



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

TESE DE DOUTORADO Nº 171

**ARCABOUÇO ESTRUTURAL E GEOCRONOLOGIA DOS
GRANITOIDES DA REGIÃO DE VÁRZEA ALEGRE:
IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO CRUSTAL DA
PROVÍNCIA BORBOREMA**

Tese apresentada por:

LUÍS KENNEDY ANDRADE DE SOUSA

Orientador: Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro (UFPA)

Coorientador: Prof. Dr. Fabio Henrique G. Domingos (UFPA)

**Belém – PA
2023**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBDSistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará

Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

S725m Sousa, Luís Kennedy Andrade de.

Microestrutural e geocronologia dos granitoides da região de Várzea Alegre: implicações para a evolução crustal da Província Borborema / Luís Kennedy Andrade de Sousa. — 2024.

xix,121 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro

Coorientador(a): Prof. Dr. Fabio Henrique Garcia Domingos

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2024.

1. Granitóides. 2. Microestrutural. 3. Geocronologia.
4. Geoquímica Isotópica. 5. Província Borborema. I. Título.

CDD 551.8



Universidade Federal Do Pará
Instituto De Geociências
Programa De Pós-Graduação Em Geologia E Geoquímica

**ARCABOUÇO ESTRUTURAL E GEOCRONOLOGIA DOS
GRANITOIDES DA REGIÃO DE VÁRZEA ALEGRE:
IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO CRUSTAL DA
PROVÍNCIA BORBOREMA**

Tese apresentada por:

LUÍS KENNEDY ANDRADE DE SOUSA

**Como requisito parcial à obtenção de Grau de Doutor em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA, linha de pesquisa GEOCRONOLOGIA E
GEOLOGIA ISOTÓPICA.**

Data de Aprovação: 25 / 07 / 2024

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro
(Orientador – UFPA)

Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro
(Membro – UFPR)

Prof. Dr. Felipe Grandjean da Costa
(Membro – CPRM)

Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura
(Membro – UFPA)

Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes
(Membro – UFPA)

AGRADECIMENTOS

Gostaria de externar meus sinceros agradecimentos às pessoas e instituições que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho. De modo particular ressalto:

Em primeiro lugar, agradecer a Deus por ter me concedido a vida e a paz de espírito necessária para superar os obstáculos.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

À Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências (IG) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela oportunidade e disponibilidade da infraestrutura para a realização deste trabalho.

Ao meu orientador Dr. Marco Antonio Galarza Toro pela oportunidade, confiança, paciência e dos puxões de orelha (que não foram poucos). Obrigado pelos ensinamentos, críticas e sugestões não só para o desenvolvimento deste trabalho, as quais foram muito válidas para o meu crescimento intelectual e moral, como no meu amadurecimento profissional

À Faculdade de Geologia (FAGEO), aos discentes e a equipe docente da disciplina Mapeamento Geológico II pela cessão da base cartográfica que foi compilada e utilizada nesta Tese.

Aos Professores Doutores do PPGG: Professor Dr. Candido Augusto Veloso Moura, Professor Dr. Claudio Nery Lamarão, Professor Dr. Jean Michel Lafon, Professor Dr. João Marinho Milhomem Neto, Professor Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes pelos conhecimentos lecionados nas disciplinas cursadas e sugestões para o enriquecimento do trabalho. E também a todos os Professores da Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica.

À técnica Joelma Lobo da Oficina de Laminação do IG/UFPA pela confecção das lâminas delgadas e polimento de cristais de zircão.

À CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belém ao Laboratório LAMIN-BE pela disponibilidade para preparação de minhas amostras para as análises de U-Pb, Sm-Nd e Lu-Hf. Além disso agradeço a todos os técnicos que sem sua ajuda as análises não seriam realizadas.

Ao Geol. Marcelo Lacerda Vasquez pela disponibilização do microscópio eletrônico de varredura da CPRM-Belém para o imageamento dos cristais de zircão.

Aos professores e técnicos do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) onde as análises Sm-Nd e U-Pb foram realizadas.

Ao Professor Dr. Leonardo Evangelista Lagoeiro por realização das análises de EBSD-MEV na Universidade Federal do Paraná, além de sua ajuda imprescindível na interpretação dos dados.

Ao meu amigo Geol. Kauê Seoane, que é como um irmão, que desde a graduação me ajuda nas análises estruturais. Por todo o seu apoio e sua amizade por todos esses quase 10 anos de convivência.

Aos colegas do PPGG, pela ajuda imprescindível durante as disciplinas e por todo o apoio e amizade encontrada.

Aos meus pais, Américo Silva e Nilda do Socorro e ao meu irmão Luiz Antônio por sempre me incentivarem durante toda a minha vida.

E por fim, a minha esposa, Bárbara de Paula, que sempre me incentivou, me dando força, mesmo nas horas em que pensei em desistir. Te amo muito.

“(...) Na minha aflição, eu clamei ao
Senhor: Ele me respondeu e me livrou da
angústia.

O Senhor está comigo, e eu não tenho
medo (...).”

In: Salmo, 119, 5-6.

RESUMO

Na Província Borborema, no nordeste do Brasil, são encontrados diversos batólitos e plútons graníticos que são registros de episódios de subducção e colisão relacionados a Orogenia Brasileira. Dentro desse grande sistema orogênico, os mecanismos de colocação de muitos granitos estão intimamente relacionados ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento de grande profundidade, sendo uma delas, a Zona de cisalhamento Patos, que no seu segmento oeste, é composto por fatias de rochas como, granitos, gnaisses, metapelitos, quartzitos e anfibólitos que formam um sistema imbricado. Neste contexto, o presente trabalho foi realizado com o objetivo de trazer novos dados geocronológicos e microestruturais para acrescentar no entendimento da natureza dos processos que formaram e modificaram os granitoides indiferenciados e gnaisses do embasamento, da região de Várzea Alegre (CE). Os granitos são classificados como Biotita Monzogranito e Granada Monzogranito, apresentam textura fanerítica e porfírica, em alguns locais, a sua composição mineralógica é constituída principalmente por plagioclásio, K-feldspato e quartzo, além de biotita, muscovita e granada. Os granitoides são compostos por corpos alongados concordantes com as rochas encaixantes. A deformação imposta nos corpos graníticos, desenvolveu estruturas dúcteis com orientação NE-SW, com mergulhos predominantemente para SE, critérios cinemáticos que a deformação ocorreu predominantemente dextral. Feições microestruturais, observadas principalmente nas rochas próximo às bordas dos corpos graníticos, mostram que os cristais de quartzo apresentam microestruturas do tipo contatos suturados a lobados, extinção ondulante, *ribbons*, e o padrão tabuleiros de xadrez (“*chessboard*”), indicativas de recristalização por migração de limite de grão (GBMR), compatíveis com temperaturas de 500°C. Cristais de biotita que definem a foliação milonítica, caracterizam uma foliação espaçada, que separa domínios de micrólitos formados por agregado de quartzo e plagioclásio, com geometria lenticular assimétrica, nos granitos, similar à foliação impressa nos gnaisses do Complexo Granjeiro. Com base em dados EBSD, os granitos apresentam em sua distribuição de tamanho de grãos, a concentração em cristais < 100 µm. A partir das figuras de polo, a OPC de quartzo mostra que o sistema dominante foi romboédrico a prismático, indicando uma temperatura de deformação de média a alta, em um contexto de deformação não-coaxial progressivo. Contudo, a partir da interpretação do ângulo de misorientation, mostra que durante a história deformacional dos granitos, estes corpos passaram por uma deformação de temperatura mais baixa. Os dados geocronológicos U-Pb em zircão forneceram idades de cristalização de 573 a 576 Ma para esse magmatismo granítico. As idades modelos Hf-T_{DM}^C desses granitoides

variaram de 2,84 a 3,30 Ga e os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ de $-21,9$ a $-29,6$ sugerindo uma forte incorporação de fonte crustal mesoarqueana. Dados similares Sm-Nd em rocha total mostram que esses granitoides apresentam idades modelo Nd- T_{DM} entre 2,14 a 3,33 Ga e valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre $-20,02$ a $-31,79$, que sugerem uma forte contribuição de crosta meso-paleoarqueana e paleoproterozoica (orosiriana a riaciana) para a formação do magma granítico que originou os granitos da região de Várzea Alegre (CE). Esses corpos graníticos são classificados como do tipo Itaporanga e sin-transcorrentes, por apresentarem idades e feições estruturais similares a outros corpos graníticos sin-transcorrentes na Província Borborema. Estes granitos foram gerados a partir do magmatismo associado à mudança na deformação predominante na Província Borborema, que foi resultado dos estágios finais da Orogenia Brasileira dentro do contexto de deformação simples, com o desenvolvimento das grandes zonas de cisalhamento.

Palavras-chave: granitóides; geocronologia; geoquímica isotópica; geologia estrutural; Província Borborema.

ABSTRACT

In the Borborema Province, in northeastern Brazil, several granitic batholiths and plutons are found, which are records of subduction and collision episodes related to the Brasiliano Orogeny. Within this large orogenic system, the emplacement mechanisms of many granites are closely related to the development of deep-seated shear zones, one of which is the Patos Shear Zone, which in its western segment is composed of slices of rocks such as granites, gneisses, metapelites, quartzites, and amphibolites that form an imbricated system. In this context, the present work was carried out with the aim of bringing new geochronological and microstructural data to add to the understanding of the nature of the processes that formed and modified the undifferentiated granitoids in the Várzea Alegre region (CE). The granites are classified as Biotite Monzogranite and Garnet Monzogranite, they present phaneritic and porphyritic textures, in some places, their mineralogical composition is mainly composed of plagioclase, K-feldspar, and quartz, in addition to biotite, muscovite, and garnet. The granitoids are composed of elongated bodies concordant with the host rocks. The deformation imposed on the granitic bodies developed ductile structures with NE-SW orientation and kinematic criteria indicate that the deformation occurred predominantly dextral. Microstructural features, observed mainly in rocks near the edges of the granitic bodies, show that quartz crystals exhibit microstructures such as sutured to lobate contacts, undulating extinction, ribbons, and the chessboard pattern, indicative of recrystallization by grain boundary migration (GBM), compatible with temperatures of 500°C. Biotite crystals that define the mylonitic foliation characterize a spaced foliation that separates microlite domains formed by aggregates of quartz and plagioclase, with asymmetric lenticular geometry in the granites, similar to the foliation impressed on the gneisses of the Granjeiro Complex. Based on EBSD data, the granites exhibit a grain size distribution with a concentration of crystals <100 μm . From the pole figures, the quartz OPC shows that the dominant system was rhombohedral to prismatic, indicating a medium to high deformation temperature, in a context of progressive non-coaxial deformation. However, from the interpretation of the misorientation angle, it is shown that during the deformation history of the granites, these bodies underwent lower temperature deformation. U-Pb geochronological data on zircon provided crystallization ages of 573 to 576 Ma for this granitic magmatism. The Hf- T_{DM}^{C} model ages of these granitoids ranged from 2.84 to 3.30 Ga and the $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ values from -21.9 to -29.6 suggesting a strong incorporation of mesoarchean crustal source. Similar Sm-Nd data in whole rock show that these granitoids have Nd- T_{DM} model ages between 2.14 and 3.33 Ga

and $\epsilon_{Nd(t)}$ values between -20.02 and -31.79, suggesting a strong contribution from meso-paleoarchean and paleoproterozoic crust (orosirian to riacian) to the formation of the granitic magma that originated the granites in the Várzea Alegre region (CE). These granitic bodies are classified as Itaporanga type and sin-transcurrent, as they have similar ages and structural features to other sin-transcurrent granitic bodies in the Borborema Province. These granites were generated from magmatism associated with the change in the predominant deformation in the Borborema Province, which was the result of the final stages of the Brasiliano Orogeny within the context of simple deformation, with the development of large shear zones.

Keywords: granitoids; geochronology; isotopic geochemistry; structural geology; Borborema Province.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Geologia da região de Várzea Alegre constituída por lascas imbricadas de gnaisses arqueanos e paleoproterozóicos, rochas graníticas e metassedimentares brasileiras e, por fim, coberturas sedimentares fanerozóicas (Modificado de Freimann 2014). Quadrado em vermelho marca a localização da área de estudo.	4
Figura 2 - Fluxograma das atividades realizadas para esta pesquisa.....	5
Figura 3 - Número de trabalho com EBSD do site ISI web de ciências (Prior <i>et al.</i> 2009).....	13
Figura 4 - Diagrama ilustrando a variação do comportamento reológico das rochas em resposta à variação de temperatura e profundidade. Limites aproximados para a transição entre comportamento rúptil e dúctil dos materiais, assim como mecanismos de recristalização dinâmica do quartzo são apresentados (Fossen & Cavalcante 2017).....	16
Figura 5 - Exemplo de deformação por deslizamento (Dislocation Glide) onde o meio plano extra na estrutura do cristal (bolas vermelhas) é deslocado do meio para a borda do grão, por conta da aplicação de tensão, com uma direção e um plano de deslizamento que forma o <i>Slip System</i> (Ferreira 2019).....	20
Figura 6 - Exemplo de Dislocation Creep, onde o defeito primeiro sofre deslocamento da horizontal e posteriormente há a mudança na direção de deslizamento. (Ferreira 2019).....	20
Figura 7 - Ilustração exemplificando as posições de funcionamento de diferentes sistemas de deslizamento (Silva 2021).....	21
Figura 8 - Processo de recuperação resultando na formação de subgrãos (Passchier & Trouw 2005).....	22
Figura 9 - A) Bulging, resultado da migração da borda de um grão dentro de outro grão com uma maior densidade de deslocações. B) Recristalização por rotação de subgrão. C) Recristalização por migração rápida de borda de grão (Freiman 2014).....	23
Figura 10 - Gráfico de relação entre a temperatura (processos de recristalização) e distância ao longo do perfil. As barras pretas verticais são erros de estimação das isógradas de reação (Stipp <i>et al.</i> 2002a).....	26
Figura 11 - Figuras de polo com padrões de OCP de eixos-c e eixos <a> esperados em uma deformação coaxial dentro de diferentes áreas do diagrama de Flinn (modificado de Schmidt & Casey 1986).	28

- Figura 12 - Diagrama de polos mostrando o desenvolvimento de quatro tipos de contorno de padrões de OCP de eixos-c de quartzo (cinza) e eixos-a (listrado) com o aumento do grau metamórfico em deformação progressiva não-coaxial. A variação é causada pela mudança do sistema de escorregamento dominante (Passchier & Trouw 2005).28
- Figura 13 - Gráfico com dados de ângulos de abertura de trama de eixos-c de quartzo vs. Temperatura (Morgan & Law 2004). A reta verde (estimada através de interpolação visual) permite estimar a temperatura deformacional dentro da faixa entre 300 °C e 650°C. A faixa azul claro (por trás do conjunto de dados) representa a incerteza.30
- Figura 14 - Mapa geológico regional da Província Borborema apresentando os domínios geocronológicos e estruturais: Domínio Médio Coreau (DMCO), Domínio Ceará Central (DCC), Domínio Rio Grande do Norte (DRGN), Domínio de Zona Transversal (DZT), Domínio Sul (DS). Os principais Lineamentos: Lineamento Transbrasiliano (Sobral- Pedro II), LSP-Lineamento Senador Pompeu, LPA-Lineamento Patos, LPELineamento Pernambuco. A BP-Bacia do Parnaíba e o CSF-Cráton do São Francisco. Modificado de Brito Neves *et al.* (2001).32
- Figura 15 - Plutonismo granítico brasileiro da Província Borborema. Supersuítes Pré a Sin-origênicas: 1 – Tamboril – Santa Quitéria, 2 – Rajada, 3 –Garrote – Serra Negra. Supersuítes Sin a Tardi-origênicas: 4 – Calcialcalina Conceição, 5 – Calcialcalina de médio a alto grau K Itaporanga, 6 – Chaval, 7 – Peralcalina Catingueira, 8 – Serrita. Supersuítes Tardi a Pós-origênicas: 9 – Transicional Shonshonítica-Alcalina TeixeiraSolidão, 10 – Calcialcalina de alto K Esperança, 11 – Peralcalina ultrapotássica Triunfo, 12 – Shonshonítica Salgueiro Leste-Terra Nova, 13 – Peraluminosa Xingo, 14 – Alcalina Serra de Aldeia, 15 – Peralcalina ultrapotássica Cabloco. Supersuítes Pós-origênicas: 16 – Subalcalina a alcalina Meruoca, 17 – Subalcalina a alcalina Umarizal e 18 – Subalcalina a alcalina Prata. (Fonte: Delgado *et al.* 2003).....37
- Figura 16 - Mapa dos principais corpos graníticos da Província Borborema, e dos principais eventos magmáticos segundo Araújo *et al.* (2014). O quadrado azul marca a localização da área de estudo. 39

Figura 17 - Mapa geológico simplificado da província Borborema exibindo o sistema de zonas de cisalhamento da Borborema (BSZS) e a alternância de domínios metaígneos e cinturões metassedimentares de idades variáveis que caracterizam a província. Principais zonas de cisalhamento do BSZS (preto linhas tracejadas): AISZ: Afogados da Ingazeira; CSZ: Congo; CNSZ: Cruzeiro do Nordeste; CoSZ: Coxixola; CGSZ: Campina Grande; SZEP: Pernambuco Leste; GSZ: Granja; JSZ: Jaguaribe; PJCSZ: Picuí-João Câmara; PaSZ: Patos; PoSZ: Portalegre; RPSZ: Remígio Pocinhos; SSZ: Sobral; SPSZ: Senador Pompeu; SCSZ: Serra. Terrenos: AM: Alto Moxotó; AP: Alto Pajeú; PAB: Piancó-Alto Brígida; RC: Rio Capibaribe; RG: Rio Grande do Norte; RP: Riacho do Pontal; SE: Sergipano; R-T-J: Bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá. Quadrado vermelho marca a localização da área de estudo. Fonte: Neves *et al.* (2021).411

Figura 18 - A) Diagrama de isolinhas de pólos de foliação representativos das rochas da Suíte Itaporanga; B) Diagrama de isolinhas de pólos de foliação das unidades aflorantes na região de Granjeiro; C) Lineação de direção NE-SW, sub-horizontal, associada à foliação de médio a alto mergulho do subdomínio Granjeiro.53

Figura 19 - Feições macroscópicas do Hornblenda Biotita Gnaisse do Complexo Granjeiro. A) Afloramento do tipo lajedo, mostrando que este litotipo apresenta um bandamento composicional, com bandas félsicas (quartzo e feldspato) e bandas máficos (biotita). B) Intrusões graníticas ocorrem em alguns pontos desta unidade, principalmente próximos a corpos graníticos maiores. C) Bandas félsicas com forma de *budins*. D) Cristais pórfiros de plagioclásio com a feições de *augen*. E) Veio de quartzo de espessura centimétrica, com bora reta sem interação com o gnaisse. F) Veio de quartzo cortado por uma falha transcorrente dextral. G) Feições de migmatização. H) enclaves máficos de composição Anfibólio e biotita.60

Figura 20 - Classificação modal e fotomicrografia do hornblenda-biotita gnaisse do Complexo Granjeiro. A) No diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976) estas rochas plotam no campo do granodiorito. B) Feições gerais em escala microscópicas. C) Contato suturados entre cristais de quartzo. D) Cristal de plagioclásio com maclas levemente deformadas. E) Cristais de biotita orientados compondo a foliação monolítica. F) Cristais de anfibólio anédricos truncados por cristais de biotita.62

- Figura 21 - Aspectos macroscópicos do monzogranito. A) Afloramento do tipo lajedo mostrando como ocorre este litotipo. B) Textura porfirítica, composta por pórfiros de plagioclásio orientados. C) Em alguns pontos, os pórfiros de plagioclásio apresentam com forma de augen. D) Veios de composição granítica cortam o monzogranito, segundo a direção NW-SE.63
- Figura 22 - Aspectos microscópicos e composição modal do monzogranito. A) O gráfico Q-A-P mostra que as rochas deste litotipo plotam no campo do monzogranito. B) textura granular hipidiomórfica. C) Cristais de quartzo estirados. D) Textura micrográfica, na borda de cristais de k-feldspato. E) Cristal de plagioclásio alterando para sericita. F) Cristais de biotita orientados, definindo a foliação milonítica.65
- Figura 23 - Aspectos macroscópicos e microscópicos do leucomonzogranito. A) Geralmente estas rochas ocorrem como afloramentos do tipo leito de rio ou lajedos. B) A partir da composição, este litotipo, no diagrama Q-A-P, é classificado como monzogranito. C) Rocha de granulação média a grossa, com textura hipidiomórfica. D) Cristais de quartzo orientados, com padrão “chessboard”. E) Cristais de granada granulares, com fraturas preenchidas por clorita.67
- Figura 24 - A) Contatos suturados e lobados entre cristais de quartzo, evidenciando a recristalização por GBM. B) Estruturas tipo pinning. C) Agregado de minerais deformados com uma cinemática dextral. D) Contatos lobados entre cristais de quartzo, alguns cristais com feição de augen. E) Cristais de quartzo que localmente apresentam microestrutura do tipo bulging (indicados pelas setas em branco). F) Cristal de quartzo com o padrão chessboard.69
- Figura 25 - A) Cristal de quartzo padrão chessboard. B) Recristalização por BGMR, evidenciada pelos contatos lobados e curvados. C) Agregado de quartzo e plagioclásio em forma de amêndoa. D) Agregado de cristais de quartzo formando uma foliação espaçada, com cristais menores entre estes agregados. E) Cristal porfirítico de feldspato potássico, com geminação da microclina. F) Contatos entre os cristais que formam os agregados de quartzo, evidenciando a recristalização por BGMR.70
- Figura 26 - Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão representativos das amostras KEN-03, KEN-04, KEN-08 e KEN-10. Círculos e vermelhos indicam os pontos analisados para U-Pb.72

- Figura 27 - Diagramas concórdia U-Pb para as rochas estudadas (Biotita Monzogranitos) destacando: A) idade concordante para 10 cristais da amostra KEN-03; B) idade concordante para 16 cristais amostra KEN-08; e C) idade concordante para 8 cristais da amostra KEN-10.75
- Figura 28- Diagrama concórdia U-Pb da rocha Granada Monzogranito, mostrando a idade concórdia da amostra KEN-04.76
- Figura 29 - Diagrama $\epsilon\text{Nd}(t)$ vs. Tempo (Ga) mostrando os trends evolutivos para as amostras estudadas. Curvas de evolução do manto empobrecido, DM (DePaolo 1981) e Reservatório Condritico Uniforme, CHUR (DePaolo & Wasserburg 1976).78
- Figura 30- Diagramas de evolução da composição isotópica $\epsilon\text{Hf}(t)$ vs. tempo geológico (Ma) dos granitoides estudados. Valores para o CHUR (reservatório uniforme condritico) segundo Bouvier *et al.* (2008) e para o DM (manto empobrecido) de acordo com Andersen *et al.* (2009). 80
- Figura 31 - Resultados obtidos por EBSD para cristais de quartzo. Histogramas com a distribuição do diâmetro equivalente de cristais de quartzo das amostras: A) KEN-03; B) KEN-04 e C) KEN-08. Histogramas de distribuições de ângulo de Misorientation das amostras: D) KEN-03; E) KEN-04 e F) KEN-08.81
- Figura 32 - Resultados das análises de MEV-EBSD. Figura de polo do eixo-c e $\langle a \rangle$ de quartzo dos monzogranitos da área de estudo.83
- Figura 33 - A) Gráfico com os eventos magmáticos ao longo do tempo na Província Borborema com os posicionamentos do granitoides encontrados na área de estudo. B) Magmatismo sin-transcorrente associado ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento durante o estágio de extrusão de direção nordeste. Fonte: modificado de Araújo *et al.* (2014). 85

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Principais mecanismos de deformação e respectivas microestruturas do quartzo com comportamento rúptil e dúctil.	18
Tabela 2 - Principais sistemas de deslizamento do Quartzo.....	21
Tabela 3 - Composição mineralógica modal dos ortognaisses e granitoides da área de estudo. Os minerais traços são constituídos por zircão, alanita, apatita e titanita, quando este não tiver um percentual significativo.	57
Tabela 4 - Principais feições microestruturais que ocorrem em quartzo, com sua porcentagem de ocorrência em cada amostra.	71
Tabela 5 - Dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS das rochas estudadas.	74
Tabela 6 - Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total para as amostras da região de Granjeiro-Várzea Alegre. * Idade inferida. $t_{(U-Pb)}$ – idade de cristalização. $Nd-T_{DM2}$ – Idade modelo em Estágio Duplo.	77
Tabela 7 - Dados isotópicos Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS.....	79
Tabela 8 - Quadro resumo com as idades U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) obtidas neste estudo.	84
Tabela 9 - Dados geocronológicos dos granitos Sin-transcorrentes.....	86
Tabela 10 - Dados Sm-Nd dos granitos Sin-transcorrentes.....	88
Tabela 11 - Feições de alguns granitos Sin-transcorrentes.	92

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
EPIGRÁFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	xvi
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	2
1.2 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA	2
1.3 OBJETIVOS	3
1.3.1 Objetivos específicos	3
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS	5
1.4.1 Pesquisa bibliográfica e compilação de dados	5
1.4.2 Trabalho de campo e amostragem	6
1.4.3 Geologia estrutural	6
1.4.4 Análise petrográfica	6
1.4.5 Análise de microestruturas e microtexturas	6
1.4.6 Geocronologia	7
1.4.6.1 U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS	7
<i>1.4.6.1.1 Preparação de amostras e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)</i>	7
<i>1.4.6.1.2 Datação</i>	8
1.4.7 Geoquímica isotópica	9
1.4.7.1 Estudo Isotópico Sm-Nd em rocha total	9
1.4.7.2 Estudo Isotópico Lu-Hf in situ	10
1.4.8 Estudo da petrotrama	12
1.4.8.1 Difração Elétrons Retro-espalhados no Microscópio Eletrônico de Varredura (EBSD-MEV)	12

1.4.8.2 Representação dos resultados	14
1.4.8.2.1 Histogramas e box plots	14
1.4.8.2.2 Mapas	14
1.4.8.2.3 Figuras de polo e figuras de polo inverso	15
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICO ESTRUTURAL	16
2.1 MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO	16
2.2 MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO NO QUARTZO	17
2.3 ORIENTAÇÃO CRISTALOGRÁFICA PREFERENCIAL (OCP)	26
3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	31
3.1 PROVÍNCIA BORBOREMA	31
3.2 DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE (DRGN)	33
3.3 TERRENO GRANJEIRO	33
3.4 GRANITOGÊNESE DA PROVÍNCIA BORBOREMA	34
3.5 SISTEMA DE ZONAS DE CISALHAMENTO BORBOREMA – (SZCB)	40
3.5.1 Zona de Cisalhamento Patos – ZCPa	43
3.6 CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO	45
3.6.1 Complexo Granjeiro	45
3.6.2 Unidade Riacho do Boqueirão	47
3.6.3 Complexo Arábia	47
3.6.4 Complexo Caicó	48
3.6.5 Suíte Várzea Alegre	49
3.6.6 Formação Lavras de Mangabeira	49
3.6.7 Formação Caipu	50
3.6.8 Granitoides indiferenciados	50
3.6.9 Suíte Intrusiva São João do Sabugi	51
3.6.10 Suíte Intrusiva Itaporanga	52
3.6.11 Aspectos Estruturais da Região de Estudo	52

3.7 ESTUDOS DE MICROTRAMA DE EIXO-C DE QUARTZO NA PROVÍNCIA BORBOREMA.....	55
4 RESULTADOS	57
4.1 ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA.....	58
4.1.1 Hornblenda biotita ortognaisse granodiorítico – complexo Granjeiro	58
4.1.2 Biotita monzogranito – granitoide indiferenciado	62
4.1.3 Granada monzogranito – granitoide indiferenciado	65
4.2 ANÁLISE DE DEFORMAÇÃO EM MICROESCALA E PETROTRAMA	67
4.4 GEOCRONOLOGIA U-PB	71
4.4.1 Biotita monzogranito	73
4.4.2 Granada monzogranito	76
4.5 ISÓTOPOS SM-ND	76
4.6 ISÓTOPOS LU-HF EM ZIRCÃO	78
4.7 DADOS DE PETROTRAMA DE QUARTZO POR MEV-EBSD	80
4.7.1 Histograma dos ângulos de Misorientation e distribuição do tamanho de grãos	80
4.7.2 Figuras de polo	82
5 DISCUSSÃO	84
5.1 CORRELAÇÕES REGIONAIS U-PB, ASSINATURA ISOTÓPICA DE HF-ND E CONSIDERAÇÕES SOBRE OS EPISÓDIOS MAGMÁTICOS	84
5.2 MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO E PETROTRAMA DO QUARTZO.....	89
5.3 IMPLICAÇÕES TECTÔNICA.....	93
5.4 EVOLUÇÃO DOS GRANITOIDES E DAS ROCHAS DA REGIÃO DE GRANJEIRO - VÁRZEA ALEGRE	935
6 CONCLUSÕES	97
REFERÊNCIAS	99
ANEXO A	121

1 INTRODUÇÃO

Os granitos são importantes produtos da diferenciação magmática e são elementos-chave para compreender a evolução da Litosfera da Terra. Estas rochas são marcadores do crescimento e reciclagem da crosta, fornecendo pistas sobre complexos processos termodinâmicos que são inerentes a uma série de configurações tectônicas (Chappell & White 2001, Kemp *et al.* 2007, Moyen & Laurent 2018). Nos cinturões orogênicos Neoproterozóicos da América do Sul, vários domínios crustais foram férteis na produção granítica, sendo interpretados como o registro de episódios de subducção e colisão relacionados ao Brasiliano Orogenia durante a montagem do Gondwana Ocidental (Brito Neves *et al.* 2014). Dentro deste grande sistema orogênico, a Província Borborema, no Nordeste do Brasil, apresenta vários exemplos de batólitos graníticos e plutões, nos quais os mecanismos de colocação de magma estão intimamente relacionados com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento profundas (Santos & Medeiros 1999, Weinberg *et al.* 2004, Archanjo *et al.* 2008). A complexidade do arcabouço tectônico da Província Borborema tem sido atribuída à aglutinação de terrenos alóctones (Jardim de Sá 1994, Jardim de Sá *et al.* 1992, Santos 1996), com destaque para o Lineamento Patos que separa domínios crustais com histórias geológicas distintas.

No Domínio Rio Grande do Norte, adjacente ao Lineamento Patos ocorrem gnaisses bandados, anfibolitos, granitoides indiferenciados, quartzitos e metapelitos cujas relações genéticas, temporais e espaciais permanecem pouco entendidas. Estas rochas situadas no sul do Estado do Ceará, inseridas no Terreno Granjeiro, mesmo com estudos geológicos existentes ainda carecem de uma melhor compreensão em relação a sua gênese e evolução (Freimann 2014, Hollanda *et al.* 2015). As relações espaciais e temporais entre rochas graníticas e encaixantes são relevantes para o entendimento da evolução de crátons arqueanos, pois funcionam como marcadores temporais na evolução da crosta e registram informações sobre a dinâmica crosta-manto durante sua formação (Almeida *et al.* 2010, 2013). Este trabalho pretende trazer avanços na compreensão da relação entre a natureza e origem de granitoides sintectônicos e os processos de metamorfismo, magmatismo e deformação registrados na região de Várzea Alegre-CE.

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na porção sudeste do estado do Ceará, próximo as cidades de Várzea Alegre e Granjeiro. O principal acesso da região pelas rodovias BR-230 e BR-120, além da rodovia estadual CE-060. A região é constituída por gnaisses arqueanos e paleoproterozóicos, rochas graníticas e metassedimentares brasileiras e, por fim, coberturas sedimentares fanerozóicas (Figura 1).

1.2 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

A área de estudo faz parte do duplex transpressivo Lavras da Mangabeira, no Terreno Granjeiro, sul do Estado do Ceará e compreende fatias de granitoides, gnaisses, anfíbolitos, quartzitos e metapelitos que formam um sistema imbricado situado na porção oeste do Lineamento Patos (Corsini *et al.* 1996, Freiman 2014). O Duplex Lavras da Mangabeira compreende um sistema de zonas de cisalhamento dúcteis transpressivas, de escala regional NE-SW a E-W, anastomosadas separando lentes imbricadas de rochas menos deformadas. O desenvolvimento destas zonas de cisalhamento durante a evolução do duplex produziu rochas miloníticas de alto grau com temperaturas entre 600 e 700°C (Corsini *et al.* 1996, Freiman 2014). Os granitoides indiferenciados formam corpos que variam 2 a 5 km e estão comumente associados à presença de milonitos, tipicamente concordantes a subconcordantes à direção da foliação do embasamento (~045-055° Az). A produção de novos dados geológicos abrangendo a relação espacial e temporal entre rochas encaixantes e granitos, suas idades U-Pb em zircão, dados isotópicos Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total e a definição da microestrutural dos granitos, podem auxiliar na melhor compreensão dos processos de formação e mecanismos de colocação dos granitos na crosta desta região, e elucidar sua possível relação com a orogenia brasileira.

Este trabalho tentou avançar no entendimento das seguintes questões no contexto da geologia da região de Várzea Alegre-Granjeiro:

- i. O posicionamento estratigráfico dos granitoides em relação aos eventos de granitogênese regional (Pré – Sin - Pós – Colisionais, Sin-Transcorrentes e Anorogênicos) proposto por Araújo *et al.* (2014);
- ii. A relação entre a Orogenia Brasileira e a formação dos granitoides indiferenciados;
- iii. As possíveis fontes das diferentes associações magmáticas e estimativa de período da sua separação da rocha fonte com base em dados Sm-Nd e Lu-Hf;

- iv. Definição dos mecanismos de deformação em micro escala operantes durante a deformação associada ao desenvolvimento de trama milonítica impressa nos granitos;
- v. Os tipos de processos de formação? e mecanismos de colocação dos granitoides indiferenciados na área de estudo. Pré – Sin – Pós Colisionais / Sin – Pós Transcorrentes?

1.3 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo geral caracterizar a natureza dos processos que formaram e subsequentemente afetaram os granitoides indiferenciados e gnaisses do embasamento, desta porção da Província Borborema, além de propor um modelo de evolução tectono-estrutural para as rochas da região.

1.3.1 Objetivos específicos

Com base no exposto destacam-se alguns objetivos específicos:

- i. Caracterizar petrograficamente os granitoides e rochas encaixantes;
- ii. Determinar as idades de cristalização dos granitoides indiferenciados;
- iii. Identificar os episódios de formação crustal das rochas granitoides desta região com auxílio de dados Sm-Nd em rocha total e Lu-Hf em zircão;
- iv. Caracterizar os tipos de microtramas impressas nos granitoides indiferenciados;
- v. Determinar o papel da deformação na geração dos magmas graníticos, colocação dos plútons e subsequente deformação nos granitoides indiferenciados;
- vi. Definir o posicionamento estratigráfico dos granitoides em relação aos eventos de granitogênese regional proposto por Araújo *et al.* (2014). Pré – Sin – Pós Colisionais / Sin – Pós Transcorrentes.

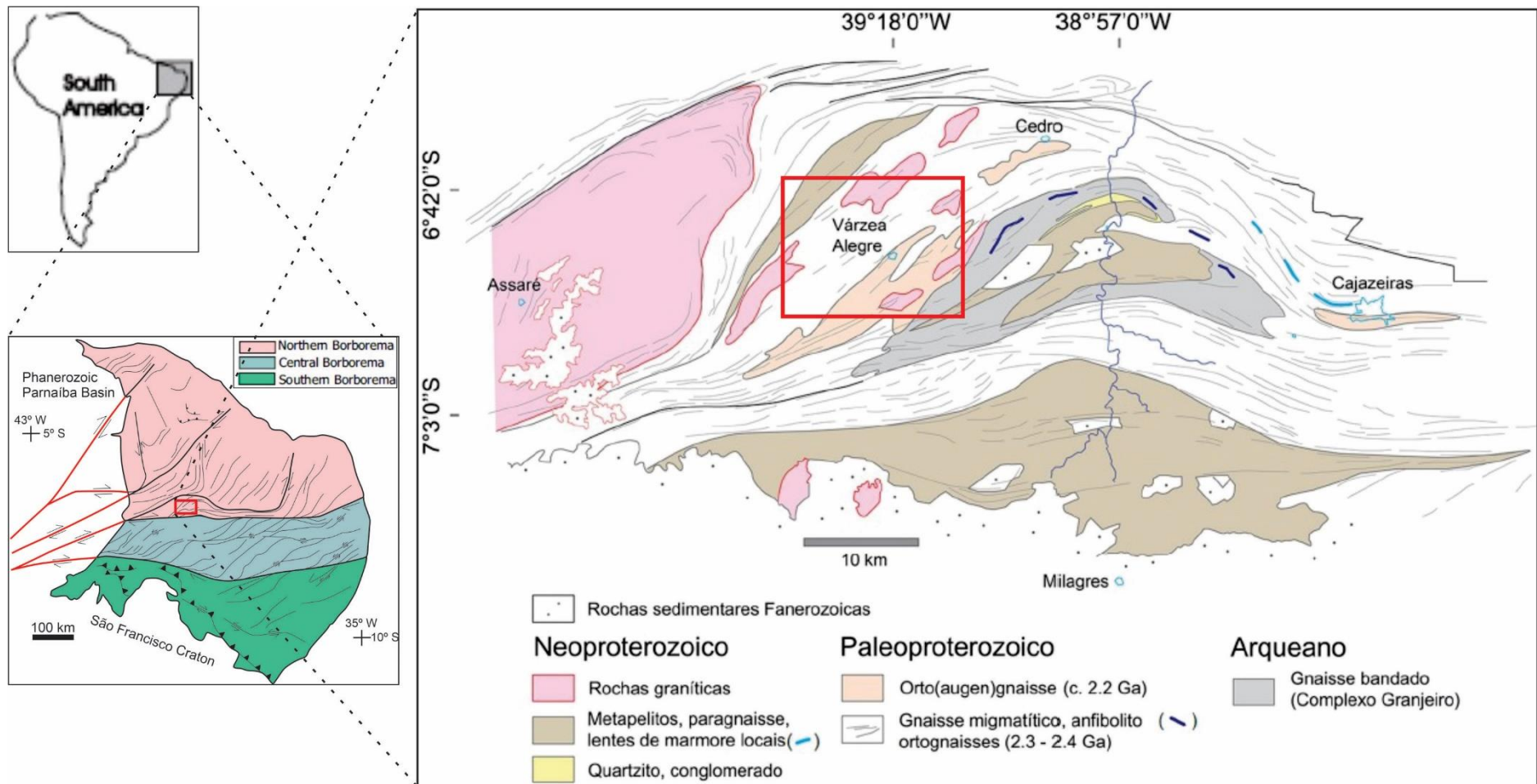


Figura 1 - Geologia da região de Várzea Alegre constituída por lascas imbricadas de gnaisses arqueanos e paleoproterozóicos, rochas graníticas e metassedimentares brasileiras e, por fim, coberturas sedimentares fanerozóicas (Modificado de Freimann 2014). Quadrado em vermelho marca a localização da área de estudo.

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

Esta pesquisa se desenvolveu com base em atividades de gabinete, campo e laboratório, seguindo o fluxograma da Figura 2:

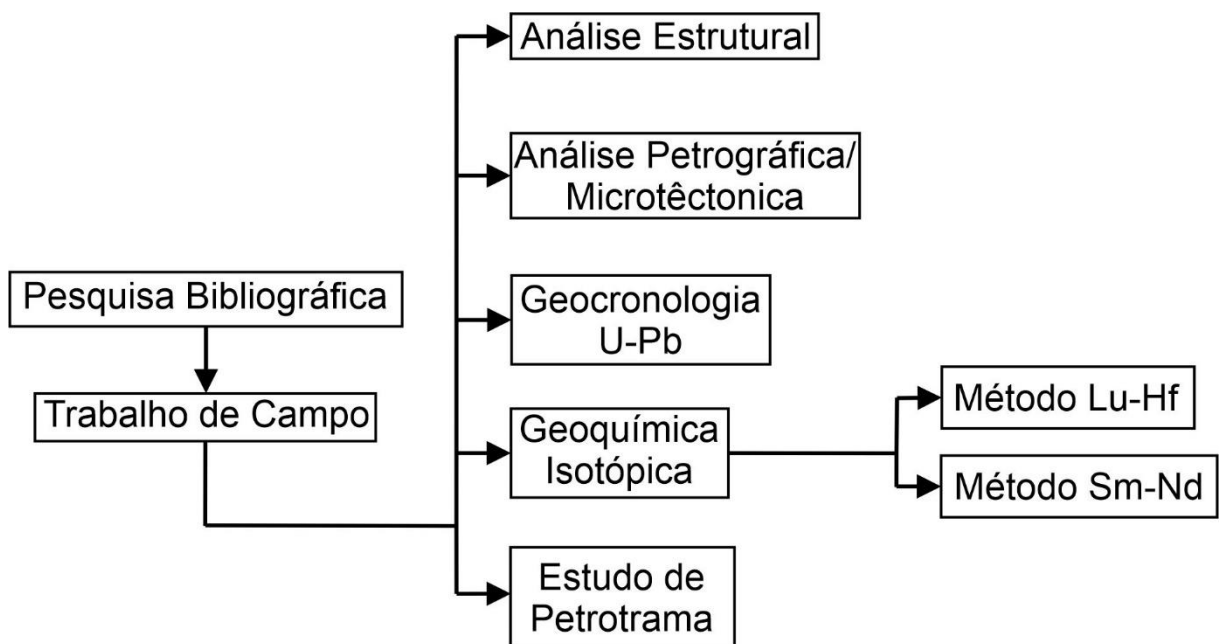


Figura 2 - Fluxograma das atividades realizadas para esta pesquisa.

1.4.1 Pesquisa bibliográfica e compilação de dados

Consistiu na leitura, análise e interpretação de livros, periódicos, relatórios e mapas a respeito da geologia da região e dos métodos utilizados durante a pesquisa. A pesquisa bibliográfica deu suporte a todas as fases da pesquisa até a fase final de elaboração do texto da tese. Foi feita uma compilação dos dados geológicos e cartográficos para a área de estudo com o objetivo de reunir, organizar e classificar os seguintes produtos: mapas geológicos, amostras e lâminas delgadas, relatórios de campo, medidas de dados estruturais, seções geológicas, dados geoquímicos e geocronológicos. Como base cartográfica de apoio foram utilizados os produtos dos projetos de Mapeamento Geológico da UFPA na região de Várzea Alegre (CE) nos anos de 2015 e 2018 na escala de 1:100.000. Foi realizado um levantamento de referências e síntese crítica dos principais modelos de geração de magma na crosta e no manto e mecanismos de colocação de granitos sintectônicos em contexto orogenético.

1.4.2 Trabalho de campo e amostragem

As atividades de campo foram realizadas no período de 13 a 26 de agosto de 2018. Foram estudados afloramentos em 7 pontos, onde foram coletadas amostras para confecção de lâminas delgadas e análises geocronológicas e geoquímica isotópicas de 7 corpos graníticos. A coleta de dados de campo foi realizada na região próxima ao município de Várzea Alegre (CE).

1.4.3 Geologia estrutural

A coleta de dados estruturais em escala de afloramento incluiu a observação, análise e classificação de estruturas dúcteis de origem tectônica e magmática. Os dados obtidos em campo foram compilados em uma base de dados que serviu de apoio para realizar análise geométrica e cinemática das estruturas tectônicas e fundamentar os critérios para delinear o arcabouço estrutural da área. A coleta de dados estruturais seguiu os procedimentos descritos em Ramsay & Huber (1987), McClay (1991), Twiss & Moores (1992) e Davis & Reynolds (1996). O formato adotado para a coleta das atitudes das estruturas foi mergulho/direção de mergulho (*dip/dip direction*).

1.4.4 Análise petrográfica

Foram examinadas 11 lâminas delgadas de granitoides e 3 lâminas de gnaisses do Complexo Granjeiro. As descrições petrográficas foram realizadas no Laboratório de Petrografia do PPGG (UFPA), utilizando microscópio óptico da marca Zeiss com as objetivas de 2x, 5x e 10x, para identificação e descrição sistemática dos minerais (Kerr 1959, Deer *et al.* 1997), tramas e texturas magmáticas, deformacionais e de alteração (Hibbard 1995, Passchier & Trouw 2005). Composições modais foram obtidas seguindo os procedimentos de Chayes 1956, Hutchison 1974. Os litotipos estudados foram classificados conforme estimativa modal através de contagem de 1.500 a 2.000 pontos/lâminas, utilizando o contador de pontos Swift Model F, e as normas usuais propostas pela *International Union of Geological Science* (IUGS), descritas em Streckeisen (1976) e Le Maitre (2002).

1.4.5 Análise de microestruturas e microtexturas

Microestruturas e microtexturas foram estudadas ao microscópio petrográfico para definir os mecanismos de deformação em escala de grãos. A definição destes mecanismos foi

baseada em observações de cristais de quartzo e feldspato para estimar as condições de temperatura e pressão vigentes durante a deformação e auxiliar na reconstrução da história tectono-metamórfica da área estudada. Além disso foi feita uma estimativa modal de microestruturas através da contagem de 500 a 1000 pontos/lâminas, para a confecção de histogramas para a análises quantitativas das microestruturas estudadas.

1.4.6 Geocronologia

1.4.6.1 U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS

O decaimento de U para isótopos estáveis de Pb é a base para importantes métodos de datação. A determinação das idades de rochas através desses isótopos vem sendo utilizado desde o início do século XX, mas com a invenção do espectrômetro de massa, essas idades passaram a não ser mais obtidas apenas com a composição isotópica de Pb, mas também baseadas na razão isotópica de Pb comum (Faure & Mensing 2005).

Apesar de U e Pb ocorrerem em diversos minerais, apenas alguns são adequados para a datação pelo método U-Pb. Dentre os minerais, o zircão é o mais frequentemente utilizado, pelo fato ter quantidade significativa de U, mas baixa concentração de Pb, dando uma alta razão U/Pb favorável para a datação (Faure & Mensing 2005). Os cristais de zircão ($ZrSiO_4$) incorporam U (urânio) em seu retículo durante a cristalização e, embora algum Pb (chumbo) radiogênico possa difundir para fora do cristal durante o metamorfismo ou em outros processos geológicos, a idade de cristalização raramente é perdida (Doe 1970, Faure 1986).

O método LA-MC-ICP-MS utilizado para datação U-Pb *in situ* está cada vez mais preciso e reprodutível devido ao melhor desempenho técnico das microsondas a LASER e dos espectrômetros de massa com plasma acoplado indutivamente (ICP-MS) (Chemale *et al.* 2012). Para este estudo foram utilizadas 4 amostras de rochas granitoides (KEN-03, 04, 08 e 10) coletadas em 4 plutons distintos (Figura 17).

1.4.6.1.1 Preparação de amostras e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

As amostras selecionadas passaram por britagem e moagem, na Oficina de Preparação de Amostras (OPA, IG-UFGA). Posteriormente, foi realizado o peneiramento nas frações de 250, 175 e 125 μm , seguido de bateamento com água e álcool, para concentração de minerais pesados. Minerais ferromagnéticos foram separados do concentrado com imã de Nd e separador magnético isodinâmico Frantz. Após essa separação, foi realizada triagem manual, por meio de lupa binocular, para selecionar os cristais de zircão mais euédricos, transparentes,

sem feições metamíticas, não fraturados ou contendo inclusões. Os cristais selecionados foram fixados em pastilhas com resina (*mounts*) e polidos.

Os cristais de zircão foram analisados por imagens de elétrons retroespalhados (*Backscattered electrons*-BSE) em Microscópios Eletrônico de Varredura (MEV) Zeiss modelo VP (Laboratório de Microanálises da CPRM – sede Belém), sob as seguintes condições operacionais: corrente de feixe de elétrons de 90 μ a, voltagem de aceleração constante a 20 KV, distância de trabalho 15 mm e tempo de análise 30s com 6000 a 8000 contagens/segundo.

As imagens feitas a partir de MEV permitiram observar a estrutura interna dos cristais, fraturas, padrões de zoneamento, que geralmente refletem variações nas concentrações dos elementos traços, bem como a presença de inclusões e sobrecrecimento (Lamarão *et al.* 2014). Essas imperfeições indicam que o cristal de zircão pode apresentar uma idade diferente da verdadeira.

1.4.6.1.2 Datação

As análises geocronológicas foram feitas no Laboratório de Geologia Isotópica – Pará-Iso (UFPA), seguindo os procedimentos de Kosler *et al.* (2002), Buhn *et al.* (2009), Chemale Jr. *et al.* (2012), Milhomem *et al.* (2017a). Este procedimento utilizou um espectrômetro de massa com multicoletor de alta resolução MC-ICP-MS modelo Neptune da marca Thermo Finnigan. Foi utilizada uma microsonda de ablação a laser Nd-YAG 213 nm, modelo LSX-213 G2 da marca CETAC acoplada ao Neptune.

Com relação ao fracionamento induzido pelo laser e a discriminação instrumental de massa, foram corrigidos utilizando-se o zircão de referência GJ-1 ($608,5 \pm 1,5$ Ma, Jackson *et al.* 2004), e zircão secundário BB (562 ± 9 ; Santos *et al.* 2017). Além disso, as interferências do chumbo comum (^{204}Pb) e a correção de background são normalmente realizadas monitorando as massas de ^{202}Hg e $^{204}(\text{Hg} + \text{Pb})$ durante as análises e utilizando o modelo de Stacey & Kramers (1975) para evolução do Pb terrestre ao longo do tempo.

Com as correções do “branco” e Pb comum, realizadas, foi feito o cálculo das razões isotópicas ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) e de seus erros absolutos (1σ de desvio padrão) com o uso de planilhas e uma macro no Excel 2003 (adaptada de Chemale Jr. *et al.* 2012). A partir dos valores das idades calculadas, foi confeccionado o Diagrama Concórdia, com o auxílio do Programa Isoplot/EX de Ludwig (2011).

1.4.7 Geoquímica isotópica

1.4.7.1 Estudo Isotópico Sm-Nd em rocha total

Samário e neodímio são elementos terras raras (ETR) que ocorrem em muitos minerais formadores de rochas, como silicatos, fosfatos e carbonatos. A análise do isótopo ^{143}Nd , fornece importantes informações a respeito da evolução geoquímica planetária e sobre a gênese de rochas ígneas (Faure & Mensing 2005). As características ligadas às propriedades geoquímicas dos ETR's, imprimem determinadas vantagens do método Sm/Nd sobre outros sistemas geocronológicos, principalmente para investigar os processos de formação e retrabalhamento da crosta continental (DePaolo 1988, Faure & Mensing 2005). O presente trabalho segue a metodologia descrita por Oliveira *et al.* (2008) no Laboratório de Geologia Isotópica – Pará-Iso (UFPA).

Amostras de granitoides foram processadas segundo o procedimento padrão do laboratório Pará-Iso que inclui: trituração, pulverização, quarteamento e peneiramento a uma granulometria $< 125 \mu\text{m}$. As amostras passaram por dissolução e separação dos elementos Sm e Nd. A separação dos elementos terras raras (ETRs) dos outros elementos é realizada em coluna de teflon com 5 mm de diâmetro e 25 cm de altura, preenchida com 2 mL de resina catiônica Biorad Dowex 50W-X8, é limpa com introdução de 15 mL de HCl** 6N, seguida de uma retrolavagem com 10 mL HCl** 2N. Posteriormente, a resina é condicionada com 5 mL de HCl** 2N. A alíquota de 0,5 mL de amostra, previamente dissolvida em 100 μL de HCl** 2N, é introduzida na coluna, seguida de 17,5 mL de HCl** 2N. Para a eluição dos ETRs, foram acrescentados 5 mL de HNO₃** 3N e os ETRs são coletados na fração seguinte de 6 mL de HNO₃** 3N. A solução coletada é evaporada e a amostra é dissolvida novamente com 100 μL de uma mistura HNO₃** 7N + Metanol** concentrado, para a separação dos elementos Sm e Nd na segunda etapa do procedimento de separação química. Os elementos Sm e Nd são separados dos outros ETRs e purificados por cromatografia de troca iônica em coluna de teflon de diâmetro e altura, similar à coluna precedente, preenchida com 2 mL de resina aniônica Dowex AG1-X4.

A solução amostra de terras raras é introduzida na coluna e 6,9 mL da mistura HNO₃** 7N+Metanol** concentrado são acrescentados e descartados. A fração de Sm é coletada em cadinho de teflon com 4 mL de HNO₃** 7N+Metanol** concentrado. Posteriormente são adicionados e descartados mais 4 mL da mistura ácida e a eluição da fração concentrada de Nd é realizada com a adição de 7mL de HNO₃** 7N + Metanol** concentrado. As frações concentradas de Sm e Nd coletadas são evaporadas. Em seguida,

1mL de HNO₃** concentrado é adicionado em cada fração e as soluções são novamente evaporadas.

As análises isotópicas de Sm e Nd foram realizadas no espectrômetro de massa modelo Triton Plus ou ICP-MS da marca Thermo Finnigan, equipado com um sistema de multicoleção. As razões isotópicas serão normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,721914$ (fracionamento de massa corrigido no modo exponencial) e a constante de desintegração utilizada será $6,54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$. Os valores de Nd-T_{DM} serão calculados usando o modelo de DePaolo (1981). Os resultados obtidos foram plotados no diagrama $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs. Tempo.

1.4.7.2 Estudo Isotópico Lu-Hf in situ

O sistema isotópico Lutécio-Háfio representa atualmente uma das ferramentas mais poderosas para estudos isotópicos e geocronológicos (Faure & Mensing 2005). Análises combinadas de U-Pb e Lu-Hf *in situ* em populações de zircão de rochas magmáticas por espectrometria de massa de fonte ICP com sistema de Laser Ablation (LA-ICP-MS) permitem caracterizar isotopicamente o magma, fornecendo importantes informações sobre a formação e evolução crustal (Belousova *et al.* 2009, 2010, Matteini *et al.* 2010, Heinonen *et al.* 2010, 2015, Vervoort & Kemp 2016).

O zircão (ZrSiO₄) é um mineral acessório comum em uma ampla variedade de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. A baixa razão Lu/Hf no zircão, torna a correção do crescimento radiogênico *in situ* desprezível, além disso, a alta concentração e a baixa mobilidade do Hf no zircão propiciam razões isotópicas e idades modelo precisas, que podem subsidiar importantes inferências não só quanto à idade de extração mantélica, mas também quanto a sua possível história evolutiva, proveniência e estudos afins (Kinny *et al.* 1991, Blichert-Toft & Albarède 1997, Amelin *et al.* 1999, Vervoort & Blichert-Toft 1999, Nebel *et al.* 2007, 2014). O zircão é um mineral altamente refratário com alto conteúdo de Hf, e a metamitização e/ou alteração, geralmente, não tem nenhum efeito nos isótopos de háfio (Gerdes & Zeh 2009).

O Lutécio tem dois isótopos, ^{175}Lu (97,40%) e ^{176}Lu (2,59%), sendo o último radioativo e decai para ^{176}Hf por emissão de uma partícula β^- (Faure & Mensing, 2005) com o tempo de meia-vida de 37,2 Ga (Scherer *et al.* 2001). O Hf possui seis isótopos naturais: ^{174}Hf (0,16%), ^{176}Hf (5,2%), ^{177}Hf (18,6%), ^{178}Hf (27,1%), ^{179}Hf (13,74%) e ^{180}Hf (35,2%), todos estáveis, sendo o ^{176}Hf o único isótopo radiogênico. O ^{176}Hf aumenta com o tempo a uma taxa que depende da razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ das rochas e minerais (Faure & Mensing, 2005). Assim, a

equação básica de idade para o método Lu-Hf (Patchett *et al.* 1981), aplicado para qualquer sistema fechado, é a seguinte:

$$({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{hoje}} = ({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{inicial}} + ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{hoje}} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

Como no método Sm-Nd, o método Lu-Hf permite calcular idades modelo do manto empobrecido (DM – Depleted Mantle), segunda a equação:

$$T_{\text{DM}} = t/1000 + 1/0,01867 \times \ln[1 + ({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{am}}^i - ({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}^t / ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{crosta}} - ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}^0] \quad (2)$$

Em que (t) é a idade de cristalização da rocha obtida pelo método U-Pb e os valores das razões: ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ e ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}$ são 0,28325 e 0,0388, respectivamente (Andersen *et al.* 2009).

A razão ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ de uma rocha ou mineral em um determinado tempo t pode ser maior ou menor do que aquela do reservatório uniforme condrítico (CHUR), dependendo da razão Lu/Hf do reservatório geológico pelo qual o Hf passou antes de ser incorporado na rocha ou mineral (Faure & Mensing 2005). Essa comparação é expressa em unidade épsilon (ϵ), partes por dez mil, definida segundo Patchett *et al.* (1981), como:

$$\epsilon_{\text{Hf}}(t) = [({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{amostra}}^t / ({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{condrítica}}^t - 1] \times 104 \quad (3)$$

As análises seguiram a metodologia empregada no Laboratório Pará-Iso, desenvolvida e descrita por Milhomem Neto *et al.* (2017b). Os cristais de zircão utilizados foram obtidos em etapas que incluíram: britagem/fragmentação (britadores de mandíbulas), moagem (cominuição em moinho de disco), separação em frações granulométricas (com peneiras de 250, 175, 125 μm), separação magnética (ímãs de mão e separador eletromagnético Isodynamic Frantz), concentração de minerais pesados por densidade/gravimetria (bateamento com água e álcool) e seleção dos melhores cristais de zircão em lupa binocular. Estes cristais de zircão são selecionados com base também nos dados U-Pb, onde foram selecionados zircões com maior concordância e menor valores de erro absoluto, consequentemente são os zircões mais concordantes.

As análises de Hf em zircão foram realizadas utilizando um espectrômetro de massa multicoletor de alta resolução MC-ICP-MS de marca Thermo Finnigan modelo Neptune, equipado com nove coletores Faraday e seis contadores de íons, que podem ser combinados em diversas configurações. Os dados foram processados em macro no Microsoft Excel (Bertotti *et al.* 2013) para calcular os valores das razões ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ e ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}$ de cada ponto analisado. Por fim, são utilizadas planilhas Excel específicas para Lu-Hf para calcular a

idade modelo Hf-T_{DM} e o parâmetro $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ de cada alvo analisado, bem como de todos os parâmetros necessários para construção dos diagramas de evolução do Hf ao longo do tempo geológico.

1.4.8 Estudo da petrotrama

Segundo Freimann (2014) a trama de uma rocha inclui uma completa configuração espacial e geométrica de todos os seus elementos como textura, estrutura e orientação preferencial cristalográfica (OPC). Em muitas rochas deformadas constituídas por minerais de morfologia planar ou alongada em uma direção preferencial, é relativamente fácil reconhecer uma trama que se traduz como uma foliação ou lineação. No entanto, para algumas rochas o reconhecimento de uma orientação preferencial em escala meso e macroscópica seja mais complicado (Pior *et al.* 2009, Freimann 2014), para isso a utilização de métodos para o estudo da trama cristalográfica em escala microscópica.

Com o objetivo de fazer um estudo estrutural utilizando a trama cristalográfica de quartzo através do mecanismo de deformação e orientação preferencial cristalográfica (OPC) nos granitoides e gnaisses. A orientação da rede cristalina para o estudo da OPC foi realizada através do método de difração de elétrons retro-espalhados no microscópio eletrônico de varredura (EBSD-MEV) para compreender e identificar a orientação espacial e geométrica dos granitoides.

1.4.8.1 Difração Elétrons Retro-espalhados no Microscópio Eletrônico de Varredura (EBSD-MEV).

O método de EBSD-MEV fornece o mapeamento completo dos padrões de orientação cristalográfica de agregados polimineralicos e de grãos individuais (Prior *et al.* 2009). Na crosta e no manto da Terra, rochas se deformam, e a orientação preferencial cristalográfica (OPC) dos constituintes minerais nas rochas deformadas fornece informações úteis sobre os mecanismos, as condições e a cinemática da deformação (Turner & Weiss 1963, Wenk & Christie 1991, Leiss *et al.* 2000, Wheeler *et al.* 2001, Randle 2004). Os dados de OPC podem ser medidos por medição em um único cristal ou por estatística em experimentos de difração (medidas em volume de textura) (Freimann 2014). Os últimos incluem métodos como difração de raio-x ou difração de nêutrons (Wenk *et al.* 1984, 1986, Leiss *et al.* 2000).

O EBSD (Venables & Harland 1973) surgiu como uma técnica prática (Dingley 1984, Adams *et al.* 1992) aproximadamente ao mesmo tempo que outras técnicas estavam sendo

desenvolvidas, como: microscopia óptica utilizando a platina universal (Berek 1924) e a platina do microscópio, auxiliados por computadores, como CIP (computer-integrated polarization microscopy – Heilbronner e Pauli 1993) ou fabric analyser (Wilson *et al.* 2003, 2007) e Selected area electron channeling patterns (SAECP: Joy & Newbury 1972, Lloyd 1987). A técnica EBSD é a maneira mais fácil de aplicar e adquirir grandes números de dados completos de OPC de minerais individuais.

Segundo Prior *et al.* (2009), a partir do ano de 1998, ocorreu um grande aumento de trabalhos utilizando dados de EBSD, com forme a Figura 3.

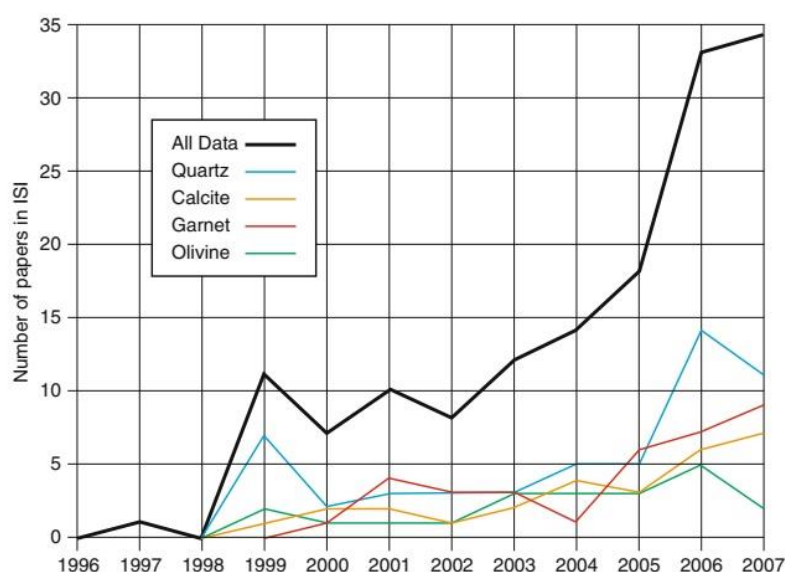


Figura 3 - Número de trabalhos com EBSD do site ISI web de ciências (Prior *et al.* 2009).

O princípio da técnica MEV-EBSD é baseado na interação entre um feixe de elétrons e superfícies cristalográficas sólidas. Quando um feixe de elétrons atinge a amostra, descrevem trajetórias diversas, formando um volume de interação denominado “Pêra de ionização” (Prior *et al.* 1999). Deste volume, uma parcela considerável de elétrons não perde energia significativa, sofrendo o retro-espalhamento elástico e apenas mudando a direção ao longo da superfície (Freimann 2014). A interação entre a superfície cristalográfica e o feixe de elétrons gera uma fonte virtual de elétrons retro-espalhados, sendo possível descrever sua trajetória, situada dentro da “pêra de ionização”. Os elétrons espalham-se coerentemente nos planos cristalinos sofrendo a difração, que produz dois cones conhecidos como cones de Kossel (Freimann 2014). Esses dois cones são formados obedecendo a Lei de Bragg (Prior *et al.* 1999).

O método EBSD, tem base nos padrões produzidos a partir da intersecção dos elétrons retro-espalhados projetados em tela de fósforo formando linhas ou faixas denominadas de Linhas de Kikuchi (Lloyd *et al.* 1987, Prior *et al.* 1999, Higgins 2006, Prior *et al.* 2009). Os padrões de difração obtidos são indexados e comparados com a base de dados minerais dos softwares de tratamentos das imagens de difração com o objetivo de obter as informações cristalográficas da amostra analisada (Schmidt e Olsen 1989, Prior *et al.* 1999, Randle & Engler 2000). As orientações dos eixos cristalográficos extraídos são determinadas de forma automatizada a partir da transformada de Hough (1962). O software utiliza um modelo de esfera construído através da simulação numérica de EBSP's (Electron Back-Scattered Pattern) para comparar com a figura de difração obtida e determinar as orientações cristalográficas do cristal (Freimann 2014).

1.4.8.2 Representação dos resultados

Os dados coletados pela técnica de EBSD podem ser apresentados principalmente em mapas, figuras de polo e polo inverso e histogramas. A seguir serão apresentadas algumas das possíveis formas de representação de dados:

1.4.8.2.1 Histogramas e box plots

Essas representações visam expressar a distribuição das populações de valores escalares. Parâmetros representados dessa forma incluem a proporção de fases indexadas, distribuição de tamanho de grãos e distribuição de ângulos de *misorientation*. Em uma rocha, dois grãos de uma mesma fase apresentam uma relação geométrica entre si e, normalmente, a rede cristalina apresenta rotação entre um cristal e outro. A este ângulo de rotação entre dois grãos é dado o nome de ângulo de desorientação, ou *misorientation angle* (Wheeler 2001). Por convenção, este ângulo sempre será positivo e nunca maior que 180°. *Misorientation angles* são normalmente representados em figura de polo inversa (FPI) para destacar qualquer possível relação de eixos de *misorientation* com direções cristalográficas, ou na forma de histogramas.

1.4.8.2.2 Mapas

A representação por meio de mapas busca representar a variação espacial de determinados parâmetros. Mapas de fases apresentam a variação das diferentes espécies minerais indexadas ao longo da área analisada. É possível também gerar mapas coloridos em função da orientação de cada cristal, como apresentado nesse trabalho com mapas coloridos baseados em figuras de polo inverso. Além desses, mapas podem ser coloridos com escalas de

cor proporcionais para amostras específicas, como mapas de tamanho de grão que podem evidenciar grãos que destoam da população geral.

O EBSD reconhece as diferentes fases cristalográficas e o EDS identifica a composição química de cada uma delas. Além disso, o padrão das bandas de Kikuchi geradas quando os elétrons interagem com a superfície do cristal carregam o dado EBSP (*electron back scattered pattern*), que contém informações sobre o cristal que o gerou. Analisando este padrão é possível obter informação não apenas sobre a orientação cristalográfica, mas distinguir entre diferentes estruturas, e conseqüentemente, fases minerais (Sitzman & Maitland 2007).

A distribuição das fases é representada em um mapa de fases. Esse mapa é uma importante ferramenta na representação espacial de minerais e na determinação de precipitados.

1.4.8.2.3 Figuras de polo e figuras de polo inverso

Segundo Conte (2018) uma figura de polo é uma forma utilizada para se representar textura cristalográfica e informações tridimensionais em apenas duas dimensões. Para isso, usa-se uma projeção estereográfica de igual área e define-se um sistema de referência, geralmente o plano XZ da amostra. Neste caso a lineação é paralela ao eixo X (E-W na projeção estereográfica), e o polo da foliação é paralelo ao eixo Z, (N-S da projeção estereográfica).

As figuras de polo podem ser plotadas como pontos, onde cada ponto corresponde à uma direção cristalográfica, e também podem ser representadas como diagramas de contorno em níveis de distribuição uniforme. Para dados de EBSD pontos são plotados na figura de polo e a orientação individual de cristais analisados, quando plotados em conjunto, revelam a textura da amostra (Conte 2018, Jaensch 2020).

Em uma figura de polo inversa (FPI) os eixos da projeção estereográfica são plotados em função das direções cristalinas, baseadas no grupo de Laue, por isso a simetria do cristal é que determinará a forma da figura (Mainprice 2012).

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICO ESTRUTURAL

2.1 MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO

Mecanismos de deformação cristalina estão amplamente relacionados com as condições nas quais a deformação foi imposta. Fatores que influenciam o controle desses mecanismos incluem principalmente a temperatura, tensão diferencial e confinante, taxa de deformação, paragênese, proporção de água estrutural e intersticial, tamanho original do grão, entre outros (Blenkinsop 2002, Vernon 2004, Passchier & Trouw 2005). Os mecanismos de deformação garantem a manutenção e coesão entre os grãos, acomodando os problemas de espaço por bandas de deformação, *kinking*, microfraturamento (baixas temperaturas), recristalização dinâmica ou deslizamento a longo das bordas dos grãos (Freimann 2014). Com o aumento de temperatura a deformação cristalina transita do campo de deformação rúptil para uma deformação controlada por processos dúcteis (Figura 4) (Rutter *et al.* 2001).

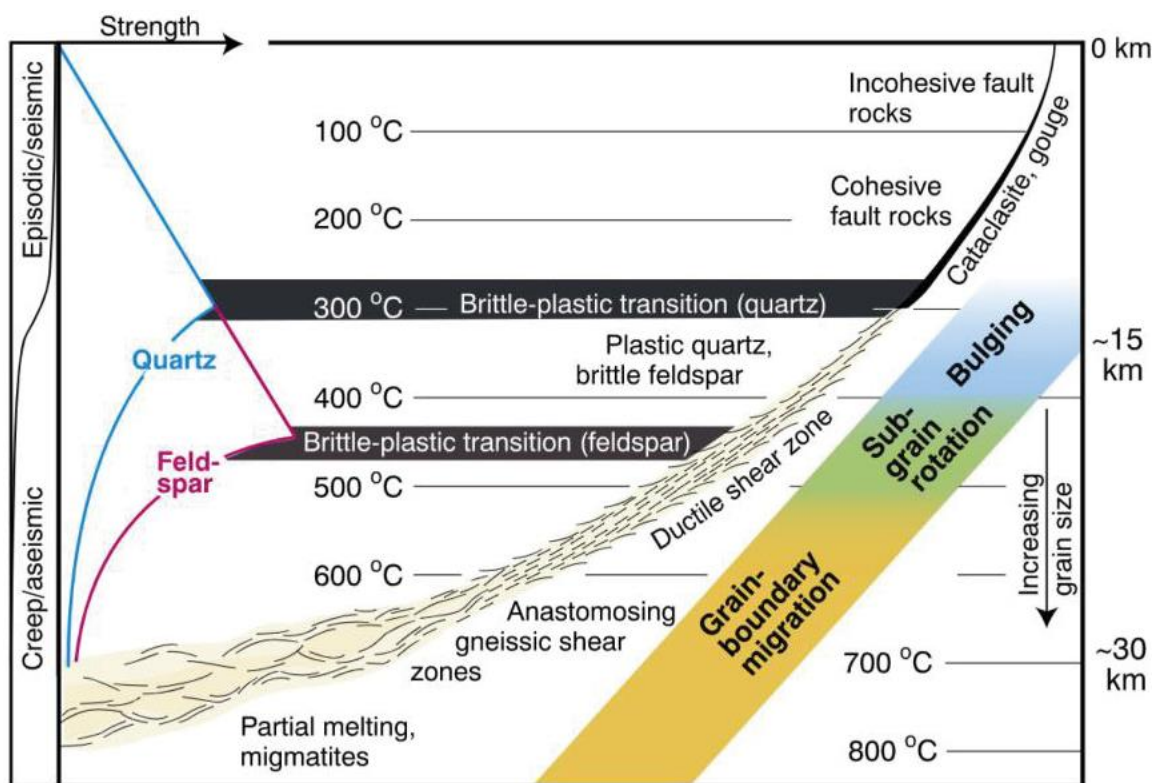


Figura 4 - Diagrama ilustrando a variação do comportamento reológico das rochas em resposta à variação de temperatura e profundidade. Limites aproximados para a transição entre comportamento rúptil e dúctil dos materiais, assim como mecanismos de recristalização dinâmica do quartzo são apresentados (Fossen & Cavalcante 2017).

Os processos envolvidos na deformação envolvem: (1) *fatores internos* relacionados às características da rocha, tais como mineralogia, composição do fluido intergranular,

tamanho do grão, orientação cristalográfica preferencial (lattice preferred orientation - LPO), porosidade e permeabilidade e (2) *fatores externos* como temperatura, pressão litostática, taxa de stress diferencial, pressão de fluido e taxa de deformação externa (Passchier & Trouw 2005). A temperatura é o fator isolado mais importante. Altas temperaturas favorecem os mecanismos de deformação plástica e suas microestruturas (Fossen 2010).

2.2 MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO NO QUARTZO

O quartzo (SiO_2) é um mineral extremamente comum, sendo um dos mais abundantes da crosta superior e estando presente em rochas e ambientes tectônicos muito variados. Na Tabela 1 é mostrado um resumo dos principais mecanismos de deformação e suas respectivas microestruturas do quartzo.

O processo de cataclase dos cristais (temperaturas abaixo de 300°C) resulta no microfraturamento, microfalhas e rotações dos grãos sem deformação da estrutura cristalina do grão (Vernon 2004). O microfraturamento pode ser nuclear a partir de pequenas falhas no retículo cristalino, em bordas de grãos e em inclusões fluidas ou sólidas. O aumento do processo rúptil pode resultar no aumento do atrito entre os cristais, o que pode ocasionar fusão por fricção (Blenkinsop 2002). Segundo Passchier & Trouw (2005) a dissolução por pressão pode ocorrer em temperaturas não muito altas, a partir de que haja a presença de fase fluida intersticial.

Os mecanismos de dissolução e precipitação ocorrem pela presença de fluidos intergranulares, que facilitam o processo de dissolução que se concentra nos pontos de contato entre os grãos, quando existe uma alta tensão diferencial aplicada (Freimann 2014). A precipitação ocorre em zonas de menor tensão, gerando bordas de grão com um alto ângulo em relação ao tensor principal, como veios e sombras de deformação (Jaensch 2020). O transporte de matéria através desse mecanismo caracteriza a fluência por difusão assistida por fluidos (*fluid assisted diffusion creep, solution-precipitation creep ou stress induced solution transfer*) (Vernon 2004, Passchier & Trouw 2005). Esse mecanismo ocorre preferencialmente em condições de metamorfismo de baixo grau devido à necessidade da presença de fluidos.

Tabela 1 - Principais mecanismos de deformação e respectivas microestruturas do quartzo com comportamento rúptil e dúctil.

MECANISMOS		MICROESTRUTURAS		
Gerai	Específicos	Específicos	Gerai	
Catacláse	Microfraturamento	Microjuntas	Microfraturas, deslocamento e rotação de corpo rígido	
		Microfalhas		
Microzonas de cisalhamento				
	Fusão por Fricção	Pseudotaquilito		
Fluência por difusão assistida por fluidos ou Transferência por dissolução induzida por tensão	Dissolução	Poros com formatos irregulares	Indícios de remoção de material e deposição controlados pela tensão atuante	
		Truncamento de zoncamentos químicos e de objetos como fósseis e fenocristais		
		Grãos esféricos com contatos indentados		
		Grãos de mesmo tamanho com contatos retilíneos enquanto grãos menores são indentados nos maiores		
		Trilhas de minerais pouco solúveis e micas		
	Precipitação	Microestilólitos		
		Veios e sombras de pressão com cristais fibrosos		
		Sobrecrescimento de minerais com continuidade ótica		
				Planos ricos em inclusões fluidas
				Orientação preferencial de forma dos grãos
Fluência por deslocações	Geminção mecânica	Microveios		
		Maclas de deformação	Estruturas indicativas de deformação permanente na estrutura cristalina	
		Extinção ondulante		
		Grãos fitados		
<i>Kinks</i>				
Recuperação		Bandas de deformação intracristalina (Bandas de Extinção Localizadas – BEL)		
		Subgrãos		
Recristalização dinâmica	Migração lenta do limite de grão – bulging	Textura de manto e núcleo		
	Rotação de subgrão – subgrain rotation	Novos grãos com contatos irregulares em transição contínua até subgrãos		
	Migração do limite de grão – grain boundary migration	Grãos com contatos lobados		
Novos grãos sem registros de deformação				
		<i>Pinning</i>		
		Orientação cristalográfica preferencial - OCP		
Fluência por difusão em estado sólido, fluxo granular e superplasticidade	Fluências do tipo Coble e Nabarro-Herring e deslizamento de borda de grãos	Agregados de grãos equigranulares finos	Microestruturas características visíveis apenas com auxílio de Microscópio Eletrônico de Transmissão	
		Ausência de OCP		
		Distribuição uniforme de fases minerais		

Fonte:(Blenkinsop 2002, Vernon 2004, Passchier & Trouw 2005, Derez & Pennock 2015).

Em condições com temperaturas acima de 300° C a deformação deixa o campo rúptil e entra no campo dúctil (Stipp *et al.* 2002a). A partir dessa faixa de temperatura a deformação é absorvida na estrutura cristalina, buscando a eliminação de defeitos intracristalinos, tanto cristais deformados quanto cristais sem deformação apresentam defeitos na sua estrutura cristalina (Ferreira 2019). A deformação dúctil intracristalina é resultado da migração dos defeitos através do retículo cristalino, sendo uma deformação permanente sem haver rompimento da estrutura cristalográfica (Bollmann 2012). Isto é chamado de deformação intracristalina ou deformação cristal-plástica (Freimann 2014). A deformação plástica aumenta a quantidade de defeitos e deslocações (*dislocations*) na estrutura cristalina dos minerais.

Os defeitos podem ser divididos em defeitos pontuais, defeitos lineares e defeitos planares (Vernon 2004, Passchier & Trouw 2005). Os defeitos pontuais podem ser classificados em “vacâncias” ou “impurezas”, caracterizados respectivamente pela ausência de átomos e pela presença átomos extras no retículo cristalino do cristal. Este último ainda pode ser do tipo intersticial, caracterizados pela ocupação de um espaço vazio no retículo cristalino, em que ocorre a substituição de um átomo do retículo por outro diferente.

Os defeitos lineares, ou deslocações, são definidos pela presença de um plano cristalográfico extra no retículo cristalino que delimita uma região que se deslocou em relação a outra (Silva 2021). O movimento de deslocações é um processo denominado de Deslizamento de Deslocações (Figura 5) (*dislocation glide*), e ocorre pela ativação de um ou mais sistemas de deslizamento (*slip system*) assim que a sua energia de ativação de moção é atingida (Van der Pluijm & Marshak 2004). Um sistema de deslizamento é caracterizado por um plano de deslizamento (*slip plane*) e uma direção de deslizamento (*slip direction*).

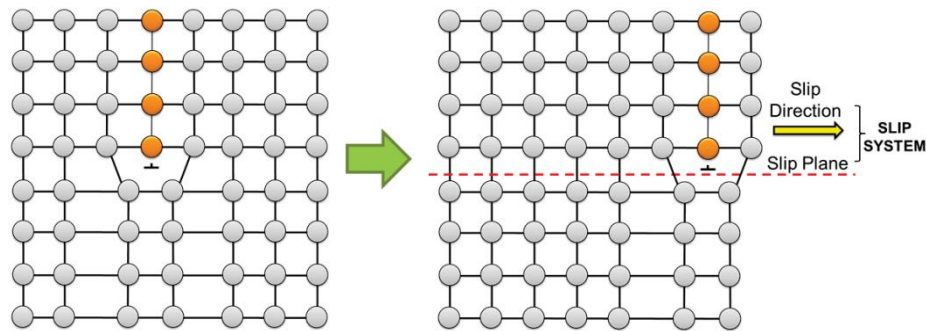


Figura 5 - Exemplo de deformação por deslizamento (Dislocation Glide) onde o meio plano extra na estrutura do cristal (bolas vermelhas) é deslocado do meio para a borda do grão, por conta da aplicação de tensão, com uma direção e um plano de deslizamento que forma o *Slip System* (Ferreira 2019).

O deslizamento das deslocações associadas a saltos (*climbs*) compreende a movimentação cristalina onde o plano de deslocamento migra para um plano superior ou inferior caracterizando salto do deslocamento (Figura 6). A movimentação pela combinação dos dois tipos de deslocamentos (*glide* e *climb*), pela formação e destruição de deslocações é denominada de Fluência de Deslocações (*dislocation creep*) (Nicolas & Poirier 1976). O tipo de sistema de deslizamento ativado dependerá do rompimento da tensão crítica cisalhante (*Critical Resolved Shear Stress – CRSS*), que varia com a composição química do mineral, com a temperatura, a taxa de deformação, a tensão diferencial e atividade química (Passchier & Trouw 2005, Freimann 2014).

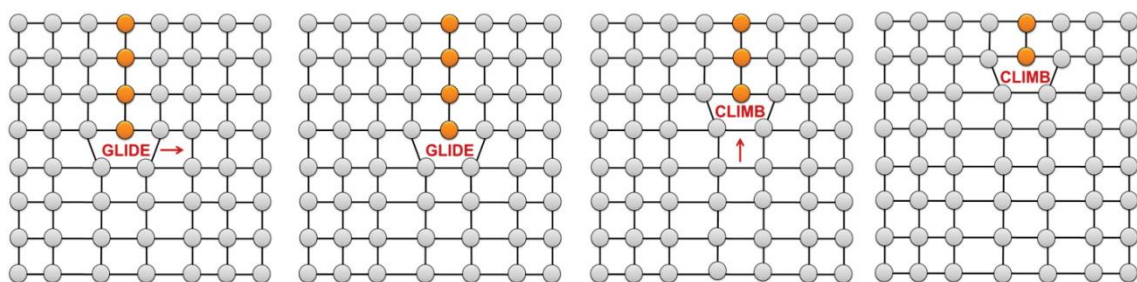


Figura 6 - Exemplo de Dislocation Creep, onde o defeito primeiro sofre deslocamento da horizontal e posteriormente há a mudança na direção de deslizamento. (Ferreira 2019).

Na estrutura cristalina existem planos que facilitam a ocorrência de deslizamento, que, em geral, correspondem a superfícies com maior densidade atômica (Vernon 2004). Esses planos, associados com a direção de deslizamento preferencial, definem sistemas de deslizamento do cristal (Vernon 2004, Fossen 2016). Existem alguns sistemas de deslizamento para o quartzo, amplamente caracterizados, como mostrado na Tabela 2 e na Figura 7, contudo ainda há questionamentos se existem outros sistemas não identificados (Neumann 2000, Lloyd 2004).

Tabela 2 - Principais sistemas de deslizamento do Quartzo

Sistemas de deslizamento	Sistema de deslizamento		Eixo de rotação
	Plano	Direção	
Basal [a]	(c)	$\langle a \rangle$	{m}
Prismático [a]	{m}	$\langle a \rangle$	[c]
Romboédrico + [a]	{r}	$\langle a \rangle$	{ π' }
Romboédrico - [a]	{z}	$\langle a \rangle$	{ π }
Romb. secundário + [a]	{ π }	$\langle a \rangle$	{z}
Romb. secundário - [a]	{ π' }	$\langle a \rangle$	{r}
Prismático $\langle c \rangle$	{m}	[c]	$\langle a \rangle$

Fonte: (Neumann 2000, Lloyd 2004).

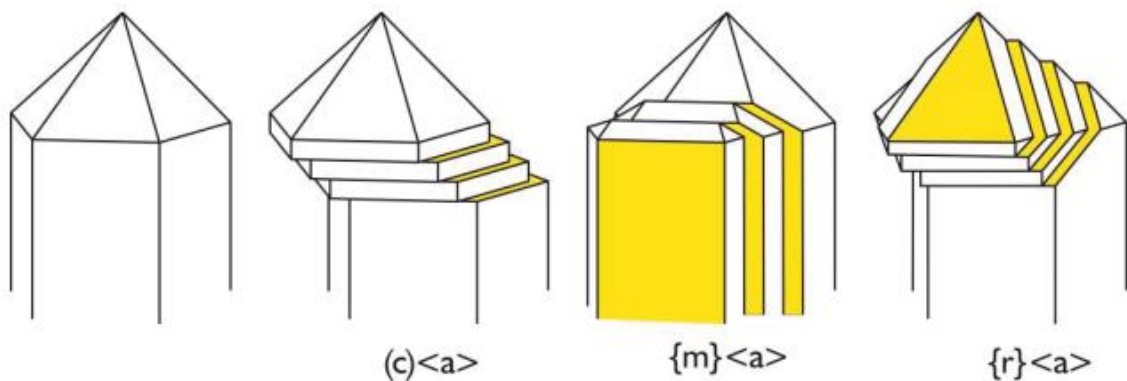


Figura 7 - Ilustração exemplificando as posições de funcionamento de diferentes sistemas de deslizamento (Silva 2021).

Os processos de geminação e *kinking* atuam junto aos mecanismos de deformação intracristalinos e também resultam na mudança da forma dos cristais. Segundo Passchier & Trouw (2005) a geminação mecânica ocorre em direções cristalográficas específicas e um plano de deslocações separa o cristal em duas regiões simétricas. O processo de *kinking* não é limitado a nenhuma direção ou plano cristalográfico específico e o limite entre as duas porções do cristal não representa um plano espelhado (Freimann 2014). Este processo, forma-se por uma rotação progressiva dos átomos em torno de um eixo paralelo à intersecção de um plano de deslizamento e um limite de uma banda *kink* (Passchier & Trouw 2005).

Enquanto sistemas de deslizamento se aproveitam de defeitos cristalinos e planos preferenciais para facilitar a absorção da deformação, mecanismos de recuperação e recristalização buscam a reorganização de tais defeitos para a redução de energia interna da estrutura (Passchier & Trouw 2005). O processo de recuperação alinha deslocações, antes

dispersas, gerando bordas de subgrão (Figura 8) (Vernon 2004). A deformação intracristalina distribui deslocações com orientação sistemática pelo retículo cristalino que reflete visivelmente em extinção ondulante, com a progressão da deformação mais deslocações se agrupam e formam uma banda de deformação (Blenkinsop 2000). A diferença de orientação entre as duas partes se acentua e mais deslocações se concentram na banda de deformação, até que esta separe completamente as duas partes e se torna a borda de subgrão (Passchier & Trouw 2005). Os subgrãos são domínios ou fragmentos de um cristal com orientação cristalográfica levemente diferente dos subgrãos adjacentes (Passchier & Trouw 2005).

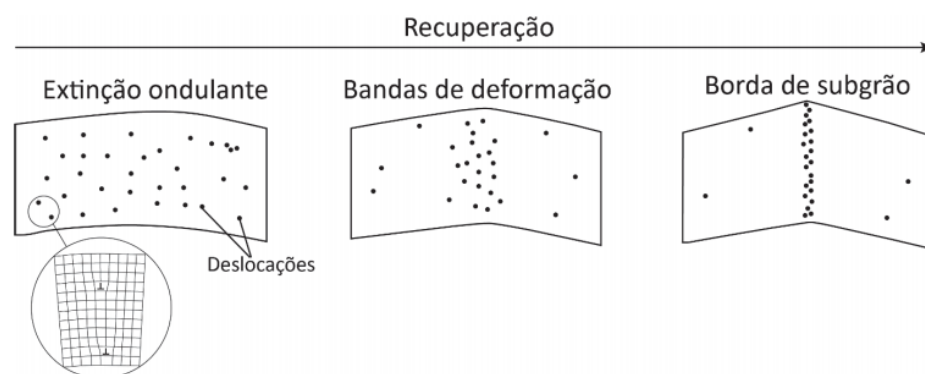


Figura 8 - Processo de recuperação resultando na formação de subgrãos (Passchier & Trouw 2005).

Assim como o processo de recuperação, o processo de recristalização também contribui na dissipação da energia livre, diminuindo a densidade de deslocações. A recristalização tem em vista eliminar energia interna por meio da criação e movimentação de limites de grão (Vernon 2004). Durante tais processos trocas químicas são consideradas mínimas, sendo a composição dos grãos inalterada (Vernon 2004).

A recristalização de um agregado policristalino que ocorre na ausência de uma deformação é denominada de recristalização estática (Urai *et al.* 1986). Este tipo de recristalização envolve vários processos que buscam a eliminação de deslocações, bordas de subgrãos e formas irregulares dos cristais, a fim de chegar a um estado de energia livre interna mínimo.

A recristalização que ocorre durante o processo deformacional é denominada recristalização dinâmica (Freimann 2014). A recristalização é dinâmica quando ocorre durante a deformação da rocha e estática quando ocorre após a deformação (Fossen 2012). Recristalização controlada por processos dinâmicos é resumida em três mecanismos específicos: migração lenta da borda de grão (*bulging*), rotação de subgrão (*subgrain rotation*

- SGR) e migração rápida da borda de grão (*grain boundary migration* - GBM) (Figura 9) (Stipp *et al.* 2002a). O mecanismo dominante dependerá da temperatura e da taxa de deformação vigente. A temperatura aumenta relativamente a partir do *bulging* ao GBM enquanto a taxa de deformação reduz (Passchier & Trouw 2005). Esses mecanismos são aproximadamente correlacionados com os regimes de deformação 1, 2 e 3 do quartzo, descritos por Hirth & Tullis (1992) (Stipp *et al.* 2002b, Passchier & Trouw 2005). A transição entre mecanismos é amplamente considerada que ocorra em torno de 400° C da migração lenta de limite para a rotação de subgrão e em torno de 500° C para a migração rápida de limite. (Stipp *et al.* 2002b).

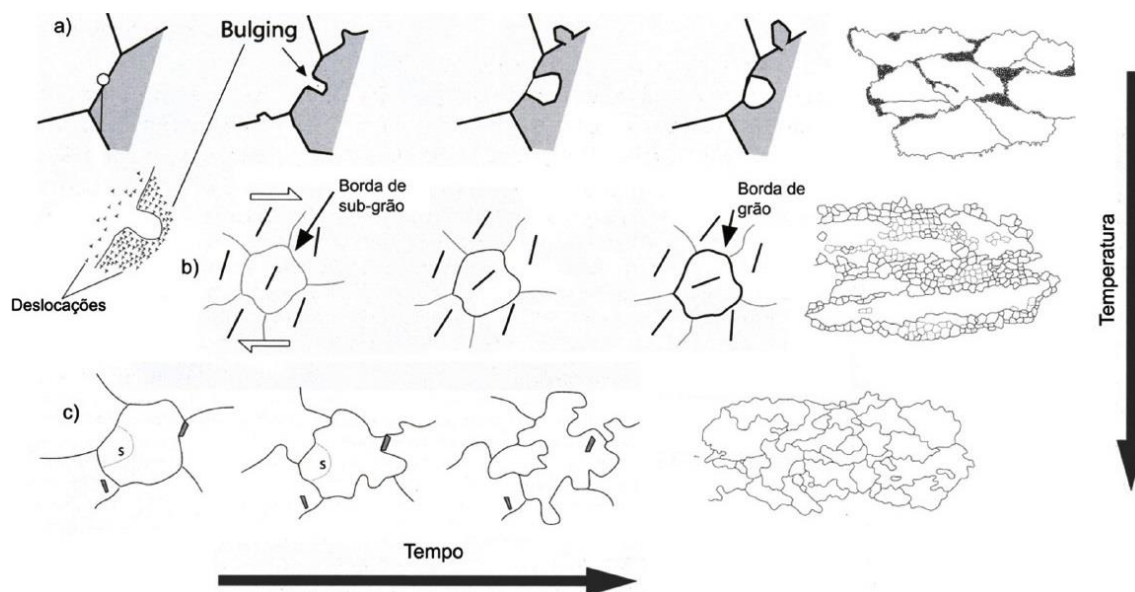


Figura 9 - A) Bulging, resultado da migração da borda de um grão dentro de outro grão com uma maior densidade de deslocamentos. B) Recristalização por rotação de subgrão. C) Recristalização por migração rápida de borda de grão (Freiman 2014).

A recristalização por *Bulging* (Figura A) ou migração lenta do limite de grão, ocorre principalmente ao longo da borda de grãos preexistentes, e resulta da migração da borda de um cristal com menor densidade de deslocamentos para o interior de outro com maior densidade para formar um novo grão de granulação visivelmente mais fina (Stipp *et al.* 2002a, Passchier & Trouw 2005). A borda do grão de menor densidade de deslocamento tende a migrar, localmente, para o interior do grão de menor densidade, formando protuberâncias, as quais posteriormente se transformam em novos grãos individuais (Vernon 2004, Passchier & Trouw 2005). Os novos grãos recristalizados tendem a nuclear em junções triplíceis, bordas de grãos normais a foliação e fraturas. Os grãos reliquias tendem a apresentar bordas irregulares e lobadas com lobos do tamanho dos novos grãos (Passchier & Trouw 2005), além de apresentarem extinção ondulante, lamelas de deformações e até fraturamento rúptil. A

trama resultante tem, em geral, o aspecto de núcleo e manto, onde grãos reliquiais se tornam envoltos por grãos menores recristalizados. Este processo atua nas porções de menor temperatura.

A recristalização por rotação de grão (*subgrain rotation* – SGR, Figura 9B) é caracterizada pelo aumento da temperatura e pela adição de deslocações às bordas de subgrãos de modo que a desorientação entre o subgrão e o cristal hospedeiro aumenta até que defina um novo grão recristalizado, ou seja, por uma rotação do subgrão (Passchier & Trouw 2005). Este processo ocorre conforme há o aumento no acúmulo de deslocamentos nas bordas dos subgrãos, a diferença na orientação cristalográfica entre os subgrãos aumenta progressivamente, e assim as bordas de subgrão mudam gradativamente para borda de grão, os quais apresentam orientação cristalográfica diferente do grão original (Vernon 2004, Passchier & Trouw 2005). As principais evidências deste mecanismo são: (i) a presença de grãos recristalizados livres de deformação interna; (ii) e de tamanho uniforme e similar aos subgrãos, os grãos relictos em geral são achatados, formam cordões (*ribbons*), apresentam microestruturas típicas de deformação intracristalina e contém bordas na qual há uma transição gradual dos subgrãos para os novos grãos recristalizados (Stipp *et al.* 2002a, Passchier & Trouw 2005).

O terceiro mecanismo de recristalização dinâmica, a migração rápida da borda de grão (*grain boundary migration* - GBM) é caracterizado pela alta mobilidade dos limites de grão. Tal mecanismo ocorre por um processo semelhante ao descrito para a migração lenta, porém em temperaturas mais altas (Vernon 2004). Este processo é resultado da diferença de energia de deformação entre dois grãos vizinhos. Acontece quando há um pequeno movimento de átomos ao longo da borda do grão mais deformado para adequar-se a estrutura cristalina do cristal com menor densidade de deslocamentos. O limite entre esses grãos se desloca em direção ao grão com maior densidade de deslocamentos e pode ocorrer um crescimento no cristal menos deformado. Esse processo é favorecido pelo aumento da temperatura e contribui para a redução na densidade de deslocamentos de um cristal deformado (Passchier & Trouw 2005, Fossen 2012).

Com o aumento progressivo da temperatura, o mecanismo GBM (Figura 9C) domina sobre os demais citados anteriormente, eliminando assim as deslocações e as bordas de subgrãos, formando bordas lobadas e interdigitadas (Freimann 2014). Este mecanismo produz algumas microestruturas típicas como as microestruturas do tipo *pinning*, *window*, *dragging*, *left-over grains* e *castellate* que podem ser utilizadas para indicar a direção de migração

(Jessel 1987). Stipp *et al.* (2002) ainda sugeriu a subdivisão deste mecanismo em dois tipos, recristalização por migração de borda de grão do tipo I (controlados por impurezas) e do tipo II (não controlado por impurezas), dependendo do controle do *pinning* na mobilidade das bordas.

Quando uma rocha é deformada sob alta temperatura, relativamente à de fusão dos seus minerais constituintes (acima de 700° C para o quartzo), a deformação cristalina passa a ser controlada por mecanismos de fluência por difusão em estado sólido (*solid-state diffusion creep*) (Passchier & Trouw 2005). A fluência ocorre através da movimentação das vacâncias da estrutura cristalina pelo interior do grão – difusão do tipo Nabarro-Herring – ou pelos limites do grão – difusão do tipo Coble (Passchier & Trouw 2005, Fossen 2016).

O mecanismo de fluxo granular ocorre via deslizamento ao longo de bordas de grão (*grain boundary sliding*) é facilitado em temperaturas elevadas (Passchier & Trouw 2005), e consiste no deslizamento entre grãos durante o processo deformacional. Em agregados com grãos pequenos e uniformes, condições de superplasticidade podem ser alcançadas gerando rochas com *strain* muito elevado sem desenvolvimento de orientação ou forma preferencial dos grãos (Passchier & Trouw 2005).

Trabalhos como de Hirth & Tullis (1992) e Stipp *et al.* (2002), caracterizaram experimental e naturalmente as condições físico-químicas em que ocorrem os mecanismos de deformação cristal-plástica e na qual os sistemas de deslizamentos são ativados. Sugerindo que geralmente, entre 280°C e 310°C, o deslizamento de deslocações supera o fluxo cataclástico como principal mecanismo de deformação do quartzo, definindo a chamada zona de transição rúptil-dúctil em uma crosta de composição granítica (Sibon 1977). A partir desta temperatura, microestruturas típicas de recuperação e deformação intracristalina se tornam recorrentes e a recristalização por *bulging* começa a operar. A partir de 400°C, a fluência por deslocações passa a ser dominante, com a SGR sendo o principal mecanismos de recristalização. Acima de temperaturas de 500°C a recristalização via GBM é prevalente. Stipp *et al.* (2002) ainda sugerem que acima de 630°C a recristalização por migração de borda ocorre sem influência de *pinning*, juntamente com a transição do quartzo- α (tetraedros de sílica em arranjos trigonais – baixa temperatura) para o quartzo- β (tetraedros de sílica em arranjos hexagonais – alta temperatura), e com o aparecimento de extinção do tipo “xadrez” (*chessboard*). Sob condições hidratadas o comportamento reológico se torna mais complexo (Tullis 2002), e a temperatura na qual os mecanismos atuam diminuem drasticamente, sendo

reportados a transição entre os três mecanismos em intervalos que compreendem 250°C a 330°C (Dunlap *et al.* 1997).

As microestruturas de recristalização em quartzo, formadas por processos de recristalização dinâmica podem ser usadas como termômetros, como é mostrado no estudo de Stipp *et al.* (2002), no qual analisou amostras de veios de quartzo recristalizado em rochas sedimentares metamorfizadas por contato ao longo do pluton Adamello, nos Alpes italianos. A partir dessa analisa, os autores, observaram que três mecanismos de recristalização foram indicados por microestruturas de recristalização nos veios e associados a temperaturas de assembleias minerais sin-cinemáticas (Figura 10): GBM (*grain boundary bulging recrystallization*) em temperaturas mais baixas, SGR (*subgrain rotation recrystallization*) em temperaturas intermediárias e GBM (*grain boundary migration recrystallization*) em temperaturas altas.

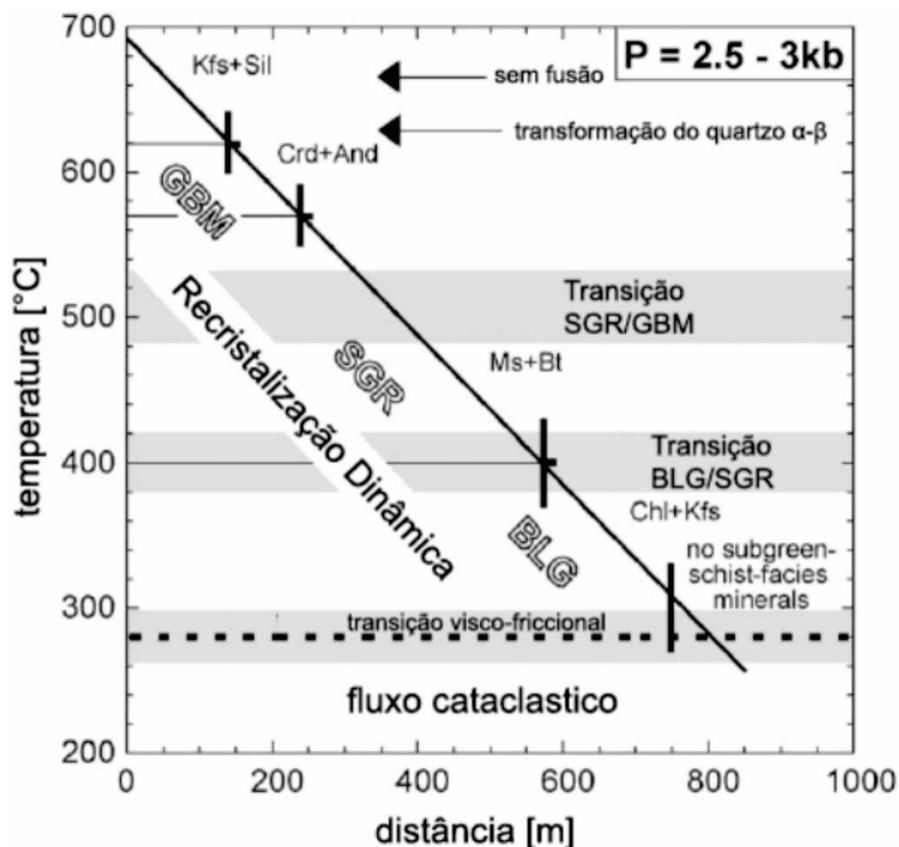


Figura 10 - Gráfico de relação entre a temperatura (processos de recristalização) e distância ao longo do perfil. As barras pretas verticais são erros de estimativa das isógradas de reação (Stipp *et al.* 2002a).

2.3 ORIENTAÇÃO CRISTALOGRÁFICA PREFERENCIAL (OCP)

A trama de uma rocha inclui uma completa configuração espacial e geométrica de todos os seus elementos como textura, estrutura e OCP (Hobbs *et al.* 1976). A deformação

plástica de volume rochoso pode levar ao desenvolvimento de uma textura cristalográfica, isto é, uma orientação cristalográfica preferencial - OCP, definida pelo arranjo sistemático de planos e eixos cristalográficos dos cristais (Silva 2021). Uma OCP pode ser definida como sendo um arranjo espacial sistemático dos retículos cristalinos dos grãos que compõem uma rocha, organizados por processos e mecanismo deformacionais (Freimann 2014).

O desenvolvimento da OCP em uma rocha depende (Schmid & Casey 1986, Law 1990, Barth *et al.* 2010): (i) dos sistemas de deslizamento operantes e do respectivo grau de atividade; (ii) do regime de deformação (plana, constricional ou achatamento), determinante para saber qual a direção de rotação dos cristais e, portanto, a forma da trama; (iii) da deformação finita; (iv) do tipo de deformação, tendo em vista que a deformação progressiva não-coaxial gera padrões de OCP com simetria monoclínica, enquanto a deformação progressiva coaxial gera padrões com simetria mais elevada; (v) da atividade da recristalização dinâmica por BLG e GBM; (vi) do crescimento de grãos por solução, uma vez que a taxa de crescimento de grãos de muitos minerais dependem da direção cristalográfica, produzindo assim uma orientação preferencial.

Há diversas maneiras de representar graficamente orientações cristalográficas a mais comumente utilizada é por meio de figuras de polo (Figura 11). Nas figuras os padrões geralmente ocorrem na forma de elementos geométricos como pontos máximos, guirlandas circulares pequenas ou grandes, ou guirlandas singulares (*single girdles*) e cruzadas (*crossed girdles*). Os padrões são interpretados de acordo com sua assimetria interna (forma do padrão) e externa (com relação a um referencial externo) (Law 1990). Padrões de eixos-c representam apenas uma pequena parte dos indicadores da OCP de quartzo e o estudo da orientação de outras direções cristalográficas, como os eixos $\langle a \rangle$, também precisam ser conhecidas para permitir a correta interpretação do desenvolvimento da OCP. O tipo de fluência e a deformação finita controlam a geometria da OCP de quartzo acumulada no cisalhamento pura.

O padrão das OCPs reflete a geometria da deformação, logo, a forma do padrão pode revelar informações sobre o tipo ou a simetria da deformação (Figura 11 e 12). Um volume de rocha deformado coaxialmente dispõe de padrões de OCP simétricos, sendo bastante comum o desenvolvimento guirlandas cruzadas do tipo I e do tipo II (Figura 11) (Lister 1978). Aqueles que refletem uma trajetória de deformação não coaxial apresentam padrões assimétricos, normalmente na forma de guirlandas singulares ou cruzadas assimétricas (Figura 12), e pode ser utilizado como indicador cinemático (e.g., Law 1990, Kilian *et al.* 2011). O tipo de deformação uni-, bi- ou triaxial (como achatamento, deformação planar ou constricção)

também formam distintos padrões de guirlanda para um mesmo sistema ou conjunto de sistemas de deslizamento ativos (Lister & Hobbs 1980).

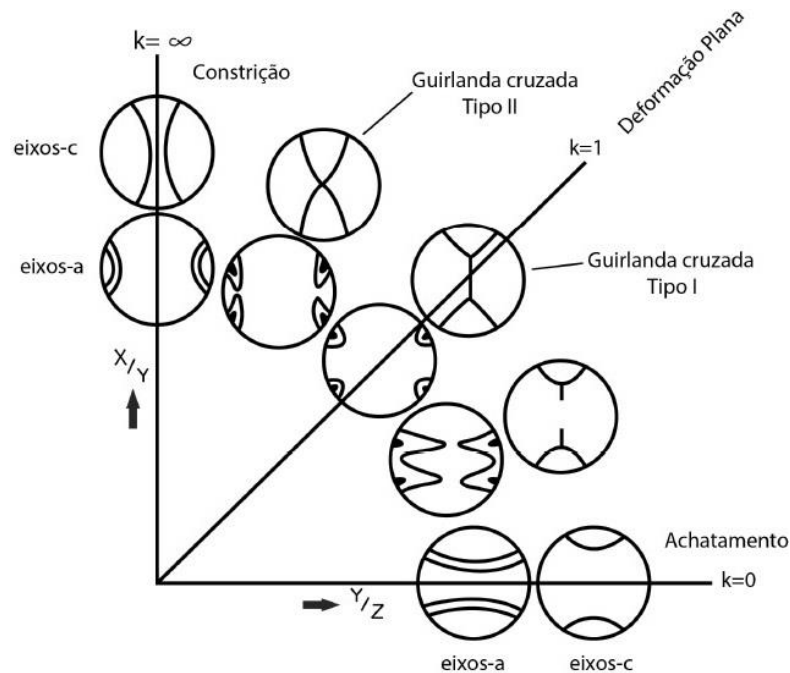


Figura 11 - Figuras de polo com padrões de OCP de eixos-c e eixos <a> esperados em uma deformação coaxial dentro de diferentes áreas do diagrama de Flinn (modificado de Schmidt & Casey 1986).

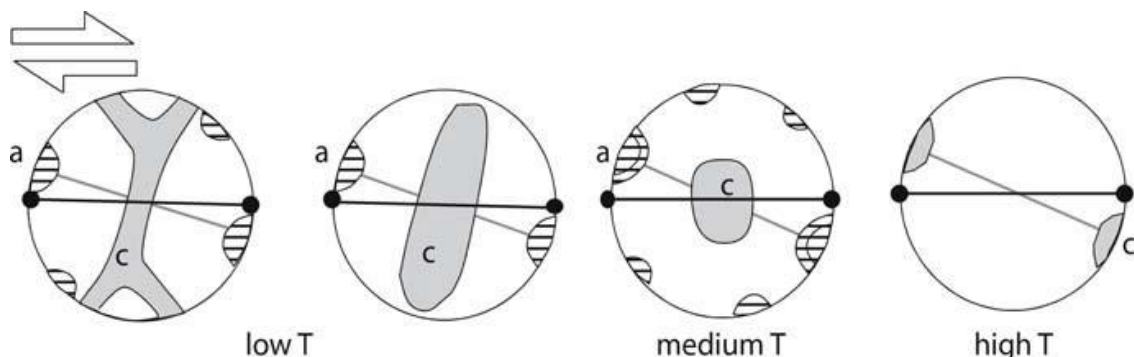


Figura 12 - Diagrama de polos mostrando o desenvolvimento de quatro tipos de contorno de padrões de OCP de eixos-c de quartzo (cinza) e eixos-a (listrado) com o aumento do grau metamórfico em deformação progressiva não-coaxial. A variação é causada pela mudança do sistema de escorregamento dominante (Passchier & Trouw 2005).

Guirlandas de pequeno círculo em torno do eixo-Z de deformação são as mais comuns. Entretanto, na deformação plana, elas podem se conectar através de uma guirlanda central produzindo o padrão de guirlandas cruzadas Tipo-I. Outro tipo de guirlanda cruzada que se desenvolve sob deformação progressiva coaxial é a do Tipo-II, a qual parece se formar em constricção (Bouchez 1978) com máxima densidade de eixos-c no entorno do eixo-Y de deformação. Ambos os padrões se formam em temperaturas mais altas que os padrões não

conectados por uma guirlanda central. Com o aumento de temperatura, os ângulos dos pequenos círculos das guirlandas abrem progressivamente (Kruhl 1998).

Padrões de eixos-c distintos se desenvolvem no caso de deformação plana não-coaxial progressiva (Figura 12). Os padrões mais comuns são guirlandas cruzadas do Tipo-I levemente assimétricas e guirlandas únicas levemente inclinadas em direção à foliação e lineação de estiramento. Em condições de médio a alto grau, um máximo distinto ocorre em torno do eixo-Y de deformação, enquanto em temperatura elevada, acima de 650°C, os máximos concentram-se em torno da lineação de estiramento (Mainprice *et al.* 1986).

No achatamento, os eixos <a> se aglomeram em pequenos círculos no entorno da direção de encurtamento (Figura 11). Em constrição, uma guirlanda de pequeno círculo se forma em torno da direção de extensão e, na deformação plana, eles formam duas direções distintas próximo ao eixo X (Lister & Hobbs 1980, Jessel & Lister 1990, Takeshita *et al.* 1999, Passchier & Trouw 2005).

Como um sistema de deslizamento é termicamente ativado, a ativação de um ou mais sistemas também irá depender da temperatura (Law 1990, Tullis 2002) e da presença de fluidos (Law 2014) como ilustrado na Figura 10. Alguns autores sugerem que a abertura das guirlandas cruzadas tem correlação com a temperatura, e podem ser utilizadas como geotermômetros (Kruhl 1996, 1998, Hunter *et al.* 2018).

Através da trama cristalográfica, é possível determinar a temperatura deformacional de tectonitos ricos em quartzo (Freimann 2014). O trabalho de Kruhl (1998) relaciona os ângulos de abertura (*Opening-Angle*) de trama de eixos-c de quartzo com a temperatura deformacional. A relação foi desenvolvida a partir da compilação de conjuntos de dados com temperaturas previamente definidas através de termômetros petrológicos (i.e., assembleia mineral). Morgan & Law (2004), posteriormente, acrescentaram novo dados e propuseram uma relação linear entre as grandezas baseada em uma maior densidade de dados. Essa relação permite estimar a temperatura de deformação a partir do ângulo de abertura da trama com uma incerteza de $\pm 50^\circ\text{C}$ (Figura 13). A incerteza está associada com a sensibilidade do método à taxa de deformação e ao enfraquecimento hidrolítico.

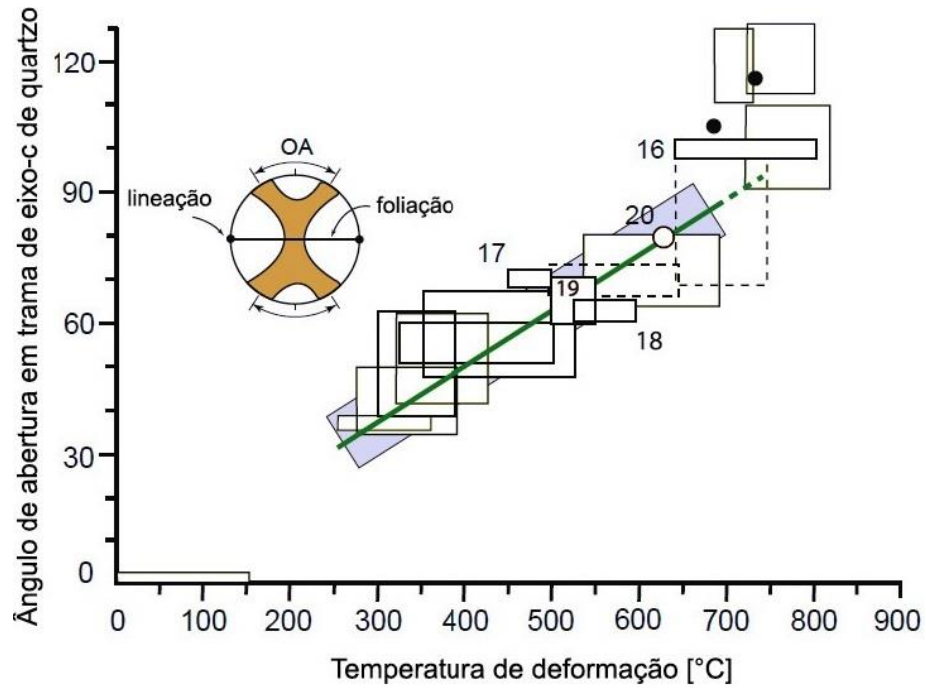


Figura 13 - Gráfico com dados de ângulos de abertura de trama de eixos-c de quartzo vs. Temperatura (Morgan & Law 2004). A reta verde (estimada através de interpolação visual) permite estimar a temperatura deformacional dentro da faixa entre 300 °C e 650°C. A faixa azul claro (por trás do conjunto de dados) representa a incerteza.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema (PB) está localizada no nordeste do Brasil e compreende uma área em que ocorreram diversos fenômenos termiais, tectônicos e magmáticos (Almeida *et al.* 1981, Brito Neves *et al.* 2000). Sua origem está ligada à colisão dos Crátons Amazônico, Oeste Africano e São Francisco-Congo, há aproximadamente 600 Ma (Fetter *et al.* 2003). Com base em dados geocronológicos a Província Borborema foi dividida em cinco grandes domínios estruturais: Domínio Médio Coreaú, Domínio Ceará Central, Domínio Rio Grande do Norte, Domínio da Zona Transversal e Domínio Sul (Brito Neves *et al.* 2001, Figura 14). Estes domínios são separados por zonas de cisalhamento: os Lineamentos Transbrasiliano, Senador Pompeu, Patos e Pernambuco (Santos *et al.* 2004). A complexidade desse arcabouço tectônico tem sido atribuída à aglutinação de terrenos alóctones (Jardim de Sá *et al.* 1992, Jardim de Sá 1994, Santos 1996, Vasconcelos *et al.* 1998), com destaque para o Lineamento Patos que separa domínios crustais com histórias geológicas distintas.

A evolução da Província Borborema até sua configuração atual desenvolveu-se durante três estágios principais: (1) amalgamação dos Crátons Oeste-Africano, Amazônico e São Francisco-Congo, como mostra Van Schmus *et al.* (1995), no contexto do evento Transamazônico, com idade 2.2 - 2.0 Ga (Fetter *et al.* 2000) e está relacionado a um evento colisional, de natureza dúctil, com transporte de massa ao longo de zonas miloníticas de baixo ângulo, sendo o principal elemento estrutural, as foliações Sn, penetrativas em todo o embasamento pré Orós (Ferreira & Santos 2000); (2) Orogenia Cariris Velho, ao final do Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico (1000 - 960 Ma, Brito Neves *et al.* 1995, Bizzi *et al.* 2003, Hasui 2012); e (3) A estruturação final da PB se deu a partir da orogenia Brasiliana-Panafricana, com a colisão dos crátons São Luís-África Ocidental e São Francisco-Congo, durante a formação do Gondwana Ocidental há 600 Ma (Van Schmus *et al.* 1995, Brito Neves *et al.* 2000, Brito Neves *et al.* 2001, Arthaud *et al.* 2008, Hasui 2012), provocando intenso retrabalhamento dos registros das orogenias Transamazônica e Cariris Velho, e culminando na formação de um conjunto de faixas orogênicas, com orientação principal de seus lineamentos em NE-SW (Brito Neves *et al.* 1995, Schobbenhaus & Neves 2003).

Durante a orogenia Brasiliana, ocorrida no Neoproterozoico por volta de 600 Ma, consecutivos eventos de deformação e metamorfismo culminaram em um sistema de zonas de cisalhamento em escala continental, ao longo de 200.000 km², associado ao magmatismo

granítico (Abreu *et al.* 1988, Abreu *et al.* 1993, Vauchez *et al.* 1995, Corsini *et al.* 1998, Brito Neves *et al.* 2003, Arthaud & Fuck 2006). Estas zonas de cisalhamento, sobretudo E-W, dividem os principais domínios geotectônicos que compõem a Província Borborema, os quais são de norte para sul: Médio Coreau, Ceará Central, Rio Grande do Norte, Transversal e Sul (Brito Neves *et al.* 2000).

O embasamento é formado por núcleos de rochas arqueanas subordinadas em relação ao restante da província, e estão circundados por complexos gnáissicos paleoproterozoicos. Esta configuração se consolidou por eventos de orogenia acrescionária envolvendo colisão, durante a Orogenia Transamazônica, ca. 2.1 Ga (Fetter 1999).

A estratigrafia e geologia regional podem ser generalizadas em: a) embasamento de complexos gnáissicos e migmatíticos (maciços), b) sequências supracrustais deformadas e me-tamorfizadas (cinturões de dobramento), c) zonas de cisalhamento do Brasileiro (ca. 600 Ma) e d) plútons graníticos brasileiros (Van Schmus *et al.* 1995).

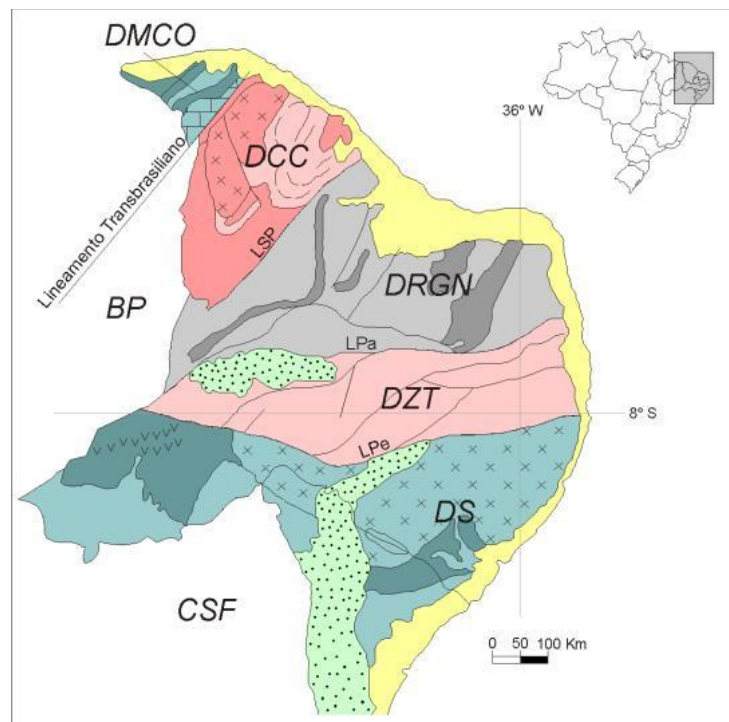


Figura 14 - Mapa geológico regional da Província Borborema apresentando os domínios geocronológicos e estruturais: Domínio Médio Coreau (DMCO), Domínio Ceará Central (DCC), Domínio Rio Grande do Norte (DRGN), Domínio de Zona Transversal (DZT), Domínio Sul (DS). Os principais Lineamentos: Lineamento Transbrasiliano (Sobral- Pedro II), LSP-Lineamento Senador Pompeu, LPa-Lineamento Patos, LPeLineamento Pernambuco. A BP-Bacia do Parnaíba e o CSF-Cráton do São Francisco. Modificado de Brito Neves *et al.* (2001).

3.2 DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE (DRGN)

O DRGN limita-se a oeste pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu e a sul pelo Lineamento Patos e ocupa uma área de mais de 150.000 Km², estando encoberto por rochas sedimentares da Província Costeira e da Bacia Apodi, a leste e a norte, respectivamente (Delgado *et al.* 2003). Seu embasamento é rodeado por sequências supracrustais que vão do Paleoproterozoico Inferior ao Neoproterozoico Inferior. Essas unidades são intrudidas por plútons granitoides com idades de 620 a 580 Ma durante o Ciclo Brasileiro (Dantas *et al.* 2004). Este domínio foi formado pela coalescência de terrenos arqueanos, blocos gnáissicos migmatizados paleoproterozoicos e sequências Paleo-Neo-Proterozoicas durante o Ciclo Brasileiro.

Os modelos evolutivos para o DRGN propõem a colagem de pequenos fragmentos crustais, envolvendo núcleos arqueanos, blocos gnáissico-migmatíticos paleoproterozoicos e sequências supracrustais paleo e neoproterozoicas. Todo este conjunto foi afetado por inúmeras intrusões graníticas de idade brasileira, geralmente associadas a extensas zonas de cisalhamento transcorrentes (Jardim de Sá 1994, Van Schmus *et al.* 1995, Vauchez *et al.* 1995, Dantas 1997, Brito Neves *et al.* 2000).

Dentro do DRGN, há uma série de blocos que recebem diferentes designações conforme alguns autores: referem-se às unidades tectonoestratigráficas Orós-Jaguaribe, Rio Piranhas-Seridó e Granjeiro, levando em consideração zonas de cisalhamento desenvolvidas durante diferentes etapas do evento Brasileiro; enquanto Delgado *et al.* (2003) definem o DRGN como sendo composta pelas Faixas Orós-Jaguaribe e Seridó, e pelos terrenos Rio Piranhas, São José do Campestre e Granjeiro. As rochas estudadas estão situadas dentro do Terreno Granjeiro.

3.3 TERRENO GRANJEIRO

O terreno granjeiro forma uma faixa estreita que acompanha o lineamento Patos pelo seu lado sul na zona de encurvamento transpressivo, com trechos E-W ao norte e ao sul conectados por um trecho de direção NE. Este terreno limita-se a sul pelo Lineamento Patos, onde predominam gnaisses de alto grau metamórfico, e ao norte pela Zona de Cisalhamento Malta, além do domínio Orós-Jaguaribe e o Terreno Rio Piranhas (Delgado *et al.* 2003). Representa um terreno de oceano discreto que foi parte de um cráton maior. Durante o crescimento crustal e orogenia Transamazônica esse terreno foi acrescido, junto com

complexos de arcos paleoproterozoicos para criar o Domínio Rio Grande do Norte (Fetter 1999).

Segundo Hasui (2012) as unidades constituintes do Terreno Granjeiro são apresentadas em seguida em ordem decrescente de idades:

- Arqueano: rochas metavulcanossedimentares do Complexo Granjeiro, de 2.540 Ma (micaxistos, quartzitos, metachertes, BIFs, mármores, metamafos, metaultramafos gnaisses tonalíticos, trondhjemíticos e granodioríticos);
- Paleoproterozoico (Transamazônico): Suíte Várzea Alegre, de 2.190 Ma (gnaisses tonalítico-granodioríticos)
- Paleoproterozoico (pós-Transamazônico): Grupo Orós (xistos, gnaisses, quartzitos, mármores, metavulcanitos máficos e félsicos), formando uma pequena e estreita faixa na porção sul do domínio.
- Neoproterozoico: Formação Lavras da Mangabeira (filitos, micaxistos, quartzitos, metavulcanitos), Grupo Seridó, de 640 Ma com as formações Seridó (micaxistos, metarritmitos), Equador (quartzitos e metaconglomerados) e Jucurutu (gnaisses, mármores, rochas cálcio-silicáticas), formando pequenas lentes esparsas. Além das unidades granitoides sin- a tarditectônica, como a Suíte Itaporanga (granitos e granodioritos grossos, de numerosos corpos dispersos neste domínio e no Nordeste, de idades de 620 a 540 Ma); outras suítes indiscriminadas (como os Granitoides Indiferenciados).

O Terreno Granjeiro tem geometria em arco com convexidade voltada para o oeste, e mostra-se formado por lascas lentiformes e sigmoides justapostos. O alongamento dos corpos litológicos, suas estruturas internas e as zonas de cisalhamento têm um padrão geométrico geral que acompanham essa geometria (Delgado *et al.* 2003, Dantas *et al.* 2004, Hasui 2012, Freimann 2014, Hollanda *et al.* 2015).

3.4 GRANITOGÊNESE DA PROVÍNCIA BORBOREMA

Segundo Brito Neves *et al.* (2000, 2001) a Província Borborema registra importantes eventos magmáticos que geraram considerável volume de rochas vulcânicas e plutônicas, distribuídas nos períodos geológicos que datam desde o Arqueano. As principais ocorrências magmáticas remontam da orogenia Brasileira/Pan Africana (Hasui *et al.* 2012). O magmatismo da Província Borborema tem como principal aspecto o intrínseco relacionamento com as extensas zonas de cisalhamento que atuam na compartimentação de

toda a província. Os corpos magmáticos ocorrem em diversas formas, tais como maciços, diques, stocks, entre outros, definindo de forma marcante a paisagem da porção nordestina do Brasil com numerosas serras e o relevo singular daquela região (Ferreira *et al.* 1998, Brito Neves *et al.* 2000, 2001, Hasui *et al.* 2012).

O rico e variável magmatismo granítico da Província Borborema compõe cerca de 30% de todo o conjunto territorial gerando uma grande variedade de corpos graníticos ao longo desta província (Brito Neves *et al.* 2001). Estas rochas encontram-se permeando as faixas crustais (Eo-Neoproterozoicas/Cariris Velhos e Neoproterozoicas/Brasilianas), fragmentos retrabalhados do embasamento paleoproterozoico (dentro e entre as faixas de supracrustais) e as zonas de cisalhamento que atuaram marcadamente no sentido de dar a forma geométrico-estrutural final da província. A Orogenia Brasileira foi um importante evento tectônico-termal para a ocorrência de estruturas penetrativas ao longo da província. Esta orogenia foi acompanhada da intrusão de magmas ácido e básico a intermediário derivados da crosta e do manto (Ferreira *et al.* 1998).

Diversos autores buscaram entender como esses eventos magmáticos ocorreram, além de sugerirem uma classificação dessas rochas graníticas. Brito Neves *et al.* (2001) considera que a maioria das idades de cristalização U-Pb disponíveis para a maioria desses granitóides compreendem o intervalo entre 590 a 570 Ma.

Almeida *et al.* (1967) fez uma das primeiras tentativas de classificar as rochas plutônicas da Província Borborema em relação ao Ciclo Brasileiro, baseando sua classificação na relação tectônica: i) granitoides sintectônicos, subdivididos nos tipos Itaporanga (porfirítico) e Conceição (equigranular) e ii) granitoides tarditectônicos, compreendendo os tipos Catingueira e Itapetim. Posteriormente, Brito Neves e Pessoa (1974) e Santos e Melo (1978), atuando mais especificamente no Domínio Zona Transversal, acrescentaram um conjunto de dados petrográficos ao estudo de Almeida *et al.* (1967). Jardim de Sá *et al.* (1981), com foco no Domínio Rio Grande do Norte (Faixa Seridó), utilizou parâmetros estruturais para dividir os granitoides Brasileiros em três subtipos: Gx (rochas Básicas e intermediárias), G3 (granitos e granodioritos porfiríticos ou equigranulares) G4 (leucogranitos tardios).

Segundo Arthaud *et al.* (2008), o magmatismo responsável pela colocação desses corpos é agrupado em duas associações graníticas, granitos do tipo-S (ca. 620 Ma) e granitos colocados em domínios transtensionais (ca. 580 Ma). Na Província Borborema, os granitos do tipo-S comumente formam corpos relativamente menores, resultados da fusão parcial de rochas metassedimentares relacionadas a eventos de espessamento crustal. Os granitos

colocados em regimes transtensionais estão associados a zonas de cisalhamento transcorrentes (Arthaud *et al.* 2008).

O Plutonismo Brasileiro se deu em pulsos magmáticos divididos em três supersuítas (Figura 15), as quais são a I (Pré e Sin-orogênica), II (Tardio-orogênia) e III (Pós-orogênica), (Guimarães *et al.* 1999, Brito Neves *et al.* 2000, Ferreira & Santos 2000, Santos *et al.* 2004, Delgado *et al.* 2003).

Ainda conforme Delgado *et al.* (2003) a Supersuíte Intrusiva Pré a Sin-orogênica é composta por rochas de natureza calcialcalinas e shoshoníticas e é formada pelas suítas peraluminosas Rajada, Faixa Riacho do Pontal, Garrote-Serra Negra, Terreno Canindé-Marancó e Tamboril-Santa Quitéria. As quais apresentam estrutura gnáissica e/ou migmatítica, oriundas de deformação migmatítica.

A Supersuíte Intrusiva Sin a Tardi-orogênica é formada pelas suítas calcio-alcalinas Conceição, calcio-alcaninas de médio a alto potássio Itaporanga e peralcalina Catingueira, suíte Chaval e suíte peralcalina Serra da Esperança e Peraluminosa/Natal (Delgado *et al.* 2003).

A Supersuíte Intrusiva Tardi a Pós-Orogênica é composta por rochas das suítas peraluminosas Xingó, alcalina com alto potássio Esperança, transicional shoshonítica-alcalina Teixeira-Solidão, shoshonítica – Salgueiro Leste-Terra Nova, ultrapotássica peralcalina – Triunfo e Cabloco e suíte alcalina – Serra da Aldeia. A Supersuíte Intrusiva Pós-Orogênica é constituída pelas suítas subalcalinas a alcalinas Meruoca, Umarizal e Prata e diques pegmatitos (Delgado *et al.* 2003).

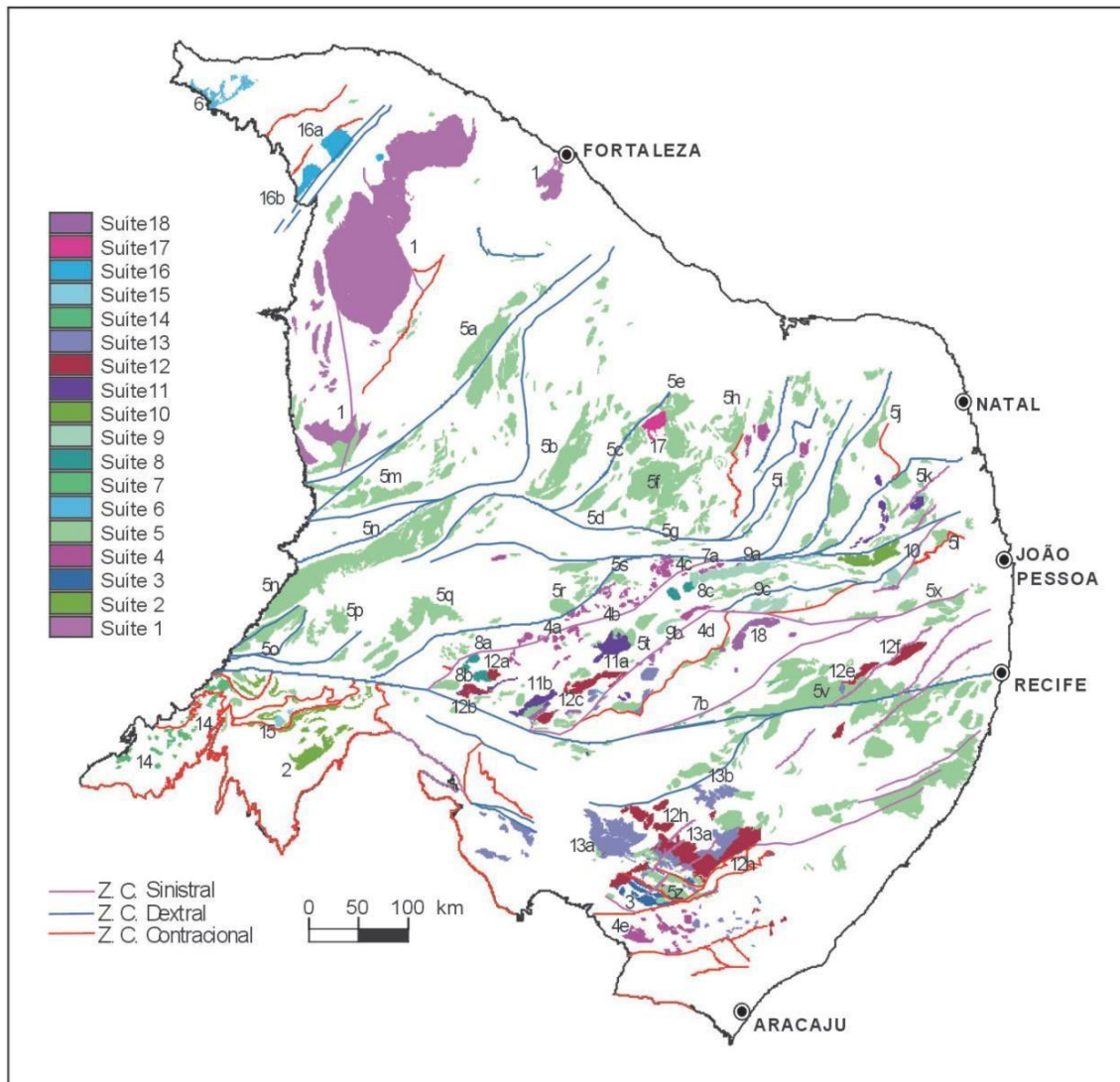


Figura 15 - Plutonismo granítico brasileiro da Província Borborema. Supersuítas Pré a Sin-origênicas: 1 – Tamboril – Santa Quitéria, 2 – Rajada, 3 – Garrote – Serra Negra. Supersuítas Sin a Tardi-origênicas: 4 – Calcialcalina Conceição, 5 – Calcialcalina de médio a alto grau K Itaporanga, 6 – Chaval, 7 – Peralcalina Catingueira, 8 – Serrita. Supersuítas Tardi a Pós-origênicas: 9 – Transicional Shonshonítica-Alcalina TeixeiraSolidão, 10 – Calcialcalina de alto K Esperança, 11 – Peralcalina ultrapotássica Triunfo, 12 – Shonshonítica Salgueiro Leste-Terra Nova, 13 – Peraluminosa Xingo, 14 – Alcalina Serra de Aldeia, 15 – Peralcalina ultrapotássica Cabloco. Supersuítas Pós-origênicas: 16 – Subalcalina a alcalina Meruoca, 17 – Subalcalina a alcalina Umarizal e 18 – Subalcalina a alcalina Prata. Fonte: Delgado *et al.* (2003).

Entre os diversos trabalhos pautados na classificação e caracterização dos granitoides, Jardim de Sá *et al.* (1992) reagrupou os granitoides relacionados ao evento Brasileiro com base nas relações de campo e dados geocronológicos.

Nascimento *et al.* (2000) sugere que as rochas graníticas podem ser classificadas entre cinco suites plutônicas, denominadas de: Shoshonítica, Calcio-Alcalina Alto-K Porfirítica, Cálcio-Alcalina Alto-K equigranular, Alcalina e Alcalina Charnoquítica. A atividade magmática plutônica é representada por batólitos, stocks e diques, com características petrográficas, texturais e geoquímicas distintas. Este evento magmático é bem representado

em toda a Faixa Seridó com intrusão de granitoides orogênicos a 640- 620 Ma e transcorrentes 580-570 Ma (Hasui *et al.* 2012).

Araújo *et al.* (2014), sugerem que o desenvolvimento da Província Borborema, de 620 a 570 Ma, resultou de dois eventos colisionais. Durante o Neoproterozóico, segundo Araújo (2014), as idades dos granitoides e migmatitos indicam que a evolução começou com um evento colisional (Craton Amazônico, Oeste Africano e São Francisco-Congo), associado ao fechamento do Oceano Farusiano-Goiás 620-600 Ma, e com o espessamento crustal, marcado pelo desenvolvimento de eclogitos. A colisão foi subsequentemente reativada por um conjunto de zonas de cisalhamento destrais, formando o cinturão Transbrasiliano-Kandi strike-slip, que atuou como um limite da placa transformante, permitindo o fechamento do restrito Oceano Sergipano e a colisão com o Cráton São Francisco em 590 Ma. A Interação entre as duas colisões entre 590 e 570 Ma e a contínua indentação cratônica levou a mudança em toda a província, que passou a ter predomínio da deformação transcorrente, o escape de massa para NE, associada a magmatismo em toda a província e rotação regional do eixo de encurtamento máximo.

A partir dessa evolução, diversos corpos magmáticos foram gerados a partir destes eventos tectônicos e segundo Araujo *et al.* (2014), seriam separados em 8 tipos de granitoides (Figura 16): Pré-colisional I (800-650 Ma); Tarde Pré-colisional I (645-630 Ma); Pré-Colisional II (630 Ma); Sin-colisional I (615-605 Ma); Sin-colisional II (580-570 Ma); Sin-transcorrente (580-570 Ma); Tarde a Pós-transcorrente (530 Ma); Anorogênicos (500-460 Ma).

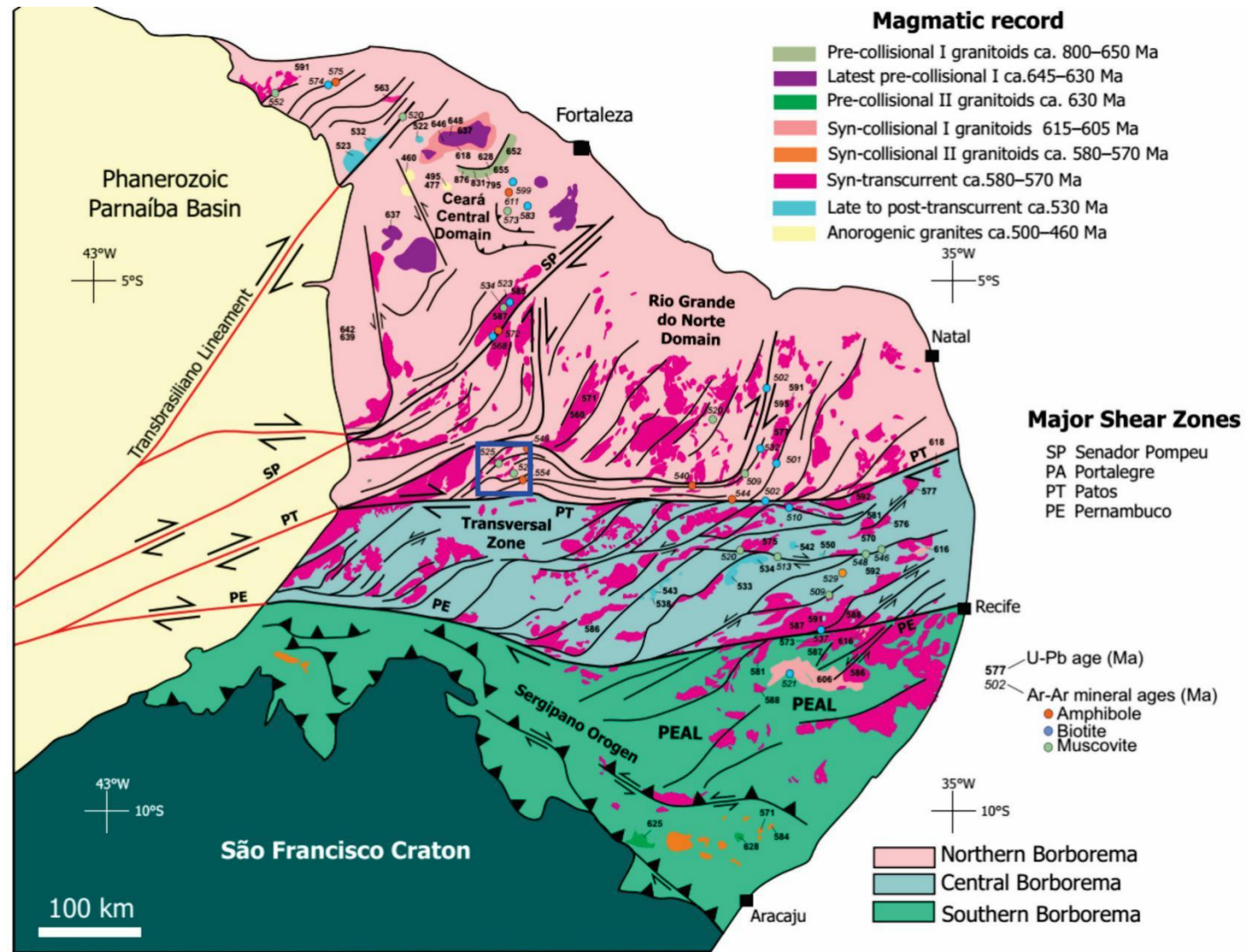


Figura 16 - Mapa dos principais corpos graníticos da Província Borborema, e dos principais eventos magmáticos segundo Araújo *et al.* (2014). O quadrado azul marca a localização da área de estudo.

3.5 SISTEMA DE ZONAS DE CISALHAMENTO BORBOREMA – (SZCB)

A Província Borborema é marcada pela presença de um sistema de lineamentos de escala continental, que representam zonas de cisalhamentos transcorrentes, que delimitam terrenos de diferentes litologias (Mabessone 2002, Oliveira & Medeiros 2018). Segundo Neves *et al.* (2021) estas estruturas, do Neoproterozóico ao início do Paleozóico, possuem centenas de km de comprimento e até 25 km de largura, e constituem o Sistema de Zonas de Cisalhamentos Borborema (SZCB) (Figura 17).

O SZCB delimita cinturões quilométricos de rochas deformadas com centenas de metros de largura com uma grande variedade de tipos de milonitos, além da presença marcante de lineações de estiramento mineral sub-horizontais (baixo rake). Critérios de cisalhamento consistentes indicam que esses cinturões se formaram como resultado de movimentação dextral. A maioria das zonas de cisalhamento formaram-se em grande profundidade marcadas por gnaisses miloníticos de mais de 20 km de profundidade, geralmente desenvolvidos sob condições de alta ou baixa pressão, associadas a uma forte produção de magmas de fontes crustais e manto (Vauchez *et al.* 1995, Corsini *et al.* 1996, Arthaud 2007, Lamarque & Julià 2019).

Este sistema de zona de cisalhamento possui uma geometria complexa. Sendo composto por um conjunto de zonas de cisalhamento interconectadas com trend predominantemente NE-SW ou E-W e cinturões transpressivos N-S a NE-SW (Vauchez *et al.* 1995, Lima *et al.* 2017, Neves *et al.* 2021).

De oeste para leste, o SZCB é composto por um conjunto de zonas de cisalhamento dextral de tendência NE a NNE, das quais existem duas principais zonas de cisalhamento dextral de trend E com terminações em rabo de cavalo e ramificam-se em cinturões transpressivos, bem como várias zonas de cisalhamento dextral de trend E e sinistral com trend para NE (Neves *et al.* 2021).

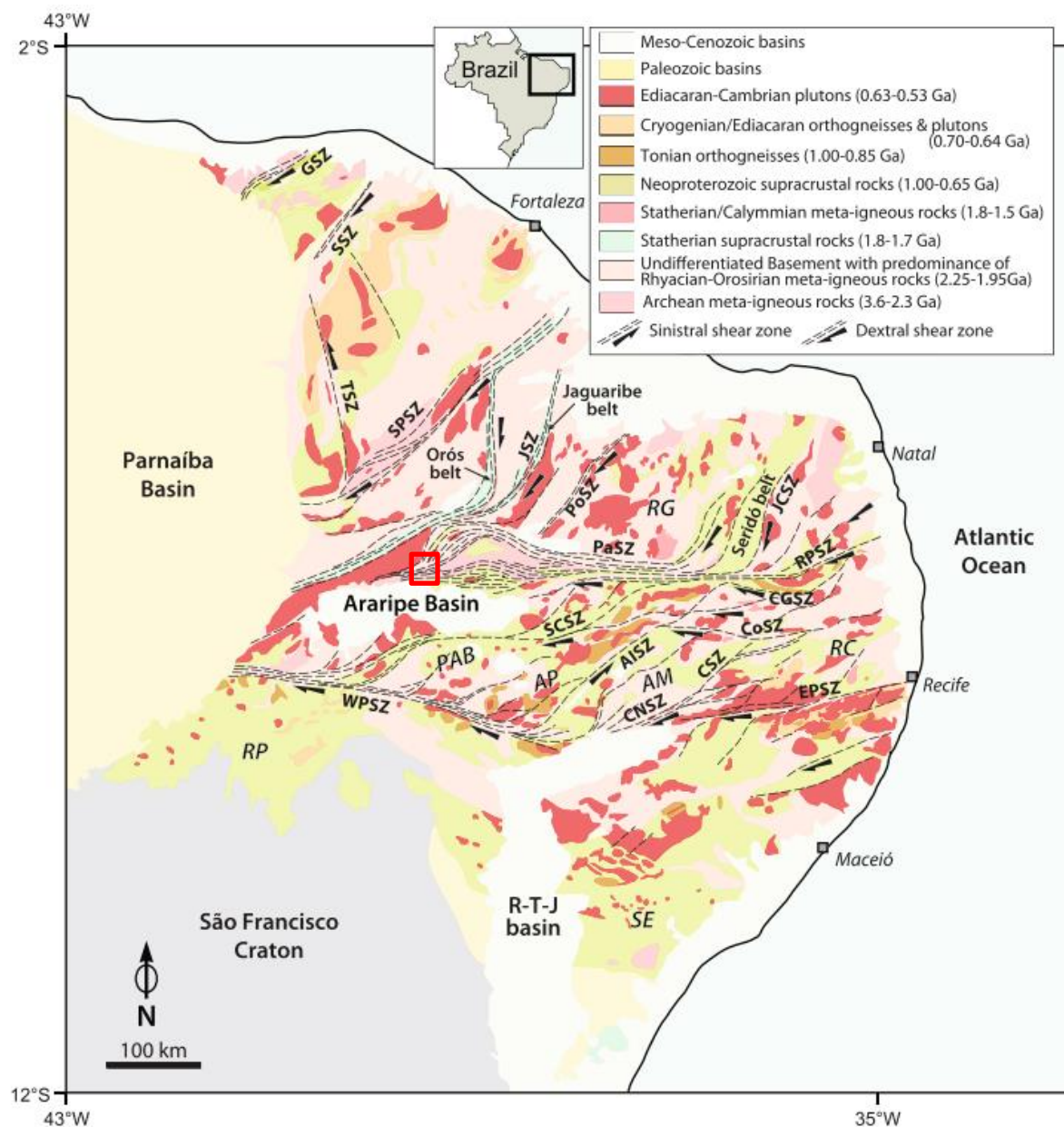


Figura 17 - Mapa geológico simplificado da província Borborema exibindo o sistema de zonas de cisalhamento da Borborema (BSZS) e a alternância de domínios metaígneos e cinturões metassedimentares de idades variáveis que caracterizam a província. Principais zonas de cisalhamento do BSZS (preto linhas tracejadas): AISZ: Afogados da Ingazeira; CSZ: Congo; CNSZ: Cruzeiro do Nordeste; CoSZ: Coxixola; CGSZ: Campina Grande; SZEP: Pernambuco Leste; GSZ: Granja; JSZ: Jaguaribe; PJCSZ: Picuí-João Câmara; PaSZ: Patos; PoSZ: Portalegre; RPSZ: Remígio Pocinhos; SSZ: Sobral; SPSZ: Senador Pompeu; SCSZ: Serra. Terrenos: AM: Alto Moxotó; AP: Alto Pajeú; PAB: Piancó-Alto Brígida; RC: Rio Capibaribe; RG: Rio Grande do Norte; RP: Riacho do Pontal; SE: Sergipano; R-T-J: Bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá. Quadrado vermelho marca a localização da área de estudo. Fonte: Neves *et al.* 2021.

As principais zonas de cisalhamento dextral com tendência NE e E (Sobral, Senador Pompeu, Patos e Oeste de Pernambuco) têm centenas de quilômetros de comprimento e até 25 km de largura, mas sua largura varia ao longo do comprimento devido a múltiplas zonas de cisalhamento secundárias ramificadas. As zonas de

cisalhamento menores têm normalmente 1–2 km de largura. A maioria das zonas de cisalhamento sinistrais têm comprimentos menores, mas as zonas de cisalhamento Tauá (com trend WNW) e Afogados da Ingazeira (direção NE) possui 150 km de comprimento (Neves *et al.* 2021).

As principais zonas de cisalhamento são marcadas por extensos gradientes magnéticos lineares ou curvilíneos, implicando sua continuação em profundidade. As principais zonas de cisalhamento são materializadas por migmatitos e milonitos de fácies anfibolito, mas todo o sistema mostra evidências de deformação tardia em temperaturas mais baixas. O sistema desenvolveu-se durante os últimos estágios da orogenia Neoproterozóica Brasileira (Pan-Africana) (principalmente de 590 a 560 Ma), datando em mais de 20 Ma o estágio principal da deformação contracional (Neves *et al.* 2021).

As zonas de cisalhamento são do tipo alto-T, onde a temperatura de milonitização foi $>500\text{--}550^\circ\text{C}$, condições as quais os feldspatos podem deformar por dislocation creep e recrystalizar por rotação de subgrão, o quartzo recrystaliza predominantemente pela migração dos limites dos grãos, e a hornblenda é estável. Condições de temperatura ainda mais altas ($>600^\circ\text{C}$) são registrados por lineações marcadas por silimanita e evidências de migmatitização sin-cinématica, registradas por lentes de fusão parcial sigmoidais assimétricas (Neves *et al.* 2021).

Condições de grau médio ($400\text{--}450^\circ\text{C}$ a $500\text{--}550^\circ\text{C}$) são registrados por deformação dúctil de feldspato associado à recrystalização de quartzo por rotação de subgrãos levando a redução moderada do tamanho de grão. Em milonitas de baixa T (300°C a $400\text{--}450^\circ\text{C}$), o feldspato tem comportamento frágil dominante e recrystalização dinâmica de quartzo resultando em grande redução do tamanho dos grãos (Neves *et al.* 2021).

A localização do cisalhamento transcorrente nesta configuração intraplaca foi controlada por contrastes reológicos entre blocos com histórias paleoproterozóicas distintas, a presença de rifts pré-orogênicos neoproterozóicos, a geometria do cráton e zonas de atividade magmática, destacando a importância da heterogeneidade reológica no controle da nucleação e evolução da zona de cisalhamento (Neves *et al.* 2021).

As zonas de cisalhamento podem ser divididas em dois domínios: um domínio ocidental de falhas transcorrentes com direção NE-SW e um domínio oriental com zonas de cisalhamento mais sinuoso e descontínuo segundo a direção E-W (Vauchez *et al.* 1995, Lima *et al.* 2017). Esses dois domínios podem estar relacionados a dois

eventos colisionais: (1) colisão com o bloco Parnaíba, com vergência para leste; e (2) colisão com o cráton São Francisco, com vergência para sul, o que resultou na extrusão da porção do nordeste da Província Borborema no final do Neoproterozóico (Araújo *et al.* 2014).

3.5.1 Zona de Cisalhamento Patos – ZCPa

Dentre as estruturas que constituem o SZCB, a zona de cisalhamento Patos – ZCPa, é um importante corredor tectônico, situado na porção centro-leste da província, divide os domínios geotectônicos Rio Grande do Norte e Zona Transversal (Arthaud *et al.* 2008, Van Schmus *et al.* 2011). A ZCPa possui extensão de aproximadamente 500 km e 30 km de largura, com direção E-W, sendo caracterizada como uma estrutura transcorrente dextral e por uma foliação de alto ângulo (Fossen *et al.* 2022, Santos 2023).

O ZCPa é essencialmente composto por migmatitos e milonitos de granulação grossa de alta temperatura (650–700°C) com foliações miloníticas subverticais com lineações de alongamento mineral sub-horizontal e critérios comuns de cisalhamento dextral (Neves *et al.* 2021). Os milonitos são derivados principalmente de ortognaisses. Rochas metassedimentares miloníticas são mais comuns na parte leste do ZCPa, onde quartzitos, metapelitos e anfibolitos do cinturão Seridó, intercalados com leucogranitos anatéticos, foram cisalhados (Neves *et al.* 2021).

A ZCPa é dividida em três segmentos estruturais: (i) um segmento oeste, consiste de uma estrutura duplex que justapõe lentes (trend NE) de ortognaisses miloníticos de alta temperatura, metapelitos e granitos; (ii) um segmento central, composto principalmente de migmatitos, ortognaisses de alta temperatura e um domínio relativamente fino (5 km) de um cinturão milonítico de baixa temperatura; e (iii) um segmento leste, caracterizado pela progressiva rotação das foliações de direção E-W para NE-SW (Cavalcante *et al.* 2016).

Segundo Neves *et al.* (2021), o segmento central da ZCPa, possuem 150 km de extensão e consistem em um cinturão milonítico com trend E-W, e de até 25 km de largura. Este segmento consiste em gnaisses miloníticos, metatexitos e diatexitos (Corsini *et al.* 1991; Domingos *et al.* 2020).

O segmento leste da ZCPa mostra uma complexa geometria. A partir do qual algumas zonas de cisalhamento dextrais com tendência NE se ramificam, formando uma

estrutura rabo de cavalo, que convergem para a um cinturão metassedimentar de direção NE, Faixa Seridó (Corsini *et al.* 1991; Domingos *et al.* 2020; Neves *et al.* 2021; Fossen *et al.* 2022). O Cinturão Seridó ou Faixa Seridó, é interpretada com um segmento transpressional de alta temperatura com pico metamórfico por volta de 575 Ma em que a deformação é particionada em um conjunto de zonas de cisalhamento subparalelas dextrais com trend NNE, empurrões e dobras (Domingos *et al.* 2020; Cioffi *et al.* 2021).

As rochas do segmento Oeste da ZCPa formam fatias imbricadas que definem o Duplex Lavras de Mangabeira, que foi definido por Corsini *et al.* (1996). O arcabouço estrutural do duplex, é caracterizado pela foliação vertical da ZCPa, torna-se progressivamente menor para norte caracterizando a assimetria do sistema. A geometria da estrutura sugere que a trama planar convergente em profundidade para uma única zona de cisalhamento e, como um todo, define uma estrutura de flor positiva assimétrica (Corsini *et al.* 1996). As escamas imbricadas contêm uma persistente lineação de estiramento mineral sub-horizontal marcada por agregados de quartzo, feldspatos alongados e sombras de pressão de granada sin-cinemáticas (Corsini *et al.* 1996). Indicadores cinemáticos nas zonas verticais que limitam as escamas imbricadas mostram um movimento dextral independentemente da direção NE ou E-W das transcorrências (Freimann 2014). No contato entre as escamas, contudo, não há registro da cinemática envolvida, embora Corsini *et al.* (1996) postulem que o movimento nas lentes imbricadas teria sido convergente.

As demais unidades que compõe o duplex também exibem estruturas penetrativas caracterizadas por uma trama planar sub-horizontal a inclinada que harmoniza em perfeita continuidade com o arranjo das zonas transcorrentes. Nessas estruturas, tanto as camadas quanto a foliação foram assimetricamente dobradas com vergência para norte, com eixo das dobras paralelo a uma lineação de estiramento mineral presente em todos os litotipos da região (Freimann 2014).

Uma característica das rochas cisalhadas da ZCPa é a faixa das condições termais registradas durante a deformação. No segmento E-W (segmento central), a principal parte da zona de cisalhamento, na porção norte, tem condições de altas temperaturas, com ocorrência sin-cinemática de metatexitos e diatexitos que se formaram junto com os gnaisses bandados de alta temperaturas, onde a fusão parcial foi datada em cerca de 565 Ma (Viegas *et al.* 2014; Archanjo *et al.* 2021). No entanto, a porção sul é constituída por milonitos de baixa temperatura (Fossen *et al.* 2022).

Não está claro se essas variações nas condições termais são resultadas da exumação ou migração sin-tectônica diferencial ou localização da deformação durante o resfriamento regional. Cavalcante *et al.* (2016) sugerem que a zona de cisalhamento age como um conduto vertical para o magma, que iria enfraquecer e aquecer, na zona de cisalhamento, além de causar variações termais laterais. A deformação transpressional é sugerida para partes internas do duplex Lavras de Mangabeira, onde o empurrão parece ser contemporâneo ao movimento de deslizamento (Corsini *et al.* 1996).

3.6 CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO

Segundo o levantamento geológico realizado por Gomes *et al.* (2021) (Anexo A), as principais unidades litoestratigráficas na região onde está localizado a área de estudo são: o Complexo Granjeiro, Arábia e Caicó, Unidade Riacho do Boqueirão, suíte Várzea Alegre e Poço da Cruz, Formação Lavra de Mangabeira, Grupo Seridó e Formação Caipu. Com relação as rochas graníticas na região constituem a Suíte Intrusiva Itaporanga, a Suíte Intrusiva São João do Sabugi e os Granitos indiferenciados. Estas unidades serão detalhadas a seguir:

3.6.1 Complexo Granjeiro

A região onde ocorre esta unidade a muito anos foi alvo de vários estudos, como os de Campos (1976), Prado (1980), Silva *et al.* (1997), Vasconcelos *et al.* (1997), Medeiros (2008), Freimann (2014), Pitarello (2015) e Archanjo *et al.* (2021). Vasconcelos *et al.* (1997) foram os primeiros a propor o termo Complexo Granjeiro, a uma sequência metavulcanossedimentar exalativa, localizada entre Granjeiro e Arrojado. Posteriormente, Cavalcante *et al.* (2003) acrescentaram ao complexo conteúdo litológico ortoderivado. Essa unidade foi definida próxima a cidade de Granjeiro e ocorre como fatias dentro do duplex Lavras de Mangabeira (Silva *et al.* 1997).

O Complexo Granjeiro consiste em gnaisses de composição tonalítica e granodiorítica, rochas máfica e ultramáficas incluído lentes de rochas

metassedimentares como xistos, quartzitos, metacalcários, calcissilicáticas, metachertes e formações ferríferas bandadas (Silva *et al.* 1997, Vasconcelos *et al.* 1998). Segundo Gomes *et al.* (2021), os litotipos mais comuns são ortognaisses bandados, rochas metamáficas/metaultramáficas e Paragnaisses.

Os ortognaisses são rochas dominantes, de composições tonalítica a granodiorítica, bandadas, de coloração cinza, contendo dobras assimétricas apertadas a isoclinais. Ocorrem intercaladas ou cortadas por injeções sienograníticas tardias, de granulação média a pegmatítica, por vezes boudinadas, além de, localmente a presença de lentes de ultramáficas (Gomes *et al.* 2021). Esses ortognaisses estão geralmente migmatizados, observado pela presença de leucossomos cisalhados e paralelizados, alguns deles definem boudins assimétricos indicando movimento dextral (Archanjo *et al.* 2021). Enclaves calcissilicáticos e máficos, alguns foram rotacionados, fraturas e preenchidos por leucossomos félsicos podem ser encontrados incluído em um mesossomo de composição granítica (Archanjo *et al.* 2021).

As rochas metamáficas/metaultramáficas - são frequentes em forma de boudins ou lentes, de dimensões decamétricas, associadas, às vezes, a níveis de formações ferríferas. São representadas por anfíbolitos, anfíbolio-biotita gnaisses, biotita-anfíbolio gnaisses, rochas calcissilicáticas e tremolíticos, em diferentes graus de alteração (Gomes *et al.* 2021).

Os paragnaisses - possuem granulação fina, grau de alteração baixo a moderado, coloração cinza variando para tons rosados e/ou esverdeados. Exibem foliação bem desenvolvida, às vezes são milonitizados e dobrados, sendo comuns faixas de granulação mais grossa enriquecidas em K-feldspato (Gomes *et al.* 2021). Concordantes com a foliação dos paragnaisses ocorrem faixas ou lentes centimétricas a métricas de metacherts ferríferos e quartzitos.

O posicionamento no Arqueano do Complexo Granjeiro é corroborado pelos resultados de datações geocronológicas efetuadas em amostras dos metatonalitos que lhes são intrusivos, fornecendo valores em torno de 2513 Ma (Vasconcelos *et al.* 1997) pelo método Pb-Pb por evaporação de monocristais de zircão. Datações por U-Pb mais recentes, citam-se aqui as idades de 3184 Ma em gnaissse bandado (zircão via LA-ICP-MS, Freimann 2014), 2715 Ma em metarriolito, 2713 Ma em anfíbolito, 2590 Ma em metatufo-máfico (zircão via LA-ICP-MS, Ancelmi 2016) e 2792 Ma em ortognaissse (zircão via LA-ICP-MS, Hollanda *et al.* 2015) e 2764 Ma em anfíbolito e 3087 Ma em ortognaissse (zircão via SHRIMP, Gomes *et al.* 2021).

3.6.2 Unidade Riacho do Boqueirão

Está unidade foi proposta por Gomes *et al.* (2021), para rochas que constituem um corpo alongado de direção NE-SW. A princípio a região onde ocorre estas rochas estavam cartografadas dentro do Complexo Granjeiro (Cavalcante *et al.* 2003). Está unidade é do Neoarqueano, com idade de 2541 Ma (U-PB SHRIMP – Silva *et al.* 1997).

As rochas que constituem esta unidade são ortognaisses tonalíticos-granodioríticos a monzograníticos, bandados, dobrados e boudinados, por vezes, protomilonitizados e falhados em cinemática dextral Gomes *et al.* (2021). A análise petrográfica revelou minerais essenciais de plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda, e como acessórios epidoto, opacos, apatita e titanita. Estas rochas foram metamorfizadas em fácies anfíbolito, sendo observadas texturas granolepdoblásticas, porfiríticas e granoblásticas.

3.6.3 Complexo Arábia

Esta unidade foi primeiramente descrita na região de Lajes (RN), caracterizada por gnaisses migmatíticos, lentes de anfíbolito e ortognaisses de idade sideriana (Costa & Dantas 2014, Costa 2018). Adotou-se o nome Complexo Arábia a partir de recentes datações que revelaram a existência de rochas siderianas, que antes pertenciam ao Complexo Granjeiro de idade arqueana (Gomes *et al.* 2021). Esta unidade incluem as seguintes rochas:

- **Unidade Ipaumirim** – predomina no complexo, composta por biotita gnaisses (predominante), anfíbolito gnaisses e ortognaisses migmatíticos, frequentemente de composição granítica a granodiorítica, com faixas de rochas anfíbolitizadas e alguns níveis de formação ferrífera. Geralmente estão deformados, muito alterados, com porções saprolizadas. Estas rochas ocorrem afetadas por diversas zonas de cisalhamento, que proporcionaram milonitização, onde se observam feldspatos deformados e dobras apertadas a isoclinais com indicativo de cinemática dextral. Análise petrográfica mostra, que essas rochas possuem textura granoblástica inequigranular, milonítica e pegmatoide.
- **Unidade Coqueiro** - corresponde a um domínio máfico-ultramáfico, composto por tremolititos, talco xistos, anfíbolitos, metabasaltos e rochas calcissilicáticas, por vezes, intercalados a lentes de formações ferríferas. Ocorrem na forma de lentes

boudinadas de larguras decamétricas, ou na forma de matacões métricos e blocos dispersos na superfície. Os anfibolitos são geralmente bandados, com foliação bem evidente, variando de baixo ângulo a subvertical

- **Unidade Maniçoba** - domínio paraderivado constituído por xistos granadíferos intercalados a quartzitos, metacherts, mármore, rochas calcissilicáticas, paragnaisses, tremolititos, anfibolitos e formações ferríferas bandadas. Os paragnaisses apresentam coloração cinza, muito alterados, finamente foliados, dobrados e milonitizados.

O complexo Arábia é posicionado no paleoproterozóico, conforme as datações U-Pb em zircão obtidas entre 2356 – 2497 Ma (Freimam 2014, Ancelmi 2016) e 2370 – 2498 Ma (Gomes *et al.* 2021) idades similares as obtidas por Costa e Dantas (2014) e Costa (2015, 2018).

3.6.4 Complexo Caicó

Vários autores definem o Complexo Caicó como uma unidade indivisa constituída por ortognaisses, migmatitos diversos e rochas metavulcanossedimentares (Jardim de Sá 1994, 1998). Envolvendo os complexos Granjeiro e Arabia, o Complexo Caicó ocorre numa faixa alongada.

As rochas que constituem o Complexo Caicó são representadas por termos metavulcanossedimentares e metaplutônicos comumente milonitizados e/ou migmatizados. O primeiro engloba biotita gnaisses por vezes com anfibólito, gnaisses bandados e metavulcânicas migmatizadas, com intercalações de mármore, anfibolitos, calcissilicáticas, metaultramáficas e mais raramente quartzitos. Os termos metaplutônicos, além de ortognaisses miloníticos migmatizados, de composição granítica, granodioríticos e tonalíticos, localmente porfiríticos, e geralmente apresentam granulação fina a média, coloração cinza rosada, com mobilizados sienograníticos boudinados, frequentemente cortados por veios quartzo-feldspáticos, diques graníticos, além de fraturas preenchidas por magnetitas. Em alguns locais observam-se boudins métricos de anfibolito e dobras de arrasto que sugerem cinemática dextral (Medeiros 2008, Freimann 2014, Gomez *et al.* 2021).

Em relação a geocronologia das rochas deste complexo, foram obtidas idades de 2170 Ma a 2246 Ma (Hackspacher *et al.* 1990, Legrand *et al.* 1991, Macedo 1991, Van

Schmus *et al.* 1995, Dantas 1997, Ancelmi 2016) definindo uma idade riaciana para esta unidade.

3.6.5 Suíte Várzea Alegre

CPRM (2004) definiu esta unidade para agrupar ortognaisses e migmatitos que ocorrem numa faixa alongada na direção NE-SW, que se estende desde os municípios de Altaneira até Arrojado.

A suíte é constituída por augen gnaisses de composição tonalítica, granodiorítica e monzogranítica, contendo feldspato, quartzo, biotita e hornblenda numa matriz de granulação grossa, destacando-se cristais de K-feldspato elípticos centimétricos, orientados preferencialmente segundo a foliação regional. Tais cristais encontram-se rotacionados, com bordas deformadas, exibindo uma cauda alongada de material recristalizado do próprio cristal para ambos os lados. A assimetria das asas recristalizadas em relação à foliação indica deformação dextral. São comuns bandamentos gnáissicos, enclaves máficos compostos por biotita e anfibólio, diques graníticos e veios quartzo-feldspáticos (Gomez *et al.* 2021).

Datações U-Pb em zircão, referentes a esta unidade, foram obtidas por Silva *et al.* (1997) e Freimam (2014) em ortognaisses, respectivamente, de 2193 Ma e 2209 Ma.

3.6.6 Formação Lavras de Mangabeira

Trabalhos pioneiros de cartografia da sequência metassedimentar da região de Lavras de Mangabeiras foram os de Prado *et al.* (1980) e Vasconcelos e Gomes (1998). O termo “Formação” foi inserido por Caby *et al.* (1995). A sequência repousa discordantemente sobre as rochas dos complexos Arábia e Granjeiro (Gomes *et al.* 2021).

Segundo Medeiros (2008), a formação é constituída da base para o topo por quatro conjuntos de litotipos distintos, que são os seguintes: porção inferior contendo metaconglomerados polimodais; sobrepostos a estes ocorrem muscovita quartzitos impuros; em seguida têm-se os litotipos predominantes que são os biotita xistos; e por fim os filitos e/ou sericita-clorita xistos. Os mesmos autores sugerem que esta formação pode ser correlacionada ao Grupo Seridó.

Silva *et al.* (1997) dataram zircões detríticos, pelo método U-Pb SHRIMP, de um metarenito (quartzito) situado 3 km a oeste da cidade de Lavras da Mangabeira, e obtiveram para a população mais jovem uma idade concordante de 552 Ma, interpretada como a idade máxima da sedimentação da sequência sedimentar. Para Hollanda *et al.* (2015) metapelitos da formação incluem população de zircões mais jovens datados entre 640 e 620 Ma. O ambiente deposicional da formação seria fluvial, transicional-marinho (Cavalcante *et al.* 2003).

3.6.7 Formação Caipu

Situada na região que representa a zona de cisalhamento Farias Brito, tendo uma extensão que ocorre desde o sul do Município de Campo Sales, passando por Altaneira e Caipu. Esta unidade é representada por uma sequência metavulcanossedimentar constituída por paragnaisses, xistos, rochas calcissilicáticas, mármore, quartzitos, filitos e metavulcânicas básicas e félsicas (Gomes *et al.* 2021).

A primeira informação a respeito da geocronologia da Formação Caipu se deve a Fetter (1999), por meio de dados de U-Pb SHRIMP de zircões detríticos, revelando uma população mais nova de 670 Ma, sugerindo deposição sedimentar a partir desta idade, que permitiu posicionar a unidade no Neoproterozoico (Cavalcante 2003). Gomez *et al.* (2021) dataram uma rocha metavulcânica félsica (metarriodacito), associada às rochas metassedimentares, que obtiveram idade de 652 ± 3 Ma, interpretada como idade do protólito vulcânico.

3.6.8 Granitoides indiferenciados

Denominação utilizada por CPRM (2004) em referência a granitoides diversos de quimismo indeterminado. Estes granitoides ocorrem em forma de extensos corpos, em sua maioria, intrusivos no Complexo Granjeiro e no Complexo Arábia. Gomes & Vasconcelos (2000) denominaram essas rochas de Granitóides Sintectônicos.

A forma de exposição dessas rochas é em lajedos, pequenas elevações ou grandes áreas de matações dispersos na superfície. São corpos de composição predominantemente granítica e, subordinadamente, quartzo diorítica, granodiorítica, tonalítica e quartzo monzonítica (Gome & Vasconcelos 2000, Gomes *et al.* 2021).

Localmente são observados enclaves máficos e xenólitos das encaixantes. Os granitoides apresentam coloração cinza e rosada, granulação fina a grossa, equi e inequigranular, de estrutura isotrópica a foliada, por vezes porfirítica. São corpos fraturados segundo direções ortogonais, frequentemente cortados por injeções pegmatíticas e veios quartzo-feldspáticos, às vezes, contendo granada e magnetita (Gomes *et al.* 2021).

Regiões gnaissificadas e variando de proto a milonitos são decorrentes da proximidade com importantes zonas de cisalhamento, tais como Senador Pompeu e Sabonete-Inharé a oeste e Farias Brito, a leste. Nestes casos, apresentam feições facoidais, com cristais de feldspato deformados e veios leucocráticos sin dobrados em “Z” (em planta), indicando cinemática dextral (Gomes *et al.* 2021).

Para Gomes e Vasconcelos (2000) estes granitóides teriam idade paleoproterozóica, sendo sin a tardi-colisionais em relação ao Evento Transamazônico. Contudo trabalhos mais recentes como (Araújo *et al.* 2014, Gomes *et al.* 2021) posicionam estes granitóides como sendo do Neoproterozóico e inseridos dentro do Ciclo Brasileiro.

3.6.9 Suíte Intrusiva São João do Sabugi

Esta unidade teve várias denominações como Suíte Básica a Intermediária (Jardim de Sá 1994), Suíte Diorítica-Tonalítica/Suíte Gabro-Diorítica (Ferreira 1998, Ferreira & Santos 2000) e Suíte Gabróide (Cavalcante 2003). As rochas desta suíte afloram no domínio da Suíte Itaporanga, destacando-se no relevo na forma de matacões métricos isolados, de coloração cinza escura e preta (Gomes *et al.* 2021). As rochas que compreendem esta unidade, variam em composição entre gabros, dioritos e quartzo monzonitos, com granulação média a grossa (Nascimento *et al.* 2015), com textura inequi a equigranular ou porfirítica. Com relação a geoquímica, estas rochas são classificadas como do tipo metaluminosa, de afinidade subalcalina-shoshonítica (Nascimento *et al.* 2000, Nascimento *et al.* 2015).

As suítes Itaporanga e São João do Sabugi são descritas como pulsos magmáticos recorrentes no tempo, sendo consideradas coexistentes, pois a Suíte São João do Sabugi ocorre tanto como enclaves, como intrusiva nos granitoides Itaporanga (Sá *et al.* 2014). De acordo com Letierrier *et al.* (1994) datação pelo método U-Pb em

zircão em plútons dessa suíte, no estado do Rio Grande do Norte, revelou idade de 579 Ma.

3.6.10 Suíte Intrusiva Itaporanga

Segundo Nascimento *et al.* (2015) os granitos conhecidos como do tipo Itaporanga (Almeida *et al.* 1967), ocorrem na região como rochas porfiríticas, compreendendo grandes fenocristais de de K-feldspatos (até 15 cm de comprimento), bordejados por plagioclásio. A geoquímica das rochas dessa unidade é característica de rochas metaluminosas a levemente peraluminosas, com afinidade cálcio-alcálica de alto potássio (Nascimento *et al.* 2015, Medeiros 2008). São corpos de dimensões batolíticas, mas ocorrem também como corpos menores como stocks. Nestes corpos, internamente são encontradas intrusões referentes à Suíte São João do Sabugi e enclaves gnaissificados (Gomes *et al.* 2021).

As rochas da Suíte Itaporanga são predominantemente graníticas e granodioríticas, podendo conter, subordinadamente, porções tonalíticas, quartzo sieníticas e álcali-quartzo sieníticas (Nascimento *et al.* 2015). Segundo Gomez *et al.* (2021), as rochas dessa suíte são descritas como: i) granitos e granodioritos leuco a mesocráticos de coloração rosada e cinza clara, em alguns locais mostram foliação de fluxo magmático e porções promilonitizadas a milonitizadas; ii) Tonalitos mesocráticos com maior quantidade de biotita e anfibólio, apresentam coloração cinza clara a tons rosados e foliação moderadamente desenvolvida, podendo ocorrer gnaissificação e milonitização; iii) Quartzo sienitos e álcali-quartzo sienitos, são os litotipos de menor representatividade, leucocráticos, por vezes com textura rapakivi.

Vários trabalhos focaram na datação de granitoides que compreendem essa suíte, alguns deles, obtiveram idades U-Pb em zircão de 571 Ma (Medeiros 2008) e de 584 Ma (Brito Neves *et al.* 2003).

3.6.11 Aspectos Estruturais da Região de Estudo

Segundo o mapeamento geológico feito por Gomez *et al.* (2021), a região de Várzea Alegre dentro de um domínio estrutural que está localizado entre as zonas de cisalhamento Jaguaribe e a ZCPa, sendo que este domínio pode ser dividido em dois subdomínios. Os aspectos estruturais da região foram descritos por Gomez *et al.* (2021) que serão detalhados a seguir.

O primeiro subdomínio é constituído pela Suíte Intrusiva Itaporanga neoproterozoica. O corpo situa-se na região de Assaré, é delimitado a noroeste pela zona de cisalhamento Tatajuba e a sudeste pela Farias Brito. Os granitos e granodioritos desta suíte são de granulação grossa, frequentemente porfiríticos, com foliação incipiente a moderadamente desenvolvida e, raramente, com lineação de estiramento.

O diagrama de foliação deste subdomínio (Figura 18A) apresenta dois máximos: foliações proto a milonitizadas com mergulhos médios de 83° para SE, que são identificadas na borda oeste do corpo, relacionadas à zona de cisalhamento Tatajuba; e foliações indicadas por planos de mergulho médio (em torno de 27°) para o quadrante NW, que representam um arranjo comum na porção central do corpo.

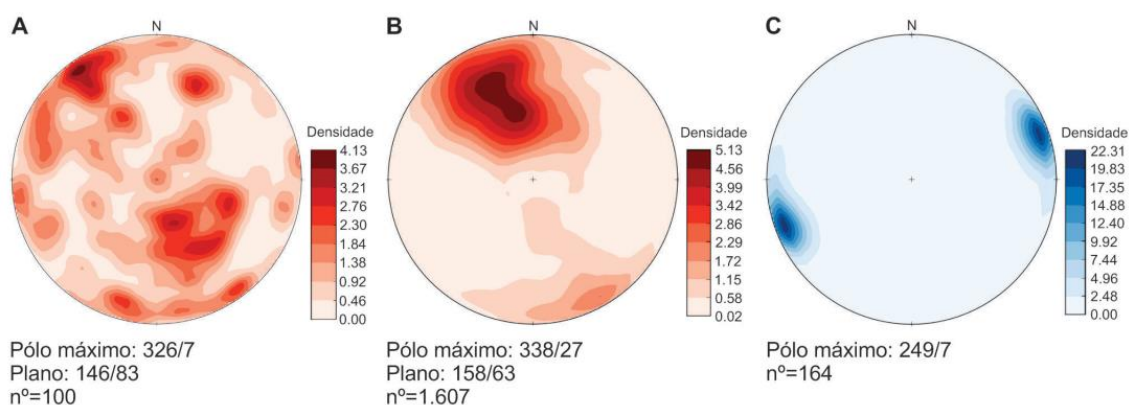


Figura 18 - A) Diagrama de isolinhas de pólos de foliação representativos das rochas da Suíte Itaporanga; B) Diagrama de isolinhas de pólos de foliação das unidades aflorantes na região de Granjeiro; C) Lineação de direção NE-SW, sub-horizontal, associada à foliação de médio a alto mergulho do subdomínio Granjeiro.

O segundo subdomínio é balizado ao norte pela zona de cisalhamento Farias Brito e ao sul pela de Patos, nas regiões abrangendo Cedro, Várzea Alegre, Granjeiro e Ipaumirim (CE), que englobam rochas arqueanas do Complexo Granjeiro e Unidade Riacho Boqueirão, paleoproterozoicas dos Complexos Arábia e Caicó, neoproterozoicas das Formações Caiçu e Lavras da Mangabeira, além dos Grupos Seridó e Cachoeirinha e dos Granitoides Indiscriminados Brasileiros, excetuando-se as bacias mesozoicas.

O diagrama de isolinhas de pólos de foliação mostra predomínio de planos com direção ENE-SSW, com mergulho médio de 63° e sentido constante para SE. Para este conjunto de medidas, o espalhamento das isolinhas para as bordas indica planos subverticalizados a verticalizados (Figura 18B). A lineação associada é direcional, com caimento médio de 7° para SW, e secundariamente NE (Figura 18C). Em afloramentos,

além da foliação em médio/alto ângulo predominante, observam-se planos com mergulhos médios (em torno de 30°), preservados do evento tectônico transcorrente dúctil.

O segundo subdomínio apresenta planos de foliação, predominantemente, ENE-SSW, expresso na Figura 18B. Neste subdomínio, a zona de cisalhamento Farias Brito apresenta forte sinuosidade, variando da direção nordeste-sudoeste até assumir traçado quase leste-oeste, arranjo geométrico similar ao da estrutura de Patos. Nas proximidades de Aurora e Ingazeiras (CE) e de Cajazeiras (PB), são identificados, em rochas da Unidade Ipaumirim e do Complexo Caicó, planos de foliação em torno de E-W.

Essa região é marcada por forte influência de diversos feixes de zonas cisalhantes anastomosadas. Internamente, este domínio apresenta arranjo lenticular com dimensões variadas, resultando num padrão amendoado. As assinaturas magnéticas são fortes nas zonas de cisalhamento, preenchidas por magnetitas, com destaque para as de Jaguaribe e Patos.

Neste domínio predominam indicadores dextrais, bem exemplificados pela forma macro sigmoidal que se encontra a Suíte Itaporanga. Utilizou-se como indicadores a rotação de marcadores lineares e planares preexistentes, como exemplos porfiroclastos com caudas recristalizadas assimétricas em macro escalas, dobras geradas por perturbações locais no fluxo com vergência coincidente com o sentido de cisalhamento, assimetria de camadas boudinadas e porfiroclastos de plagioclásio ocelares imersos em matriz intensamente deformada

Com relação as dobras foram registradas nos litotipos da região, que são atribuídas a forte tectônica transcorrente, predominantemente dextral. Tratando-se provavelmente de dobras de cisalhamento, que estão associadas ao componente de cisalhamento simples, com vergência de acordo com o sentido do cisalhamento. São comumente observados dobramentos centimétricos, simétricos, com planos axiais variando de normais a recumbentes, ou dobras inclinadas com eixos de baixo caimento para os quadrantes NE e SW. Com relação a atitudes de eixos de dobras, com pouca variação dos eixos em torno da direção NE-SW, com baixo caimento (em média 7°) para NE e SW. Em campo esses dados são materializados como dobras apertadas a isoclinais, associadas a diferentes zonas de cisalhamento. Há um evidente paralelismo entre as direções de eixos de dobras e das lineações de estiramento.

3.7 ESTUDOS DE MICROTRAMA DE EIXO-C DE QUARTZO NA PROVÍNCIA BORBOREMA

Com a possibilidade da utilização de microcomputadores, câmeras digitais e programas específicos que analisam um expressivo volume de dados, o método da caracterização da orientação preferencial cristalográfica (OPC) foi, e por consequência, a análise da microtrama de rochas deformadas. Estas novas tecnologia tornaram a caracterização da OPC uma operação prática e relativamente mais rápida. Nas últimas décadas a caracterização da OPC em tramas minerais de rochas ígneas (principalmente graníticas), tem sido largamente utilizada para a caracterização da estrutura interna de corpos ígneos e seus mecanismos de alojamento (Rodrigues *et al.* 2009).

Na Província Borborema, Rodrigues & Archanjo (2008) foram quem primeiramente analisaram a trama do quartzo sob o aspecto do estudo do eixo-c, com um conjunto de dados de rochas miloníticas do Sistema de Cisalhamento Campina Grande, mais precisamente, no lineamento Patos. O estudo da trama de eixos-c de quartzo nas faixas quartzosas confinados na foliação milonítica é consistente com diferentes critérios cinemáticos verificados em meso- e macroescala. As tramas podem ser descritas por guirlandas simples ou cruzadas relacionadas a ativações combinada dos sistemas de deslizamento basal e romboédrico <a> sob temperatura baixa a moderada (300°C a 600°C). Em 2009, Rodrigues *et al.* (2009) realizaram um estudo voltado para a análise da microtrama e silicatos em rochas graníticas, no Granito Campina Grande. Estes dois trabalhos utilizaram os métodos do tensor de inércia, interceptos e Rf/ρ (técnicas de Shimamoto & Ikeda 1976, Peach & Lisle 1979).

Um dos estudos que utilizaram dados obtidos por MEV-EBSD foi realizado por Viegas *et al.* (2014), que teve como objetivo a análise da microtrama dos milonitos do lineamento Patos e a trama magmática do migmatito Espinho Branco, que sugerem que a transição de milonitos de alta temperatura para milonitos de granulação fina à ultramilonitos é marcada por uma progressiva redução da granulação associada a recristalização. Freimann (2014), fez um estudo com rochas que constituem o duplex Lavras de Mangabeira, região próxima a área de estudo desta tese. Chegando à conclusão a partir dos critérios cinemáticos derivados do estudo das microestruturas e das tramas cristalográficas de milonitos ricos em quartzo mostraram que a sequência metassedimentar foi empurrada para nordeste. Os eixos-c e eixos-<a> de quartzo

indicam a ativação de sistemas de deslizamento de alta temperatura durante o desenvolvimento da trama.

Em 2016, Cavalcante *et al.* (2016) realizaram um trabalho voltado para o estudo dos migmatitos da unidade Carlos Chagas e dos migmatitos de Espinho Branco no Lineamento Patos. Outros trabalhos também tiveram foco o estudo em zonas de cisalhamento, um deles foi feito por Petrelli (2018), que estudou a deformação e a cinemáticas da zona de cisalhamento Senador Pompeu, que limita a margem leste do domínio Ceará Central da Província Borborema (NE do Brasil). Medeiros (2020) e Castellan *et al.* (2020) estudaram os milonitos da Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste (ZCPE) que consiste em uma estrutura regional nucleada na borda do batólito Caruaru-Arcoverde e em outros granitos sin-cinemáticos neoproterozoicos da Província Borborema (NE do Brasil).

Trabalhos mais recentes tiveram como alvo de estudo os milonitos do Lineamento Patos (Silva 2021, Souza 2021, Souza *et al.* 2021), contudo trabalhos como de Rodrigues (2021) e Santos (2021), tiveram foco de seus estudos, respectivamente, nos milonitos da zona de Cisalhamento Senador Pompeu e da zona de Cisalhamento Caiçara. Cavalcante *et al.* (2022), integraram observações de mapeamento de campo, interpretações de imagens de sensoriamento remoto, análise textural detalhada e geotermobarometria Titani-Q para investigar os estágios finais da deformação localizada no domínio Central da Província Borborema e a influência da recristalização dinâmica na assinatura de Ti em quartzo, em rochas miloníticas do enxame de diques de Sucuru. Neste estudo os dados da microtrama de quartzo mostraram que as orientações cristalográficas preferenciais (CPOs) são predominantemente fracas, que podem ser atribuídas a uma grande variedade de orientações cristalográficas dos grãos pais, que controlam em grande parte a evolução do CPO dos grãos filhos, e à ativação de múltiplos sistemas de deslizamento na direção <a> (basal, losango e prisma) devido à diminuição sin-cinemática da temperatura.

A análise da microtrama rochas também foram realizados em estudos em depósitos minerais, como o trabalho de Almeida (2003), que analisou a microestrutura de mineralizações auríferas do tipo-veio hospedadas em zonas de cisalhamento, e Sanches (2018) que investigou a microestrutura de rochas máficas-ultramáficas de limoeiro, hospedeiras de mineralizações de Ni-Cu.

4 RESULTADOS

Com base no mapa geológico (Anexo A) feito por Gomez *et al.* (2021), identifica-se a presença de orto e paragnaisses e monzogranitos na área de estudo. Os ortognaisses e paragnaisses são representados respectivamente, por Biotita/Hornblenda Biotita Gnaiss e Muscovita Biotita Gnaisses. Ortognaisses abrangem quase toda a área de estudo, sendo as principais rochas do embasamento, ambos os gnaisses constituem o Complexo Granjeiro. Rochas de grau metamórfico mais baixo ocorrem na forma de lentes na porção leste da região, sendo constituídos por xistos, filitos e quartzitos, são rochas que compõem a sequência metassedimentar Lavras de Mangabeira. Os paragnaisses, xistos, filitos e quartzito, não são o alvo deste trabalho, por isso não serão abordados.

Os corpos graníticos possuem dimensões métricas a kilométricas, exibem forma alongada com orientação NE-SW, concordantes com a trama regional. A descrição detalhada das características dos ortognaisses e granitoides é descrita a seguir. Juntamente com a composição mineralógica em termos percentuais na Tabela 3.

Tabela 3 - Composição mineralógica modal dos ortognaisses e granitoides da área de estudo. Os minerais traços são constituídos por zircão, alanita, apatita e titanita, quando este não tiver um percentual significativo.

	Lâminas													
	Hornblenda Biotita Gnaisses Granodiorítico			Monzogranito										
	KEN-09	KEN-11b	KEN-12	KEN-01	KEN-02a	KEN-02b	KEN-02c	KEN-03	KEN-04	KEN-05A	KEN-06	KEN-07	KEN-08	KEN-10
Minerais	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Quartzo	43,3	45,2	45,3	45,2	46,9	50,6	47,7	50,5	56,1	42,7	50,2	49,4	44,5	55,9
Plagioclásio	25,5	30,3	28,5	23,3	20,1	16,2	18,2	21,7	19,9	24,0	20,0	19,0	25,9	16,9
K-feldspato	5,8	8,2	7,9	21,9	21,8	24,7	23,7	19,7	20,1	28,7	27,5	27,6	16,8	23,3
Biotita	19,6	12,2	15,1	7,0	8,1	6,0	7,2	6,2	0,5	2,9	0,4	0,5	9,5	2,9
Hornblenda	1,9	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-
Muscovita	-	0,4	0,2	0,7	0,2	0,3	-	0,2	1,2	0,9	0,7	1,8	0,2	0,4
Granada	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5	-	-	-	-	-
Titanita	2,1	0,4	1,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,4	-
Traço	1,3	2,9	0,6	1,3	1,9	0,9	1,2	0,8	1,1	0,3	0,4	0,7	0,8	0,3
Opacos	0,3	0,3	0,4	0,5	0,8	1,0	2,0	0,8	0,6	0,2	0,6	0,8	0,4	0,3
Total	99,8	99,9	99,9	99,9	99,8	99,7	100	99,9	100	99,7	99,8	99,8	99,9	100
Recalculo (Q-A-P)	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Quartzo	58,2	54,0	55,4	50,0	52,8	55,3	53,2	55,0	58,5	44,8	51,4	51,5	51,0	58,2
K-feldspato	7,7	9,8	9,7	24,2	24,5	27,0	26,5	21,4	20,9	30,1	28,1	28,8	29,7	24,2
Plagioclásio	34,1	36,2	34,9	25,8	22,6	17,7	20,3	23,6	20,7	25,2	20,5	19,8	19,3	17,6

4.1 ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA

4.1.1 Hornblenda biotita ortognaisse granodiorítico – complexo Granjeiro

Este litotipo ocorre em grande parte na área de estudo (~52%) e constitui o embasamento para os corpos graníticos que afloram na região. As rochas mostram variações texturais, mineralógicas, e no grau migmatização. Comumente exibem tramas miloníticas associadas a zonas/bandas de cisalhamento.

Os gnaisses são cinza claros, caracterizados por bandamento composicional, as bandas variam em espessura de 2 a 10 centímetros, onde as bandas félsicas são compostas predominantemente por (Plagioclásio, Quartzo e K-feldspato) e as máficas contem maiores quantidades relativas de (Biotita) (Figura 19A). A granulação é média a grossa, chegando até a granulação fina, nas regiões próximas a zonas de cisalhamento, sugerindo que a transposição do bandamento gnássico. A mineralogia observada macroscopicamente é constituída predominantemente por plagioclásio, quartzo e biotita, com K-feldspato, contudo no ponto KEN-11 há a presença de anfibólio (Hornblenda).

Corpos graníticos com espessura centimétrica a métrica, são comumente observados como injeções nos gnáisses (Figura 19B). Estes corpos têm composição monzogranítica, com características composicionais e texturais comparáveis aos corpos ígneos que ocorrem na região. Estas intrusões são predominantemente concordantes com bandamento composicional dos gnaisses, podem também exibir, subordinadamente, relação de truncamento, cortando o bandamento gnássico. Mineralogicamente são constituídos por quartzo, plagioclásio, k-feldspato, biotita. Texturalmente, exibem cristais com granulação fina a média, frequentemente exibindo textura porfírica definida por cristais mais desenvolvidos de k-feldspato.

As estruturas observadas nos gnaisses incluem bandamento composicional mais antigo (S0) dobrado, transposto pela ação de zonas e/ou bandas de cisalhamento que formam um bandamento S, mais novo. A direção geral do bandamento gnássico segue o *trend* NE-SW e exhibe foliação milonítica de direção NE-SW com mergulho para SE nas zonas ou bandas de cisalhamento. Dobras com comprimento de onda centimétricos a métricos, isoclinais a parasíticas e feições de migmatização são características dos gnáisses. Nota-se a bandas félsicas boudinadas (Figura 19C) e porfiroclastos rotacionados de plagioclásio em forma de

amêndoas, medindo aproximadamente 2 cm, apresentando uma cinemática predominantemente dextral (Figura 19D).

Veios de quartzo e pegmatíticos (Figura 19E), de espessura variando de 3 a 10 cm ocorrem nos hornblenda biotita gnaisses. Os veios pegmatíticos são constituídos por quartzo e feldspatos, com cristais de dimensões que variam de 2 cm a 8 cm. Os veios de quartzo têm cristais de granulação fina, e nota-se que estes veios truncam os veios pegmatíticos. Ambos os veios apresentam bordas retas, não mostrando uma interação com os gnaisses (Figura 19E). Falhas transcorrentes destrais tardias cortam estes veios (Figura 19F).

As porções migmatizadas dos gnaisses são caracterizadas pela presença de leucossoma *in-soucer* (Figura 19G), composto por quartzo e plagioclásio de granulação média, com estruturação em *net*, permitindo classificar o migmatito como metatexito. É relativamente comum a presença de porções das rochas com alta concentração de minerais máficos refratários (hornblenda e biotita), que representam os resíduos da fusão parcial do hornblenda biotita gnaisses (Figura 19H).

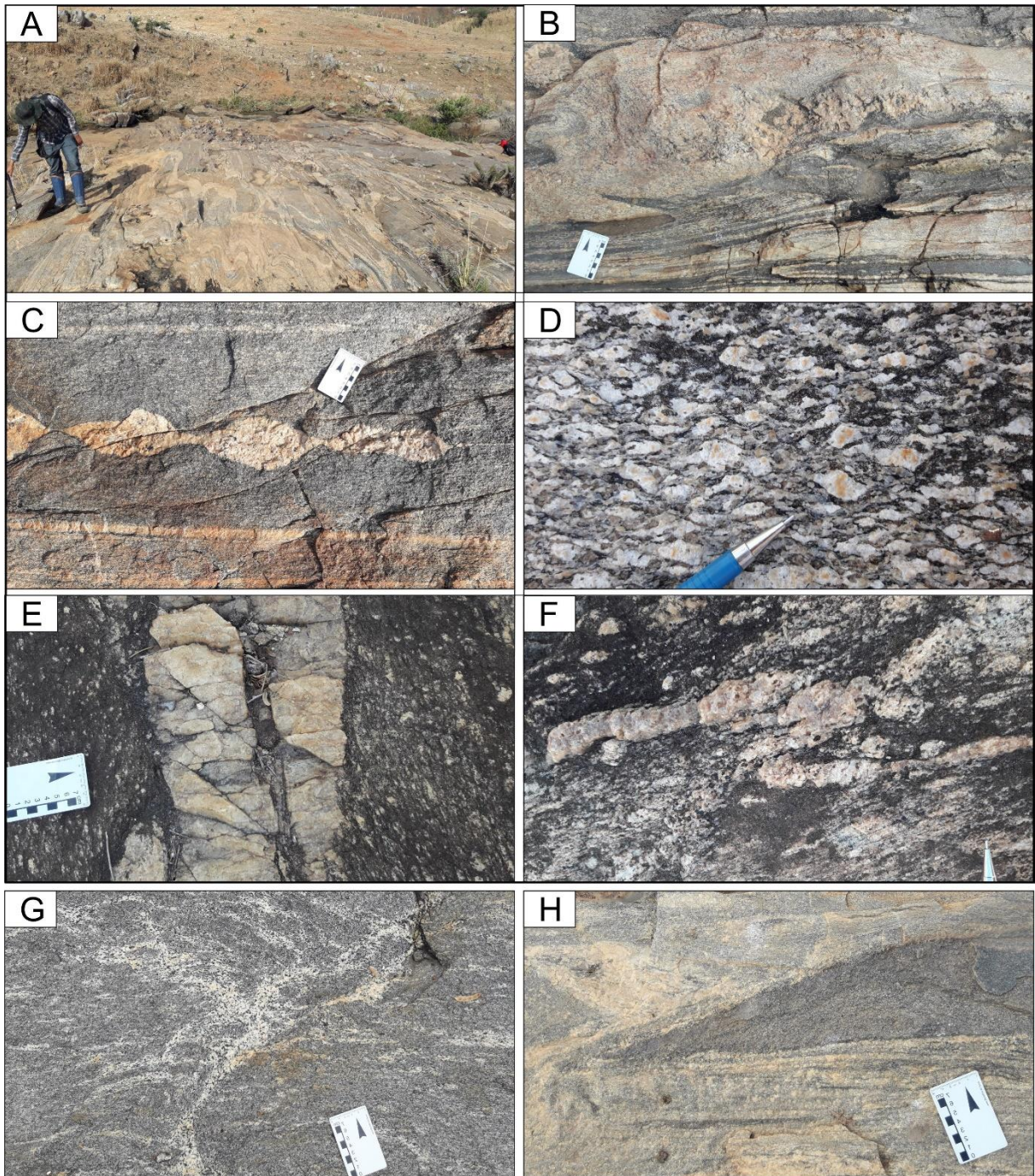


Figura 19 - Feições macroscópicas do Hornblenda Biotita Gnaiss do Complexo Grãozeiro. A) Afloramento do tipo lajedo, mostrando que este litotipo apresenta um bandamento composicional, com bandas félsicas (quartzo e feldspato) e bandas máficas (biotita). B) Intrusões graníticas ocorrem em alguns pontos desta unidade, principalmente próximos a corpos graníticos maiores. C) Bandas félsicas com forma de *budins*. D) Cristais pórfiros de plagioclásio com a feições de *augen*. E) Veio de quartzo de espessura centimétrica, com bora reta sem interação com o gnaiss. F) Veio de quartzo cortado por uma falha trasncorrente destal. G) Feições de migmatização. H) enclaves máficos de composição Anfibólio e biotita.

A composição modal do hornblenda-biotita gnaiss indica predominantemente o campo dos granodioritos (Figura 20A). Microscopicamente, trata-se de uma rocha de granulação variando de média a grossa, com assembléia mineralogia formada (Tabela 3) por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, muscovita, como minerais secundários ocorrem

titanita, zircão e clorita. O anfibólio ocorre subordinadamente como mineral acessório, nas bandas máficas. A textura predominante é do tipo granoblástica, e subordinadamente textura lepidoblástica (Figura 20B).

O quartzo é o mineral dominante (40 a 45%) e ocorre como cristais anédricos alongados com dimensões de 0,1 a 3mm. Normalmente, mostram orientação preferencial conforme o bandamento gnáissico e a foliação milonítica, formando *ribbons*, além de alguns apresentarem feição “*chessboard*”. É comum formar agregados policristalinos de contato lobado, subordinadamente mostra contatos suturados (Figura 20C). Extinção ondulante, recristalização por borda de grão e rotação de subgrão, evidenciam deformação em estado sólido em regime dúctil. As feições deformacionais observadas em cristais de quartzo resultam de mecanismos de deformação de migração de limite de grão (GBMR) e rotação de subgrão (SGR).

O plagioclásio (25-30%) é representado por cristais subédricos e anédricos, com leve deformação nas maclas (Figura 20D). São comuns texturas mimerquíticas nas bordas de alguns cristais, quando em contato com cristais de feldspato-K. Os limites dos cristais são irregulares a lobulados.

O K-feldspato (6-9%) ocorre sob a forma de cristais anedrais, exibindo textura manto-núcleo e por vezes tem maclamento do tipo xadrez. Nas bandas mais deformadas, os cristais de feldspato potássico exibem moderada extinção ondulante. Os contatos dos predominante irregulares.

Biotita (12-19%) ocorre como cristais subédricos, lamelares, castanho-pálido a marrom, com halos pleocróicos, associada e em contato reto e irregulares com cristais de anfibólio e plagioclásio. Os planos da foliação milonítica são definidos por cristais de biotita (Figura 20E). Alguns cristais estão alterados para clorita.

O Anfibólio quando presente na rocha tem um percentual por volta de 1,5%, ocorre como cristais tabulares, anedrais a subedrais (Figura 20F), mostram orientação preferencial segundo a direção da foliação. Alguns cristais mostram-se fraturados e parcialmente transformados para biotita.

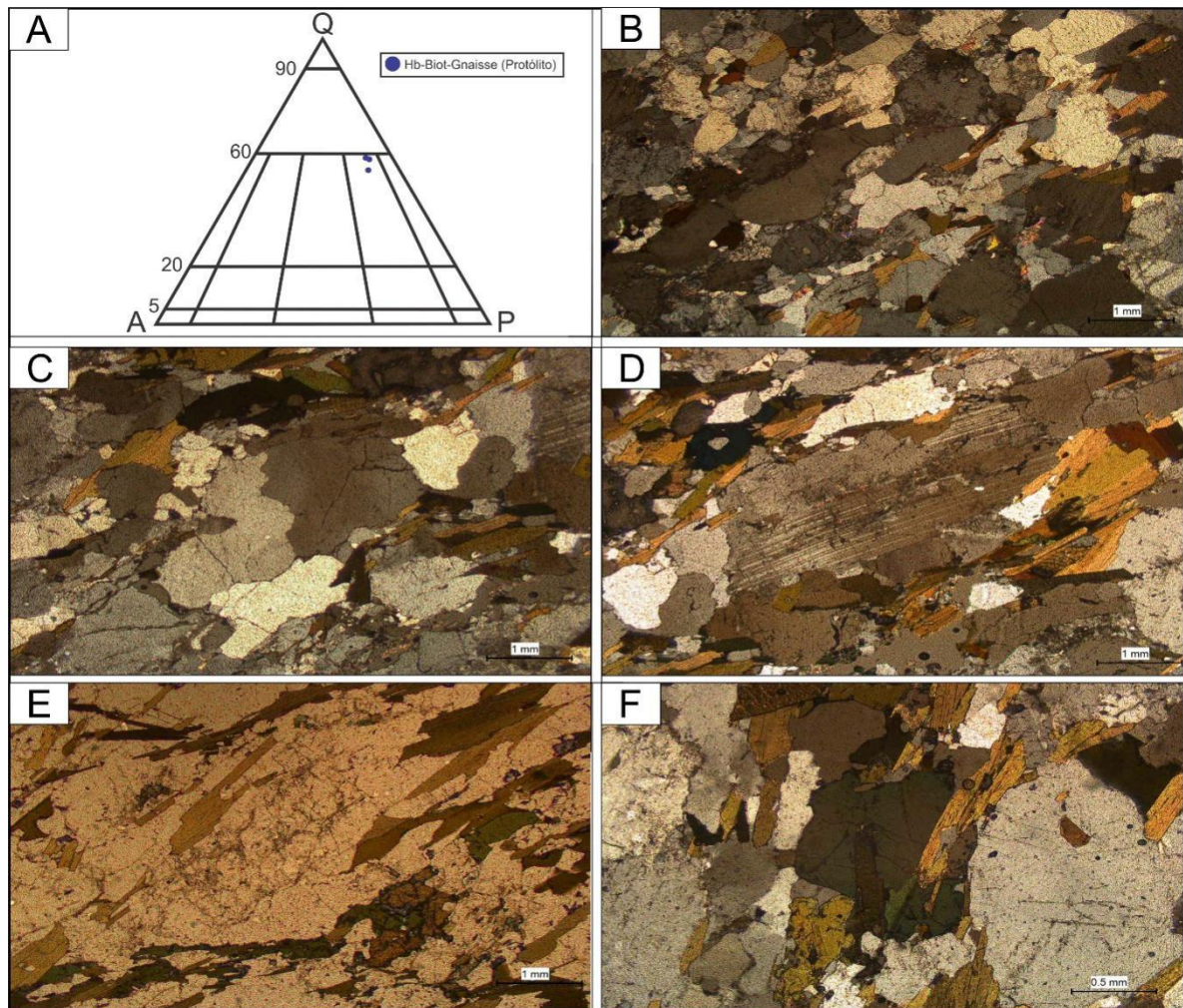


Figura 20 - Classificação modal e fotomicrografia do hornblenda-biotita gnaiss do Complexo Granjeiro. A) No diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976) estas rochas plotam no campo do granodiorito. B) Feições gerais em escala microscópicas. C) Contato suturados entre cristais de quartzo. D) Cristal de plagioclásio com maclas levemente deformadas. E) Cristais de biotita orientados compondo a foliação monolítica. F) Cristais de anfibólio anédricos truncados por cristais de biotita.

Os cristais de muscovita (0,4%) (há alguma foto que mostra muscovita?) são subédricos associados geralmente a biotita. A Titanita (0,5%-2%) apresenta coloração marrom avermelhado, pleocroísmo fraco, cristais anédricos a subédricos, ocorre associada principalmente a biotita e ao anfibólio, com contatos retilíneos ou levemente irregulares. Localmente é substituída por opacos.

4.1.2 Biotita monzogranito – granitoide indiferenciado

Esta unidade representa os corpos graníticos mapeáveis na área estudada, com dimensões acima de 2 km, intrusivos nos Hb-biotita gnaisses e alongados, segundo a direção NE-SW, concordante com a orientação do *trend* regional. As rochas mostram predominantemente textura média a fina, subordinadamente há membros porfíricos com fenocristais de plagioclásio e k-feldspato.

Os monzogranitos são cinza claros, com algumas porções levemente rosada (Figura 21A), holocristalina, fanerítica. Localmente, a rocha apresenta textura porfirítica, caracterizada por fenocristais subédricos a anédricos de quartzo, k-feldspato e plagioclásio, de dimensões variando de 2 a 3 mm (Figura 21B), a matriz é composta por quartzo, plagioclásio, k-feldspato e biotita, de granulação média. A textura porfirítica ocorre preferencialmente nas bordas dos corpos magmáticos e nas intrusões nos hornblenda biotitas gnaisses, em escla de afloramento. É composta mineralogicamente por quartzo, plagioclásio, k-feldspato, biotita. Os cristais de plagioclásio estão levemente orientados segundo a direção NE-SW. Os cristais de plagioclásio e feldspato alcalino são subédricos, os de quartzo são anédricos e biotita exhibe hábito lamelar.

As bordas dos biotita-monzogranitos são caracterizadas pela presença de fenocristais de plagioclásio orientados (NE-SW). Próximo às zonas de cisalhamento, os fenocristais apresentam forma amendoada (Figura 21C). Veios de composição granítica e textura variando de grossa a fina, cortam os monzogranitos (Figura 21D), e são cortados por veios de quartzo tardios.

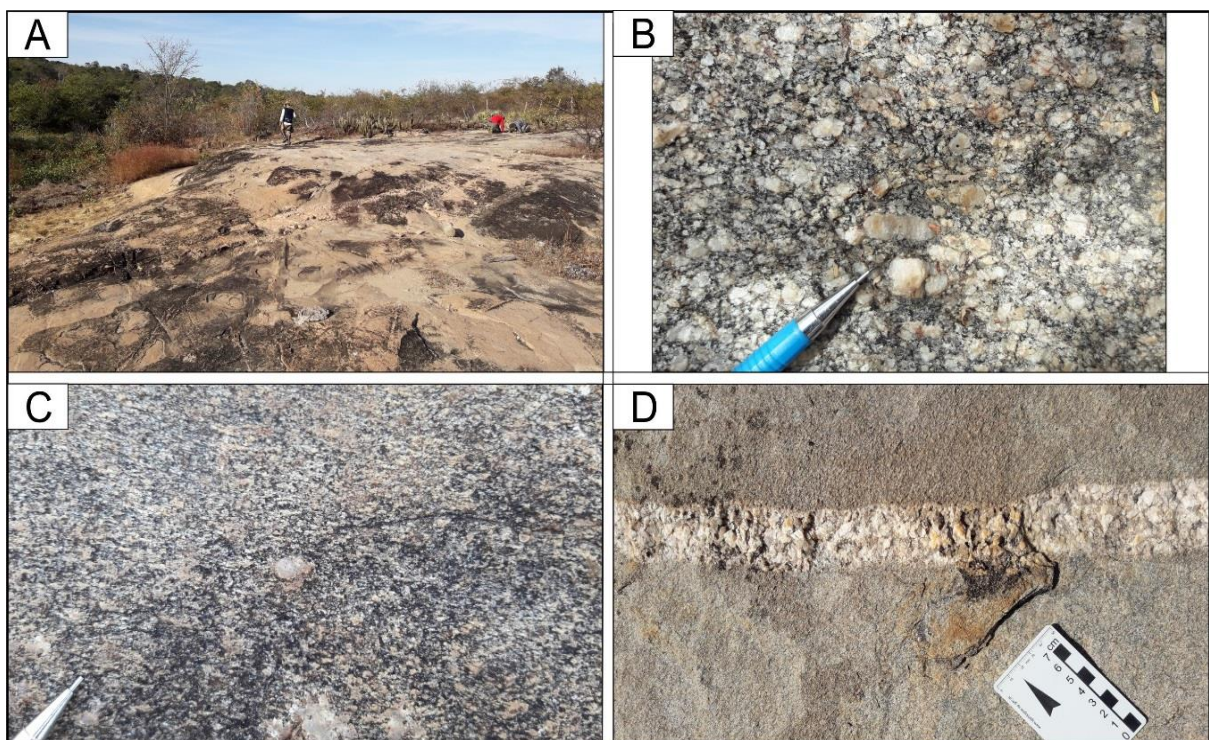


Figura 21 - Aspectos macroscópicos do monzogranito. A) Afloramento do tipo lajedo mostrando como ocorre este litotipo. B) Textura porfirítica, composta por pórfiros de plagioclásio orientados. C) Em alguns pontos, os pórfiros de plagioclásio apresentam com forma de augen. D) Veios de composição granítica cortam o monzogranito, segundo a direção NW-SE.

Os Biotita monzogranitos apresentam textura inequigranular hipidiomórfica (Figura 22B), e possuem textura de intercrescimento mimerquítico e granofírico. São compostos por quartzo (50-53%), microclínio (21-27%), plagioclásio (17-26%), e biotita (6-8%), e tem como acessórios a titanita (0,5%), zircão (0,5%) e os opacos (3%). Os minerais varietais são muscovita, zircão, apatita, alanita e minerais opacos. A composição modal destas rochas está no campo dos monzogranitos (Figura 22A).

O quartzo ocorre como cristais anédricos variando de 1 a 4 mm, com contatos irregulares e suturados com os minerais adjacentes e contatos suturados a retos com outros cristais de quartzo, mostram extinção ondulante. Os cristais são alongados segundo ao bandamento gnáissico e a foliação milonítica, além de cristais com textura “*chessboard*” (Figura 22C), estes cristais são mais presentes na borda dos corpos graníticos. Além disso, esses cristais apresentam contatos lobados e suturados. Alguns cristais formam intercrescimento regular nas bordas do K-feldspato, formando a textura micrográfica (Figura 22D), e outros cristais estão intercrescidos nos contatos com o plagioclásio, formando a textura mirmequítica. Extinção “*chessboard*”, recristalização por borda de grão e rotação de subgrão, são feições deformacionais observadas em cristais de quartzo que indicam que os mecanismos de deformação foi o de migração de limite de grão (GBMR) e rotação de subgrão (SGR).

Cristais de microclina são subédricos e com média de 1 mm, exibindo maclamento xadrez. Em alguns cristais ocorrem à textura micropertita e outros estão com alteração para argilominerais.

Os cristais de plagioclásio são subédricos, variando de 0,2 a 2 mm em tamanho, mostram notável maclamento albita. O contato com os cristais adjacentes é irregular. Os cristais apresentam alteração por saussuritização e seritização (Figura 22E).

A biotita ocorre como cristais subédricos, de hábito lamelar, de coloração variando de amarelo claro (eixo Y) a marrom escuro (eixo X) e comprimento em torno de 0,5-2 mm. No interior dos corpos magmáticos os cristais de biotita estão levemente orientados ou não mostram nenhuma orientação, próximo às bordas dos corpos e nas zonas de cisalhamento, os cristais de biotita estão orientados definindo a foliação milonítica (Figura 22F).

A muscovita é formada por cristais lamelares, subédricos, variando de 0,1 a 0,2 mm, com contatos irregulares e retos. Os cristais são observados no interior dos planos de clivagem de K-feldspato. Zircão ocorre incluso na biotita. A alanita ocorre como cristais subédricos a

anédrico, de dimensões aproximadamente 1 mm. A titanita apresenta-se com hábito prismático, com terminações bipiramidais, e por vezes anédricas em tamanhos submilimétricos e os minerais opacos ocorrem dispersos na lâmina e principalmente de hábito granular e anédricos.

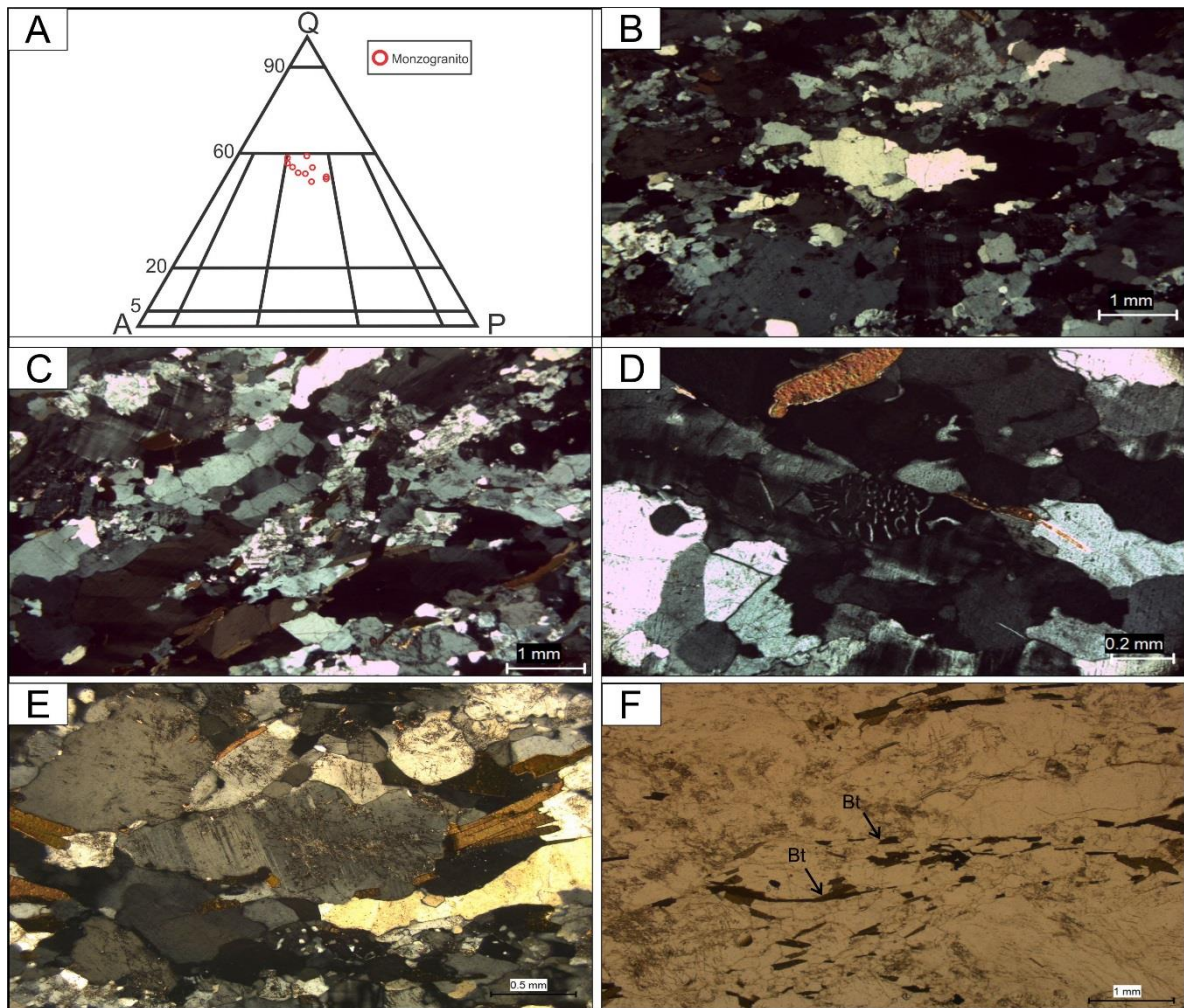


Figura 22 - Aspectos microscópicos e composição modal do monzogranito. A) O gráfico Q-A-P mostra que as rochas deste litotipo plotam no campo do monzogranito. B) textura granular hipidiomórfica. C) Cristais de quartzo estirados. D) Textura micrográfica, na borda de cristais de k-feldspato. E) Cristal de plagioclásio alterando para sericita. F) Cristais de biotita orientados, definindo a foliação milonítica.

4.1.3 Granada monzogranito – granitoide indiferenciado

Este litotipo é semelhante aos monzogranitos que ocorre na área de estudo. Porém, se diferencia pela presença de granada. A rocha tem coloração esbranquiçada a rosa claro (tons com maior intensidade do que os monzogranitos), textura holocristalina, fanerítica, de granulação média (Figura 23A), composta mineralogicamente por quartzo, k-feldspato,

plagioclásio, biotita. Nota-se a presença de uma sutil orientação preferencial dos minerais na rocha segundo a direção NE-SW.

Ao microscópio, a rocha apresenta granulação média a grossa (Figura 23C), com mineralogia essencial constituída por quartzo, microclina e plagioclásio, tendo como minerais varietais muscovita, biotita, granada, zircão titanita e minerais opacos. A composição modal da rocha é monzogranito (Figura 23B).

Os cristais de Quartzo são anédricos de dimensões em torno de 1 a 4 mm, com contatos irregulares, suturados, mostrando embaixamentos de forma subordinada. Aglomerados de cristais ou monocristais são fitados, ambos orientados, além de apresentarem padrão “*chessboard*” (Figura 23D). Os agregados policristalinos apresentam contato lobado, com variações locais para suturados. A presença da textura “*chessboard*”, além dos contatos suturados quartzo-quartzo nos agregados policristalinos indicam que o mecanismo de deformação ocorreu por migração de limite de grão (GBMR) e rotação de subgrão (SGR).

A Microclina representada por cristais incolores, subédricos, com dimensões variando de 1mm a 5 mm (Fenocristais). Alguns cristais mostram maclamento xadrez, evidenciado pela alteração para argilominerais. Também foi observado intercrescimento com quartzo, formando textura granofírica, além de microfraturas, algumas preenchidas por óxido de ferro.

O Plagioclásio ocorre como cristais subédricos, de dimensões em torno de 0,2-1 mm, com maclamento albita em alguns cristais parcialmente visíveis. Apresenta contatos irregulares com os minerais adjacentes, e estão alterados por saussuritização e seritização. Alguns cristais apresentam a textura mimerquítica.

Os cristais de Muscovita e Biotita são respectivamente incolores e castanho-claro, de hábito lamelar, com extinção reta, variando de dimensões entre 0,1-0,2 mm, cristais subédricos, com contatos irregulares e retos. Localmente alguns cristais ocorrem preenchendo fissuras. Localmente, a biotita está alterada para clorita. Ao microscópio, a Granada mostra-se como cristais incolores, de relevo alto, anédricos, fraturados (Figura 23E), com clorita preenchendo fissuras. O Zircão é incolor, de hábito prismático de tamanhos submilimétricos, subédricos, alguns cristais ocorrem associados a biotita. A alanita ocorre como cristais subédricos a anédricos, de dimensões aproximadamente 1 mm. Os Minerais Opacos ocorrem dispersos na lâmina e principalmente de hábito granular e anédricos, sendo que alguns cristais alteram para óxidos de ferro. E a Titanita apresenta-se com hábito prismático, com terminações bipiramidais, e por vezes anédricas em tamanhos submilimétricos.

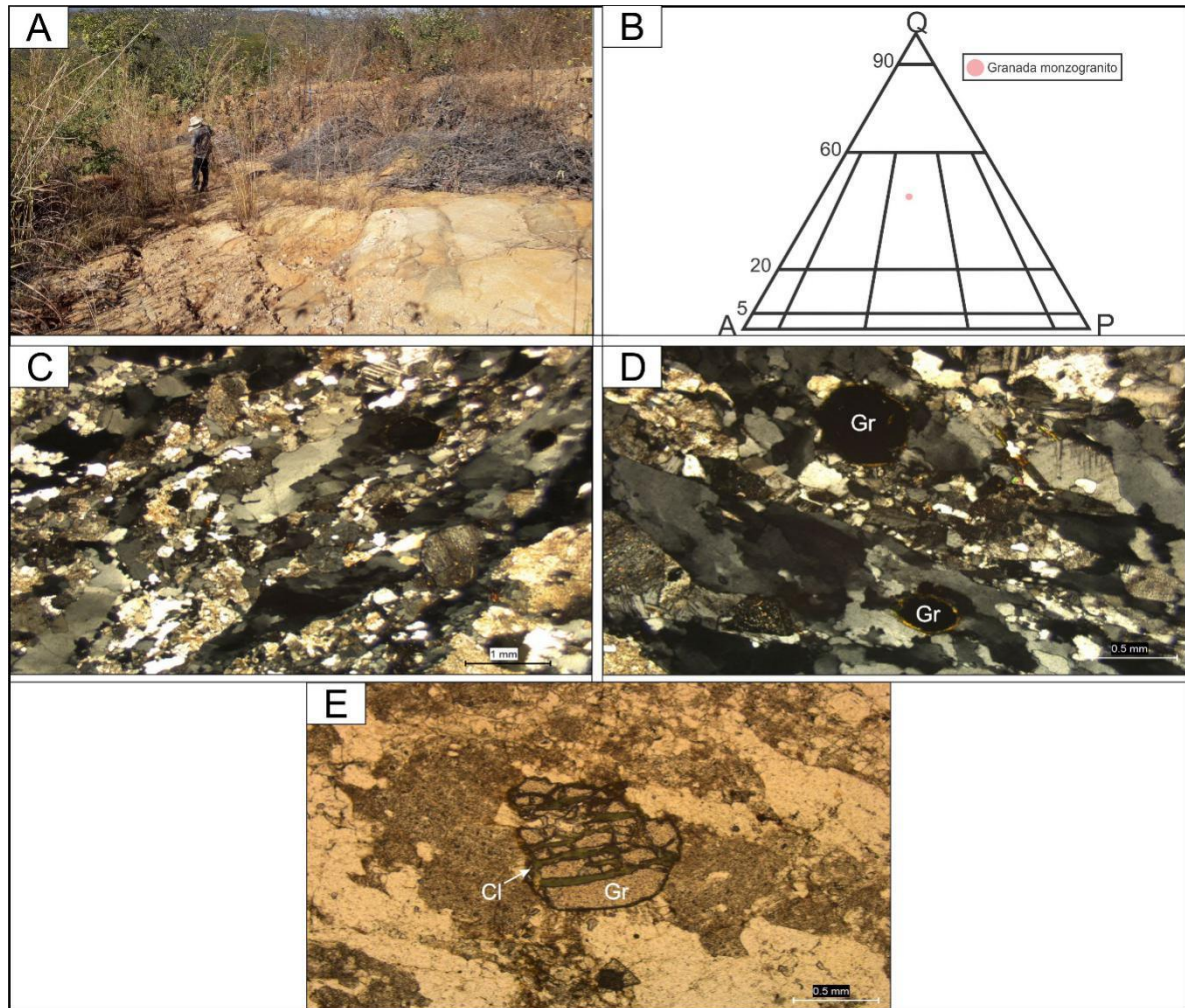


Figura 23 - Aspectos macroscópicos e microscópicos do leucomonzogranito. A) Geralmente estas rochas ocorrem como afloramentos do tipo leito de rio ou lagedos. B) A partir da composição, este litotipo, no diagrama Q-A-P, é classificado como monzogranito. C) Rocha de granulação média a grossa, com textura hipidiomórfica. D) Cristais de quartzo orientados, com padrão “chessboard”. E) Cristais de granada granulares, com fraturas preenchidas por clorita.

4.2 ANÁLISE DE DEFORMAÇÃO EM MICROESCALA E PETROTRAMA

As microestruturas presentes no hornblenda biotita gnaisses (Figura 24), mostram cristais de quartzo organizados em finas bandas, de 4 a 5 mm. Os tamanhos dos cristais, variam entre 0,2 mm e 1 mm, e mostram proporcionalidade com a espessura das bandas. Portanto, quanto mais larga é a banda, maiores são os cristais que a compõem. As bandas são limitadas, em geral, por uma foliação espaçada definida por biotita. O quartzo mostra extinção ondulante, ocorre como *ribbons* (quartzo estirado), exhibe bordas de subgrãos (Figura 24A) e extinção tabuleiro de xadrez (“chessboard”), indicando temperaturas superiores a 500 °C (Passchier & Trouw 2005). A migração de borda de grãos é o processo dominante de recristalização e indica temperaturas acima de 500 °C (Stipp *et al.* 2002a). O crescimento das

bordas dos cristais de quartzo ocorreu por migração de limite de grão (GBMR) evidenciado por frequente estruturas do tipo *pinning* (Figura 24B) e pequenas palhetas de biotita orientadas na borda ou no interior de cristais de quartzo. Agregados de cristais de quartzo e plagioclásio mostram geometria assimétrica, indicativa de cinemática dextral (Figura 24C).

Próximo às zonas de cisalhamento, os cristais de quartzo apresentam bordas lobadas (Figura 24D) produzidas principalmente por migração de limite de grão (GBMR), que é predominante nos milonitos e no interior de zonas de cisalhamento. Em alguns cristais, as bordas de grãos exibem microestruturas do tipo *bulging* (Figura 24E). Hirth & Tullis (1992), Passchier & Trouw (2005) sugerem que estes tipos de microestrutura são formados em temperaturas baixas, o que sugere que ao longo da evolução tectônica destas rochas, ocorreu a diminuição da temperatura durante a deformação promovendo mudança do mecanismo de deformação dominante. Os cristais frequentemente apresentam, extinção ondulante, com contatos suturados a lobados, estirados, orientados concordantes com a foliação milonítica, típicos subgrãos *chessboard* (Figura 24F), indicam que a temperatura de deformação foi acima de 500 °C.

Nas regiões de borda dos monzogranitos, os cristais de quartzo apresentam microestruturas como contatos suturados a lobados, extinção ondulante e do tipo *chessboard*, além de formar feições do tipo *ribbon* (Figura 25A). O principal processo de recristalização que afetou as rochas desta região foi migração de limite de grão (GBMR) (Figura 25B), indicando que nestas rochas a temperatura de deformação atingiu 500°C. Cristais de biotita definem a foliação milonítica, do tipo espaçada, que separa domínios de micrólitos formados por agregado de quartzo e plagioclásio, com geometria lenticular assimétrica indicando cinemática dextral (Figura 25C).

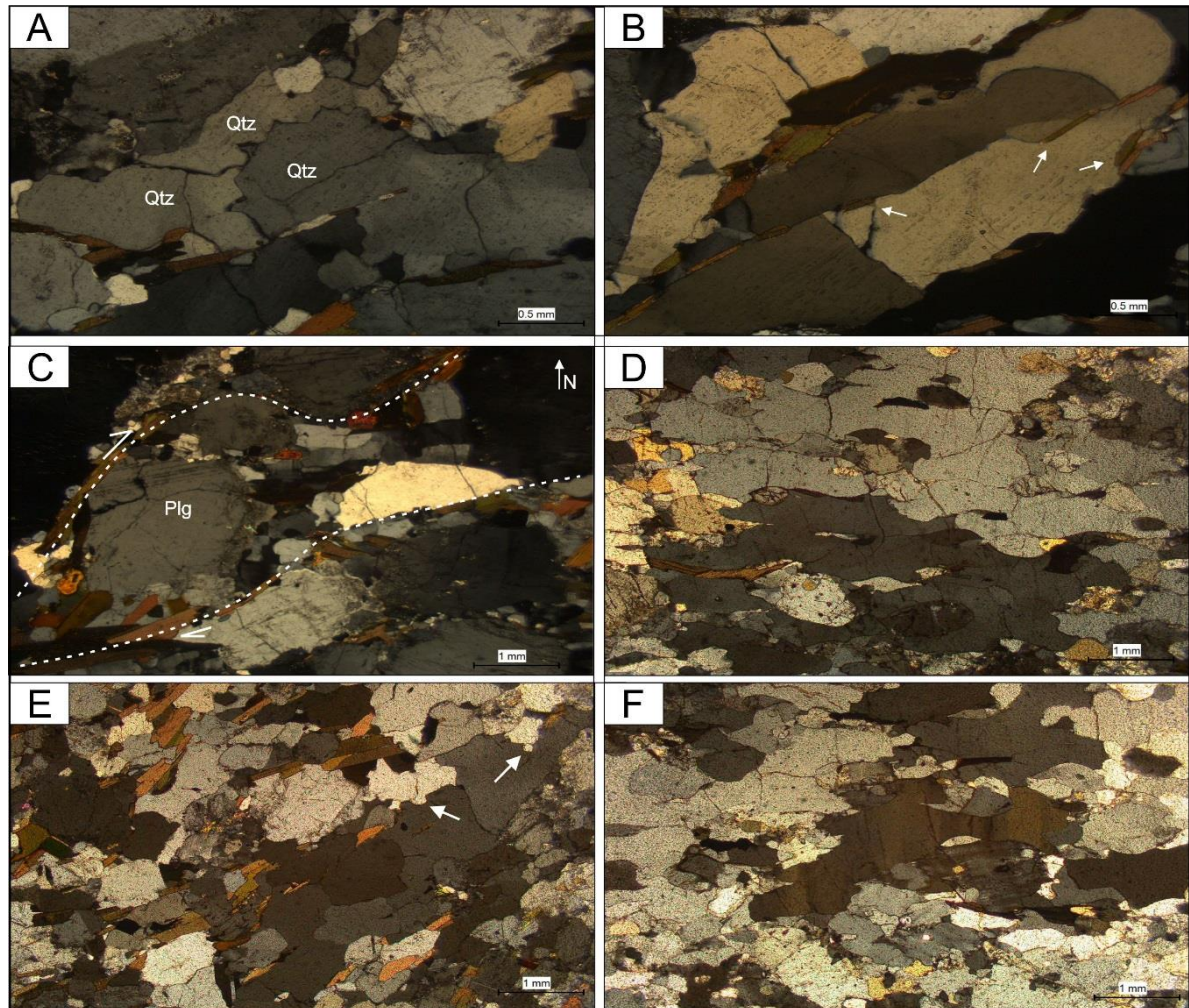


Figura 24 - A) Contatos suturados e lobados entre cristais de quartzo, evidenciando a recrystalização por GBM. B) Estruturas tipo pinning. C) Agregado de minerais deformados com uma cinemática dextral. D) Contatos lobados entre cristais de quartzo, alguns cristais com feição de augen. E) Cristais de quartzo que localmente apresentam microestrutura do tipo bulging (indicados pelas setas em branco). F) Cristal de quartzo com o padrão chessboard.

No granada monzogranito agregados de cristais de quartzo, variando de 1 a 3 mm (Figura 25D) definem foliação espaçada, separada principalmente por cristais de k-feldspato e plagioclásio recrystalizados (cristais aproximadamente 0,1 mm). Fenocristais de k-feldspato frequentemente apresentam geminação da microclina e extinção ondulante (Figura 25E). Os agregados alongados de quartzo mostram que o processo dominante de recrystalização no quartzo é por migração de limite de grão (GBMR) formando bordas serrilhadas, curvadas e lobadas (Figura 25F).

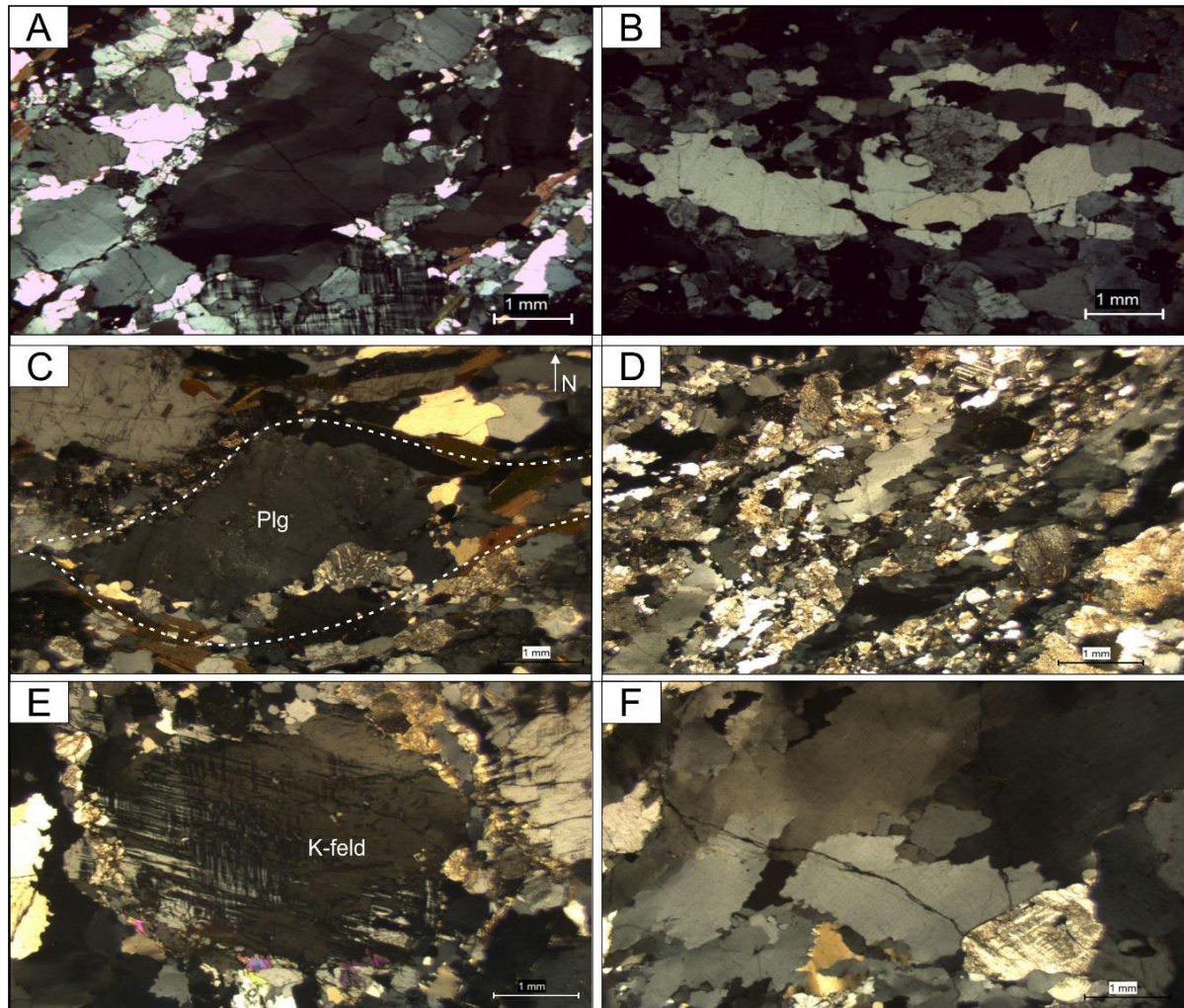


Figura 25 - A) Cristal de quartzo padrão chessboard. B) Recristalização por BGMR, evidenciada pelos contatos lobados e curvados. C) Agregado de quartzo e plagioclásio em forma de amêndoa. D) Agregado de cristais de quartzo formando uma foliação espaçada, com cristais menores entre estes agregados. E) Cristal porfírico de feldspato potássico, com geminação da microclina. F) Contatos entre os cristais que formam os agregados de quartzo, evidenciando a recristalização por BGMR.

Uma análise quantitativa das principais feições microestruturais em quartzo (Tabela 4), revelou que tanto no Hornblenda Biotita Gnaisse quanto no Biotita Monzogranito, o padrão de extinção *chessboard* (65- 85 %) é predominante em relação à extinção ondulante (15-35%), indicando que as condições de temperatura associadas à formação do padrão *chessboard* (acima de 500° C), foram vigentes durante a deformação. Os cristais de quartzo são predominantemente estirados nos gnaisses. Nos granitos, predominam cristais não estirados, exceto nas proximidades das bordas do granito (KEN-04, 05, 06 e 08b) e/ou de zonas de cisalhamento (KEN-08b). Os contatos quartzo/quartzo em todas as rochas, são predominantemente do tipo suturado, contudo os contatos lobados ocorrem em quantidade significativa.

Tabela 4 - Principais feições microestruturais que ocorrem em quartzo, com sua porcentagem de ocorrência em cada amostra.

		Lâminas														
		Hornblenda Biotita Gnaiss			Biotita Monzogranito											
		<i>KEN-09</i>	<i>KEN-11</i>	<i>KEN-12</i>	<i>KEN-01</i>	<i>KEN-02a</i>	<i>KEN-02b</i>	<i>KEN-02c</i>	<i>KEN-03</i>	<i>KEN-04</i>	<i>KEN-05a</i>	<i>KEN-06</i>	<i>KEN-07</i>	<i>KEN-08a</i>	<i>KEN-08b</i>	<i>KEN-10</i>
Microestruturas	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
Contatos Quartzo/ Quartzo	Serrilhados	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Lobados	36,81	38,52	23,16	57,35	53,42	47,83	46,56	46,15	41,67	33,74	36,43	36,36	32,56	34,21	46,68
	Retos	3,84	2,46	3,16	7,84	7,19	9,24	4,58	5,77	1,65	5,52	5,43	2,42	4,65	1,32	4,47
	Suturados	59,35	59,02	73,68	34,8	39,38	42,93	48,85	48,08	56,67	60,74	58,14	61,21	62,79	64,47	48,85
		100	100	100	99,99	99,99	100	99,99	100	99,99	100	100	99,99	100	100	100
Extinção	Extinção Ondulante	35,7	30,97	34,78	36,6	34,78	33,97	30,19	22,92	19,51	15,38	18,98	30,12	25,17	26,49	23,45
	"Chessboard"	64,3	69,03	65,22	63,4	65,22	66,03	69,81	77,08	80,49	84,62	81,02	69,88	74,83	73,51	76,55
		100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Forma	Quartzo Estirado	75,38	76,19	74,31	18	28,64	29,6	15,07	24,14	63,16	75,58	72,64	33,54	19,38	82,03	25,37
	Quartzo Ñ Estirado	24,62	23,81	25,69	82	71,36	70,4	84,93	75,86	36,84	24,42	27,36	66,46	80,62	17,97	74,63
		100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

4.4 GEOCRONOLOGIA U-Pb

Foram realizadas análises em 4 (quatro) amostras de rochas, referentes a Biotita Monzogranito (KEN-03, KEN-08 e KEN-10) e Granada Monzogranito (KEN-04).

Dados isotópicos de U-Pb obtidos em cristais de zircão foram plotados em diagramas Concordia. Para o cálculo das idades, os dados foram trabalhados segundo critérios de avaliação que incluíram a verificação do conteúdo de chumbo comum, erros das razões isotópicas e percentual de concordância. Os dados analíticos são apresentados na Tabela 5 e as imagens de CL obtidas por MEV na Figura 26.

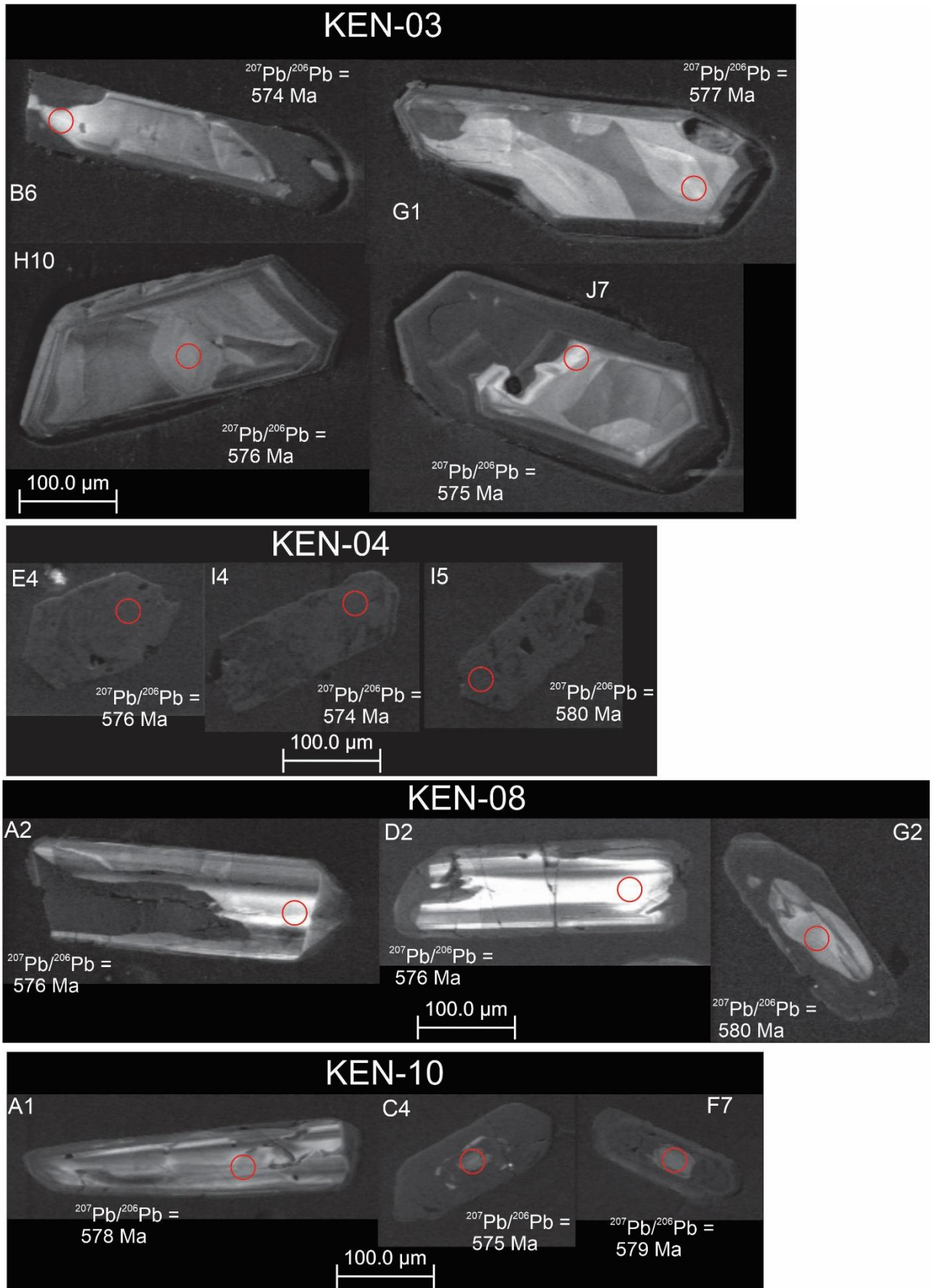


Figura 26 - Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão representativos das amostras KEN-03, KEN-04, KEN-08 e KEN-10. Círculos e vermelhos indicam os pontos analisados para U-Pb.

4.4.1 Biotita monzogranito

Os cristais de zircão dessa unidade são euédricos a subédricos, com dimensões entre 100 a 300 μm de comprimento e apresentam zoneamento oscilatório, fraturados, com inclusões e núcleos e bordas claramente definidos e centro alterado por processos metamíticos. Em média foram selecionados para análise 16 cristais de zircão (Tabela 5), porém, na amostra KEN-10 foram analisados apenas 10 zircões, esses números de cristais analisados, deve-se ao fato que a maioria dos cristais se mostrou metamítico. Os cristais de zircão analisados, mostraram conteúdo de U com valores entre 9 a 97 ppm (KEN-03), 19 a 192 ppm (KEN-08) e 19 a 488 ppm (KEN-10). Para o cálculo da idade foram selecionados cristais de zircão concordantes, que forneceram idades de $573,7 \pm 4,5$ Ma (MSWD = 0,08; n=10; KEN-03), idade de $576,6 \pm 4,5$ Ma (MSWD = 0,03; n=16; KEN-08), e a idade de $573,7 \pm 5,5$ Ma (MSWD = 0,15; n=8; KEN-10) mostrados nos diagramas da Figura 27. Essas idades foram interpretadas como a idade de cristalização desses granitoides. O cristal (A3) da amostra KEN-08 forneceu em seu núcleo uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2157 ± 26 Ma, interpretada como idade herdada de uma fonte paleoproterozoica.

Tabela 5 - Dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS das rochas estudadas.

Spot	Amstras				Razões isotópicas						Idades (Ma)						Conc. (%) 6/8-7/5		
	f_{206}^a (%)	U ppm	Pb ppm	Th ppm	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ abs		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ abs
KEN-03 (Bi Monzogranito)																			
B5	0.64	9	2	5	0.59	4.3708	8.3	0.1825	7.6	0.92	0.1737	3.2	1081	82	1707	141	2593	84	63.3
B6 *	0.35	25	4	47	1.89	0.7603	4.7	0.0931	2.1	0.45	0.0592	4.2	574	12	574	27	574	24	99.9
B10 *	0.68	97	9	33	0.34	0.7641	1.9	0.0935	1.5	0.80	0.0593	1.1	576	9	576	11	577	7	100.0
C1	1.05	11	2	7	0.65	2.4930	28.1	0.1592	12.6	0.45	0.1136	6.3	952	120	1270	357	1857	117	75.0
C6	0.60	40	11	14	0.36	3.1013	4.1	0.2264	1.9	0.47	0.0994	0.7	1316	26	1433	59	1612	12	91.8
C8 *	0.39	41	5	39	0.97	0.7657	5.1	0.0936	1.8	0.35	0.0593	1.8	577	10	577	29	579	10	99.9
C10 *	0.40	25	3	27	1.12	0.7562	5.5	0.0927	3.7	0.67	0.0592	4.1	571	21	572	31	573	23	99.9
E9 *	0.44	35	3	18	0.51	0.7626	1.6	0.0934	0.9	0.55	0.0592	3.1	575	5	576	9	575	18	100.0
F7	0.46	55	13	9	0.16	7.9163	2.0	0.3132	0.9	0.46	0.1833	0.4	1757	16	2222	44	2683	10	79.1
G1 *	0.32	47	6	38	0.81	0.7638	1.3	0.0935	1.0	0.76	0.0593	0.8	576	6	576	7	577	5	100.0
G9	0.33	28	6	6	0.20	3.3868	5.6	0.2014	2.5	0.46	0.1220	1.1	1183	30	1501	83	1985	23	78.8
J7 *	0.33	24	3	27	1.16	0.7641	4.0	0.0934	2.7	0.68	0.0592	2.9	576	16	576	23	575	17	99.9
J9 *	0.36	77	8	31	0.41	0.7500	2.5	0.0913	1.0	0.42	0.0596	0.7	563	6	568	14	588	4	99.1
J10	0.55	36	3	18	0.50	0.6875	16.6	0.0736	8.1	0.49	0.0677	1.9	458	37	531	88	860	17	86.2
I10 *	0.37	26	4	16	0.63	0.7606	6.9	0.0932	2.6	0.38	0.0592	2.3	574	15	574	15	574	13	100.0
H10 *	0.38	77	9	54	0.70	0.7621	2.4	0.0933	0.9	0.36	0.0592	0.8	575	5	575	14	576	5	100.0
KEN-08 (Hb-Bi Monzogranito)																			
A2 *	0.38	26	3	9	0.35	0.7612	1.7	0.0932	1.1	0.66	0.0592	1.2	574	6	575	10	576	7	99.9
C10 *	0.31	40	6	9	0.24	0.7625	4.4	0.0934	3.8	0.88	0.0592	3.9	575	22	575	25	576	22	100.0
D2 *	0.24	27	4	8	0.29	0.7638	2.7	0.0935	1.9	0.72	0.0592	1.9	576	11	576	15	576	11	100.0
E8 *	0.29	27	4	5	0.18	0.7657	3.2	0.0937	2.4	0.75	0.0593	2.1	577	14	577	18	577	12	100.0
F8 *	0.78	25	4	41	1.67	0.7631	4.7	0.0943	1.4	0.29	0.0587	1.9	581	8	576	27	556	11	100.9
G9 *	0.39	77	7	8	0.10	0.7771	2.7	0.0928	1.0	0.36	0.0607	1.0	572	6	584	16	630	6	98.0
G2 *	0.39	166	21	47	0.28	0.7684	1.9	0.0939	1.8	0.94	0.0593	0.6	579	11	579	11	580	4	100.0
A3 n	0.19	19	8	7	0.38	<i>6.4561</i>	<i>3.1</i>	<i>0.3482</i>	<i>0.9</i>	<i>0.31</i>	<i>0.1345</i>	<i>1.2</i>	<i>1926</i>	<i>18</i>	<i>2040</i>	<i>62</i>	<i>2157</i>	<i>26</i>	<i>94.4</i>
A3 b *	0.27	62	7	6	0.10	0.7717	3.2	0.0939	3.0	0.92	0.0593	1.2	578	17	581	19	579	7	99.6
H10 *	0.52	41	6	52	1.28	0.7554	1.6	0.0933	1.3	0.79	0.0593	1.0	575	7	571	9	578	6	100.7
I5 *	0.54	123	8	17	0.14	0.7675	2.3	0.0938	1.3	0.59	0.0593	1.8	578	8	578	13	579	11	100.0
I8 *	0.42	20	4	4	0.22	0.7648	5.1	0.0936	3.1	0.62	0.0593	1.3	577	18	577	29	577	8	100.0
J3 *	0.38	28	4	51	1.83	0.7773	4.6	0.0953	1.5	0.33	0.0591	1.7	587	9	584	27	572	10	100.5
C7 *	0.41	28	4	37	1.34	0.7561	3.7	0.0934	2.6	0.71	0.0593	2.6	576	15	572	21	578	15	100.7
D3 *	0.56	192	18	126	0.66	0.7630	4.6	0.0934	1.9	0.41	0.0593	1.3	575	11	576	26	577	8	100.0
E9 *	0.68	25	3	7	0.27	0.7666	3.1	0.0938	2.9	0.91	0.0593	1.8	578	17	578	18	580	10	100.0
D10 *	0.53	25	3	12	0.46	0.7668	4.8	0.0937	3.6	0.74	0.0593	3.3	578	21	578	28	579	19	100.0
KEN-10 (Bi Monzogranito)																			
A1 *	0.48	19	2	5	0.27	0.7594	2.5	0.0930	2.3	0.89	0.0593	2.2	573	13	574	14	578	13	99.9
A2 *	0.57	110	13	33	0.30	0.7639	2.8	0.0935	2.6	0.91	0.0592	1.2	576	15	576	16	576	7	100.0
A4 *	0.58	98	16	49	0.50	0.7648	2.9	0.0935	2.8	0.95	0.0593	0.9	576	16	577	17	578	5	99.9
F7 *	0.60	140	24	19	0.13	0.7588	4.5	0.0928	4.3	0.96	0.0593	1.2	572	25	573	26	579	7	99.8
G10 *	0.56	133	10	29	0.22	0.7600	2.6	0.0931	1.0	0.37	0.0592	0.9	574	6	574	15	576	5	99.9
I5 *	0.61	64	6	12	0.20	0.7585	3.8	0.0929	3.2	0.85	0.0592	2.0	573	18	573	22	574	11	99.9
C4 *	0.64	488	50	39	0.08	0.7576	2.5	0.0928	0.7	0.29	0.0592	1.0	572	4	573	14	575	6	99.9
D3 *	0.68	299	37	42	0.14	0.7592	4.2	0.0929	4.0	0.96	0.0593	1.2	573	23	574	24	577	7	99.9
KEN-04 (Bi Monzogranito)																			
J7 *	0.59	695	63	69	0.10	0.7602	1.8	0.0931	1.8	0.96	0.0592	0.5	574	10	574	11	575	3	100.0
I5 *	0.39	645	66	70	0.11	0.7682	5.0	0.0939	3.8	0.77	0.0594	1.1	578	22	579	29	580	6	99.9
I4 *	0.59	5463	282	548	0.10	0.7554	2.3	0.0925	1.0	0.45	0.0592	0.5	571	6	571	13	574	3	99.9
E3 *	0.50	3538	173	287	0.08	0.7640	5.0	0.0935	2.4	0.48	0.0593	0.7	576	14	576	29	578	4	99.9
E4 *	0.48	2143	212	200	0.09	0.7631	2.7	0.0934	1.5	0.58	0.0592	2.2	576	9	576	15	576	13	100.0
C8 *	0.60	1365	82	177	0.13	0.7615	2.6	0.0931	1.8	0.72	0.0593	0.7	574	11	575	15	578	4	99.9

^a Fraction of the non-radiogenic ²⁰⁶Pb in the analyzed zircon spot, where $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$ (c=common; s=sample)

^b Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in ppm) are calculated relative to GJ-1 reference zircon.

Degree of concordance = ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age / $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age) * 100.

* Idade Concordia. b = borda. n = núcleo, Itálico - zircão herdado.

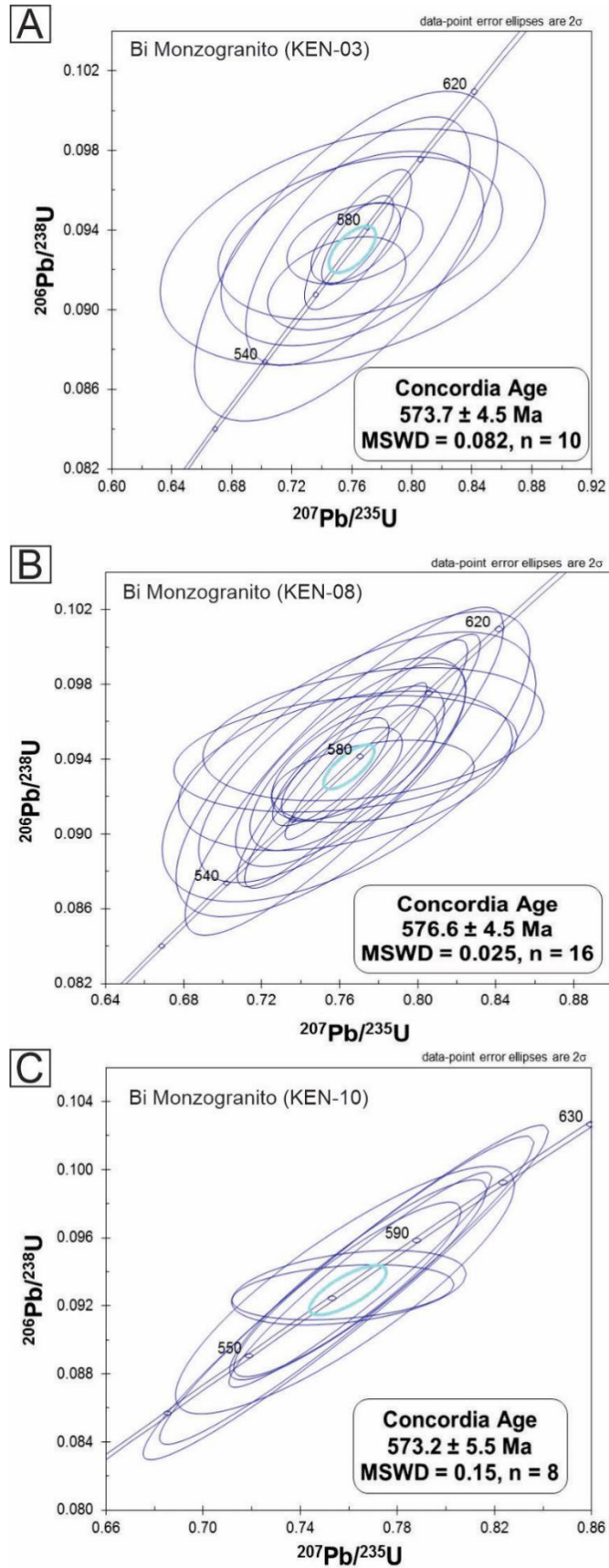


Figura 27 - Diagramas concórdia U-Pb para as rochas estudadas (Biotita Monzogranitos) destacando: A) idade concordante para 10 cristais da amostra KEN-03; B) idade concordante para 16 cristais amostra KEN-08; e C) idade concordante para 8 cristais da amostra KEN-10.

4.4.2 Granada monzogranito

Nesta unidade, os cristais de zircão são euédricos e subédricos, com dimensões entre 100 a 300 μm de comprimento, a maioria dos cristais se mostrou metamíticos, fraturados, com inclusões, e os poucos que não estão alterados, apresentam um leve zoneamento oscilatório, possuem valores de U entre 645 a 5463 ppm. Dentre todos os cristais, apenas 6 foram selecionados para análise e foram utilizados para o cálculo da idade, por serem concordantes. A idade obtida foi de $573,4 \pm 6,9$ Ma (MSWD = 0,033, n=6) interpretada como a idade de cristalização (Figura 28).

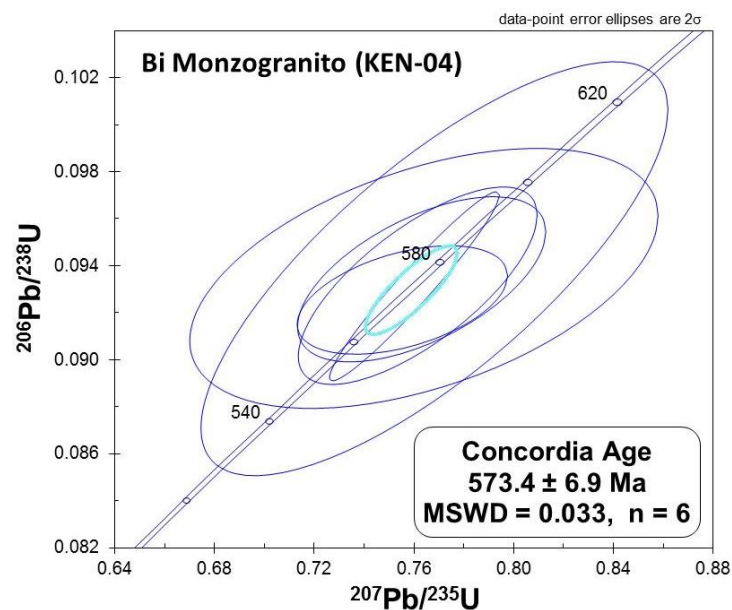


Figura 28- Diagrama concórdia U-Pb da rocha Granada Monzogranito, mostrando a idade concórdia da amostra KEN-04.

4.5 ISÓTOPOS Sm-Nd

Análises de Sm-Nd em rocha total foram realizadas em seis (6) amostras de granitoides (KEN-03, KEN-04, KEN-06, KEN-08, KEN-10 e KEN-11). Os resultados isotópicos para todas as amostras selecionadas (Tabela 6) são apresentados no diagrama $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ versus o Tempo (Ga) (Figura 29). Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ apresentados foram calculados de acordo com as idades U-Pb definidas neste trabalho, com exceção das amostras KEN-06, KEN-09 e KEN-11 que não foram datadas e para as quais foram utilizadas idades inferidas, baseadas na idade obtidas das outras amostras.

As análises indicaram valores da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,07775 e 0,24794; a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ varia entre 0,510899 a 0,511574 e valores de $f_{(\text{Sm}/\text{Nd})}$ variam entre -0,61 a 0,12.

Para rochas que apresentaram valores calculados de $f_{(Sm/Nd)}$ que variam de $-0,60$ a $-0,40$ e a razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ que varia de $0,085 < ^{147}Sm/^{144}Nd < 0,115$, pode-se calcular a idade modelo em estágio único (DePaolo 1981, 1988). Dentre as rochas analisadas, as amostras que se enquadram neste critério apresentaram idade modelo Nd- T_{DM} de 2,14 Ga (KEN-08 e 09), 2,18 Ga (KEN-11), 2,31 Ga (KEN-10) e 3,33 Ga (KEN-04), (Tabela 6; Figura 29).

Tabela 6 - Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total para as amostras da região de Granjeiro- Várzea Alegre. * Idade inferida. t(U-Pb) – idade de cristalização. Nd-TDM2 – Idade modelo em Estágio Duplo.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	2SE	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2SE	$f_{(Sm/Nd)}$	$\epsilon_{Nd(0)}$	t (U-Pb) Ma	$\epsilon_{Nd(t)}$	Nd- $T_{(DM)}$ Ga	Nd- $T_{(DM2)}$ Ga
KEN-03	6.8	16.6	0.24794	0.00210	0.511574	0.000012	0.12	-30.01	573.7	-24.54	-	2.88
KEN-04	7.2	38.4	0.11373	0.00349	0.510899	0.000022	-0.42	-33.92	573.4	-27.88	3.33	-
KEN-06	7.3	28.7	0.15391	0.00201	0.511230	0.000023	-0.31	-30.16	573 *	-31.79	-	2.87
KEN-08	7.4	58.3	0.07697	0.00495	0.511131	0.000021	-0.61	-29.40	576.6	-20.60	2.14	-
KEN-09	0.5	3.9	0.08532	0.00156	0.511246	0.000017	-0.57	-27.15	573 *	-19.02	2.14	-
KEN-10	5.2	40.2	0.07775	0.00253	0.510989	0.000020	-0.60	-32.17	573.2	-23.49	2.31	-
KEN-11	7.0	50.8	0.08375	0.00323	0.511188	0.000016	-0.57	-28.29	573 *	-20.04	2.18	-

Por sua vez, valores situados fora do intervalo mencionado são característicos de rochas que sofreram fracionamento químico dos elementos terras raras (Sato & Siga Jr. 2000). Este fracionamento químico afetaria o sistema Sm-Nd e estaria possivelmente ligado a um processo de fusão parcial do protólito crustal pré-existente. Duas amostras KEN-03 e KEN-06 apresentam valores de $f_{(Sm/Nd)}$ e $^{147}Sm/^{144}Nd$ um pouco acima do intervalo sugerido por DePaolo (1981 e 1988), além disso, a amostra KEN-04 possui granada. Segundo Sato & Tassinari (1997) rochas que possuem grandes quantidades de minerais acessórios, tais como granada ou alanita, o samário fraciona muito fortemente em relação ao neodímio, o que inviabiliza o cálculo de idade Nd- T_{DM} segundo a evolução isotópica do neodímio em estágio único. Segundo Sato & Tassinari (1997) a formação de uma quantidade significativa destes minerais resulta em um empobrecimento progressivo do magma residual e um consequente aumento da razão Sm/Nd, fornecendo idades modelo sem sentido geológico.

A presença de granada na rocha fonte que fundiu para gerar o magma granítico poderia explicar em parte os valores de $f_{(Sm-Nd)}$ e da razão $^{147}Sm/^{143}Nd$, das amostras KEN-03 e KEN-06. Idades-modelo Nd- T_{DM} calculadas em estágio único não podem ser interpretadas como indicativas da formação da crosta que originou o magma fonte para estes corpos graníticos. A partir disso, Sato & Tassinari (1997) propuseram para essas situações um modelo de evolução em estágio duplo da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ para minimizar o erro ocasionado por problemas de fracionamento na obtenção da idade modelo Nd- T_{DM} , que para isso é necessário conhecer as idades de cristalização das rochas, pelo método U-Pb em zircão e a razão $^{147}Sm/^{144}Nd$, pelo método de diluição isotópica. Com isso, as idades modelos Nd- T_{DM2}

das amostras KEN-03 e KEN-06 (Tabela 6; Figura 29) calculadas foram de 2,88 Ga e 2,87 Ga, respectivamente.

Os Biotita Monzogranitos e o Granada Monzogranito (KEN-04) indicaram valores fortemente negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ ($t=573-577$ Ma) que variam entre $-19,02$ a $-31,79$ (Tabela 6). Esses valores negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ ressaltam o caráter de rochas associadas à fusão de uma crosta continental sugerindo uma forte contribuição crustal de fonte meso-paleoarqueana a paleoproterozoica na gênese dessas rochas, com longo tempo de residência crustal.

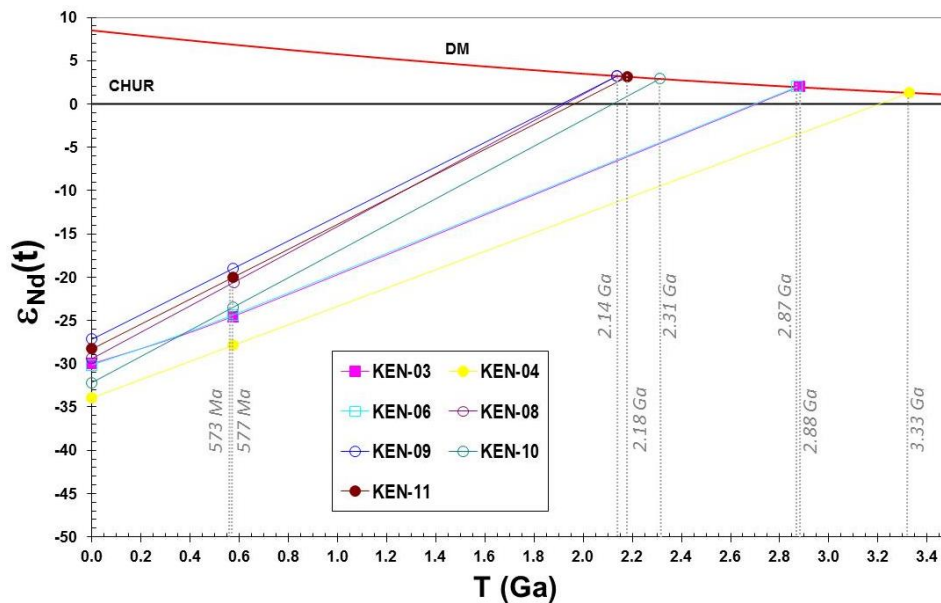


Figura 29 - Diagrama $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. Tempo (Ga) mostrando os trends evolutivos para as amostras estudadas. Curvas de evolução do manto empobrecido, DM (DePaolo 1981) e Reservatório Condritico Uniforme, CHUR (DePaolo & Wasserburg 1976).

4.6 ISÓTOPOS Lu-Hf EM ZIRCÃO

As análises isotópicas Lu-Hf foram realizadas em quatro (4) amostras (KEN-03, KEN-04, KEN-08 e KEN-10), em cristais de zircão concordantes dessas amostras. Os resultados isotópicos indicaram valores fortemente negativos de $\epsilon_{Hf}(t=573-577$ Ma) entre $-21,9$ a $-29,6$ e suas idades-modelo $Hf-T_{DM}^C$ variaram de 2,84 a 3,30 Ga (Tabela 7). A Figura 30 mostra os valores de $\epsilon_{Hf}(t)$ vs. Tempo (Ma) obtidos para as amostras analisadas. Com base nesses resultados sugere-se uma forte incorporação de fonte crustal meso a paleoarqueana na gênese desses granitoides, com tempo de residência crustal muito longo.

Tabela 7 - Dados isotópicos Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS.

Zircão	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	t (U-Pb) (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_0$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM}^{C} (Ga)*
KEN-03 (Bi Monzogranito)													
C8	0.281623	0.000061	0.001043	0.000069	0.074406	0.004348	1.467097	0.000087	-41.1	573.7	0.281612	-28.7	3.25
C10	0.281598	0.000071	0.000978	0.000035	0.066338	0.001891	1.467231	0.000086	-42.0	573.7	0.281587	-29.6	3.30
D9	0.281687	0.000076	0.000584	0.000036	0.043507	0.000488	1.467348	0.000108	-38.8	573.7	0.281681	-26.3	3.10
H10	0.281670	0.000052	0.001080	0.000025	0.070550	0.000867	1.467367	0.000225	-39.4	573.7	0.281659	-27.1	3.15
I10	0.281674	0.000069	0.000710	0.000049	0.054705	0.001741	1.467221	0.000079	-39.3	573.7	0.281666	-26.8	3.14
J9	0.281648	0.000052	0.000664	0.000042	0.044136	0.002541	1.467335	0.000166	-40.2	573.7	0.281641	-27.7	3.19
J7	0.281752	0.000043	0.000899	0.000094	0.060709	0.003937	1.467298	0.000125	-36.5	573.7	0.281742	-24.1	2.97
G1	0.281734	0.000075	0.001527	0.000047	0.100596	0.001044	1.467405	0.000139	-37.2	573.7	0.281717	-25.0	3.03
B6	0.281660	0.000066	0.003285	0.000170	0.180905	0.007611	1.467200	0.000067	-39.8	573.7	0.281624	-28.3	3.23
B10	0.281669	0.000060	0.000824	0.000042	0.056711	0.002259	1.467192	0.000068	-39.5	573.7	0.281660	-27.0	3.15
KEN-08 (Hb-Bi Monzogranito)													
A2	0.281688	0.000077	0.000369	0.000021	0.023896	0.001139	1.467142	0.000083	-38.8	576.6	0.281684	-26.1	3.09
A3	0.281803	0.000065	0.000994	0.000092	0.075878	0.004718	1.467053	0.000119	-34.7	576.6	0.281792	-22.3	2.86
C7	0.281753	0.000080	0.000936	0.000203	0.059873	0.007903	1.467185	0.000087	-36.5	576.6	0.281743	-24.0	2.97
C10	0.281761	0.000073	0.000366	0.000059	0.023950	0.002873	1.467114	0.000095	-36.2	576.6	0.281757	-23.5	2.94
D10	0.281735	0.000079	0.000263	0.000017	0.017304	0.000887	1.467175	0.000058	-37.1	576.6	0.281732	-24.4	2.99
E10	0.281723	0.000074	0.000337	0.000023	0.023873	0.001280	1.467257	0.000114	-37.5	576.6	0.281720	-24.8	3.02
F8	0.281738	0.000067	0.000749	0.000074	0.054545	0.002081	1.467202	0.000076	-37.0	576.6	0.281730	-24.5	3.00
G9	0.281709	0.000084	0.000420	0.000082	0.023389	0.002234	1.467251	0.000076	-38.0	576.6	0.281705	-25.4	3.05
H10	0.281641	0.000050	0.000348	0.000049	0.024250	0.002977	1.467158	0.000085	-40.4	576.6	0.281638	-27.7	3.19
I5	0.281669	0.000064	0.000395	0.000030	0.028374	0.002125	1.467193	0.000069	-39.5	576.6	0.281665	-26.8	3.14
KEN-10 (Bi Monzogranito)													
A1	0.281724	0.000071	0.001451	0.000158	0.077185	0.010371	1.467586	0.000667	-37.5	573.2	0.281709	-25.3	3.04
A2	0.281675	0.000062	0.002498	0.000139	0.181866	0.011063	1.467183	0.000100	-39.2	573.2	0.281648	-27.4	3.17
A4	0.281717	0.000055	0.002091	0.000113	0.129564	0.007190	1.467241	0.000078	-37.8	573.2	0.281694	-25.8	3.08
C4	0.281676	0.000064	0.002629	0.000194	0.161774	0.012475	1.467195	0.000118	-39.2	573.2	0.281648	-27.5	3.18
D3	0.281663	0.000086	0.002011	0.000173	0.127314	0.010656	1.467157	0.000107	-39.7	573.2	0.281641	-27.7	3.19
F7	0.281731	0.000064	0.001966	0.000260	0.113208	0.013946	1.467153	0.000151	-37.3	573.2	0.281710	-25.3	3.04
G10	0.281742	0.000057	0.001872	0.000260	0.126054	0.014289	1.467194	0.000075	-36.9	573.2	0.281722	-24.8	3.02
KEN-04 (Bi Monzogranito)													
J7	0.281693	0.000042	0.003467	0.000573	0.248708	0.025718	1.467197	0.000043	-38.6	573.4	0.281656	-27.2	3.16
I4	0.281709	0.000067	0.003533	0.000250	0.204077	0.010148	1.467190	0.000039	-38.0	573.4	0.281671	-26.6	3.12
I5	0.281716	0.000056	0.002546	0.000274	0.160645	0.015125	1.467217	0.000083	-37.8	573.4	0.281689	-26.0	3.09
E3	0.281845	0.000060	0.003849	0.001289	0.324069	0.065743	1.467153	0.000131	-33.2	573.4	0.281804	-21.9	2.84
E4	0.281823	0.000055	0.002516	0.000279	0.228039	0.016351	1.467136	0.000091	-34.0	573.4	0.281796	-22.2	2.86
C8	0.281864	0.000057	0.005913	0.001093	0.494729	0.072504	1.467068	0.000090	-32.6	573.4	0.281800	-22.1	2.85

*Calculada a partir da razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,015$, valor médio da crosta continental (Griffin *et al.* 2002).

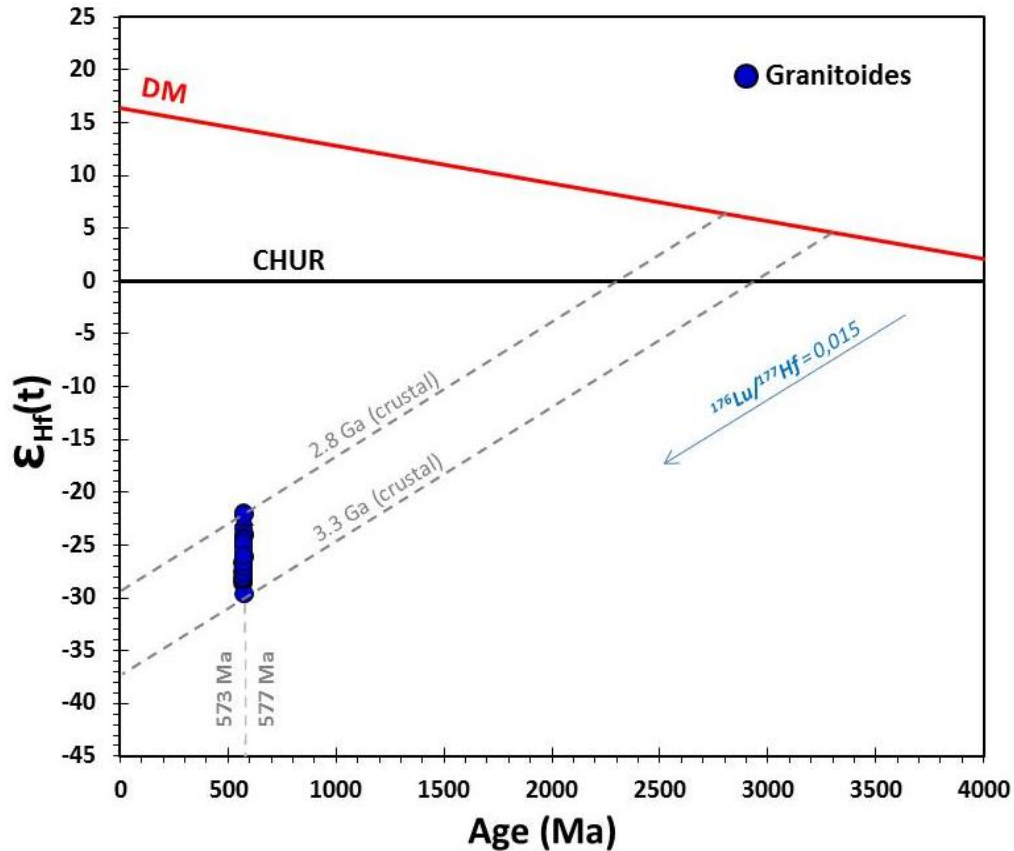


Figura 30- Diagramas de evolução da composição isotópica $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. tempo geológico (Ma) dos granitoides estudados. Valores para o CHUR (reservatório uniforme condritico) segundo Bouvier *et al.* (2008) e para o DM (manto empobrecido) de acordo com Andersen *et al.* (2009).

4.7 DADOS DE PETROTRAMA DE QUARTZO POR MEV-EBSD

Foram realizadas análises nos monzogranitos, amostras KEN-03, KEN-04 e KEN-08, para caracterizar a petrotrama de cristais de quartzo através de dados obtidos por MEV-EBSD.

4.7.1 Histograma dos ângulos de *Misorientation* e distribuição do tamanho de grãos

Os cristais de quartzo mostram variação em tamanho de 16,1 a 1800 μm e concentração de diâmetro equivalente entre $<100 \mu\text{m}$ (Figura 31A, B e C). O histograma de distribuições de ângulo de *Misorientation* mostra um pico de correlação para os cristais de quartzo entre 55° a 60° , consistente nas três amostras estudadas (Figura 31D, E e F). Este resultado é indicativo da presença de geminação Dauphiné, sugerindo que os granitos foram afetados por deformação em condições de baixas temperaturas relativas durante a história deformacional da região (Passchier & Trouw 2005).

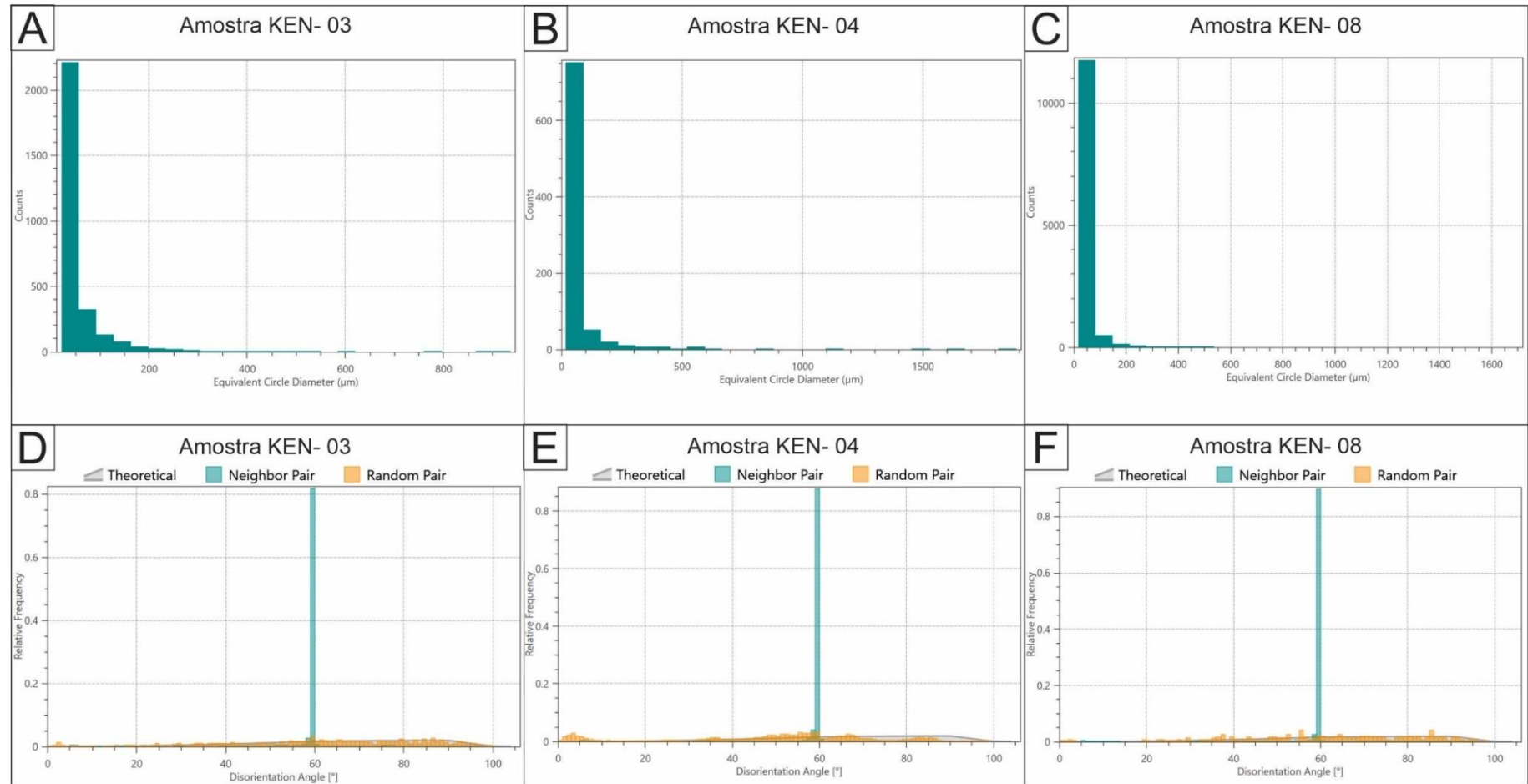


Figura 31 - Resultados obtidos por EBSD para cristais de quartzo. Histogramas com a distribuição do diâmetro equivalente de cristais de quartzo das amostras: A) KEN-03; B) KEN-04 e C) KEN-08. Histogramas de distribuições de ângulo de Misorientation das amostras: D) KEN-03; E) KEN-04 e F) KEN-08.

4.7.2 Figuras de polo

As análises de MEV-EBSD das orientações cristalográficas preferenciais em grãos de quartzo nos monzogranitos mostrou a presença de uma trama assimétrica com os máximos do eixo-c localizado na posição Z e com máximos localizados entre o Y e Z (Figura 32, KEN-03 e KEN-04). O padrão observado mostra uma dispersão de orientações que sugerem um caráter de transição entre as posições prisma e rombo. Nas amostras KEN-08a e KEN-08b, observa-se que os máximos do eixo-c estão localizados em posições periféricas entre X e Z e em direção à posição Y, indicando também uma transição entre as posições prisma e rombo. A distribuição do eixo $\langle a \rangle$, mostra vários máximos em diversas posições, resultando em um OCP pouco representativo (Figura 32).

As amostras foram classificadas com base no padrão do eixo-c, compreendendo guirlandas de círculo mínimo e guirlandas de círculo máximo assimétricos (Tullis 1977, Lister & Williams 1979, Lister & Hobbs 1980, Price 1985, Schmid & Casey 1986, Passchier & Trouw 2005). Este tipo de padrão caracteriza uma deformação não-coaxial progressiva. A posição dos máximos do eixo-c, sugerem que a deformação foi destal (amostra KEN-04, Figura 32).

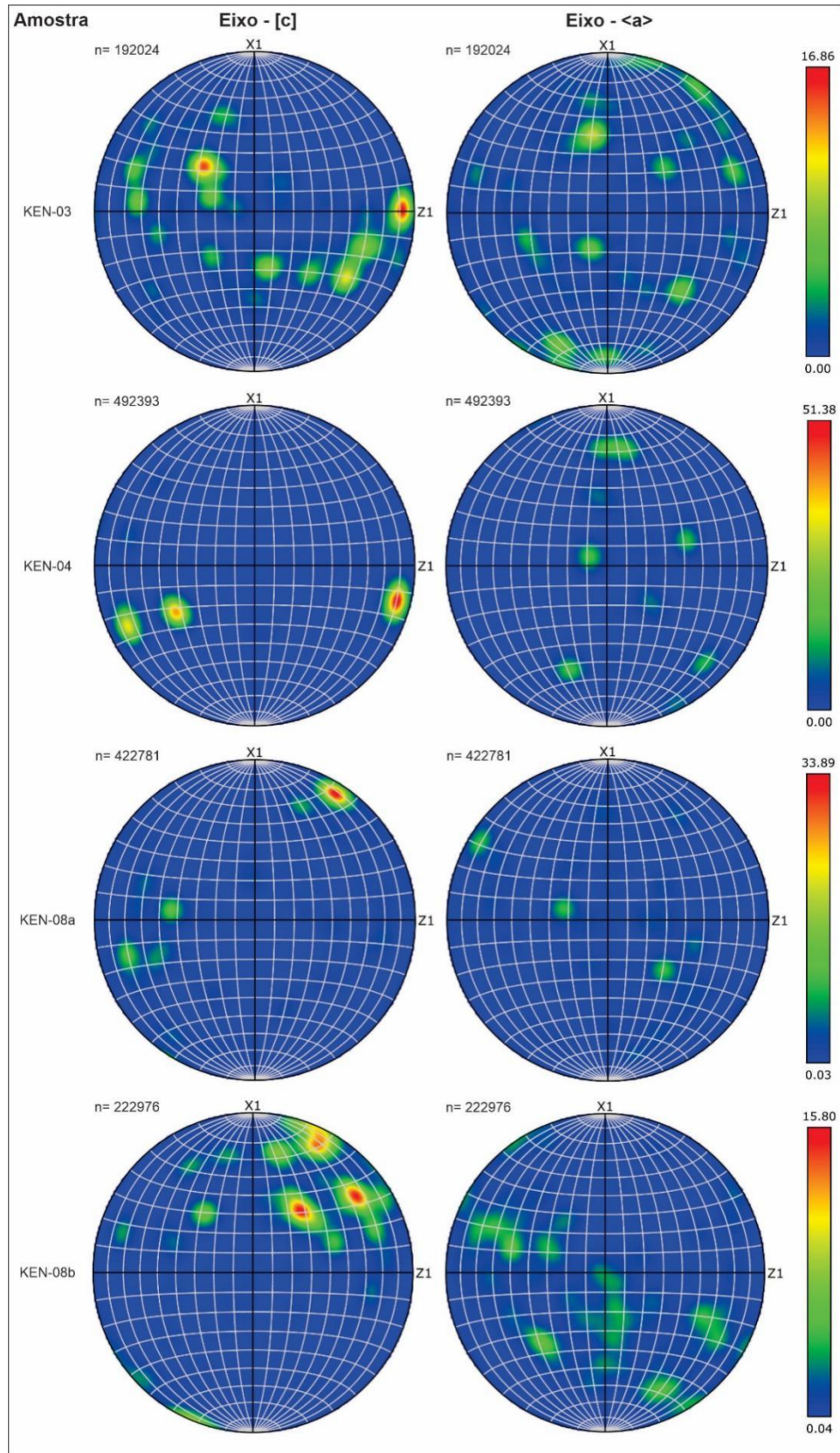


Figura 32 - Resultados das análises de MEV-EBSD. Figura de polo do eixo-c e <a> de quartzo dos monzogranitos da área de estudo.

5 DISCUSSÃO

5.1 CORRELAÇÕES REGIONAIS U-Pb, ASSINATURA ISOTÓPICA DE Hf-Nd E CONSIDERAÇÕES SOBRE OS EPISÓDIOS MAGMÁTICOS

Os dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-ICP-MS permitiram interpretar e definir idades de cristalização para quatro amostras de granitoides sumarizadas na Tabela 8. As idades obtidas delimitam um principal período de magmatismo na área de estudo, sendo associado a evento de magmatismo neoproterozóico, predominantemente granítico.

Tabela 8 - Quadro resumo com as idades U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) obtidas neste estudo.

Amostra	Rocha	Idade (Ma)	Interpretação
KEN-03	Biotia Monzogranito	573,7 ± 4,5	Idade de cristalização magmática
KEN-04	Granada Monzogranito	573,4 ± 6,9	Idade de cristalização magmática
KEN-08	Biotia Monzogranito	576,6 ± 4,5	Idade de cristalização magmática
KEN-10	Biotia Monzogranito	573,7 ± 5,5	Idade de cristalização magmática

Granitoides do Neoproterozoico formados por processos tectônicos distintos são descritos na Província Borborema. Os diferentes eventos de magmatismo foram organizados por Araújo *et al.* (2014), cuja proposta é aqui utilizada como referência para entender o evento magmático que gerou os granitos da região de Várzea Alegre. Os granitos estariam associados a um evento tectônico de extrusão (580-550 Ma, Figura 33B), com desenvolvimento de zonas de cisalhamento em escala regional (Neves *et al.* 2012, Archanjo *et al.* 2013) relacionadas ao Cinturão de Cisalhamento transcorrente Transbrasiliano-Kandi. Esse magmatismo ediacarano é reconhecido por toda Província Borborema (Archanjo *et al.* 2013) e é associado ao desenvolvimento de uma complexa rede de zonas de cisalhamento direcionais resultantes de um estágio pós-colisional, produzido pela Orogênese Brasileira (Vauchez *et al.* 1995, Jardim de Sá 1994). O episódio magmático marcaria a atuação das zonas de cisalhamento na região, sendo possivelmente contemporâneo ao processo de deformação, uma vez que esses corpos graníticos são alongados e concordantes com a estruturação regional definida pela formação das zonas de cisalhamento (Archanjo *et al.* 2013). Assim os granitoides da área de estudo seriam granitos sin- ou tardi-transcorrentes, em acordo com a proposta de Araújo *et al.* (2014) (Figura 33A).

Segundo Araújo *et al.* (2014) granitos transcorrentes ocorreriam principalmente dentro dos domínios Rio Grande do Norte, Zona Transversal e Sul. Alguns granitos que são caracterizados como Sin-transcorrentes são sumarizados na Tabela 9.

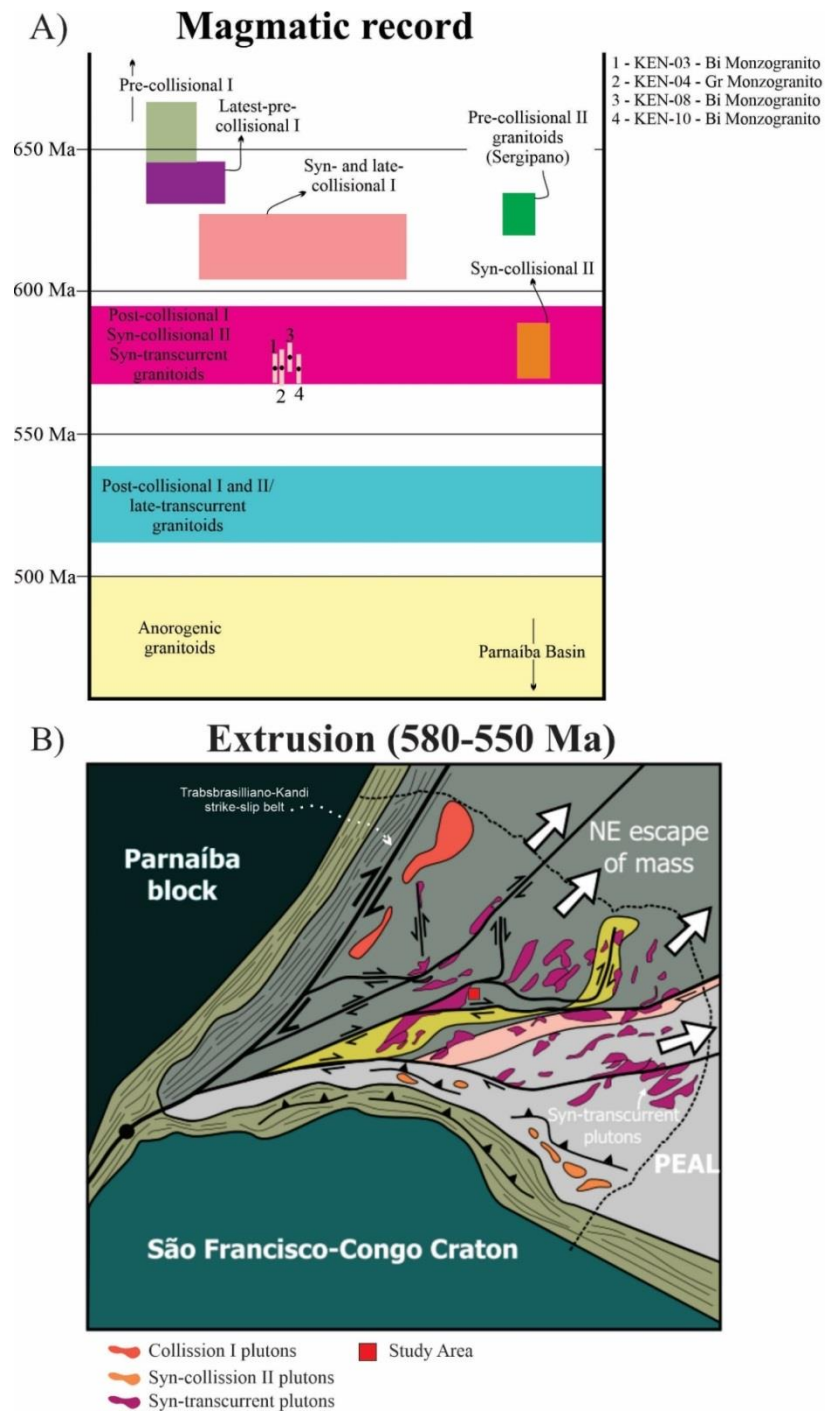


Figura 33 - A) Gráfico com os eventos magmáticos ao longo do tempo na Província Borborema com os posicionamentos do granitoides encontrados na área de estudo. B) Magmatismo sin-transcorrente associado ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento durante o estágio de extrusão de direção nordeste. Fonte: modificado de Araújo *et al.* (2014).

Tabela 9 - Dados geocronológicos dos granitos Sin-transcorrentes.

Unidade	Idade (Ma)	Método	Referência
Domínio Ceará Central			
Monzonito Quixeramobim	587±5	ID-TIMS	Nogueira (2004)
Monzonito Quixeramobim	585±5	ID-TIMS	Nogueira (2004)
Domínio Rio Grande do Norte			
Granito Rio Verde	592±3,2	LA-ICP-MS	Coelho (2019)
Granito Porfírico Acarí	577±5	SHRIMP	Archanjo <i>et al.</i> (2013)
Leucogranito Acarí	572±4	SHRIMP	Archanjo <i>et al.</i> (2013)
Granito Pereiro	571±3	ID-TIMS	Magini (2001)
Biotita Monzogranito (Área de Estudo)	570±6	LA-ICP-MS	Vieira (2019)
Domínio Zona Transversal			
Batólito Caruaru-Arco Verde	588±12	ID-TIMS	Guimarães <i>et al.</i> (2004)
Batólito Caruaru-Arco Verde	587±5	Pb-Pb evaporação	Neves <i>et al.</i> (2004)
Complexo Granítico Campina Grande	581±2	ID-TIMS	Guimarães <i>et al.</i> (2004)
Monzodiorito Lourenço	577±4	SHRIMP	Ferreira <i>et al.</i> (2011)
Granito Serra Redonda	576±3	SHRIMP	Archanjo <i>et al.</i> (2008)
Granito Serra Branca	575±14	ID-TIMS	Guimarães <i>et al.</i> (2004)
Plúton Queimadas	570±14	ID-TIMS	Guimarães <i>et al.</i> (2004)
Domínio Zona Sul			
Plúton Cachoeirinha	587±8	LA-ICP-MS	Neves <i>et al.</i> (2008)
Plúton Painéis	586±2	LA-ICP-MS	Neves <i>et al.</i> (2012)
Plúton Alagoinhas	581±3	ID-TIMS	Mariano <i>et al.</i> (2009)
Plúton Acarí	579±7	ID-TIMS	Leterrier <i>et al.</i> (1994)
Plúton Cabanas	573±4	LA-ICP-MS	Neves <i>et al.</i> (2008)

Comparados aos dados geocronológicos de granitos da Província Borborema, os granitos estudados neste trabalho, podem ser correlacionados ao Arco Magmático de Pereiro (ou Granito Pereiro), que ocorre na região de Pereiro, sudoeste do estado do Ceará e apresenta idades de 571 Ma (Magini & Hackspacher 2008). Sá *et al.* (2014) classifica o Granito Pereiro como do Tipo Suíte Itaporanga com isso os granitos estudados também podem ser classificados como do Tipo Itaporanga. Além disso, Gomez *et al.* (2021), identificaram um batólito próximo a região de Varzea Alegre, que foi denominado de Suíte Itaporanga, e apresenta idade próxima a 570 Ma. Assim como, na região próxima ao Lineamento Patos, o principal período de atividade tectono-magmática teria ocorrido entre 585 e 575 Ma (Souza *et al.* 2007). Além do domínio Rio Grande do Norte, um número restrito de plútons graníticos com idades nesse intervalo também são encontrados no Domínio Zona Transversal, como o Pluton Queimadas (570 Ma), Granito Serra Branca (575 Ma), Complexo Granítico Campina Grande (581 Ma) (Guimarães *et al.* 2004) e Granito Serra Redonda (576 Ma) (Archanjo *et al.* 2008).

A assinatura isotópica de Hf-Nd, para os granitos estudados neste trabalho, indicam idade modelo Nd- T_{DM} entre 2,14 a 3,33 Ga e Hf- T_{DM}^C entre 2,84 a 3,30 Ga, além de valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -19,02 a -31,79 (Tabela 6) e $\epsilon_{Hf}(t)$ entre -22,1 a -29,6 (Tabela 7), o que sugere contribuição de crosta meso-paleoarqueana e paleoproterozoica (orosiriana e riaciana) para a formação do magma granítico que originou os granitoides da área de estudo. A ocorrência de gnaisses arqueanos na região de Várzea Alegre representados pelo Hornblenda Biotita Gnaiss do Complexo Granjeiro sustentam essa interpretação. Os valores negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ e $\epsilon_{Hf}(t)$ indicam também contribuição de crosta primitiva para a formação do magma fonte. Contudo, não se descartar a contribuição de material crustal mais jovem uma vez que as idades Nd- T_{DM} e Hf- T_{DM}^C obtidas situam-se no limite entre o Paleoarqueano e o Riáciano (Paleoproterozóico).

Estudos de Sm-Nd em granitos sin-transcorrentes na Província Borborema mostram que estes granitos apresentam idades modelos Nd- T_{DM} que variam entre 1,2 a 2,7 Ga e valores negativo de $\epsilon_{Nd}(t)$ que variam desde -8,7 a -29,30 (Tabela 10). Esses dados sustentam a interpretação que os magmas fonte para esses granitos sin-transcorrentes, se formaram partir de fusão de crosta primitiva e, portanto, não são indicativos de geração de crosta juvenil. As idades modelos Nd- T_{DM} desses granitos indicam que pode ter havido contribuição de crostas tanto arqueana como proterozóica.

Considerando apenas os granitos que ocorrem no Domínio Rio Grande do Norte, os dados de Sm-Nd permitem correlacionar os valores de Nd- T_{DM} e $\epsilon_{Nd}(t)$ dos granitoides estudados com o Granito Pereiro (Tabela 10).

Tabela 10 - Dados Sm-Nd dos granitos Sin-transcorrentes.

Unidade	Idade (Ma)	T _(DM) Ga	ε _{Na(t)}	Referência
Domínio Ceará Central				
Mozonito Quixeramobim	585±5*	1,79-1,92	-24,38 a -26,00	Nogueira (2003)
Domínio Rio Grande do Norte				
Granito Arco Verde	592 ± 3,2	2,48-2,56	-28,01 a -29,30	Coelho (2019)
Plúton Acari	580**	1,2		Van Schums <i>et al.</i> (2000)
Granito Pereiro	571 ± 3*	2,52-2,62	-17,02 a -20,06	Sá <i>et al.</i> (2014)
Granito Pereiro	570	2,25-2,70		Magini & Hackspacher (2008)
Biotita Monzogranito (Área de estudo)	570,3 ± 6,3	2,1-2,51	-19,91 a -24,02	Vieira (2019)
Biotita Monzogranito (Área de estudo)	573-576	2,14-2,88	-20,02 a -31,79	Neste trabalho
Domínio Zona Transversal				
Batólito Caruaru-Arco Verde	587 ± 5*	1,7-2,2		Silva Filho <i>et al.</i> (2002)
Complexo Granítico Campina Grande	581 ± 2	2,04	-13,42	Guimarães <i>et al.</i> (2004)
Monzodiorito Lourenço	577 ± 4	1,89-2,09	-12,65 a -16,84	Ferreira <i>et al.</i> (2011)
Granito Serra Redonda	580	1,78-2,04	-11,22 a -21,48	Rodrigues & Neves (2008)
Granito Serra Branca	575 ± 14	2,49	-21,29	Guimarães <i>et al.</i> (2004)
Plúton Queimadas	570	1,8-2,17	-9,8 a -16,87	Rodrigues & Neves (2008)
Domínio Zona Sul				
Plúton Cachoeirinha	587 ± 8*	1,7-2,2	-8,7 a -12,4	Silva Filho <i>et al.</i> (2013)

*Idades da Tabela 9.

**Leterrier *et al.* (1994).

5.2 MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO E PETROTRAMA DO QUARTZO.

O embasamento no qual os corpos granitoides estão alojados é constituído por Hornblenda Biotita Gnaisses do Complexo Granjeiro, que apresentam bandamento composicional, foliação milonítica, e dobras próximo a zonas de cisalhamento. A foliação e os planos axiais das dobras apresentam direção NE-SW, com mergulhos altos a moderados para NW e subordinadamente para SE. A concordância dessas estruturas sugere que o evento deformacional que gerou a foliação milonítica provocou a transposição do bandamento gnáissico pretérito S0, formando dobras de arrasto com superfícies axiais paralelas à direção da foliação milonítica (Fossen 2012).

Os aspectos microestruturais dos cristais de quartzo mostram um predomínio de extinção do tipo *chessboard*, estando recristalizados predominantemente pelo processo de migração de borda de grãos. Estas feições sugerem que a deformação ocorreu em condições de temperatura acima de 500 °C (Passchier & Trouw 2005, Stipp *et al.* 2002a). Cristais reliquiares não recristalizados estão presentes de maneira subordinada nas rochas. Os cristais recristalizados de quartzo, no entanto, não aparentam estar livres de deformação indicado pela presença de extinção ondulante, mostrando o contínuo papel da recristalização dinâmica no processo deformacional. Tais condições sugerem que a deformação foi eficientemente localizada nos cristais de quartzo, enquanto o restante da rocha foi deformado essencialmente por fraturamento associado com fluência difusiva/dissolução-precipitação na presença de fluidos (Viegas *et al.* 2016, Castellan *et al.* 2020).

Os corpos granitos que ocorrem dentro da ZCPa, como o Biotita Monzogranitos e Granada Monzogranitos, foram alojados na crosta dentro de um contexto de deformação transcorrente a transpressivo (Fossen *et al.* 2021). Estruturalmente, estes granitoides são alongados no sentido NE-SW, e possuem foliação milonítica na borda ou próximo a zonas de cisalhamento, que são concordantes com o bandamento gnáissico e a foliação milonítica presente nas rochas do Complexo Granjeiro. Feições microestruturais, observadas principalmente nas rochas próximo às bordas dos corpos graníticos, mostram que os cristais de quartzo apresentam microestruturas do tipo contatos suturados a lobados, extinção ondulante, *ribbons*, e o padrão tabuleiros de xadrez (“*chessboard*”), indicativas de recristalização por migração de limite de grão (GBMR), compatíveis com temperaturas de 500°C. Cristais de biotita que definem a foliação milonítica, caracterizam uma foliação espaçada, que separa domínios de micrólitos formados por agregado de quartzo e

plagioclásio, com geometria lenticular assimétrica, nos granitóides, similar à foliação impressa nos gnaisses do Complexo Granjeiro.

As análises de MEV-EBSD mostram que os cristais de quartzo apresentam um pico em 60° na distribuição do ângulo de *misorientation*, indicando a presença de germinação Dauphiné. Segundo Passchier & Trouw (2005), alguns minerais podem deformar por germinação, além da fluência de deslocamento (*dislocation creep*). A geminação pode acomodar apenas um número limitado de quantidade de tensão e sempre opera em direções cristalográficas específicas, a geminação ocorre na faixa de temperatura mais baixa de deformação, sugerindo que em certo momento da história deformacional, os granitos passaram por uma deformação com temperaturas mais baixas.

Os padrões na orientação preferencial cristalográfica dos cristais de quartzo observados sugerem que os sistemas dominantes foram romboédricos e prisma (Tabela 11), indicando condições de temperatura média a alta, indicados pelos máximos localizados entre o centro e as bordas nas figuras de polo (Freimann 2014). Os padrões de guirlanda de círculo máximo assimétricos (Tullis 1977, Lister & Williams 1979, Lister & Hobbs 1980, Price 1985, Schmid & Casey 1986, Passchier & Trouw 2005) sugerem que a deformação predominante foi não-coaxial progressiva.

Estes aspectos estruturais, além das comparações das idades e das assinaturas isotópicas, corroboram para que os granitóides estudados foram formados dentro de um contexto de deformação transpressivo, sugerindo que estes granitos são sin-transcorrentes, nos estágios de extrusão e escape de massa para NE, sugerido por Araújo *et al.* (2014), ligados a Orogenia Brasileira.

Granitos sin-transcorrentes (Tabela 11) sugeridos por Araújo *et al.* (2014), apresentam uma forma alongada como no caso dos granitos Cachoeirinha e Cabanas. Internamente preservam estruturas magmáticas, contudo próximo às bordas ou às zonas de cisalhamento podem ocorrer foliações ou estruturas ligadas ao desenvolvimento destas zonas de deformação (Tabela 11). Em relação aos aspectos microscópicos, microestruturas magmáticas primárias são bem preservadas nas regiões internas dos corpos, além de ser possível a presença frequente de feições indicativas de recristalização dinâmica. Nas proximidades de zonas de cisalhamento os cristais quartzo podem apresentar estruturas ligadas a intenso processo de recristalização. Os granitos estudados apresentam um arcabouço estrutural similar aos granitos sin-transcorrentes descritos por Araújo *et al.* (2014) (Tabela 11).

Granitos associados a zonas de cisalhamentos transcorrentes são relatados em diversos trabalhos (e.g. Hutton 1988, D'Lemos *et al.* 1992, Cruden 2005) e apresentam diversificadas formas (Roman-Berdiel *et al.* 1997), com geometria simétrica ou assimétrica, arranjo sigmoidal ou esferoidal. A diversidade de formas dos granitos é influenciada pelos campos de tensão internos e externos à zona de cisalhamento, além de mecanismos como *balloning* ou intrusão de diques (Rodrigues *et al.* 2009).

Tabela 11 - Feições de alguns granitos Sin-transcorrentes.

Granitos	Aspectos de Campo	Aspectos Microestruturais	Dados OPC
Pereiro (573 Ma)	Variam composicionalmente de granodioritos a sienogranitos. Predominam rochas de textura porfírica grossa a muito grossa com fenocristais de K-feldspato de até 6 cm. Exibem em geral uma boa foliação de direção dominante NNE, até milonítica nas porções marginais, associada às zonas de cisalhamento que cortam ou limitam estes corpos granitóides. (Sá et al. 2014)	Variam composicionalmente de granodioritos a sienogranitos, e subordinadamente de quartzo sienitos a quartzo monzonitos. Próximo a zonas de cisalhamento encontram-se protomilonitos e milonitos derivados do granito, com fenocristais de K-feldspato estirados, fragmentados e rotacionados, por vezes com sombras de pressão. (Sá et al. 2014)	
Batólito Caruaru-Arco Verde (588 Ma)	Formado por uma associação de granitóides de granulação grossa a porfírica e de quartzo-dioritos de granulação média. Apenas localmente mostra deformação por cisalhamento transcorrente. (Neves et al. 2006)	Longe das zonas de cisalhamento, granitóides, quartzo-sienitos e quartzo-dioritos possuem microestruturas magnéticas primárias bem preservadas com plagioclásio, K-feldspato e anfibólio mostrando faces de cristal contra quartzo. Quartzo mostra evidências de alguma deformação plástica, que varia da extinção ondulante fraca à recristalização dinâmica. (Neves et al. 2006)	Na borda sul do Batólito, em granitos mononíticos, o quartzo é encontrado em fitas recristalizadas por rotação de subgrãos e apresenta simetria monoclinica com deslizamento prismático <a>. (Medeiros ,2020)
Cachoeirinha (587 Ma)	O pluton é de composição sienítico a quartzo-sienítico. Longe de zona de cisalhamento o pluton exhibe megacristais de K-feldspato e biotita que permite a identificação de estruturas planares. Há região afetadas por deformação em estado sólido, mas que não passam de alguns metros de largura. Na borda oeste do pluton mostram evidências de alongamento NNE-SSW. Internamente, muitas foliações magnéticas são paralelo ao eixo principal dos plutons e sua formação também pode ser imputada a alongamento NNE-SSW. (Neves et al. 2006)	As observações microestruturais mostram que os grãos de quartzo exibem quase invariavelmente algum grau de deformação cristal-plástica. (Neves et al. 2006)	
Complexo Granítico Campina Grande (581 Ma)	Plutons composto por duas fácies uma porfírica e outra máfica. Texturas e estruturas magnéticas são comuns na porção interna dos plutons. A foliação magnética é definida por megacristais de feldspatos alinhados e/ou por enclaves microgranulares máficos. Nas bordas dos granitos são encontradas foliações miloníticas e protomiloníticas, geralmente paralelas à foliação magnética. As foliações tectônicas ocorrem sempre associadas às zonas de cisalhamento. Lineações de estiramento, no geral com baixo ângulo de caimento (lineações horizontais a sub-horizontais e também oblíquas), estão comumente associadas às zonas de cisalhamentos sinistrais. (Rodrigues e Archanjo, 2011)	A fácies porfírica caracteriza-se por fenocristais de K-feldspato imersos em uma matriz constituída essencialmente por feldspato (plagioclásio e K-feldspato), quartzo, biotita e anfibólio, inequigranular. A fácies máfica é formada pelo predomínio de dioritos, quartzo-dioritos e lentes subordinadas de granitos e granodioritos que apresentam contatos graduais ou bruscos entre si . Predominam termos equigranulares faneríticos finos a médios. (Rodrigues e Archanjo, 2011)	Os elipsoides são do tipo oblato (campo de deformação por achatamento), subordinadamente prolato (campo da deformação por estiramento). O grau de anisotropia são maiores na borda do que no centro. (Rodrigues et al. 2009)
Cabanas (573 Ma)	Pluton alongado, com tendência ENE, que mostra uma foliação relacionada a zona de cisalhamento ao longo da maior parte de sua borda norte e noroeste. (Neves et al. 2006)	O granito é composto por fitas de moscovita, biotita e quartzo envolvendo grandes porfiroclastos de K-feldspato, que são comumente quebrados e apresentam intensa extinção ondulante. Extensa recristalização, falta de estrutura núcleo-manto e ausência de chama pertita em K-feldspato sugerem deformação em condições de grau médio (400°-600°C). (Neves et al. 2006)	
Biotita Monzogranito - Granada Monzogranito (573-576 Ma) - Deste Estudo	Corpos graníticos alongado, de coloração cinza. As rochas mostram predominantemente textura media a fina, mas ocorre membros com textura porfírica com fenocristais de plagioclásio e k-feldspato.	São rochas inequigranular, com textura granular hipidiomórfica, e possuem textura de intercrescimento mimerquítico e granofírico. Compostos mineralogicamente por quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita. Os cristais estão levemente orientados na direção NE-SW, principalmente proximo a borda dos corpos.	Presença de uma trama assimétrica com os máximos do eixo - c localizado na posição Z e com máximos localizados entre o Y e Z. O padrão observado se assemelha a uma dispersão de orientações que sugerem um caráter de transição entre as posições prisma e rombo.

5.3 IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

Granitos colocados dentro de zonas de cisalhamento são amplamente utilizados como marcadores tectônicos do padrão de deformação regional devido a suas transições reológicas da colocação para o resfriamento e subsequente solidificação (Rosenberg *et al.* 1995). As tramas desenvolvidas nessas rochas registram todo o espectro deste o fluxo magmático ao estado sólido, portanto, pode ser usado como indicadores para as distintas mudanças reológicas que ocorrem durante a acomodação de corpos graníticos dentro da crosta continental (Paterson & Fowley Jr. 1993).

A atuação dos mecanismos de migração de borda de grão, juntamente com os dados do eixo c de quartzo, que mostram uma trama assimétrica com os máximos localizados na posição Z o que sugerem que a deformação foi não-coaxial progressiva de média a alta temperatura (500 °C), que posteriormente ocorreu uma deformação de mais baixa temperatura, marcada pela presença de estruturas tipo *bulging*, além da indicação de germinação Dalphiné, que mostram que a deformação foi eficiente nos cristais de quartzo. Silva & Viegas *et al.* (2021) sugerem que os mecanismos de recristalização dinâmica em bandas monominerálicas de quartzo possuem papel importante na reologia de zonas de cisalhamento nucleadas na presença de magma.

A zona de cisalhamento Patos (Archanjo *et al.* 2008, Archanjo *et al.* 2013, Viegas *et al.* 2013, Viegas *et al.* 2014), é caracterizada por recristalização no estado sólido em ortognaisses de alta temperatura, enquanto que mecanismos de fluxo granular magmático dominam em migmatitos (Viegas *et al.* 2014). Embora nucleada em profundidades correspondentes à crosta intermediária a inferior, as porções não-fundidas desta estrutura, marcadas pela presença de ortognaisses miloníticos de grão grosso, podem ser correlacionadas com a milonitização de alta temperatura registrada nas bandas recristalizadas de quartzo, na ZCPa, em que o componente dúctil da deformação é eficientemente localizada em agregados recristalizados de quartzo, enquanto que microfraturamento, fluxo granular magmático e mecanismos de dissolução/precipitação são observados nas outras fases (Silva & Viegas *et al.* 2021).

De acordo com Araújo *et al.* (2014), a ZCPa foi desenvolvida durante a extrusão da Província Borborema que ocorreu pela combinação do movimento dextral do Lineamento Transbrasiliano e a porção norte do Cráton São Francisco-Congo. A deformação nas zonas de cisalhamento registraria dois eventos colisionais discretos, sendo o primeiro em 620 – 610 Ma, que resultou no fechamento do oceano Goiás-Farusiano (colisão I) e um segundo evento

intermediário, 590 Ma e 560 Ma, que resultou na extrusão da província (colisão II). A extrusão exigiria uma rotação anti-horária da porção norte da Província Borborema para acomodar o deslocamento dextral no Lineamento Transbrasiliano (Araújo *et al.* 2014). Em contraste, os dados obtidos por Archanjo *et al.* (2021), são consistentes com uma colisão E-W e convergência entre São Francisco-Congo e os crátons amazônicos entre 580-550 Ma.

A zona de cisalhamento de Patos acomodaria o deslocamento para oeste do Cráton Francisco-Congo permitindo o escape lateral para o Leste e Nordeste dos terrenos da Borborema, proporcionando que a deformação ocorresse particionada ao longo do Sistema de zonas de cisalhamento da Província Borborema até as margens frontal e lateral do paleocontinente São Francisco (Archanjo *et al.* 2021). Fossen *et al.* (2022) interpreta que tanto a zona de cisalhamento Patos e Pernambuco acumularam aproximadamente 350 e 200 km de deslocamento lateral, respectivamente, através de deformação dominada por cisalhamento simples, totalizando 550 km de deslocamento lateral entre o Domínios Rio Grande do Norte, Transversal e Sul. Além disso, os diferentes domínios que são delimitados pelas principais zonas de cisalhamento foram deformadas de diferentes maneiras, refletindo particionamento de deformação complexa na escala de 100 km.

Segundo Archanjo *et al.* (2021), na ZCPa, apresentam uma diferença na sua taxa de resfriamento entre a sua porção Central e Oeste. A taxa de resfriamento mais lento (4°C/Ma) na região Central do que no ramo Oeste, concordam com exumação diferencial, mais rápida no ramo da zona de cisalhamento ocidental. Com base nas idades U-Pb obtidas para os granitos estudados (571 Ma), e a idades de 554-548 Ma (Ar-Ar em anfibólio – Araújo *et al.* 2014) e 525-523 Ma (Ar-Ar Muscovita – Araújo *et al.* 2014), indicam que taxa de resfriamento na região foi por volta de 15-7°C/Ma, valores altos, condizentes com o que foi descrito por Archanjo *et al.* (2021) para essa região, de 17-12°C/Ma.

A diferença na deformação entre os domínios além nas taxas de resfriamento elevadas, sugerem um padrão de deformação mais complexo do que o modelo de extrusão rotacional proposto por Araújo *et al.* (2014). Isso refletiria na forma como a deformação foi imposta nos granitos estudados, além dos padrões de eixo c de quartzo que sugerem deformação em alta temperatura, e a ocorrência de geminação Dalphiné, que indica deformação em temperaturas mais baixas.

5.4 EVOLUÇÃO DOS GRANITOIDES E DAS ROCHAS DA REGIÃO DE GRANJEIRO - VÁRZEA ALEGRE

O Domínio Rio Grande do Norte, em seu contexto geotectônico, é marcado por diversos eventos magmáticos e tectônicos que atuaram na região, do Arqueano ao Neoproterozóico. O primeiro evento magmático é marcado pela geração de crosta mais primitiva, na área de estudo, representada pelo Complexo Granjeiro, caracterizada pelo Hornblenda Biotita Gnaiss, cujas principais estruturas são o bandamento composicional de orientação NE-SW, nas regiões próximas às zonas de cisalhamento, apresenta foliação milonítica de direção NE-SW com mergulho para SE. Estas rochas possuem idade U-Pb de 2549 ± 16 Ma, e apresentam composição isotópica de Nd e Hf ligeiramente distintas, com idades-modelo Nd-T_{DM} de 2,54-2,75 Ga e Hf-T_{DM}^C entre 2,70 a 2,96 Ga que confirmam a participação de fontes meso-neoarqueanas na geração dessas rochas (Vieira, 2019). As rochas do Complexo Granjeiro são interpretadas como rochas de afinidade tonalítica-trondjemítica granodiorítica (TTG) que teriam intrudido uma sequência metavulcanosedimentar do tipo *greestone belt* com idade de 2,72-2,59 Ga (Silva *et al.* 1997, Ancelmi 2016).

Segundo Vieira (2019) os gnaisses do Complexo Granjeiro possuem valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ positivos de 1,41 a 4,79 que indicariam fontes juvenis na formação dessas rochas, contudo para $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ foi observado valores positivos de 2,81 e valores fracamente negativo de -0,37. Essa diferença nos valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ pode ser explicada pela incorporação de material continental ou pela fusão de uma rocha metamáfica com longo tempo de residência crustal, o que é semelhante ao observado no domínio Ceará Central, na unidade Pedra Branca, onde os dados isotópicos de Nd para os ortognaisses TTG dessa unidade (2,92 - 2,69 Ga) exibem uma assinatura juvenil, com valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ variando de +2,48 a -0,02, que sugere que a assinatura isotópica dessas rochas seja resultado da interação com componentes ultramáficos, ocasionada por um aumento progressivo do ângulo de subducção (Ganade *et al.* 2017)

Após esse episódio de crescimento crustal no Arqueano, ocorre o evento acrecionário-orogênico Transamazônico 2.2-2.0 Ga, que teria promovido a deformação e assimilação do Complexo Granjeiro e dos terrenos paleoproterozóicos, gerando magmatismo em 2,2 Ga (Van Schmus *et al.* 1995, Fetter 1999, Souza *et al.* 2007, Hollanda *et al.* 2011).

Durante o Neoproterozóico, ocorreu a intrusão dos granitoides representados pelos Biotita Monzogranito e Granada Monzogranito, com idades (U-Pb) em torno de 573-577 Ma, além de idade modelo Nd-T_{DM} entre 2,14 a 3,33 Ga e Hf-T_{DM}^C entre 2,84 a 3,30 Ga, com

valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre $-19,02$ a $-31,79$ e $\epsilon_{Hf}(t)$ entre $-21,9$ a $-29,6$; que sugerem a contribuição de crosta meso-paleoarqueana e paleoproterozoica (orosiriana a riaciana) para a formação do magma granítico que originou os granitoides. Neste estágio, a região foi afetada pelo evento de deformação transpressivo/transcorrente, com o desenvolvimento das zonas de cisalhamento, ligados a Orogenia Brasileira, marcado pela presença de foliação milonítica e dobras de arrasto além dos padrões de OPC impostos nos cristais de quartzo, sugerindo que a deformação foi não-coaxial progressiva de média a alta temperatura, que posteriormente ocorreu uma deformação de mais baixa temperatura, marcada pela presença de estruturas tipo *bulging*, além da indicação de germinação Dalphiné

6 CONCLUSÕES

Os resultados e interpretações feitas neste trabalho, combinados com as informações da literatura, permitiram melhor entendimento dos processos relacionados ao magmatismo granítico do Neoproterozóico, além do detalhamento do quadro geológico da região de Várzea-Alegre, no Domínio Rio Grande do Norte. Araújo *et al.* (2014) classificou plutons com idades entre 570 a 580 Ma como granitoides sin-transcorrentes aos quais os granitos estudados compartilham características similares, compatíveis com rochas as rochas deformadas em um sistema transcorrente da região de Várzea Alegre (CE).

O embasamento representado pelos Hornblenda Biotita Gnaisses do Complexo Granjeiro, é caracterizado pela presença de tramas deformacionais dúcteis representadas por bandamento gnáissico, dobras de arrasto e foliação milonítica associadas a zonas de cisalhamento transcorrente.

Os granitos estudados apresentam natureza plutônica, com textura fanerítica, localmente porfirítica, e são classificados como Biotita Monzogranito e Granada Monzogranito, sendo a composição mineralógica constituída principalmente por plagioclásio, K-feldspato e quartzo, além de biotita, muscovita e granada em uma localidade estudada. Apresentam tramas deformacionais impressas em faixas miloníticas impostas por zonas de cisalhamento transcorrentes. Essas rochas estão deformadas e mostram feições de recristalização em escala microscópica, próximo às bordas dos corpos ou zonas de cisalhamento, características de processo de migração de limite de grão (GBMR), além da presença de cristais de quartzo com extinção tabuleiro de xadrez (“*chessboard*”), o que sugere que a temperatura de deformação atingiu 500°C nestas rochas.

A OPC de quartzo mostra que o sistema dominante foi romboédrico a prismático, indicando uma temperatura de deformação de média a alta, em um contexto de deformação não-coaxial progressivo. Contudo, a interpretação do ângulo de *misorientation*, indica que os granitos foram afetados por deformação em condições de temperatura relativamente mais baixa durante a história deformacional.

A datação geocronológica realizada pelo método U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS nos Biotita Monzogranitos e no Granada Monzogranito indicou a idade de 573 a 577 Ma para a cristalização desse magmatismo granítico. As análises isotópicas Sm-Nd mostram que os granitos estudados apresentam idades modelo Nd- T_{DM} entre 2,14 a 3,33 Ga e idades modelo Hf- T_{DM}^C entre 2,84 a 3,30 Ga, além de valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -19,02 a -31,79 e $\epsilon_{Hf}(t)$ entre -

21,9 a $-29,6$, que sugerem uma forte contribuição de crosta meso-paleoarqueana e paleoproterozoica (orosiriana e riaciana) para a formação do magma granítico que os originou. Embora, a contribuição de material crustal mais jovem não possa ser descartada. Os dados isotópicos, estruturais e microestruturais obtidos para os Biotita Monzogranitos e no Granada Monzogranito são compatíveis com o contexto geológico da região de Várzea Alegre. Os granitos da região podem ser classificados como sin-transcorrentes segundo a Araújo *et al.* (2014) e do tipo Itaporanga (Sá *et al.* 2014), por apresentarem idades e feições estruturais similares a outros corpos graníticos sin-transcorrentes na Província Borborema. Finalmente, os granitos sin-transcorrentes foram gerados a partir do magmatismo associado à mudança na deformação compressiva predominantemente, para deformação transpressiva, na Província Borborema, que foi resultado da deformação final da Província Borborema e com o desenvolvimento das grandes zonas de cisalhamento da Orogenia Brasileira (Araújo *et al.* 2014, Archanjo *et al.* 2021, Fossen *et al.* 2022).

REFERÊNCIAS

- Abreu F.A.M., Gama Jr T.G., Gorayeb P.S.S., Hasui Y. 1988. O Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará. *In: SBG, 7º Cong. Latino Americano de Geologia, Belém, Anais[...]*, v. 1, p. 20-34.
- Abreu F.A.M., Hasui Y., Gorayeb P.S.S. 1993. Grábens eopaleozóicos do oeste cearense - considerações sobre as sequências litoestratigráficas. *In: Bras. Geol. Nuc. Nordeste, 15º Simp. Geol. Nordeste, Natal. Boletim v.13*, p. 29-31.
- Adams B.L., Wright S. I., Kunze K. 1992. Orientation imaging: the emergence of a new microscopy. *Metallurgical Transactions A*, **24**: 819–831.
- Almeida F.F.M., Leonardos Jr. O.H., Valença J. 1967. *Review on granitic rocks of northeast South America*. Haarlem, International Union of Geological Sciences, 48 p.
- Almeida F.F.M., Hassui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth – Science Reviews*, **17**: 1 – 19.
- Almeida H.L. 2003. *Estudo microestrutural em mineralização aurífera do tipo-Veio hospedada em zona de cisalhamento: caso do depósito Sertãozinho, Província Borborema, NE do Brasil*. PhD Thesis, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 86 p.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Dias S.B., Althoff F. J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite–granite suites: evidence from the Rio Maria. *Lithos*, **120**: 235–257.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Leite A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajas Province. *Brazil Journal of South American Earth Sciences*, **42**: 103-126.
- Amelin Y., Lee D., Halliday A.N., Pidgeon R.T. 1999. Nature of the Earth’s earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons. *Nature*, **399**: 252-255.
- Ancelmi M.F. 2016. *Geocronologia e geoquímica das rochas arqueanas do Complexo Granjeiro, Província Borborema*. PhD Thesis, Universidade Estadual de Campinas, Campinas - SP, 159p.
- Andersen T., Andersson U.B., Graham S., Åberg G., Simonsen S. L. 2009. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Paleoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of the Geological Society*, **166**: 233–248.
- Araújo C.E.G., Weinberg R.F., Cordani U.G. 2014. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. *Terra Nova*, **26**: 157-168.
- Archanjo C.J., Hollanda M.H.B.M., Rodrigues S.W.O., Brito Neves B.B., Armstrong R. 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, **30**(3): 310-326. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.11.011>.

Archanjo C.J., Viegas L.G.F., Hollanda M.H.B.M., Souza L.C., Liu D. 2013. 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 Res.*, **23**: 701-714.

Archanjo C.J., Hollanda M.H.B.M., Viegas L.G.F. 2021. Late Ediacaran lateral-escape tectonics as recorded by the Patos shear zone (Borborema Province, NE Brazil). *Brazilian Journal of Geology*, **51**(2): 1-15. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202120200132>.

Arthaud M.H. & Fuck R.A. 2006. A Colisão Brasileira no Ceará Central. In: SBG, 43° Cong. Brasileiro de Geologia, Aracajú, *Anais[...]*, 22 p.

Arthaud M.H. 2007. *Evolução neoproterozoica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira*. PhD Thesis, Universidade de Brasília, Brasília, 132 p.

Arthaud M.H., Caby R., Fuck R.A., Dantas E.L., Parente C.V. 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its with Nigeria, NW Africa. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., Wit M.J.de (eds). *West Gondwana: pre-cenozoic correlations across the south atlantic region*. London, Geological Society, p. 49-67. (Special Publications, v.294).

Barth N.C., Hacker B.R., Seward G.G.E. 2010. *Strain within the ultrahigh-pressure Western Gneiss region of Norway recorded by quartz CPOs*. London, [s.n.], p. 663–685. (The Geological Society of London, v. 335).

Belousova E.A., Reid A.J., Griffin W.L., O'reilly S.Y. 2009. Rejuvenation vs. recycling of Archean crust in the Gawler Craton, South Australia. Evidence from U–Pb and Hf isotopes in Detrital Zircon. *Lithos*, **113**: 570–582.

Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'reilly S.Y., Pearson N.J. 2010. The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, **119**: 457-466.

Berek M. 1924. *Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universal-drehtischmethode*. Berlin, Gebrüder Borntraeger, 168 p.

Bertotti A.L. 2012. *Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS*. PhD Thesis. PPGG-Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 162 p.

Bertotti A.L., Chemale Jr. F., Kawashita K. 2013. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: aplicação em gabro do Ofiolito Aburrá, Colômbia. *Pesquisas em Geociências*, **40**(2): 117-127.

Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Bears F.J., Delgado I.M., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Santos J.O.S. (coords.). 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*: Sistema de Informações Geográficas. Escala 1:2.500.000. Brasília, DF, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 4 CD-ROM's.

Blenkinsop T. 2002. *Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks*. New York, Kluwer Academic Publishers. 109 p.

Blichert-Toft J. & Albarède F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters*, **148**: 243–258.

Bollmann W. 2012. *Crystal defects and crystalline interfaces*. [S.l.], Springer Science & Business Media, 254 p.

Bouchez J.L. 1978. Preferred orientations of quartz <a> axes in some tectonites: kinematic inferences. *Tectonophysics*, **49**: 25-30.

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, **273**(1–2): 48–57.

Brito Neves B.B., Fuck R.A., Pimentel M.M. 2014. The Brasiliano collage in South America: A review. *Brazilian Journal of Geology*, **44**(3): 493-518.

Brito Neves B.B., Passarelli C.R., Basei M.A.S., Santos E.J. 2003. U-Pb zircon ages of some classic granites of the Borborema province. *Geologia USP*, **3**: 25-38.

Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic History of the Borborema Province, Northeastern Brazil, *In*: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho, A., Campos D.A. 2000. *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 151-182.

Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Fetter A.H. 2001. Noroeste da África – Noroeste do Brasil (Província Borborema) Ensaio corporativo e problemas de correlação. *Revista do Instituto de Geociências da USP*, **1**: 59-78.

Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Santos E.J., Campos Neto M.D., Kozuch M. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: Integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências* **25**(4): 279-296.

Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma spectrometry (LA-MC-ICPMS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**: 99-114.

Caby R., Arthaud M.H., Archanjo C.J. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**(3/4): 235-246.

Campos M. *Projeto Rio Jaguaribe: relatório final de geologia*. Brasília, DNPM, 1979. 149 p.

Castellan P., Viegas G., Faleiros F.M. 2020. Brittle-ductile fabrics and P-T conditions of deformation in the East Pernambuco shear zone (Borborema Province, NE Brazil). *Journal of the Geological Society*, **178**(1): 1-54.

Cavalcante J.C. 2003. *Mapa Geológico do Estado do Ceará*. Fortaleza, CPRM, 2003. Escala 1:500.000. 1 CD-Rom.

Cavalcante C., Costa J.J., Lagoeiro L., Fossen H., Lee A., Archanjo., Vizeu R. 2020. Titanite temperatures and textural analysis as a record of the deformation history in a major continental shear zone system, Borborema Province, Brazil. *Tectonophysics*, **841**: 229548.

Cavalcante G.C.G, Viegas G., Archanjo C.J., Silva M.E. 2016. The influence of partial melting and melt migration on the rheology of the continental crust. *Journal of Geodynamics*, **101**: 186-199.

Cavalcante J.C., Vasconcelos A.M., Medeiros M.F., Paiva I.G., Gomes F.E.M. 2003. *Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará*. Fortaleza, CPRM. Escala 1:500.000.

Chappell B.W. & White A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Science*, **48**(4), 489-499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>

Chayes F. 1956. *Petrographic modal analysis: an elementary statistical appraisal*. New York, John Wiley e Sons, 113 p.

Chemale Jr F., Kawashita K., Dussin I.V., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84**(2): 275-295.

Cioffi C.R., Meira V.T., Trindade R.I.F., Lanari P., Araújo, G.C.E., Gerdes, A. 2021. Long-lived intracontinental deformation associated with high geothermal gradients in the Seridó Belt (Borborema Province, Brazil). *Precambrian Res.*, **358**. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106141>.

Coelho D.N. 2019. *Geocronologia U-Pb e geologia isotópica Sm-Nd do granito Rio Verde, neoproterozoico no Terreno Granjeiro – Várzea Alegre (CE)*. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém, PA, 95 p.

Conte T. 2018. *Mecanismos de deformação e análise quantitativa textural em rochas deformadas ao longo da zona de cisalhamento Lancinha e adjacências*. MS Dissertation, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Paraná, 103 p.

Corsini M., Vauchez A., Archanjo C., Sá J. 1991. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional belt: the Patos-Seridó system, northeastern Brazil. *Geology*, **19**: 586–589.

Corsini M., Vauchez A., Caby R. 1996. Ductile duplexing at bend of a continental-scale strike-slip shear zone: example from NE Brazil. *Journal of Structural Geology* **18**(4): 385-394.

Costa A.P. 2015. Complexo Arábia: unidade Sideriana no Domínio Rio Piranhas – Seridó, NE do Brasil. In: 26º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, Natal, RN, Brasil. *Anais [...]*, p. 157-178.

Costa A.P. 2018. *Geologia e recursos minerais da folha Lajes SB.24-X-D-VI: estado do Rio Grande do Norte*. Recife, CPRM, 2018. Programa Geologia do Brasil – PGB. Escala 1:100.000. Relatório, 163p.

Costa A.P. & Dantas A.R. 2014. *Carta geológica folha Lajes - SB.24-X-D-VI: estado do Rio Grande do Norte*. Recife, CPRM Programa Geologia do Brasil – PGB Relatório e mapa. Escala 1:100.000. 172 p.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2004. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo – Sistema de Informações Geográficas-SIG: folha SB.24 Jaguaribe*. Brasília, CPRM, 2004. 1 CD Rom. Escala 1:100.000.

Cruden A.R. 2005. Emplacement and growth of plutons: implications for rates of melting and mass transfer in continental crust. In: Brown M. & Rushmer T. (eds.) *Evolution and differentiation of the continental crust*. Cambridge University Press, p. 455-517.

Dantas E.L. 1997. *Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brnadão, NE do Brasil*. PhD Thesis, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, São Paulo, Brasil, 208 p.

Dantas E.L., Van Shumus W.R., Hackspacher P.C., Fetter A.H., Brito Neves B.B., Cordani U., Nutman A.P., Williams I.S. 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre Massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South América. *Precambrian Research*, **2439**: 1-25.

D'Lemos R.S., Brown M., Strachan R.A. 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society of London*, **149**: 487-490.

Davis G.H. & Reynolds S.J. 1996. *Structural geology of rocks and regions*. 2ª ed. Canadá, Ed. John Willey & Sons, Inc. 776 p.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman, J. 1997. *Rock-forming minerals*. 2nd ed. London, Geological Society of London, 764 p. (Volume 2B. Double Silicates).

Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente C.R., Perrotta M.P., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, DF, CPRM. p. 227-334.

DePaolo D.J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry* - in introduction. [S.l.], Springer-Verlag, 198 p.

DePaolo D.J. 1981. Radiogenic isotopes and crustal evolution. In: O'Connell R.J. & Fyfe W.S. (eds.). *Geodynamics series*. Washington D.C., p. 59-68. (American Geophysical Union v.5).

DePaolo D.J. & Wasserburg G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, **3**: 249-252.

Derez T. & Pennock G. 2015. Low-temperature intracrystalline deformation microstructures in quartz. *Journal of Structural Geology*, **71**: 3-23.

Dingley D.J. 1984. Diffraction from sub-micron areas using electron backscattering in a scanning electron microscope. *Scanning Electron Microscopy*, **2**: 569-575.

Doe B.R. 1970. *Lead Isotopes*. New York, Springer-Verlag. 176 p.

Domingos N.R.R., Medeiros W.E., Oliveira R.G. 2020. Geophysical evidence for doming during the Pan-African/Brasiliano orogeny in the Seridó belt, Borborema province, Brazil. *Precambrian Res.*, **350**. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105870>.

Dunlap W.J. 1997. Neocrystallization or cooling? $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of white micas from low-grade mylonites. *Chemical Geology*, **143**(3-4): 181-203.

Faure G. 1986. *Principles of isotope geology*. 2nd ed. New York, John Wiley and Sons, 589 p.

Faure G. & Mensing T.M. 2005. *Isotopes: principles and applications*. 3rd ed. [S.l.], John Wiley & Sons, 897 p.

Ferreira C.A. 1998. *Caicó, Folha SB.24-Z-B: estados da Paraíba e Rio Grande do Norte*. Brasília, CPRM, 1998. Escala 1:250.000. 152p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

Ferreira C.A. & Santos E.J. (org.). 2000. *Jaguaribe S.E Folha SB.24-Z. Estado do Ceará, Rio Grande do Norte e Pernambuco*. Escala 1:500.000. Geologia e Metalogênese. Brasília, DF, CPRM. CD-ROM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).

Ferreira M.M.M. 2019. *Estudo microestrutural das rochas miloníticas do arquipélago São Pedro e São Paulo*. MS Dissertation, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Paraná, 66 p.

Ferreira V.P., Sial A.N., Jardim de Sá E.F. 1998. Geochemical and isotopic signatures of proterozoic granitoids in terranes of the Borborema Structural Province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**(5): 439-455.

Ferreira V.P., Sial A.N., Pimentel M.M., Armstrong R., Spicuzza M.J., Guimarães I.P., Silva Filho A.F. 2011. Contrasting source and P/T crystallization conditions of epidote-bearing granitic rocks, northeastern Brazil: O, Sr and Nd isotopes. *Lithos*, **121**: 189-201.

Fetter A.H. 1999. *U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana*. PhD Thesis, Department of Geology of the Graduate School of the University of Kansas, Kansas, 164 p.

Fetter A.H., Santos T.J.S.dos, Van Schimus W.R., Hackspacher P.C., Brito Neves B.B., Arthaud M. H., Nogueira Neto J.A.A., Wernick E. 2003. Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, **6**(2): 265-273.

Fetter A.H., Van Schimus W.R., Santos T.J.S.dos, Nogueira Neto J.A., Arthaud M.H. 2000. U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent "Atlântica". *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):102-106.

Fossen H. 2012. *Geologia estrutural*. Tradução de Structural geology. Tradução de Almeida F.R.D, São Paulo, Oficina de Textos, 584 p.

Fossen H. 2016. *Structural geology*. 2nd ed. Cambridge, Cambridge University Press, 524 p.

Fossen H. & Cavalcante G.C.G. 2017. Shear zones – a review. *Earth-Science Reviews* **171**: 434–455.

Fossen H., Harris L.B., Cavalcante C., Archanjo C.J., Ávila C.F. 2022. The Patos-Pernambuco shear system of NE Brazil: Partitioned intracontinental transcurrent deformation revealed by enhanced aeromagnetic data. *Journal of Structural Geology*, **158**: 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104573>

Freimann M.A. 2014. *Geocronologia e petrografia de quartzos miloníticos do duplex transcorrente de Lavras da Mangabeira*. MS Dissertation, Universidade de São Paulo, São Paulo, 84 p.

Ganade C.E., Basei M.A.S., Grandjean F.C., Armstrong R., Brito R.S. 2017. Contrasting Archaean (2.85–2.68 Ga) TTGs from the Tróia Massif (NE-Brazil) and their geodynamic implications for flat to steep subduction transition. *Precambrian Research*, **297**: 1–18.

Gerdes A. & Zeh A. 2006. Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **249**: 47–61.

Gerdes A. & Zeh A. 2009. Zircon formation versus zircon alteration - New insights from combined U–Pb and Lu–Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical Geology*, **261**: 230-243.

Gomes J.R.C. & Vasconcelos A.M. 2000. *Jaguaribe SW. Folha SB.24-Y: estados do Ceará, de Pernambuco e do Piauí*. Brasília, DF, CPRM, 2000. 103p. Escala 1:500.000. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).

Gomes I.P., Palheta E.S.M., Braga I.F., Costa F.G., Sousa F.R.F.R.O., Rocha J.M.A., Freire D.P.C., Holanda J.L.R. 2021. *Projeto mapeamento geológico e integração geológica-geofísica-geoquímica na região de Granjeiro-Cococi, Ceará*. Serviço Geológico do Brasil – CPRM. 175 p. (Levantamentos Geológicos e de Potencial Mineral de Novas Fronteiras).

Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., O'Reilly S.Y., Achterberg E.V., Shee S.R. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**: 133–147.

Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'reilly S.Y., Zhou X. 2002. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos*, **61**: 237– 269.

Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'reilly S.Y. 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Research*, **131**(3-4): 231-282.

Guimarães I.P., Silva Filho A.F., Almeida C.N., Melo E.B., Melo S.C., Araújo J.M.M., Sales A. 1999. Sm-Nd isotope geochemistry and U-Pb in zircon, ages of the Brasiliano granitoids from the Pajeú Paraíba terrain, Borborema Province, Northeast Brazil. *In: 2° South American Symposium on Isotope Geology, Córdoba, Argentina. Actas[...]*, p. 203-209.

Guimarães I.P., Silva Filho A.F.da, Almeida C.N., Van Schmus W.R., Araújo J.M.M., Melo S.C., Melo E.B. 2004. Brasiliano (Pan-African) granite magmatism in the Pajú-Paraíba belt, Northeast Brazil: na isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, **135**: 23-53.

Hackspacher P.C., Van Schmus W.R., Dantas E.L. 1990. Um embasamento transamazônico na província Borborema. *In: 36° Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, RN, Brasil. Anais [...]*, p.2683-2696.

Hassui Y. 2012. Sistema Orogênico Borborema. *In: Hassui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M., Bartorelli A. (org.). Geologia do Brasil. São Paulo, Beca, p. 254-288.*

Hassui Y., Carneiro C. D. R., Almeida F. F. M., Bartoreli A. 2012. *Geologia do Brasil. São Paulo, Editora Beca.*

Hawkesworth C.J. & Kemp A.I.S. 2006. Evolution of the continental crust. *Nature*, **443**: 811-817.

Hayward J.A. 1983. *Rb-Sr geochronology and the evolution of some paraluminous granites in New Hampshire*. MS Dissertation, University of New Hampshire, Durham, 108 p.

Heilbronner R.P. & Pauli C. 1993. Integrated spatial and orientation analysis of quartz c-axes by computer-aided microscopy. *Journal of Structural Geology*, **15**(3-5): 369-382.

Heinonen A., Andersen T., Rämö O.T. 2010. Re-evaluation of rapakivi petrogenesis: Source constraints from the Hf isotope composition of zircon in the rapakivi granites and associated mafic rocks of southern Finland. *Journal of Petrology*, **51**: 1687–1709.

Heinonen A., Andersen T., Rämö O.T., Whitehouse M.J. 2015. The source of Proterozoic anorthosite and rapakivi granite magmatism: evidence from combined in situ Hf–O isotopes of zircon in the Ahvenisto complex, southeastern Finland. *Journal of the Geological Society*, **172**: 103-112.

Hibbard M.J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. New Jersey, Prentice-Hall, Incorporation, 587 p.

Higgins M.D. 2006. *Quantitative textural measurements in igneous and metamorphic petrology*. Cambridge, Cambridge University Press, 276 p.

Hirth G. & Tullis J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, **14**(2): 145-159.

Hobbs B.E., Means W.D., Williams P.F. 1976. *An outline of structural geology*. New York, John Wiley, 571 p.

Hollanda M.H.B.M., Archanjo C.J., Souza L.C., Liu D., Armstrong R.A. 2011. Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province–NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **32**: 287–300.

Hollanda M.H.B.M., Archanjo C.J., Bautista J. R., Souza L.C. 2015. Detrital zircon ages and Nd isotope compositions of 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*, **258**: 186-207.

Hough P.V.C. 1962. *A method and means for recognizing complex patterns*. U.S., Patent 3069654.

Hutchison C. S. 1974. *Laboratory handbook of petrography techniques*. London, John Wiley e Sons, 527 p.

Hutton D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **79**: 245-255.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laser ablation- inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**: 47–69.

Jaensch S.E. 2020. *Efeitos da geometria do strain na textura microcristalina do quartzo em metaconglomerados deformados*: um estudo baseado em rochas dos Scandinavian Caledonides. MS Dissertation, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Paraná, 98 p.

Jardim de Sá E.F. 1994. *A faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 804p.

Jardim de Sá E.F. 1998. *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte*. [S.l.]: DNPM - 4º Distrito, UFRN, 1998. 1 mapa color. Escala 1:500.0000.

Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.E., Fuck R.A., Kawashita K. 1992. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Craton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(4): 472-480.

Jessell M.W. 1987. Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *Journal of Structural Geology*, **9**(8): 1007–1014.

Jessell M.W. & Lister G.S. 1990. A simulation of the temperature dependence of quartz fabrics. *Geological Society of London*, **54**: 353-362.

Joy D.C. & Newbury D.E. 1972. Scanning electron microscope selected area channeling patterns from 1 micron specimen areas. *J Mater Sci.*, **7**(6): 714.

Kelley W.J. 1980. *Nd isotopic of the massabesic gneiss: southeast New Hampshire*. MS Dissertation, University of New Hampshire, Durham, 121 p.

Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J., Foster G.L., Paterson B.A., Woodhead J. D., Hergt J.M., Gray C.M., Whitehouse M.J. 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. *Science*, **315**(5814): 980-983. <https://doi.org/10.1126/science.1136154>

Kerr P. 1959. *Optical mineralogy*. 3rd ed. New York, McGraw-Hill Book Co., 492p.

Kilian R., Heilbronner R., Stünitz H. 2011. Quartz grain size reduction in a granitoid rock and the transition from dislocation to diffusion creep. *Journal of Structural Geology*, **33**(8): 1265–1284.

Kinny P.D., Compston W., Williams I.S. 1991. A reconnaissance ion-probe study of hafnium isotopes in zircons. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**: 849–859.

Kosler J., Fonneland H., Sylvester P., Tubrett M., Pedersen R.B. 2002. U–Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies: a comparison of laser ablation ICPMS and SIMS techniques. *Chemical Geology*, **182**: 605–618.

Kruhl J.H. 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**: 581-589.

Kruhl J.H. 1998. Reply: prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**: 142-146.

Lamarque G. & Juliá J. 2019. Lithospheric and sublithospheric deformation under the Borborema Province of northeastern Brazil from receiver function harmonic stripping. *Solid Earth*, **10**: 893–905.

Law R.D. 1990. Crystallographic fabrics: A selective review of their applications to research in structural geology. *Geological Society of London*, **54**: 335–352.

Law R.D. 2014. Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: a review. *Journal of Structural Geology*, **66**: 129-161.

Lamarão C.N., Silva J.S., Borges R.M.K., Dall’Agnol R. 2014. Morphological and compositional variations of zircon and their metallogenic implications: the example of Jamon, Serra dos Carajás and Velho Guilherme suites, Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology*, **44**: 105-120.

Le Maitre R. W. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd ed. London, [s.n.], 193 p.

Leiss B., Ullemeyer K., Weber K., Brokmeier H.G., Bunge H.J., Drury M., Faul U., Fueten F., Frischbutter A., Klein H., Kuhs W., Launeau P., Lloyd G.E., Prior D.J., Scheffzuk C., Weiss T., Walther W., Wenk H.R. 2000. Recent developments and goals in texture research of geological materials-preface. *Journal of Structural Geology*, **22**(11-12): 1531-1540.

Legrand J.M., Liegeois J.P., Deutsch S. 1991. Datação U/Pb e Rb/Sr das rochas pré-cambrianas da região de Caicó – Reavaliação da definição de um embasamento arqueano. In: 12º Simpósio de Geologia Do Nordeste, Recife-PE, Brasil. *Anais [...]*, p. 276-279.

Leterrier J., Jardim de Sá E.F., Bertrand J.M., Pin C. 1994. Ages U/Pb sur zircon de granitóides de la ceinture du Seridó (Província Borborema, NE Brèsil). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **318**: 1505–1511.

Lima H.M., Pimentel M.M., Santos L.C.M.L., Mendes V.A. 2017. Análise tectônica da porção nordeste da Faixa Sergipana, Província Borborema: dupla vergência em resposta a colisão oblíqua entre o Cráton do São Francisco e o terreno Pernambuco-Alagoas. *Geonomos*, **25**(2): 20-30.

Lister G.S. 1979. Fabric development in shear zones, theoretical controls and observed phenomena. *Journal of Structural Geology*, **1**: 283-297.

Lister G.S. & Hobbs B. 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology*, **2**: 355–370.

Lister G.S. & Willians P.F. 1979. Fabric development in shear zones, theoretical controls and observed phenomena. *Journal of Structural Geology*, **1**: 283-297.

Lloyd G.E. 1987. Atomic-number and crystallographic contrast images with the SEM: a review of backscattered electron techniques. *Mineral Mag.*, **51**(359): 3-19.

Lloyd G.E. 2004. *Microstructural evolution in a mylonitic quartz simple shear zone: the significant roles of dauphine twinning and misorientation*. London, Geological Society, p. 39–61. (Special Publications 224).

Lloyd G., Law R., Schmid S. 1987. A spherical electron channeling pattern map for use in quartz petrofabric analysis – correction and verification. *Journal of Structural Geology*, **9**: 251-253.

Mabessone J.M. 2002. História Geológica da Província Borborema (NE Brasil). *Revista de Geologia*, **15**: 119 – 129.

Macedo M.H.F. 1991. Avaliação dos dados geocronológicos do Complexo Caicó (RN) e suas implicações tectônicas. In: 14º Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife, PE, Brasil. *Anais [...]*, p.256-259.

Magini C. 2001. *Evolução Pré-cambriana da Província Borborema: o extremo Oeste Potiguar*. PhD Thesis, Universidade Estadual Paulista, 218 p.

Magini C. & Hackspacher P. 2008. Geoquímica e ambiência tectônica do arco magmático de Pereiro, região NE da Província Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**: 336-355. 10.25249/0375-7536.2008382336355.

Mainprice D., Bouchez J.L., Blumenfeld P., Tubia J.M. 1986. Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, **14**: 819-822.

Mainprice D. 2012. Orientations cristallographiques: figure de pôles, etc. *Notas de aula*. Disponível em: http://www.gm.univ-montp2.fr/PERSO/mainprice/W_data/Master_M1_Documents/M1_C4P_CPO_2012.pdf. Acessado em: 08 de março de 2022.

Mainprice D., Bachmann F., Hielscher R., Schaeben H. 2014. Descriptive tools for the analysis of texture projects with large datasets using MTEX: strength, symmetry and componentes. In: Faulkner D.R., Mariani E., Mecklenburgh J (eds.). *Rock deformation from field, experiments and theory: a volume in Honour of Ernie Rutter*. London, Geological Society of London, p.223–249. (Special. Publication, 409).

Mariano G., Correia P.B., Neves S.P., Silva Filho A.F.da. 2009. The high-K calcalkaline Alagoinhas pluton: anisotropy of magnetic susceptibility, geochemistry, emplacement setting and implications for the evolution of Borborema province, Northeast Brazil. *Int. Geol. Rev.*, **51**: 502–519.

Matteini M., Dantas E.L., Pimentel M.M., Bühn B. 2010. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and applications. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **82**(2): 479-491.

Mcclay K.R. 1991. *The mapping of geological structures*. London, John Wiley and Sons Ltd., 170 p.

Medeiros V.C. 2008. *Geologia e recursos minerais da folha Sousa SB.24-Z-A: estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará*. Recife, CPRM. Escala 1:250.000. 312 p. (Programa Geologia do Brasil - PGB).

Medeiros P.C. 2020. *Mecanismos de deformação na zona de cisalhamento Pernambuco Leste, Província Borborema, NE Brasil*. MS Dissertation, Universidade de Brasília, Brasília, 80 p.

Milhomem Neto J.M., Lafon J.M., Galarza M.T. 2017a. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e primeiro exemplo de aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas, estado do Amapá. In: Rizzotto G. J., Quadros M. L. do Espírito Santo V. M. L. (org.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, SBG, v.10, p. 195-207.

Milhomem Neto J.M., Lafon J.M., Galarza M.T., Moura A.V.C. 2017b. U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas. In: Rizzotto G. J., Quadros M. L., Espírito Santo V. M. L.do. (org.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, SBG, v.10, p. 333-346.

Morgan S.S. & Law R.D. 2004. Unusual transition in quartzite dislocation creep regimes and crystal slip systems in the aureole of the Eureka Valley-Joshua Flat-Beer Creek pluton, California: a case for anhydrous conditions created by decarbonation reactions. *Tectonophysics*, **384**: 209-231.

Moura C.A.V. 1992. *Geochronology and geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia belt, Brazil*. MS Dissertation, University of New Hampshire, 236 p.

Moyen J.F. & Laurent O. 2018. Archaean tectonic systems: A view from igneous rocks. *Lithos*, **302-303**: 99-125. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.038>

Nascimento M.A.L., Antunes A.F., Galindo A.C., Jardim de Sá E.F., Souza Z.S. 2000. Geochemical signatures of the Brasiliano-age plutonism in the Seridó belt, Northeastern Borborema Province (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 161- 164.

Nascimento M.A.L., Galindo A.C., Medeiros V.C. 2015. 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*, **58**: p. 281-299.

Nebel O., Nebel-Jacobsen Y., Mezger K., Berndt J. 2007. Initial Hf isotope compositions in magmatic zircon from early Proterozoic rocks from the Gawler Craton, Australia: a test for zircon model ages. *Chemical Geology*, **241**: 23–37.

Nebel O., Rapp R.P., Yaxley G.M. 2014. The role of detrital zircons in Hadean crustal research. *Lithos*, **190–191**: 313–327.

Neumann B. 2000. Texture development of recrystallised quartz polycrystals unravelled by orientation and misorientation characteristics. *Journal of Structural Geology*, **22**: 1695–1711.

Neves S.P., Melo S.C., Moura C.A.V., Mariano G., Silva J.M.R. 2004. Zircon Pb-Pb geochronology of the Caruaru área, northeastern Brazil: temporal constraints on the Proterozoic Evolution of Borborema Province. *International Geology Review*, **46**: 52-63.

Neves S.P., Bruguier O., Bosch D., Silva J.M.R., Mariano G. 2008. U-Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in Southern Borborema Province (NE Brazil): timing of Brasiliano deformation and magmatism. *Journal of South American Earth Science*, **25**: 285-297.

Neves S.P., Monié P., Bruguier O., Silva J.M.R.da. 2012. Geochronological, thermochronological and thermobarometric constraints on deformation, magmatism and thermal regimes in eastern Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **38**: 129–146.

Neves S.P., Tommasi A., Vauchez A., Carrino T.A. 2021. The Borborema strike-slip shear zone system (NE Brazil): large-scale intracontinental strain localization in a heterogeneous plate. *Lithosphere*, **2021**(6): 6407232 doi: <https://doi.org/10.2113/2021/6407232>.

Nicolas A. & Poirier J.P. 1976. *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. London; New York, John Wiley & Sons, 444 p.

Nogueira J.F. 2004. *Estrutura, geocronologia e alojamento dos batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu – Ceará Central*. PhD Thesis, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 140 p.

Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(1): 114-127.

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

Paterson S.R. & Fowler Jr. T.K. 1993. Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology*, **15**(2): 191-206. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90095-R](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90095-R)

Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag. 289 p.

Patchett P.J., Kouvo O., Hedge C.E., Tatsumoto M. 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **78**: 279-297.

Patchett P.J. & Tatsumoto M. 1981. Lu/Hf in chondrites and definition of a chondritic hafnium growth curve. *Lunar Planet. Sci.*, **12**(Pt. 2): 822-824.

Peach C.J. & Lisle R.J. 1979. A Fortran IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. *Computer & Geosciences*, **5**: 325-334.

Petrelis P.L. 2018. *Estudo da deformação e cinemática da zona de cisalhamento Senador Pompeu, Ceará*. Monografia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 46 p.

Peulvast J.P. & Bétard F. 2015. *Landforms and landscape evolution of the equatorial margin of Northeast Brazil*. London, Springer Earth System Sciences.

Pitarelo M.Z. 2015. *Petrografia e geoquímica das formações ferríferas bandadas do complexo arqueano granjeiro (2,54 Ga), NE do Brasil: implicações tectônicas e paleoambientais*. MS Dissertation. Universidade Estadual de Campinas, Campinas 132 p.

Prado F.S., Oliveira A.A., Leite E.A., Gomes F.E.M., Silva F.P., Colares J.Q.S. 1980. Projeto Lavras da Mangabeira. Relatório da Etapa I. Fortaleza, CPRM, 154 p.

Price G.P. 1985. Preferred orientations in quartzites. In: Wenk H.R. (ed.). *Preferred orientations in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis*. Orlando, Academic Press, p. 385-406.

Prior D.J., Boyle A.P., Brenker F., Cheadle M.C., Day A., Lopez G., Peruzzo L., Potts G. J., Reddy S., Spiess R., Timms N.E., Trimby P., Wheeler J., Zetterstrom L. 1999. The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *Am Mineral*, **84**(11-12): 1741-1759.

Prior D.J., Mariani E., Wheeler J. 2009. EBSD in the Earth Sciences: Applications, common practice and challenges. In: Schwartz A.J. (eds.). 2009. *Electron backscatter diffraction in materials science*. [S.l.], Editora Springer Science+Business Media. p. 345-359.

Ramsay J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. New York, McGraw-Hill, 337 p.

Ramsay J.G. & Huber M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology: folds and fractures*. Londres, Academic. v. 2. 136 p.

Randle V. & Engler O. 2000. *Introduction to texture analysis: microtexture, microtexture and orientation mapping*. London, CRC, 408 p.

Randle V. 2004. Application of electron backscatter diffraction to grain boundary characterization. *Int Mater Rev.*, **49**(1): 1-11.

Rodrigues C.F.A. 2021. *Evolução estrutural, reologia e magmatismo associado à tectônica transcorrente no Domínio Ceará Central, Província Borborema*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 305 p.

Rodrigues S.W.O. 2008. *Evolução estrutural brasileira da Província Borborema na região de Campina Grande (PB)*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo. Disponível em: <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44141/tde-18082008-144145/>. Acesso em: 13 dez. 2022.

Rodrigues S.W.O. & Archanjo C.J. 2008. Microestruturas e tramas de eixo C de quartzo em milonitos do Sistema de Cisalhamento Campina Grande (PB), Província Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(2): 392-405.

Rodrigues S.W.O., Archanjo C.J., Launeau P. 2009. Determinação da orientação preferencial de forma (opf) de silicatos em rochas graníticas: Granito Campina Grande (PB). *Revista Brasileira de Geociências*, **39**(3): 435-451.

Rodrigues S.W. & Archanjo C.J. 2011. Estruturas e Histórias Deformacionais Contrastantes dos Granitos Sintectônicos de Campina Grande e Serra Redonda, Província Borborema, NE do Brasil. *Revista do Instituto de Geociências*, **11**(1): 3-17.

Rodrigues S.W.O. & Brito Neves B.B. 2008. Padrões isotópicos SM-Nd no limite entre os Terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó (PB). *Revista Brasileira de Geociências*, **38**: 209-225.

Roman-Berdiel T., Gapais D., Brun J.P. 1997. Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and nature. *American Journal of Science*, **297**: 651-678.

Rosenberg C. L., Berger A., Schmid S.M. 1995. Observations from the floor of a granitoid pluton: inferences on the driving force of final emplacement. *Geology*, **23**(5): 443-446. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0443:OFTFOA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0443:OFTFOA>2.3.CO;2)

Rutter E.H., Holdsworth R.E., Knipe R.J. 2001. *The nature and tectonic significance of fault-zone weakening: an introduction*. [S.l., s.n]. p. 1–11. (Geological Society Special Publication 186).

Sá J.M., Galindo A.C., Legrand J.M., Souza L.C., Maia H.N. 2014. Os granitos Ediacaranos no contexto dos terrenos Jaguaribeano e Rio Piranhas-Seridó no oeste do RN, Província Borborema. *Estudos Geológicos*, **24**(1): 3-22.

Sanches E.A.G. 2018. *Investigação microestrutural das rochas máficas-ultramáficas de Limoeiro, hospedeiras de mineralização de Ni-Cu-(PGE), Província Borborema*. MS Dissertation, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 88 p.

Santos E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na província Borborema. In: SBG, 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, *Anais[...]*, p. 47-50.

Santos E.J. & Medeiros V.C. 1999. Constraints From Granitic Plutonism on Proterozoic Crustal Growth of the Transverse Zone, Borborema Province, Ne Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(1): 73-84. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1999297384>

Santos M.M., Lana C., Scholz R., Buick I., Schmitz M.D., Kamo S.L., Gerdes A., Corfu F., Tapster S., Lancaster P., Storey C.D., Basei M.A.S., Tohver E., Alkmim A., Nalini H., Krambrock K., Fantini C., Wiedenbeck M., 2017. A New Appraisal of Sri Lankan BB Zircon as a Reference Material for LA-ICP-MS U-Pb Geochronology and Lu-Hf Isotope Tracing. *Geostand. Geoanalytical Res.*, **41**: 335–358. <https://doi.org/10.1111/ggr.12167>.

Santos T.J.S., Fetter A.H., Hackspacher P.C., Van Schmus W.R., Nogueira Neto J.A. 2004. Structural and geochronological studies of the Médio Coreáú Domain, NE Brazil: constraints on Brasiliano/Pan-African tectonic evolution in the NW part of the Borborema Province. *Journal of the Virtual Explorer*, Electronic Edition, **17**: 7.

Santos T.A.S. 2021. *Aspectos estruturais e microestruturais da zona de cisalhamento Caiçara, Domínio Alto Moxotó da Província Borborema: implicações tectônicas*. MS Dissertation, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 112 p.

Santos M.H.S. 2023. *Geocronologia u-pb-hf dos granitos sintranscorrentes e relações estruturais ao longo da zona de cisalhamento sobral, noroeste do Ceará*. MS Dissertation. Universidade Federal do Pará, Belém, 134 p.

Sato K. & Siga Junior O. 2000. Evidence of the superproduction of the continental crust during paleoproterozoic in South American plataform. Implications regarding the interpretative value of the Sm-Nd model ages. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 126-129.

Sato K. & Tassinari C. C. G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa M.L.C. & Angélica R.S. (eds.). *Contribuições à geologia da Amazônia*, Belém, SBG-NO, p. 91-142.

Serviço Geológico do Brasil-CPRM. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo – Sistema de Informações Geográficas-SIG: Folha SB.24 Jaguaribe*. Brasília, DF, CPRM, 2004. 1 CD Rom. Escala 1:100.000.

Scherer E., Münker C., Mezger K. 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, **293**: 683–687.

Schmidt N.H. & Olesen N. O. 1989. Computer-aided determination of crystal lattice orientation from electron channeling patterns in the SEM. *Canadian Mineralogist*, **27**: 15–22.

Schmid S.M. & Casey M. 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C-axis patterns. *American Geophysical Union Monograph*, **36**: 263–286.

Schobbenhaus C. & Brito Neves B.B. 2003. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. *In: Bizzi L. A., Schobbenhaus C., Vidotti Roberta Mary, Gonçalves J. H. (ed.). Geologia tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG.* Brasília, DF, CPRM. 2003. Capítulo I.

Shimamoto I. & Ikeda Y. 1976. *A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal methods.* Tectonophysics, **36**: 315-317.

Sial A.N. 1987. Granitic rocks in northeast Brazil. *In: 1st Intern. Symp. Granites Assoc. Miner., Salvador, Anais [...]*, p. 61-69.

Sibson R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, **133**(3): 191–213.

Silva L.C., McNaughton N.J., Vasconcelos A.M. Gomes J.R.C., Fletcher I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in southern State of Ceará, Borborema Province, NE Brazil: archean TTG accretion and proterozoic crustal reworking. *In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations.* Salvador, *Anais[...]*. v. 2, p. 280-281.

Silva M.A. 2021. *Microestruturas e mecanismos de deformação ao longo da zona de cisalhamento Patos.* MS Dissertation, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 135 p.

Silva Filho A.F.da, Guimarães I.P., Van Schmus W.R. 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas complex, Borborema Province, NE Brazil: Nd isotopic data from Neoproterozoic granitoids. *Gondwana Research*, **5**: 409-422.

Silva Filho A.F., Guimarães I.P., Van Schmus W.R., Dantas E., Armstrong R., Concentino L., Lima D. 2013. Long-lived Neoproterozoic high-K magmatism in the Pernambuco–Alagoas Domain, Borborema Province, northeast Brazil. *International Geology Review*, **55**(10): 1280-1299. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2013.774156>.

Silva R.F. & Viegas L.G.F. 2021. Estimativas de tensão diferencial durante milonitização ao longo da zona de cisalhamento Pernambuco Leste (Província Borborema, nordeste do Brasil). *Pesquisas em Geociências*, **48**(3): 108834.

Souza C.P. 2021. *Mecanismos de deformação e geocronologia U-Pb em zircão da milonitização na porção sul da zona de cisalhamento Patos, Província Borborema, NE Brasil.* PhD Thesis, Universidade de Brasília, Brasília, 77 p.

Sitzman S. & Maitland T. 2007. Electron backscatter diffraction (EBSD) technique and materials characterization examples. In: Zhou W. & Wang Z.L. 2007. *Scanning microscopy for nanotechnology: techniques and applications*. New York, Springer-Verlag. DOI 10.1007/978-0-387-39620-0.

Souza C.P., Viegas L.G.F., Santos L.C.M.L. 2021. 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. *Brasilian Journal of Geology*, **51**(4): 1-17.

Souza Z.S., Martin H., Peucat J.J., Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F. 2007. Calc-alkaline magmatism at the Archean-Proterozoic transition: the Caicó Complex basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, **48**:55–84.

Stipp M., Stinitz H., Heilbronner R., Schmid S.M. 2002a. The eastern Tonale fault zone: a ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*, **24**: 1861-1884.

Stipp M., Stinitz H., Heilbronner R., Schmid S.M. 2002b. Dynamic recrystallization of quartz: Correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society Special Publication*, **200**: 171–190.

Streckeisen A.C. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**: 1-33.

Takeshita T., Wenk H.R., Lebensohn R. 1999. Development of preferred orientation and microstructure in sheared quartzite: comparison of natural data and simulated results. *Tectonophysics*, **312**: 133-155.

Thirlwall M.F. & Walder A.J. 1995. In situ hafnium isotope ratio analysis of zircon by inductively coupled plasma multiple collector mass spectrometry. *Chemical Geology*, **122**: 241–247.

Tullis J. 2002. Deformation of granitic rocks: experimental studies and natural examples. *Mineralogy and Geochemistry*, **51**: 51–95.

Tullis J. 1977. Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics*, **39**: 87-102.

Turner F.J. & Weiss L.E. 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. New York. McGraw Hill,

Twiss R.J. & Moores E.M. 1992. *Structural geology*. New York, Ed. Freeman & Company, 532p.

Urai J.L., Means W.D., Lister G.S. 1986. Dynamic recrystallization of minerals. *In*: Hobbs B.E. & Heard H.C. (orgs.). 1986. *Mineral and rock deformation: laboratory studies*. [S.l., s.n.], p. 161–199. (Geophysical Monograph Series, 36).

Van Der Pluijm B.A. & Marshak S. 2014. *Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics*. 2º ed. New York, W. W. Norton, 673 p.

Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P., Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *J. South Am. Earth Sci.*, **8**: 267-288.

Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Williams I.S., Fetter A.H., Hackspacher P.C. 2000. The Seridó Group, NE Brazil: a late neoproterozoic (650 Ma), precollisional, Brasiliano flysch basin?. *In*: SBG, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, *Abstracts Volume*, 1 CD-ROM.

Van Schmus W.R., Kozuch M., Brito Neves B.B. 2011. 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*, **31**(2-3): 227-252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.010>.

Vasconcelos A.M., Prado F., Gomes F.E.M. 1997. *Iguatu folha SB.24-Y-B: estado do Ceará*. Brasília, DF, CPRM. 1 mapa, color. Escala 1:250.000. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).

Vasconcelos A.M. & Gomes F.E.M. 1998. *Iguatu folha SB.24-Y-B: estado do Ceará*. Brasília, DF, CPRM. Geologia e Metalogênese. 148p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB).

Vasconcelos A.M., Oliveira J.F., Oliveira F.W.C., Frizzo S.J., Paiva I., Ribeiro J.A.P., Gomes F.E.M., Prado F.S. 1998. Iguatu – Folha SB.24-Y-B, Estado do Ceará. Brasília, DF, CPRM/DIEDIG/DEPAT. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.).
Vauchez A., Neves S.P., Caby R., Corsini M., Egydio-Silva M., Arthaud M., Amaro V. 1995. The Borborema Shear Zone System. *Journal of South América Earth Sciences*, **8**(314): 247-266.

Venables J.A. & Harland C.J. 1973. Electron backscattering patterns-a new technique for obtaining crystallographic information in the SEM. *Philosophical Magazine*, **27**: 1193–1200.

Vernon R.H. 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge, Cambridge University Press. 594 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511807206>.

Vervoort J.D. & Blichert-Toft J. 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochim Cosmochim Acta*, **63**: 533–556.

Vervoort J.D. & Kemp A.I.S. 2016. Clarifying the zircon Hf isotope record of crust–mantle evolution. *Chemical Geology*, **425**: 65–75.

Viegas, L.G., Archanjo, C.J. & Vauchez, A. 2013. Fabrics of migmatites and the relationships between partial melting and deformation in high-grade transpressional shear zones: the Espinho Branco anatexite (Borborema Province, NE Brazil). *Journal of Structural Geology*, **48**: 45-56

Viegas L.G.F., Archanjo C.J., Hollanda M.H.B.M., Vauchez A 2014. Microfabrics and zircon U–Pb (SHRIMP) chronology of mylonites from the Patos shear zone (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research*, **243**: 1–17.

Viegas G., Menegon L., Archanjo C. 2016. Brittle grain-size reduction of feldspar, phase mixing and strain localization in granitoids at mid-crustal conditions (Pernambuco shear zone, NE Brazil). *Solid Earth*, **7**: 375-396.

Vieira D.S.C. 2019. *Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Hf-Nd dos ortognaisses e granitoides da região de Granjeiro-Várzea Alegre (CE), Domínio Rio Grande do Norte*. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém, PA, 74 p.

Weinberg R. F., Sial A. N., Mariano G. 2004. Close spatial relationship between plutons and shear zones. *Geology*, **32**(5): 377-380. <https://doi.org/10.1130/G20290.1>

Wenk H.R., Kern H., Schaefer W., Will G. 1984. Comparison of neutron and X-ray diffraction in texture analysis of deformed carbonate rocks. *Journal of Structural Geology* **6**: 687-692.

Wenk H.R., Bunge H.J., Jansen E., Pannetier J. 1986. Preferred orientation of plagioclase-neutron diffraction and U-stage data. *Tectonophysics* **126**: 271-284.

Wenk H.R. & Christie J.M. 1991. Comments on the interpretation of deformation textures in rocks. *Journal of Structural Geology*, **13**:1091–1110.

Wilson C.J.L., Russel-Head D.S., Sim H.M. 2003. The application of an automated FA system to the textural evolution of folded ice layers in shear zones. *Annals of Geology*, **37**: 7-17.

Wilson C.J.L., Russel-Head D.S., Kunze K., Viola G. 2007. The analysis of quartz c-axes fabrics using a modified optical microscope. *Journal of Microscopy*, **227**: 30-41.

Wheeler J., Prior D.J., Jiang Z., Spiess R., Trimby P.W. 2001. The petrological significance of misorientations between grains. *Contrib. Mineral Petrol.*, **141**(1): 109-124.



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

PARECER

Sobre a Reavaliação da Tese de Doutorado de LUÍS KENNEDY ANDRADE DE SOUSA

A banca examinadora da Tese de Doutorado de **LUÍS KENNEDY ANDRADE DE SOUSA** orientando do Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro (UFPA) e coorientando do Prof. Dr. Fabio Henrique Garcia Domingos (UFPA), composta pelos professores doutores Felipe Grandjean da Costa (CPRM), Roberto Vizeu Lima Pinheiro (UFPA), Candido Augusto Veloso Moura (UFPA) e Carlos Marcello Dias Fernandes (UFPA), após apresentação da sua tese intitulada "MICROESTRUTURAL E GEOCRONOLOGIA DOS GRANITOIDES DA REGIÃO DE VÁRZEA ALEGRE: IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO CRUSTAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA", emite o seguinte parecer:

O candidato apresentou a nova versão da tese no prazo estabelecido pelo colegiado do PPGG. O texto do documento apresentou melhorias em vários pontos, atendendo as sugestões dos membros da banca. O volume de dados gerados na tese justifica a divulgação em revistas especializadas, no entanto, é recomendado uma reorganização dos dados microestruturais visando sua publicação. Sugere-se ainda a revisão do *abstract* e resumo do documento final. Dessa forma, o documento apresentado atende às exigências básicas para uma tese de doutorado.

Finalmente, a banca examinadora decidiu por unanimidade aprovar a tese de doutorado.

Belém, 25 de julho de 2024.

Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro (Orientador – UFPA)

Dr. Felipe Grandjean da Costa (Membro – CPRM)

Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro (Membro – UFPA)

Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura (Membro – UFPA)

Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes (Membro – UFPA)



Ministério da Educação
Universidade Federal do Pará
Sistema de Bibliotecas

DECLARAÇÃO DE AUTORIA

Autor(a): Denis Kennedy Andrade de Sousa

Afiliação do(a) autor(a): Universidade Federal do Pará
Instituição de vínculo empregatício do(a) autor(a)

CPF: 006.750.952-55 Matrícula: 201801780003

Telefone: (91) 98036-8657 E-mail: dkennedy_sousa@hotmail.com

Curso/Programa: Doutorado em Geologia e Geoquímica / PPGG

Orientador(a): Dr. Marco Antonio Galurza Toro

Coorientador(a): Dr. Fabio Henrique Garcia Domingos

Título/Subtítulo: Circunferência Estrutural e Geocronologia dos Granitoides da região do Várzea-Alegre: Implicações Para Evolução Crustal da Província Borborena
Data da Defesa: 28/10/2023

Tipo do documento: () TCC () TCCE² () Dissertação () Tese () Artigo Científico () Livro
() Capítulo de livro () Trabalho Apresentado em evento () Outro: _____

Declaro que, para os devidos fins, o presente trabalho é de minha autoria e que estou ciente:

- Dos Artigos 297 a 299 do Código Penal, Decreto-Lei n. 2.848 de 7 de dezembro de 1940;
- Da Lei n. 9.610, de 19 de fevereiro de 1998, que dispõe sobre os Direitos Autorais;
- Do Regimento Interno da Universidade Federal do Pará;
- Da lei 12.527 de novembro de 2011, que trata da Lei de Acesso à Informação;
- Da utilização da licença pública internacional *Creative Commons 4.0*;
- Que plágio consiste na reprodução de obra alheia e submissão da mesma como trabalho próprio ou na inclusão, em trabalho próprio, de idéias, textos, tabelas ou ilustrações transcritos de obras de terceiros sem a devida e correta citação referencial.

Belém-PA, 28 de maio de 2023

Local e Data

Denis Kennedy Andrade de Sousa
Assinatura do(a) autor(a)



Ministério da Educação
Universidade Federal do Pará
Sistema de Bibliotecas

TERMO DE AUTORIZAÇÃO E DECLARAÇÃO DE DISTRIBUIÇÃO NÃO EXCLUSIVA PARA PUBLICAÇÃO DIGITAL NO PORTAL INSTITUCIONAL DE ACESSO ABERTO DA UFPA

1. Tipo de documento: () TCC³ () TCCE⁴ () Dissertação (X) Tese () Artigo Científico () Livro
() Capítulo de Livro () Trabalho Apresentado em evento () Outro: _____

2. Informações sobre a obra:

Autor(a): Leis Kennedy Andrade de Sousa

RG: 5392800 CPF: 006.750.952-55 E-mail: leiskennedy_sousa@hotmail.com

Telefone: (91) 98036-8657 Programa: Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica

Orientador(a): Marcos Antônio Galarza Toró Coorientador(a): Fábio Henrique Garcia Domingos

Título do documento: Circunção Estrutural, Geocronologia dos Granitoides da região de Várzea Alegre: Implicações para a Evolução Crustal de Província Borborena

Data da defesa: 28/10/2023 Área do Conhecimento (tabela do CNPq): _____

Área de Concentração (Se Tese ou Dissertação): Geoquímica e Petrologia

Linha de Pesquisa (Se Tese ou Dissertação): Geocronologia e Geologia Isotópica

Agência de Fomento (se houver): CAPES

3. Informação de disponibilização do documento:

Restrição para publicação: () Total* () Parcial* (X) Sem restrição

Justificativa de restrição total: _____

Em caso de restrição parcial, especifique os capítulos restritos: _____

A partir de qual data esse documento poderá ser disponibilizado: 28/10/2023

4. Permissões⁵

Permite o uso comercial da obra? () Sim (X) Não

Permitir modificações na obra? () Sim (X) Não

O documento está sujeito a patentes? () Sim (X) Não

5. T&D defendidas fora da instituição

É Tese ou Dissertação defendida fora da UFPA? () Sim (X) Não

Belém-PA, 28 de Maio de 2023

Local e Data

Leis Kennedy A. de Sousa

Assinatura do(a) autor(a)

³ Trabalho de Conclusão de Curso em Graduação

⁴ Trabalho de Conclusão de Curso em Especialização

⁵ Creative Commons Internacional

* Não será disponibilizado, somente após a data informada neste termo, se houver