SEM) and transmission electron microscopy (TEM) for materials characterization, *Materials Characterization Using Nondestructive Evaluation (NDE) Methods*, Woodhead Publishing, Pages 17-43, DOI: 10.1016/B978-0-08-100040-3.00002-X.
- Li, Z.X., Bogdanov, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovskiy, V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research* 160, 179–210.
- Li, Z.-X., Evans, D.A.D., Halverson, G.P., 2013. Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. *Sedimentary Geology* 294, 219–232. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.05.016>.
- Figueiredo, S.L., Gorayeb, P.S.S, 2009, Análise Geológica, Geomórfológica do Parque Estadual da Serra dos Martírios-Andorinhas: potencial para o geoturismo. *Pesquisas em Turismo e Paisagens Cársticas*, 2(1).
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* 211, 47–69.

- Kotschoubey, B., Hieronymus, B., Albuquerque, C.A.R., 2005, Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt (northern Brazil): Remnants of a poorly evolved oceanic crust?, *J. South American Earth Sciences*, v. 20, p. 211–230.
- Kroener, A., Cordani, U.G., 2003, Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology, *Tectonophysics*, v. 375, p. 325–352.
- Ludwig, K.R., 1998. On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(4), pp.665-676.
- Miyagawa, L.J.P.P., Gorayeb, P.S.S., 2013, Basaltos almofadados da Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho: registros de fundo oceânico na porção centro-oeste do Cinturão Araguaia, *Geologia USP, Série Científica*, v. 13, p. 111-124.
- Moura, C.A.V., Gaudette, H.E., 1993, Evidence of Brasiliano/Pan-African deformation in the Araguaia belt: implication for Gondwana evolution, *Revista Brasileira de Geociências*, v. 23, p.117-123.
- Moura, C.A.V., Gaudette, H.E., 1999, Zircons ages of basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. *Basement Tectonics*, Kluwer Academic Publisher, v. 13, p. 155-178.
- Paixão, M.A.P., Nilson, A.A., 2002, Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas, *in: SBG-NO, Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, v. 3, p. 85–103.
- Paixão, M.A.P., Nilson, A.A., Dantas, E.L., 2008, The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa, *in: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., De Wit M.J. (Eds.), West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*, Geological Society London, Special Publications, v. 294, p. 297–318.
- Paixão, M.A.P., 2009, Complexo Ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil [Tese de Doutorado]: Brasília, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.
- Pamplona, L.J.P. & Gorayeb, P.S.S., 2010, O metamorfismo no extremo leste do Cinturão Araguaia, *in: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 45, Belém, Anais, CD-ROM.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S.M., 2000, The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc, *in: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, v.1, p.195-229.
- Pinheiro, B.L.S., Moura, C.A.V., Gorayeb, P.S.S., 2011, Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd, *Revista Brasileira de Geociências*, 41(2): 304-318.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Siga Junior, O., Sato, K., Sproesser, W.M., Loios, V.A.P., 2009, Dating minerals by ID-TIMS geochronology at times of *in situ* analysis: selected case studies from the CPGeo-IGc-USP laboratory, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v.81, n.1, p. 73-87, DOI: 10.1590/S0001-37652009000100010.
- Trindade, R.I., D'Agrella-Filho, M.S., Epof, I., Brito Neves, B.B., 2006, Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana, *Earth Planet. Scientific Letters*, v. 244, p. 361–377.
- Trindade, C.R., 2019, Imageamento sismológico da litosfera do Brasil central: subsídios ao entendimento da evolução tectônica regional, [Tese de Doutorado]: Brasília, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 210p.
- Valentin, E., Botelho, N.F., Dantas, E.L., 2020, Monte Santo suite, an example of Ediacaran-Cambrian deformed alkaline rocks in the Araguaia Belt, Central Brazil.

- Implications for Western Gondwana evolution, *Lithos*, DOI: 10.1016/j.lithos.2020.105552.
- Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., 2008, *Geologia e recursos minerais do estado do Pará – SIG*, Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico, 1.000.000, Belém, 328p.
- Vermeesch, P., 2012. On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology*, v.312-313, 190-194, doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.04.021 0.
- Vermeesch, P., 2018, IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, v.9, p.1479-1493, doi: 10.1016/j.gsf.2018.04.001.
- Viana, R.R., Battilani, G.A., 2014b, SHRIMP U-Pb and U-Pb Laser Ablation Geochronological on Zircons from Monte Santo Alkaline Intrusive Suite, Western Araguaia Belt, Tocantins State, *Brazilian Journal of Geology*, 2, 170–180.
- Vroon, P.Z., Van der Wagt, B., Koornneef, J.M., Davies, G.R., 2008, Problems in obtaining precise and accurate Sr isotope analysis from geological materials using laser ablation MC-ICPMS. *Anal Bioanal Chem* (2008) 390:465–476, DOI: 10.1007/s00216-007-1742-9.
- Winter, J.D., 2010, *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*, 2nd ed., pages 613-615.