



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ARMANDO LUCAS SOUZA DE OLIVEIRA

**ARCABOUÇO CRUSTAL E CONDIÇÕES P-T DO METAMORFISMO NO
TERRENO ALTO PAJEÚ, NE DO BRASIL: implicações para a evolução
neoproterozoica da Província Borborema**

Recife
2023

ARMANDO LUCAS SOUZA DE OLIVEIRA

**ARCABOUÇO CRUSTAL E CONDIÇÕES P-T DO METAMORFISMO NO
TERRENO ALTO PAJEÚ, NE DO BRASIL: implicações para a evolução
neoproterozoica da Província Borborema**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal

Orientador: Prof. Dr. Lauro César Montefalco de Lira Santos (UFPE)

Coorientadora: Profa. Dra. Mahyra Ferreira Tedeschi (UFMG)

Recife

2023

Catálogo na fonte
Bibliotecário Gabriel Luz, CRB-4 / 2222

O48a Oliveira, Armando Lucas Souza de.
 Arcabouço crustal e condições P-T do metamorfismo no terreno Alto
 Pajeú, NE do Brasil: implicações para a evolução neoproterozoica da Província
 Borborema / Armando Lucas Souza de Oliveira, 2023.
 125 f.: il.

 Orientador: Prof. Dr. Lauro César Montefalco de Lira Santos.
 Coorientadora: Profa. Dra. Mahyra Ferreira Tedeschi.
 Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
 Programa de Pós-Graduação em Geociências. Recife, 2023.
 Inclui referências e anexos.

 1. Geociências. 2. Integração geofísica-estrutural. 3. Metamorfismo de
 rochas básicas. 4. Geotermobarometria. 5. Trajetória P-T horária. 7. Evolução
 crustal. 8. Orogênese Brasileira. I. Santos, Lauro César Montefalco de Lira
 (Orientador). II. Tedeschi, Mahyra Ferreira (Coorientadora). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG / 2023 - 129

ARMANDO LUCAS SOUZA DE OLIVEIRA

**ARCABOUÇO CRUSTAL E CONDIÇÕES P-T DO METAMORFISMO NO TERRENO
ALTO PAJEÚ, NE DO BRASIL: implicações para a evolução neoproterozoica da
Província Borborema**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal

Aprovado em: 10 de fevereiro de 2023

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Lauro César Montefalco de Lira Santos (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Rafael Gonçalves da Motta (Examinador Externo)
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

Dr. Vladimir Cruz de Medeiros (Examinador Externo)
Serviço Geológico do Brasil

Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves (Examinador Externo)
Universidade Federal de Ouro Preto

Em memória de Armando de Paiva.
Para Gabrielle, Pedro e Claudionor; Marlise e Luiz.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho contou com o suporte do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), através da bolsa de estudos que viabilizou sua realização. Agradeço à Universidade Federal de Pernambuco e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências pela oportunidade de contribuir com o conhecimento geológico do sertão nordestino, a partir deste projeto.

Muitas pessoas colaboraram, de alguma forma, para a execução dessa pesquisa. Agradeço ao meu orientador, Dr. Lauro Santos, pela receptividade, interesse e confiança depositados; e à minha co-orientadora, Dra. Mahyra Tedeschi, pela disponibilidade, criatividade e respeito com a ciência. Tem sido um privilégio trabalhar com cientistas que tanto admiro, e com quem aprendi muito mais que geologia. Mesmo à distância, a experiência de participar do MAPECLAB e do Petrochronics mudou meu modo de compreender e interagir com as geociências.

Sou especialmente grato à minha família: Marlise, Luiz “da Ótica”, “Cláudio”, Belle, Pedro, tia “Zau”, tia Mércia, vó Maria, tia Cícera (e tantos outros...), obrigado por toda compreensão e apoio! Vocês são fundamentais.

Agradeço aos amigos, que independentemente da distância sempre estão por perto: Bárbara (e Ginga, Pipa, Half-Graben), Carlos, Vinícius, Marcos, Khalil e Joyce (já são alguns anos compartilhando da sombra de um cajueiro muito especial); a Manu e Ericka, pela companhia sempre agradável, por toda a gentileza e por tudo mais que aqui não cabe; e a Glenda, pela recepção em Recife e pela colaboração em várias (muitas!) etapas desse trabalho.

Agradeço, por fim, a todos os profissionais que ofereceram apoio logístico para aquisição dos dados que embasam essa pesquisa, em especial às professoras Dra. Gláucia Queiroga (LMic-UFOP) e Dra. Ariete Righi (Laboratório de Espectroscopia Raman-UFGM).

RESUMO

A Província Borborema, NE do Brasil, é um segmento crustal neoproterozoico que exhibe padrões complexos de deformação, metamorfismo e magmatismo. Seu desenvolvimento está relacionado à Orogênese Brasileira/Pan-Africana, no contexto da construção de Gondwana Ocidental. Esta pesquisa objetiva elucidar a evolução estrutural e metamórfica do terreno Alto Pajeú, subprovíncia Transversal, estabelecendo suas implicações tectônicas para a configuração da Província Borborema. Combina análise geofísica-estrutural a um estudo petrológico de detalhe, para caracterização do arcabouço crustal do terreno e das condições do metamorfismo de rochas básicas em seu interior. O terreno Alto Pajeú é recortado por zonas de cisalhamento transcorrentes que correspondem a lineamentos geofísicos expressivos. Foliações miloníticas de alto ângulo compõem feições subordinadas, associadas, em campo, a lineações de estiramento mineral sub-horizontais. Indicadores cinemáticos atribuem sentido de movimento sinistral e dextral, respectivamente, para estruturas de direção NE-SW e E-W. Contrastes geofísicos significativos são verificados entre este terreno e domínios adjacentes. Uma foliação reliquiar de ângulo baixo relacionada a empurrões é reconhecida em escala de afloramento. A tectônica transcorrente caracteriza o estágio tardio da Orogênese Brasileira na região (ca. 575 Ma). Por sua vez, a petrologia de granada anfibolitos no complexo São Caetano revela pelo menos dois estágios de metamorfismo. A rocha é porfiroblástica, com cristais de granada sub-centimétricos imersos em matriz de granulação fina a média. A paragênese A1 (Grt + Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt $\pm$ Ilm + Qz) marca o pico de pressão, enquanto a assembleia A2 (sem rutilo) é indicativa de grau relativamente mais baixo. Domínios de desestabilização dos porfiroblastos são ocupados por agregados de biotita, epidoto, plagioclásio, anfibólio, quartzo e ilmenita. A zonação química da granada é evidente em mapas composicionais e análises pontuais por microsonda eletrônica: núcleos ricos em Mn e bordas com teor de Fe relativamente mais altos refletem crescimento em múltiplos estágios. Análises litogeoquímicas indicam composição basáltica para o protólito, com padrões de distribuição de elementos traço e terras raras semelhantes aos de basaltos de ilha oceânica. Estimativas termobarométricas para o metamorfismo foram obtidas via métodos convencionais, modelagem de equilíbrio de fases (sistema NCKFMASHTO) e geobarometria elástica. Indicam ápice de pressão a 11 Kbar, ca. 620-650 °C, no

campo de estabilidade da assembleia A1. A paragênese posterior (A2) se desenvolveu em condições de grau mais baixo, correspondente ao intervalo entre 8,5 e 7,5 Kbar, a 590-630 °C. Caracterizam metamorfismo de pressão moderada e alta temperatura (MP/HT). Se constrói uma trajetória P-T de sentido horário, interpretada como registro de processos orogênicos de acreção a colisão continental: o pico de pressão reflete espessamento crustal, a que se segue uma tendência de descompressão sub-isotérmica (colapso e exumação do orógeno). Em conjunto, os dados discutidos nesse trabalho embasam a interpretação de um modelo evolutivo para a Orogênese Brasileira na região do terreno Alto Pajeú. Seu estágio inicial é associado a um contexto orogênico acrecionário-a-colisional, registrado por extensivo magmatismo de arco e metamorfismo de pressão moderada. É seguido pela instalação do regime transcorrente de larga escala, em um possível cenário de tectônica de escape lateral.

Palavras-chave: integração geofísica-estrutural; metamorfismo de rochas básicas; geotermobarometria; trajetória P-T horária; evolução crustal; Orogênese Brasileira.

ABSTRACT

The Borborema Province, NE Brazil, is a Neoproterozoic crustal segment that exhibits complex deformational, metamorphic and magmatic patterns. Its development relates to the Brasiliano/Pan-African Orogeny, which took place along the construction of Western Gondwana. This research aims to bring light upon the structural and metamorphic evolution of the Alto Pajeú terrane, Transversal subprovince, in order to establish its tectonic implications for the setup of the Borborema Province. Combined, geophysical-structural analysis and detailed petrological study characterize the crustal framework of the Alto Pajeú terrane and assess the metamorphic conditions of basic rocks in its interior. The Alto Pajeú terrane is crosscut by strike-slip shear zones that correspond to expressive geophysical lineaments. Steeply-dipping mylonitic foliations are expressed as subordinate geophysical features, in association (at field scale) with sub-horizontal stretching mineral lineations. Kinematic markers attribute sinistral and dextral motion senses, respectively for NE-SW and E-W structures. Significant geophysical contrasts mark the transition between the Alto Pajeú terrane and neighboring domains. A reliquial, low-angle, thrust-related foliation is identified at outcrop scale. The strike-slip regime characterizes the late stages of the Brasiliano Orogeny in the region (*ca.* 575 Ma). A petrological study over garnet amphibolites in the São Caetano complex revealed, at least, two metamorphic stages. The porphyroblastic rock features sub-centimetric garnet crystals surrounded by a fine- to medium-grained matrix. The A1 paragenesis (Grt + Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt $\pm$ Ilm + Qz) marks the pressure peak, whereas the A2 assemblage (without rutile) is indicative of a relatively lower metamorphic grade. Aggregate biotite, epidote, amphibole, plagioclase, ilmenite and quartz occur at destabilization domains after garnet porphyroblasts. Punctual analysis and EPMA compositional maps evidence the chemical zoning within garnet crystals: Mn-rich cores and relatively Fe-rich rims reveal multiple growth stages. Litho-geochemical analysis suggest a basaltic composition for possible protholiths of the garnet amphibolite. Trace and rare earth elements distribution patterns are analogous to oceanic island basalts. Geothermobarometric estimates for the metamorphism were obtained *via* conventional methods, phase equilibrium modelling (NCKFMASHTO system) and elastic geobarometry, revealing peak pressure conditions of *ca.* 11 Kbar at 620-650 °C, under the stability field of A1 paragenesis. The following assemblage (A2) developed under relatively lower P-T

conditions, corresponding to the range of 8.5 to 7.5 Kbar, at *ca.* 590-630 °C. These features characterize medium pressure/high temperature (MP/HT) metamorphic conditions. A clockwise P-T path is built for the studied rocks, interpreted as recording accretionary-to-collisional orogenic processes: metamorphic peak pressures reflect crustal stacking mechanisms, followed by a sub-isothermal decompression trend (orogenic collapse and exhumation). Combined, the datasets discussed within this work based the interpretation of an evolutive model for the Brasiliano Orogeny at the region of the Alto Pajeú terrane. Its initial stage is associated to an accretionary-to-collisional orogenic setting, recorded by extensive continental arc magmatism and medium pressure metamorphism. It is followed by the installation of a large-scale strike-slip shear zone system, in a possible scenario of lateral escape tectonics.

Keywords: geophysical-structural integration; metamorphism of basic rocks; geothermobarometry; clockwise P-T path; crustal evolution; Brasiliano Orogeny.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localização da área de estudo e principais vias de acesso.	20
Figura 2 –	Métodos de investigação e principais resultados (diagrama esquemático).	22
Figura 3 –	A) Reconstrução paleogeográfica de Gondwana Ocidental. B) Compartimentação tectônica da Província Borborema.	26
Figura 4 –	<i>Fig. 1:</i> A) Pre-drift reconstruction of Western Gondwana. B) Tectonic framework of the Borborema Province. C) Geological sketch of the Central Borborema Province and localization of the study area.	34
Figura 5 –	<i>Fig. 2:</i> Geological map of the study area.	37
Figura 6 –	<i>Fig. 3:</i> Interpreted topographic lineaments over pseudo-illuminated (315° Az) ASTER GDEM image and respective rose diagram.	40
Figura 7 –	<i>Fig. 4:</i> Gamma-ray spectrometry products.	43
Figura 8 –	<i>Fig. 5:</i> Anomalous Magnetic Field map.	44
Figura 9 –	<i>Fig. 6:</i> Magnetometry products. A) Total Gradient map. B) Interpreted magnetic lineaments over TG map.	45
Figura 10 –	<i>Fig. 7:</i> Magnetometry products. A) First Vertical Derivative map. B) Interpreted magnetic lineaments over DZ map. ...	46
Figura 11 –	<i>Fig. 8:</i> Magnetometry products. A) Tilt Derivative map. B) Interpreted magnetic lineaments based on TD map.	47
Figura 12 –	<i>Fig. 9:</i> Magnetic domains map.	48
Figura 13 –	<i>Fig. 10:</i> Schematic board of magnetic domains and lineaments.	49
Figura 14 –	<i>Fig. 11:</i> Litho-structural sketch with schematic geological sections and synthetic contour plots stereograms for foliation measurements.	51
Figura 15 –	<i>Fig. 12:</i> Low-angle foliation and associated structures in the Alto Pajeú Terrane.	52

Figura 16 –	<i>Fig. 13: Mylonitic foliation and associated structures in the Alto Pajeú Terrane.</i>	54
Figura 17 –	<i>Fig. 14: Mylonitic foliation and associated structures of the Juru-Belém shear zone.</i>	55
Figura 18 –	<i>Fig. 15: Structural features of the São Caetano Complex north of Itapetim shear zone.</i>	56
Figura 19 –	<i>Fig. 16: Brittle structures in migmatitic metapelites from the São Caetano Complex.</i>	57
Figura 20 –	<i>Fig. 17: Microstructures in mylonitic orthogneiss from Juru-Belém shear zone.</i>	59
Figura 21 –	Esboço geológico da área de estudo e localização da amostra Tx-13.	66
Figura 22 –	Aspectos de campo e amostra de mão de granada anfibolito (Tx-13).	67
Figura 23 –	Aspectos petrográficos (granada anfibolito).	69
Figura 24 –	Principais texturas e fases minerais do granada anfibolito (Tx-13), com destaque para porfiroblastos de granada.	70
Figura 25 –	Fotomicrografias representativas (granada anfibolito).	71
Figura 26 –	Diagramas para composições de granada (A), plagioclásio (B) e anfibólio cálcico (C).	75
Figura 27 –	Mapas composicionais e máscara de fases minerais. A) Al. B) Fe. C) Ca. D) Máscara de fases minerais. E) Mn. F) Mg.	77
Figura 28 –	Estimativas de temperatura com base na composição de anfibólio cálcico (geotermômetro Ti-Amp), para domínios de núcleo e borda de cristais.	78
Figura 29 –	Composição química de rocha total. A) Diagrama de classificação para rochas vulcânicas. B) Diagrama AFM com limite entre as séries Toleítica e Cálcio-Alcalina. C) Perfil de elementos traço. D) Perfil de ETR.	80
Figura 30 –	Diagrama isoquímico no sistema NCKFMASHTO para composição do granada anfibolito (Tx-13).	82

Figura 31 –	Geobarometria QuiG. Fotomicrografias (A-D) e espectros Raman (E-H) representativos de inclusões de quartzo em cristais de granada.	84
Figura 32 –	Geobarometria QuiG. Isomecas em diagrama T vs. P (A-D) e plots dos coeficientes de strain (E-H).	85
Figura 33 –	Diagrama de fases isoquímico com trajetória P-T estimada para o metamorfismo do granada anfibolito.	89
Figura 34 –	Bloco-diagrama esquemático para a evolução tectônica do terreno Alto Pajeú ao longo da Orogênese Brasileira. A) Estágio I (ca. 635-600 Ma). B) Estágio II (ca. 585-565 Ma).	93

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
1.1	APRESENTAÇÃO	17
1.2	JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA	18
1.3	OBJETIVOS	19
1.4	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E PRINCIPAIS VIAS DE ACESSO	19
2	MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS	21
2.1	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	21
2.2	TRABALHOS DE CAMPO	21
2.3	PETROGRAFIA	22
2.4	GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL	23
2.5	MICROANÁLISES QUÍMICAS E MAPAS COMPOSICIONAIS	23
2.6	ESPECTROSCOPIA RAMAN DE ALTA RESOLUÇÃO	24
3	GEOLOGIA REGIONAL	25
3.1	O TERRENO ALTO PAJEÚ.....	27
4	ARTIGO – ON THE CRUSTAL FRAMEWORK OF THE CENTRAL ALTO PAJEÚ TERRANE (BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL): GEOPHYSICAL AND STRUCTURAL DATA CONSTRAIN LATE NEOPROTEROZOIC TRANSPRESSION IN WESTERN GONDWANA ...	30
5	PETROLOGIA E ESTIMATIVA DAS CONDIÇÕES P-T DO METAMORFISMO DE GRANADA ANFIBOLITOS NO INTERIOR DO TERRENO ALTO PAJEÚ	65
5.1	ASPECTOS DE CAMPO E DESCRIÇÃO DA AMOSTRA	66
5.2	PETROGRAFIA	68
5.3	QUÍMICA MINERAL	72
5.3.1	Geotermometria Ti-em-Anfibólio	78
5.4	GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL	79
5.5	MODELAGEM DE EQUILÍBRIO DE FASES	81
5.6	GEOBAROMETRIA ELÁSTICA	83
5.7	DISCUSSÃO	87
5.7.1	Evolução Metamórfica do Granada Anfibolito	87
5.7.2	Implicações Tectônicas	89

6	CONECTANDO PONTOS: UM MODELO DE EVOLUÇÃO	
	TECTÔNICAS PARA O TERRENO ALTO PAJEÚ	92
7	CONCLUSÕES	95
	REFERÊNCIAS	97
	ANEXO A – CERTIFICADO DE PUBLICAÇÃO	113
	ANEXO B – DIAGRAMAS DE FASES ISOQUÍMICOS	114

1 INTRODUÇÃO

Cinturões orogênicos constituem segmentos crustais intensamente deformados e retrabalhados que se desenvolvem em regiões de limites convergentes de placas tectônicas (orógenos acrescionários a colisionais) ou em ambientes intraplaca (orógenos intracontinentais). Uma classificação típica dos orógenos é apresentada por Cawood *et al.* (2009), onde são destacadas particularidades litológicas, estruturais e tectônicas para os tipos acrescionário, colisional e intracontinental. É comum, entretanto, que um mesmo sistema orogênico apresente características controversas, ou “mistas”. É o resultado de uma evolução complexa e cíclica, onde processos tectônicos variados se interrelacionam temporalmente e espacialmente (CAWOOD *et al.*, 2009, 2013, 2022; CONDIE, 2013; FRANÇOIS *et al.*, 2021). Tendo em vista que uma orogênese é marcada por episódios de sedimentação, dobramento, falhamento, metamorfismo e magmatismo pene-contemporâneos nos blocos crustais envolvidos, a investigação de zonas orogênicas exige uma abordagem multidisciplinar que considere os aspectos estruturais, petrológicos e geocronológicos de seu registro geológico.

No Plataforma Sulamericana, a Orogênese Brasileira foi responsável pela produção de diversas faixas deformadas e afetadas por magmatismo granítico extensivo, majoritariamente no intervalo entre 650 e 500 Ma (BRITO NEVES *et al.*, 2014 e referências ali contidas). Esse processo de larga escala se deu no contexto da amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental, conforme atestam numerosas correlações geocronológicas, estruturais e lito-tectônicas entre terrenos cristalinos na América do Sul e na África (CABY, 1989; DE WITT *et al.*, 2008; CORDANI *et al.*, 2013; CAXITO *et al.*, 2020a; entre outros). A Província Borborema (ALMEIDA *et al.*, 1981), Nordeste do Brasil, é um segmento crustal neoproterozoico que foi moldado e extensivamente retrabalhado ao longo do evento Brasileiro/Pan-Africano. Alvo de constante debate científico, sua evolução tectônica ainda é um assunto controverso. Os modelos mais divergentes propõem a predominância de processos intraplaca (NEVES, 2015; NEVES *et al.*, 2021a) contra mecanismos de subducção-colisão (SANTOS *et al.*, 2010; SANTOS *et al.*, 2018, 2021), enquanto propostas intermediárias admitem ciclos tectônicos de extroversão-introversão (CAXITO *et al.*, 2020a) ou contemporaneidade entre subducção-colisão e deformação intracontinental em diferentes domínios da província (GANADE *et al.*, 2021). De modo

semelhante, outras faixas orogênicas relacionadas à Orogênese Brasileira/Pan-Africana apresentam características conflitantes (e.g., MEIRA *et al.*, 2015; TEDESCHI *et al.*, 2017; PATIAS *et al.*, 2019; FOSSEN *et al.*, 2020).

A integração entre dados aerogeofísicos, de sensoriamento remoto e lito-estruturais é uma metodologia de relativamente fácil acesso e que tem se provado efetiva para caracterizar a arquitetura crustal de zonas orogênicas complexas em todo o mundo (e.g., AITKEN & BETTS, 2009; RAJARAM & ANAND, 2014; ARIZA *et al.*, 2018; ARAÏBIA *et al.*, 2022). Também na Província Borborema, vários trabalhos apresentam correlações entre métodos indiretos e observações de campo para identificar padrões geofísicos, estruturais e lito-estratigráficos característicos de diferentes domínios, como forma de avaliar sua evolução tectono-estrutural (e.g., MEDEIROS, 2004; MEDEIROS *et al.*, 2011; SANTOS *et al.*, 2017a, 2023; ARAÚJO NETO *et al.*, 2018; OLIVEIRA & MEDEIROS, 2018; PEREIRA *et al.*, 2019; DOMINGOS *et al.*, 2020; ALMEIDA *et al.*, 2022). Por outro lado, tentativas de associar estimativas de temperatura (T) e pressão (P) aos processos tectônicos ainda são escassas (e.g., SANTOS *et al.*, 2015; SILVA *et al.*, 2020; CIOFFI *et al.*, 2021; TESSER *et al.*, 2022).

Assembleias minerais e relações texturais em rochas metamórficas são, em geral, bons marcadores das condições P-T sob as quais se formaram, uma vez que resultam de transformações em estado sólido regidas por reações termodinamicamente controladas (BUCHER & GRAPES, 2011; WINTER, 2014; YARDLEY & WARREN, 2021). Estimativas das condições P-T e seu significado tectônico podem ser acessados, por exemplo, através de modelagem de equilíbrio de fases com base na composição química de uma rocha (e.g., POWELL & HOLLAND, 2008), balizada por análise petrográfica detalhada. Também é fundamental caracterizar de forma acurada a composição química das principais fases minerais, apoiando-se em análises pontuais e mapas composicionais quantitativos obtidos via microsonda eletrônica (e.g., LANARI *et al.*, 2019). Uma alternativa complementar à geotermobarometria convencional (e.g., BATTACHARYA *et al.*, 1992; LIAO *et al.*, 2021) e à modelagem termodinâmica, e que se destaca por não depender do equilíbrio químico entre as fases, é a geotermobarometria elástica com base em espectroscopia Raman de alta resolução (ENAMI *et al.*, 2007; KHON, 2014; KORSKOV *et al.*, 2020; MAZZUCHELLI *et al.*, 2021; NESTOLA, 2021).

Na região central da Província Borborema, o terreno Alto Pajeú comporta granitoides, rochas básicas e sequências supracrustais de idade toniana que foram submetidos a metamorfismo de alto grau ao longo da Orogênese Brasileira (KOZUCH, 2003; MEDEIROS, 2004; SANTOS *et al.*, 2010); embora nenhum trabalho tenha apresentado, até então, estudos petrológicos e estimativas robustas das condições P-T para caracterizar sua evolução metamórfica. O arcabouço estrutural do terreno Alto Pajeú é complexo, controlado principalmente por um sistema difuso e interconectado de zonas de cisalhamento transcorrentes que se desenvolveu aos estágios finais do Brasiliano (NEVES *et al.*, 2021b; FOSSEN *et al.*, 2022; VIEGAS *et al.*, 2022). Nesse contexto, esta dissertação de mestrado visa contribuir com a elucidação da evolução tectônica do terreno Alto Pajeú, através de um estudo geofísico-estrutural e metamórfico; bem como estabelecer suas implicações para o desenvolvimento da Província Borborema no contexto da amalgamação de Gondwana Ocidental.

1.1 APRESENTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado reúne os principais resultados de um estudo multidisciplinar acerca da evolução estrutural e metamórfica do terreno Alto Pajeú, e se divide em duas partes.

Na Parte I (**Capítulo 4**), o arcabouço crustal da área de estudo é caracterizado a partir da integração de dados geofísicos e lito-estruturais. Consiste no artigo científico intitulado “*On the crustal framework of the central Alto Pajeú Terrane (Borborema Province, NE Brazil): Geophysical and structural data constrain late Neoproterozoic transpression in Western Gondwana*”, aqui reproduzido integralmente. O artigo foi publicado no periódico *Tectonophysics*, v. 854, em março de 2023 (Anexo A; OLIVEIRA *et al.*, 2023).

A Parte II (**Capítulo 5**) aborda a petrologia e as condições termodinâmicas do metamorfismo de um granada anfibolito intrusivo na principal unidade supracrustal do terreno Alto Pajeú (complexo São Caetano). Dados petrográficos, litogeoquímicos, de química mineral e de espectroscopia Raman de alta resolução compõem as bases desse estudo. Modelagem de equilíbrio de fases e geobarometria Quartzo-em-Granada (QuiG) são empregadas como abordagens robustas para estimativa das condições P-T metamórficas.

Em conjunto, as partes contribuem para refinar a evolução tectônica do terreno Alto Pajeú. São discutidas suas implicações para o desenvolvimento da Província Borborema, no âmbito da Orogênese Brasileira, em contexto da construção do paleocontinente Gondwana Ocidental.

1.2 JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA

A Província Borborema é parte de um sistema orogênico complexo que resulta da convergência entre blocos continentais ao longo da Orogênese Brasileira/Pan-Africana, ao final do Neoproterozoico (BRITO NEVES *et al.*, 2014; ARCHANJO *et al.*, 2021; GANADE *et al.*, 2021). Em reconstruções paleogeográficas de Gondwana Ocidental, estruturas e entidades litológicas dispostas nessa província continuam em direção à Província Central Africana (TROMPETTE, 1997; VAN SCHMUS *et al.*, 2008; KALSBECK *et al.*, 2013; CAXITO *et al.*, 2020a; SANTOS *et al.*, 2022, no prelo). Ao longo das últimas décadas, o conhecimento sobre a evolução lito-estratigráfica e magmática da Província Borborema avançou de forma significativa, em especial através da aquisição sistemática de dados geoquímicos, geocronológicos e isotópicos (como em KOZUCH, 2003; VAN SCHMUS *et al.*, 2003, 2011; GUIMARÃES *et al.*, 2012; DANTAS *et al.*, 2013; HOLLANDA *et al.*, 2015; OLIVEIRA *et al.*, 2015; SANTOS *et al.*, 2018; BASTO *et al.*, 2019; CAXITO *et al.*, 2021). Por outro lado, ainda são raros os estudos que correlacionam aspectos estruturais e metamórficos com o objetivo de elucidar sua evolução tectônica. Nesse sentido, a subprovíncia Transversal é uma região especialmente carente.

No terreno Alto Pajeú, chama atenção a associação de ortognaisses e rochas metasedimentares de idade toniana que se dispõe em sentido N-NE ao longo da Faixa Cariris Velhos (KOZUCH, 2003; SANTOS *et al.*, 2010). O contexto de origem dessas rochas é ainda mal definido: enquanto vários autores sugerem a ação de um evento orogênico cedo-Neoproterozoico, retratado por associações de arco magmático a colisionais (*e.g.*, KOZUCH, 2003; SANTOS *et al.*, 2010; LAGES & DANTAS, 2016; SANTOS *et al.*, 2019; CAXITO *et al.*, 2020b), outros a reconhecem como fruto de processos tipicamente intracontinentais (NEVES, 2015; GANADE *et al.*, 2021). Toda a sequência foi intensamente retrabalhada ao longo da orogênese Brasileira, de modo que registros de estágios evolutivos prévios foram possivelmente modificados ou obliterados. Desse modo, é fundamental investigar a arquitetura crustal e as trajetórias

P-T registradas em rochas metamórficas do terreno Alto Pajeú, como forma de esclarecer sua evolução tectônica no contexto de configuração da Província Borborema.

Este trabalho possui apelo regional ao contribuir com o conhecimento sobre o desenvolvimento tectono-estrutural e termodinâmico do sistema orogênico Brasileiro, no contexto da amalgamação de Gondwana Ocidental. Um crescente número de estudos tem comprovado a eficácia das metodologias de integração geofísica-estrutural (e.g., AITKEN & BETTS, 2009; MEDEIROS *et al.*, 2011; MIETH *et al.*, 2014; DOMINGOS *et al.*, 2020; ARAÏBIA *et al.*, 2022; SANTOS *et al.*, 2023) e de construção de trajetórias P-T-(t) (e.g., RIEL *et al.*, 2013; TEDESCHI *et al.*, 2017; KANG *et al.*, 2020; FUMES *et al.*, 2022; OUZEGANE *et al.*, 2023) para o refinamento de modelos tectônicos de regiões orogênicas de diferentes idades e ambientes ao redor do mundo, conferindo sustentação à abordagem empregada no presente estudo.

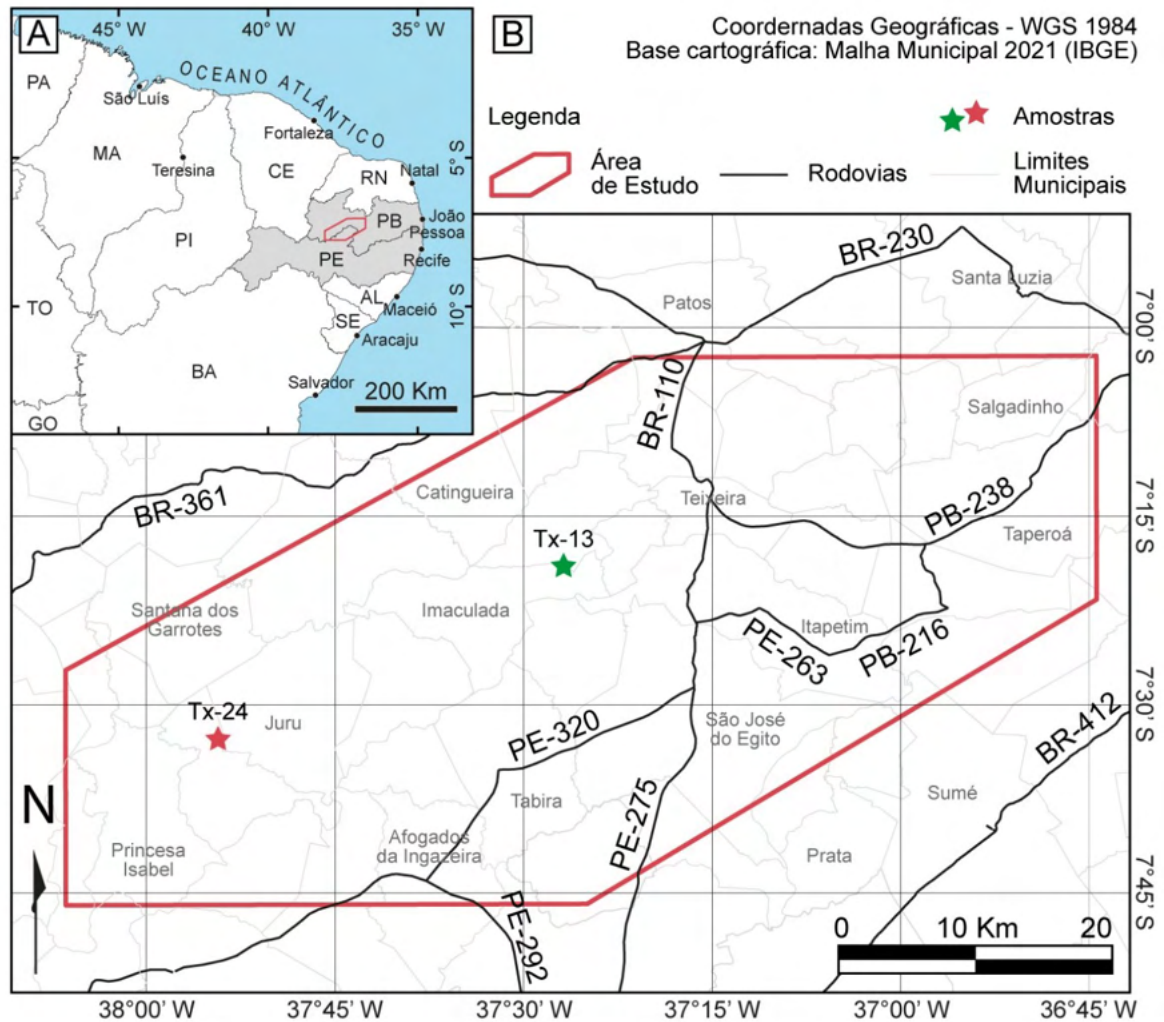
1.3 OBJETIVOS

Esta pesquisa tem como objetivo principal elucidar a evolução estrutural e metamórfica do terreno Alto Pajeú, estabelecendo suas implicações tectônicas para o desenvolvimento da Província Borborema durante a construção de Gondwana Ocidental (Neoproterozoico). Para isso, lança mão de uma abordagem multidisciplinar que envolve a integração de dados geofísicos e lito-estruturais (Parte I) e o estudo petrológico de rochas metabásicas, com estimativa das condições P-T do metamorfismo (Parte II). A área de estudo corresponde ao setor central-norte do terreno Alto Pajeú.

1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E PRINCIPAIS VIAS DE ACESSO

A área de estudo (Figura 1) se estende entre os estados de Pernambuco e Paraíba, abrangendo, dentre outras localidades, os municípios de Teixeira/PB, Taperoá/PB, Itapetim/PB, Tuparetama/PE e São José do Egito/PE. As principais vias de acesso para a área partem de João Pessoa/PB, de onde Taperoá dista cerca de 220 Km, em sentido W pelas rodovias BR-230 e PB-238. Acessos locais se dão pelas rodovias PB-238, BR-110, PE-263 e PE-320, além de estradas carroçáveis.

Figura 1 – Localização da área de estudo e principais vias de acesso. A) Contexto regional. B) Mapa de limites municipais e principais rodovias, com localização das amostras estudadas nas partes I (Tx-24) e II (Tx-13) dessa dissertação.



Fonte: o autor, 2023

2 MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

Esse capítulo lista os métodos de investigação e procedimentos analíticos empregados na pesquisa aqui documentada. As etapas e os principais resultados estão sintetizados na Figura 2.

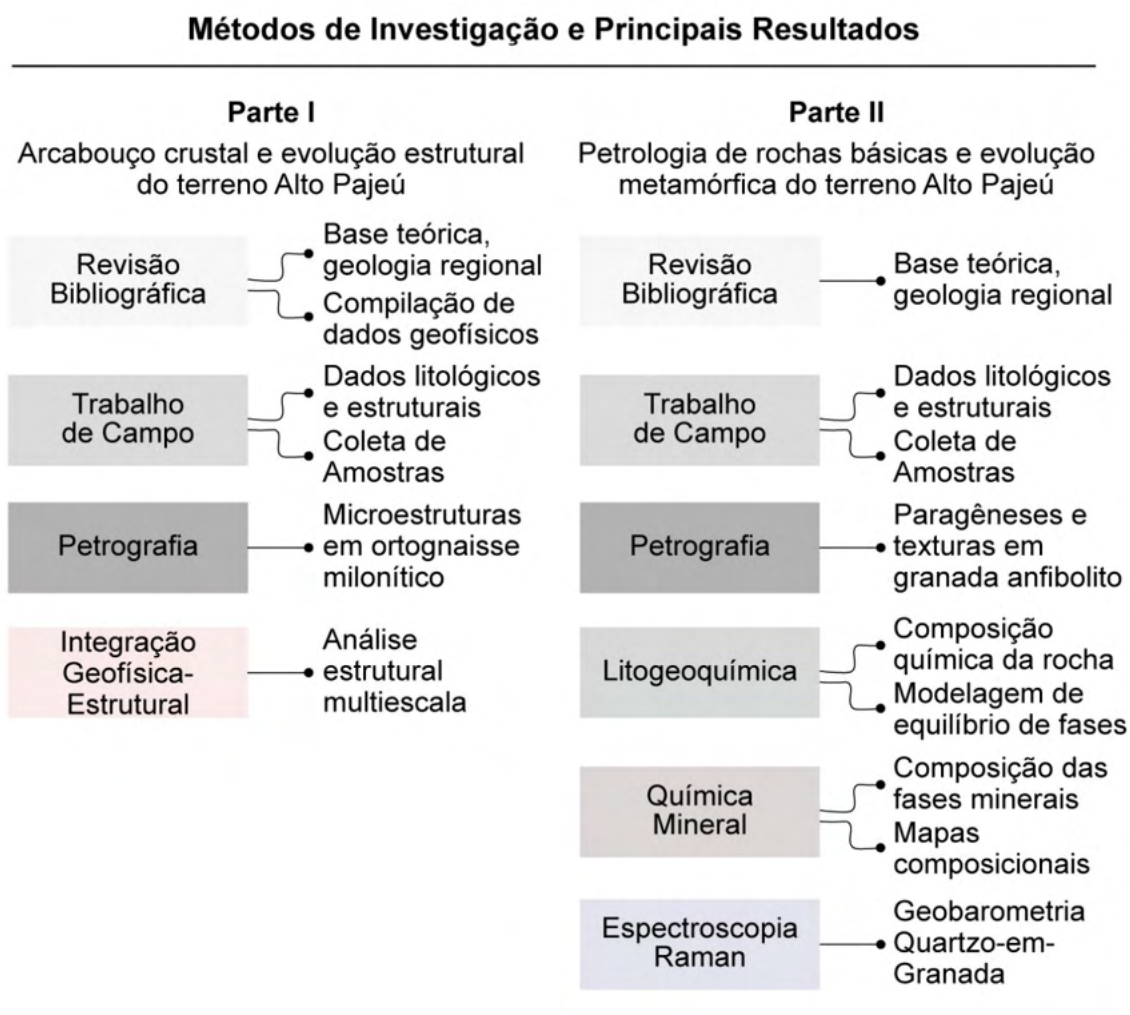
2.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O levantamento bibliográfico é etapa fundamental de qualquer trabalho científico, sendo realizado a partir da fase de planejamento do projeto até os estágios conclusivos da pesquisa. Nossa revisão abordou os aspectos estruturais, geofísicos, litológicos, geocronológicos, metamórficos e tectônicos da Província Borborema, com enfoque na subprovíncia Transversal e no terreno Alto Pajeú. Também foram consultadas referências que lidam com a evolução tectônica de sistemas orogênicos pré-cambrianos, funcionamento dos sistemas metamórficos, modelagem termodinâmica e métodos geotermobarométricos, dentre outros tópicos relevantes. Durante essa etapa foram compilados os dados aerogeofísicos apresentados na Parte I. Foi estabelecida uma base cartográfica que inclui principalmente as cartas geológicas produzidas pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM), destacando-se o Mapa Geológico da Província Borborema (Escala 1:1.000.000; SANTOS, F.G. *et al.*, 2021) e as folhas Jaguaribe SE (SB.24-Z, escala 1:500.000; FERREIRA *et al.*, 2000), Itaporanga (SB.24-Z-C-II, 1:100.000; BITTAR *et al.*, 2014a) e Serra Talhada (SB.24-Z-C-V, 1:100.000; BITTAR *et al.*, 2014b).

2.2 TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo na região de estudo foram realizados ao longo de sete dias, em julho de 2021. Objetivos principais incluíram aquisição de dados litológicos e estruturais e coleta de amostras para os diferentes fins discutidos ao longo deste capítulo.

Figura 2 – Métodos de investigação e principais resultados, em diagrama esquemático.



Fonte: o autor, 2023

2.3 PETROGRAFIA

No total, onze lâminas petrográficas foram confeccionadas a partir de amostras representativas das rochas discutidas nas partes I (ortogneisse milonítico, 4 seções delgadas) e II (granada anfibolito, 7 seções delgadas-polidas) dessa dissertação. As seções foram produzidas no Laboratório de Gemologia da Universidade Federal de Pernambuco (LabGem UFPE) e em laboratórios comerciais. Para descrição petrográfica foi utilizado um microscópio modelo Olympus BX51 acoplado com câmera de alta resolução (Olympus DP26), no Laboratório de Mineralogia Aplicada e Evolução Crustal da UFPE (MAPECLAB). Abreviações de minerais ao longo deste manuscrito estão de acordo com Whitney & Evans (2010).

2.4 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Análises geoquímicas de rocha total compõem uma das bases para a modelagem de equilíbrio de fases discutida na Parte II. Amostras de granada anfibolito foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras (LAPA) do Núcleo de Estudos Geoquímicos – Laboratório de Isótopos Estáveis (NEG-LABISE), UFPE, pelos processos padronizados de britagem, quarteamento e pulverização em moinho mecânico. Análises geoquímicas de rocha total foram realizadas no laboratório comercial ALS Minerals, Peru, via ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy*) e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectroscopy*), respectivamente para elementos maiores e menores/traço.

2.5 MICROANÁLISES QUÍMICAS E MAPAS COMPOSICIONAIS

Análises pontuais e mapas composicionais obtidos por microsonda eletrônica (EPMA) são empregados na caracterização da composição química de fases minerais de importância para o estudo petrológico. Seções delgadas-polidas representativas da amostra de granada anfibolito (Parte II) foram preparadas e analisadas por microsonda eletrônica no Laboratório de Microscopia e Microanálises da Universidade Federal de Ouro Preto (LMic-UFOP). O instrumento utilizado é do modelo JEOL JXA-8230, equipado com um detector EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*) e cinco detectores WDS (*Wavelength Dispersive Spectrometer*). Análises pontuais se deram sob as seguintes condições: voltagem de aceleração de 15 KeV, corrente do feixe de 20-25 nA, tamanho do *spot* de 5 µm, e tempo de contagem de 10 e 5 s, para picos e *background* (respectivamente). Mapas composicionais foram adquiridos sob aceleração de voltagem de 15 KeV, corrente de feixe de 20 nA, *dwell time* de 15 ms e tamanho do *spot* (X, Y) de 2 µm. Correções de número atômico, absorção e fluorescência (ZAF) foram aplicadas nas matrizes como procedimento padrão. Os *standards* naturais utilizados correspondem a quartzo (Si), coríndon (Al), rutilo (Ti), cromita (Cr), magnetita (Fe), olivina (Mg), Mn (Mn), flúor-apatita (Ca, P), anortoclásio (Na), microclina (K), fluorita (F) e escapolita (Cl). Os mapas composicionais foram classificados na plataforma XMapTools 4.1 (LANARI *et al.*, 2014, 2019).

2.6 ESPECTROSCOPIA RAMAN DE ALTA RESOLUÇÃO

A geobarometria Quartzo-em-Granada (*Quartz-in-Garnet*, QuiG) é uma técnica moderna e quimicamente independente para estimativa das condições termodinâmicas do metamorfismo (*e.g.*, KORSAKOV *et al.*, 2020; NESTOLA, 2021). Se baseia no deslocamento dos principais picos do espectro Raman de inclusões de quartzo em cristais de granada, em comparação com o espectro do quartzo livre de *strain*, que ocorre por influência da pressão incidente na inclusão durante seu aprisionamento. 15 inclusões de quartzo em quatro cristais de granada de uma amostra de granada anfibolito foram analisados por espectroscopia Raman de alta resolução no Laboratório de Espectroscopia Raman, Departamento de Física da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). Foi utilizado um instrumento HORIBA LabRAM HR Evolution equipado com detector CCD (*Charge-Coupled Device*), grade de difração de 1800 groove/mm, laser (vermelho) com espessura de 632 nm, e lente objetiva de 50x (AN = 0.55). A resolução espectral resultante é inferior a 2 cm⁻¹, calibrada por medidas em um padrão de sílica ao início e ao fim de cada sessão analítica. Todos os experimentos foram conduzidos sob temperatura ambiente, limitando a potência do laser na superfície de amostra a 1 mW como forma de evitar aquecimento excessivo. Os espectros foram coletados integrando duas a três acumulações, com duração de 10 a 20 s (cada). O *software* LabSpec 6 (Horiba) foi empregado para aquisição e processamento inicial dos dados.

Curvas espectrais foram tratadas para remoção do *background* e *fitting* no *software* Fityk 1.3.1 (WOJDYR, 2010), utilizando funções Pseudo-Voigt. O deslocamento do centro dos picos principais do espectro (*shift*) foi calculado, para cada inclusão, com relação aos valores de referência de comprimento de onda disponíveis em Murri *et al.* (2018) para as bandas 128 cm⁻¹, 206 cm⁻¹ e 464 cm⁻¹ do quartzo. O cálculo dos coeficientes de *strain* foi processado no *software* stRAinMAN 2.03 (ANGEL *et al.*, 2019). Coeficientes resultantes e sua matriz de covariância foram trabalhados na plataforma EntraPT (MAZZUCHELLI *et al.*, 2021; equação de estado para almandina *cf.* ANGEL *et al.*, 2022). Possíveis pressões de aprisionamento foram computadas considerando um intervalo de temperatura entre 400-800 °C, procedendo em estágios de 5° C.

3 GEOLOGIA REGIONAL

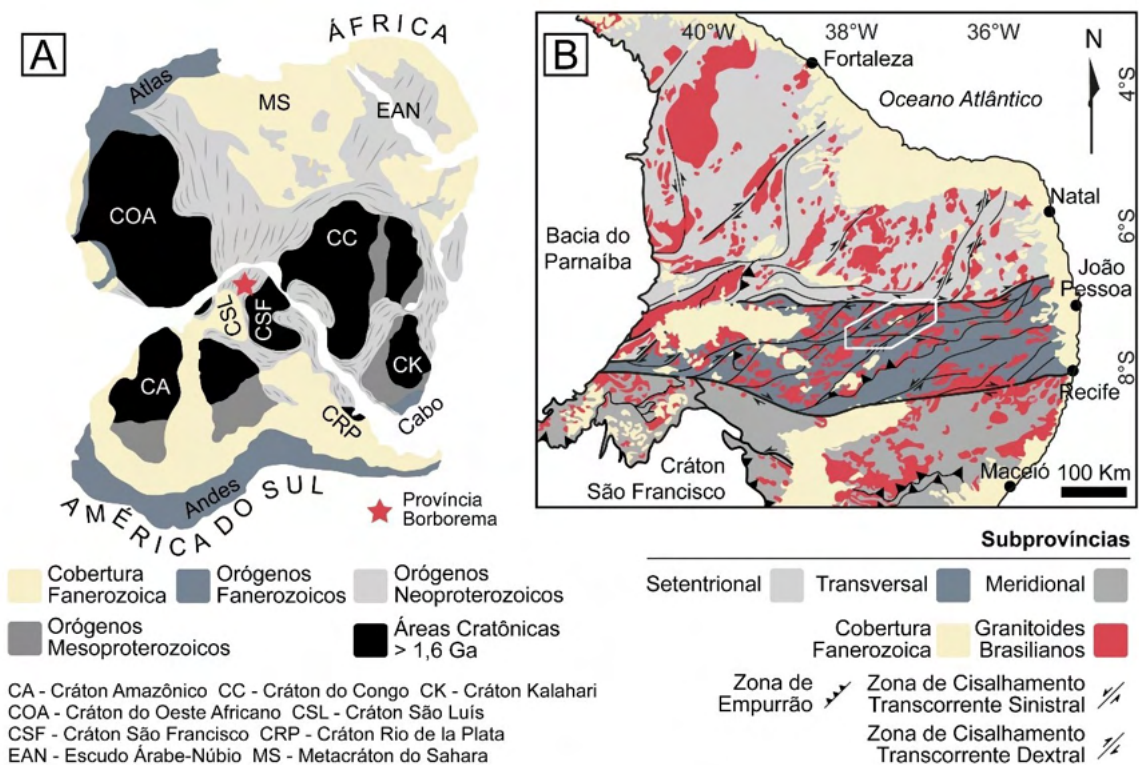
A Província Borborema (ALMEIDA *et al.*, 1981; Figura 3) é um segmento crustal neoproterozoico que se estende por cerca de 450.000 Km² ao longo do Nordeste do Brasil. Sua evolução tectônica está relacionada à Orogênese Brasileira/Pan-Africana (650-500 Ma, *cf.* revisão em BRITO NEVES *et al.*, 2014), que se desenvolveu em função da interação colisional entre os grandes blocos continentais que hoje correspondem aos crátons São Francisco-Congo, Amazônico e São Luís-Oeste da África. Correlações entre domínios estruturais e lito-tectônicos da Província Borborema e de terrenos cristalinos no noroeste do Continente Africano figuram em um grande número de trabalhos (*e.g.* TROMPETTE, 1997; DE WITT *et al.*, 2008; VAN SCHMUS *et al.*, 2008; KALSBECK *et al.*, 2013; GANADE *et al.*, 2016; CAXITO *et al.*, 2020a; SANTOS *et al.*, 2022, no prelo). Elas sugerem que as duas regiões evoluíram conjuntamente, como parte de um sistema orogênico de grande escala que operou na região central de Gondwana Ocidental, no contexto de sua amalgamação.

O embasamento da Província Borborema é predominantemente formado por rochas gnaissicas e migmatíticas de idade paleoproterozoica, com importantes domínios arqueanos (*e.g.*, DANTAS *et al.*, 2013; GANADE *et al.*, 2017; SANTOS *et al.*, 2017b; FERREIRA *et al.*, 2021). Encontra-se sotoposto, eventualmente intercalado, a associações metaplutônicas e metasupracrútais de idade toniana (KOZUCH, 2003; SANTOS *et al.*, 2010; GUIMARÃES *et al.*, 2016; SANTOS *et al.*, 2019). Sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares depositadas ao final do Neoproterozoico estão bem distribuídas no interior da província (VAN SCHMUS *et al.*, 2003; HOLLANDA *et al.*, 2015; LIMA *et al.*, 2018; BASTO *et al.*, 2019), que também registra um volumoso plutonismo criogeniano-ediacarano a cambriano (NASCIMENTO *et al.*, 2015; BRITO NEVES *et al.*, 2016; SIAL & FERREIRA, 2016). Uma característica marcante da Província Borborema é o extenso sistema de zonas de cisalhamento que se instalou ao longo dos estágios finais da Orogênese Brasileira na região (VAUCHEZ *et al.*, 1995; SANTOS & VIEGAS, 2021; NEVES *et al.*, 2021b; FOSSEN *et al.*, 2022).

A Província Borborema é seccionada por duas zonas de cisalhamento de grande escala, de direção E-W e cinemática dextral, que correspondem aos lineamentos Patos e Pernambuco. Essas estruturas delimitam as subprovíncias

Setentrional, Transversal e Meridional (como em VAN SCHMUS *et al.*, 2011). De acordo com análise estrutural em Fossen *et al.* (2022), o desenvolvimento síncrono dos lineamentos Patos e Pernambuco resultou em um componente de encurtamento N-S sobre a subprovíncia Transversal, controlando o estilo e a cinemática das estruturas regionais. Essa análise é consistente com modelos de tectônica de escape lateral para os estágios finais da evolução da Província Borborema (ARCHANJO *et al.*, 2021; GANADE *et al.*, 2021); embora algumas das principais estruturas possam ter se formado a partir da reativação de descontinuidades crustais pré-existentes.

Figura 3 – A) Reconstrução paleogeográfica de Gondwana Ocidental, demonstrando a continuidade entre faixas orogênicas neoproterozoicas na América do Sul e na África e contextualizando a Província Borborema. Adaptado de Santos *et al.* (2021; com base em DE WITT *et al.*, 2008). B) Compartimentação tectônica da Província Borborema e distribuição do magmatismo neoproterozoico, com localização da área de estudo (polígono branco). Simplificado a partir de Medeiros (2004); Caxito *et al.* (2020a).



Fonte: o autor, 2023

Na subprovíncia Transversal, zonas de cisalhamento de orientação NE-SW a E-W separam domínios sigmoides que exibem características geofísicas, litológicas e geocronológicas contrastantes. Um grupo de autores os interpreta como terrenos tectono-estratigráficos, no sentido de Coney *et al.* (1980; como em SANTOS, 1996;

SANTOS & MEDEIROS, 1999; SANTOS *et al.*, 2021), adicionando um estágio acrescionário à evolução tectônica da região. Nesse contexto, a subprovíncia Transversal compreende os terrenos Rio Capibaribe, Alto Moxotó, Alto Pajeú, Piancó-Alto Brígida (SANTOS & MEDEIROS, 1999; VAN SCHMUS *et al.*, 2011) e São Pedro (*e.g.*, BASTO *et al.*, 2019; CAXITO *et al.*, 2021).

O metamorfismo regional na Província Borborema varia de fácies xisto verde a anfibolito superior, frequentemente atingindo condições de anatexia. Estimativas termobarométricas para o metamorfismo de unidades metassedimentares nas subprovíncias Transversal e Meridional (leste) variam entre 630-750 °C e 6-9 Kbar (NEVES *et al.*, 2012; SILVA *et al.*, 2020). Na faixa Riacho do Pontal são registradas temperaturas de 500-643 °C sob pressões de 7-12 Kbar (SANTOS, F.H. *et al.*, 2018), enquanto na faixa Seridó os gradientes são especialmente baixos (*ca.* 590° C e 3,8 Kbar; CIOFFI *et al.*, 2021). Na faixa Sergipana, diatexitos com safirina marcam condições de temperatura ultra-alta (UHT), com pico a 970° C e 8 Kbar (TESSER *et al.*, 2022). Rochas de alta a ultra-alta pressão (HP/UHP) ocorrem localmente nas subprovíncias Setentrional e Transversal, e revelam a atuação de processos de subducção-colisão (SANTOS *et al.*, 2009, 2015; LAGES & DANTAS, 2016).

3.1 O TERRENO ALTO PAJEÚ

O terreno Alto Pajeú ocupa a região central da subprovíncia Transversal. Seu limite oeste, em direção ao terreno Piancó-Alto Brígida, se dá através da zona de cisalhamento Serra do Caboclo (NE-SW, cinemática sinistral). Na margem leste, o limite com o terreno Alto Moxotó corresponde à zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira e estruturas relacionadas (BITTAR, 1998; MEDEIROS, 2004; Capítulo 4). Na região sul da subprovíncia, este limite corresponde à nappe Serra de Jabitacá e empurrões associados (topo-para-S/SE; SANTOS *et al.*, 2017a, 2018). Características importantes do terreno Alto Pajeú, que o destacam em relação aos demais domínios da subprovíncia Transversal, incluem a relativa escassez de embasamento paleoproterozoico aflorante e a abundância de rochas de idade toniana. De fato, o principal elemento na constituição desse terreno é a associação de rochas metaplutônicas e meta-supracrustais que se agrupa na faixa Cariris Velhos (1,0 – 0,92 Ga; KOZUCH, 2003; SANTOS *et al.*, 2010). Unidades crono-correlatas são identificadas a Sul do lineamento Pernambuco, como exemplos no domínio

Pernambuco-Alagoas (CRUZ *et al.*, 2014) e nas faixas Riacho do Pontal (CAXITO *et al.*, 2014) e Sergipana (OLIVEIRA *et al.*, 2010).

O contexto tectônico de desenvolvimento da faixa Cariris Velhos é ainda incerto, alvo de constate debate acadêmico. Um grupo de autores relaciona a formação das assembleias litológicas tonianas a um evento orogênico de curta duração (SANTOS, 1996; KOZUCH, 2003; SANTOS *et al.*, 2010; VAN SCHMUS *et al.*, 2011; SANTOS *et al.*, 2019; CAXITO *et al.*, 2020b). A assinatura geoquímica de ortognaisses e rochas metavulcânicas é interpretada como resultado de magmatismo de arco continental a colisional, representado por suítes Cálcio-Alcalina e Cálcio-Alcalina de Alto-K, com tipos metaluminosos a levemente peraluminosos que se cristalizaram entre ca. 960 e 920 Ma (KOZUCH, 2003; SANTOS *et al.* 2010). Uma sequência de rochas máficas-ultramáficas com idades em torno de 1,0 Ga (U-Pb em zircões magmáticos; LAGES & DANTAS, 2016) é interpretada como registro de cumulos de arco e possíveis resquícios de crosta oceânica. Contrapropostas atribuem um caráter extensional ao evento Cariris Velhos, considerando um ambiente tipicamente intraplaca onde se desenvolveram granitoides de tipo-A e bacias relacionadas a rifte (GUIMARÃES *et al.*, 2016; NEVES *et al.*, 2021a). Ao longo da Orogênese Brasileira, toda a sequência da faixa Cariris Velhos foi submetida a condições metamórficas de fácies xisto verde a anfíbolito, frequentemente atingindo condições anatéticas. É provável que o metamorfismo e a deformação tardi-neoproterozoicos tenham modificado, ou obliterado completamente, os registros originais do evento Cariris Velhos (e.g., SANTOS *et al.*, 2010; CAXITO *et al.*, 2020b).

No setor NW do terreno Alto Pajeú, adjacente à zona de cisalhamento Serra do Caboclo, o complexo Riacho Gravatá (BITTAR, 1998) engloba sequências predominantemente siliciclásticas intercaladas a rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de caráter bimodal. Assembleias metamórficas presentes nesses litotipos são, em geral, de baixo grau, indicativas de fácies xisto verde (SANTOS *et al.*, 2010). Idades U-Pb em zircões ígneos de rochas metavulcânicas definem o intervalo de 1091 a 996 (± 13) Ma para a cristalização dos protólitos (GUIMARÃES *et al.*, 2012). A sedimentação e o magmatismo nessa sequência são atribuídos a um ambiente extensional relacionado a arco, que se desenvolveu durante os estágios prévios a iniciais do evento Cariris Velhos (KOZUCH, 2003; SANTOS *et al.*, 2010).

O complexo São Caetano compõe a unidade supracrustal predominante no terreno Alto Pajeú. Reúne metapelitos, psamitos e grauvacas, lentes de rochas

metamáficas e escassas rochas metavulcânicas-vulcanoclásticas félsicas a intermediárias (SANTOS *et al.*, 2010). Datações U-Pb em zircões detríticos definem idade máxima de deposição entre 858 e 806 Ma para protólitos sedimentares, atribuída a um ambiente extensional pós-Cariris Velhos (GUIMARÃES *et al.*, 2012; SANTOS *et al.*, 2019). Diques de composição monzodiorítica, diorítica a granítica truncam a trama gnáissica das unidades na faixa Cariris Velhos: o magmatismo da suíte Minador também registra uma fase extensional, de idade ainda incerta (SANTOS *et al.*, 2010; SALES *et al.*, 2011).

O terreno Alto Pajeú é intrudido por um grande número de plútons, batólitos e *stocks* granitoides. Idades de cristalização se distribuem ao longo dos períodos Criogeniano e Ediacarano, eventualmente atingindo o Cambriano (SIAL & FERREIRA, 2016, e referências ali contidas). Brito Neves *et al.* (2016) creditam o extensivo magmatismo neoproterozoico no interior dos terrenos Alto Pajeú e Piancó-Alto Brígida à construção de um arco magmático continental cedo-Brasiliano. Sequências meta-vulcanossedimentares coevas, possivelmente formadas em ambiente de retroarco, ocorrem na faixa Seridó e nos terrenos Piancó-Alto Brígida e São Pedro (VAN SCHMUS *et al.*, 2003; HOLLANDA *et al.*, 2015; BASTO *et al.*, 2019; CAXITO *et al.*, 2021).

4 ARTIGO – ON THE CRUSTAL FRAMEWORK OF THE CENTRAL ALTO PAJEÚ TERRANE (BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL): GEOPHYSICAL AND STRUCTURAL DATA CONSTRAIN LATE NEOPROTEROZOIC TRANSPRESSION IN WESTERN GONDWANA

Armando Lucas S. de Oliveira^{1*}, Lauro César M. de Lira Santos¹; Mahyra Tedeschi²; Gláucia Queiroga³; Gustavo Viegas⁴; Peter A. Cawood⁵

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociências, Av. da Arquitetura, CEP 50740-550 Recife, Brazil;

²Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Av. Antônio Carlos, 6627, CEP 31270-901 Belo Horizonte, Brazil;

³Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Morro do Cruzeiro, CEP 35400-000 Ouro Preto, Brazil;

⁴Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, CEP 70910-900 Brasília, Brazil;

⁵School of Earth, Atmosphere and Environment, Monash University, Melbourne, VIC 3800, Australia.

*Corresponding author. e-mail: armando.oliveira@ufpe.br

ABSTRACT

The structural framework of the Alto Pajeú Terrane, Borborema Province (NE Brazil) records a complex tectonic evolution related to the Neoproterozoic amalgamation of Western Gondwana. Combined, multiscale geophysical and litho-structural datasets for the Central Borborema Province constrain the regional crustal architecture. Magnetic and radiometric lineaments mostly follow NE-SW and E-W trends that correlate to strike-slip shear zones and associated subvertical mylonitic foliations. Regional, outcrop-scale and microstructural kinematic indicators consistently assign sinistral and dextral motion sense for NE-SW and E-W shear zones, respectively. Four sectors with contrasting litho-geophysical and structural patterns are juxtaposed across major shear zones: the Alto Pajeú, Alto Moxotó and Piancó-Alto Brígida

terrane, plus a small portion of the Northern Borborema Province. Expressive magnetic lineaments highlight the boundary between the Alto Pajeú and Alto Moxotó terranes, represented by a pair of sinistral strike-slip shear zones. At outcrop scale, relic thrust surfaces (top-to-NW vergence) with associated flat-lying foliation and down-dip mineral stretching lineations affecting Tonian orthogneisses and metapelites disclose a contractional episode of uncertain age. Transposition of the shallowly-dipping foliation in highly sheared domains imply it is older than the shear-related deformation. The shear zone system and associated structures record the transpressional regime that characterizes the late stages of the Brasiliano/Pan-African Orogeny in the region (ca. 575-565 Ma). Microstructures of a mylonitic orthogneiss from the Juru-Belém shear zone reveal greenschist to amphibolite facies deformational conditions, with increasing importance of subgrain rotation mechanisms at higher strain rates and/or temperature. Microstructural similarities between this rock and tectonites along the southern Patos lineament suggest that bordering and internal regions of the Alto Pajeú terrane were subject to similar thermodynamic conditions during the late Brasiliano transpression.

Keywords: Airborne geophysics, Structural analysis, Transpressional deformation, Tectonic evolution, Brasiliano Orogeny.

1. INTRODUCTION

Orogenic belts comprise elongate, variably deformed and generally reworked crustal segments that usually form over a wide time span as a result of compressive plate motions, generally classified in the collisional, accretionary and intracontinental types (e.g., WINDLEY, 1992; CAWOOD *et al.*, 2009, 2022; CONDIE, 2013; FRANÇOIS *et al.*, 2021). While each type displays conspicuous lithologic and structural features, most orogenic belts develop through a combination of tectonic mechanisms that are spatially and temporarily linked. They represent progressive stages of a Wilson Cycle, although accretionary processes have been responsible for most of the crustal growth and recycling in global scale (SCHOLL & VON HUENE, 2009; CLIFT *et al.*, 2009; TETREAULT AND BUITER, 2012; CAWOOD *et al.*, 2013; VANDERHAEGHE & GRABKOWIAK, 2014).

The Brasiliano/Pan-African Orogeny (ca. 650-500 Ma; BRITO NEVES *et al.*, 2014) records the assembly of the western portion of the Gondwana paleocontinent, as revealed by numerous stratigraphic and structural correlations between South America and Africa (e.g., CABY, 1989; BASEI *et al.*, 2008; HEILBRON *et al.*, 2008; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2008; CORDANI *et al.*, 2013; GANADE *et al.*, 2016; CAXITO *et al.*, 2020a). However, the tectonic evolution of many of the Neoproterozoic orogenic belts that suture the pre-existing continental fragments in South America is uncertain. For example, evidence for both intracontinental (e.g., MEIRA *et al.*, 2015; FOSSEN *et al.*, 2020) and accretionary-to-collisional (e.g., TEDESCHI *et al.*, 2017; PATIAS *et al.*, 2019; HEILBRON *et al.*, 2020; CAXITO *et al.*, 2022) orogenesis have been reported, sometimes for the same orogen. One of these belts is the Borborema Province (NE Brazil; *Fig. 1*), which occupied the central portion of Western Gondwana (SANTOS *et al.*, 2010; NEVES, 2015; SANTOS *et al.*, 2017a, 2018, 2021; NEVES *et al.*, 2021a; FOSSEN *et al.*, 2022).

The regional deformation within the Borborema Province is marked by a dense network of NE-SW and E-W continental-scale strike-slip shear zones (VAUCHEZ *et al.*, 1995) that connect several tectono-stratigraphic domains with apparent contrasting lithological and geophysical features (see SANTOS & CAXITO, 2021 for discussion). In the Central Borborema Province, sigmoidal, ductile shear zones juxtapose domains interpreted as discrete tectono-stratigraphic terranes (*sensu* CONEY *et al.*, 1980 – as in SANTOS, 1996; SANTOS & MEDEIROS, 1999; SANTOS *et al.*, 2021). Amongst them, the Alto Pajeú Terrane hosts the 1.00-0.92 Ga Cariris Velhos Belt (KOZUCH, 2003; SANTOS *et al.*, 2010), which contains *syn*-collisional to arc-related metaigneous associations interleaved with coeval supracrustal sequences. The Brasiliano/Pan-African deformation strongly affected the whole package. In contrast, adjoining terranes are generally composed of Archean to Paleoproterozoic gneissic-migmatitic rocks and late Neoproterozoic, Brasiliano-related supracrustal sequences.

This paper investigates the crustal framework of the central segment of the Alto Pajeú Terrane (*Fig. 1*) by combining airborne magnetometric and radiometric products with field and petrographic litho-structural data. Application of multiscale datasets involving high-spatial resolution airborne geophysics and meso- to microscopic structural data has proven a fruitful methodology for unraveling the crustal architecture of many complex orogenic areas worldwide (e.g., VIOLA *et al.*, 2008; AITKEN & BETTS, 2009; MEDEIROS *et al.*, 2011; METELKA *et al.*, 2011;

DUFRECHOU *et al.*, 2014; MIETH *et al.*, 2014; ARIZA *et al.*, 2018; ARAÚJO NETO *et al.*, 2018; PEREIRA *et al.*, 2019; DOMINGOS *et al.*, 2020; LINO *et al.*, 2021; ALMEIDA *et al.*, 2022; ARAÏBIA *et al.*, 2022; SANTOS *et al.*, 2023). This approach forms the basis for a tectono-structural interpretation of the Alto Pajeú Terrane and helps to constrain the regional record of the late Neoproterozoic transpression in Western Gondwana.

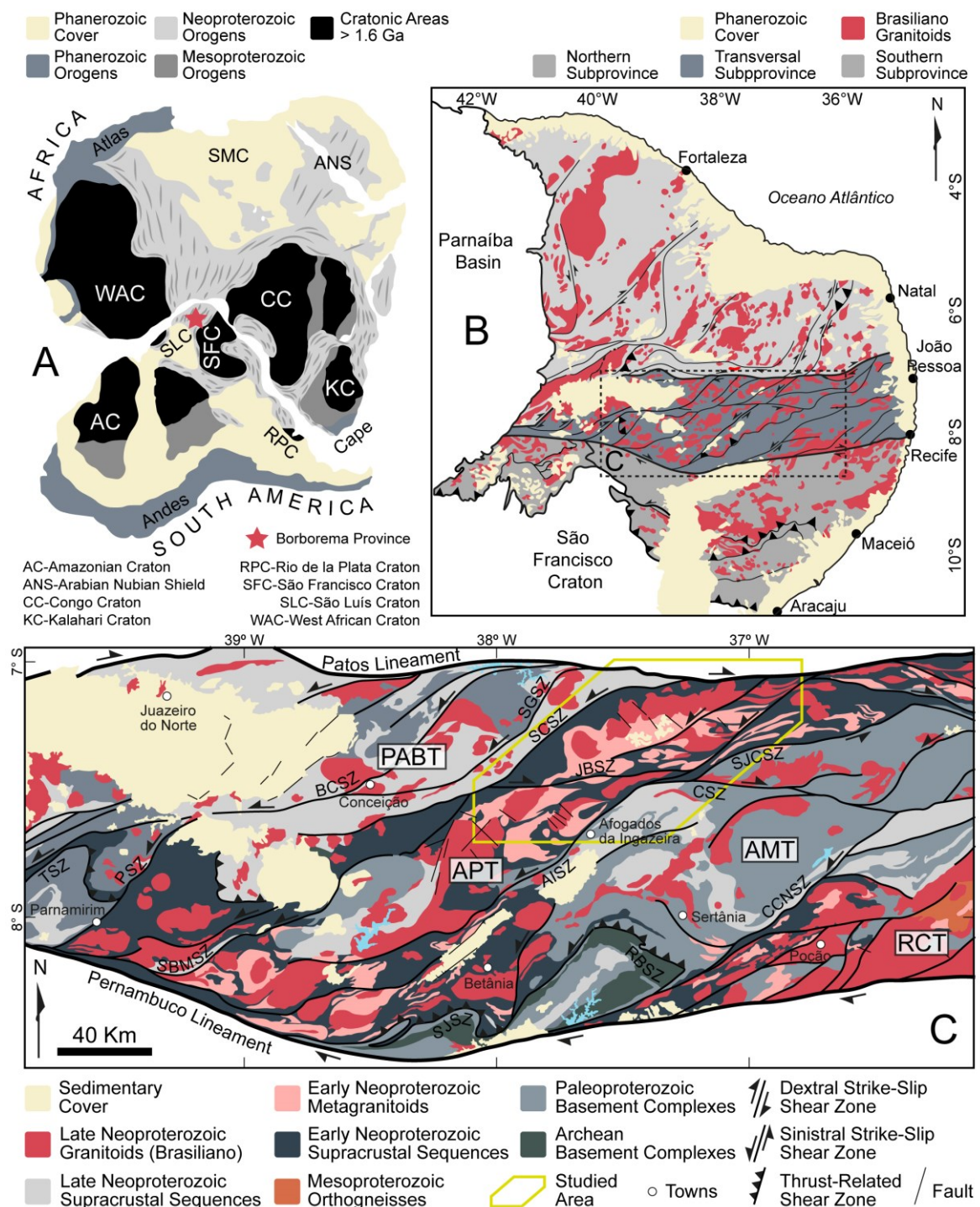
2. GEOLOGICAL SETTING

2.1 BORBOREMA PROVINCE

The Borborema Province (ALMEIDA *et al.*, 1981) occupies an area of ca. 450,000 km² at the northeastern border of the South American Platform. Its structural framework results from the convergent interaction between the São Francisco-Congo, Amazonian and São Luís-West Africa paleoplates during the Brasiliano/Pan African Orogeny (BRITO NEVES *et al.*, 2014, and references therein). As part of a larger system that evolved at the western portion of Gondwana, major structures and stratigraphic units from the Borborema Province show continuity to the NE into the African lithosphere through Togo, Benin, Nigeria and Cameroon (TROMPETTE, 1997; VAN SCHMUS *et al.*, 2008; KASLBEEK *et al.*, 2013; CAXITO *et al.*, 2020a).

Basement rocks of the Borborema Province include Paleoproterozoic migmatitic orthogneisses that enclose Archean blocks of orthogneisses, paragneisses, migmatites and metamafic-ultramafic sequences (*e.g.*, DANTAS *et al.*, 2013; GANADE *et al.*, 2017; SANTOS *et al.*, 2017b; FERREIRA *et al.*, 2021). They are interleaved with or overlain by early Neoproterozoic meta-plutonic and meta-volcano-sedimentary assemblages (SANTOS *et al.*, 2010; GUIMARÃES *et al.*, 2012, 2016; SANTOS *et al.*, 2019), plus late Neoproterozoic metasedimentary sequences (VAN SCHMUS *et al.*, 2003; HOLLANDA *et al.*, 2015; LIMA *et al.*, 2018; BASTO *et al.*, 2019). This succession is intruded by extensive Cryogenian-Ediacaran to Cambrian granitic batholiths, plutons and stocks (NASCIMENTO *et al.*, 2015; BRITO NEVES *et al.*, 2016; SIAL & FERREIRA, 2016). The architectural framework is delineated by numerous thrust- and strike-slip shear zones that developed over the late-to-post orogenic stages of the Brasiliano/Pan-African Orogeny (VAUCHEZ *et al.*, 1995; ARCHANJO *et al.*, 2008; NEVES *et al.*, 2021a; SANTOS & VIEGAS, 2021; VIEGAS *et al.*, 2022).

Figura 4 – Fig 1: A) Pre-drift reconstruction of Western Gondwana, showing the correlation between South American and West African orogenic belts. Adapted from Santos *et al.* (2021). B) Tectonic framework of the Borborema Province, highlighting the Central Subprovince (simplified after MEDEIROS, 2004). C) Geological sketch of the Central Borborema Province and localization of the study area, modified after Santos, F.G. *et al.* (2021). Shear zones (SZ): AISZ – Afogados da Ingazeira, BCSZ – Boqueirão dos Cochos, CCNSZ – Congo-Cruzeiro do Nordeste, CSZ – Coxixola, JBSZ – Juru-Belém, PSZ – Parnamirim, RBSZ – Riacho da Barra, SBMSZ – Serra do Boi Manso, SCSZ – Serra do Caboclo, SGSZ – Santana dos Garrotes, SJCSZ – São José dos Cordeiros, SJSZ – Serra de Jabitacá, TSZ – Trempe. Terranes (T): AMT – Alto Moxotó, APT – Alto Pajeú, PABT – Piancó-Alto Brígida, RCT – Rio Capibaribe.



Two E-W trending dextral shear zones, the Patos (to the north) and the Pernambuco (south), form major geophysical and topographic lineaments that divide the Borborema Province into three crustal segments: the Northern, Central (or Transversal) and Southern subprovinces (VAN SCHMUS *et al.*, 2011; OLIVEIRA & MEDEIROS, 2018). The Central Borborema Province is internally traversed by a sigmoidal-shaped mosaic of NE-SW and E-W trending shear zones. These major structures define distinct tectonic domains with contrasting geological and geophysical features within the subprovince: the Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó and Rio Capibaribe terranes (SANTOS & MEDEIROS, 1999; VAN SCHMUS *et al.*, 2011). In addition, there is the São Pedro terrane which is mostly masked by covers of the Araripe and Parnaíba Paleozoic basins (BASTO *et al.*, 2019; CAXITO *et al.*, 2021).

2.2 THE ALTO PAJEÚ TERRANE

The Alto Pajeú Terrane follows an overall NE-SW trend (*Fig. 2*). The Serra do Caboclo shear zone separates the Alto Pajeú from the Piancó-Alto Brígida Terrane, to the northwest, whilst its eastern limit with the Alto Moxotó Terrane corresponds to the Afogados da Ingazeira shear zone and associated structures (e.g., OLIVEIRA & MEDEIROS, 2018; SANTOS *et al.*, 2021). At the southern segment of the Transversal subprovince, the boundary between the Alto Pajeú and Alto Moxotó terranes is well-marked by the Serra de Jabitacá thrust system (SANTOS *et al.*, 2017a, 2018, 2021). It is worth noticing, however, that connections between crustal boundaries at the Serra de Jabitacá and Afogados da Ingazeira regions are not clear, probably due to displacement of original features during the ongoing transpressional regime. To the north, the Patos Lineament bounds the Alto Pajeú and Piancó-Alto Brígida terranes towards the Northern subprovince.

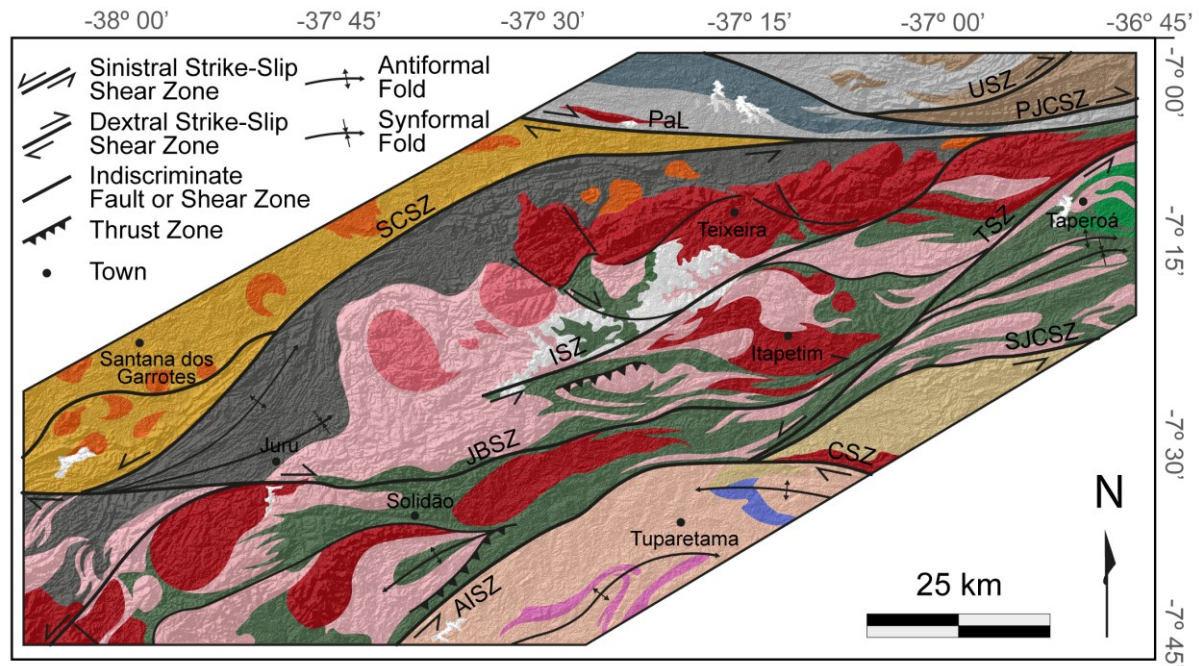
The most conspicuous feature of the Alto Pajeú Terrane is the early Neoproterozoic association of metaplutonic, metavolcanic and metasedimentary rocks that composes the Cariris Velhos Belt (1.00-0.92 Ga; KOZUCH, 2003; SANTOS *et al.*, 2010). In contrast to neighboring terranes, the Alto Pajeú largely lacks Paleoproterozoic crust, although discontinuous 2.2-2.1 Ga basement is locally found (SANTOS *et al.*, 2010; VAN SCHMUS *et al.*, 2011). The Cariris Velhos Belt has been variously interpreted as recording a short-lived orogenic event (*i.e.*, VAN SCHMUS *et al.*, 2011; SANTOS *et al.*, 2019; CAXITO *et al.*, 2020b) or that it represents an

intracontinental, rift-related sequence shielded from early Neoproterozoic metamorphism and deformation (see GUIMARÃES *et al.* 2016; NEVES *et al.*, 2021b).

Cariris Velhos granitoids feature crystallization ages of ca. 960-920 Ma and display meta- to peraluminous, calc-alkaline to high-K calc-alkaline geochemical patterns interpreted as relics of arc-related to *syn*-collisional magmas (KOZUCH, 2003; SANTOS *et al.*, 2010). Mafic-ultramafic associations are considered to represent arc-cumulates that formed in a supra-subduction zone at ca. 1.0 Ga, also including ophiolite remnants that experienced eclogite-facies metamorphism at ca. 625 Ma (LAGES & DANTAS, 2016). The dominant supracrustal sequence within the Alto Pajeú Terrane is the São Caetano Complex, which consists of medium-grade metapelites, metapsamites and metagraywackes in association with (scarce) metamafic lenses, metavolcanic and meta-volcanoclastic rocks (SANTOS *et al.*, 2010). Maximum depositional age estimates that range from 858 to 806 Ma (U-Pb in detrital zircon; GUIMARÃES *et al.*, 2012; SANTOS *et al.*, 2019) suggest that this supracrustal unit formed in a post-orogenic extensional setting related to the Cariris Velhos Orogeny, but could also represent deposition in a large-scale rift system.

The Riacho Gravatá Complex (BITTAR, 1998) is a supracrustal assemblage cropping out in the N-NW sector of the Alto Pajeú Terrane along the sinistral Serra do Caboclo Shear Zone. The complex encompasses bimodal metavolcanic and metavolcanoclastic rocks, siliciclastic metasedimentary rocks, and minor metamafic-to-ultramafic plutonic bodies. Deposition of sedimentary protholiths probably occurred in an extensional, arc-related setting (KOZUCH, 2003; SANTOS *et al.*, 2010). Zircon crystals from felsic metavolcanic rocks yielded U-Pb crystallization ages of 1091 Ma to 996 Ma (GUIMARÃES *et al.*, 2012). Tonian successions in the Alto Pajeú Terrane were later subject to regional metamorphism at greenschist to amphibolite facies conditions, eventually reaching partial melting. Furthermore, Cryogenian to Ediacaran granitoids are widespread throughout this terrane. Most of them have been interpreted as part of a continental magmatic arc that developed over the early Brasiliano stages (BRITO NEVES *et al.*, 2016; SIAL & FERREIRA, 2016).

Figura 5 – Fig. 2: Geological map of the study area, based on the integration of geophysical products, compiled geological maps (FERREIRA *et al.* 2000; BITTAR *et al.*, 2014a, 2014b; SANTOS, F.G. *et al.*, 2021) and field data (see the Materials and Methods and Results sections for complementary information). Shear Zones (SZ): AISZ – Afogados da Ingazeira, CSZ – Coxixola, ISZ – Itapetim, JBSZ – Juru-Belém, PaL – Patos lineament, PJCSZ – Picuí-João Câmara, SCSZ – Serra do Caboclo, SJCSZ – São José dos Cordeiros, TSZ – Taperoá, USZ – Umburana.



Phanerozoic

□ Sedimentary Cover

Cambrian

■ Trondhjemite-rich Suite

Cryogenian-Ediacaran

■ High-K Calc-Alkaline to Alkaline Granitoids

■ Calc-Alkaline Granitoids

■ Gabbro-Dioritic Rocks

■ Metasedimentary Rocks Seridó Group (~635 Ma)

Cryogenian-Ediacaran

■ Metasedimentary and Metavolcanic Rocks Cachoeirinha Group (660-625 Ma)

■ Metasedimentary Rocks Surubim Complex (665 Ma)

Stenian-Tonian

■ Metasedimentary sequence with minor metavolcanics São Caetano Complex (862-806 Ma)

■ Orthogneisses and migmatites Cariris Velhos metagranitoids (1000-920 Ma)

■ Metasedimentary sequence and bimodal Metavolcanics Riacho Gravatá Complex (1091-996 Ma)

Paleoproterozoic

■ Orthogneisses and Migmatites Cabaceiras Complex (~2.05 Ga)

■ Orthogneisses and Migmatites Floresta Complex (~2.10 Ga)

■ Orthogneisses, Supracrustals and Migmatites - Caicó and Serrinha-Pedro Velho complexes (2.25-2.10 Ga)

Archean

■ Orthogneisses, Supracrustal Rocks and Migmatites Serra de Jabitacá Complex (~2.5 Ga)

■ Orthogneisses, Supracrustal Rocks and Migmatites Granjeiro Complex (2.7-2.5 Ga)

3. MATERIALS AND METHODS

The database supporting this work comprises a digital elevation model, airborne geophysical (magnetometric and radiometric) maps and meso- to microstructural observations. A cartographic base was established upon previous regional maps produced by the Geological Survey of Brazil (SGB-CPRM), at the scales

of 1:1.000.000 (SANTOS, F.G. *et al.*, 2021), 1:500.000 (FERREIRA *et al.*, 2000), and 1:100.000 (BITTAR *et al.*, 2014a, 2014b).

Visual interpretation of topographic lineaments was executed at 1:200.000 scale on ArcMap 10.6 software over a Global Digital Elevation Model (GDEM) from Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) dataset, with 30 m spatial resolution. ASTER imagery was acquired via NASA EarthData (<https://earthdata.nasa.gov/>) in January 18th, 2022. In order to enhance different sets of topographic lineaments, pseudo-illumination filters were applied for the azimuths of 000°, 045°, 090°, 135°, 180°, 225°, 270° and 315°.

Magnetometric and radiometric datasets were compiled from the Projeto Aerogeofísico Pernambuco-Paraíba (CPRM, 2009) and interpreted to constrain significant geophysical anomalies, domains of contrasting geophysical signatures, and structural lineaments. Spacing between N-S flight lines was 500 m while E-W tie lines were 10 km apart. The flight had nominal height of 100 m and speed of 270 km/h. Sampling intervals of 1 s and 0.1 s were set to the gamma spectrometer and to the magnetometer, respectively.

Data processing was carried out on GEOSOFT Oasis Montaj 8.0 software at the Universidade Federal de Pernambuco. Analysis of magnetometric data relied on the Anomalous Magnetic Field (AMF), Total Gradient (TG), First Vertical Derivative (DZ) and Tilt Derivative (TD) maps. DZ filter highlights vertically continuous magnetic lineaments, which can be correlated to major shear zones and associated fabrics. The TD map emphasizes the borders of magnetic anomalies produced by geological boundaries and within-rock foliation (MILLER & SINGH, 1994). Gamma-ray spectrometry products include the Total Count (TC), individual eU, eTh and K maps, and a Ternary (K-eTh-eU) RGB image, which interpretation allowed the definition of litho-geophysical domains.

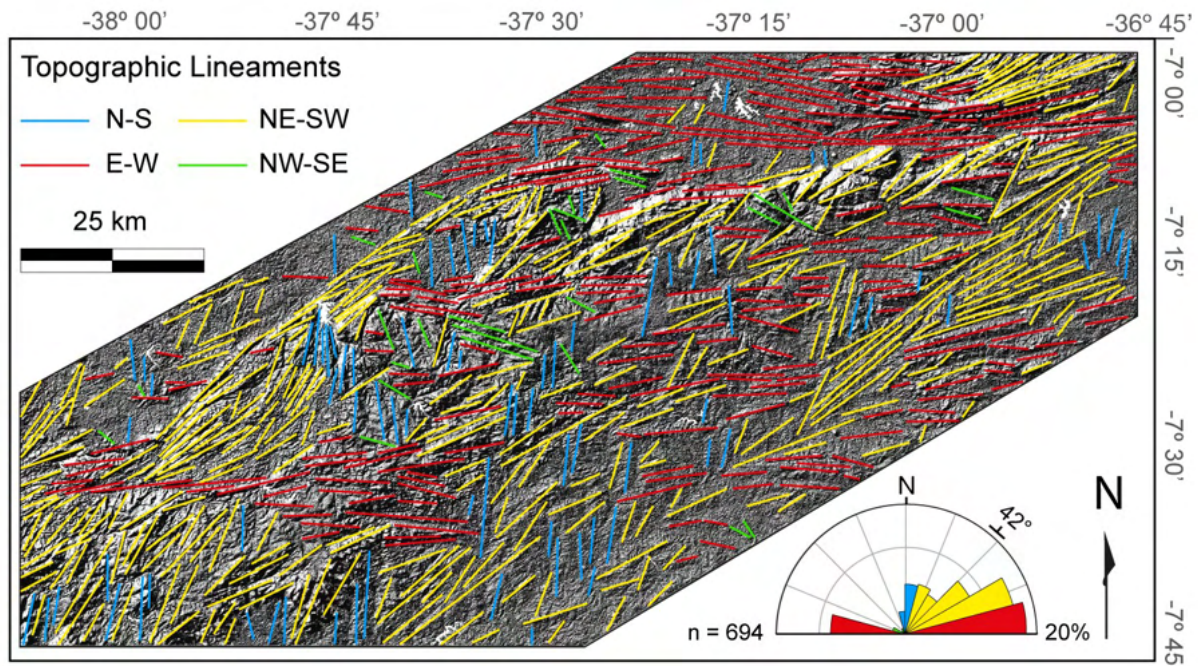
Structural measurements and lithological information were acquired at 107 outcrops within the study area, serving as validation to the geophysical interpretation and providing data to the structural analysis. All geographic coordinates were taken in reference to the WGS 1984 datum. A sample of mylonitic orthogneiss from the Juru-Belém shear zone was collected for microstructural purposes. Thin sections were prepared and described at the Laboratório de Mineralogia Aplicada e Evolução Crustal, Universidade Federal de Pernambuco (MAPECLAB-UFPE) using an Olympus BX51 petrographic microscope coupled with Olympus DP26 high-resolution camera.

4. RESULTS

4.1 DIGITAL ELEVATION MODEL

Major topographic lineaments were extracted from ASTER GDEM images and classified following directional criteria (*Fig. 3*). ArcMap pseudo-illumination aided interpretation by highlighting linear features of perpendicular orientation to illumination angle. Azimuthal direction of considered N-S lineaments range between the 345°-015° and 165°-195° intervals. The same logic applies to E-W (075°-105° and 255°-285°) features, while remaining lineaments fit either into the NE-SW (016°-074°, 196°-254°) or NW-SE (106°-164°, 286°-344°) groups. Most of the 694 interpreted lineaments display NE-SW (49%) or E-W (35%) orientations. N-S and NW-SE features are less abundant and respectively account for 12% and 4% of the total. The NE-SW dominant trend is confirmed by the 042° Az directional mean calculated to the whole dataset. Regarding the average length of lineaments, E-W features are slightly larger than the NE-SW (7505 m against 7165 m), while N-S (5416 m) and NW-SE (4652 m) lineaments tend to be shorter. NE-SW and E-W lineaments define a coherent pattern of strongly marked topographic ridges and valleys, whilst subordinate N-S and NW-SE lineaments crosscutting the main trend often correspond to topographic lows. E-W lineaments dominate over the NE-SW group only in the northernmost portion of the study area, where almost no N-S or NW-SE features were identified.

Figura 6 – Fig. 3: Interpreted topographic lineaments over pseudo-illuminated (315° Az) ASTER GDEM image and respective rose diagram.



4.2 GAMMA-RAY SPECTROMETRY

Analysis of the three radioelements (*i.e.*, K, eTh and eU) distribution on gamma-ray spectrometry products allowed the recognition of distinct radiometric domains within the study area, bounded by major and/or subordinate linear features. Most of the interpretations were based on the Total Count map and on the Ternary (K-eTh-eU) RGB image (*Fig. 4*), although individual channels and eTh/K map were also considered. Fifteen radiometric domains (A to O) were defined by comparing the relative proportion of radioelements (low, medium or high). These domains present good correlation with major lithologic units, as validated by our field data; it is worth mentioning, though, that the geological interpretation of gamma-ray spectrometric data is restricted to shallow investigation depths (surficial). Continuous linear features bordering important radiometric contrasts (major lineaments) express strike-slip shear zones tracing, some of which bound four sectors of remarkably distinct radiometric signatures, corresponding to the Alto Pajeú, Piancó-Alto Brígida, Alto Moxotó terranes, and to the Northern Subprovince.

The radiometric signature of the Alto Pajeú Terrane consists mostly of intermediate to high K domains that correspond to granitoids and orthogneisses

interleaved with sectors of low K, intermediate eTh and low to high eU attributed to supracrustal rocks of the São Caetano and Riacho Gravatá complexes. Cariris Velhos orthogneisses display high contents on K and eU and low to moderate eTh (J, M domains in *Fig. 4*), usually describing elongate shapes that roughly follow the NE-SW trend or surround other high K domains. Cryogenian-Ediacaran plutonic suites of calc-alkaline to high-K calc-alkaline affinities (domains I, J, L, E, F) are well distributed within the Alto Pajeú terrane, which also encompasses a Cambrian trondhjemite-rich suite (circular-shaped E and J domains to the west). Paragneisses and mica schists from major supracrustal units (C, D, G) show low radiometric signal, whereas metavolcanic lithologies produce isolated high K anomalies – especially those within the Riacho Gravatá Complex. Overall sigmoidal or elongate shapes of supracrustal and granitic-gneissic domains follow the structural fabric imposed by NE-SW and E-W shear zones and associated open-to-tight folding. Domains of high eU (B, D) are commonly found alongside major lineaments. The A domain refers to low radiogenic sediments, alluvial deposits, mafic plutonic rocks or water bodies.

The Alto Moxotó Terrane is portrayed by highly radiogenic domains often associated with strong, positive eTh/K anomalies. The main divisions are the Neoproterozoic supracrustal sequences (domain D) and penecontemporaneous plutonic bodies (H, N, O). Archean to Paleoproterozoic orthogneisses (E and H domains) correspond to moderate K regions, whereas metasedimentary rocks show intermediate eTh (C). Rare Brasiliano granitoids reveal high K and eTh contents and moderate to high eU (N, O), in a manner that their radiometric signature is very similar to the pattern of basement orthogneisses. NE-SW and E-W trending, arched lineaments mark gentle to close folding.

To the west, the Piancó-Alto Brígida Terrane comprises low radiogenic domains punctuated by small, rounded, or ellipsoidal features of medium to high K. Domains B and C present typical responses of metasedimentary rocks, in which minor metavolcanic rocks also occur. Moderate to high K domains (E, F, J) correspond to numerous occurrences of calc-alkaline granitoids, an important aspect of this terrane. Lineaments are faint and sparse, thus resulting on a relatively even radiometric signature. North of the Patos Lineament, the Northern subprovince is pictured by mainly E-W trending radiometric lineaments. Gamma-ray spectrometric patterns of basement orthogneisses differ mostly in their eU contents, with overall moderate to high K values (domains H, K, M and O). In this region, the G domain is attributed to

highly deformed supracrustal associations and/or migmatites. The late Neoproterozoic metasedimentary sequence (*i.e.*, Seridó Group) is characterized by low-K (B, C domains; metapelites) or low-eTh, low-eU (E; quartzites and conglomerates) features. Calc-silicate rocks and migmatites display a relative increase in eTh and eU (domain G).

4.3 MAGNETOMETRY

The magnetometry dataset was processed and interpreted with the aim of defining magnetic domains, and major and subordinate lineaments. Maps of Anomalous Magnetic Field (AMF, *Fig. 5*), Total Horizontal Gradient (TG, *Fig. 6A*), First Vertical Derivative (DZ, *Fig. 7A*) and Tilt Derivative (TD, *Fig. 8A*) supported this analysis. Magnetic domains are bounded by major lineaments that highlight important NE-SW or E-W trending strike-slip shear zones. Subordinate lineaments are distributed within domains as an expression of the structural fabric and can often be used as indicators of motion sense along major structures. They also mark the regional open-to-tight folds. *Figs. 6B, 7B and 8B* depict all interpreted lineaments over magnetometric products. Twelve magnetic domains were defined by integrating AMF and TG maps, considering significant contrasts on magnetic gradient values and lineament patterns (*Fig. 9*). *Fig. 10* presents a schematic board concerning general features of interpreted magnetic domains, which characterize the magnetic signatures of the Alto Pajeú (domains VI to X), Piancó-Alto Brígida (IV, V), Alto Moxotó (XI, XII) terranes and of a small portion of the Northern Subprovince (I to III). Terrane boundaries are consistent with radiometric interpretations.

Figura 7 – Fig. 4: Gamma-ray spectrometry products. A) Ternary (K-eTh-eU) RGB image. B) Interpreted radiometric domains map. AMT – Alto Moxotó Terrane, APT – Alto Pajeú Terrane, NSP – Northern Subprovince, PABT – Piancó-Alto Brígida Terrane.

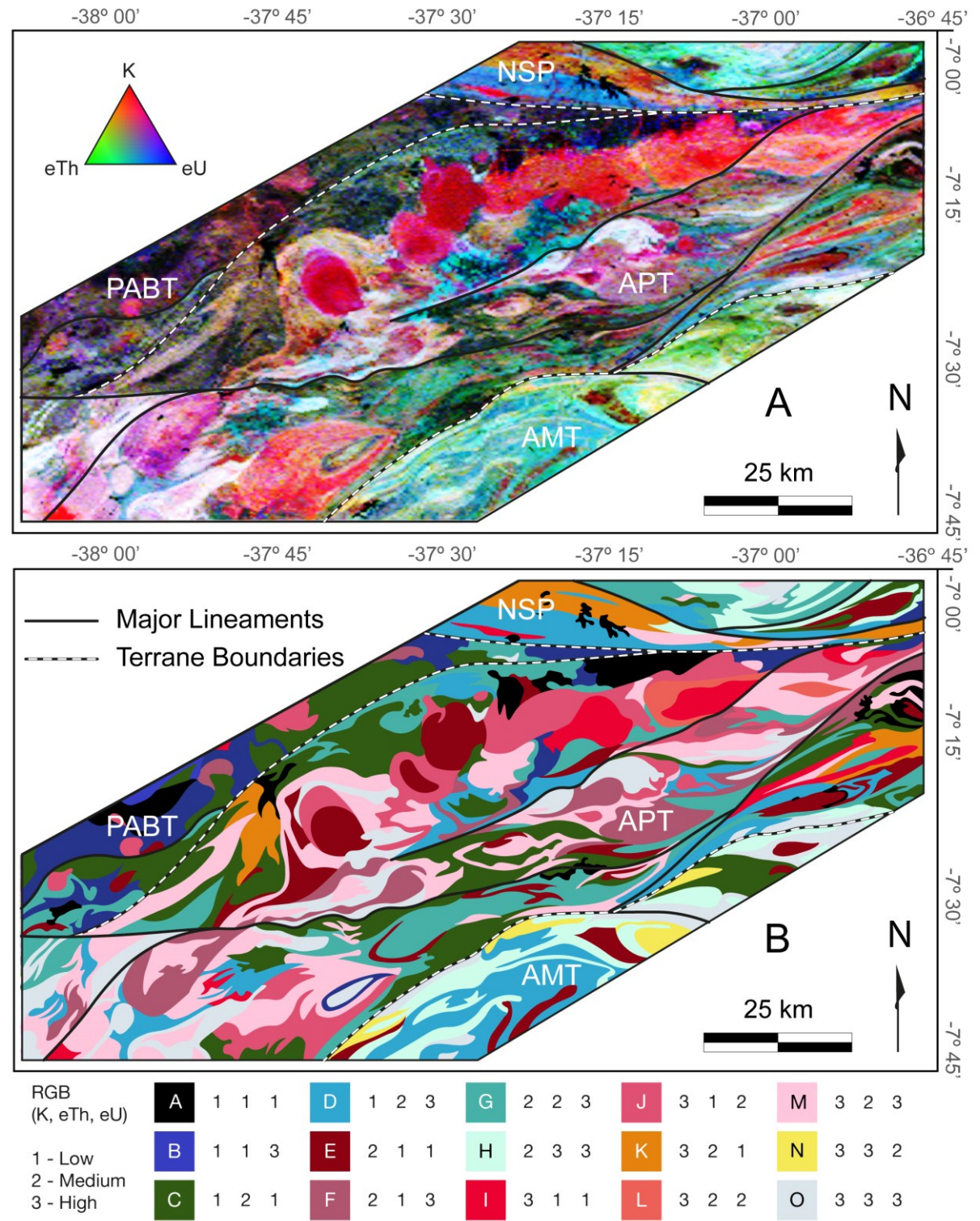


Figura 8 – Fig. 5: Anomalous Magnetic Field map. AMT – Alto Moxotó Terrane, APT – Alto Pajeú Terrane, NSP – Northern Subprovince, PABT – Piancó-Alto Brígida Terrane.

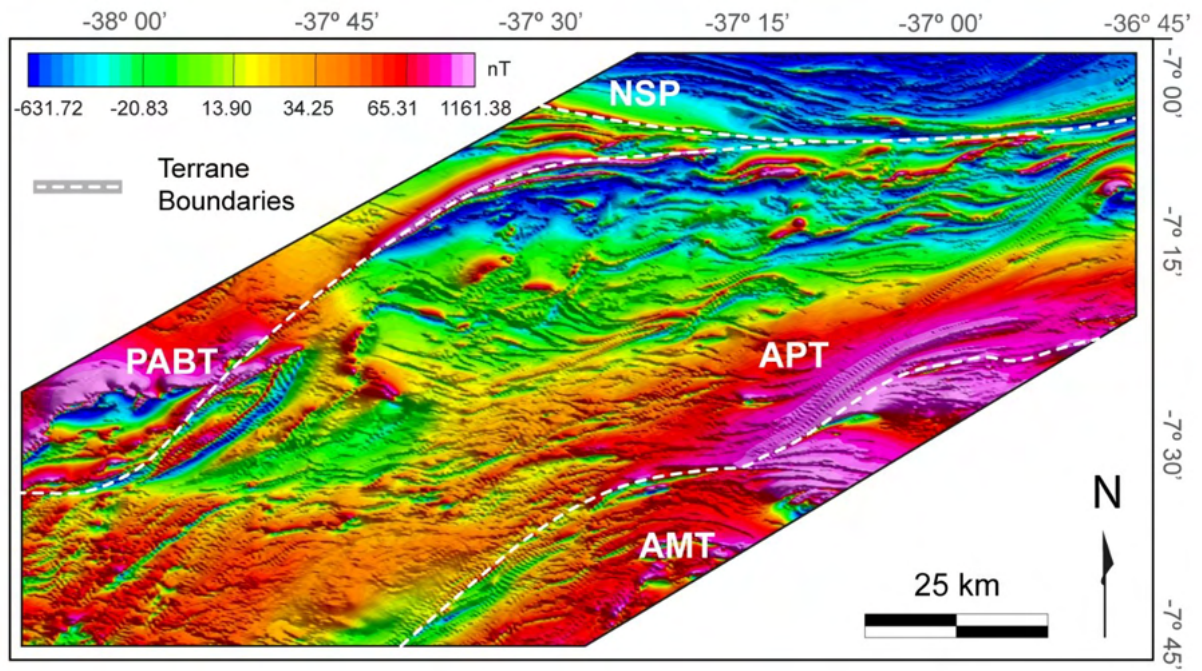


Figura 9 – Fig. 6: Magnetometry products. A) Total Gradient map. B) Interpreted magnetic lineaments over TG map. The sense of motion along major structures is marked by curvilinear subordinate lineaments nearby, which correspond to deflected foliation planes. AMT – Alto Moxotó Terrane, APT – Alto Pajeú Terrane, NSP – Northern Subprovince, PABT – Piancó-Alto Brígida Terrane.

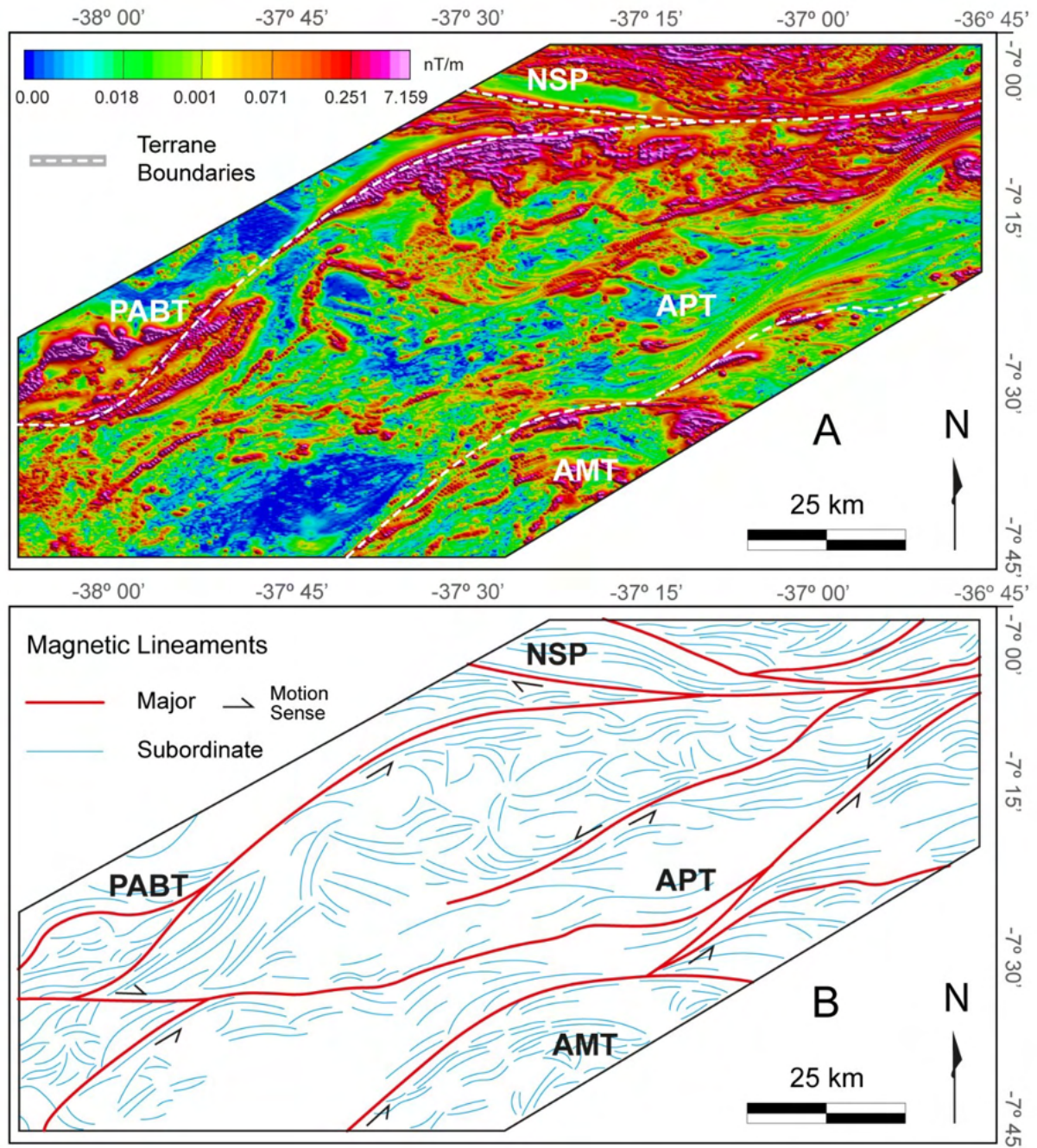


Figura 10 – Fig. 7: Magnetometry products. A) First Vertical Derivative map. B) Interpreted magnetic lineaments over DZ map. The sense of motion along major structures is marked by curvilinear subordinate lineaments nearby, which correspond to deflected foliation planes. AMT – Alto Moxotó Terrane, APT – Alto Pajeú Terrane, NSP – Northern Subprovince, PABT – Piancó-Alto Brígida Terrane.

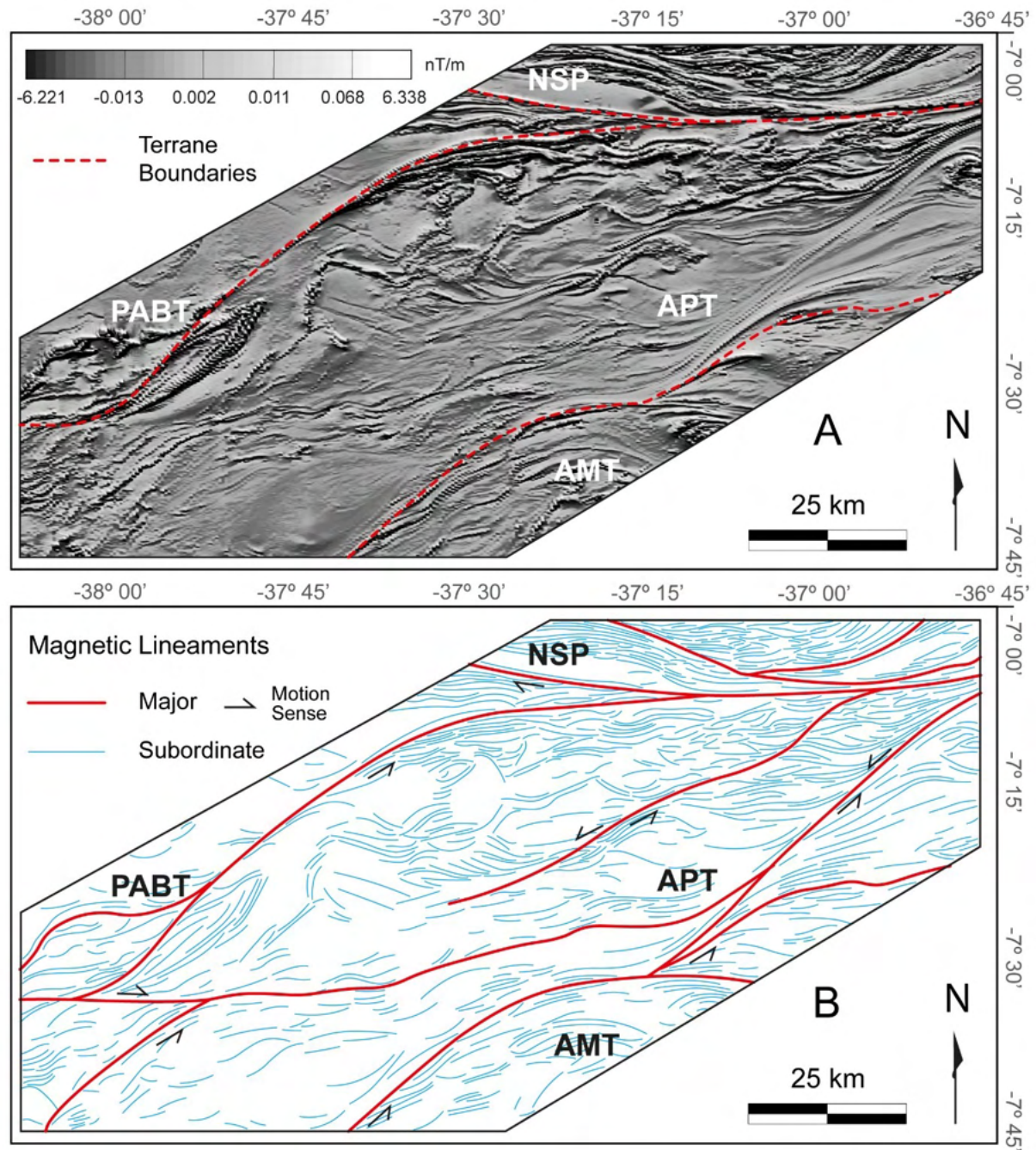


Figura 11 – Fig. 8: Magnetometry products. A) Tilt Derivative map. B) Interpreted magnetic lineaments based on TD map. The sense of motion along major structures is marked by curvilinear subordinate lineaments nearby, which correspond to deflected foliation planes. AMT – Alto Moxotó Terrane, APT – Alto Pajeú Terrane, NSP – Northern Subprovince, PABT – Piancó-Alto Brígida Terrane.

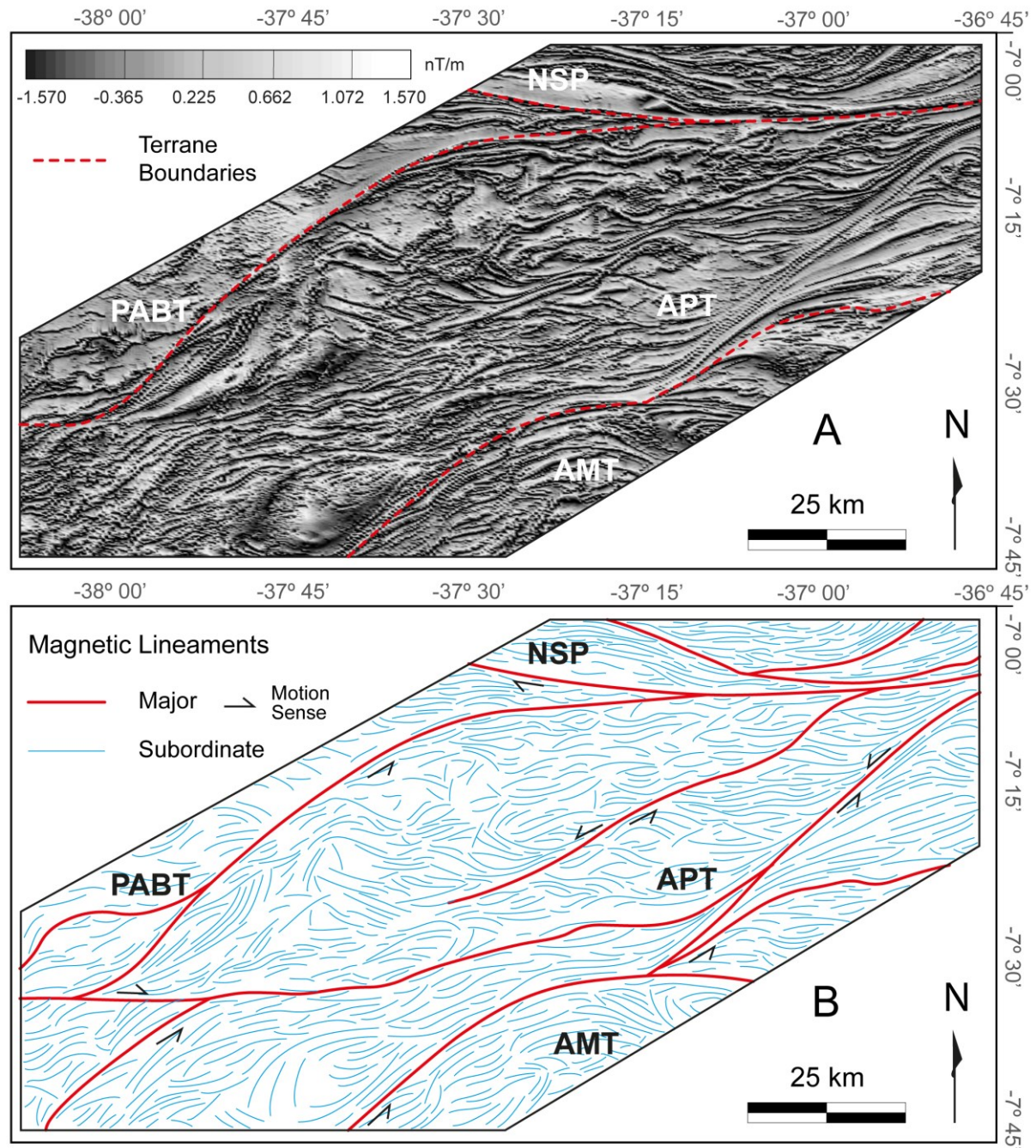


Figura 12 – Fig. 9: Magnetic domains map. Subordinate lineaments were extracted from the First Vertical Derivative map. Dashed lines are interpreted terrane boundaries. AMT – Alto Moxotó Terrane, APT – Alto Pajeú Terrane, NSP – Northern Subprovince, PABT – Piancó-Alto Brígida Terrane.

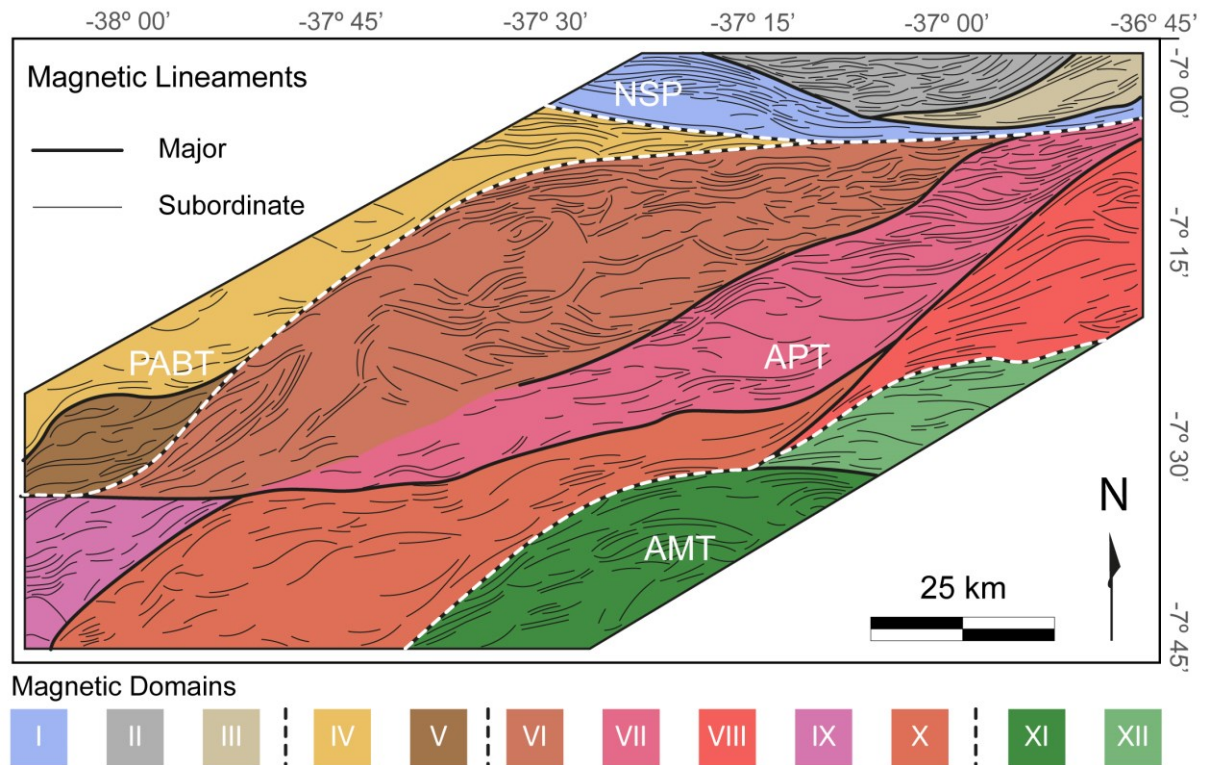
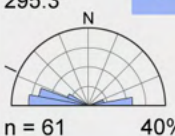
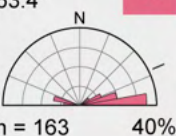
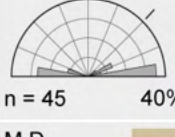
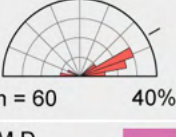
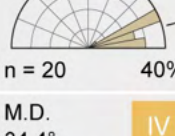
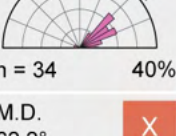
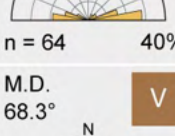
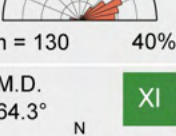
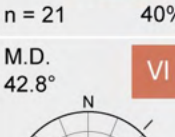
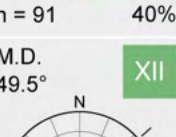
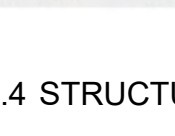


Figura 13 – Fig. 10: Schematic board of magnetic domains and lineaments. AMT – Alto Moxotó Terrane, APT – Alto Pajeú Terrane, NSP – Northern Subprovince, PABT – Piancó-Alto Brígida Terrane. M.D. – Mean Direction, n – number of lineaments (Tilt Derivative).

Domain	Sector	Description	Domain	Sector	Description
M.D. 295.3°  n = 61 40%	I	NSP E-W to NW-SE lineaments, low magnetic anomaly (-179.03 nT) and high gradient (up to 0.385 nT/m)	M.D. 63.4°  n = 163 40%	VII	APT E-W to NE-SW lineaments, low magnetic anomaly (-179.03 nT) and high gradient (up to 0.385 nT/m)
M.D. 45.1°  n = 45 40%	II	NSP E-W to NE-SW lineaments, very low magnetic anomaly (-631.72 nT) and high gradient (0.112 to 7.159 nT/m)	M.D. 58.9°  n = 60 40%	VIII	APT E-W to NE-SW lineaments. Magnetic anomaly increases from NW (-63.45 nT) towards SE (up to 131.97 nT). Locally high gradients (0.540 nT/m)
M.D. 74.0°  n = 20 40%	III	NSP NE-SW lineaments, flat magnetic relief with local highs (0.303 nT). Overall moderate gradient (0.021 to 0.251 nT/m)	M.D. 54.0°  n = 34 40%	IX	APT NE-SW lineaments. Rugged magnetic relief, moderate to high gradients (0.031 to 0.214 nT/m)
M.D. 34.4°  n = 64 40%	IV	PABT E-W lineaments, flat magnetic relief, low (under 0.013 nT/m) to locally moderate gradients (0.028 to 0.142 nT/m)	M.D. 62.2°  n = 130 40%	X	APT NE-SW and E-W lineaments. Slightly rugged magnetic relief. Moderately high (up to 50.31 nT) anomalies, gradients < 0.016 nT/m
M.D. 68.3°  n = 21 40%	V	PABT NE-SW lineaments, irregular relief with anomalies mainly close to the borders. Gradients are moderate to high (0.046 to 7.159 nT/m)	M.D. 64.3°  n = 91 40%	XI	AMT NE-SW, arching to E-W lineaments. Moderately high magnetic anomaly (50.31 to 92.78 nT). High gradients (0.540 nT/m) occur locally
M.D. 42.8°  n = 276 40%	VI	APT NE-SW and E-W lineaments, mostly long. Irregular relief. Gradients are high only at the NW, Central and SW sectors (up to 7.159 nT/m).	M.D. 49.5°  n = 28 40%	XII	AMT E-W to NE-SW lineaments. High magnetic anomalies (54.66 to 131.97 nT), locally high gradients (0.251 to 0.540 nT/m)

4.4 STRUCTURAL ANALYSIS

The structural framework (Fig. 11) is mainly controlled by the sinuous NE-SW and E-W strike-slip shear zone system. The NE-SW trending Serra do Caboclo, Afogados da Ingazeira and São José dos Cordeiros shear zones at the western and eastern boundaries of the Alto Pajeú Terrane display sinistral kinematics. Similarly oriented structures inside this terrane, such as Itapetim and Taperoá shear zones, also

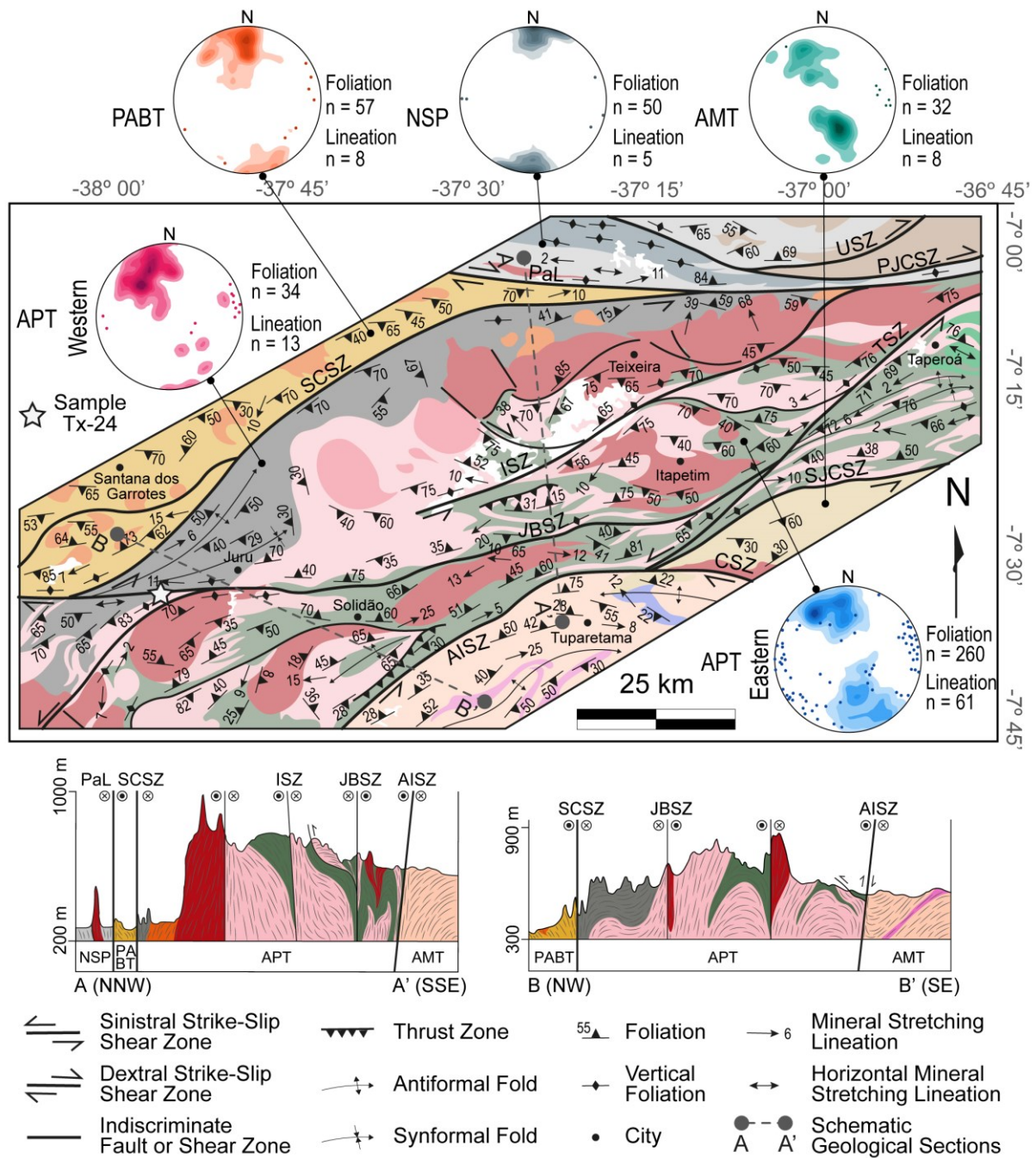
produced sinistral deflection of the regional structural markers (e.g., VIEGAS *et al.*, 2022). In contrast, indicators for E-W structures (i.e., Patos and Juru-Belém shear zones) imply clockwise motion. Foliation traces also depict open-to-tight folds with roughly NE-SW axial planes, especially in the Alto Pajeú Terrane. At the Alto Moxotó sector, axial planes of (mostly) open folds seem to bend E-W when close to the Coxixola shear zone. In order to refine the structural framework of the Alto Pajeú Terrane in the study area, analysis of main structures and associated fabrics was conducted at meso- and microscopic scale.

4.4.1 Structural Framework of the Alto Pajeú Terrane

Tonian orthogneisses and supracrustal rocks in the Alto Pajeú Terrane display penetrative planar fabrics that may vary from gently-dipping (0-20°) to steep (up to 75°). The major scale strike-slip shear zones comprise various types of tectonites and have a subvertical mylonitic foliation.

A low-angle, thrust-related foliation is well preserved at the central portion of the study area, between the Juru-Belém and Itapetim shear zones. It is expressed as the centimetric gneissic banding of orthogneisses and widely-developed schistosity of mica schists (*Fig. 12*). An associated mineral stretching lineation displays medium to high plunges, usually to the NE or SW directions. Axial planes of recumbent folds (*Fig. 12A*) are consistent with the foliation pattern, which frequently presents discontinuous feldspathic veins that crosscut fold flanks and reveal *in-situ* anatexis. Anatectic K-feldspar sigmoidal growth (σ in *Fig. 12A*) suggests top-to-NW mass transport, in agreement with recrystallization tails of σ -type K-feldspar porphyroclasts in gneissic layers. Surface of the low-angle foliation (axial planes of recumbent folds; gneissic banding; schistosity) is uneven, probably due to latter folding in the NE-SW direction. Mesoscopic folding produced a strong crenulation cleavage on the mica schists, whereas the more rigid biotite orthogneisses developed antiformal-synformal structures with asymmetrical, cm-scale folds in the flanks (*Fig. 12B*). Former thrust surfaces (T in *Fig. 12B*), later softly folded, are recognized at the sharp contact between mica schists and the overlying orthogneiss, where thin pseudotachylite veins locally form.

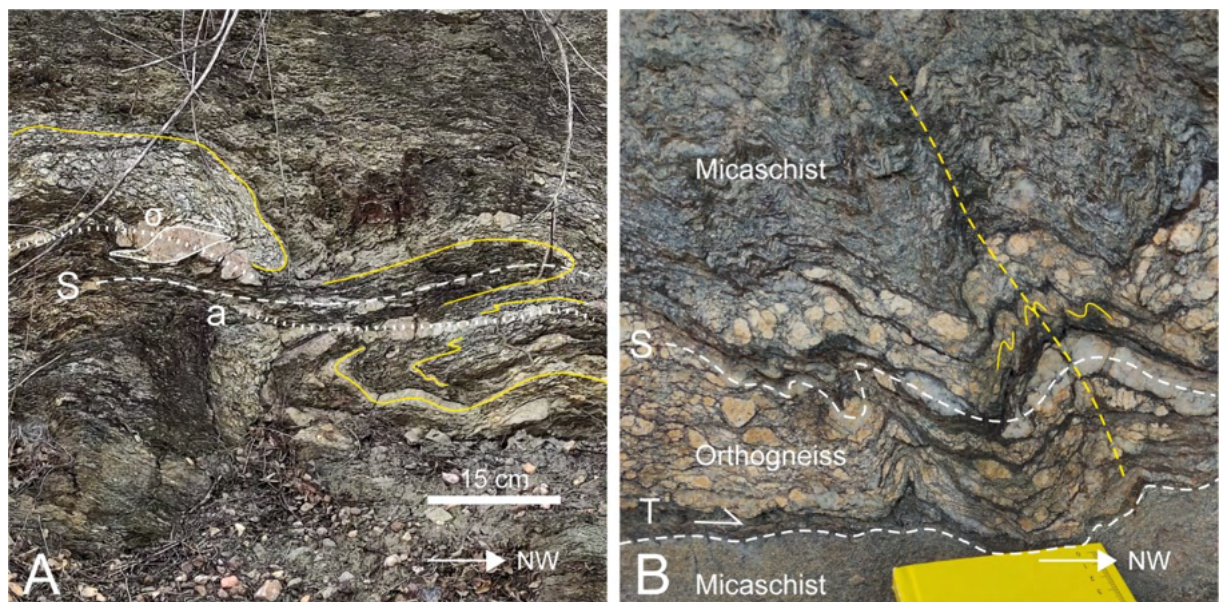
Figura 14 – Fig. 11: Litho-structural sketch with schematic geological sections and synthetic contour plots stereograms for foliation measurements (Schmidt projection, lower hemisphere). Lineations are plotted as individual points. Based on interpreted geophysical products and field work. Lithostratigraphic color scheme is the same of Fig. 2. AMT – Alto Moxotó Terrane, APT – Alto Pajeú Terrane, NSP – Northern Subprovince, PABT – Piancó-Alto Brígida Terrane. Shear Zones (SZ): AISZ – Afogados da Ingazeira, CSZ – Coxixola, ISZ – Itapetim, JBSZ – Juru-Belém, PaL – Patos Lineament, PJCSZ – Picuí-João Câmara, SCSZ – Serra do Caboclo, SJCSZ – São José dos Cordeiros, TSZ – Taperoá, USZ – Umburana.



Dip angle of foliation planes progressively increases towards the center of major shear zones, where a very penetrative, subvertical mylonitic foliation occurs.

Protomylonitic to ultramylonitic orthogneisses are found along the Itapetim, Taperoá (Fig. 13A, B, C) and Juru-Belém shear zones (Fig. 14). In the case of the Juru-Belém shear zone, significant silica remobilization throughout the structure produced continuous, tabular silexite veins that reach up to 25 cm in width. The mineral stretching lineation (Fig. 14B) is sub-horizontal to shallowly-plunging (6-20°). Kinematic indicators on mylonitic orthogneisses include recrystallized K-feldspar porphyroclasts (σ and δ types) and S-C fabrics. These criteria assign a sinistral sense of shearing to the Taperoá (Fig. 13A, B, C) and Itapetim shear zones, whereas the Juru-Belém shear zone exhibits mostly dextral markers (Fig. 14B). Migmatitic biotite-muscovite paragneiss west of the Afogados da Ingazeira shear zone (Fig. 13D) also portrays sinistral S-C fabrics, as shown by disrupted intrafolial folds that evidence transposition of early-formed planar fabric.

Figura 15 – Fig. 12: Low-angle foliation and associated structures in the Alto Pajeú Terrane. A) Cariris Velhos biotite orthogneiss (highlighted markers) and São Caetano mica schist displaying recumbent folding. Anatectic K-feldspar growth (σ) shows top-to-NW sense of motion. S = low-angle foliation surface; a = *in-situ* anatexis planes. Vertical surface. B) Tectonic contact between crenulated mica schist and banded orthogneiss at a former thrust front (T). Some markers of asymmetrical cm-scale folds in orthogneisses are highlighted. Vertical surface.



Intrafolial folds are important features of the São Caetano mica schists and paragneisses. They are usually oriented subparallel to boudins of rigid markers such as pegmatitic veins, mafic lenses or quartz-feldspathic segregates (Fig. 15A). Centimetric-scale quartz veins are often deformed into ptygmatic folds within the

foliation. North of the Itapetim shear zone, migmatitic schist and nearby orthogneiss host garnet amphibolite lenses and tabular bodies (*Fig. 15B*) that are commonly affected by boudinage in the NW-SE direction. Schistosity surrounding individual boudins may develop asymmetrical cm-scale folds in the gap zone, due to differences in the rheological properties of mafic rocks (rigid) and metapelites (plastic). Metamafic bodies of relatively larger (up to a metre) width are highly disrupted but may preserve intrusive features such as apophyses and reaction borders, sometimes resembling segmented dykes (*Fig. 15B, C*). Millimetre-scale NW-SE trending shear bands crosscut both schist and amphibolite, imprinting dextral S-C fabrics (*Fig. 15D*). Associated mylonitic corridors are up to 25 cm wide. Kinematic criteria in mylonitic mica schists include sigmoidal quartz segregates and mica fish, all consistently displaying clockwise movement. In this region, the general NW-SE trend correlates to second order magnetic and radiometric lineaments that curve towards the Itapetim shear zone, which is suggestive of antithetic, dextral segments that splay from the main sinistral shear zone.

Brittle structures were only identified at outcrop scale and are generally discordant in relation to the regional foliation pattern produced by earlier ductile deformation. Examples comprise conjugate strike-slip faults, joint sets, box works, quartz veins and tension gashes of variable orientations. For instance, migmatitic schists north of the Itapetim shear zone are cut by sets of NE-SW (dextral) and NW-SE (sinistral) discontinuous strike-slip faults of centimetric offset that deflect planar markers within the migmatitic banding (*Fig. 16A*). More continuous fault planes with N-S, NE-SW (sinistral) and ENE-WSW (dextral) directions truncate the vertical foliation of mylonitic metapelites (*Fig. 16B*).

Figura 16 – Fig. 13: Mylonitic foliation and associated structures in the Alto Pajeú Terrane. A) Mylonitic (left) to ultra-mylonitic (right) Cariris Velhos orthogneiss near Taperoá shear zone. S_m = mylonitic foliation. Vertical surface. B) Sub-horizontal mineral stretching lineation (vertical surface; L_x) and sinistral σ -type K-feldspar porphyroclasts (horizontal surface) in orthogneiss within the Taperoá shear zone. C) Sinistral δ -type K-feldspar porphyroclasts in mylonites of the Taperoá shear zone. Horizontal surface. D) Disrupted Intrafolial folds in migmatitic mica schists reproducing sinistral S-C fabrics related to the Afogados da Ingazeira shear zone.

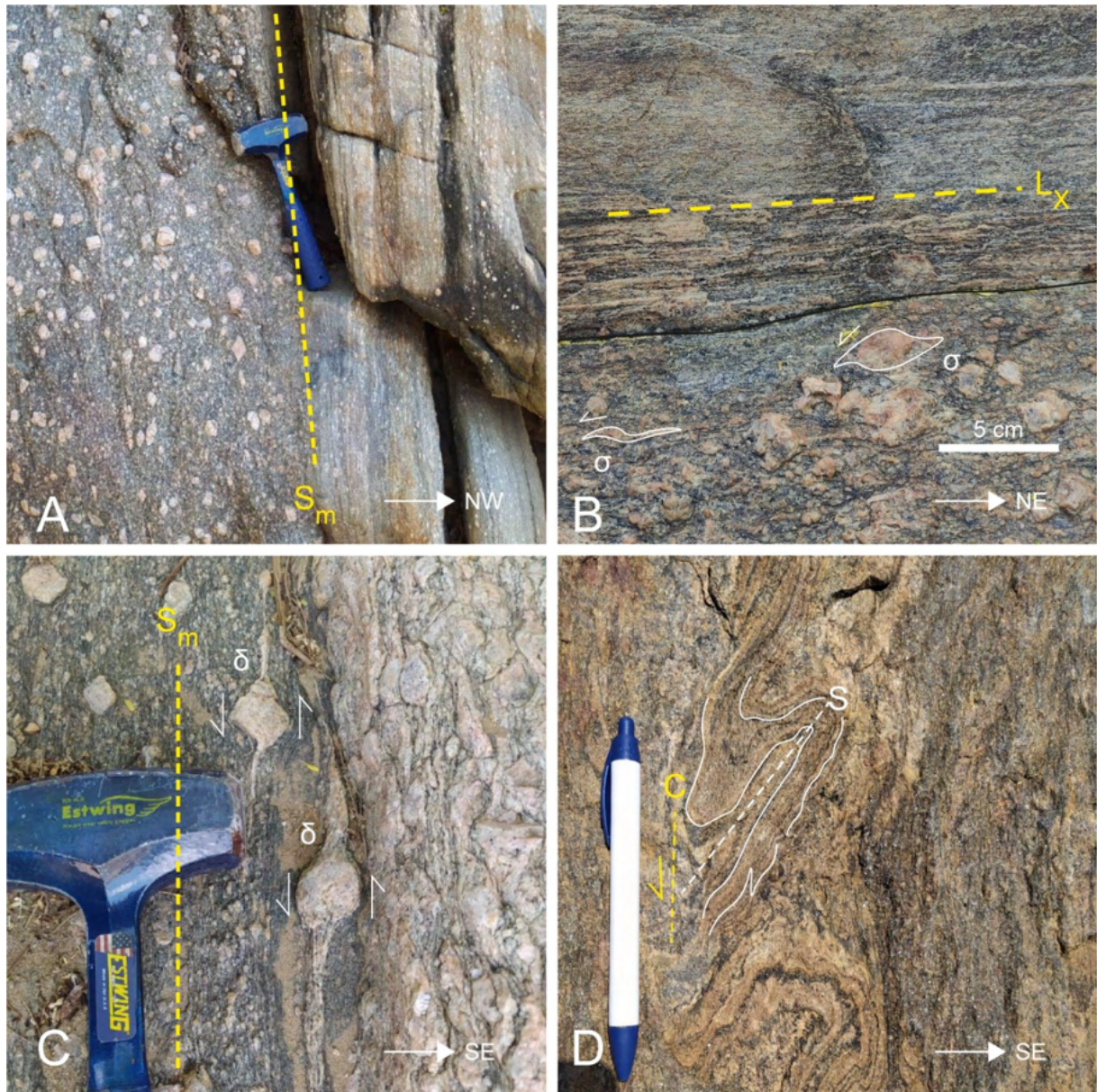


Figura 17 – *Fig. 14*: Mylonitic foliation and associated structures of the Juru-Belém shear zone (horizontal surfaces). A) Vertical foliation in ultramylonitic orthogneiss. S_m = mylonitic foliation surface. B) Dextral S-C fabrics in mylonitic orthogneiss.

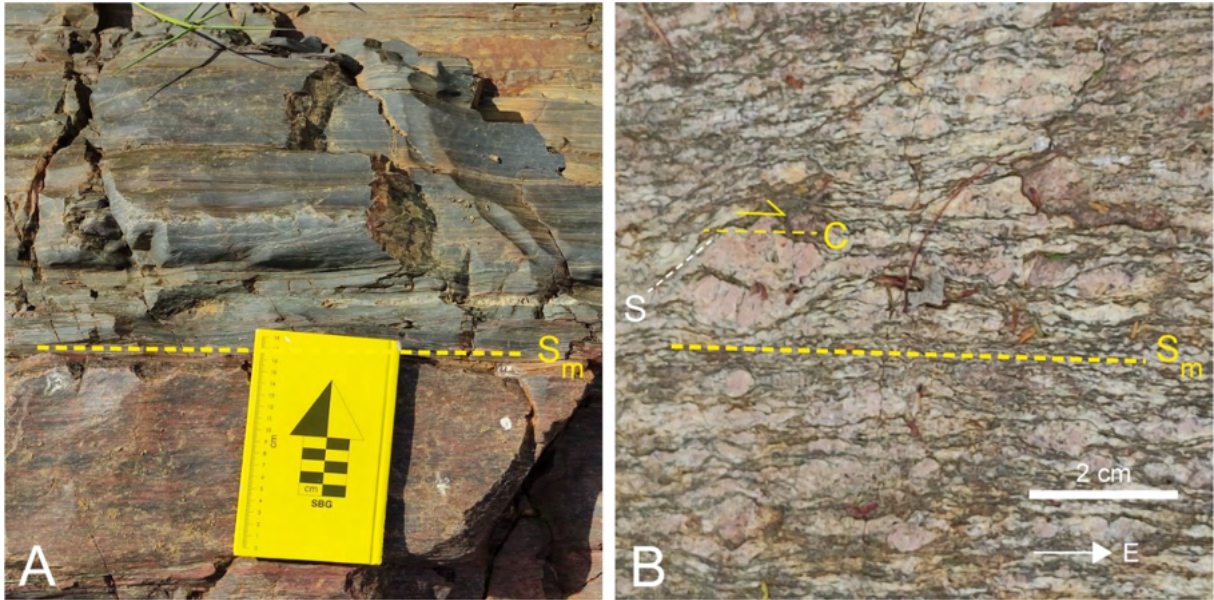


Figura 18 – Fig. 15: Structural features of the São Caetano Complex north of the Itapetim shear zone. Horizontal surfaces. A) Muscovite-biotite paragneiss with NW-trending intrafolial and tight folds (some markers highlighted), and boudins of pegmatitic veins and quartz-feldspathic segregates. B) Foliated garnet amphibolite boudin in schistose paragneiss, with asymmetrically folded felsic veins at the contact (reaction borders). The foliation pattern of the amphibolite (dashed line) contrasts with the paragneiss (highlighted). C) Garnet amphibolite lenses (foliation as white dashed lines) intruding migmatitic garnet mica schists and paragneisses (vertical foliation as yellow dashed lines; some markers of intrafolial folds are highlighted). D) Dextral S-C shear bands affecting garnet amphibolite and migmatitic paragneiss.

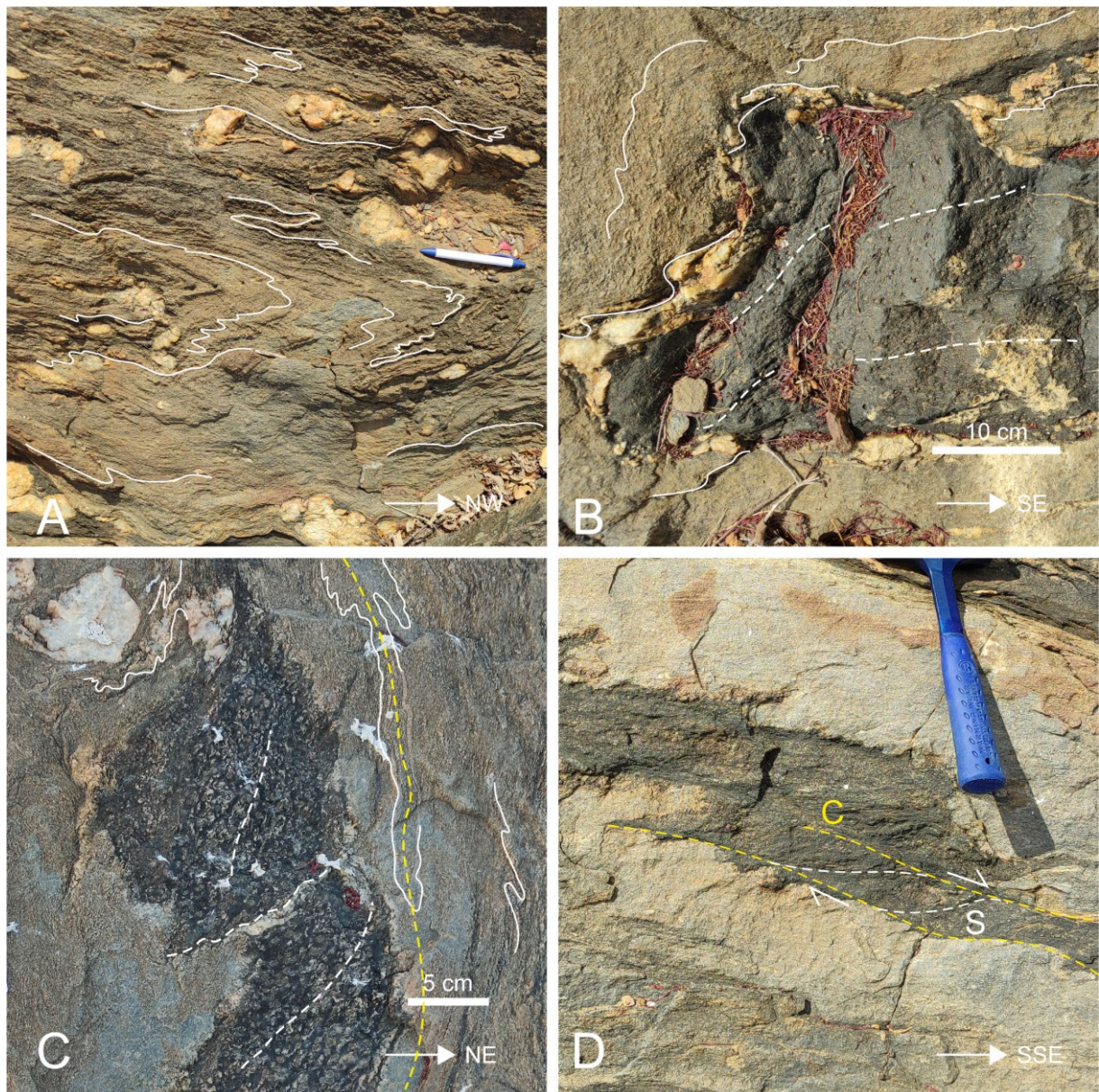
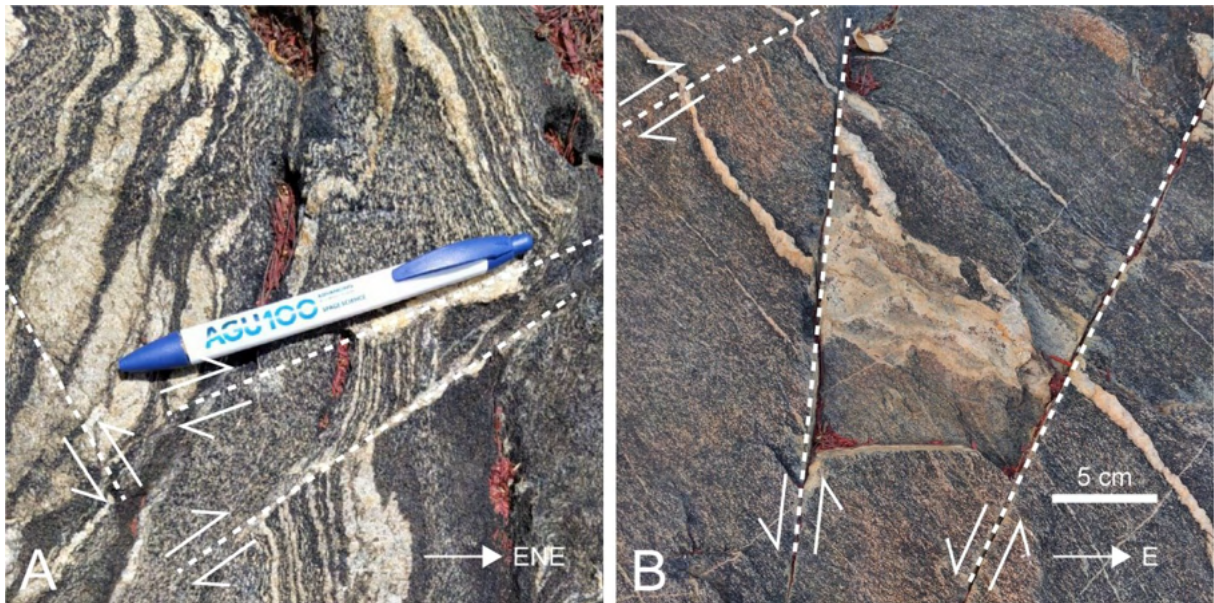


Figura 19 – *Fig. 16*: Brittle structures in migmatitic metapelites from the São Caetano Complex. A) dextral NE-SW and sinistral NW-SW strike-slip faults (white dashed lines). B) Sinistral N-S, NE-SW and dextral ENE-WSW strike-slip faults.



4.4.2 Microstructures

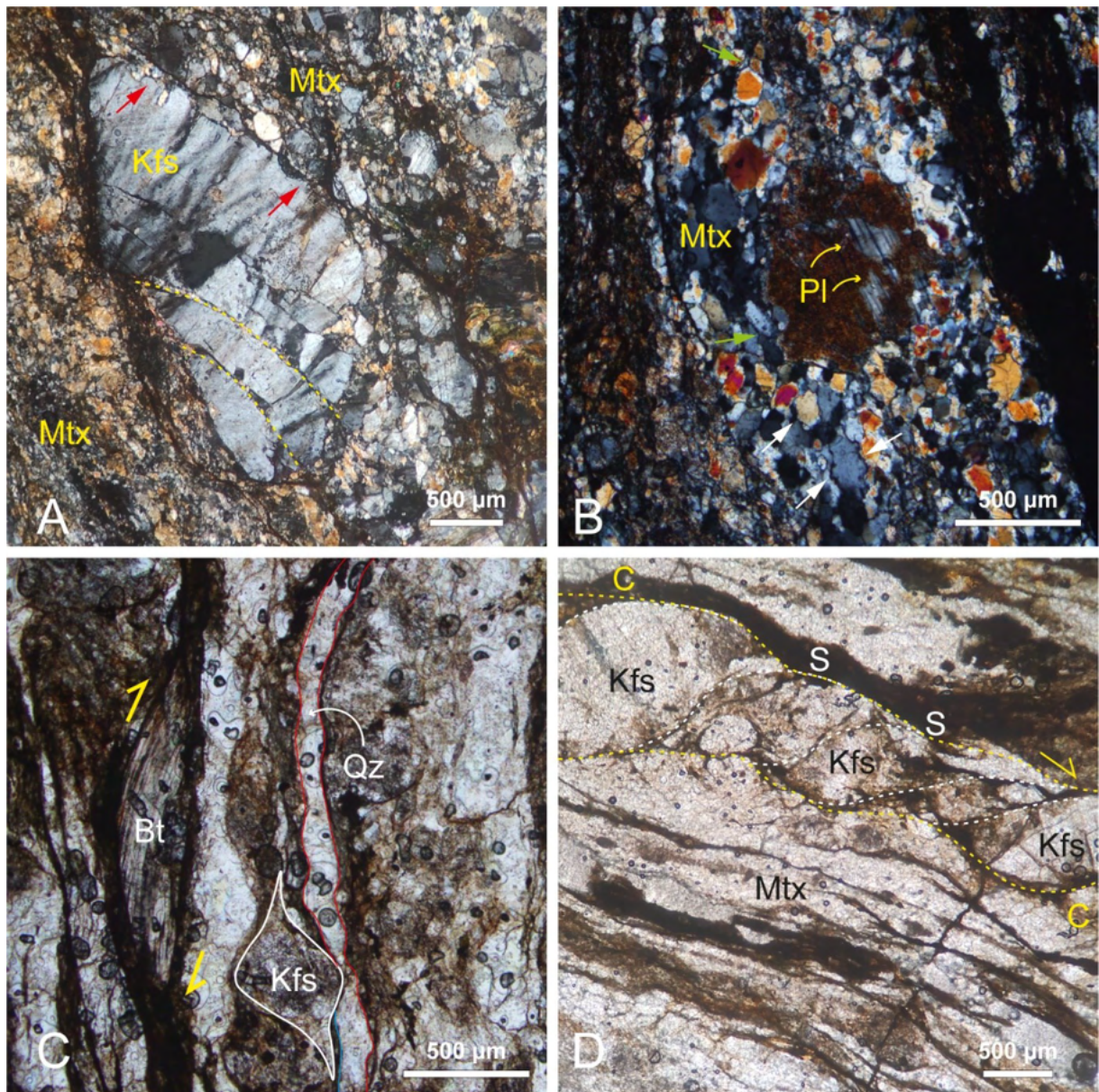
The E-W (to roughly ENE-WSW) Juru-Belém shear zone virtually affects all rock types within the studied sector of the Alto Pajeú Terrane. In addition, its connection to other major NE-SW shear zones (Serra do Caboclo, Taperoá) has an important effect on the sigmoidal geometry within the terrane, as evident from geophysical and geological maps. We investigated the microstructural aspects of a mylonitic orthogneiss sample collected at the western sector of the Juru-Belém shear zone (sample Tx-24; location as in *Fig. 11*) with the aim to assess the deformational conditions related to the formation of this structure.

The sampled rock displays mylonitic to ultramylonitic foliation marked by rounded to sigmoidal feldspar porphyroclasts embedded in a fine-grained, recrystallized matrix composed of quartz, K-feldspar, plagioclase and biotite (*Fig. 17*). Accessory minerals include allanite, zircon and opaques. Porphyroclasts (*Fig. 17A, B*) show variable size distribution, with larger K-feldspar crystals reaching up to ~6 mm in length and subordinate plagioclase/K-feldspar spanning in the range of ~350 μm to 1.25 mm. Undulose extinction, mechanical twinning, kink bands and subgrain formation are common intracrystalline deformation features. Clasts boundaries are usually lobate and may be in contact with recrystallized, (almost) strain-free grains

produced by grain boundary migration, sometimes composing core-mantle structures. Some porphyroclasts are sectioned by individual or bookshelf-like fractures with offsets ($\sim 100\text{-}250\text{ }\mu\text{m}$) oblique to the mylonitic foliation trend, to which a dextral motion sense is assigned. This kinematic interpretation is consistent with recrystallized tails of sigmoidal K-feldspar grains and biotite fishes shaped by μm -scale S-C shear bands (*Fig. 17C, D*).

Morphology of feldspar crystals within the fine-grained quartz-feldspathic matrix ($15\text{-}60\text{ }\mu\text{m}$) is mostly anhedral with rounded edges and irregular contacts. Quartz crystals ($\sim 15\text{-}20\text{ }\mu\text{m}$) in the matrix display mostly granoblastic, polygonal contacts that define triple junctions, although irregular/sutured grain boundaries are also common. Quartz in polycrystalline ribbons (aspect ratio 30:1 to 10:1) may show undulose extinction and dominantly sutured contacts (*Fig. 17B*). In this case, larger crystals ($150\text{-}250\text{ }\mu\text{m}$) are dynamically recrystallized as very thin ($< 5\text{ }\mu\text{m}$), undeformed grains at the edge of the porphyroclast. Biotite occurs as fine lamellae ($\sim 10\text{ }\mu\text{m}$) in the rock matrix and as asymmetrical porphyroclasts (mica fish) that can reach up to 2 mm in the most elongate axis (*Fig. 17C*).

Figura 20 – *Fig. 17*: Microstructures in mylonitic orthogneiss from the Juru-Belém shear zone (Bt = Biotite; Kfs = K-feldspar; Pl = plagioclase; Qz = quartz; Mtx = Matrix). Interference colors may be anomalously high due to improper thickness of thin section ($>30\ \mu\text{m}$). A) K-feldspar porphyroblast surrounded by quartz-feldspathic matrix, with internal microfractures (yellow dashed lines) oblique to the mylonitic foliation. Red arrows point to lobate edges at the contact with recrystallized feldspar grains. B) Plagioclase porphyroblast (strongly sericitized) with recrystallized rims. Grain boundaries within the matrix vary from irregular, sutured (white arrows) to polygonal (green arrows). C) Sigmoidal K-feldspar porphyroblast and biotite fish evidencing dextral shearing. A quartz ribbon is highlighted (red line). D) S-C shear bands (dashed lines) shaping dextral σ -type K-feldspar porphyroclasts.



5 DISCUSSION

Airborne geophysical and litho-structural data for the study region refined the crustal architecture of the Alto Pajeú Terrane. The prevailing NE-SW to E-W trending, sigmoidal geometry is portrayed by alignments in topographic and geophysical maps: major lineaments correspond to interconnected strike-slip shear zones that crosscut or bound the terrane, whereas subordinate features trace the main foliation in rock types. Regional and petrographic kinematic indicators have consistently assigned a dextral sense of motion to the analyzed E-W shear zones (Patos, Juru-Belém) and sinistral displacement to the NE-SW structures (Serra do Caboclo, Itapetim, Taperoá, Afogados da Ingazeira, São José dos Cordeiros).

The Juru-Belém shear zone connects the northwestern and eastern boundaries of the Alto Pajeú Terrane, comprising an important internal structure that segments this domain into two regional-scale sigmoid. K-feldspar porphyroclasts in mylonites from the western sector of the Juru-Belém shear zone reveal a transitional brittle-plastic behavior as seen by micro-faults, mechanical twins, kink bands and undulose extinction. Lobate edges and adjoining newly-crystallized grains, often in core-mantle structures, suggest grain boundary migration processes. Quartz in polycrystalline ribbons displays sutured to polygonal contacts, suggesting that dynamic recrystallization processes were not fully dominated by grain boundary migration, but also influenced by subgrain rotation. Generally, the effectiveness of subgrain rotation mechanisms is favored by a progressive increase in temperature and/or strain rate (TULLIS AND YUND, 1985; HIRTH & TULLIS, 1994; BLENKINSOP, 2002; PASSCHIER & TROUW, 2005; STIPP & KUNZE, 2008). This usually reflects temperatures of *ca.* 500 °C (*e.g.*, STIPP *et al.*, 2002; FALEIROS *et al.*, 2010), coherent to upper greenschist/lower amphibolite facies P-T conditions. In comparison to the high-temperature mylonites and migmatites reported along the Patos-Seridó corridor (ARCHANJO *et al.*, 2013; VIEGAS *et al.*, 2014; SOUZA *et al.*, 2021), tectonites in the Juru-Belém shear zone appear to have reached lower peak temperatures, probably in the absence of fluid, as no expressive partial melting is recorded. Our analysis is consistent with the microstructural interpretation provided by Souza *et al.* (2021) for the southern Patos shear zone, therefore suggesting that the Juru-Belém shear zone developed under similar thermodynamic conditions.

Recent studies on the Borborema shear zone system (e.g., FOSSEN *et al.*, 2022; VIEGAS *et al.*, 2022) pinpointed that NE-trending structures in the Central Borborema Province should be dominantly sinistral in order to accommodate the difference in offsets along the Patos and Pernambuco dextral lineaments. U-Pb ages of *syn*-kinematic magmatic intrusions and anatexites throughout the province constrain the timing of peak strike-slip deformation to *ca.* 585-565 Ma, which corresponds to the post-collisional stages of the Brasiliano/Pan-African Orogeny in the region (ARCHANJO *et al.*, 2008, 2013; VIEGAS *et al.*, 2014; ÁVILA *et al.*, 2020; SANTOS & VIEGAS, 2021). It is worth mentioning, though, that ages as old as 620 Ma have been admitted to initial deformation along the Taperoá and Itapetim shear zones (GUIMARÃES *et al.*, 2011; VIEGAS *et al.*, 2022).

The transpressional regime has been attributed to squeezing/lateral escape of the Borborema Province in response to the continuous convergence between the São Francisco-Congo, Amazonian and São Luis-West African paleocontinents (GANADE *et al.*, 2014, 2021; ARCHANJO *et al.*, 2021). Nonetheless, it is plausible that some of the structures in the Borborema shear system, especially the major lineaments, developed through reactivation of pre-existing crustal discontinuities (see SANTOS *et al.*, 2021). A reactivation origin could apply to the Patos, Serra do Caboclo, Afogados da Ingazeira and São José dos Cordeiros shear zones. Their setting delineates four major domains with contrasting geophysical and litho-stratigraphic features, corresponding to the Alto Pajeú Terrane and to surrounding segments of the Northern subprovince, Alto Moxotó and Piancó-Alto Brígida terranes.

Proposals of a Cryogenian-Ediacaran continental magmatic arc in the Central Borborema Province (Conceição arc; BRITO NEVES *et al.*, 2016) encompass the voluminous granitoid plutons, batholiths and stocks that occur across the Alto Pajeú and Piancó-Alto Brígida terranes (e.g., SIAL & FERREIRA, 2016), as well as felsic metavolcanic-metavolcanoclastic rocks in supracrustal sequences at the Piancó-Alto Brígida terrane (CAXITO *et al.*, 2021). *Syn*-orogenic deposition and volcanism in a widespread back-arc system is attributed to the Cachoeirinha (BITTAR, 1998; VAN SCHMUS *et al.*, 2011; CAXITO *et al.*, 2021) and contemporaneous Seridó, Lavras da Mangabeira (VAN SCHMUS *et al.*, 2003; HOLLANDA *et al.*, 2015) and Ipueirinha (BASTO *et al.*, 2019) meta(volcano)sedimentary sequences, based on lithostratigraphic correlations and on their similar detrital zircon record. This setting requires that the Alto Pajeú and Piancó-Alto Brígida terranes composed a single

crustal block during subduction (upper plate), therefore making it difficult for interpretations in which the Serra do Caboclo shear zone constitutes a terrane boundary/suture zone – at least related to the Brasiliano/Pan-African Orogeny (see SANTOS *et al.*, 2021). Instead, the interface between back-arc and intra-arc domains could have favored the development of the Serra do Caboclo shear zone in the following transpressional stage due to the strong rheological contrast, which would efficiently explain the conflicting geophysical patterns of the Alto Pajeú and Piancó-Alto Brígida terranes without the need for a suture.

A major divergence in tectonic models for the building of the Conceição arc lies on the location of the suture zone, and consequently on the inferred lower plate. BRITO NEVES *et al.* (2016) suggested that the Patos shear zone worked as a transform boundary between the Central and Northern subprovinces, respectively upper and lower plates. Another scenario is presented by CAXITO *et al.* (2021), in which they consider the Alto Pajeú-Alto Moxotó limit to be the suture between two major blocks: an upper plate comprising the Northern subprovince, Alto Pajeú and Piancó-Alto Brígida terranes, plus the Benino-Nigerian Shield (NOBO-BENI) in the African continent; and a lower plate constituted by the Alto Moxotó and Rio Capibaribe terranes plus the Pernambuco-Alagoas, Adamawa and Yadé domains (AMCAPAY). Alternatively, SANTOS *et al.* (2021) suggest several oceanic domains separating crustal blocks in the Central Borborema Province and the NOBO-BENI, with major shear zones corresponding to former crustal boundaries.

In the study area, the boundary between the Alto Pajeú and Alto Moxotó terranes corresponds to the Afogados da Ingazeira and São José dos Cordeiros shear zones, as expressed by the significant radiometric and lithological contrasts they feature across strike. Considering the absence of arc-related units within the Alto Moxotó Terrane and the tectonic models discussed above, as well as our geophysical-structural interpretation, it is suggested that the Afogados da Ingazeira-São José dos Cordeiros shear zone pair developed by reactivation of older crustal boundaries during the strike-slip regime. These assumptions favor the hypotheses of subduction-collision processes between the Alto Pajeú and Alto Moxotó terrane, respectively upper and lower plates, during the early stages of the Brasiliano Orogeny (*e.g.*, CAXITO *et al.*, 2021; SANTOS *et al.*, 2021, 2022, no prelo).

Despite the pervasiveness of transpressional deformation within the Alto Pajeú Terrane, a flat-lying foliation defined by thrust surfaces and axial planes of recumbent

folds affects the Tonian orthogneisses and supracrustal rocks. Deformed markers with top-to-NW mass transport are in agreement to previous regional studies (BITTAR, 1998; MEDEIROS, 2004; SALES *et al.*, 2011). The shallow-dipping planes are weakly folded in the NE-SW trend, as an effect of later shearing. They are ultimately transposed in highly strained domains. Also, metapelites feature intrafolial folds and mafic boudins in the sense of the shear-related foliation. It is clear that the compressive deformation preceded the installation of the Borborema shear zone system; straightforward constraints on its timing and associated metamorphic conditions remain, however, yet to be assessed.

6 CONCLUSIONS

A multiscale integration of geophysical and structural data constrained the crustal framework and late Neoproterozoic tectonic evolution of the Alto Pajeú Terrane. The litho-structural record of this crustal segment reflects a complex, polyphasic evolution that started at *ca.* 1.0 Ga with magmatism and sedimentation in the Cariris Velhos Belt and culminated in the transpressional regime that developed during the late stages of the Brasiliano/Pan-African Orogeny (*ca.* 575-565 Ma; *e.g.*, SANTOS & VIEGAS, 2021). The sigmoidal geometry portrayed by the Alto Pajeú and other terranes/domains in the Central Borborema Province is controlled by interlinked NE- and E-trending strike-slip shear zones of regional scale. They are expressed as major magnetic and radiometric lineaments, which correspond to cm- to metric-scale mylonitic corridors in the field. Subordinate lineaments trace the associated subvertical mylonitic foliation in rock types, as well as markers of open-to-tight folds with NE-SW to E-W axial planes.

Four sectors of contrasting lithological and geophysical patterns represent the Alto Pajeú Terrane and neighboring domains. Boundaries correspond to major strike-slip shear zones, such as the E-trending Patos (dextral) and the NE-trending Serra do Caboclo, Afogados da Ingazeira and São José dos Cordeiros (sinistral). The limit between the Alto Pajeú and Alto Moxotó terranes, which corresponds to the Afogados da Ingazeira-São José dos Cordeiros shear zone pair, might represent a paleo-suture between involved crustal blocks. This scenario is possibly related to the construction of a Cryogenian-Ediacaran continental magmatic arc (635-580 Ma; see

BRITO NEVES *et al.*, 2016; CAXITO *et al.*, 2021) at the Alto Pajeú and Piancó-Alto Brígida terranes.

Tonian orthogneisses and metapelites within the Alto Pajeú Terrane locally display a flat-lying, thrust-related foliation with top-to-NW vergence, accompanied by recumbent folds and anatexis fronts. Planar markers were later folded in the NE-SW direction, thus implying that these structures preceded the strike-slip phase. However, the lack on estimates for the timing of thrust-related deformation and the relic character of associated structures hinder robust tectonic correlations.

Furthermore, microstructures in K-feldspar porphyroclasts and quartz ribbons from mylonitic orthogneisses within the Juru-Belém shear zone are typical of greenschist to amphibolite facies conditions. They reveal a transitional brittle-plastic behavior with increasing effect of subgrain rotation mechanisms at higher temperatures and/or strain rate. Analogous microstructural features in tectonites from the Juru-Belém shear zone and from the southern sector of the Patos Lineament suggest that the central and bordering regions of the Alto Pajeú Terrane were subject to similar deformational conditions during the late Brasiliano transpression.

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper is the outcome of the first author MSc. dissertation at Universidade Federal de Pernambuco, Brazil. A.L.S.O. thanks the Brazilian Council of Research (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq) for his scholarship. P.A.C. acknowledges the support from Australian Research Council grant FL160100168. The editorial support provided by Dr. R. Carbonell, as well as the valuable suggestions of two anonymous reviewers, were highly appreciated.

5 PETROLOGIA E ESTIMATIVA DAS CONDIÇÕES P-T DO METAMORFISMO DE GRANADA ANFIBOLITOS NO INTERIOR DO TERRENO ALTO PAJEÚ

Paragêneses e texturas metamórficas particulares de granada anfibolitos fazem desse tipo de rocha um objeto interessante para a investigação de processos tectônicos em cinturões orogênicos. Por exemplo, a zanação química exibida por cristais de granada geralmente resulta de etapas sequenciais de crescimento e reabsorção (e.g., LANARI *et al.*, 2017), que refletem variações nas condições P-T reinantes. Texturas de desestabilização dos porfiroblastos de granada são comumente formadas durante o estágio retro-metamórfico, ao final de uma trajetória P-T-t horária (e.g., QIAN & WEI, 2016; TEDESCHI *et al.*, 2017; WANG *et al.*, 2017; SINGH *et al.*, 2020; PARK & KIM, 2022).

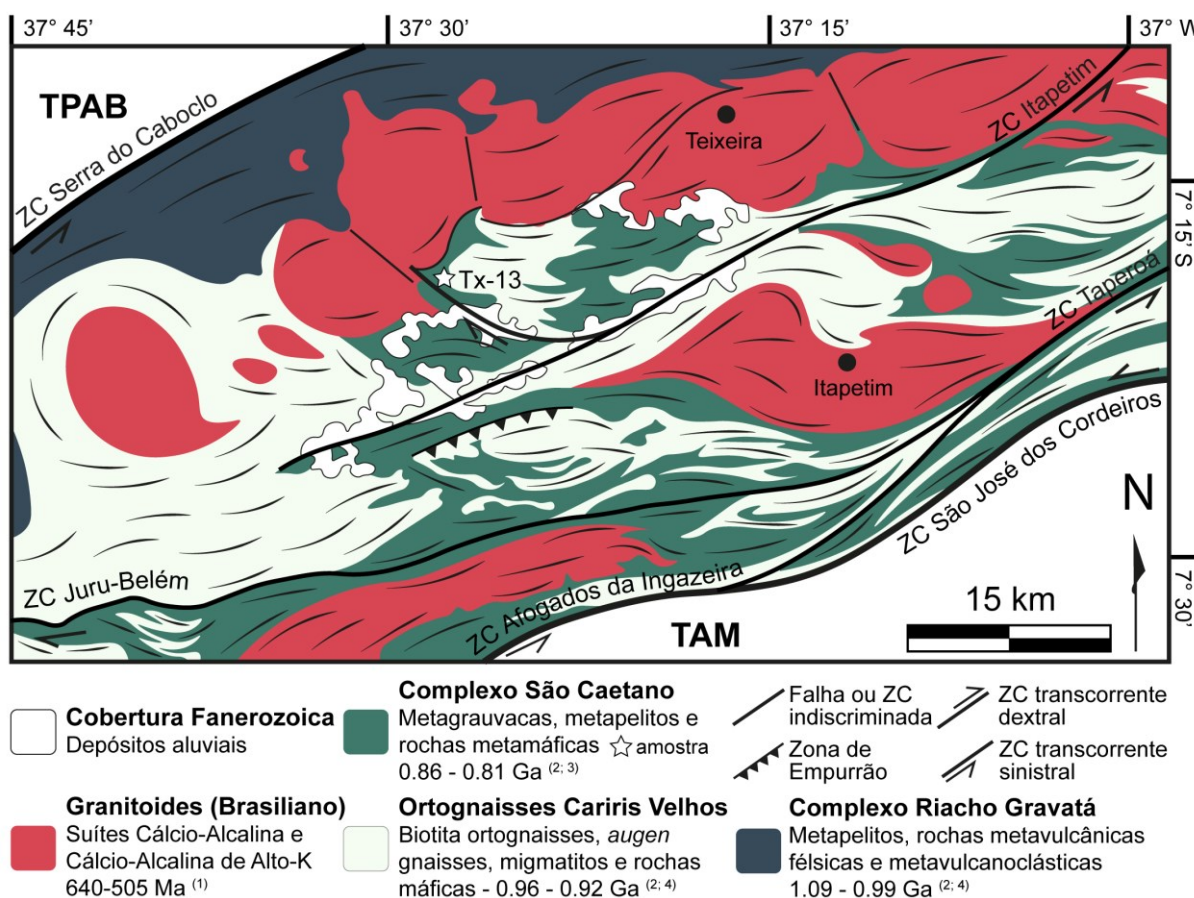
A modelagem de equilíbrio de fases (POWELL & HOLLAND, 2008) é uma abordagem bem difundida para a obtenção de trajetórias P-T de rochas metamórficas. Essa estratégia é potencializada com o auxílio de mapas composicionais, que garantem maior controle textural e mineraloquímico das assembleias minerais em análise (LANARI *et al.*, 2019). Técnicas de geotermobarometria baseadas em espectroscopia Raman de alta resolução têm se tornado cada vez mais robustas e acessíveis, viabilizando uma solução complementar, quimicamente independente, para estimativa das condições P-T metamórficas (ENAMI *et al.*, 2007; KOHN, 2014; KORSAKOV *et al.*, 2020; GILIO *et al.*, 2021; NESTOLA, 2021).

Nesse escopo, o geobarômetro Quartzo-em-Granada (QuiG) permite acessar as condições P-T do aprisionamento de inclusões de quartzo em cristais de granada, a partir da variação medida para o centro dos principais picos do espectro Raman do quartzo (e.g., ASHLEY *et al.*, 2014, 2016; THOMAS & SPEAR, 2018; ANGEL *et al.*, 2019; BONAZZI *et al.*, 2019; MAZZUCHELLI *et al.*, 2021). Essa metodologia tem sido empregada com sucesso na investigação de zonas orogênicas antigas e modernas em todo o globo (ALVARO *et al.*, 2020; CISNEROS *et al.*, 2022; MULLIGAN *et al.*, 2022; SZCZEPAŃSKI *et al.*, 2022; ZHANG *et al.*, 2022).

No terreno Alto Pajeú, lentes e boudins de granada anfibolito ocorrem encaixados em paragneisses migmatíticos do complexo São Caetano. Com o objetivo de identificar uma trajetória P-T coerente para a evolução metamórfica dessas rochas, afim de estabelecer suas implicações tectônicas, este capítulo apresenta os principais resultados e discussões de um estudo petrológico que combina modelagem de

equilíbrio de fases e geobarometria elástica. A Figura 21 é um esboço geológico da área de estudo, com localização do afloramento de granada anfibolito (Tx-13). Métodos e procedimentos analíticos estão descritos no Capítulo 2 desta dissertação.

Figura 21 – Esboço geológico da área de estudo, com localização da amostra Tx-13 (granada anfibolito). TAM – terreno Alto Moxotó; TPAB – terreno Piancó-Alto Brígida; ZC – zona de cisalhamento. Referências para idades U-Pb em zircão: 1 – Sial & Ferreira (2016), 2 – Guimarães *et al.* (2012), 3 – Santos *et al.* (2019), 4 – Santos *et al.* (2010).



Fonte: o autor, 2023

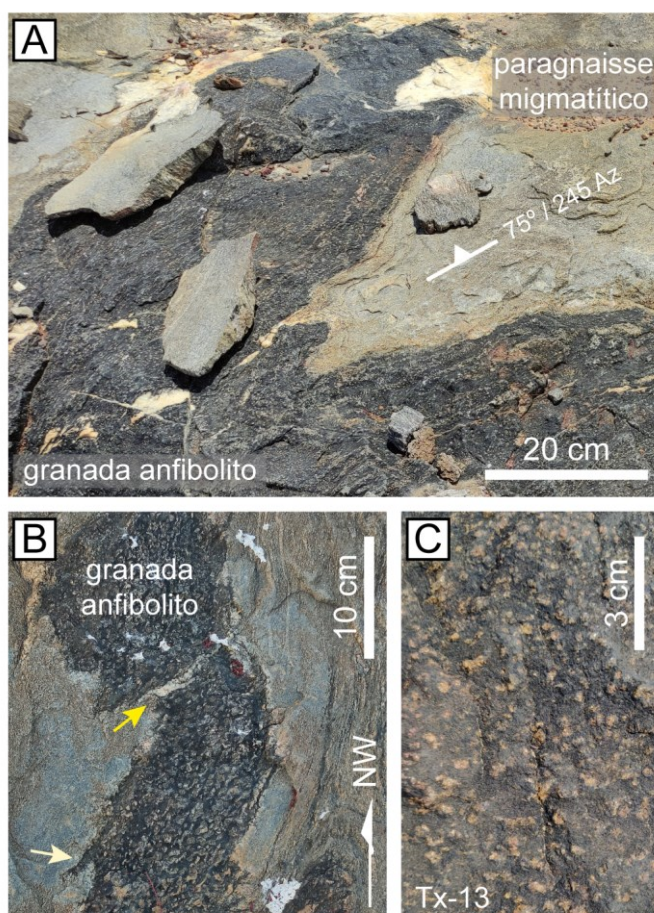
5.1 ASPECTOS DE CAMPO E DESCRIÇÃO DA AMOSTRA

Lentes e boudins de granada anfibolito no complexo São Caetano têm espessura centimétrica a métrica. A trama principal nos paragneisses migmatíticos hospedeiros corresponde a uma foliação milonítica de direção NW, com mergulho subvertical, relacionada a uma ramificação antitética da zona de cisalhamento Itapetim (conforme item 4.4.1 da Parte 1; Figura 17). As lentes metabásicas (Figura 22) exibem variados graus de deformação. Bordas são intensamente foliadas, concordantemente

à foliação da rocha encaixante, enquanto núcleos foram menos afetados e apresentam trama ligeiramente discordante do padrão da hospedeira. Bordas de reação ao longo de contatos irregulares indicam uma relação intrusiva, implicando em contraste térmico com as encaixantes e sugerindo nível crustal raso.

A amostra Tx-13 foi coletada do núcleo de uma lente de granada anfibolito em afloramento a sudoeste do município de Teixeira/PB (localização na Figura 21). Em escala de amostra de mão (Figura 22 C), destacam-se abundantes porfiroblastos de granada (5-7 mm) circundados por um manto de cor clara composto de quartzo, plagioclásio e outras fases em granulometria fina. A matriz é foliada, de granulação média a grossa, formada essencialmente por hornblenda e bandas quartzo-feldspáticas descontínuas. Biotita e minerais opacos são fases subordinadas.

Figura 22 – Aspectos de campo e amostra de mão de granada anfibolito (Tx-13). A) Lente de granada anfibolito com espessura métrica, em contato com paragnaisse do complexo São Caetano. A foliação principal tem mergulho subvertical e direção NW. B) Boudins de granada anfibolito com feições intrusivas reliquias (bordas de reação, seta em amarelo; apófises, seta em amarelo claro). C) Textura porfiroblástica em escala de amostra de mão.



5.2 PETROGRAFIA

A rocha em estudo (Tx-13; Figuras 23, 24 e 25) exhibe porfiroblastos de granada de espessura milimétrica (18-23% vol.) imersos em uma matriz nematogranoblástica composta de hornblenda (34-37%), quartzo (15-17%), plagioclásio (8-10%), epidoto (4-7%) e biotita (ca. 4%). Ilmenita (3-4%), titanita (<1%), apatita, zircão e rutilo (traços) ocorrem em quantidades acessórias. Clorita (1-2%) ocupa bordas e fraturas de cristais de anfibólio, biotita ou granada, onde se desenvolveu como fase tardia. O bandamento metamórfico é definido pela alternância entre camadas ricas em anfibólio e bandas quartzo-feldspáticas descontínuas, subordinadas. Com base nos critérios petrográficos, a nomenclatura biotita-epidoto-granada anfibolito porfiroblástico se aplica à rocha em análise.

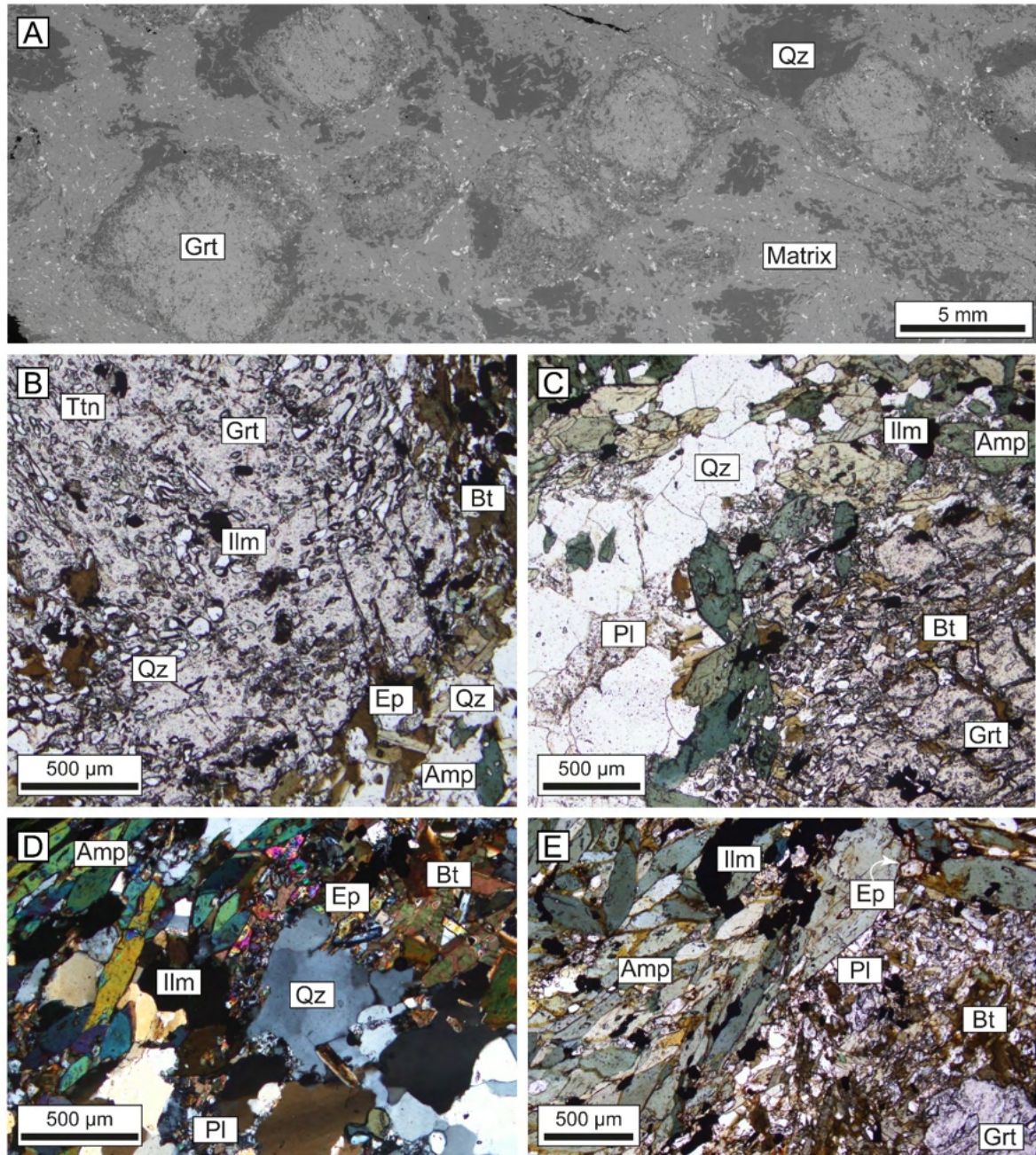
Porfiroblastos de granada (Figura 23 A-C, E; Figura 24) têm forma xenomórfica a subédrica, com bordas lobadas que sugerem reabsorção. Fraturas são comuns, seccionando completamente alguns cristais. Porfiroblastos apresentam textura francamente poiquiloblástica, com abundantes inclusões de quartzo e de biotita, epidoto, ilmenita, titanita, rutilo e zircão (em menores proporções). Trilhas de inclusões marcam a rotação de uma foliação interna, sugerindo crescimento sincinemático. A assembleia $Grt + Amp + Ep + Bt \pm Ilm + Ttn + Rt + Qz$ é identificada com base nas relações entre inclusões, cristais hospedeiros e fases na matriz. A zonação da granada não é aparente em seção petrográfica.

Texturas pseudomórficas são produtos da desestabilização da granada: a paragênese $Pl + Amp + Ep + Bt + Ilm + Ttn + Qz$ é encontrada em auréolas que circundam porfiroblastos, alguns dos quais foram completamente consumidos. Um volume significativo de quartzo é encontrado em domínios pseudomórficos e sombras de pressão. Cristais têm granulometria grossa e exibem texturas de recristalização dinâmica, como extinção ondulante, formação e rotação de subgrão, *bulging* incipiente e contatos suturados a poligonais (Figura 23 D).

O anfibólio na matriz (Figuras 23 C-E; 24; 25 A-B) é subédrico a euédrico, aparentemente homogêneo, e porta ocasionais inclusões de todas as outras fases minerais descritas na amostra (exceto granada). Biotita ocorre como lamelas independentes e sobre bordas prismáticas de anfibólio, além de ao longo de fraturas de granada (possivelmente em diferentes gerações). O plagioclásio é de granulação fina a média, ocorrendo principalmente em domínios pseudomórficos após granada.

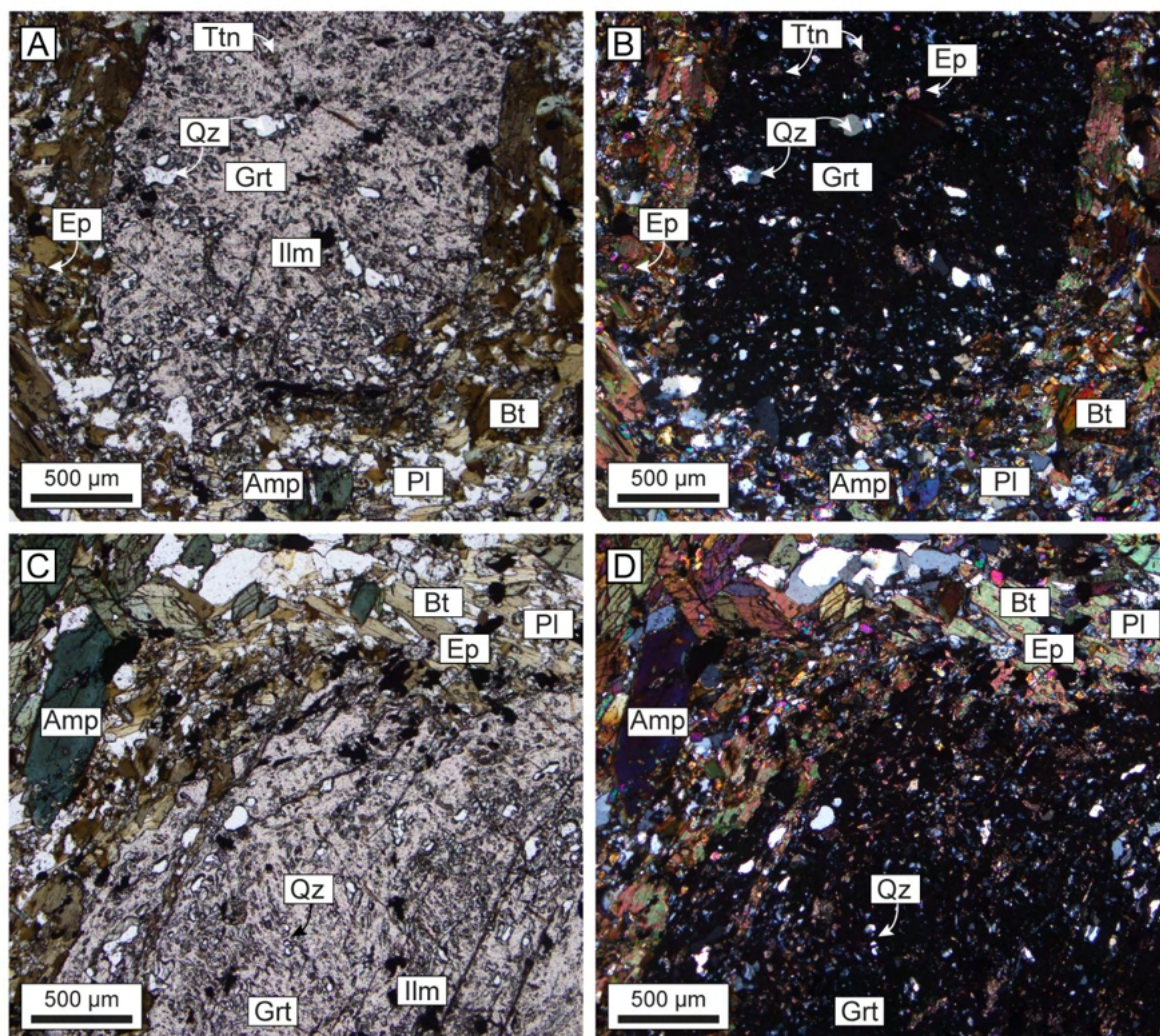
Faz contatos irregulares a poligonais com quartzo na matriz e em sombras de pressão ao redor dos porfiroblastos. Geminação polissintética é uma feição rara (Figura 25 – C), e os cristais são xenomórficos a subédricos.

Figura 23 – Aspectos petrográficos (granada anfibolito). A) Imagem BSE (*back-scattered electron*). Relação entre matriz da rocha e porfiroblastos de granada. B-E) Fotomicrografias representativas das principais fases minerais e texturas (polarizadores cruzados em D).



Fonte: o autor, 2023

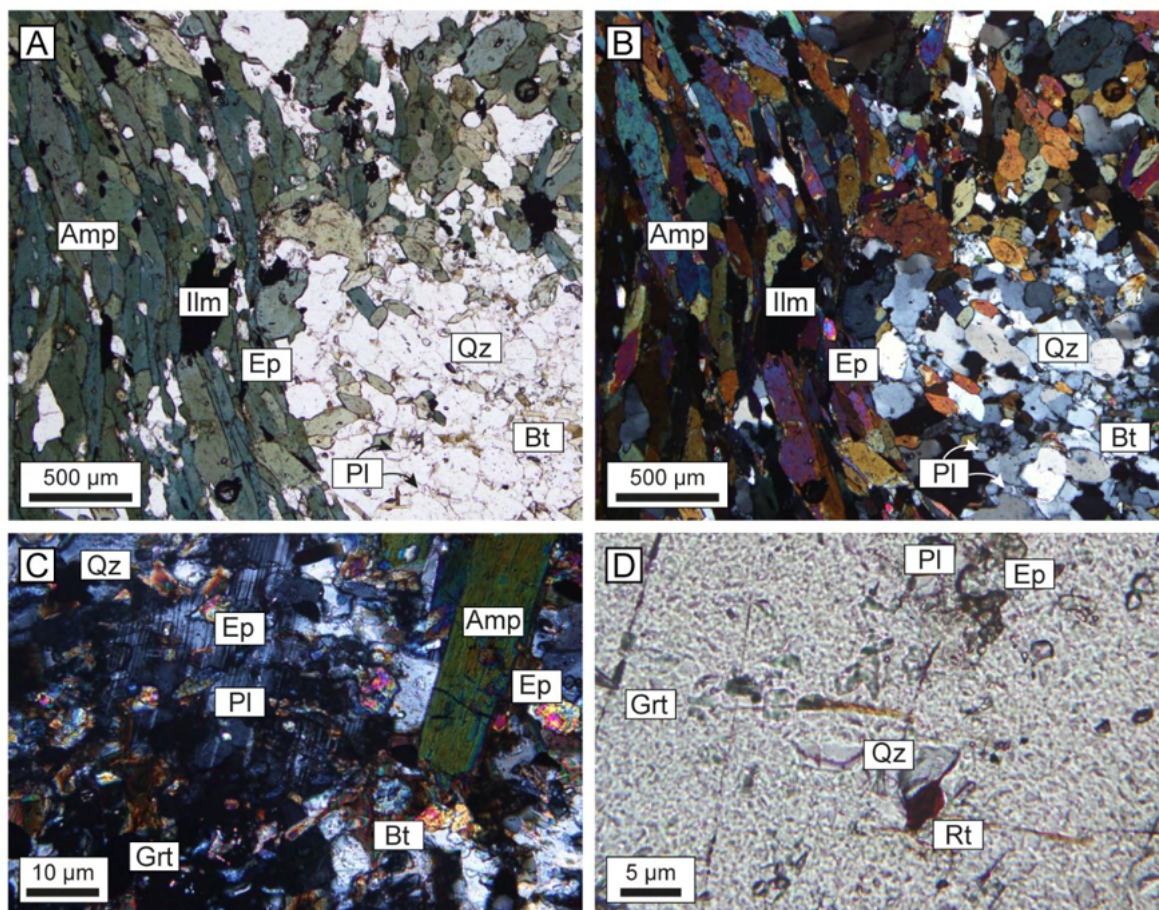
Figura 24 – Principais texturas e fases minerais do granada anfibolito (Tx-13), com destaque para porfiroblastos de granada. Polarizadores cruzados em B), D).



Fonte: o autor, 2023

Cristais de epidoto são prismáticos, frequentemente euédricos, zonados e com geminação simples. Cores de interferência anômalas, características do membro clinozoisita, são verificadas preferencialmente no núcleo de cristais zonados e em inclusões em anfibólio e granada. Ilmenita é o principal mineral opaco, distribuído em todos os domínios texturais. Titanita ocorre como cristais independentes, às vezes prismáticos, e como mantos envolvendo ilmenita. Rutilo é raro, encontrado especialmente como inclusões em anfibólio e granada (Figura 25 D). Localmente se identificam texturas complexas envolvendo fases portadoras de Ti, como núcleos de rutilo manteados por ilmenita $\pm$ titanita.

Figura 25 – Fotomicrografias representativas (granada anfibolito). A, B) Matriz da rocha em visão geral. C) Detalhe da transição entre porfiroblastos de granada e paragênese de desestabilização. D) Inclusões no centro de um porfiroblasto de granada. Polarizadores cruzados em B) e C).



Fonte: o autor, 2023

Em síntese, as relações texturais entre as fases minerais permitiram a identificação de duas paragêneses, que possivelmente se formaram sob condições distintas de pressão e temperatura. A assembleia $\text{Grt} + \text{Amp} + \text{Ep} + \text{Bt} \pm \text{Ilm} + \text{Ttn} + \text{Rt} + \text{Qz}$ é interpretada como indicativa de pico de pressão, conforme sugere a presença de rutilo e granada. A paragênese $\text{Pl} + \text{Amp} + \text{Ep} + \text{Bt} + \text{Ilm} + \text{Ttn} + \text{Qz}$, subsequente, é atribuída a condições de mais baixo grau e se correlaciona à desestabilização da granada. Cristais de quartzo na matriz e em sombras de pressão evidenciam feições de recristalização dinâmica, sugerindo a ação de deformação cisalhante contemporaneamente ou imediatamente seguinte à desestabilização da granada.

5.3 QUÍMICA MINERAL

Análises pontuais e mapas composicionais de microsonda eletrônica permitiram avaliar a composição química das principais fases minerais na rocha em estudo. Análises representativas estão disponíveis nas Tabelas 1 (granada e anfibólio) e 2 (biotita, plagioclásio, epidoto, ilmenita e titanita). Porfiroblastos de granada são quimicamente zonados (Figuras 26 A e 27), principalmente quanto ao conteúdo do Mn. Domínios de núcleo dos cristais são relativamente ricos no componente espessartina ($X_{Sps} = Mn/(Ca+Fe^{2+}+Mg+Mn)$ a.p.f.u.; máximo de 0,22), que decresce gradativamente em direção às bordas (mínimo de 0,33% de MnO). Almandina varia de maneira inversa, com valores máximos de $X_{Alm} (= Fe^{2+}/(Ca+Fe^{2+}+Mg+Mn))$ de 61% (núcleo) a 65% (bordas). A fração piropo ($X_{Prp} = Mg/(Ca+Fe^{2+}+Mg+Mn)$) é, em geral, baixa (0,02 – 0,07), embora ligeiramente mais alta nos domínios de borda. O componente grossulária se distribui de forma aproximadamente homogênea entre os domínios, com valores de $X_{Grs} (= Ca/(Ca+Fe^{2+}+Mg+Mn))$ no intervalo geral de 0,26-0,31. A variação composicional de domínios de núcleo e borda é respectivamente expressa por $Alm_{47-61}Sps_{7-22}Prp_{02-05}Grs_{26-31}$ e $Alm_{61-65}Sps_{01-07}Prp_{04-07}Grs_{27-30}$.

Cristais de anfibólio analisados apresentam zonação núcleo-borda, com núcleos comparativamente ricos em FeO e MgO (e em TiO₂, F), e pobres em Al₂O₃. Domínios de borda são pouco desenvolvidos, notavelmente enriquecidos em alumínio. Em diagramas de classificação, as composições plotam principalmente nos campos de tschermakita e magnésio-hornblenda (Figura 26 – C; *cf.* HAWTHORNE *et al.*, 2012; LOCOCK, 2014). Bordas de cristais tendem ao campo da tschermakita, enquanto núcleos apresentam composições ligeiramente menos aluminosas. $X_{Mg} (=Mg/(Mg+Fe^{2+}))$ corresponde aos intervalos de 0,33-0,45 (bordas) e 0,36-0,42 (núcleos). Respektivas fórmulas composicionais representativas (base 24 O) são expressas por ${}^A[Na_{0,18}K_{0,11}]_{\Sigma=0,29}{}^B[Ca_{1,76}Na_{0,18}Fe(II)_{0,04}Mn_{0,02}]_{\Sigma=2,00}{}^C[Fe(II)_{2,11}Al_{1,33}Mg_{1,31}Fe(III)_{0,21}Ti_{0,04}]_{\Sigma=5,00}{}^T[Si_{6,27}Al_{1,73}]_{\Sigma=8,00}{}^W[OH_{1,98}F_{0,03}]_{\Sigma=2,01}$ e ${}^A[Na_{0,22}K_{0,19}]_{\Sigma=0,41}{}^B[Ca_{1,76}Na_{0,19}Fe(II)_{0,03}Mn_{0,02}]_{\Sigma=2,00}{}^C[Fe(II)_{2,23}Mg_{1,46}Al_{1,03}Fe(III)_{0,19}Ti_{0,09}]_{\Sigma=5,00}{}^T[Si_{6,38}Al_{1,62}]_{\Sigma=8,00}{}^W[OH_{1,89}F_{0,08}]_{\Sigma=1,97}$.

O intervalo composicional do plagioclásio corresponde a $An_{13-37}Ab_{62-86}Or_{01}$, classificando de oligoclásio a andesina. No diagrama ternário An-Ab-Or (Figura 26 B), nota-se a ausência de composições abaixo do intervalo da peristerita (*i.e.*, An_{7-20}), o

que sugere condições metamórficas de grau moderado a alto (e.g., WINTER, 2014; YARDLEY & WARREN, 2021).

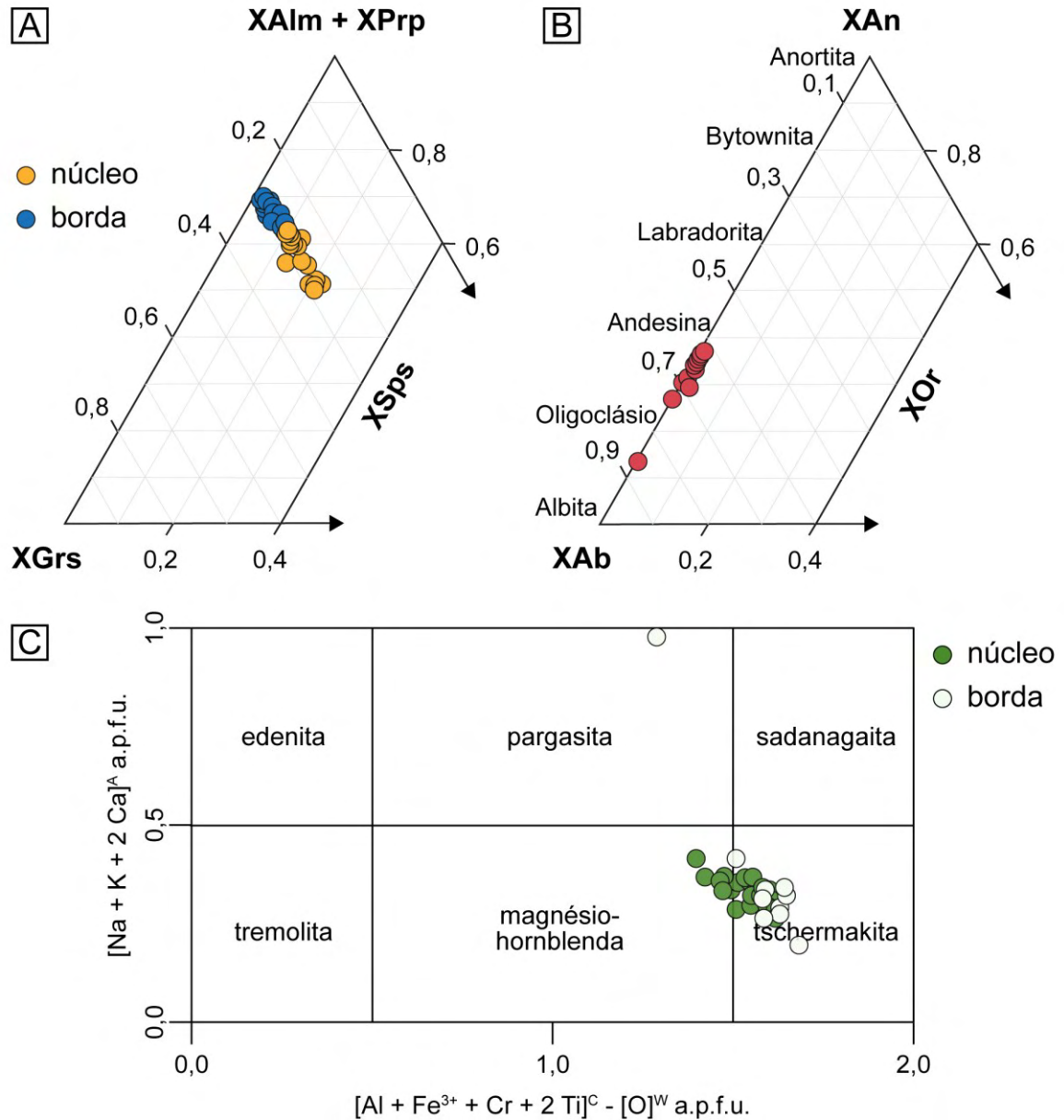
Análises em epidoto são separadas em dois grupos texturais e composicionais. Inclusões em anfibólio são caracterizadas por baixa razão Ca/Al (0,41-0,42) e alta fração molecular do componente epidoto ($X_{Ep} = Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Mn^{3+}+Al-2)$; consistentemente a 0,99), relativamente a cristais livres na matriz da rocha (Ca/Al = 0,80-0,83). No segundo grupo, a proporção do componente clinozoisita ($X_{Czo} = (Al-2)/(Fe^{3+}+Mn^{3+}+Al-2)$) atinge 0,5.

A composição da biotita foi calculada pelo método de regressão por principais componentes (LI *et al.*, 2020). XMg varia de 0,46 a 0,52. Análises em titanita revelam razões Ca/Al de 8,92-16,34 e valores de Ti entre 1,049-1,095 (a.p.f.u.).

Tabela 1 – Análises de microsonda e composições representativas para granada e anfibólio.

<i>Mineral</i>	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
<i>Id.</i>	3_1	3_22	3_30	5_2	5_13	3_6	3_8	3_34	5_3	5_4	3_41	3_46	5_24	5_28	5_35
<i>Obs.</i>	borda	borda	borda	borda	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	borda	núcleo	núcleo
<i>%peso</i>											Ts	Ts	Ts	Hbl	Hbl
<i>SiO₂</i>	38,61	38,20	38,56	38,29	38,36	37,94	38,14	38,87	37,98	38,62	42,57	42,86	41,94	42,56	42,16
<i>TiO₂</i>	0,16	0,40	0,17	0,17	0,15	0,07	0,22	0,19	0,17	0,14	0,75	0,48	0,38	0,67	0,81
<i>Al₂O₃</i>	20,69	21,55	20,78	20,48	20,90	20,25	21,31	20,58	20,46	20,21	16,06	17,66	17,38	15,69	14,83
<i>Cr₂O₃</i>	0,02	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,07	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01
<i>FeO</i>	27,22	26,30	26,54	26,10	27,77	23,16	21,17	23,03	25,22	24,79	18,96	18,75	18,88	19,49	19,63
<i>MnO</i>	1,06	2,29	2,75	3,94	0,83	5,70	9,08	7,30	5,47	5,57	0,24	0,16	0,18	0,21	0,16
<i>MgO</i>	1,32	1,04	1,09	1,05	1,39	0,89	0,59	0,64	0,83	0,78	5,96	5,35	5,86	6,33	6,48
<i>CaO</i>	9,86	9,79	9,59	9,49	9,69	10,91	9,17	9,40	8,93	9,03	11,11	10,88	11,01	11,14	10,83
<i>Na₂O</i>	0,04	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,05	0,04	0,06	0,06	1,01	1,14	1,24	1,13	1,41
<i>K₂O</i>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,90	0,51	0,55	0,84	0,98
<i>Total</i>	98,98	99,61	99,50	99,55	99,13	98,95	99,81	100,06	99,14	99,22	97,58	97,80	97,42	98,09	97,04
<i>a.p.f.u.</i>	12 O	12 O	12 O	12 O	12 O	12 O	12 O	12 O	12 O	12 O	24 O	24 O	24 O	24 O	24 O
<i>Si</i>	3,108	3,058	3,097	3,078	3,083	3,062	3,061	3,115	3,072	3,122	6,268	6,242	6,304	6,244	6,341
<i>Ti</i>	0,009	0,024	0,010	0,011	0,009	0,004	0,013	0,011	0,011	0,009	0,043	0,061	0,079	0,090	0,091
<i>Al</i>	1,962	2,034	1,966	1,941	1,980	1,925	2,016	1,944	1,951	1,925	3,060	3,040	2,888	2,858	2,734
<i>Cr</i>	0,002	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,004	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,002	0,000	0,000
<i>Fe²⁺</i>	1,832	1,761	1,782	1,755	1,857	1,563	1,421	1,543	1,706	1,676	2,245	2,201	2,150	2,225	2,264
<i>Fe³⁺</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,209	0,180	0,260	0,253	0,212
<i>Mn</i>	0,072	0,155	0,187	0,268	0,056	0,389	0,617	0,495	0,375	0,382	0,023	0,029	0,030	0,013	0,014
<i>Mg</i>	0,158	0,124	0,130	0,126	0,166	0,107	0,071	0,076	0,100	0,094	1,305	1,265	1,418	1,463	1,466
<i>Ca</i>	0,851	0,840	0,825	0,818	0,835	0,944	0,789	0,807	0,774	0,782	1,762	1,811	1,722	1,787	1,775
<i>Na</i>	0,005	0,002	0,001	0,003	0,002	0,003	0,007	0,005	0,009	0,010	0,359	0,290	0,311	0,321	0,342
<i>K</i>	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,106	0,155	0,181	0,179	0,177
<i>Total</i>	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	15,381	15,277	15,345	15,433	15,416
<i>XMg</i>	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,37	0,35	0,38	0,39	0,39
<i>Fe³⁺/ 2+</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09	0,08	0,12	0,11	0,09
<i>XGrs</i>	0,28	0,26	0,31	0,28	0,28	0,28	0,28	0,29	0,29	0,29	-	-	-	-	-
<i>XAlm</i>	0,63	0,61	0,61	0,59	0,64	0,52	0,49	0,53	0,58	0,57	-	-	-	-	-
<i>XPrp</i>	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,02	0,05	0,04	-	-	-	-	-
<i>XSps</i>	0,02	0,05	0,06	0,09	0,02	0,13	0,21	0,17	0,13	0,13	-	-	-	-	-

Figura 26 – Diagramas para composições de granada (A), plagioclásio (B) e anfibólio (C). A) Diagrama ternário (XGrs)-(XAlm+XPrp)-(XSps) para análises em domínios de núcleo e borda. B) Diagrama ternário para classificação de feldspatos (An-Ab-Or). C) Classificação de anfibólios cálcicos (HAWTHORNE *et al.*, 2012).

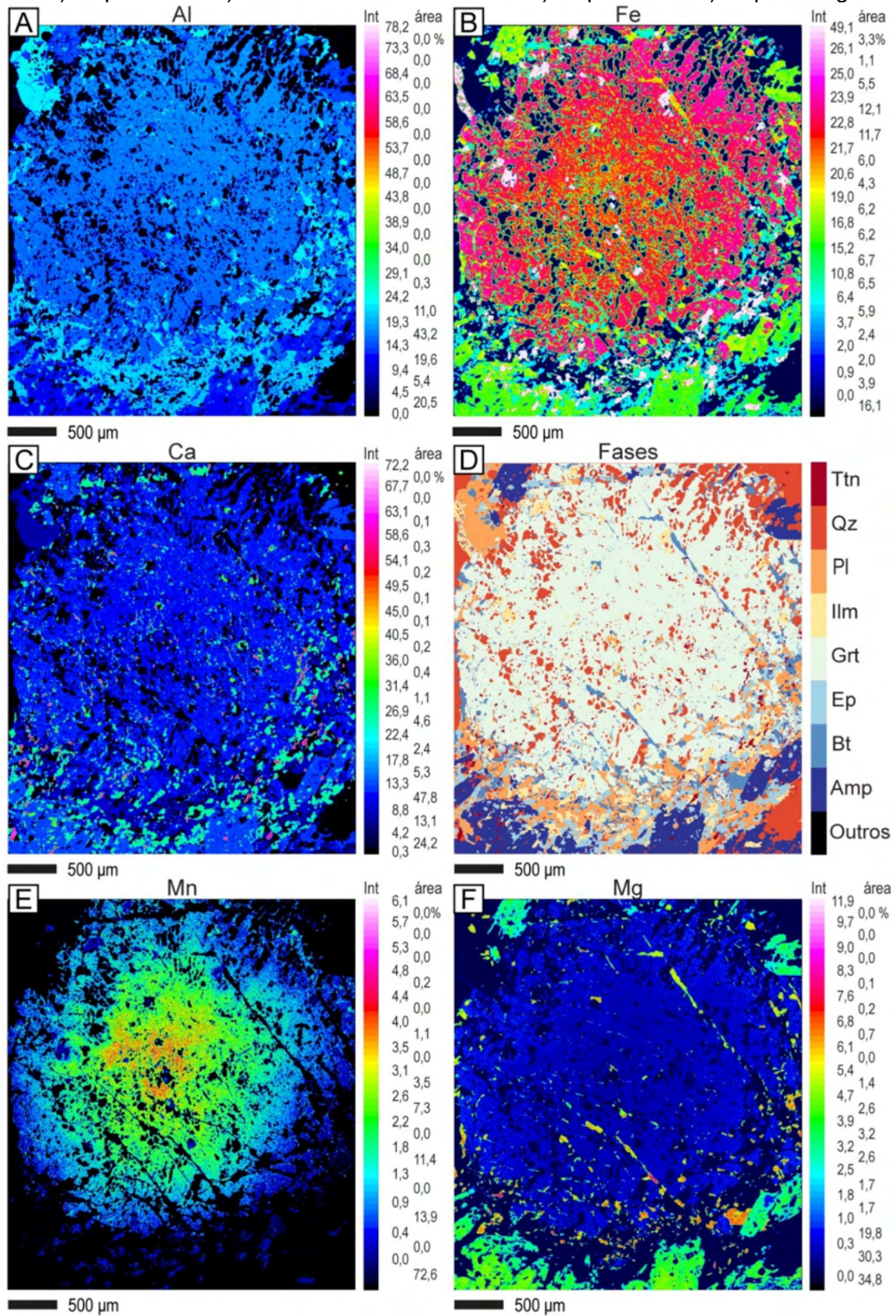


Fonte: o autor, 2023

Tabela 2 – Análises de microsonda e composições representativas para biotita, plagioclásio, epidoto, ilmenita e titanita.

<i>Mineral</i>	Bt	Bt	Bt	Pl	Pl	Ep	Ep	Ilm	Ttn
<i>Id.</i>	3_59	3_66	5_50	3_85	5_41	3_78	5_45	3_70	5_37
<i>Obs.</i>	-	-	-	-	-	-	Incl.	Incl.	Incl.
<i>%peso</i>							Amp	Amp	Amp
<i>SiO₂</i>	37,16	36,36	37,22	63,78	66,09	39,59	38,62	0,02	32,13
<i>TiO₂</i>	1,58	1,74	1,80	0,00	0,01	0,17	0,11	52,55	36,04
<i>Al₂O₃</i>	16,74	17,00	16,43	25,05	21,73	26,79	20,87	0,00	2,38
<i>FeO</i>	21,08	21,19	20,01	0,01	0,08	7,64	28,75	45,33	1,63
<i>MnO</i>	0,10	0,13	0,06	0,00	0,00	0,11	0,37	1,68	0,12
<i>MgO</i>	9,17	9,11	9,79	0,00	0,00	0,00	1,70	0,04	0,00
<i>BaO</i>	0,06	0,07	0,00	-	-	-	-	-	-
<i>CaO</i>	0,02	0,02	0,03	6,07	2,71	24,01	9,65	0,00	27,45
<i>Na₂O</i>	0,16	0,23	0,10	5,53	9,59	0,04	0,04	0,00	0,00
<i>K₂O</i>	10,21	9,21	9,45	0,13	0,09	0,02	0,02	0,00	0,00
<i>F</i>	0,01	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-
<i>Cl</i>	0,24	0,30	0,33	-	-	-	-	-	-
<i>Total</i>	96,45	95,30	95,26	100,53	100,30	98,37	100,13	99,61	99,74
<i>a.p.f.u.</i>	-	-	-	8 O	8 O	12,5 O	12,5 O	6 O	6 O
<i>Si</i>	2,833	2,792	2,841	2,880	2,914	3,067	3,015	0,001	1,253
<i>Ti</i>	0,097	0,107	0,111	0,000	0,001	0,010	0,007	2,002	1,049
<i>Al</i>	1,504	1,538	1,478	1,333	1,129	2,446	1,920	0,000	0,130
<i>Fe²⁺</i>	1,184	1,147	1,105	0,004	0,003	-	-	1,920	0,041
<i>Fe³⁺</i>	0,186	0,214	0,173	-	-	0,445	1,689	-	-
<i>Mn²⁺</i>	0,006	0,008	0,004	0,000	0,000	-	-	0,072	0,002
<i>Mn³⁺</i>	-	-	-	-	-	0,006	0,022	-	-
<i>Mg</i>	1,041	1,044	1,109	0,000	0,000	0,000	0,198	0,003	0,000
<i>Ba</i>	0,002	0,002	0,000	-	-	-	-	-	-
<i>Ca</i>	0,001	0,001	0,002	0,294	0,128	1,993	0,808	0,000	1,157
<i>Na</i>	0,023	0,034	0,015	0,484	0,820	0,006	0,005	0,000	0,000
<i>K</i>	0,973	0,900	0,920	0,005	0,005	0,002	0,002	0,000	0,000
<i>F</i>	0,066	0,070	0,077	-	-	-	-	-	-
<i>Cl</i>	0,001	0,001	0,001	-	-	-	-	-	-
<i>OH*</i>	1,741	1,679	1,673	-	-	-	-	-	-
<i>Total</i>	9,637	9,536	9,510	5,000	5,000	7,975	7,666	3,997	3,663
<i>XMg</i>	0,47	0,48	0,50	0,00	0,00	-	-	-	-
<i>Ca/Al</i>	0,14	0,19	0,16	0,22	0,11	0,81	0,42	0,00	8,92
<i>XAn</i>	-	-	-	0,37	0,13	-	-	-	-
<i>XAb</i>	-	-	-	0,62	0,86	-	-	-	-
<i>XOr</i>	-	-	-	0,01	0,01	-	-	-	-
<i>XEp</i>	-	-	-	-	-	0,50	0,99	-	-
<i>XCzo</i>	-	-	-	-	-	0,50	0,00	-	-

Figura 27 – Mapas composicionais e máscara de fases minerais. A) Mapa de Al. B) Mapa de Fe. C) Mapa de Ca. D) Máscara de fases minerais. E) Mapa de Mn. F) Mapa de Mg.

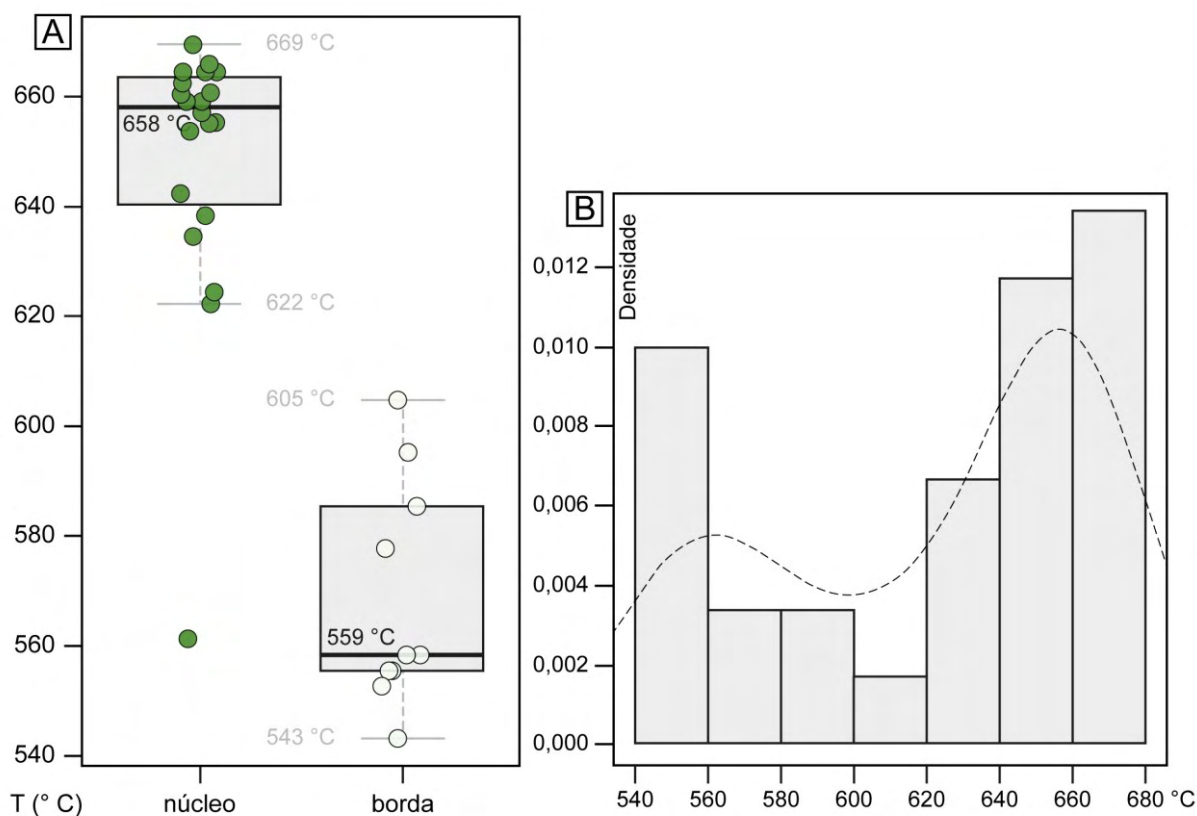


Fonte: o autor, 2023

5.3.1 Geotermometria Ti-em-Anfibólio

O termômetro Ti em anfibólio (Ti-Amp; LIAO *et al.*, 2021) se baseia na variação do conteúdo de Ti (a.p.f.u.) na composição de anfibólios cálcicos, a qual é controlada pelas condições de temperatura. O método tem erro padrão de $\pm 35\text{ }^{\circ}\text{C}$. Valores resultantes (Figura 28) compreendem o intervalo de ca. $543 - 605\text{ }^{\circ}\text{C}$, com média em $568,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($\sigma = 20,6$), para análises nos domínios de borda; e de $622 - 669\text{ }^{\circ}\text{C}$, com média em $653,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($\sigma = 14,1$) para análises em núcleos de cristais. Assim, admite-se o intervalo médio de 570 a $650\text{ }^{\circ}\text{C}$ como representativo para o crescimento do anfibólio na rocha em estudo. Considerando valores extremos, temperaturas mínimas e máximas podem ter chegado a ca. $540\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $670\text{ }^{\circ}\text{C}$, correspondentemente.

Figura 28 – Estimativas de temperatura com base na composição de anfibólio cálcico (geotermômetro Ti-Amp), para domínios de núcleo ($n = 20$) e borda ($n = 10$) de cristais. A) Diagramas em caixa (*boxplot*). B) Histograma (densidade de frequência).



Fonte: o autor, 2023

5.4 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

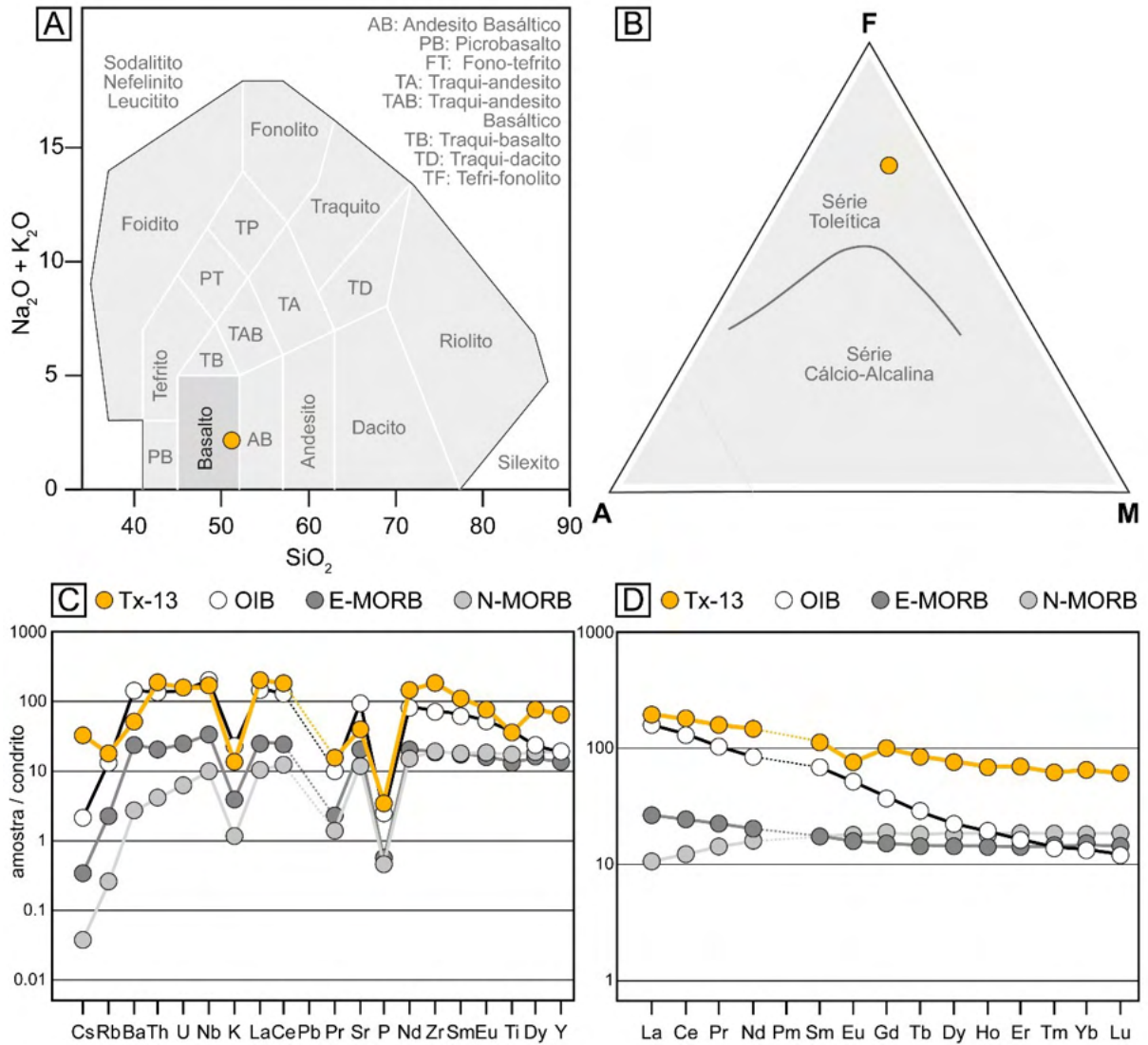
Dados litogeoquímicos para a amostra de granada anfibolito (Tx-13) estão apresentados na Tabela 3 e na Figura 29. Com a ressalva de que a baixa quantidade de análises de rocha total ($n = 1$) não garante uma representatividade estatística robusta, algumas interpretações preliminares são apresentadas a seguir.

A composição da rocha é basáltica, de afinidade toleítica, e seu teor de SiO_2 é de *ca.* 50,9%. A distribuição de elementos menores, traços e terras raras (ETR) em diagramas normalizados ao condrito é semelhante à assinatura de basaltos de ilha oceânica (Figura 29 C-D; valores de referência de SUN & MCDONOUGH, 1989). Comparativamente ao padrão dos OIB, o perfil de elementos traço da amostra Tx-13 exhibe anomalias positivas de alguns elementos de alto potencial iônico (HFSE), como Y, Zr e Nd, assim como de Cs e P. Valores de Ba e Sr são baixos. O perfil de elementos terras raras é enriquecido em ETR leves, suavemente fracionado, com razão $(\text{La/Yb})_N = 3,19$ e modesta anomalia negativa de Eu. O conteúdo de ETR médios e pesados é alto, o que se correlaciona com a contribuição de granada e hornblenda na composição total da rocha. De modo geral, as principais feições nos perfis de elementos traço e ETR podem ser interpretadas como registro de adição de material sedimentar a uma fonte mantélica enriquecida, a partir da qual se cristalizou o protólito ígneo do granada anfibolito (*e.g.*, SUN & MCDONOUGH, 1989; ROLLINSON, 1993). Basaltos do tipo OIB são característicos de ambientes intraplaca.

Tabela 3 – Análises litogeoquímicas para amostra de granada anfibolito.

Tx-13					
ICP-AES	%peso	ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm
SiO_2	50,90	Ba	121,00	Pr	14,40
Al_2O_3	13,15	Ce	108,50	Rb	40,80
Fe_2O_3^T	17,00	Cr	150,00	Sm	16,90
CaO	8,66	Cs	5,93	Sn	5,00
MgO	3,62	Dy	19,00	Sr	292,00
MnO	0,32	Er	11,00	Ta	2,80
Na_2O	1,13	Eu	4,28	Tb	3,08
K_2O	0,96	Ga	28,50	Th	5,08
Cr_2O_3	0,02	Gd	19,40	Tm	1,52
TiO_2	2,74	Hf	16,20	U	1,19
P_2O_5	0,92	Ho	3,78	V	180,00
SrO	0,03	La	46,50	W	6,00
BaO	0,02	Lu	1,53	Y	104,00
LOI	0,56	Nb	38,90	Yb	10,45
Total	100,03	Nd	66,60	Zr	695,00

Figura 29 – Composição química de rocha total. A) Diagrama de classificação para rochas vulcânicas (MIDDLEMOST, 1994). B) Diagrama AFM (A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, F = FeO^{t} , M = MgO) com limite entre as séries Toleítica e Cálcio-Alcalina (IRVINE & BARAGAR, 1971). C) Perfil de elementos traço. D) Perfil de ETR. Normalizados ao condrito (MCDONOUGH & SUN, 1995).



Fonte: o autor, 2023

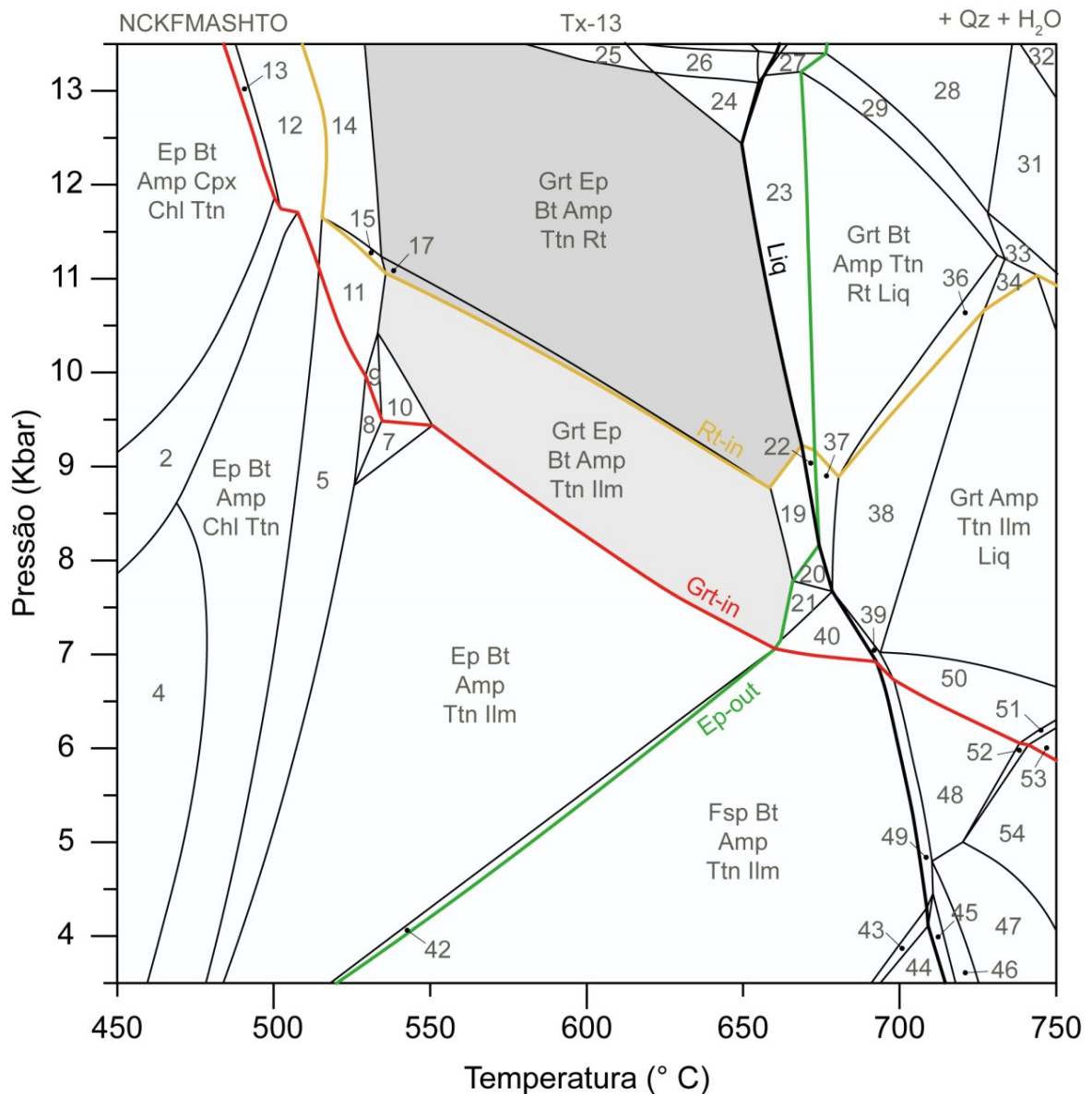
5.5 MODELAGEM DE EQUILÍBRIO DE FASES

Diagramas de fases isoquímicos baseados na composição da amostra de granada anfibolito, no sistema químico $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2$, foram construídos utilizando o *software* Theriak/Domino (DE CAPITANI & PETRAKAKIS, 2010). O banco de dados internamente consistente tcds62 (HOLLAND & POWELL, 2011) foi empregado, em conjunto com modelos de solução sólida para granada, biotita, clorita e ortopiroxênio (WHITE *et al.*, 2014); epidoto e olivina (HOLLAND & POWELL, 2011); feldspatos (BALDWIN *et al.*, 2005); fengita (COGGON & HOLLAND, 2002; WHITE *et al.*, 2014); anfibólio, clinopiroxênio e líquido (GREEN *et al.*, 2016). Para ilmenita foi utilizado um modelo ideal. Um fator adicional de oxigênio ($O = 0,015$) foi inserido afim de permitir a estabilidade de epidoto nas assembleias de alto grau, conforme estimado a partir de diagramas binários ($[O]$ vs. P) para temperaturas de 650 e 550 °C (Anexo B).

No diagrama isoquímico (Figura 30), a paragênese $\text{Grt} + \text{Ep} + \text{Bt} + \text{Amp} + \text{Ttn} + \text{Rt} + \text{Qz}$ ocupa um largo campo de estabilidade, entre condições P - T de 8,8 Kbar / 660 °C e acima de 13,5 Kbar (a *ca.* 540 °C). O limite inferior de pressão corresponde à linha de entrada do rutilo, de modo que a assembleia $\text{Grt} + \text{Ep} + \text{Bt} + \text{Amp} + \text{Ttn} + \text{Ilm} + \text{Qz}$ é estável entre 8,8 e *ca.* 7 Kbar (a 660 °C), ou entre *ca.* 11 e 9,5 Kbar (a 540-550 °C). A assembleia $\text{Ep} + \text{Bt} + \text{Amp} + \text{Ttn} + \text{Ilm} + \text{Qz}$ é esperada sob condições de mais baixo grau, abaixo das condições de estabilidade da granada.

Admite-se que o equilíbrio expresso pela paragênese $\text{Grt} + \text{Ep} + \text{Bt} + \text{Amp} + \text{Ttn} + \text{Rt} + \text{Qz}$ (A_1) foi atingido ao longo dos estágios iniciais de crescimento da granada, como sugerem as relações texturais entre inclusões (especialmente de rutilo) e domínios de núcleo dos porfiroblastos. A paragênese subsequente, $\text{Grt} + \text{Ep} + \text{Bt} + \text{Amp} + \text{Ttn} + \text{Ilm} + \text{Qz}$ (A_2), pode ser correlacionada ao crescimento dos domínios de borda dos cristais de granada. Embora a assembleia modelada $\text{Ep} + \text{Bt} + \text{Amp} + \text{Ttn} + \text{Ilm} + \text{Qz}$ (A_3) seja sugestivamente associada à desestabilização da granada, ressalta-se que o plagioclásio é uma fase importante nas texturas pseudomórficas, mas que não foi prevista nesse modelo. A presença de clorita nos domínios mais retrogradados das seções delgadas sugere que o estágio retrometamórfico se deu sob condições de temperatura inferiores a *ca.* 520 – 480 °C.

Figura 30 – Diagrama isoquímico no sistema NCKFMASHTO para composição do granada anfibolito (amostra Tx-13). Campos em destaque correspondem às paragênese identificadas na rocha. A lista completa das assembleias está disponível no Anexo B.



Fonte: o autor, 2023

A distribuição das isopletras relativas ao conteúdo de grossulária, almandina e piropo na granada (Anexo B) se mostrou inconsistente: o modelo não representa bem os valores máximos e mínimos de X_{Alm} , X_{Gr} e X_{Prp} calculados com base nas análises químicas pontuais em núcleos e bordas de porfiroblastos. É um possível efeito da ausência de Mn no sistema químico do modelo, que impossibilitou o cálculo das isopletras referentes ao componente essartina.

5.6 GEOBAROMETRIA ELÁSTICA

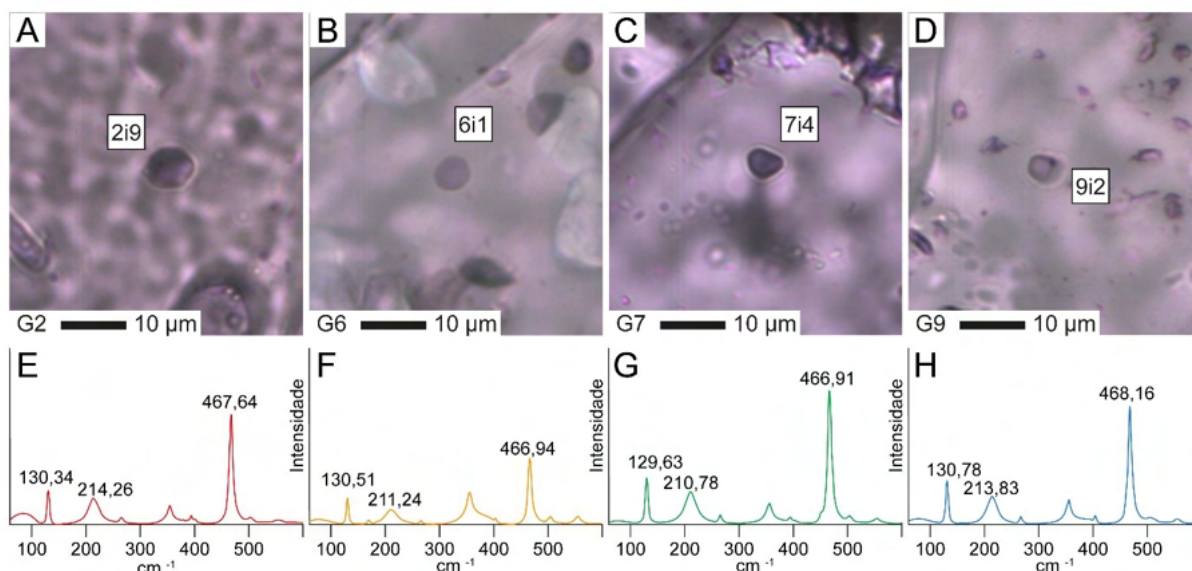
Os espectros Raman de inclusões de quartzo em domínios de núcleo e borda de porfiroblastos de granada foram utilizados para estimativas barométricas pelo método Quartzo-em-Granada. Inclusões não esféricas e/ou com distância inferior ao triplo do seu raio em relação a fraturas e outras inclusões foram descartadas, com o intuito de minimizar influências de pressões externas (e.g., CAMPOMENOSI *et al.*, 2018; ZHONG *et al.*, 2020). As inclusões analisadas têm formato sub-elíptico a esférico, com raios entre 2-10 μm . Foi analisado um total de 15 inclusões de quartzo, distribuídas em quatro porfiroblastos de granada (G2, G6, G7 e G9). Fotomicrografias e espectros Raman representativos estão disponíveis na Figura 31. A Tabela 4 apresenta uma síntese dos resultados, calibrados para o intervalo de temperatura de 570 a 650 $^{\circ}\text{C}$ (cf. Ti-Amp; diagramas isoquímicos).

A base fundamental do método QuiG (e.g., ANGEL *et al.*, 2019; ALVARO *et al.*, 2020; NESTOLA, 2021) é o deslocamento dos centros dos principais picos do espectro Raman medido nas inclusões de quartzo, com relação ao padrão de um cristal livre e não deformado. A distância de deslocamento varia em função do estado de *strain* do cristal, sendo maior para cristais com estrutura interna mais deformada. Admitindo que um sistema inclusão-hospedeiro está em equilíbrio elástico no momento do aprisionamento inclusão (*i.e.*, crescimento do cristal hospedeiro), equações de estado (EoS) conhecidas permitem calcular os coeficientes de *strain* no cristal incluso a partir do deslocamento dos picos de seu espectro Raman. Na plataforma EntraPT (MAZZUCHELLI *et al.*, 2021), a modelagem de equilíbrio elástico consiste na construção de isomecas. São curvas em um espaço P-T que descrevem as possíveis condições de aprisionamento de uma inclusão, ao considerar constantes os volumes das fases do sistema inclusão-hospedeiro. Os coeficientes de *strain* são variáveis de entrada para o cálculo das isomecas, e a calibração de temperatura permite extrair valores pontuais de pressão.

Isomecas e coeficientes de *strain* utilizados no cálculo estão plotados nos diagramas da Figura 32. Os espectros Raman de Inclusões na granada G2 exibem picos deslocados em 0,868 a 2,363 cm^{-1} , 0,556 a 6,959 cm^{-1} e 1,106 a 2,843 cm^{-1} , respectivamente para as bandas 128, 206 e 464 cm^{-1} do espectro do quartzo. Pressões resultantes para as inclusões 2i1 e 2i3 (domínio de borda) compreendem o

intervalo de 5,85 a 7,55 Kbar. Valores para as inclusões 2i6 e 2i9 (domínio de núcleo) são mais altos, entre 9,05 e 11,22 Kbar.

Figura 31 – Geobarometria QuiG. Fotomicrografias (A-D) e espectros Raman (E-H) representativos de inclusões de quartzo em cristais de granada (granadas G2, G6, G7 e G9; inclusões 2i9, 6i1, 7i4 e 9i2).

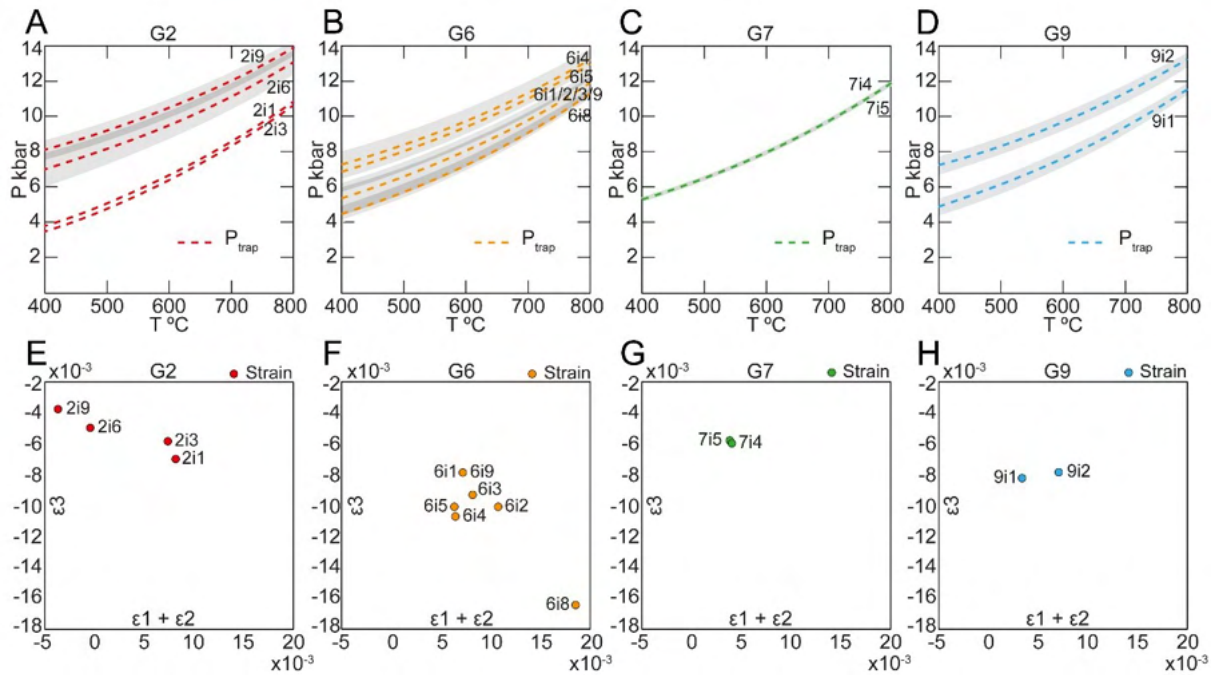


Fonte: o autor, 2023

Deslocamentos apresentados por inclusões na granada G6 variam entre 2,051-3,374 cm^{-1} (banda 128 cm^{-1}), 3,026-6,994 cm^{-1} (banda 206 cm^{-1}), e 2,141-3,782 (banda 464 cm^{-1}). As inclusões 6i4 e 6i5, no núcleo da granada, resultaram em pressões de 8,92 a 10,49 Kbar; enquanto valores para inclusões em domínios de borda (6i1, 6i2, 6i3, 6i8, 6i9) estão contidos entre 6,73-8,87 Kbar.

As inclusões 7i4 e 7i5 são hospedadas por domínios de borda da granada G7. Variações nos centros dos picos são de 1,524-1,531 (128 cm^{-1}), 3,484-3,500 (206 cm^{-1}), e 2,102-2,109 (464 cm^{-1}); e pressões coerentes vão de 7,48 a 8,81 Kbar. Na borda da granada G9, a inclusão 9i1 registra variações de 1,974, 3,297 e 3,297 cm^{-1} nas bandas 128, 206 e 464 cm^{-1} , o que corresponde a pressões de aprisionamento de 7,14 a 8,48 Kbar. A inclusão 9i2 (núcleo) tem picos deslocados em 2,684 / 6,519 / 3,363 (128 / 206 / 464 cm^{-1}), resultando em pressão mínima de 9,25 Kbar e máxima de 10,45 Kbar.

Figura 32 – Geobarometria QuiG. Isomecas em diagrama T vs. P (A-D; com erro; P_{trap} = pressão de aprisionamento) e plots dos coeficientes de strain utilizados para o cálculo (E-H).



Fonte: o autor, 2023

Sumariamente, os resultados da geobarometria QuiG indicam pelo menos dois estágios para o crescimento dos porfiroblastos de granada, representados por inclusões de quartzo nos domínios de núcleo e borda. A um mesmo intervalo de temperatura (570-650 °C), pressões de aprisionamento calculadas para inclusões nas bordas das granadas são consistentemente mais baixas que as encontradas para os domínios de núcleos. Nesse sentido, estima-se que o crescimento dos núcleos de granada atingiu picos de pressão de *ca.* 10,5-11,2 Kbar, a temperaturas próximas de 650 °C, e condições mínimas de *ca.* 9 Kbar (570 °C). O equilíbrio elástico nas regiões de borda foi atingido sob pressões médias entre 7,5 e 8,5 Kbar (mínimo de *ca.* 6 Kbar, a *ca.* 570 °C). Esse cenário implica em uma trajetória de decompressão ao longo da evolução metamórfica da rocha em estudo.

5.7 DISCUSSÃO

O estudo petrológico de granada anfibolitos intrusivos no complexo São Caetano contribuiu para elucidar a evolução tectono-metamórfica do terreno Alto Pajeú, a partir de estimativas termobarométricas.

5.7.1 Evolução Metamórfica do Granada Anfibolito

Com base na composição química da amostra Tx-13, é sugerido um protólito ígneo, basáltico, de afinidade toleítica. Perfis de distribuição de elementos traço e terras raras são semelhantes aos de basaltos de ilhas oceânicas, os quais são geralmente associados a magmatismo intraplaca (e.g., SUN & MCDONOUGH, 1989; HUMPHREYS & NIU, 2009; NIU *et al.*, 2011). Anomalias positivas de elementos litófilos (LILE) e alguns HFSE (Nd, Zr, Y), anomalia negativa de Ti e alto teor de ETR (leves e pesados, com fracionamento suave) são correlacionadas à contribuição de componentes crustais a uma fonte mantélica metassomatizada. Observações de campo indicam encaixe em nível crustal raso. Embora incerta, a idade de cristalização do protólito é estimadamente inferior a 806 Ma (zircões mais jovens nas encaixantes; GUIMARÃES *et al.*, 2012) e superior a ~635 Ma (estágio inicial do Brasileiro na região; BRITO NEVES *et al.*, 2014, 2016). Desse modo, o magmatismo intraplaca que originou o protólito dos anfibolitos é interpretado como registro de uma etapa extensional pré-Brasileira.

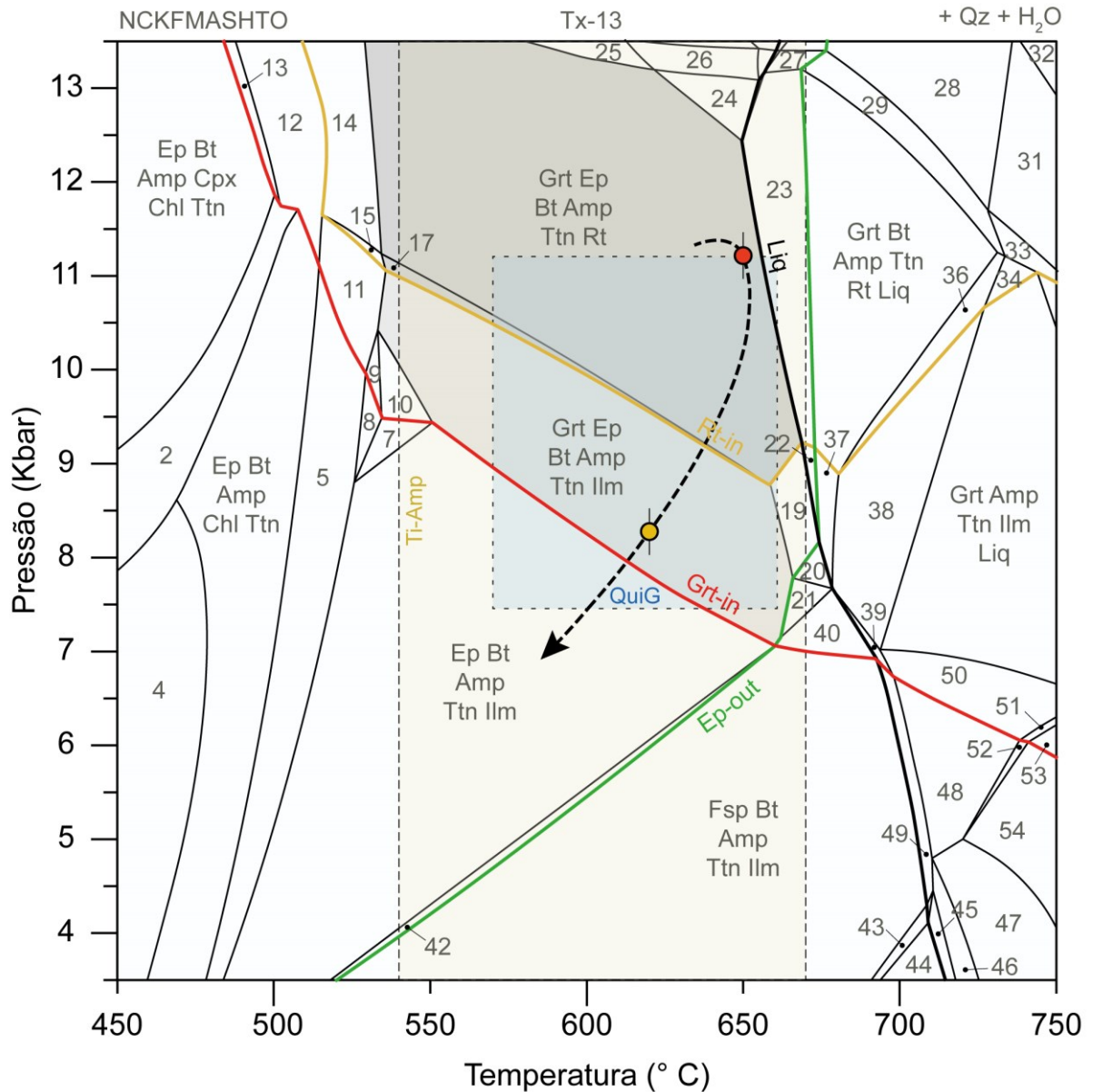
Petrograficamente, o anfibolito consiste em porfiroblastos de granada envoltos por uma matriz composta de hornblenda, quartzo e plagioclásio, com epidoto e biotita. Fases ricas em Ti (ilmenita, titanita e rutilo) também são importantes. A zonação química da granada é revelada por microanálises pontuais e mapas composicionais: domínios de núcleo são ricos em Mn e pobres em Fe, inversamente às bordas. Os componentes piropo e grossulária variam muito pouco, sendo ligeiramente maiores nos núcleos. A granada é poiquiloblástica, com trilhas de inclusões marcando a rotação dos cristais ao longo de seu crescimento sin-cinemático. Porfiroblastos são circundados por uma auréola rica em plagioclásio, epidoto, biotita, anfibólio, quartzo, ilmenita e titanita, em textura típica de desestabilização. Bordas lobadas e cristais completamente xenomórficos são feições comuns de consumo da granada. A assembleia de inclusões nos domínios de núcleo (Grt + Ep + Bt + Amp $\pm$ Ilm + Ttn +

Rt + Qz; A₁) é interpretada como marcadora do pico de pressão do metamorfismo, conforme implica a presença de rutilo; enquanto a paragênese Grt (borda) + Ep + Bt + Amp + Ilm + Ttn + Qz (A₂) parece ter se desenvolvido sob condições de mais baixa P. A presença de clorita preenchendo fraturas e em domínios altamente retrogradados dos porfiroblastos marca um estágio tipicamente retrometamórfico.

Cristais prismáticos de anfibólio cálcico também são quimicamente zonados, com núcleos ricos em Fe, Mg e Ti e levemente empobrecidos em Al, relativamente às bordas. Temperaturas obtidas pelo método Ti em anfibólio são maiores para os domínios de núcleo, que apresentam valores médios na faixa de 650 a 660 °C (contra 560-570 °C, conforme estimado para os domínios de borda). No diagrama isoquímico (Figura 30), campos de estabilidade ocupados pelas paragêneses A₁ e A₂ são limitados a pressões entre ca. 13 e 7 Kbar, sob temperaturas que variam de 540 a 660 °C. Estimativas de pressão foram obtidas a partir do geobarômetro QuiG, com base no espectro Raman de inclusões de quartzo em núcleos e bordas de granada. Pressões de aprisionamento calibradas para o intervalo de 570-650 °C se distribuem entre ca. 6 e 11 Kbar, com inclusões em domínios de núcleo registrando valores consistentemente mais altos. As estimativas são concordantes com os campos de estabilidade das assembleias minerais identificadas no diagrama isoquímico, indicando pico de pressão durante o crescimento do núcleo das granadas a 10,5-11,2 Kbar (paragênese com rutilo). Inclusões nos domínios de borda indicam equilíbrio elástico a ca. 7,5 – 8,5 Kbar (600-650 °C), podendo atingir pressões mínimas de 6 Kbar (ca. 570 °C).

Em conjunto, as estimativas termobarométricas convencionais e as modelagens de equilíbrio de fases e de equilíbrio elástico para o metamorfismo do granada anfibolito definem uma trajetória P-T de sentido horário (Figura 33). O pico de pressão é associado ao primeiro estágio de crescimento da granada, conforme sugerido por pressões de aprisionamento de até 11 Kbar, a ca. 650 °C, para inclusões de quartzo; e pela presença de rutilo na paragênese de equilíbrio (A₁). O desenvolvimento dos domínios de borda (e paragênese A₂) se deu sob condições de mais baixo grau, até o limite da estabilidade modelada para granada (ca. 8 Kbar, ~620-610 °C). Assembleias relacionadas à desestabilização da granada correspondem a condições P-T inferiores a ca. 7 Kbar e 600-590 °C.

Figura 33 – Diagrama de fases isoquímico com trajetória P-T estimada para o metamorfismo do granada anfibolito. Pontos plotados com base em temperaturas T_{i-Amp} (área amarela) e pressões de aprisionamento de inclusões de quartzo em granada (QuiG, área azul). Dois estágios de crescimento da granada são identificados – pontos vermelho (núcleo com inclusões de rutilo) e laranja (domínios de borda).



Fonte: o autor, 2023

5.7.2 Implicações Tectônicas

Trajetórias P-T horárias são comumente associadas a processos orogênicos de subducção a colisão continental. São caracterizadas por uma tendência de decompressão sub-isotérmica após o pico do metamorfismo, que se correlaciona

com os estágios de soerguimento e exumação do orógeno. Por exemplo, porfiroblastos de granada em anfibolitos da bacia de Taebaksan, Península Coreana, registram pico metamórfico de 7-9 Kbar, 580-630 °C, com texturas de desestabilização se formando em um estágio posterior a 3,5-6 Kbar e 470-530 °C (PARK & KIM, 2022). O metamorfismo regional dessas rochas é interpretado como registro da colisão entre os crátons Sino-Coreano e do Norte da China, no Permiano-Triássico. De maneira semelhante, granada anfibolitos na região de Wutai-Hengshan, cráton do Norte da China, apresentam condições de pico metamórfico a 11,5-13 Kbar, 670-800°C (média pressão/alta a ultra-alta temperatura), seguido por descompressão a temperaturas quase constantes. Qian & Wei (2016) atribuem esse padrão a um contexto de espessamento crustal ativo no Paleoproterozoico. No orógeno Brasília Meridional, Tedeschi *et al.* (2017) reportam granada anfibolitos formados sob condições máximas de até 13 Kbar, ~690 °C, posteriormente retrogradados a ca. 4,8 kbar, 595 °C. A trajetória seguida por essas rochas é interpretada como reflexo de processos colisionais que ocorreram no escopo do ciclo Brasileiro, a ca. 630-600 Ma. Exemplos similares são encontrados nos Himalaias (*e.g.*, SINGH *et al.*, 2020), no sudeste da China (WANG *et al.*, 2017) e na África do Sul (VAN SCHIJNDEL *et al.*, 2020).

De modo análogo, o metamorfismo de granada anfibolitos do terreno Alto Pajeú, aqui caracterizado como de pressão moderada e alta temperatura (MP/HT), e o sentido horário de sua trajetória P-T sugerem um contexto colisional para a Orogênese Brasileira na região. Este trabalho é o primeiro estudo petrológico de detalhe e geotermobarométrico com foco em litotipos desse terreno. O ápice de pressão a ca. 11 Kbar, identificado com base nos resultados de geobarometria elástica QuiG e modelagem de equilíbrio de fases, é consideravelmente mais alto que o reportado para o metamorfismo regional de outros domínios da Província Borborema; enquanto as temperaturas estimadas são coerentes.

Para efeito de comparação, rochas metassedimentares na região leste da Subprovíncia Transversal também descrevem trajetória P-T horária, com condições variando de 6 a 9 Kbar e 630-760 °C (SILVA *et al.*, 2020); que, entretanto, é interpretada pelos autores como produto de tectônica compressiva intracontinental. Os resultados ora discutidos se assemelham ao reportado para sequências metasupracrustais na faixa Riacho do Pontal (SANTOS, F.H. *et al.*, 2018). Paragneisses e xistos migmatizados revelam pico metamórfico de 12 Kbar e ca. 640 °C, na transição entre fácies anfibolito e eclogito, a que se segue descompressão sub-

isotérmica. Condições de fácies anfibolito superior, com pressões máximas entre 10 e 12 Kbar para temperaturas de 600-740 °C (com valores locais de até 800 °C em rochas miloníticas), também são identificadas na faixa Sergipana (PASSOS *et al.*, 2023).

Em síntese, a evolução metamórfica de granada anfibolitos no interior do terreno Alto Pajeú descreve uma trajetória P-T horária, que provavelmente reflete processos colisionais ao longo dos estágios iniciais da Orogênese Brasileira na região. O pico de pressão em ca. 11 Kbar marca o ápice do empilhamento crustal, enquanto a tendência de descompressão sub-isotérmica é comumente relacionada aos estágios de colapso e exumação do orógeno. Embora dados geocronológicos para essas rochas estejam ainda indisponíveis, é possível que o metamorfismo de pressão moderada e alta temperatura esteja associado ao desenvolvimento de um arco magmático continental criogeniano-ediacarano no interior da subprovíncia central (*cf.* BRITO NEVES *et al.*, 2016; CAXITO *et al.*, 2021).

6 CONECTANDO PONTOS: UM MODELO DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA PARA O TERRENO ALTO PAJEÚ

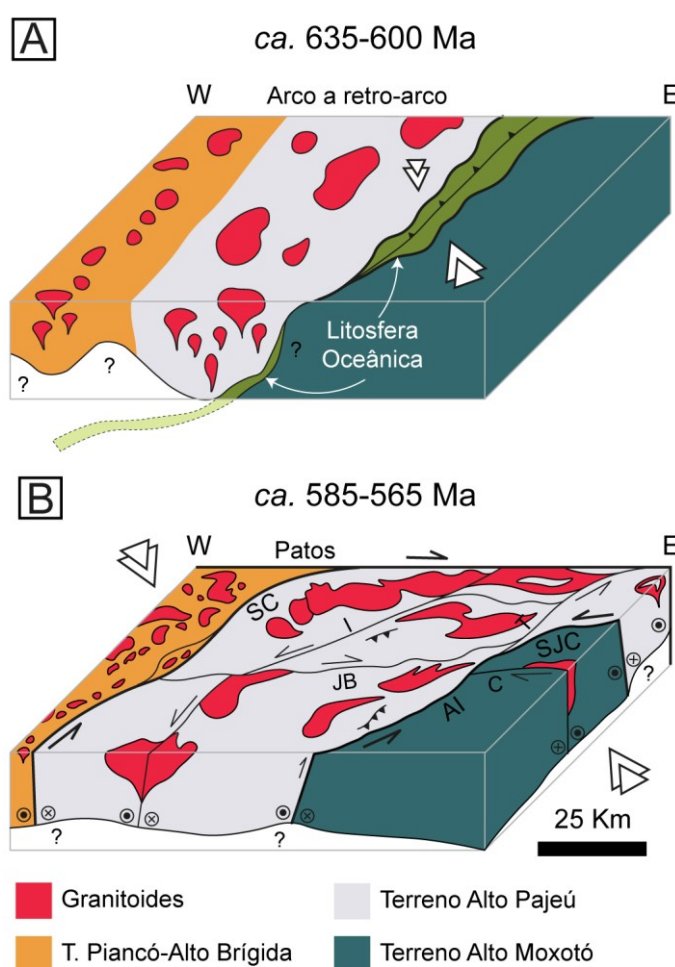
Ao longo das partes I e II dessa dissertação foram abordados os aspectos estruturais e metamórficos da região central do terreno Alto Pajeú, discutindo suas implicações tectônicas para a evolução crustal da Província Borborema. Enquanto a análise geofísica-estrutural confirma o controle da tectônica transcorrente tardi-Brasiliiano na configuração final do arcabouço crustal do terreno, o estudo petrológico e geotermobarométrico de rochas metabásicas no complexo São Caetano revela uma trajetória P-T horária, característica de orógenos acrescionários a colisionais, marcada por metamorfismo de pressão moderada e alta temperatura. O bloco-diagrama esquemático na Figura 34 sintetiza a evolução tectônica da área de estudo, interpretada à luz do conjunto de dados apresentados e discutidos ao longo deste trabalho.

O primeiro estágio evolutivo (Figura 34 A) corresponde a um cenário de subducção a colisão continental, denunciado pelo metamorfismo MP/HT em granada anfibolitos do terreno Alto Pajeú. Estima-se que o ápice do metamorfismo tenha atingido condições P-T de ca. 11 Kbar – 650°C. Essa interpretação é coerente com as propostas de instalação de um arco magmático continental de idade criogeniana-Ediacarana na região dos terrenos Alto Pajeú e Piancó-Alto Brígida (SIAL & FERREIRA, 2016; BRITO NEVES *et al.*, 2016; CAXITO *et al.*, 2021), registrando a convergência entre esse bloco e o terreno Alto Moxotó. De acordo com Caxito *et al.* (2020a, 2021), domínios oceânicos no interior da Província Borborema se desenvolveram entre o Toniano e o Ediacarano, tendo se fechado ao longo da Orogênese Brasileira. Esse processo resultou na construção pene-contemporânea dos arcos magmáticos de Conceição (BRITO NEVES *et al.*, 2016), Betânia (PERPÉTUO, 2017), Major Isidoro (SILVA *et al.*, 2015) e Sergipano (OLIVEIRA *et al.*, 2015; PEREIRA *et al.*, 2020), externamente controlados pela interação entre os paleocontinentes Amazônico, São Francisco-Congo e São Luís-Oeste da África.

Embora a distribuição geográfica do arco de Conceição implique ao bloco Alto Pajeú-Piancó-Alto Brígida a posição de placa superior, indicando subducção a NW, ressalta-se que a vergência dos empurrões e estruturas associadas na área de estudo (transporte a NW) não é coerente com essa disposição (*cf.* MEDEIROS, 2004). Nesse sentido, é provável que tais estruturas tenham se desenvolvido ao início (ou ao longo)

do estágio evolutivo seguinte, sugerindo um regime transpressional com direção de encurtamento geral a NNW.

Figura 34 – Bloco-diagrama esquemático para a evolução tectônica do terreno Alto Pajeú ao longo da Orogênese Brasileira. A) Estágio I: Construção de arco magmático a colisão continental, com metamorfismo MP/HT (ca. 635-600 Ma). B) Estágio II: Transpressão. Empurrões, sistema de zonas de cisalhamento e granitogênese sin-cinemática (ca. 585-565 Ma). Zonas de cisalhamento: AI – Afogados da Ingazeira; C – Coxixola; JB – Juru-Belém; SC – Serra do Caboclo; SJC – São José dos Cordeiros.



Fonte: o autor, 2023

O estágio final (Figura 34B) se refere à instalação do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes e estruturas subordinadas (foliação milonítica subvertical, lineação de estiramento mineral sub-horizontal). Por se tratar de um evento de alto *strain*, é provável que marcadores estruturais prévios tenham sido modificados ou obliterados ao longo desse estágio. A amostra Tx-13 (granada anfibolito) foi coletada nas proximidades da zona de cisalhamento Itapetim. A

influência da deformação transcorrente na rocha em questão é visível principalmente através da foliação subvertical, mas também se reflete nos aspectos microestruturais (recristalização dinâmica do quartzo).

O ápice da transcorrência tem idade estimada em ca. 575 Ma, com base em datações U-Pb em zircões de granitoides e anatexitos sin-cinemáticos (e.g., ARCHANJO *et al.*, 2008, 2013; VIEGAS *et al.*, 2014; SANTOS & VIEGAS, 2021). Similaridades microestruturais entre milonitos nas zonas de cisalhamento Juru-Belém (interior do terreno Alto Pajeú) e Patos (limite Norte) sugerem que estruturas internas e externas ao terreno se desenvolveram sob condições termodinâmicas semelhantes. Esta afirmação implica que toda região compunha um bloco crustal coeso, posteriormente ao cenário colisional. O regime transcorrente responsável pelo sistema de zonas de cisalhamento de direção NE-SW a E-W na Província Borborema e em sua contraparte no Continente Africano tem sido atribuído a tectônica de escape lateral, em resultado da convergência contínua entre os blocos continentais externos ao final do Neoproterozoico (GANADE *et al.*, 2014, 2021; ARCHANJO *et al.*, 2021).

Em suma, a trajetória P-T horária construída para granada anfibolitos do terreno Alto Pajeú registra a transição entre processos de subducção a colisão continental (pico metamórfico; magmatismo de arco) e pós-colisionais (descompressão sub-isotérmica; colapso e exumação do orógeno). Por sua vez, a estruturação do arcabouço crustal do terreno reflete principalmente os efeitos do regime transcorrente tardi-neoproterozoico. Contrastes geofísicos expressivos através de zonas de cisalhamento importantes, como Patos, Afogados da Ingazeira – São José dos Cordeiros e Serra do Caboclo, sugerem que estas estruturas podem ter se desenvolvido ao longo de descontinuidades crustais mais antigas – possíveis limites de terrenos. Em escala de campo, feições reliquias (empurrões com topo-a-NW, foliação de baixo ângulo, dobras recumbentes) são interpretadas como produtos iniciais de deformação transpressional; embora também possam ter se desenvolvido sob um regime compressivo em etapa anterior à transcorrência.

7 CONCLUSÕES

A evolução tectônica do terreno Alto Pajeú foi avaliada a partir de critérios estruturais e metamórficos. Na Parte I dessa dissertação, uma análise geofísica-estrutural permitiu caracterizar o arcabouço crustal do terreno, que reflete principalmente os efeitos da tectônica transcorrente tardi-Brasiliana. Zonas de cisalhamento de direção NE-SW a E-W são as principais estruturas, associadas com foliações miloníticas de alto ângulo e lineações de estiramento mineral sub-horizontais. Foliação de baixo ângulo associadas a dobras recumbentes e frentes de empurrão com transporte a NW são estruturas reliquiares, que podem marcar uma fase compressiva (pré-transcorrência) ou estágio iniciais de deformação transpressional.

Na Parte II, um estudo petrológico detalhado sobre granada anfibolitos no complexo São Caetano embasa estimativas das condições termodinâmicas, obtidas via métodos convencionais, modelagem de equilíbrio de fases e modelagem de equilíbrio elástico. É construída uma trajetória P-T de sentido horário, com ápice de pressão a ca. 11 Kbar, 650° C, seguido por uma tendência de descompressão sub-isotérmica. A zonação dos porfiroblastos de granada resulta do crescimento em múltiplos estágios, com pico de pressão registrado nos domínios de núcleo. O intervalo de pressão entre 8,5 e 7 Kbar é admitido como coerente para o desenvolvimento dos domínios de borda, sob temperaturas entre ca. 640 e 620 °C. Texturas de desestabilização da granada são geradas em condições retrógradas, resultando em um agregado de granulação fina a média composto principalmente por plagioclásio, quartzo, epidoto, biotita, ilmenita e anfibólio, circundando (até substituindo completamente) os porfiroblastos. O metamorfismo de pressão moderada e alta temperatura e a trajetória P-T a ele associada são interpretados como resultado de processos orogênicos acrescionários a colisionais, seguidos por colapso e exumação do orógeno.

Combinadas, as duas partes desse trabalho atestam o caráter polifásico da Orogênese Brasiliana na região. Enquanto os estágios iniciais são marcados por processos de acreção-colisão, possivelmente associados à construção de um arco magmático, as etapas tardi- a pós-orogênicas se caracterizam pelo desenvolvimento de um extenso sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes que se distribui por toda a Província Borborema e em domínios correlatos no Continente Africano.

Sistematicamente, dados estruturais, geofísicos e petrológicos trabalhados nesta dissertação apontam para um cenário de colisão continental, seguido por dispersão e escape lateral, para a Província Borborema no contexto da amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental. Ainda que localizada no interior da província, a subprovíncia Transversal teve sua evolução controlada principalmente pela interação entre grandes blocos continentais externos.

Para estudos futuros na região, ressalta-se a importância de estabelecer estimativas geocronológicas robustas para os diferentes estágios do metamorfismo, assim como para o desenvolvimento das principais estruturas relacionadas à Orogênese Brasileira. O estudo petrológico contido neste trabalho é apenas um esforço inicial, no sentido de compreender os padrões tectono-metamórficos impressos no terreno Alto Pajeú. A natureza do evento ciclo Cariris Velhos, por exemplo, permanece críptica; o registro metamórfico de assembleias metaplutônicas e metassedimentares é, ainda, mal delineado; e a distribuição e caracterização do magmatismo de arco continental criogeniano-ediacarano continua incipiente.

REFERÊNCIAS

- AITKEN, A.R.A.; BETTS, P.G. Multi-scale integrated structural and aeromagnetic analysis to guide tectonic models: an example from the eastern Musgrave Province, Central Australia. **Tectonophysics**, v. 476, n. 3-4, 2009. p. 418-435. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.007>.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, 1981. p. 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- ALMEIDA, G.M.; FUCK, R.A.; DANTAS, E.L.; LIMA, S.S. Oblique collision and accretionary processes in the South Borborema Province: Insights from structural geology and geophysical data. **Tectonophysics**, v. 844, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229607>
- ALVARO, M.; MAZZUCCHELLI, M.L.; ANGEL, R.J.; MURRI, M.; CAMPOMENOSI, N.; SCAMBELLURI, M.; NESTOLA, F.; KORSKOV, A.; TOMILENKO, A.A.; MARONE, F.; MORANA, M. Fossil subduction recorded by quartz from the coesite stability field. **Geology**, v. 48, n. 1, 2020. p. 24-28. <https://doi.org/10.1130/G46617.1>
- ANGEL, R.J.; MURRI, M.; MIHAILOVA, B.; ALVARO, M. Stress, strain and Raman shifts. **Zeitschrift für Kristallographie – Crystalline Materials**, v. 234, n. 2, 2019. 129-140. <https://doi.org/10.1515/zkri-2018-2112>
- ANGEL, R.J.; GILIO, M.; MAZZUCCHELLI, M.; ALVARO, M. Garnet EoS: a critical review and synthesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 177, 2022. <https://doi.org/10.1007/s00410-022-01918-5>
- ARAÏBIA, K.; AMRI, K.; AMARA, M.; BENDAOUD, A.; HAMOUDI, M.; PEDROSA-SOARES, A.; CAXITO, F.A. Characterizing terranes and a Neoproterozoic suture zone in Central Hoggar (Tuareg Shield, Algeria) with airborne geophysics and Landsat 8 OLI data. **Journal of African Earth Sciences**, v. 187, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104455>
- ARAÚJO NETO, J.F.; SANTOS, G.L.; SOUZA, I.M.B.A.; BARRETO, S.B.; SANTOS, L.C.M.L.; BEZERRA, J.P.S.; CARRINO, T.A. Integration of remote sensing, airborne geophysics and structural analysis to geological mapping: a case study for the Vieirópolis region, Borborema Province, NE Brazil. **Geologia USP – Série Científica**, v. 18, n. 3, 2018. p. 89-103. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v18-140834>
- ARCHANJO, C.J.; HOLLANDA, M.H.B.M.; RODRIGUES, S.W.O.; BRITO NEVES, B.B.; ARMSTRONG, R. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. **Journal of Structural Geology**, v. 30, n. 3, 2008. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.11.01>
- ARCHANJO, C.J.; VIEGAS, L.G.F.; HOLLANDA, M.H.B.M.; SOUZA, L.C.; LIU, D. Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): Constraints from U-Pb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. **Gondwana Research**, v. 23, n. 2, 2013. p. 701-714. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.005>
- ARCHANJO, C.J.; HOLLANDA, M.H.B.M.; VIEGAS, L.G.F. Late Ediacaran lateral-scape tectonics as recorded by the Patos shear zone (Borborema Province, NE Brazil). **Brazilian Journal of Geology**, v. 51, n. 2, 2021. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202120200132>

ARIZA, J.P.; BOEDO, F.L.; SÁNCHEZ, M.A.; CHRISTIANSEN, R.; LUJAN, S.B.P.; VUJOVICH, G.I.; MARTÍNEZ, P. Structural setting of the Chanic orogen (Upper Devonian) at central-western Argentina from remote sensing and aeromagnetic data. Implications in the evolution of the proto-Pacific margin of Gondwana. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 88, 2018. p. 352-366. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.021>

ASHLEY, K.T.; CADDICK, M.J.; STEELE-MACINNIS, M.J.; BODNAR, R.J.; DRAGOVIC, B. **Geochemistry Geophysics Geosystems**, v. 15, n. 2, 2014. p. 350-360. <https://doi.org/10.1002/2013GC005106>

ASHLEY, K.T.; STEELE-MACINNIS, M.J.; BODNAR, R.J.; DARLING, R.S. Quartz-in-garnet inclusion barometry under fire: reducing uncertainty from model estimates. **Geology**, v. 44, n. 9, 2016. p. 699-702. <https://doi.org/10.1130/G38211.1>

ÁVILA, C.F.; ARCHANJO, C.J.; HOLLANDA, M.H.B.M.; MACÊDO FILHO, A.A.; LEMOS-SANTOS, D.V. Shear zone cooling and fabrics of synkinematic plutons evidence timing and rates of orogenic exhumation in the northwest Borborema Province (NE Brazil). **Precambrian Research**, v. 350, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105940>

BALDWIN, J.A.; POWELL, R.; BROWN, M.; MORAES, R.; FUCK, R.A. Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from the Anápolis-Itaçu Complex, central Brazil. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 23, n. 7, 2005. p. 511-531. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00591.x>

BASEI, M.A.S.; FRIMMEL, H.E.; NUTMAN, A.P.; PRECIOZZI, F. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. **Geological Society of London, Special Publications**, v. 294, p. 239-256. <https://doi.org/10.1144/SP294.13>

BASTO, C.F.; CAXITO, F.A.; VALE, J.A.R.; SILVEIRA, D.A.; RODRIGUES, J.B.; ALKMIM, A.R.; VALERIANO, C.M.; SANTOS, E.J. An Ediacaran back-arc basin preserved in the Transversal Zone of the Borborema Province: evidence from geochemistry, geochronology and isotope systematics of the Ipueirinha Group, NE Brazil. **Precambrian Research**, v. 320, 2019. p. 213-231. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.11.002>

BATTACHARYA, A.; MOHANTY, L.; MAJI, A.; SEN, S.K.; RAITH, M. Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and formulation of the biotite-garnet geothermometer. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 111, 1992. p. 87-93. <http://doi.org/10.1007/BF00296580>

BITTAR, S.M.B. **Faixa Piancó-Alto Brígida: terrenos tectono-estratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes**. 1998. 160f. Tese. (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

BITTAR, S.M.B.; GUIMARÃES, I.P.; BARRETO, S.B. **Carta Geológica: Folha Itaporanga, SB.24-Z-C-I**. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2014a.

BITTAR, S.M.B.; GUIMARÃES, I.P.; BARRETO, S.B. **Carta Geológica: Folha Serra Talhada, SB.24-Z-C-V**. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2014b.

BLENKINSOP, T. **Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks**. 1. Ed. Dordrecht: Springer, 2002.

BONAZZI, M.; TUMIATI, S.; THOMAS, J.B.; ANGEL, R.J.; ALVARO, M. Assessment of the reliability of elastic geobarometry with quartz inclusions. **Lithos**, v. 350-351, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105201>

BRITO NEVES, B. B.; FUCK, A. H.; PIMENTEL, M. M. The Brasiliano Collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, 2014. p. 493-518. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030010>

BRITO NEVES, B.B.; SANTOS, E.J.; FUCK, R.A.; SANTOS, L.C.M.L. A preserved early Ediacaran magmatic arc at the northernmost portion of the Transversal Zone central subprovince of the Borborema Province, Northeastern South America. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n. 4, 2016. p. 491-508. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620160004>

BUCHER, K.; GRAPES, R. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. 8. Ed. Berlim: Springer-Verlag, 2011. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-74169-5>

CABY, R. Precambrian terranes of Benin, Nigerian and Northeast Brazil in the late Proterozoic South Atlantic fit. **Geological Society of America, Special Papers**, 1989. p. 145-158. <https://doi.org/10.1130/SPE230-p145>

CAMPOMENOSI, N.; MAZZUCHELLI, M.L.; MIHAILOVA, B.; SCAMBELLURI, M.; ANGEL, R.J.; NESTOLA, F.; REALI, A.; ALVARO, M. How geometry and anisotropy affect residual strain in host-inclusion systems: coupling experimental and numerical approaches. **American Mineralogist**, v. 103, n. 12, 2018. p. 2032-2035. <https://doi.org/10.2138/am-2018-6700CCBY>

CAWOOD, P.A.; KRÖNER, A.; COLLINS, W.J.; KUSKY, T.M.; MOONEY, W.D.; WINDLEY, B.F. Accretionary orogens through Earth history. **Geological Society of London, Special Publications**, v. 318, 2009. p. 1-36. <https://doi.org/10.1144/SP318.1>

CAWOOD, P.A.; HAWKESWORTH, C.J.; DHUIME, B. The continental record and the generation of continental crust. **Geological Society of America Bulletin**, v. 125, n. 1-2, 2013. p. 14-32. <https://doi.org/10.1130/B30722.1>

CAWOOD, P.A.; CHOWDHURY, P.; MULDER, J.A.; HAWKESWORTH, C.J.; CAPITANIO, F.A.; GUNAWARDANA, P.M.; NEBEL, O. Secular evolution of continents and the Earth system. **Reviews of Geophysics**, v. 60, n. 4, 2022. <https://doi.org/10.1029/2022RG000789>

CAXITO, F.A.; UHLEIN, A.; DANTAS, E.L. The Afeição augen-gneiss Suite and the record of the Cariris Velhos Orogeny (1000-960 Ma) within the Riacho do Pontal fold belt, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 51, 2014. p. 12-27. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.12.012>

CAXITO, F.A.; UHLEIN, A.; DANTAS, E.L.; STEVENSON, R.; SALGADO, S.S.; DUSSIN, I.A.; SIAL, A.N. A complete Wilson Cycle recorded within the Riacho do Pontal Orogen, NE Brazil: implications for the Neoproterozoic evolution of the Borborema Province at the heart of West Gondwana. **Precambrian Research**, v. 282, 2016. p. 97-120. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2016.07.001>

CAXITO, F.A.; SANTOS, L.C.M.L.; GANADE, C.E.; BENDAOUD, A.; FETTOUS, E.-H.; BOUYO, M.H. Toward an integrated model of geological evolution for NE Brazil-NW Africa: The Borborema Province and its connections to the Trans-Saharan (Benino-Nigerian and Tuareg shields) and Central African orogens. **Brazilian Journal of Geology**, v. 50, n. 2, 2020a. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020190122>

CAXITO, F.A.; SANTOS, L.C.M.L.; UHLEIN, A.; DANTAS, E.L.; ALKMIM, A.R.; LANA, C. New U-Pb (SHRIMP) and first Hf isotope constraints on the Tonian (1000-920 Ma) Cariris Velhos event, Borborema Province, NE Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 50, n. 2, 2020b. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020190082>

CAXITO, F.A.; BASTO, C.F.; SANTOS, L.C.M.L.; DANTAS, E.L.; MEDEIROS, V.C.; DIAS, T.G.; BARROTE, V.; HAGEMANN, S.; ALKMIM, A.R.; LANA, C. Neoproterozoic magmatic arc volcanism in the Borborema Province, NE Brazil: possible flare-ups and lulls and implications for western Gondwana assembly. **Gondwana Research**, v. 92, 2021. p. 1-25. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.11.015>

CAXITO, F.A.; HARTMANN, L.A.; HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; BRUNO, H.; BASEI, M.A.S.; CHEMALE, F. Multi-proxy evidence for subduction of the Neoproterozoic Adamastor Ocean and Wilson cycle tectonics in the South Atlantic Brasiliano Orogenic System of Western Gondwana. **Precambrian Research**, v. 376. 2022. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106678>

CIOFFI, C. R.; MEIRA, V. T.; TRINDADE, R. I. F.; LANARI, P.; GANADE, C. E.; GERDES, A. Long-lived intracontinental deformation associated with high geothermal gradients in the Seridó Belt (Borborema Province, Brazil). **Precambrian Research**, v. 358, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106141>

CISNEROS, M.; BEHR, W.M.; PLATT, J.P.; ANCZKIEWICZ, R. Quartz-in-garnet barometry constraints on formation pressures of eclogites from the Franciscan Complex, California. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 177, n. 12, 2022. p. <https://doi.org/10.1007/s00410-021-01876-4>

CLIFT, P.D.; SCHOUTEN, H.; VANNUCCHI, P. Arc-continent collisions, sediment recycling and the maintenance of the continental crust. **Geological Society of London, Special Publications**, v. 318, 2009. p. 75-103. <https://doi.org/10.1144/SP318.3>

COGGON, R.; HOLLAND, T.J.B. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 20, n. 7, 2002. p. 683-696. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00395.x>

CONDIE, K.C. Preservation and recycling of crust during accretionary and collisional phases of Proterozoic orogens: a bumpy road from Nuna to Rodinia. **Geosciences**, v. 3, n. 2, 2013. 240-261. <https://doi.org/10.3390/geosciences3020240>

CONEY, P.J.; JONES, D.L.; MONGER, J.W.H. Cordilleran suspect terranes. **Nature**, v. 288, 1980. p. 329-333. <https://doi.org/10.1038/288329a0>

CORDANI, U.G.; PIMENTEL, M.M.; GANADE, C.E.; FUCK, R.A. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 3, 2013. p. 583-597. <https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000300012>

CPRM. **Projetos aerogeofísicos Paraíba-Rio Grande do Norte e Pernambuco-Paraíba.** Relatório final do levantamento e processamento de dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Rio de Janeiro: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Lasa Engenharia e Prospecções, Prospectores Aerolevantamentos e Sistemas, 2009.

CRUZ, R.F.; PIMENTEL, M.M.; ACCIOLY, A.C.A.; RODRIGUES, J.B. Geological and isotopic characteristics of granites from the Western Pernambuco-Alagoas Domain: implications for the crustal evolution of the Neoproterozoic Borborema Province. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 4, 2014. p. 627-652. <https://doi.org/10.5327/Z23174889201400040008>

DANTAS, E.L.; SOUZA, Z.S.; WERNICK, E.; HACKSPACHER, P.C.; MARTIN, H.; XIAODONG, D.; LI, J.-W. Crustal growth in the 3.4-2.7 Ga São José de Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil. **Precambrian Research**, v. 227, 2013. p. 120-56. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2012.08.006>

DE CAPITANI, C.; PETRAKAKIS, K. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. **American Mineralogist**, v. 95, n. 7, 2010. p. 1006-1016. <http://doi.org/10.2138/am.2010.3354>

DE WITT, M.J.; BRITO NEVES, B.B.; TROUW, R.A.J.; PANKHURST, R.J. Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region: 'the ties that bind'. **Geological Society of London, Special Publications**, v. 294, 2008. p. 1-8. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.010>

DOMINGOS, N.R.R.; MEDEIROS, W.E.; OLIVEIRA, R.G. Geophysical evidence for doming during the Pan-African/Brasiliano orogeny in the Seridó belt, Borborema Province, Brazil. **Precambrian Research**, v. 350, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105870>

DUFÉCHOU, G.; HARRIS, L.B.; CORRIVEAU, L. Tectonic reactivation of transverse basement structures in the Greenville orogen of SW Quebec, Canada: Insights from gravity and aeromagnetic data. **Precambrian Research**, v. 241, 2014. p. 61-84. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2013.11.014>

ENAMI, M.; NISHIYAMA, T.; MOURI, T. Laser Raman microspectrometry of metamorphic quartz: a simple method for comparison of metamorphic pressures. **American Mineralogist**, v. 92, n. 8-9, 2007. p. 1303-1315. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2438>

FALEIROS, F.M.; CAMPANHA, G.A.C.; BELLO, R.M.S.; FUZIKAWA, K. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). **Tectonophysics**, v. 485, n. 1-4, 2010. p. 193-214. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.014>

FERREIRA, C.A.; SANTOS, E.J. (Orgs.) **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Folha Jaguaribe SE, SB.24-Z. Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco.** Rio de Janeiro: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2000.

FERREIRA, A.C.D.; DANTAS, E.L.; FUCK, R.A. The previously missing c. 2.9 Ga high-K continental crust in West Gondwana revealed in Northeast Brazil. **Terra Nova**, v. 33, n. 2, 2021. p. 184-194. <https://doi.org/10.1111/ter.12504>

FOSSSEN, H.; CAVALCANTE, C.; KONOPÁSEK, J.; MEIRA, V.T.; ALMEIDA, R.P.; HOLLANDA, M.H.B.M.; TROMPETTE, R. A critical discussion of the subduction-collision model for the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. **Precambrian Research**, v. 343, 2020.

FOSSSEN, H.; HARRIS, L. B.; CAVALCANTE, C.; ARCHANJO, C. J.; ÁVILA, C. F. The Patos-Pernambuco shear system of NE Brazil: Partitioned intracontinental transcurrent deformation revealed by enhanced aeromagnetic data. **Journal of Structural Geology**, v. 158, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104573>

FRANÇOIS, C.; PUBELLIER, M.; ROBERT, C.; BULOIS, C.; JAMALUDIN, S.N.F.; OBERHÄNSLI, R.; FAURE, M.; ST-ONGE, M.R.; IGCP 667 Team. Temporal and spatial evolution of orogens: a guide for geological mapping. **Episodes: Journal of International Geosciences**, v. 45, n. 3, 2021. p. 265-283. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2021/021025>

FUMES, R.A.; LUVIZOTTO, G.L.; MORAES, R.; LANARI, P.; VALERIANO, C.M.; ZACK, T.; CADDICK, M.J.; SIMÕES, L.S.A. Petrochronology of high-pressure granulite facies rocks from Southern Brasília Orogen, SE Brazil: Combining quantitative compositional mapping, single-element thermometry and geochronology. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 40, n. 3, 2022. p. 517-552. <https://doi.org/10.1111/jmg.12637>

GANADE, C.E.; WEINBERG, R.F.; CORDANI, U.G. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. **Terra Nova**, v. 26, n. 2, 2014. p. 157-168. <https://doi.org/10.1111/ter.12084>

GANADE, C.E.; CORDANI, U.G.; AGBOSSOUMONDE, Y.; CABY, R.; BASEI, M.A.S.; WEINBERG, R.F.; SATO, K. Tightening-up NE Brazil and NW Africa connections: new U-Pb/Lu-Hf zircon data of a complete plate tectonic cycle in the Dahomey belt of the West Gondwana Orogen in Togo and Benin. **Precambrian Research**, v. 276, 2016. p. 24-42. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2016.01.032>

GANADE, C.E.; BASEI, M.A.S.; GRANDJEAN, F.C.; ARMSTRONG, R.; BRITO, R.S. Contrasting Archean (2.85-2.68) TTGs from the Tróia Massif (NE Brazil) and their geodynamic implications for flat to steep subduction transition. **Precambrian Research**, v. 297, 2017. p. 1-18. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2017.05.007>

GANADE, C.E.; WEINBERG, R.F.; CAXITO, F.A.; LOPES, L.B.L.; TESSER, L.R.; COSTA, I.S. Decratonization by rifting enables orogenic reworking and transcurrent dispersal of old terranes in NE Brazil. **Scientific Reports**, v. 11, 2021. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-84703-x>

GILIO, M.; ANGEL, R.J.; ALVARO, M. Elastic geobarometry: How to work with residual inclusion strains and pressures. **American Mineralogist**, v. 106, n. 9, 2021. p. 1530-1533. <https://doi.org/10.2138/am-2021-7928>

GREEN, E.C.R., WHITE, R.W., DIENER, J.F.A., POWELL, R., HOLLAND, T.J.B., PALIN, R.M. Activity-composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 34, n. 9, 2016. p. 845-869. <https://doi.org/10.1111/jmg.12211>

GUIMARÃES, I.P.; VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B.; BITTAR, S.M.B.; SILVA FILHO, A.F.; ARMSTRONG, R. U-Pb zircon ages of orthogneisses and supracrustal rocks of the Cariris Velhos belt: Onset of Neoproterozoic rifting in the Borborema Province, NE Brazil. **Precambrian Research**, v. 192-195, 2012. p. 52-77. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.10.008>

GUIMARÃES, I.P.; BRITO, M.F.L.; LAGES, G.A.; SILVA FILHO, A.F.; SANTOS, L.; BRASILINO, R.G. Tonian granitic magmatism of the Borborema Province, NE Brazil: a review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 68, 2016. p. 97-112. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.009>

HAWTHORNE, F.C.; OBERTI, R.; HARLOW, G.E.; MARESCH, W.V.; MARTIN, R.F.; SCHUMACHER, J.C.; WELCH, M.D. Nomenclature of the amphibole supergroup. **American Mineralogist**, v. 97, n. 11-12, 2012. p. 2031-2048. <http://dx.doi.org/10.2138/am.2012.4276>

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; TASSINARI, C.C.G.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; SIGA JR., O. TROUW, R. Correlation of Neoproterozoic Terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African Counterpart: Comparative Tectonic Evolution and Open Questions. **Geological Society of London, Special Publications**, v. 294, n. 1, 2008. p. 211-237. <https://doi.org/10.1144/SP294.12>

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; PEIXOTO, C.; TUPINAMBÁ, M.; NEUBAUER, F.; DUSSIN, I.; CORRALES, F.; BRUNO, H.; LOBATO, M.; ALMEIDA, J.C.H.; SILVA, L.G.E. Neoproterozoic magmatic arc systems of the Central Ribeira belt, SE-Brazil, in the context of the West-Gondwana pre-collisional history: A review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102710>

HIRTH, G.; TULLIS, G. The brittle-plastic transition in experimentally deformed quartz aggregates. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B6, 1994. p. 11731-11747. <https://doi.org/10.1029/93JB02873>

HOLLAND, T.J.B.; POWELL, R. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 29, n. 3, 2011. p. 333-383. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x>

HOLLANDA, M.H.B.M.; ARCHANJO, C.J.; BAUTISTA, J.R.; SOUZA, L.C. Detrital zircon ages and Nd isotope compositions in the Seridó and Lavras da Mangabeira basins (Borborema Province, NE Brazil): evidence for exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance. **Precambrian Research**, v. 258, 2015. p. 186-207. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2014.12.009>

HUMPHREYS, E.R.; NIU, Y. On the composition of oceanic island basalts (OIB): the effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. **Lithos**, v. 112, n. 1-2, 2009. p. 118-136. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.038>

IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. A guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, n. 5, 1971. p. <https://doi.org/10.1139/e71-055>

KALSBEEK, F.; EKWUEME, B.N.; PENAYE, J.; SOUZA, Z.S.; THRANE, K. Recognition of Early and Late Neoproterozoic supracrustal units in West Africa and North-East Brazil from detrital zircon geochronology. **Precambrian Research**, v. 226, 2013. p. 105-115. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2012.12.006>

KANG, D.; ZHANG, Z.; PALIN, R.M.; TIAN, Z.; DONG, X. Prolonged Partial Melting of Garnet Amphibolite from the Eastern Himalayan Syntaxis: Implications for the Tectonic Evolution of Large Hot Orogens. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 125, 2020. <https://doi.org/10.1029/2019JB019119>

KOHN, M.J. "Thermobarometry": Calibrations of spectroscopic barometers and thermometers for mineral inclusions. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 388, 2014. p. 187-196. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.054>

KORSAKOV, A.V.; KOHN, M.J.; PERRAKI, M. Applications of Raman spectroscopy in metamorphic petrology and tectonics. **Elements**, v. 16, n. 2, 2020. p. 105-110. <https://doi.org/10.2138/gselements.16.2.105>

KOZUCH, M. 2003. **Isotopic and trace element geochemistry of Early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on tectonic setting**. 2003. 199f. Tese. (Doutorado em Geologia) – University of Kansas, Lawrence, 2003.

LAGES, G. A.; DANTAS, E. L. Floresta and Bodocó Mafic-Ultramafic Complexes, western Borborema Province, Brazil: Geochemical and isotope constraints for evolution of a Neoproterozoic arc environment and retro-eclogitic hosted Ti-mineralization. **Precambrian Research**, v. 280, 2016. p. 95-119. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2016.04.017>

LANARI, P.; VIDAL, O.; DE ANDRADE, V.; DUBACQ, B.; LEWIN, E.; GROSCH, E.G.; SCHWARTZ, S. XMapTools: a MATLAB®-based program for electron microprobe X-ray image processing and geothermobarometry. **Computers and Geosciences**, v. 62, 2014. p. 227-240. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.08.010>

LANARI, P.; GIUNTOLI, F.; LOURY, C.; BURN, M.; ENGI, M. An inverse modeling approach to obtain P-T conditions of metamorphic stages involving garnet growth and resorption. **European Journal of Mineralogy**, v. 29, n. 2, 2017. p. 181-199. <https://doi.org/10.1127/ejm/2017/0029-2597>

LANARI, P.; VHO, A.; BOVAY, T.; AIRAGHI, L.; CENTRELLA, S. Quantitative compositional mapping of mineral phases by electron probe micro-analyser. **Geological Society of London, Special Publications**, v. 478, n. 1, 2019. p. 39-63. <https://doi.org/10.1144/SP478.4>

LI, X.; ZHANG, C.; BEHRENS, H.; HOLTZ, F. Calculating biotite formula from electron microprobe analysis data using a machine learning method based on principal components regression. **Lithos**, v. 356-357, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105371>

LIAO, Y.; WEI, C.; REHMAN, H.U. Titanium in calcium amphibole: Behavior and thermometry. **American Mineralogist**, v. 106, n. 2, 2021. p. 180-191. <https://doi.org/10.2138/am-2020-7409>

LIMA, H.M.; PIMENTEL, M.M.; FUCHS, R.A.; SANTOS, L.C.M.L.; DANTAS, E.L. Geochemical and detrital zircon geochronological investigation of the metavolcanosedimentary Araticum complex, Sergipano fold belt: Implications for the evolution of the Borborema Province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 86, 2018. p. 176-192. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.06.013>

LINO, L.M.; QUIROZ-VALLE, F.R.; LOURO, V.; BASEI, M.A.S.; VLACH, S.R.F.; HUECK, M.; MUÑOZ, P.R.M.; CITRONI, S.B. Structural architecture and the episodic evolution of the Ediacaran Campo Alegre Basin (southern Brazil): Implications for the development of a synorogenic foreland rift and a post-collisional caldera-volcano. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 107, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103147>

LOCOCK, A.J. An excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. **Computers and Geosciences**, v. 62, 2014. p. 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.09.011>

MAZZUCHELLI, M.L.; ANGEL, R.J.; ALVARO, M. EntraPT: an online platform for elastic geothermobarometry. **American Mineralogist**, v. 106, n. 5, 2021. p. 830-837. <https://doi.org/10.2138/am-2021-7693CCBYNCND>

MCDONOUGH, W.F.; SUN, S.-S. The composition of the Earth. **Chemical Geology**, v. 120, n. 3-4, 1995. p. 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)

MEDEIROS, V. C. **Evolução Geodinâmica e Condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil**. 2004. 200 f. Tese. (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004.

MEDEIROS, V.C.; MEDEIROS, W.E.; JARDIM DE SÁ, E.F. Utilização de imagens aerogamaespectrométricas, Landsat 7 ETM+ e aeromagnéticas no estudo do arcabouço crustal da porção central do domínio da Zona Transversal, Província Borborema, NE do Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, n. 1, 2011. p. 83-97. <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2011000100006>

MEIRA, V.T.; GARCÍA-GASCO, A.; JULIANI, C.; ALMEIDA, R.P.; SCHORCHER, J.H.D. The role of intracontinental deformation in supercontinent assembly: insights from the Ribeira Belt, Southeastern Brazil (Neoproterozoic West Gondwana). **Terra Nova**, v. 27, n. 1, 2015. p. 206-217. <https://doi.org/10.1111/ter.12149>

METELKA, V.; BARATOUX, L.; NABA, S.; JESSELL, M.W. A geophysically constrained litho-structural analysis of the Eburnean greenstone belts and associated granitoid domains, Burkina Faso, West Africa. **Precambrian Research**, v. 190, 2011. p. 48-69. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.08.002>

MIDDLEMOST, E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system. **Earth-Science Reviews**, v. 37, n. 3-4, 1994. p. 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)

MIETH, M.; JACOBS, J.; RUPPEL, A.; DAMASKE, D.; LÄUFER, A.; JOKAT, W. New detailed aeromagnetic and geological data of eastern Dronning Maud Land: implications for refining the tectonic and structural framework of Sor Rondane, East Antarctica. **Precambrian Research**, v. 245, 2014. p. 174-185. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2014.02.009>

MILLER, H.H.; SINGH, V. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. **Journal of Applied Geophysics**, v. 32, n. 2-3, 1994. p. 213-217. [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(94\)90022-1](https://doi.org/10.1016/0926-9851(94)90022-1)

MULLIGAN, S.R.; WELLS, M.L.; HOISCH, T.D.; SALAMAT, A.; CHILDS, C.; TSCHAUNER, O.; AFFINATI, S.C.; WILLS, M.A.; SMITH, G.A. Deviation between quartz-in-garnet elastic geobarometry and equilibrium-based pressure-temperature modelling in Barrovian metamorphic rocks. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 40, n. 6, 2022. p. 1067-1086. <https://doi.org/10.1111/jmg.12658>

NASCIMENTO, M.A.L.; GALINDO, A.C.; MEDEIROS, V.C. Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): current knowledge. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 58, 2015. p. 281-299. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2014.09.008>

NESTOLA, F. How to apply elastic geobarometry in geology. **American Mineralogist**, v. 106, n. 5, 2021. p. 669-671. <https://doi.org/10.2138/am-2021-7845>

NEVES, S.P.; MONIÉ, P.; BRUGUIER, O.; SILVA, J.M.R. Geochronological, thermochronological and thermobarometric constraints on deformation, magmatism and thermal regimes in eastern Borborema Province (NE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 38, 2012. p. 129-146. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2012.06.003>

NEVES, S.P. Constraints from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province (NE Brazil): Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 58, 2015. p. 150-164. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2014.08.004>

NEVES, S.P.; BEZERRA, J.P.S.; BRUGUIER, O.; FRANÇA, R.H.M. Evidence for Early Tonian (ca. 1000-940 Ma) continental rifting in southern Borborema Province (NE Brazil): tectonic inheritance and shear zone nucleation during assembly of West Gondwana. **International Geology Reviews**, v. 63, n. 7, 2021a. p. 851-865. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1734877>

NEVES, S. P.; TOMMASI, A.; VAUCHEZ, A.; CARRINO, T. A. The Borborema Strike-Slip Shear Zone System (NE Brazil): Large-Scale Intracontinental Strain Localization in a Heterogeneous Plate. **Lithosphere**, s.p. 6, 2021b. <https://doi.org/10.2113/2021/6407232>

NIU, Y.; MARJORIE, W.; HUMPHREYS, E.R.; O'HARA, M.J. The origin of intra-plate Ocean Island Basalts (OIB): the Lid Effect and its Geodynamic Implications. **Journal of Petrology**, v. 52, n. 7-8, 2011. p. 1443-1468. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr030>

OLIVEIRA, A.L.S.; SANTOS, L.C.M.L.; TEDESCHI, M.; QUEIROGA, G.; VIEGAS, G.; CAWOOD, P.A. On the crustal framework of the central Alto Pajeú Terrane (Borborema Province, NE Brazil): Geophysical and structural data constrain late Neoproterozoic transpression in Western Gondwana. **Tectonophysics**, v. 854, 2023. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.229811>

OLIVEIRA, E.P.; WINDLEY, B.F.; ARAÚJO, M.N.C. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. **Precambrian Research**, v. 181, n. 1-4, 2010. p. 64-84. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.05.014>

OLIVEIRA, E.P.; MCNAUGHTON, N.J.; WINDLEY, B.F.; CARVALHO, M.J.; NASCIMENTO, R.S. Detrital zircon U-Pb geochronology and whole-rock Nd-isotope constraints on sediment provenance in the Neoproterozoic Sergipano orogen, Brazil: from early passive margins to late foreland basins. **Tectonophysics**, v. 662, 2015. p. 183-194. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.02.017>

OLIVEIRA, R.G.; MEDEIROS, W.E. Deep crustal framework of the Borborema Province, NE Brazil, derived from gravity and magnetic data. **Precambrian Research**, v. 315, 2018. p. 45-65. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.07.004>

OUZEGANE, K.; LIÉGEOIS, J.-P.; DOUKKARI, S.; KIÉNAÏ, J.-R.; ARAB, A.; DRARENI, A.; GÄRTNER, A.; LINNEMANN, U. The Egéré Paleo-Mesoproterozoic rifted passive margin of the LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg Shield, Algeria) subducted and exhumed during the Pan-African orogeny: U-Pb zircon ages, P-T-t paths, geochemistry and Sr-Nd isotopes. **Earth-Science Reviews**, v. 236, 2023.

<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104262>

PARK, B.J.; KIM, H.S. P-T- X_{CO_2} -bulk rock composition modeling of garnet decomposition in amphibolite and mafic granulite: tectono-metamorphic insights into the Permian-Triassic orogeny on the eastern margin of the Korean Peninsula. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 177, n. 89, 2022. <https://doi.org/10.1007/s00410-022-01952-3>

PASSCHIER, C.W.; TROUW, R.A. **Microtectonics**. Berlim: Springer, 2005.

<https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0>

PASSOS, L.H.; FUCK, R.A.; CHEMALE JR., F.; LENZ, C.; PORCHER, C.C.; PINTO, V.M.; SANTOS, L.C.M.L. Neoproterozoic pre-collisional events recorded in the Sergipano belt, Southern Borborema Province, West Gondwana. **International Geology Review**, v. 65, n. 4, 2023. p. 527-545. <https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2054029>

PATIAS, D.; CURY, L.F.; SIGA JR., O. Transpressional deformation during Ediacaran accretion of the Paranaguá Terrane, southernmost Ribeira Belt, Western Gondwana.

Journal of South American Earth Sciences, v. 96, 2019.

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102374>

PEDROSA-SOARES, A.C.; ALKMIM, F.F.; TACK, L.; NOCE, C.M.; BABINSKI, M.; SILVA, L.C.; MARTINS-NETO, M.A. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. **Geological Society of London, Special Publications**, v. 294, n. 1, 2008. p. 153-172.

<https://doi.org/10.1144/SP294.9>

PEREIRA, L.C.L.; SANTOS, L.C.M.L.; CARRINO, T.A. The role of airborne geophysics in the investigation of gold occurrences in the Itapetim Region, Borborema Province, Northeast Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 49, n. 3, 2019. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201920190028>

PEREIRA, F.S.; ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H.; BERTOTTI, A.L. Age, composition and source of the Macururé Mafic Suite, Southern Borborema Province, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 50, n. 2, 2020. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020190105>

PERPÉTUO, M.P. **Petrografia, geoquímica e geologia isotópica (U-Pb, Sm-Nd e Sr-Sr) dos granitoides ediacaranos da porção norte do orógeno Riacho do Pontal**. 2017. 144 f. Dissertação. (Mestrado em Geociências) – Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2017.

POWELL, R.; HOLLAND, T.J.B. On thermobarometry. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 26, n. 2, 2008. p. 155-179. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00756.x>

QIAN, J.H.; WEI, C.J. P-T-t evolution of garnet amphibolites in the Wutai-Hengshan area, North China Craton: insights from phase equilibria and geochronology. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 34, n. 5, 2016. p. 423-446. <https://doi.org/10.1111/jmg.12186>

RAJARAM, M.; ANAND, S.P. Aeromagnetic signatures of Precambrian shield and suture zones of Peninsular India. **Geoscience Frontiers**, v. 5, n. 1, 2014. p. 3-15. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.06.005>

RIEL, N.; GUILLOT, S.; JAILLARD, E.; MARTELAT, J.-E.; PAQUETTE, J.-L.; SCHWARTZ, S.; GONÇALVES, P.; DUCLAUX, G.; THEBAUD, N.; LANARI, P.; JANOTS, E.; YUQUILEMA, J. Metamorphic and geochronological study of the Triassic El Oro metamorphic complex, Ecuador: Implications for high-temperature metamorphism in a forearc zone. **Lithos**, v. 156-159, 2013. p. 41-68. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.005>

ROLLINSON, H. **Using geochemical data**: evaluation, presentation, interpretation. Londres: Routledge, 1993.

SALES, A.O.; SANTOS, E.J.; LIMA, E.D.; SANTOS, L.C.M.L.; BRITO NEVES, B.B. Evolução Petrogenética e Tectônica do Evento Cariris Velhos na Região de Afogados da Ingazeira (PE), Terreno Alto Pajeú, Província Borborema. **Geologia USP – Série Científica**, v. 11, n. 2, 2011. p. 101-121. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2011000200006>

SANTOS, E.J. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996. Salvador. Anais... v. 6, 1996.

SANTOS, E. J.; MEDEIROS, V. C. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 1, 1999. p. 73-84. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1999297384>

SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B.B. The Cariris Velhos tectonic event in Northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, 2010. p. 61-76. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.07.003>

SANTOS, F. G.; PINÉO, T.R.G.; MEDEIROS, V.C.; SANTANA, J.S.; MORAIS, D.M.F.; VALE, J.A.R.; WANDERLEY, A.A. Projeto Geologia e Potencial Mineral da Província Borborema. Mapa geológico da Província Borborema. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2021. Escala 1:1.000.000.

SANTOS, F.H.; AMARAL, W.S.; LUVIZOTTO, G.L.; SOUSA, D.F.M. P-T evolution of metasedimentary rocks of the Santa Filomena Complex, Riacho do Pontal Orogen, Borborema Province (NE Brazil): Geothermobarometry and metamorphic modelling. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 82, 2018. p. 91-107. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.12.013>

SANTOS, L.C.M.L.; DANTAS, E.L.; VIDOTTI, R.M.; CAWOOD, P.A.; SANTOS, E.J.; FUCK, R.A.; LIMA, H.M. Two-stage terrane assembly in Western Gondwana: Insights from structural geology and geophysical data of Central Borborema Province, NE Brazil. **Journal of Structural Geology**, v. 103, 2017a. p. 167-184. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.09.012>

SANTOS, L.C.M.L.; DANTAS, E.L.; CAWOOD, P.A.; SANTOS, E.J.; FUCK, R.A. Neoarchean crustal growth and Paleoproterozoic reworking in the Borborema Province, NE Brazil: insights from geochemical and isotopic data of TTG and metagranitic rocks of the Alto Moxotó Terrane. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 79, 2017b. p. 342-363. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2017.08.013>

SANTOS, L.C.M.L.; DANTAS, E.L.; CAWOOD, P.A.; LAGES, G.A.; LIMA, H.M.; SANTOS, E.J. Accretion tectonics in Western Gondwana deduced from Sm-Nd isotope mapping of terranes in the Borborema Province, NE Brazil. **Tectonics**, v. 37, n. 8, 2018. p. 2727-2743. <https://doi.org/10.1029/2018TC005130>

- SANTOS, L. C. M. L.; DANTAS, E. L.; CAWOOD, P. A.; LAGES, G.; LIMA, H. M.; SANTOS, E. J.; CAXITO, F. A. Early to late Neoproterozoic subduction-accretion episodes in the Cariris Velhos Belt of the Borborema Province, Brazil: Insights from isotope and whole-rock geochemical data of supracrustal and granitic rocks. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 96, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102384>
- SANTOS, L. C. M. L.; CAXITO, F. A. Accretionary models for the Neoproterozoic evolution of the Borborema Province: advances and open questions. **Brazilian Journal of Geology**, v. 51, n. 1, 2021. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202120200104>
- SANTOS, L.C.M.L.; VIEGAS, L.G.F. Exploring the relationships between shear zones and granites: field and microstructural data for contrasting case studies of the Borborema Province (NE Brazil). **Geologia USP – Série Científica**, v. 21, n. 2, 2021. p. 3-18. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v21-180579>
- SANTOS, L. C. M. L.; OLIVEIRA, R. G.; LAGES, G. A.; DANTAS, E. L.; CAXITO, F.; CAWOOD, P. A.; FUCK, R. A.; LIMA, H. M.; SANTOS, G. L.; ARAÚJO NETO, J. F. Evidence for Neoproterozoic terrane accretion in the central Borborema Province, West Gondwana deduced by isotopic and geophysical data compilation. **International Geology Review**, v. 64, n. 11, 2021. p. 1574-1593. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1944332>
- SANTOS, L.C.M.L.; CAXITO, F.A.; BOUYO, M.H.; OUADAHI, S.; ARAÏBIA, K.; LAGES, G.A.; SANTOS, G.L.; PITOMBEIRA, J.P.A.; CAWOOD, P.A. (no prelo). Relics of ophiolite-bearing accretionary wedges in NE Brazil and NW Africa: connecting threads of western Gondwana's ocean during Neoproterozoic times. **Geosystems and Geoenvironment**, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2022.100148>
- SANTOS, L.C.M.L.; OLIVEIRA, R.G.; MEDEIROS, W.E.; LAGES, G.A.; DANTAS, E.L.; CAWOOD, P.A.; SANTOS, G.L.; ARAÚJO NETO, J.F.; LIMA, H.M.; PAIXÃO, M.S. Combined Nd isotope systematics and geophysical data constrain the crustal evolution of the disrupted Alto Moxotó Terrane, Borborema Province, Brazil. **Tectonophysics**, v. 848, 2023. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.229716>
- SANTOS, T.J.S.; GARCIA, M.G.M.; AMARAL, W.S.; CABY, R.; WERNICK, E.; ARTHAUD, M.H.; DANTAS, E.L.; SANTOSH, M. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. **Gondwana Research**, v. 15, n. 3-4, 2009. p. 454-470. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.01.003>
- SANTOS, T. J. S.; AMARAL, W. S.; ANCELM, M. F.; PITARELLO, M. Z.; FUCK, R. A.; DANTAS, E. L. U-Pb age of the coesite-bearing eclogite from NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for western Gondwana assembly. **Gondwana Research**, v. 28, 2015. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.09.013>
- SCHOLL, D.W.; VON HUENE, R. Implications of estimated magmatic additions and recycling losses at the subduction zones of accretionary (non-collisional) and collisional (suturing) orogens. **Geological Society of London, Special Publications**, v. 318, 2009. p. 105-125. <https://doi.org/10.1144/SP318.4>
- SIAL, A.N.; FERREIRA, V.P. Magma associations in Ediacaran granitoids of the Cachoeirinha-Salgueiro and Alto Pajeú terranes, northeastern Brazil: forty years of studies. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 68, 2016. p. 113-133. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.005>

SILVA, T.R.; FERREIRA, V.P.; LIMA, M.M.C.; SIAL, A.N.; SILVA, J.M.R. Synkinematic emplacement of the magmatic epidote bearing Major Isidoro tonalite-granite batholith: Relicts of an Ediacaran continental arc in the Pernambuco-Alagoas domain, Borborema Province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 64, n. 1, 2015. p. 1-13. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.09.002>

SILVA, V.L.; PEREIRA, S.; BUSTAMANTE, A.; NEVES, S.P. Metamorphic evolution of metasedimentary rocks of the Feira Nova region: tectonic implications for the Brasiliano Orogeny in eastern Borborema Province, Northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 100, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102590>

SINGH, P.C.; SACHAN, H.K.; KHARYA, A.; ROLFO, F.; GROppo, C.; SINGHAL, S.; TIWARI, S.K.; RAI, S.S. Tectono-metamorphic evolution of the Karakoram Terrane: Constrained from P-T-t-fluid history of garnet-bearing amphibolites from trans Himalaya, Ladakh, India. **Journal of South Asian Earth Sciences**, v. 196, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104293>

SOUZA, C.P.; VIEGAS, L.G.F.; SANTOS, L.C.M.L. Deformation mechanisms, mineral chemistry and zircon U-Pb geochronological constraints in the south Patos shear zone: implications for the crustal evolution of the Borborema Province, NE Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 51, n. 4, 2021. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202120210048>

STIPP, M.; STÜNITZ, H.; HEILBRONNER, R.; SCHMID, S.M. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. **Geological Society of London, Special Publications**, v. 200, n. 1, 2002. p. 171-190. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.200.01.11>

STIPP, M.; KUNZE, K. Dynamic recrystallization near the brittle-plastic transition in naturally and experimentally deformed quartz aggregates. **Tectonophysics**, v. 448, n. 1-4, 2008. p. 77-97. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.041>

SUN, S.-S.; MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. **Geological Society of London, Special Publications**, v. 42, 1989. p. 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.1>

SZCZEPAŃSKI, J.; ZHONG, X.; DABROWSKI, M.; WANG, H.; GOLÉN, M. Combined phase diagram modelling and quartz-in-garnet barometry of HP metapelites from the Kamieniec Metamorphic Belt (NE Bohemian Massif). **Journal of Metamorphic Geology**, v. 40, n. 1, 2022. p. 3-37. <https://doi.org/10.1111/jmg.12608>

TEDESCHI, M.; LANARI, P.; RUBATTO, D.; PEDROSA-SOARES, A.; HERMANN, J.; DUSSIN, I.; PINHEIRO, M.A.P.; BOUVIER, A.-S.; BAUMGARTNER, L. Reconstruction of multiple P-T-t stages from retrogresses mafic rocks: Subduction versus collision in the Southern Brasília orogen (SE Brazil). **Lithos**, v. 294-295, 2017. p. 283-303. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.09.025>

TESSER, L.R.; GANADE, C.E.; WEINBERG, R.F.; BASEI, M.A.S.; MORAES, R.; BATISTA, L.A. Ultrahigh-temperature Palaeoproterozoic rocks in the Neoproterozoic Borborema Province, implications for São Francisco Craton dispersion in NE Brazil. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 40, n. 3, 2022. p. 359-387. <https://doi.org/10.1111/jmg.12632>

TETREAULT, J.S.; BUITER, S.J.H. Geodynamic models of terrane accretion: Testing the fate of island arcs, oceanic plateaus, and continental fragments in subduction zones. **Journal of Geophysical Research**, v. 117, n. B8, 2012. <https://doi.org/10.1029/2012JB009316>

THOMAS, J.B.; SPEAR, F.S. Experimental study of quartz inclusions in garnet at pressures up to 3.0 GPa: evaluating validity of the quartz-in-garnet inclusion elastic geobarometer.

Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 173, n. 42, 2018.

<https://doi.org/10.1007/s00410-018-1469-y>

TROMPETTE, R. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. **Precambrian Research**, v. 82, 1997. p. 101-112. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(96\)00045-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(96)00045-9)

TULLIS, J.; YUND, R.A. Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation. **Geology**, v. 13, n. 4, 1985. p. 238-241. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13<238:DROFAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<238:DROFAM>2.0.CO;2)

VANDERHAEGHE, O.; GRABKOWIAK, A. Tectonic accretion and recycling of the continental lithosphere during the Alpine orogeny along the Pyrenees. **Bulletin de la Société Géologique de France**, v. 185, n. 4, 2014. p. 257-277.

<https://doi.org/10.2113/gssgfbull.185.4.257>

VAN SCHIJNDEL, V.; CORNELL, D.H.; ANCZKIEWICZ, R.; SCHERSTÉN, A. Evidence for Mesoproterozoic collision, deep burial and rapid exhumation of garbenschiefer in the Namaqua Front, South Africa. **Geoscience Frontiers**, v. 11, n. 2, 2020. p. 511-531.

<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.06.004>

VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B.; WILLIAMS, I.S.; HACKSPACHER, P.C.; FETTER, A.H.; DANTAS, E.L.; BABINSKI, M. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages. **Precambrian Research**, v. 127, n. 4, 2003. p. 287-327. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00197-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00197-9)

VAN SCHMUS, W. R.; OLIVEIRA, E. P.; SILVA FILHO, A. F.; TOTEU, F.; PENAYE, J.; GUIMARÃES, L. P. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. **Geological Society of London, Special Publications**, v. 294, n. 1, 2008. p. 69-99. <https://doi.org/10.1144/SP294.5>

VAN SCHMUS, W.R.; KOZUCH, M.; BRITO NEVES, B.B. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, n. 2-3, 2011. p. 227-252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.010>

VAUCHEZ, A.; NEVES, S.; CABY, R.; CORSINI, M.; EGYDIO-SILVA, M.; ARTHAUD, M.; AMARO, V. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 3-4, 1995. p. 247-266. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00012-5](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00012-5)

VIEGAS, L.G.F.; ARCHANJO, C.J.; HOLLANDA, M.H.B.M.; VAUCHEZ, A. Microfabrics and zircon U-Pb (SHRIMP) chronology of mylonites from the Patos shear zone (Borborema Province, NE Brazil). **Precambrian Research**, v. 243, 2014. p. 1-17. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.020>

VIEGAS, L.G.F.; SANTOS, L.C.M.L.; YOKOYAMA, E.; ARCHANJO, C.J.; RAPOSO, M.I.B.; SEOANE, K.; LEITE, G.M. Magnetic fabric of the early-Ediacaran Itapetim monzogranitic pluton: magma flow during oblique extension along strike-slip shear zones (Eastern Brazil). **Journal of Structural Geology**, v. 164, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104738>

VIOLA, G.; HENDERSON, I.H.C.; BINGEN, B.; THOMAS, R.J.; SMETHURST, M.A.; AZAVEDO, S. Growth and collapse of a deeply eroded orogen: Insights from structural, geophysical and geochronological constraints on the Pan-African evolution of NE Mozambique. **Tectonics**, v. 27, n. 5, 2008. <https://doi.org/10.1029/2008TC002284>

WANG, J.-Q.; SHU, L.-S.; YU, J.-H. From the Neoproterozoic mafic rock to the Silurian high-grade metamorphic rock: Evidence from zircon U-Pb geochronological, bulk-rock geochemical and mineral EPMA studies of Longyou garnet amphibolite in SE China. **Journal of South Asian Earth Sciences**, v. 141, 2017. p. 7-23. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.11.030>

WHITE, R.W.; POWELL, R.; HOLLAND, T.J.B.; JOHNSON, T.E.; GREEN, E.C.R. New mineral activity-composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 32, n. 3, 2014. p. 261-286. <https://doi.org/10.1111/jmg.12071>

WHITNEY, D.L.; EVANS, B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. **American Mineralogist**, v. 95, n. 1, 2010. p. 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>

WINDLEY, B. Proterozoic Collisional and Accretionary Orogens. IN: Condie, K.C. (ed.) **Proterozoic Crustal Evolution: Developments in Precambrian Geology**, v. 10, 1992. p. 419-446. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(08\)70125-7](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(08)70125-7)

WINTER, J.D. **Principles of Igneous and Metamorphic Petrology**. 2. Ed. Harlow: Pearson Education, 2014.

WOJDYR, M. *Fityk*: a general-purpose peak fitting program. **Journal of Applied Crystallography**, v. 43, n. 5-1, 2010. p. 1126-1128. <https://doi.org/10.1107/S0021889810030499>

YARDLEY, B.; WARREN, C. **An introduction to Metamorphic Petrology**. 2. Ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2021. <https://doi.org/10.1017/9781108659550>,

ZHANG, C.; BADER, T.; LIU, X.; SHEN, T.; XIANG, Z.; QIU, T. Raman geobarometry of quartz inclusions in eclogitic garnet constrains the metamorphic evolution and exhumation of the Sumdo oceanic slab in Tibet. **Gondwana Research**, v. 104, 2022. p. 172-184. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.05.015>

ZHONG, X.; MOULAS, E.; TAJČMANOVÁ, L. Post-entrapment modification of residual inclusion pressure and its implications for Raman elastic thermobarometry. **Solid Earth**, v. 11, 2020. p. 223-240. <https://doi.org/10.5194/se-11-223-2020>

ANEXO A – CERTIFICADO DE PUBLICAÇÃO**Tectonophysics****Certificate of publication for the article titled:**

"On the crustal framework of the central Alto Pajeú Terrane
(Borborema Province, NE Brazil): Geophysical and structural data
constrain late Neoproterozoic transpression in Western Gondwana"

Authored by:

Armando L. S. de Oliveira, Lauro C. M. de Lira Santos, Mahyra Tedeschi,
Gláucia Queiroga, Gustavo Viegas, Peter A. Cawood

Published in:

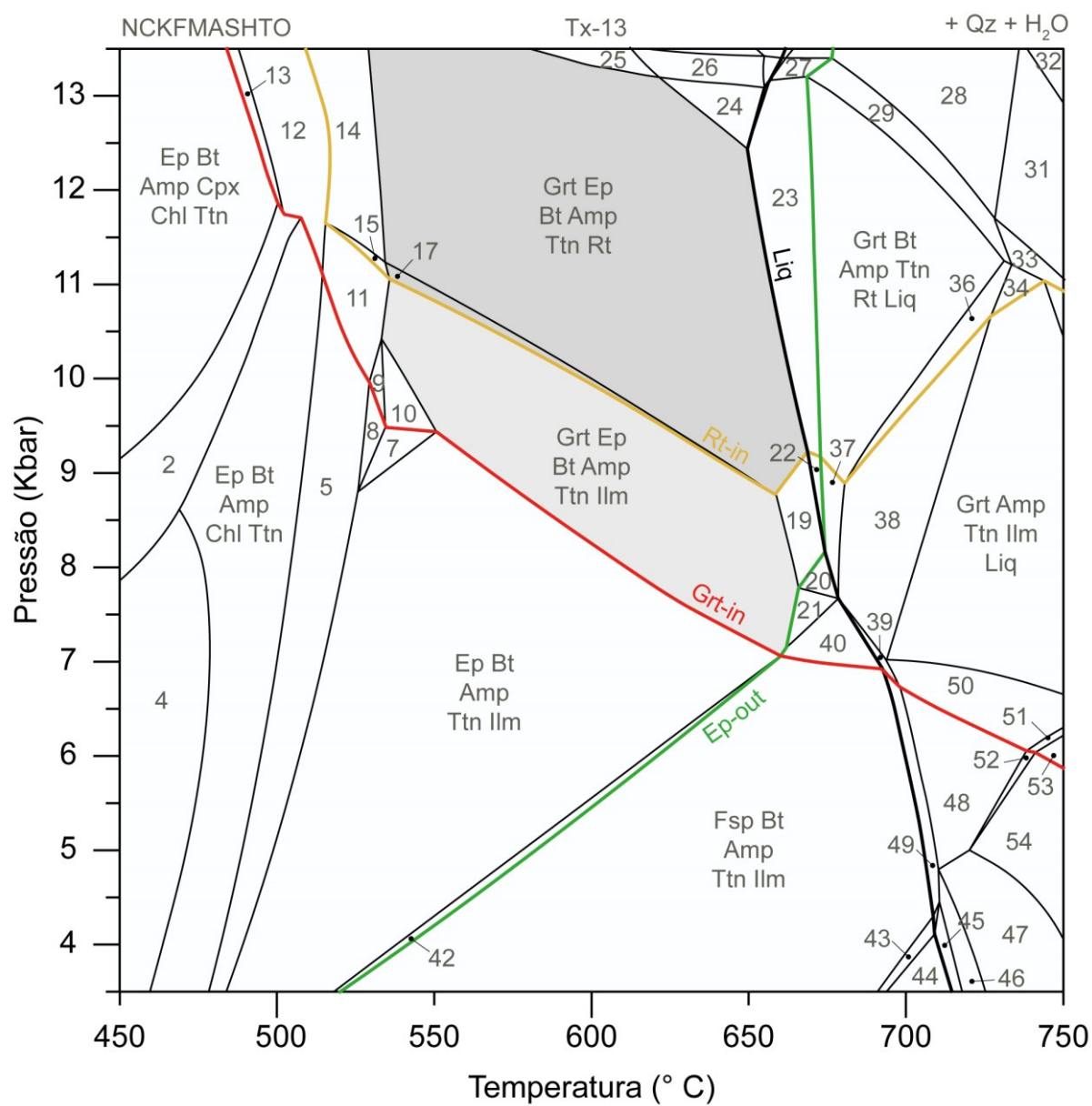
2023, Volume 854, Pages 229811

Serial number: PR-405795-D5B682ADD07D



ANEXO B – DIAGRAMAS DE FASES ISOQUÍMICOS

Anexo B1 – Diagrama de fases isoquímico para composição química da amostra de granada anfibolito (Tx-13).

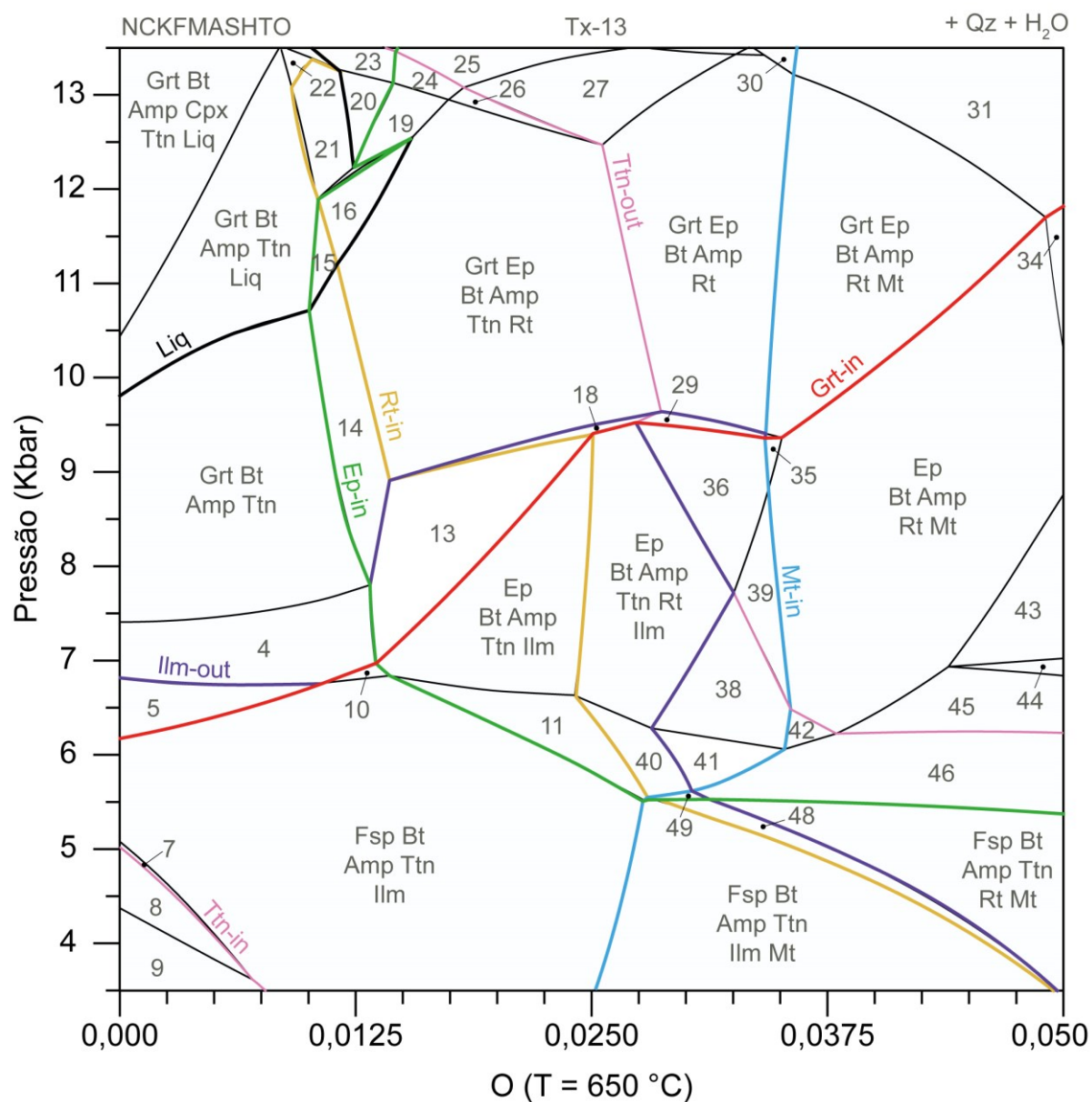


Anexo B2 – Lista de paragêneses e campos de estabilidade dos diagramas de fases isoquímicos para composição química da amostra de granada anfibolito (Tx-13).

- 1 – Ep + Bt + Amp + Cpx + Chl + Ttn + Qz + H₂O
- 2 – Ep + Bt + (2) Amp + Chl + Ttn + Qz + H₂O
- 3 – Ep + Bt + Amp + Chl + Ttn + Qz + H₂O
- 4 – Ep + Bt + Amp + Chl + Ttn + Ab + Qz + H₂O
- 5 – Ep + Bt + Amp + Chl + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 6 – Ep + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 7 – Ep + Bt + Amp + Ilm + Qz + H₂O
- 8 – Ep + Bt + Amp + Chl + Ilm + Qz + H₂O
- 9 – Grt + Ep + Bt + Amp + Chl + Ilm + Qz + H₂O
- 10 – Grt + Ep + Bt + Amp + Ilm + Qz + H₂O
- 11 – Grt + Ep + Bt + Amp + Chl + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 12 – Grt + Ep + Bt + Amp + Chl + Ttn + Qz + H₂O
- 13 – Grt + Ep + Bt + Amp + Cpx + Chl + Ttn + Qz + H₂O
- 14 – Grt + Ep + Bt + Amp + Chl + Ttn + Rt + Qz + H₂O
- 15 – Grt + Ep + Bt + Amp + Chl + Ttn + Rt + Ilm + Qz + H₂O
- 16 – Grt + Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Qz + H₂O
- 17 – Grt + Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Ilm + Qz + H₂O
- 18 – Grt + Ep + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 19 – Grt + Ep + Bt + Amp + Ttn + Qz + H₂O
- 20 – Grt + Bt + Amp + Ttn + Qz + H₂O
- 21 – Grt + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 22 – Grt + Ep + Bt + Amp + Ttn + Qz + H₂O + Liq
- 23 – Grt + Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Qz + H₂O + Liq
- 24 – Grt + Ep + Phn + Bt + Amp + Ttn + Rt + Qz + H₂O
- 25 – Grt + Ep + Bt + Amp + Cpx + Ttn + Rt + Qz + H₂O
- 26 – Grt + Ep + Phn + Bt + Amp + Cpx + Ttn + Rt + Qz + H₂O
- 27 – Grt + Ep + Bt + Amp + Cpx + Ttn + Rt + Qz + H₂O + Liq
- 28 – Grt + Bt + Amp + Cpx + Rt + Qz + H₂O + Liq
- 29 – Grt + Bt + Amp + Cpx + Ttn + Rt + Qz + H₂O + Liq
- 30 – Grt + Bt + Amp + Ttn + Rt + Qz + H₂O + Liq
- 31 – Grt + Amp + Cpx + Rt + Qz + H₂O + Liq

- 32 – Grt + Cpx + Rt + Qz + H₂O + Liq
- 33 – Grt + Amp + Cpx + Ttn + Rt + Qz + H₂O + Liq
- 34 – Grt + Amp + Ttn + Rt + Ilm + Qz + H₂O + Liq
- 35 – Grt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O + Liq
- 36 – Grt + Bt + Amp + Ttn + Rt + Ilm + Qz + H₂O + Liq
- 37 – Grt + Bt + Amp + Ttn + Qz + H₂O + Liq
- 38 – Grt + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O + Liq
- 39 – Grt + Fsp + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O + Liq
- 40 – Grt + Fsp + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 41 – Fsp + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 42 – Fsp + Ep + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 43 – Fsp + Bt + Amp + Cpx + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 44 – Fsp + Bt + Amp + Cpx + Ilm + Qz + H₂O
- 45 – Fsp + Bt + Amp + Cpx + Ilm + Qz + H₂O + Liq
- 46 – Fsp + Bt + Amp + Ilm + Qz + H₂O + Liq
- 47 – Fsp + Amp + Ilm + Qz + H₂O + Liq
- 48 – Fsp + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O + Liq
- 49 – Fsp + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O + Liq
- 50 – Grt + Fsp + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O + Liq
- 51 – Grt + Fsp + Amp + Cpx + Ttn + Ilm + Qz + H₂O + Liq
- 52 – Fsp + Amp + Cpx + Ttn + Ilm + Qz + H₂O + Liq
- 53 – Grt + Fsp + Amp + Cpx + Ilm + Qz + H₂O + Liq
- 54 – Fsp + Amp + Cpx + Ilm + Qz + H₂O + Liq

Anexo B3 – Diagrama binário P vs. [O] (T = 650 °C) para composição química da amostra de granada anfibolito (Tx-13).

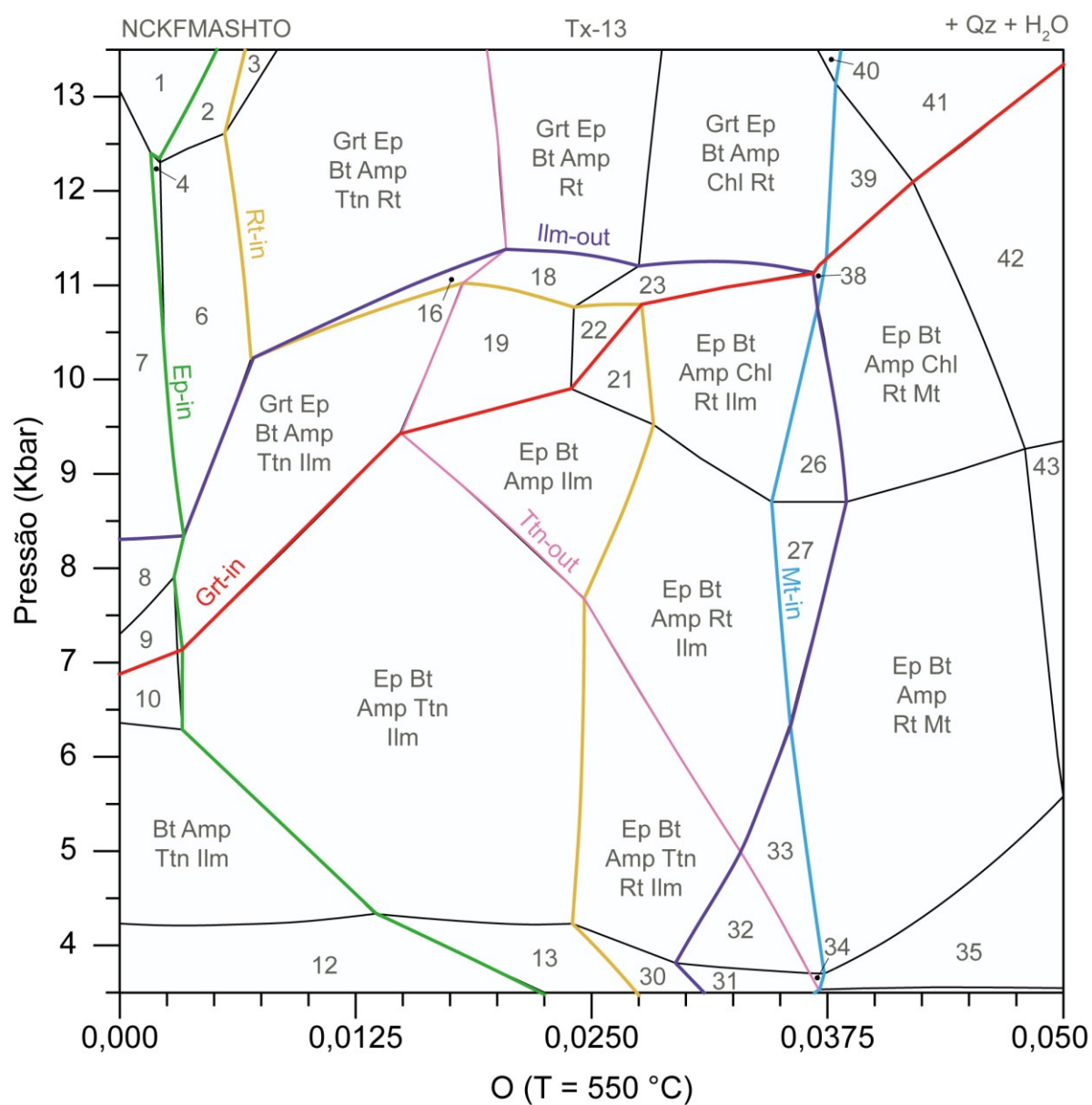


Anexo B4 – Lista de paragêneses e campos de estabilidade do diagrama P vs. [O] (T = 650 °C; Anexo B3).

- 1 – Grt + Bt + Amp + Cpx + Ttn + Qz + H₂O + Liq
- 2 – Grt + Bt + Amp + Ttn + Qz + H₂O + Liq
- 3 – Grt + Bt + Amp + Ttn + Qz + H₂O
- 4 – Grt + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 5 – Grt + Fsp + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 6 – Fsp + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 7 – Fsp + Bt + Amp + Cpx + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 8 – Fsp + Bt + Amp + Cpx + Ilm + Qz + H₂O
- 9 – Fsp + Bt + Amp + Ilm + Qz + H₂O
- 10 – Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 11 – Fsp + Ep + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 12 – Ep + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 13 – Grt + Ep + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 14 – Grt + Ep + Bt + Amp + Ttn + Qz + H₂O
- 15 – Grt + Ep + Bt + Amp + Ttn + Qz + H₂O + Liq
- 16 – Grt + Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Qz + H₂O + Liq
- 17 – Grt + Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Qz + H₂O
- 18 – Grt + Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Ilm + Qz + H₂O
- 19 – Grt + Ep + Phn + Bt + Amp + Ttn + Rt + Qz + H₂O
- 20 – Grt + Phn + Bt + Amp + Ttn + Rt + Qz + H₂O
- 21 – Grt + Phn + Bt + Amp + Ttn + Rt + Qz + H₂O + Liq
- 22 – Grt + Phn + Bt + Amp + Ttn + Qz + H₂O + Liq
- 23 – Grt + Phn + Bt + Amp + Cpx + Ttn + Rt + Qz + H₂O
- 24 – Grt + Ep + Phn + Bt + Amp + Cpx + Ttn + Rt + Qz + H₂O
- 25 – Grt + Ep + Phn + Bt + Amp + Cpx + Rt + Qz + H₂O
- 26 – Grt + Ep + Bt + Amp + Cpx + Ttn + Rt + Qz + H₂O
- 27 – Grt + Ep + Bt + Amp + Cpx + Rt + Qz + H₂O
- 28 – Grt + Ep + Bt + Amp + Rt + Qz + H₂O
- 29 – Grt + Ep + Bt + Amp + Rt + Ilm + Qz + H₂O
- 30 – Grt + Ep + Phn + Bt + Amp + Rt + Qz + H₂O
- 31 – Grt + Ep + Phn + Bt + Amp + Rt + Mt + Qz + H₂O

- 32 – Grt + Ep + Bt + Amp + Rt + Mt + Qz + H₂O
- 33 – Ep + Bt + Amp + Rt + Mt + Qz + H₂O
- 34 – Ep + Phn + Bt + Amp + Rt + Mt + Qz + H₂O
- 35 – Ep + Bt + Amp + Rt + Ilm + Mt + Qz + H₂O
- 36 – Ep + Bt + Amp + Rt + Ilm + Qz + H₂O
- 37 – Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Ilm + Qz + H₂O
- 38 – Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Qz + H₂O
- 39 – Ep + Bt + Amp + Rt + Qz + H₂O
- 40 – Fsp + Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Ilm + Qz + H₂O
- 41 – Fsp + Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Qz + H₂O
- 42 – Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Mt + Qz + H₂O
- 43 – Ep + Bt + Amp + Rt + Mt + Qz + H₂O + Liq
- 44 – Fsp + Ep + Bt + Amp + Rt + Mt + Qz + H₂O + Liq
- 45 – Fsp + Ep + Bt + Amp + Rt + Mt + Qz + H₂O
- 46 – Fsp + Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Mt + Qz + H₂O
- 47 – Fsp + Bt + Amp + Ttn + Rt + Mt + Qz + H₂O
- 48 – Fsp + Bt + Amp + Ttn + Rt + Ilm + Mt + Qz + H₂O
- 49 – Fsp + Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Ilm + Mt + Qz + H₂O
- 50 – Fsp + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Mt + Qz + H₂O

Anexo B5 – Diagrama binário P vs. [O] (T = 550 °C) para composição química da amostra de granada anfibolito (Tx-13).



Anexo B6 – Lista de paragêneses e campos de estabilidade do diagrama P vs. [O] (T = 550 °C; Anexo B5).

- 1 – Grt + Phn + Bt + Amp + Ttn + Qz + H₂O
- 2 – Grt + Ep + Phn + Bt + Amp + Ttn + Qz + H₂O
- 3 – Grt + Ep + Phn + Bt + Amp + Ttn + Rt + Qz + H₂O
- 4 – Grt + Ep + Bt + Amp + Zo + Ttn + Qz + H₂O
- 5 – Grt + Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Qz + H₂O
- 6 – Grt + Ep + Bt + Amp + Ttn + Qz + H₂O
- 7 – Grt + Bt + Amp + Ttn + Qz + H₂O
- 8 – Grt + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 9 – Grt + Bt + Amp + Zo + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 10 – Bt + Amp + Zo + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 11 – Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 12 – Fsp + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 13 – Fsp + Ep + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 14 – Ep + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 15 – Grt + Ep + Bt + Amp + Ttn + Ilm + Qz + H₂O
- 16 – Grt + Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Ilm + Qz + H₂O
- 17 – Grt + Ep + Bt + Amp + Rt + Qz + H₂O
- 18 – Grt + Ep + Bt + Amp + Rt + Ilm + Qz + H₂O
- 19 – Grt + Ep + Bt + Amp + Ilm + Qz + H₂O
- 20 – Ep + Bt + Amp + Ilm + Qz + H₂O
- 21 – Ep + Bt + Amp + Chl + Ilm + Qz + H₂O
- 22 – Grt + Ep + Bt + Amp + Chl + Ilm + Qz + H₂O
- 23 – Grt + Ep + Bt + Amp + Chl + Rt + Ilm + Qz + H₂O
- 24 – Grt + Ep + Bt + Amp + Chl + Rt + Qz + H₂O
- 25 – Ep + Bt + Amp + Chl + Rt + Ilm + Qz + H₂O
- 26 – Ep + Bt + Amp + Chl + Rt + Ilm + Mt + Qz + H₂O
- 27 – Ep + Bt + Amp + Rt + Ilm + Mt + Qz + H₂O
- 28 – Ep + Bt + Amp + Rt + Ilm + Qz + H₂O
- 29 – Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Ilm + Qz + H₂O
- 30 – Fsp + Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Ilm + Qz + H₂O
- 31 – Fsp + Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Qz + H₂O

32 – Ep + Bt + Amp + Ttn + Rt + Qz + H₂O

33 – Ep + Bt + Amp + Rt + Qz + H₂O

34 – Fsp + Ep + Bt + Amp + Rt + Qz + H₂O

35 – Fsp + Ep + Bt + Amp + Rt + Mt + Qz + H₂O

36 – Ep + Bt + Amp + Rt + Mt + Qz + H₂O

37 – Ep + Bt + Amp + Chl + Rt + Mt + Qz + H₂O

38 – Ep + Bt + Amp + Chl + Rt + Qz + H₂O

39 – Grt + Ep + Bt + Amp + Chl + Rt + Mt + Qz + H₂O

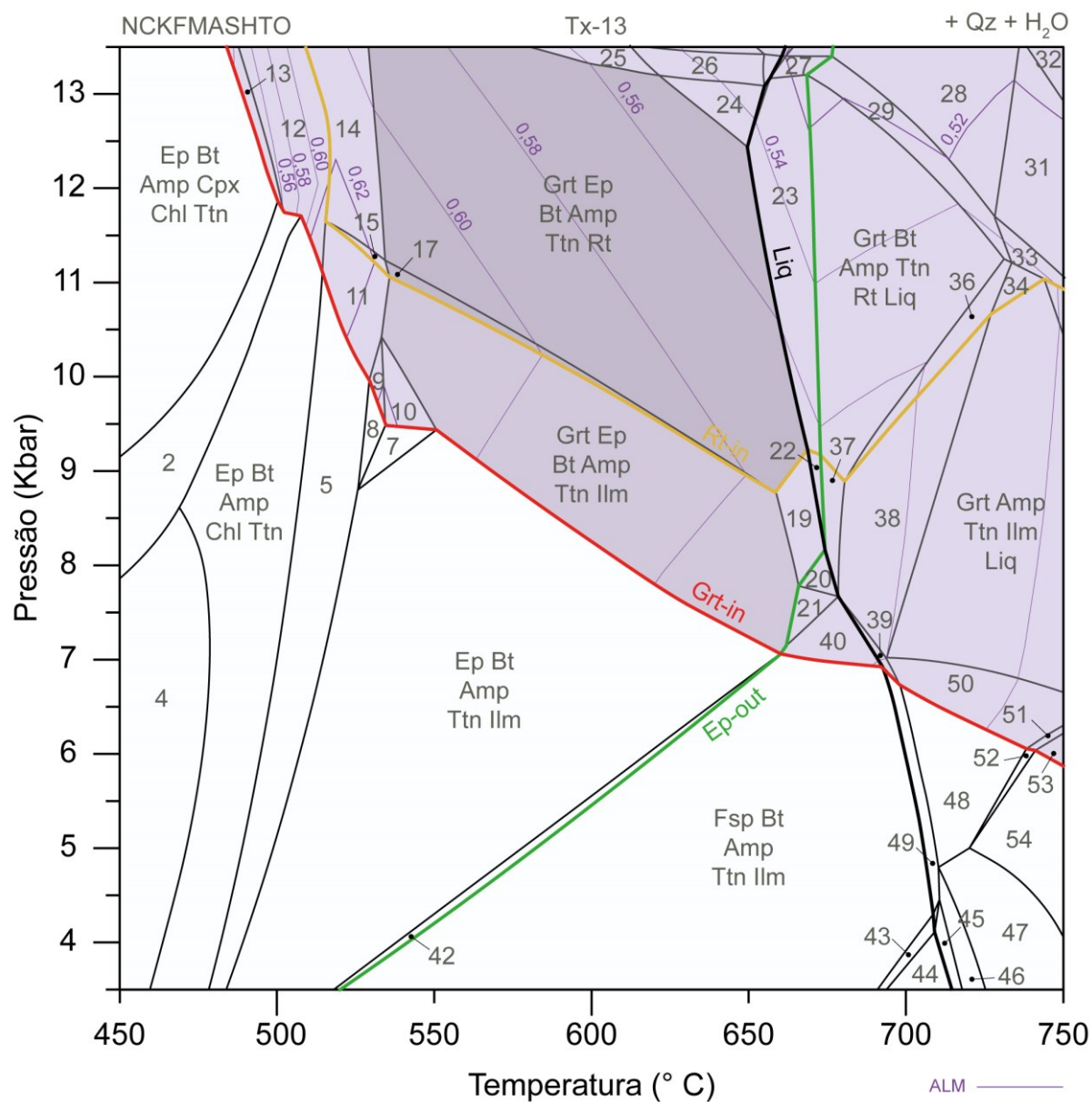
40 – Grt + Ep + Phn + Bt + Amp + Chl + Rt + Qz + H₂O

41 – Grt + Ep + Phn + Bt + Amp + Chl + Rt + Mt + Qz + H₂O

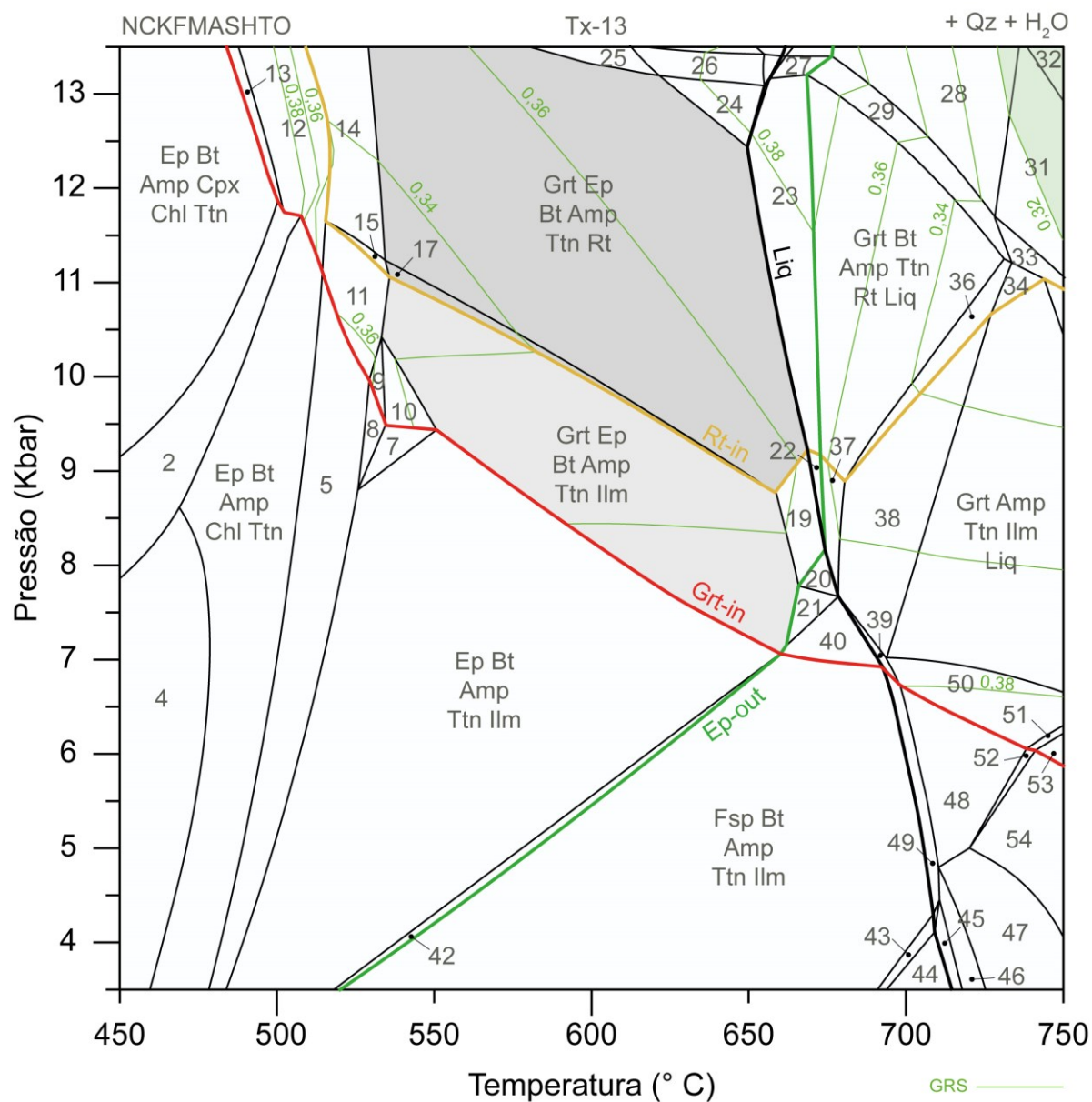
42 – Ep + Phn + Bt + Amp + Chl + Rt + Mt + Qz + H₂O

43 – Ep + Phn + Bt + Amp + Rt + Mt + Qz + H₂O

Anexo B7 – Diagrama de fases isoquímico para composição química da amostra de granada anfibolito (Tx-13), com distribuição das isopletras de almandina (ALM).



Anexo B8 – Diagrama de fases isoquímico para composição química da amostra de granada anfibolito (Tx-13), com distribuição das isopletras de grossulária (GRS).



Anexo B9 – Diagrama de fases isoquímico para composição química da amostra de granada anfibolito (Tx-13), com distribuição das isopletras de piropo (PRP).

