

Identificação e caracterização de zonas de cisalhamento no noroeste do Domínio Bacajá, Cráton Amazônico

Identification and characterization of shear zones in northwestern of the Bacajá Domain, Amazonian Craton

Antonio Alessandro de Jesus Braga¹, Felipe Holanda dos Santos¹, Marllon Dias Dorabiato¹, Eliana Marinho Branches Farias¹, Erica da Solidade Cabral¹, Cleveland Gustavo Canto Silva¹

¹ Universidade Federal do Oeste do Pará, Instituto de Engenharia e Geociências, Rua Vera Paz, s/n (Unidade Tapajós) Bairro Salé, CEP 68035-110, Santarém, PA, BR. (antonio.braga@ufopa.edu.br; felipe.santos@ufopa.edu.br; marllon.dorabiato@gmail.com; embfarias@gmail.com; erica.cabral@ufopa.edu.br; clevelandgustavo@outlook.com)

Recebido em 29 de abril de 2022; aceito em 04 de julho de 2024.

RESUMO

A área de pesquisa encontra-se na porção noroeste do Domínio Bacajá, sudeste do Cráton Amazônico. A região consiste em rochas com idades que variam do Mesorqueano ao Paleoproterozoico, originadas em arcos continentais e oceânicos, posteriormente, amalgamados e retrabalhados pela colisão com o bloco Carajás. Nesse contexto, importantes zonas de cisalhamento orientadas na direção WNW foram desenvolvidas. Essas estruturas foram delimitadas a partir de imagens de radar e aerogeofísicas, com a delimitação e interpretação dos lineamentos traçados, os quais, apresentam padrão sigmoidal tendendo a cinemática transcorrente sinistral. As rochas estudadas são monzogranitos protomiloníticos da Unidade Granito Canaã, e gnaisses migmatíticos das unidades Ortognaisse Uruará e Paragnaisse Ipiacava. A foliação está orientada para NW a WNW com mergulho moderado a alto, as lineações minerais apresentam caimento em torno de 45° para NW. Essa relação pode indicar movimentação oblíqua ao longo das zonas de cisalhamento. Entende-se que, estas zonas são responsáveis por conduzir a colocação de unidades no domínio, bem como, gerar importantes deformações refletidas na forma de rochas cataclásticas, e em maior proporção, miloníticas. Em microescala é possível observar estruturas como extinção ondulante e subgrãos em cristais de quartzo, no início da deformação plástica, passando, posteriormente, para recristalização dinâmica com microestruturas BLG (*Bulging Recrystallisation*) → SGR (*Subgrain Rotation Recrystallisation*) → GBM (*Grain Boundary Migration Recrystallisation*). Comumente, na foliação milonítica são observados pórfiroclastos do tipo sigma com cinemática tanto sinistral como dextral, embora, a cinemática sinistral se mostre mais recorrente.

Palavras-chave: Microestruturas; Milonitos; Deformação; Aerogeofísica.

ABSTRACT

The research area is situated in the northwestern portion of the Bacajá Domain, southeast of the Amazon Craton. The region comprises rocks with ages ranging from Mesorchean to Paleoproterozoic, originating from continental and oceanic arcs, later amalgamated and reworked by collision with the Carajás block. In this context, important shear zones oriented in the WNW direction have developed. These structures have been delineated from radar and aerogeophysical images, with the delineation and interpretation of the traced lineaments presenting a sigmoidal pattern tending towards sinistral transcurrent kinematics. The rocks studied are protomylonitic monzogranites from the Canaã Granite Unit, and migmatitic gneisses from the Ortognaisse Uruará and Paragneisse Ipiacava units. The foliation is oriented NW to WNW with moderate to high dip, and the mineral lineations show a slope of around 45° to the NW. This relationship may indicate oblique movement along the shear zones. It is understood that these zones are responsible for guiding the placement of units in the

domain, as well as generating significant deformations reflected in the form of cataclastic rocks, and to a greater extent, mylonitic rocks. On a microscale, it is possible to observe structures such as wave extinction and subgrains in quartz crystals, marking the beginning of plastic deformation, later transitioning to dynamic recrystallization with microstructures BLG (*Bulging Recrystallisation*) → SGR (*Subgrain Rotation Recrystallisation*) → GBM (*Grain Boundary Migration Recrystallisation*). Sigma-type porphyroclasts with both sinistral and dextral kinematics are commonly observed in the mylonitic foliation, although sinistral kinematics are more recurrent.

Keywords: Microstructures; Mylonites; Deformation; Aerogeophysics.

INTRODUÇÃO

A identificação de zonas de cisalhamento presentes em terrenos metamórficos de alto-grau pode fornecer indícios dos processos tectônicos que operaram no interior da crosta terrestre (Sibson, 1977; Ramsay, 1980; Fossen e Cavalcante, 2017). No geral, terrenos de alto grau metamórfico constituem partes expressivas de áreas exumadas em cinturões orogênicos, terrenos arqueanos e proterozoicos. Representam, em sua maioria, porções da crosta continental inferior exumadas por meio de processos tectônicos (Passchier, 1993). Por exemplo, a colisão cenozoica Índia-Eurásia permitiu, por meio de zonas deformacionais horizontalizadas (*detachments*) a acomodação e exumação tectônica de rochas metamórficas de alto-grau, assim como plútons graníticos pré-cambrianos (Xu et al., 2015). Nesse sentido, um dos meios mais razoáveis de expor rochas de alto grau é através de tectônica ao longo de falhas e zonas de cisalhamento. Terrenos de alto-grau são geralmente constituídos por gnaisses, granulitos, migmatitos e núcleos graníticos. O estudo destas áreas tem despertado o interesse de petrólogos, não somente pelo potencial metalogenético, mas, por corresponder a uma importante fonte de informação dos processos de gênese crustal (Passchier, 1993), pois fornecem meios para acessar a crosta continental média e inferior.

As zonas de cisalhamento apresentam deformação maior em seu centro, com diminuição progressiva em direção às bordas. Além disso, são marcadas pela presença de rochas com fábrica miloníticas, nas porções mais profundas da crosta, com estruturas provenientes de cisalhamento simples (Sibson, 1977; Fossen e Cavalcante, 2017). Nesse sentido, uma vez que separam segmentos tabulares mais deformados, de regiões menos deformadas, as zonas de cisalhamento marcam heterogeneidades reológicas crustais. Tais heterogeneidades possuem distintos significados geotectônicos, desde o total consumo de um oceano até a deformação intracontinental, gerada por mecanismos de *far-field-stress*. Deste modo, as zonas de cisalhamento são importantes para a compreensão da evolução e modelagem termo-mecânica de uma determinada área.

A natureza de zonas de cisalhamento em rochas pré-cambrianas da Plataforma Sul-Americana tem sido amplamente

discutida, sobretudo para revelar a história deformacional de sistemas orogênicos neoproterozoicos (Vauchez et al., 2007; Ganade de Araujo et al., 2013). Por outro lado, a investigação de tais feições em terrenos cratônicos brasileiros tem sido, muitas vezes, restrita a pesquisas de cunho metalogenético. Uma das explicações para a escassez de zonas de cisalhamento em grande escala em crátons, deve-se ao fato de que uma parte dessas regiões resistiram a deformação e metamorfismo posteriores a sua estabilização (Kamber, 2015; Hawkesworth et al., 2017). Em contrapartida, com o avanço do mapeamento geológico-geofísico e dados geocronológicos disponíveis, foram identificadas extensas áreas sujeitas a metamorfismo e deformação paleoproterozoicas. Assim, destaca-se o Domínio Bacajá, no Cráton Amazônico, como um exemplo de um expressivo orógeno paleoproterozoico com rochas arqueanas retrabalhadas, cujas pesquisas recentes (Perico et al., 2017; Vieira da Silva et al., 2022; Magalhães et al., 2023; Barros et al., 2023) tem investigado a origem de sua estruturação tectônica e metamorfismo.

O Domínio Bacajá (Figura 1) está situado na porção oriental do Cratón Amazônico, ao sul da província geocronológica Maroni-Itacaiúnas (Tassinari e Macambira, 2004) ou província Transamazonas (Santos et al., 2008). Encontra-se limitado pelas rochas da faixa Araguaia a Leste, pela Bacia do Amazonas ao Norte e pela província Amazônia Central a Oeste. De forma geral, é composto por rochas que variam do Mesorqueno ao Paleoproterozoico (Vasquez et al., 2019). Assim como em outras porções da América do Sul, a crosta arqueana foi intensamente retrabalhada durante o Ciclo Transamazônico, muito embora, também tenha ocorrido acreção juvenil (Cordani e Sato, 1999; Tassinari e Macambira, 1999; Vasquez et al., 2008; Macambira et al., 2009). A evolução tectônica do domínio envolve a formação de arcos continentais e oceânicos amalgamados ao longo de uma colisão com o bloco arqueano de Carajás a Sul, no final da orogênese transamazônica (Macambira et al., 2009; Tavares et al., 2018). Ao final desta orogenia, próximo a 2070 e 1975 Ma várias zonas de cisalhamento WNW se desenvolveram concomitantemente à colocação de plútons graníticos (Perico et al., 2017). Portanto, a extensão

dessas feições estruturais ao longo do domínio, unidades geológicas afetadas e os domínios crustais nos quais essas zonas se desenvolveram, são características que podem auxiliar no entendimento da evolução geotectônica do Domínio Bacajá.

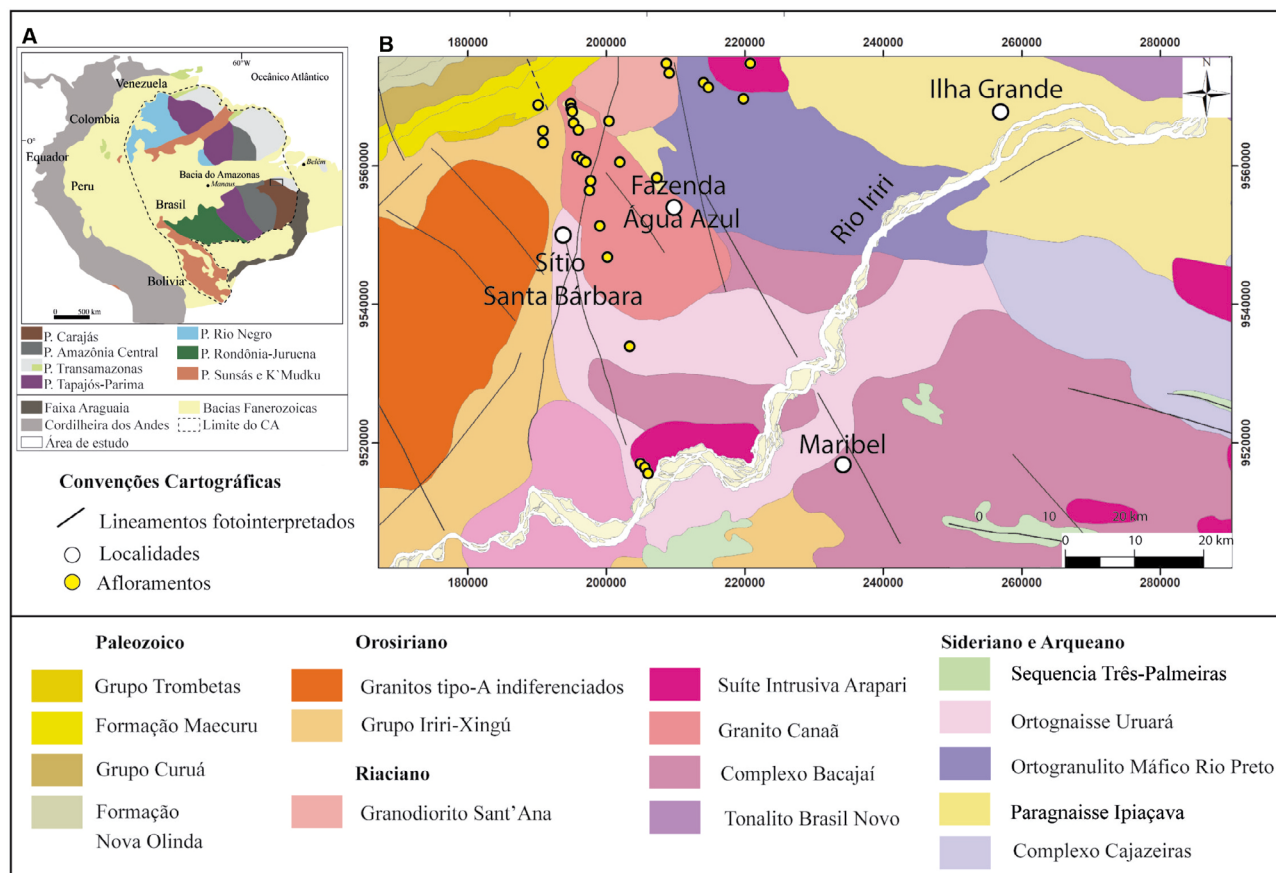
O estudo de microestruturas tem assumido papel importante como método para auxiliar na proposição de evolução tectônica em terrenos polideformados. Nesse sentido, algumas publicações podem ser destacadas, Blenkinsop (2000), Vernon (2004) e Passchier e Trouw (2005). Entender a formação de microestruturas contribui para a reconstrução dos eventos deformacionais e metamórficos, pois, a partir disso, é possível inferir a sequência de fases deformacionais associadas às fases de geração de minerais metamórficos e com isso ter maior precisão ao estimar condições de P-T-t de formação de assembleias em equilíbrio (Passchier e Trouw, 2005).

Diante do exposto, o presente trabalho teve por objetivo caracterizar zonas de cisalhamento na porção noroeste do Domínio Bacajá e suas implicações para a evolução tectono-estrutural. Para tanto, foi realizado o levantamento de dados de sensores remotos, levantamento de campo e petrografia. É importante destacar que os pontos de coleta em afloramentos foram concentrados, basicamente, na porção

noroeste da área. O mapa base usado neste trabalho corresponde ao mapeamento realizado pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB) na escala de 1:1.000.000.

CONTEXTO GEOLÓGICO

O Cratón Amazônico representa uma das mais importantes unidades tectônicas do mundo com cerca de 4.500.000 km² dentro da Plataforma Sul-Americana (Vasquez e Rosa-Costa, 2008). Constitui uma placa litosférica continental composta por rochas que vão do Arqueano ao Mesoproterozoico, envolvendo acreção juvenil e retrabalhamento crustal, estabilizada tectonicamente em torno de 1,0 Ga (Brito Neves e Cordani, 1991; Santos et al., 2008; Macambira et al., 2009; Hassui et al., 2012). O núcleo Arqueano foi acrescido de massas crustais ao longo do tempo geológico em consequência da movimentação dos continentes. Alguns trabalhos foram propostos para compartimentar o cratón, atualmente, os mais destacados são de Santos (2003) e Tassinari e Macambira (2004). A proposta de Santos (2003) divide o cratón em sete províncias tectônicas, as quais são subdivididas em Domínios tectônicos: Carajás (3,5 – 2,5 Ga); Transamazonas (2,22 – 1,99 Ga); Tapajós-Parima (2,03 – 1,86 Ga); Amazônia Central (1,90 – 1,86 Ga);



Escala do mapa 1:1.000.000.

Figura 1. (A) Localização da área de trabalho inserida no extremo noroeste do Domínio Bacajá. (B) Unidades litoestratigráficas de acordo com Vasquez e Rosa-Costa (2008).

Rodônia-Juruena (1,85 – 1,54 Ga); Rio Negro (1,82 – 1,52 Ga); e Sunsás (1,45 – 1,0 Ga). Enquanto a segunda compartimenta o cráton em seis províncias geocronológicas orientadas, de forma geral, para NW: Maroni-Itacaiunas (2,2 – 1,9 Ga); Amazônia Central (>2,5 Ga); Ventuari-Tapajós (2,0 – 1,81 Ga); Rio Negro-Juruena (1,78 – 1,55 Ga); Rondoniana-San Ignácio (1,56 – 1,30 Ga); e Sunsás (1,20 – 0,95 Ga).

Inúmeros trabalhos de pesquisa têm sido realizados no sentido de entender a evolução geológica do Cráton Amazônico. O núcleo de Carajás apresenta evidências de Tectônica de Placas atuando desde o Mesoarqueano (Tavares et al., 2018; Marangoanha et al., 2019; Silva et al., 2022), em contraponto, Costa et al. (2020a), sugere que a região teria partido de tectônica vertical e transicionado para subducção de baixo ângulo no Neoarqueano. Durante o Paleoproterozoico os processos de acreção e formação de arcos, colisão e rifteamento dominam a evolução das províncias (Tavares et al., 2018; Quadros et al., 2021; Almeida et al., 2022, 2024; Motta et al., 2022). Novos dados geofísicos têm sido usados para melhor delimitar as províncias geocronológicas. Costa et al. (2020b) demonstram que as heterogeneidades no manto litosférico subcontinental abaixo do Cráton Amazônico suportam a presença de domínios menores. Correa et al. (2022) sugerem que os limites entre os domínios Carajás e Bacajá devem ser revistos, bem como, entre Tapajós e Iriri Xingú. Almeida et al. (2021) mostraram, através de gravimetria, uma conexão N-S sob as bacias do Amazonas, Solimões e Acre entre o Escudo das Guianas e Brasil Central.

Dentro do contexto de domínios, o Bacajá faz parte da Província Transamazonas (Santos, 2003; Vasquez et al., 2008) e compreende unidades litoestratigráficas que variam do Mesoarqueano até o Orosiriano. Na área dessa pesquisa as rochas arqueanas e siderianas são representadas pelo complexo cajazeiras (3,0 Ga), Ortogranulito Máfico Rio Preto (2,62 Ga), Ortognaisse Uruará (2,50 Ga), Paragnaisse Ipiçava com fontes detríticas arqueanas (3,14 – 2,56 Ga) e Sequência Três Palmeiras (2,35 Ga).

Entre 2,2 e 1,95 Ga (Ciclo Transamazônico) as associações mais antigas foram intensamente retrabalhadas, enquanto, ocorria formação de crosta juvenil (Santos et al., 2008). As unidades que ocorrem na área desta pesquisa, relacionadas a esse período, foram agrupadas por Vasquez e Rosa Costa (2008) em suítes plutônicas: pré-colisional, representada pelo Tonalito Brasil Novo (2,21 – 2,18 Ga); sin a tardicolisional, que engloba o Complexo Bacajá (2,11 – 2,09 Ga) e o Granito Canaã (2,1 Ga); tardi a pós-colisional, com a Suíte Intrusiva Arapari (2,07 Ga); e pós-colisional, representada pelo Granodiorito Sant'Ana (1,98 Ga). Vieira da Silva et al. (2022) dataram amostras do Granodiorito Sant'Ana e obtiveram idade 2,12 Ga, sugerindo formação em arco continental na fase sin a tardicolisional. O magmatismo colisional atesta o processo de convergência, partindo da formação de arco magmático continental com acreção de material juvenil e fusão da crosta arqueana intrudindo

rochas tonalíticas a graníticas até o clímax da colisão, com fusão da própria crosta juvenil e deslocamentos ao longo de zonas de cisalhamento (Barros et al., 2007; Vasquez et al., 2008; Macambira et al., 2009; Besser e Barros, 2016). Ao final do Ciclo Transamazônico, de acordo com Vasquez et al. (2008), pode ter ocorrido fusão parcial no Ortognaisse Uruará e formado porções migmatíticas.

A estruturação do Domínio Bacajá está ligada principalmente aos esforços compressivos desenvolvidos durante o ciclo Transamazônico e colisão com o bloco Carajás, a sul. Entretanto, Barros et al. (2023), propuseram, além da subducção sob Carajás, uma segunda subducção a norte e a atuação de zonas *strike slip* no final do Riáciano. Desta forma, tem-se um sistema de cavalgamento com a presença de zonas de transcorrência lateral, provavelmente relacionada a convergência oblíqua (Hassui et al., 2012). No entanto, a ausência de estruturas características dessa interação, seja por estarem sob a bacia sedimentar do Amazonas ou por ter sido erodido, dificulta o entendimento do ambiente tectônico. As extensas zonas de cisalhamento orientadas segundo as direções WNW-ESE e NW-SE não apenas reorientam unidades previamente formadas, como permitem a colocação de corpos sintectônicos com foliação concordante com tal direção e mergulhos subverticais (Barros et al., 2007; Perico et al., 2017).

Os processos descritos levaram a amalgamação de massas continentais que compuseram o supercontinente Columbia (Hassui et al., 2012). Por fim, já no Mesozoico teria ocorrido a intrusão de grandes enxames de diques máficos orientados nas direções NE-SW e N-S relacionados à reativação da Bacia do Amazonas durante a quebra do supercontinente Pangea (Wanderley Filho et al., 2005; Cunha et al., 2007).

Na porção oeste da área de estudo ocorrem exposições de unidades pertencentes ao Domínio Iriri-Xingu, o qual está inserido na província Amazônia Central (Santos, 2003; Santos et al., 2008). Representa uma região de rochas sedimentares de rifte continental, além de corpos vulcano-plutônicos de ambiente distensivo pós Transamazônico, dados do Orosiriano (Vasquez e Rosa-Costa, 2008; Hassui et al., 2012; Vasquez et al., 2019). O magmatismo félsico desse domínio pode ser relacionado ao principal evento magmático do cráton Amazônico de 1,88 Ga, responsável pela origem da LIP (*large igneous province*) Uatumã, no Domínio Tapajós (Kunifoshita et al., 2021). Vasquez et al., 2019 dataram o leucossoma de um ortognaisse migmatítico cristalizado em 1979 ± 8 Ma, na região central do Iriri-Xingu, representando as primeiras evidências de metamorfismo de alto grau nesse período no escudo Brasil Central. Brito Neves et al. (1995) associaram a evolução deste domínio à tectogênese ocorrida após a formação de supercontinentes no fim do Paleoproterozoico.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para este trabalho, utilizou-se imagens de sensores remotos, bem como dados geológicos coletados durante a etapa de campo. Modelos Digitais de Terreno (MDT), corres-

pondentes à missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), e imagens LANDSAT 8, foram adquiridos no site do Serviço Geológico Americano (USGS; <https://earthexplorer.usgs.gov/>). Além disso, dados geofísicos provenientes de levantamento aeromagnetométrico, adquiridos por meio do Serviço Geológico Brasileiro (SGB/CPRM; <https://geosgb.cprm.gov.br/>), também foram utilizados. A visualização dos dados obedeceu a escala 1:250.000.

Os lineamentos estruturais foram extraídos manualmente tanto nas imagens altimétricas (SRTM) quanto magnéticas. Na primeira, foram utilizadas as visadas com azimutes em 45°, 90°, 180° e 315°. Posteriormente, foi feita a fusão do MDT com as imagens magnetométricas, a fim de observar padrões adicionais de lineamentos e/ou confirmar os previamente identificados por meio das imagens SRTM.

O levantamento magnetométrico baseia-se na investigação geológica a partir das anomalias magnéticas proveniente das propriedades físicas das rochas em subsuperfície, e pode ser aplicado desde pequena escala até escalas maiores, para identificação de estruturas geológicas regionais (Kearey et al., 2002), a exemplo de zonas de cisalhamento. O levantamento aerogeofísico das imagens adquiridas, para este estudo, seguiu um espaçamento de linhas de voo de 500 m e linhas de controle com direção N-S e E-W com espaçamento de 10 km. O projeto aerogeofísico em questão corresponde ao mapeamento da folha Rio Bacajá. Desta forma, foram examinadas imagens do Campo Magnético Anômalo (CMA), Amplitude do Sinal Analítico (ASA) e Primeira Derivada Vertical (DZ). Na etapa de campo, a coleta de amostras integrada à análise descritiva de estruturas (p. ex. fraturas, falhas, dobras e foliações) e o reconhecimento de rochas, proporcionou a classificação dos litotipos, sua descrição microestrutural, por meio de petrografia ótica convencional, e medições de atitude de planos e linhas. As medidas estruturais foram tratadas com o auxílio do *software* Openstereo, onde foram confeccionados diagramas de rosetas e estereogramas. Os mapas foram confeccionados no *software* QGIS® 3.10.2.

RESULTADOS

Lineamentos

A partir da análise e extração de feições lineares sobre as imagens altimétricas e magnéticas foram gerados mapas em escala regional (Figuras 2 e 3), a fim de evidenciar a deformação regional e identificar zonas de transcorrência lateral. Para cada grupo de lineamentos é apresentado o diagrama de rosetas correspondente. Observa-se densidade relativamente baixa de lineamentos sobre as imagens LANDSAT 8 e SRTM (Figuras 2A – 2D), onde a maior parte do terreno não apresenta grandes cristas de morros.

Foram extraídos 832 lineamentos sobre a imagem LANDSAT 8, os quais seguem preferencialmente para NW-SE, na porção oeste, onde é possível observar maior densidade. No restante da área a orientação segue na dire-

ção WNW-ESE (Figura 2E). Na imagem SRTM foram extraídos 1389 lineamentos, os quais evidenciam novamente a relação de direção principal para NW-SE na porção ocidental da área, contrastando com WNW-ESE na parte central e oriental, a exemplo da análise anterior (Figura 2F). Os lineamentos mais extensos, compreendem feições geológicas como serras e escarpas de maiores altitudes. Por sua vez, aqueles orientados para NE-SW, direção secundária, são traços menores e por vezes truncam os lineamentos principais. Aqueles orientados para E-W e N-S, ocorrem em pequena quantidade e são mais curtos e retilíneos.

No mapa da Primeira Derivada Vertical (DZ) (Figuras 3A e 3C), o realce das características visuais como contraste e sombreamento auxiliaram no reconhecimento de mudanças laterais abruptas, as quais se refletiram em grandes lineamentos magnéticos. A sudeste do mapa nota-se traços na direção NW-SE destacados pelas anomalias, ligeiramente acima na porção centro-leste, é possível notar que essa direção tem inflexão para WNW-ESE e E-W. Já a nordeste, muito embora, as linhas NW-SE sejam evidentes, traços NE-SW aparecem bem marcados. A oeste, o *trend* principal é diferente e, desta forma, é possível observar lineamentos mais extensos orientados principalmente para N-S e NE-SW. O diagrama de rosetas mostra um padrão de orientação para WNW-ESE (Figura 3E).

Os lineamentos identificados no mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) (Figuras 3B e 3D) seguem padrão similar ao mapa da DZ. Ainda que os traços ENE-WSW estejam mais ressaltados, a direção predominante segue para WNW-ESE (Figura 3F). Destaca-se que as anomalias à centro-leste e sudeste assumem uma configuração anastomosada na forma de um sigmoide NW-SE nos dois mapas.

Levantamento de campo

Os afloramentos mapeados são compostos por monzogranitos protomiloníticos a milonitos da unidade Granito Canaã, ortognaisses e paragnaisses tonalíticos a granodioríticos das unidades Uruará e Ipiacava, respectivamente, com porções migmatíticas. Em menor proporção, foram descritos pontos de Formações Ferríferas Bandadas (BIF) correspondentes à Sequência Três Palmeiras.

As estruturas descritas mostram cinemática indicativa de movimentação transcorrente sinistral, muito embora, algumas estruturas também apresentem cinemática dextral. É comum a presença de dobras, foliação S-C, lineação de estiramento mineral, porfiroclastos rotacionados e por vezes fraturados. As estruturas primárias mapeadas correspondem a bandamento magmático em alguns litotipos, além de acamamento sedimentar reliquiar em rochas metassedimentares químicas (BIF). Esse acamamento (S_0) está orientado, geralmente, para 85/195 (WNW-ESE). A orientação geral das foliações segue, principalmente, o *trend* NW-SE a WNW-ESE (Figura 4A) com mergulho moderado a alto, ao passo que as lineações minerais apresentam caimento para NW com ângulo de

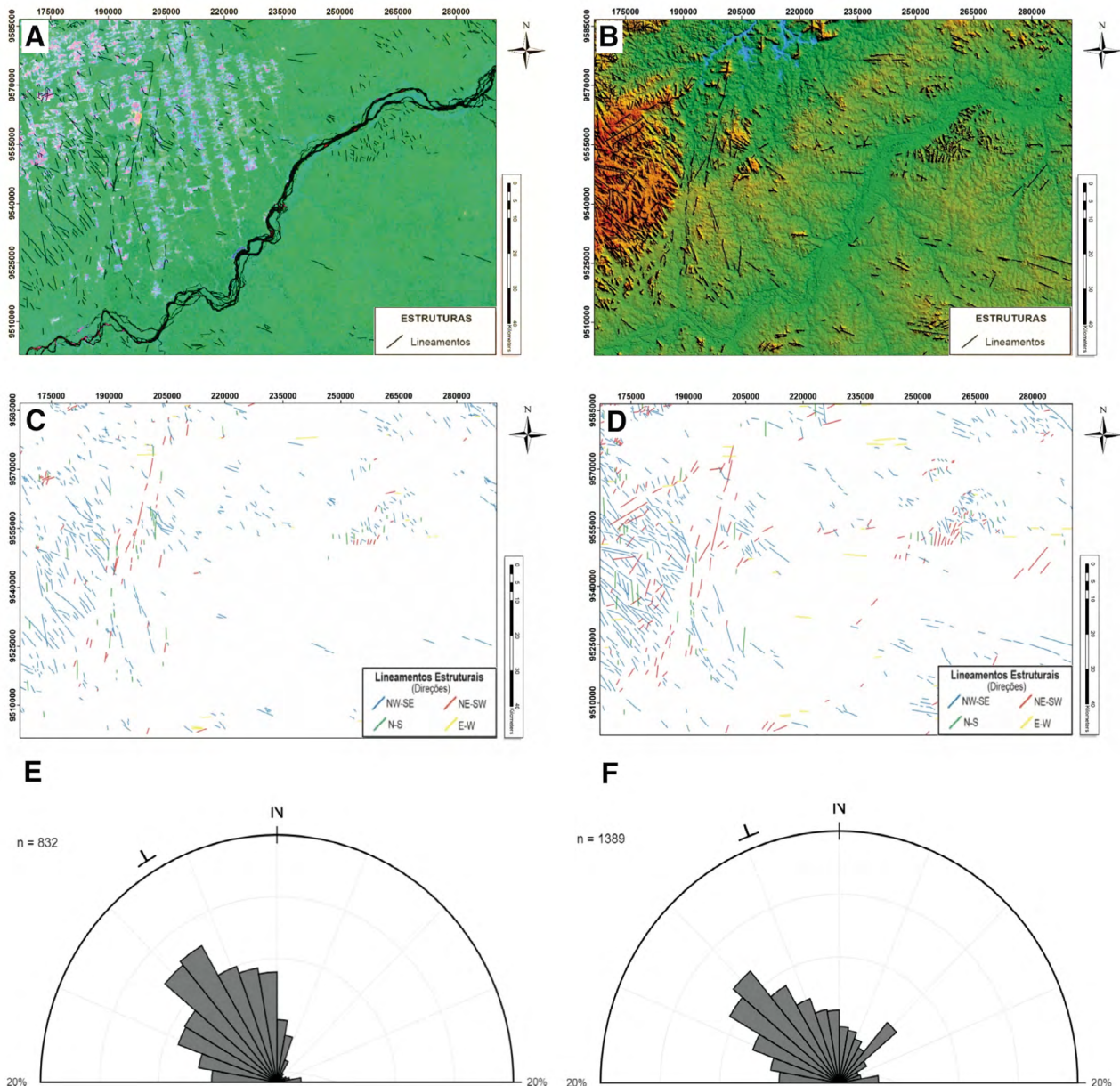


Figura 2. Imagens (A) LANDSAT e (B) SRTM. Lineamentos extraídos da imagem (C) LANDSAT e (D) SRTM. Diagramas de rosetas dos lineamentos extraídos nas imagens (E) LANDSAT e (F) SRTM.

mergulho baixo a moderado (Figura 4B).

As rochas da unidade Canaã apresentam foliação tectônica formada pela orientação de feldspatos potássicos, quartzo, plagioclásio e biotita (Figura 5A), em algumas porções a foliação não é evidente, embora, ainda seja possível observar orientação preferencial. São rochas holocristalinas com granulação variável entre média a grossa com cristas inequigranulares. Porfiroclastos de K-feldspato rotacionados ocorrem nos protomilonitos em meio a matriz escura com textura fina (Figura 5B). Monzogranitos com porfiroclastos de K-feldspato podem apresentar faixas de granulação grossa como protomilonitos, com passagem para granulação mais fina com maior quantidade de porfiroclastos representando milonitos (Figura 5C). Veios aplí-

ticos foram observados concordantes com a foliação milonítica, assim como porfiroclastos alongados do tipo sigma e delta (Figura 5D).

Em alguns afloramentos de ortognaisses e paragneisses, feições indicativas de migmatização, tais como leitos quartzo-feldspáticos contínuos a levemente anastomosados (leucossoma) intercalados com bandas máficas, encontram-se recrystalizadas. O paleossomas apresentam granulação fina, coloração mais escura e é composto por minerais ferromagnesianos, como biotita. Nos metatextitos (Figuras 6A e 6B), observa-se tanto pequenos *patches* de fundido, *in situ*, de granulação média e com contatos difusos, assim como porções mais contínuas de veios leucocráticos grossos. Os leucossomas, em sua maioria,

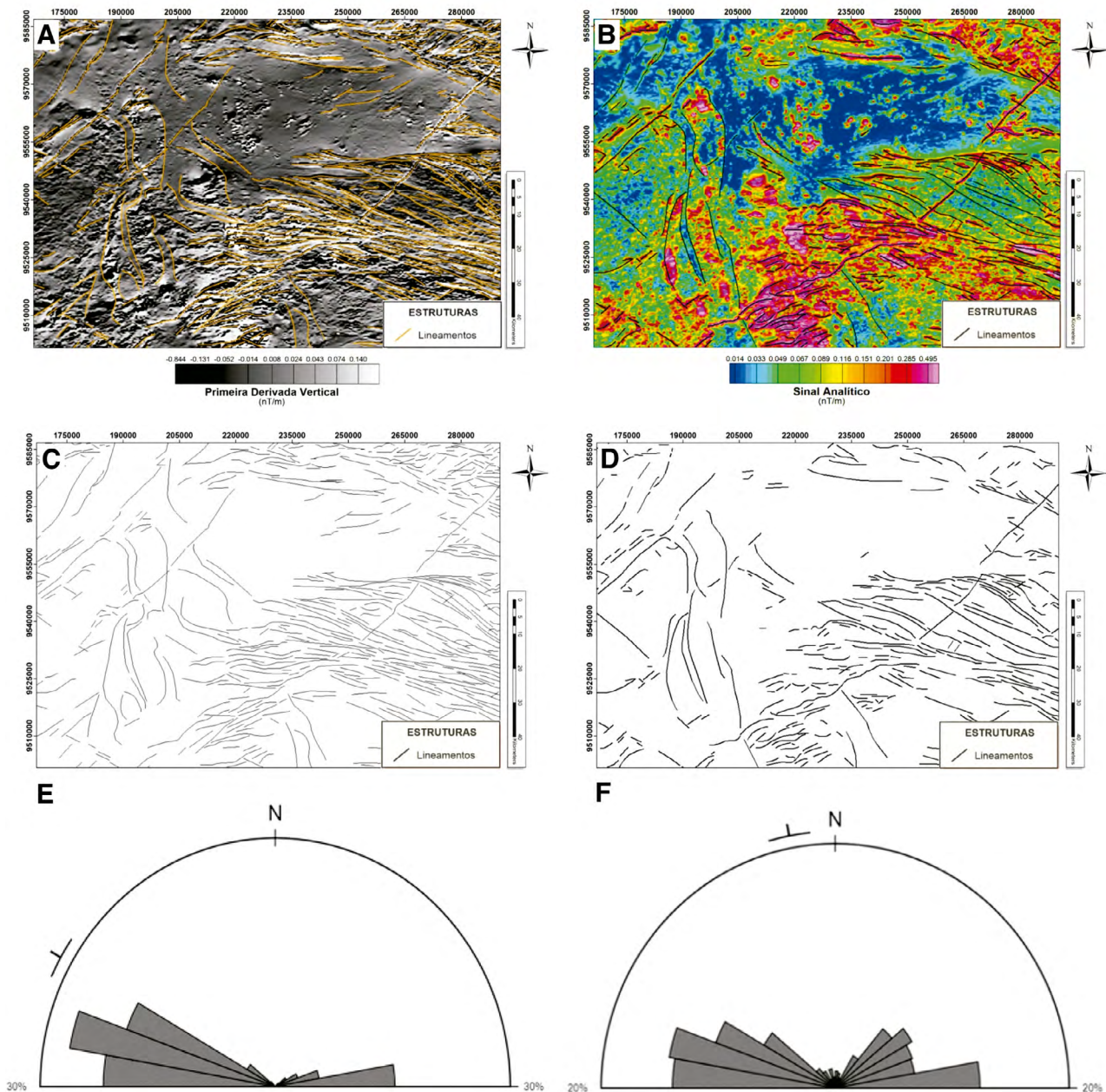


Figura 3. Identificação de lineamentos aeromagnéticos e suas principais direções: (A) Imagem da Primeira Derivada Vertical (DZ) e (B) Amplitude do Sinal Analítico (ASA), as duas imagens foram usadas para destacar os lineamentos aeromagnéticos apresentados em (C e D), respectivamente. (E e F) Diagramas de rosetas com a orientação preferencial dos lineamentos traçados para DZ e ASA.

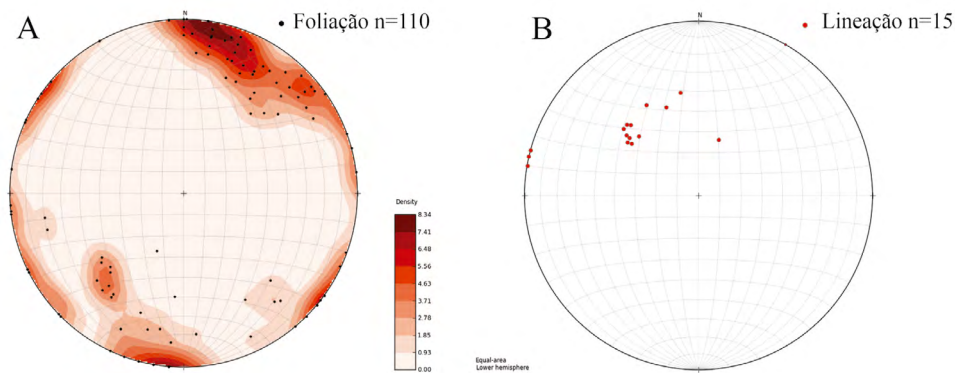


Figura 4. (A) Estereograma para medidas de foliação; (B) Medidas de lineação mineral.

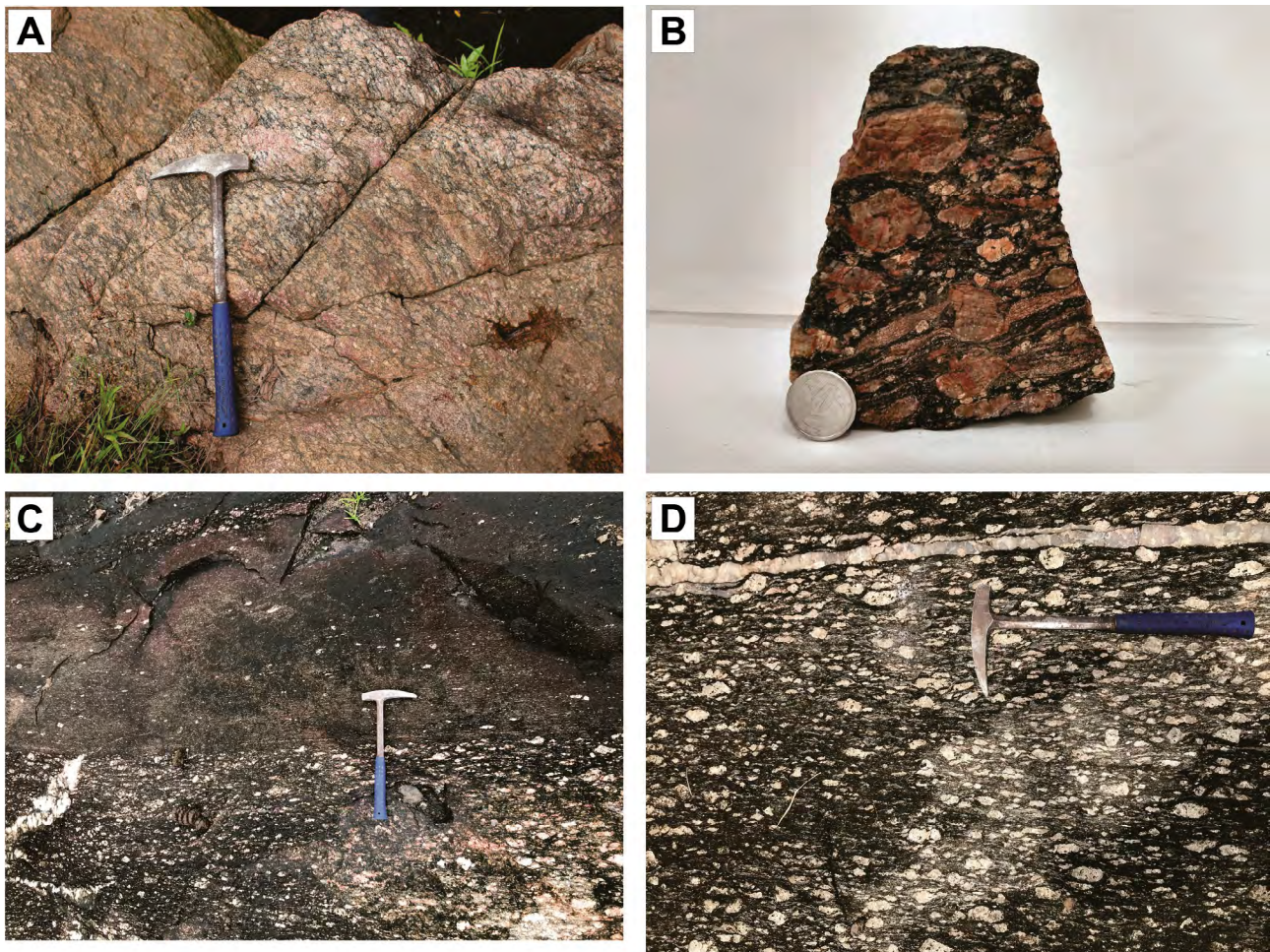


Figura 5. Aspectos macroscópicos das rochas da unidade Granito Canaã. (A) Foliação tectônica; (B) Amostra de mão de protomilonito com pórfiros em meio a matriz fina composta de minerais máficos; (C) Passagem de milonito (topo) para protomilonito (base); (D) Injeção aplítica em protomilonito.

formam redes interconectadas com contatos irregulares ao melanossoma e paleossoma. Migmatitos com mais alta taxa de fusão (diatexitos), exibem estruturas do tipo *schlieren* e nebulíticas (Figuras 6C e 6D).

Nesta escala de observação, a recrystalização superpraticada é evidenciada pela forte orientação dos cristais equigranulares das bandas félsicas, cuja granulação varia de fina a média. Além disso, também ocorre a rotação de porfiroclastos, em meio a matriz fina, de acordo com o sentido de movimentação durante a deformação (Figuras 6E e 6F). Sob essas circunstâncias os cristais são reorientados paralelos a subparalelos à foliação regional, os quais atestam cinemática sinistral (Figura 6F). Nas figuras 6C e 6D, a foliação atesta sentido de movimentação dextral e sinistral, respectivamente. A foliação S segue na direção NW-SE, enquanto, o plano de cisalhamento C, segue a direção WNW-ESE, considerando a movimentação principal sinistral. A trama milonítica é marcada pelos pares S-C, com os pórfiros desenvolvendo-se na forma de lineação mineral por estiramento e contidos nos planos da foliação S, enquanto, a matriz máfica representa o plano C.

As estruturas dobradas encontradas nesses litotipos

são importantes feições que contribuem na definição da cinemática do terreno. No entanto, as dobras ocorrem de formas variadas, dificultando estabelecer um padrão. É comum observar veios de quartzo dobrados na forma ptigmática (Figura 7A), mas também podem estar presentes no próprio plano da foliação, na forma de dobras fechadas (Figura 7B). A trama linear nos tectonitos L representam o estiramento de minerais durante a deformação, com caimento médio para NW (Figura 7C). Ademais, foram mapeados enclaves alongados no sentido da foliação (Figura 7D).

Microestruturas

Em lâmina de monzogranitos protomiloníticos, observa-se K-feldspato, quartzo, plagioclásio e biotita como minerais principais, como acessório pode se destacar epidoto e clorita. A textura é porfirítica com cristais inequigranulares que podem variar de anédricos a subédricos. O arranjo dos cristais demonstra orientação preferencial marcados, principalmente, por biotitas e quartzo recrystalizado contornando os fenocristais de k-feldspato. Estes, estão orientados definindo uma lineação de estiramento mineral, por vezes,

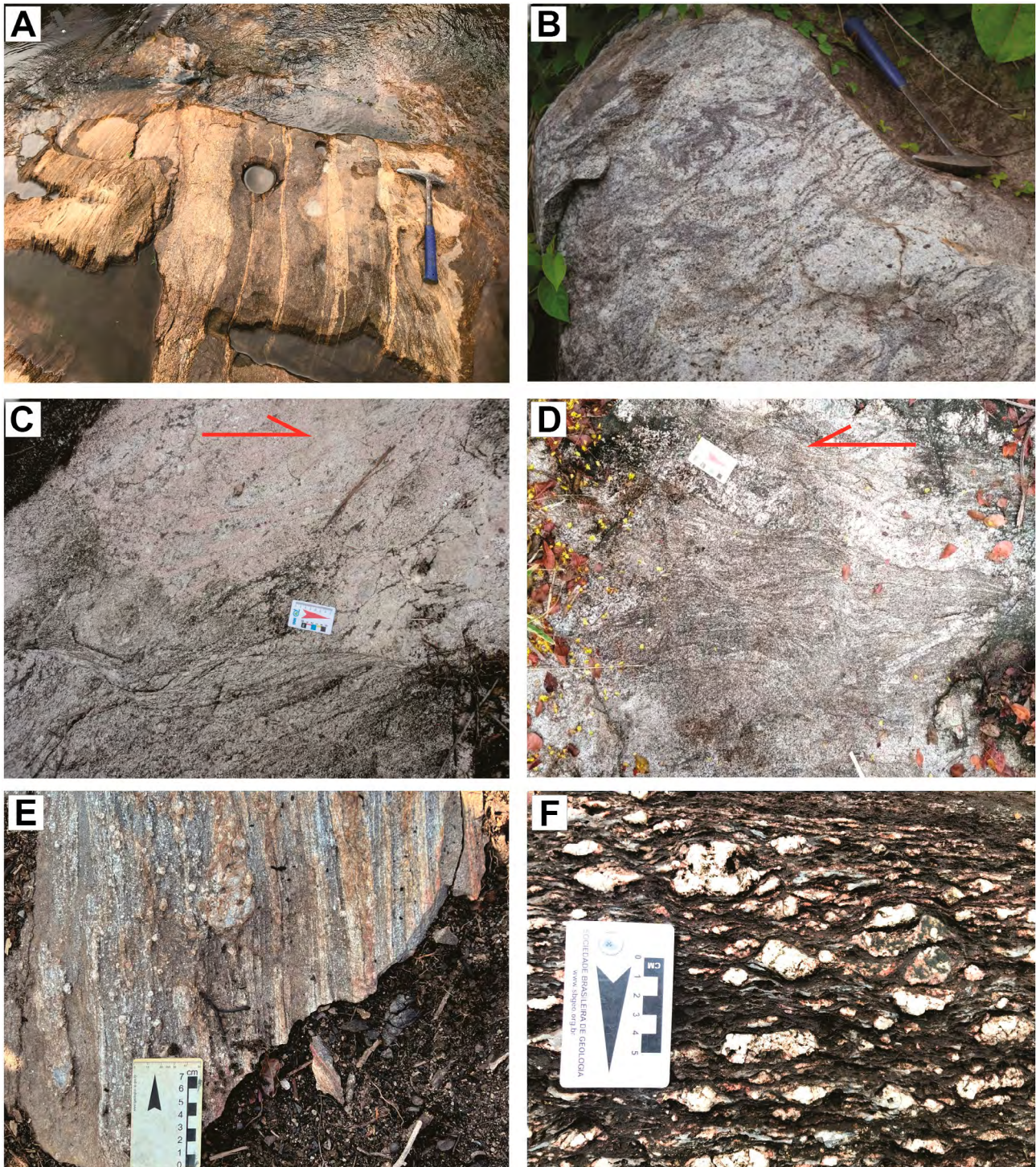


Figura 6. (A e B) Metatextitos *patches* de fundido, *in situ* (ganisses migmatíticos); (C) Foliação com sentido de fluxo dextral; (D) Foliação com sentido de fluxo sinistral. Representam migmatitos (diatextitos) com estruturas *schlieren* e nebulíticas; (E) Gnaixe com foliação milonítica; (F) Rotação dos pórfiros indicando cinemática sinistral paralelos e subparalelos à foliação regional.

com caldas assimétricas (sigmóides) e contatos retos a irregulares. Os cristais de quartzo têm granulação fina a média, com contatos retos a suturados. Apresentam orientação preferencial, extinção paralela e ondulante. Frequentemente, ocorrem como inclusões ou como subgrãos nas bordas dos K-feldspato (Figuras 8A e 8B) e por vezes são observados na forma de fitas (*ribbons*) paralelas a foliação (Figura

8C). Nos limites quartzo-quartzo são observadas feições de *bulge*, bem como, contatos retos, suturados/serrilhados e poligonais (Figura 8D). Os plagioclásios variam de fino a médio e mostram geminação simples a polissintética, por vezes apresentam sericitização com a transformação para muscovita. Sombras de pressão formadas por cristais de clorita e epidoto levemente dobrados, podem ocorrer no en-

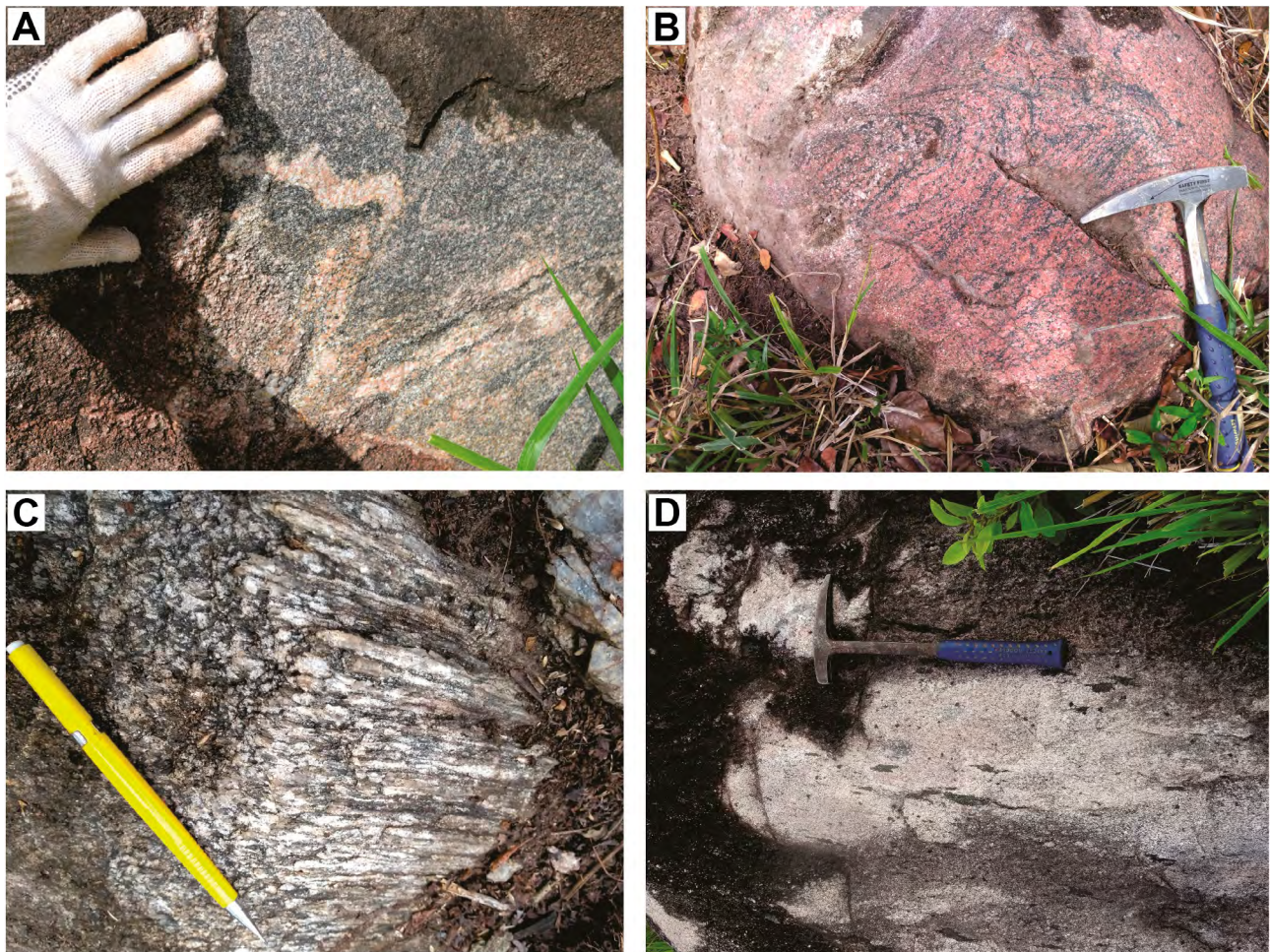


Figura 7. (A) Veios de quartzo dobrados na forma ptigmática; (B) Dobras superimpostas à foliação da rocha; (C) Tectonito L com caimento para NW; (D) Enclaves máficos alongados no sentido da foliação (NW-SE).

torno de porfiroclastos (Figura 8E). Nesses cristais são observados microfraturamentos que podem estar preenchidos por quartzo recrystalizado (Figura 8F). As biotitas têm granulação fina e contatos retos a curvos. Comumente, estão recrystalizadas bordejando cristais de quartzo e K-feldspato marcando a orientação preferencial da foliação ou como cristais de mica *fish*. Microfraturamentos intragranulares são observados em quartzo, k-feldspatos e plagioclásios, neste último, ocorrem preenchidas por quartzo (Figura 8F).

Nos gnaisses com porções migmatíticas, em geral, a associação mineral principal compreende k-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita e ocasionalmente anfibólio e muscovita. Dentre os minerais acessórios ocorrem zircão, titanita e epidotos. Os minerais secundários incluem sericita, como resultado de processos de sericitização do plagioclásio e a clorita como alteração da biotita. Foram observadas texturas mimerquíticas, pertíticas, recrystalização de quartzo e k-feldspato, além de gotículas de quartzo no intertícios (Figura 9A). Os cristais podem variar de equigranulares a inequigranulares, anédricos a subédricos. Os quartzos são xenoblásticos, equigranulares com extinção ondulante e contatos retos a irregulares (serrilados/suturados). Apresentam-se também como cristais recrystal-

izados nas bordas dos k-feldspatos (Figura 9B). Por vezes, gotículas de quartzo ocorrem nos interstícios dos minerais (Figura 9C). Os k-feldspatos são subidioblásticos, inequigranulares, com contatos retos a irregulares. Cristais de plagioclásio são finos a médios, e compõem textura granolástica, no entanto, podem ocorrer subédricos tabulares, com contatos retilíneos, por vezes, estão sericitizados. As biotitas são idioblásticas a subidioblásticas com contatos retos com k-feldspatos e quartzo. Frequentemente, são observados porfiroclastos de K-feldspato sigmoidais contornados por quartzo recrystalizado e biotitas (Figura 9D).

DISCUSSÃO

Diante das informações expostas, a integração dos elementos de levantamento aéreo, levantamento de campo e microestruturas culminou na elaboração do mapa exposto na figura 10.

A partir dos resultados obtidos pela análise das imagens altimétricas e aerogeofísica, foram demarcados grandes lineamentos curvilíneos quilométricos que representam zonas de cisalhamento. Esses traçados estão orientados para NW-SE e WNW-ESE. Alguns traços NNW-SSE ocor-

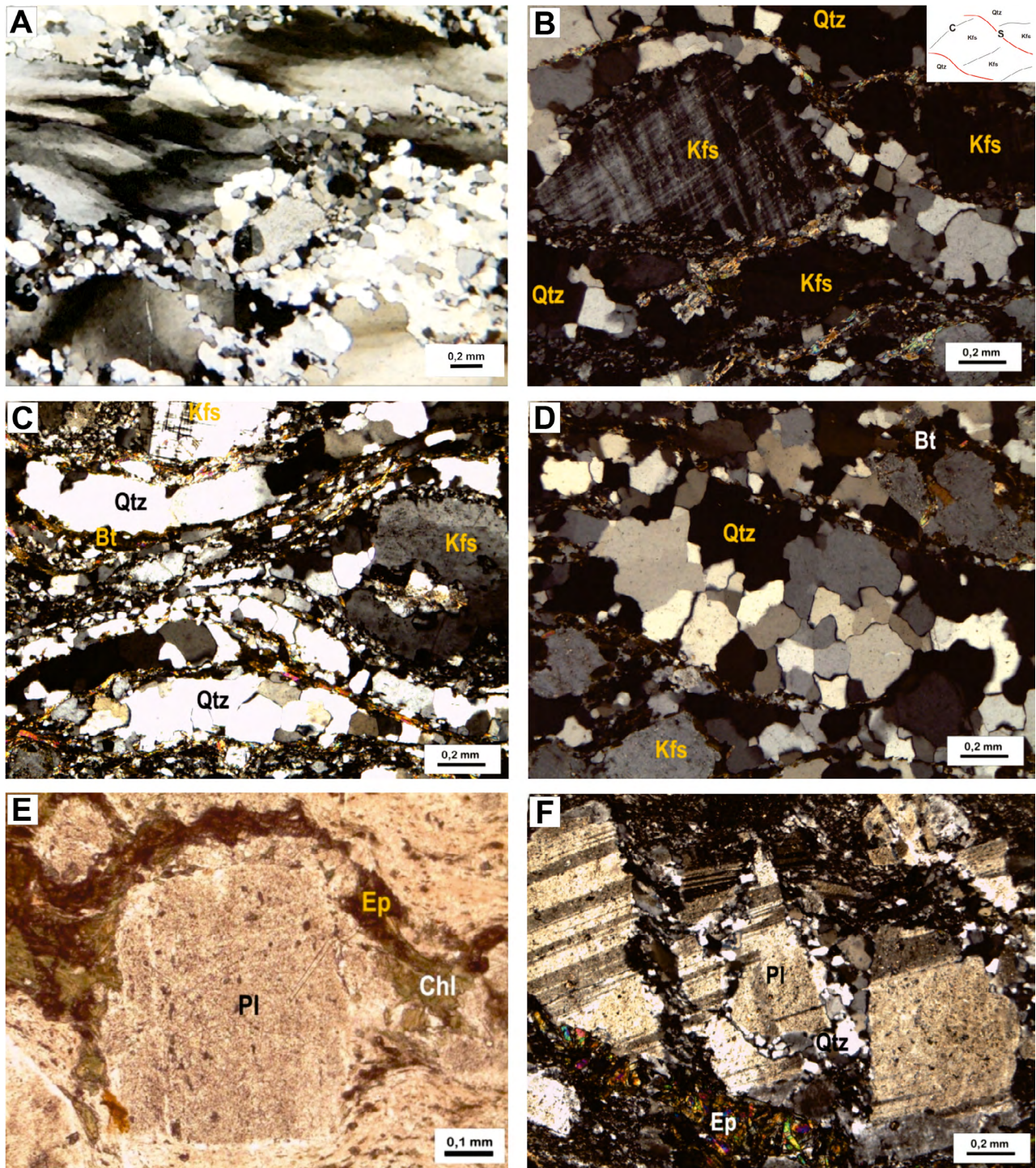


Figura 8. Aspectos microscópicos: (A) Agregado de quartzo policristalino com formação de subgrãos e novos grãos; (B) Textura milonítica com foliações obliquas representando os pares S-C. Os porfiroclastos são circundados por subgrãos, quartzo *ribbon* e micas, caracterizando a textura manto núcleo; (C) Porfiroclastos de K-feldspato, ao centro, envolto por quartzo recristalizado; (D) Feições de *bulge* ao centro entre cristais de quartzo. Também são observados contatos serrilhados e lobados e textura poligonal; (E) Sombras de pressão em porfiroclastos de plagioclásio; (F) Plagioclásio microfraturado preenchido por quartzo recristalizado.

rem como direções secundárias e podem ser resultantes de tensões secundárias ou reativação de zonas de fraqueza. O padrão sigmoidal de lineamentos na porção centro-leste, indicam movimentação sinistral das zonas de cisalhamento (Figura 3). A leste, as zonas são truncadas no limite entre dois domínios tectônicos distintos, Iri e Bacajá. A au-

sência de deformação dúctil, além de raras exposições de rochas do embasamento, indica que o Iri foi gerado em ambiente não compressivo ou pós-orogênicos (Semblano et al., 2016), ou seja, não foi afetado pelos eventos do Ciclo Transamazônico (2,2 – 1,95 Ga) tão expressivos e controladores da evolução do Domínio Bacajá.

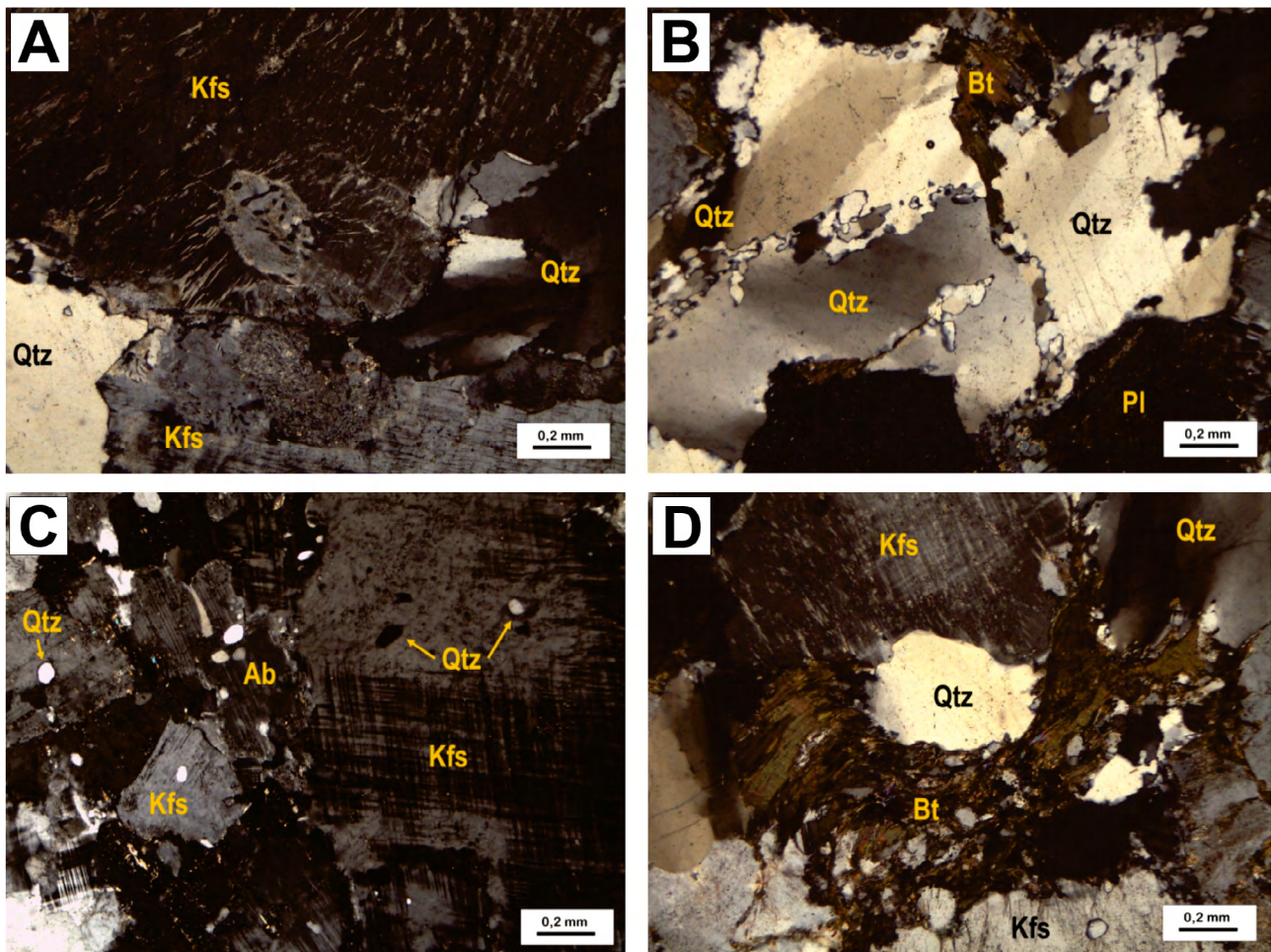


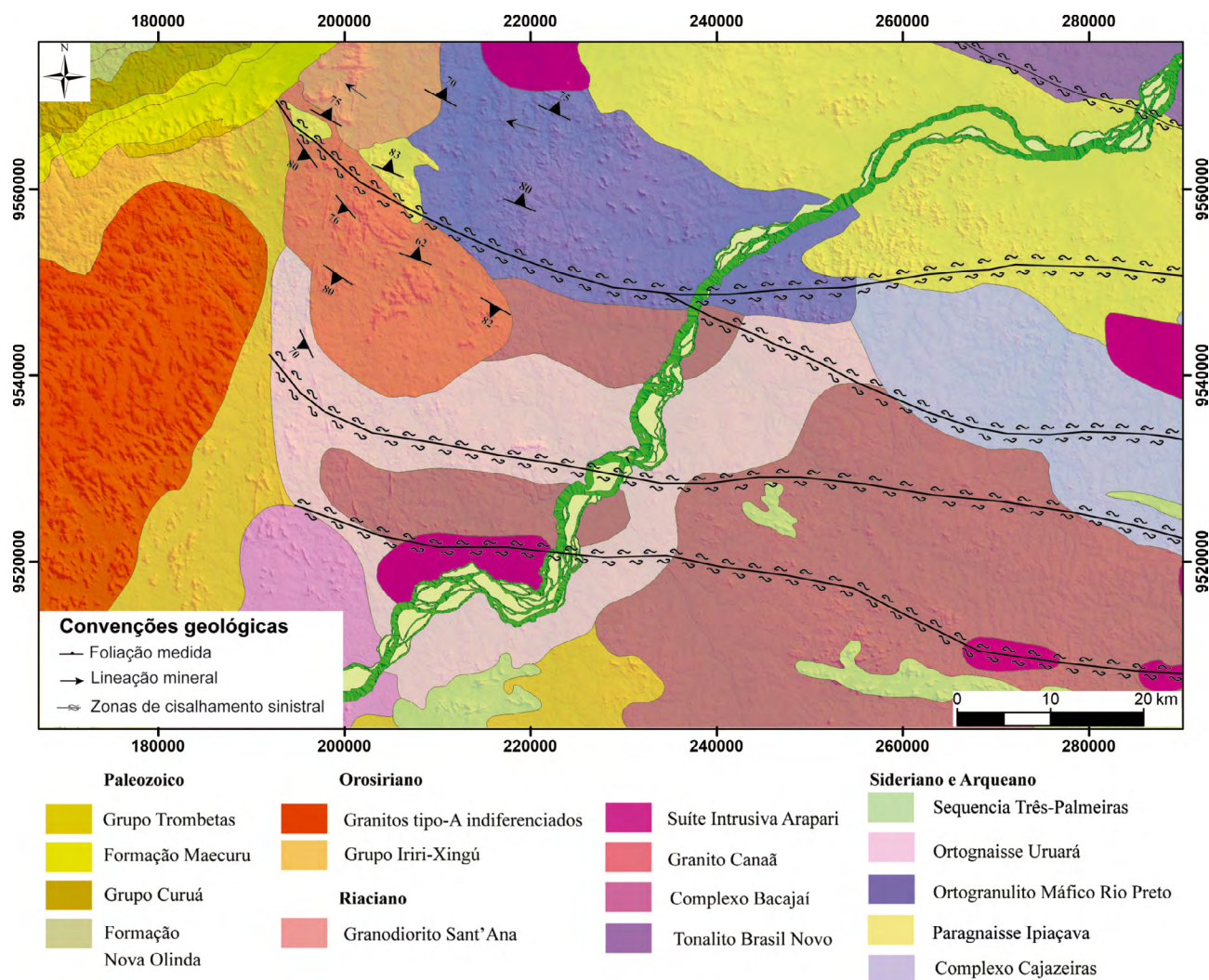
Figura 9. Aspectos microscópicos: (A) Feldspato potássico com intercrescimento pertítico e mirmequítico; (B) Quartzo com extinção ondulante, contatos irregulares e bordas recrystalizadas em contatos suturados; (C) Gotículas de quartzo em feldspatos potássicos; (D) Porfiroclastos de quartzo e K-Feldspato envolvidos por biotita levemente dobrada.

O Domínio Bacajá representa um domínio tectônico composto por rochas arqueanas e paleoproterozoicas, envolvendo acreção e retrabalhamento crustal de rochas durante o Ciclo Transamazônico. Esse período envolve, além de outros estágios, a fase de colisão de massas com tectônica de cavalcamento importante, metamorfismo de fácies granulito em 2,09 Ga e granitoides sincolisionais colocados em 2,10 Ga. Associado a este período teriam se formado as zonas de cisalhamento sinistrais, identificadas nesta pesquisa. O esterograma de lineações pode sugerir que a movimentação ocorreu de forma oblíqua, visto que, as estruturas apontam caimento em torno de 45° para NW, enquanto, o diagrama com atitudes de foliação mostra direção NW a WNW-ESE. O arcabouço estrutural é composto por feições típicas de deformação no estado plástico, como pórfiros rotacionados, pares S-C, lineação de estiramento mineral e dobras, as quais atestam movimentação transcorrente sinistral, muito embora, por vezes algumas estruturas possam mostrar cinemática dextral. Desta forma, as zonas de cisalhamento teriam afetado rochas mais antigas, bem como, seriam responsáveis pela colocação e deformação de corpos sincolisionais, gerando um padrão de foliação

orientadas com *trend* NW-SE e WNW-ESE. Os corpos alongados evidenciados no mapa geológico proposto por Vasquez e Rosa Costa (2008) e os lineamentos e feições de campo aqui apresentadas, corroboram essa interpretação.

A partir do reconhecimento das zonas por análise de imagens e feições estruturais, foi possível confirmá-las através do estudo de microestruturas. As quais demonstram progressivos mecanismos de deformação, partindo da transição entre processos de catálase até o predomínio de deformação cristal-plástica.

Provavelmente, as microfraturas intragranulares ocorreram por deslocamentos dos cristais, favorecidos pelo mecanismo de cisalhamento simples, uma vez que os porfiroclastos encontram-se rotacionados. Em cristais de plagioclásio, microfraturas podem ocorrer preenchidas por novos grãos de quartzo (Figura 8F), que juntamente com epidoto e clorita compõem uma textura penetrativa da matriz, sugerindo atuação de dissolução por pressão e denota presença de fluidos reativos (H₂O, CO₂, SiO₂) durante a deformação (McCaig, 1987). Nessas condições os K-feldspatos também possuem comportamento mais suscetível a fraturamentos, pois, esse limite corresponde à transição re-



Escala do mapa 1:1.000.000

Figura 10. Mapa elaborado para a área de pesquisa. As unidades litológicas fazem parte do mapa geológico do estado do Pará proposto por Vasques e Rosa Costa (2008). Os dados estruturais: zonas de cisalhamento; lineação; e foliação são contribuição desta pesquisa.

ológica rúptil-dúctil para esses cristais (Passchier e Trouw, 2005). Esse tipo de deformação tende a ocorrer na transição de domínios rúpteis para dúcteis (350°C; 15 km profundidade), uma vez que é atingido o limite de plasticidade do mineral e ele tende a romper-se (Fossen e Cavalcante, 2017).

Microestruturas como extinção ondulante e subgrãos evidenciam o início do desenvolvimento de deformação plástica, logo após a deformação rúptil, onde os processos de recuperação passam a dominar (Stipp et al., 2002). Nas rochas descritas neste trabalho, é possível inferir um avanço da deformação por recristalização dinâmica, com desenvolvimento de microestruturas típicas da sequência BLG → SGR → GBM.

Considerando condições a “baixas” temperaturas, entre 250 – 400°C, um dos principais processos de recristalização do quartzo é o *bulging* (Fossen e Cavalcante, 2017) ou como apresentado por Passchier e Trouw (2005), *Bulging Recrystallisation* (BLG), onde os cristais crescem nos limites entre os grãos ou em junções triplas devido a

diferença de densidade de deslocamentos, além de conter contatos suturados entre os grãos (Figuras 8D e 9B). Nessa fase, considera-se a presença de microfaturas em alguns porfiroclastos, bem como, o início da orientação dos grãos neoformados, segundo a deformação regional explicitada pela direção das zonas de cisalhamento.

À medida que as condições de plasticidade aumentam e a recristalização dinâmica continua, os minerais tendem a se orientar de maneira mais acentuada, a recristalização ocorre por rotação de subgrão (SGR). Assim, é comum a presença de grãos reliquiais, novos grãos formados por *bulging*, rotação de subgrãos e quartzo *ribbon*. Nessas condições, a textura milonítica costuma ocorrer na forma de foliações oblíquas, pares S-C e porfiroclastos rotacionados com calda recristalizada. Os porfiroclastos de K-feldspato e reliquiais de quartzo são circundados por subgrãos, *ribbon* e micas, caracterizando a textura manto núcleo (Figuras 8B e 8C), comum na passagem de BLG para SGR sob temperatura entre 450 – 600°C (Passchier e Trouw, 2005). As caudas são desenvolvidas a partir de recristalização di-

nâmica dos porfiroclastos, dando origem a grãos finos em volta deste, indicando sentido de movimento sinistral e dextral, a forma depende da taxa de recrystalização em relação à taxa de rotação do porfiroclasto, da reologia das caudas, da tensão de cisalhamento e do grau em que as caudas e a matriz aderem aos pórfiros (Blenkinsop, 2000). Neste caso, a assimetria da calda reflete deformação não coaxial durante o cisalhamento, onde porfiroclastos de k-feldspato do tipo σ são circundados por uma matriz de quartzo recrystalizado. Dessa forma, recrystalização dinâmica observada nas rochas da região causa uma diminuição no tamanho dos grãos que compõem a matriz mineralógica.

Com o aumento da temperatura, os grãos tendem a atingir o nível GBM, (acima de 500°C para o quartzo) o qual permite a completa recrystalização do mineral. Os tamanhos e formas dos grãos são mais variáveis e no geral maiores do que no SGR, enquanto, os contatos são serrilhados e lobados. Nessa fase, os grãos podem ser livres de tensão, ou seja, não apresenta extinção ondulante ou subgrãos (Passchier e Trouw, 2005). A sequência de microestruturas identificadas é semelhante às descritas por Stipp et al. (2002), as quais denotaram intervalo de temperatura entre 250 e 700°C. Esse estudo, bem como, a revisão sobre zonas de cisalhamento feito por Fossen e Cavalcante (2017) balizaram a definição do intervalo de temperatura para a formação das microestruturas descritas nesta pesquisa (Figura 11).

Vasquez et al. (2008) relata que algumas feições encontradas em gnaisses da região sugerem que a deformação dúctil em tais rochas atingiu condições acima da fácies anfibolito (>550°C), no entanto, a deformação dúctil teria acontecido ainda no estado sólido.

CONCLUSÕES

A integração de dados de sensores remotos (imagens landsat+SRTM+aerogeofísica), levantamento de campo e análise de microestruturas auxiliaram na caracterização de zonas de cisalhamento no noroeste do Domínio Bacajá.

Os lineamentos demarcados nas imagens seguem preferencialmente a direção NW-SE, mas especificamente WNW-ESE, muito embora, ocorram algumas variações para outras direções como NE-SW e NNW-SSE. O padrão sigmoidal dos lineamentos indicam movimentação no sentido de cisalhamento sinistral.

Os dados de foliação evidenciam a direção NW a WNW, com mergulhos moderados a altos, e corroboram a orientação já identificada através dos lineamentos. As lineações minerais estão contidas nos planos de foliação e apresentam caimento para NW com ângulo de mergulho em torno de 45°. Assim, sugere-se movimentação oblíqua ao longo das zonas de cisalhamento.

O arcabouço estrutural é representado por: foliações miloníticas, por vezes com porfiroclastos rotacionados do tipo sigma; pares S-C, evidenciando a deformação dúctil, com pórfiros marcando lineação mineral por estiramento; tectonitos L, caracterizados por minerais alongados; enclaves estirados no sentido da foliação; e dobras. As estruturas sugerem cinemática sinistral, embora algumas também mostrem cinemática dextral. Em alguns litotipos ocorrem feições sugestivas de migmatização, tais como, leitos quartzo-feldspáticos (leucossoma) e paleossoma, bem como, estruturas schlieren e nebulíticas.

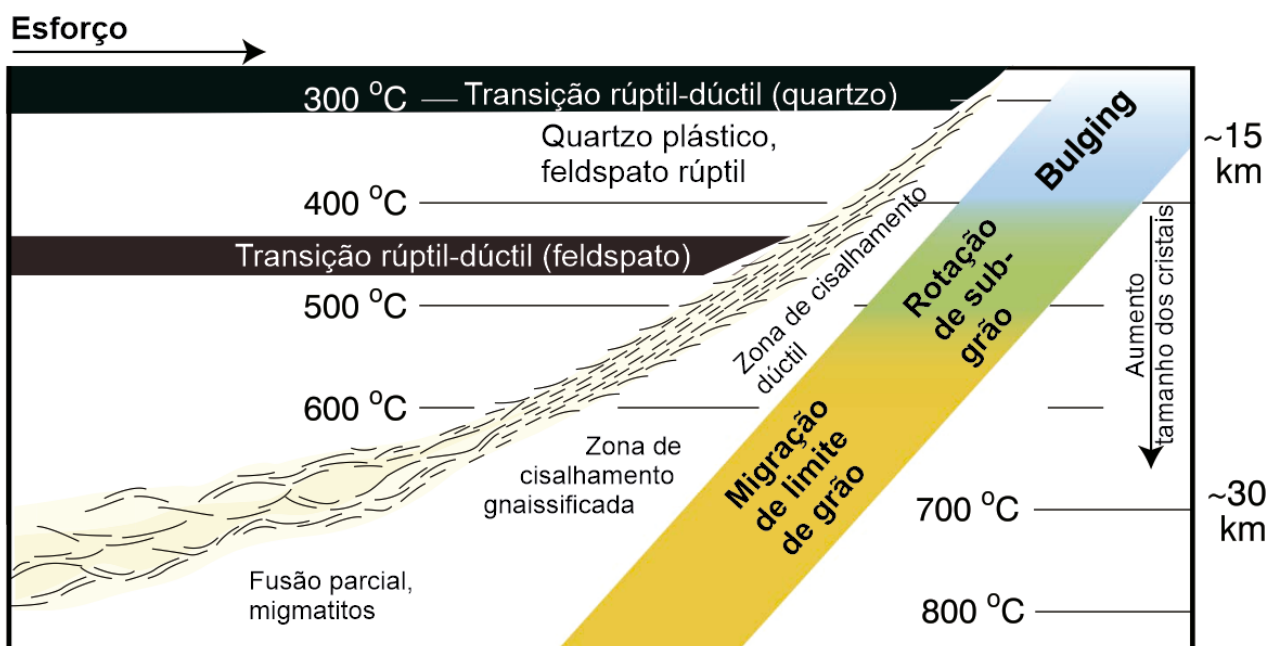


Figura 11. Esquema simplificado de Fossen e Cavalcante (2017) que mostra as variações nos mecanismos de recrystalização atrelados às condições rúpteis e dúcteis em zonas de cisalhamento. Deste modo, é possível associar as microestruturas da sequência BLG → SGR → GBM, provenientes de deformação por recrystalização dinâmica, à variação de temperatura vertical nas zonas de cisalhamento.

Na análise microestrutural foram observadas microfraturas intragranulares com recristalização de quartzo juntamente com epidotos e clorita nos intertícios. Extinção ondulante evidencia o início do desenvolvimento de deformação plástica, logo após a deformação rúptil. Com o avanço da recristalização dinâmica tem-se a sequência BLG → SGR → GBM, finalizando com recristalização completa dos grãos e seu aumento significativo de tamanho.

REFERÊNCIAS

- Almeida, E. C., Galé, M. G., Souza, M. V., Silva, M. M. (2024). A review of geochemical evolution and mineralization events in A-type granites of the Rondônia tin province, Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 104732. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104732>
- Almeida, M. E., Nascimento, R. S. C., Mendes, T. A., Santos, J. O. S., Macambira, M. J. B., Vasconcelos, P., Pinheiro, S. S. (2022). An outline of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic crustal evolution of the NW Amazon craton and implications for the Columbia Supercontinent. *International Geology Review*, 64(22), 3195-3229. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.2025158>
- Almeida, Y. M., Marotta, G. S. A., França, G. S., Vidotti, R. M., Fuck, R. A. (2021). Crustal thickness estimation and tectonic analysis of the Amazonian Craton from gravity data. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103449. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103449>
- Barros, C. E. M., Besser, M. L., Vasconcellos, E. M. G. (2023). Voluminous Paleoproterozoic plutonic belt of the Bacajá domain in Amazon Craton: Petrology, geotectonic setting and Pb–Pb zircon evaporation ages. *Journal of South American Earth Sciences*, 130, 104491. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104491>
- Barros, C. E. M., Macambira, M. J. B., Santos, M. C. C., Silva, D. C. C., Palmeira, L. C., Sousa, M. M. (2007). Estruturas sin-magmáticas e idade Pb–Pb em zircão (evaporação) de granitos paleoproterozoicos da Província Maroni-Itacaiúnas. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(2) 293-304.
- Besser, M. L., Barros, C. E. D. M. (2016). *Geologia e recursos minerais da folha Rio Bacajá, SA. 22-YD-VI: estado do Pará, escala 1: 100.000*. Sistema de Informações Geográficas SIG. Belém, CPRM.
- Blenkinsop, T. G. (2000). *Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks*. Dordrecht Kluwer Academic Publishers. <https://doi.org/10.1007/0-306-47543-X>
- Brito Neves, B. B., Cordani, U. G. (1991). Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(2) 23-40. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90004-T](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90004-T)
- Brito Neves, B. B., Sá, J. M., Nilson, A. A., Botelho, N. (1995). A Tafrogênese Estateriana nos blocos paleoproterozoicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, 3(2) 1-21. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v3i2.205>
- Cordani, U. G., Sato, K. (1999). Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes Journal of International Geosciences*, 22(3) 167-173. <https://doi.org/10.18814/epii-ugs/1999/v22i3/003>
- Correa, R. T., Vidotti, R. M., Guedes, V. J. C. B., Scandolara, J. E. (2022). Mapping the thermal structure of the Amazon Craton to constrain the tectonic domains. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(1), e2021JB023025. <https://doi.org/10.1029/2021JB023025>
- Costa, F. G., Santos, P. A., Oliveira Serafim, I. C. C., Costa, I. S. L., Roopnarain, S. (2020a). From Mesoarchean drips to modern-style tectonics in the Carajás Province, Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102817. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102817>
- Costa, I. S. L., Rocha, M. P., Klein, E. L., Vasquez, M. L. (2020b). Lithospheric structure of the southern Amazonian Craton from multiple-frequency seismic tomography: Preliminary insights on tectonic and metallogenic implications. *Journal of South American earth sciences*, 101, 102608. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102608>
- Cunha, P. R. C., Gonçalves de Melo, J. H., Silva, O. B. (2007). Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15, 227-251.
- Fossen, H., Cavalcante, G. C. G. (2017). Shear zones—A review. *Earth-Science Reviews*, 171, 434-455. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.05.002>
- Ganade de Araujo, C.E., Weinberg, R., Cordani, U. (2013). Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. *Terra Nova*, 26, 157-168. <https://doi.org/10.1111/ter.12084>
- Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., Dhuime, B., Kemp, T.I.S. (2017). Earth's continental lithosphere through time. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 45(1) 169-198. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-063016-020525>
- Hassui, Y., Carneiro, C. D. R., Almeida, F. F. M., Bartorelli, A. (2012). *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca.
- Kamber, B.S. (2015). The evolving nature of terrestrial crust from the Hadean, through the Archaean, into the Proterozoic. *Precambrian Research*. 258, 48-82. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.12.007>

- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. (2002). *An introduction to geophysical exploration* (3rd ed.). Oxford: Blackwell science.
- Kunifoshita, A. M. U., Santos, F. H., Motta, J. G. (2021). Reconstruction of the effusive and explosive deposits of the Aruri and Salustiano formations in the Tapajós Domain, Southern Amazonian Craton, from field relationship, petrography and geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 107, 103095. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103095>
- Macambira, M. J. B., Vasquez, M. L., Silva, D. C. C., Galarza, M. A., Barros, C. E. M., Camelo, J. F. (2009). Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SW Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences*, 27(4), 235-246. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.02.001>
- Magalhães, L. B., Macambira, M. J. B., Macambira, E. M. B., Ricci, P. D. S. F. (2023). Crustal growth in the northeast portion of the Rhyacian Bacajá domain, SE Amazonian craton, based on U-Pb, Lu-Hf, and Sm-Nd data. *Brazilian Journal of Geology*, 53, e20220068. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202320220068>
- Marangoanha, B., Oliveira, D. C., Dall'Agnol, R. (2019). The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, 350, 105275. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105275>
- Mccaig, A. M. (1987). Deformation and fluid-rock interaction in metasomatic dilatant shear bands. *Tectonophysics*, 135(1-3), 121-132. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90156-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90156-9)
- Motta, J. G., Betts, P. G., Meira, V. T., Trevisan, V. G., Souza Filho, C. R. (2022). Unwrapping reworked crust at the Columbia supercontinent margin within central southern Amazon Craton using multi-source geophysics and geochronology data synergy. *Geoscience Frontiers*, 13(3), 101348. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101348>
- Passchier, C. W. (1993). *Geologia de campo de terrenos gnaissicos de alto grau* (1ª ed.). São Paulo: EdUSP.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics* (2nd ed.). Berlin: Springer.
- Perico, E., Barros, C. E. M., Mancini, F., Rostirolla, S. P. (2017). Protracted deformation during cooling of the Paleoproterozoic arc system as constrained by 40 Ar/39 Ar ages of muscovite from brittle faults: the Transamazonian Bacajá Terrane, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 47(3), 427-440. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720170033>
- Quadros, M. L. E. S., Della Giustina, M. E. S., Rodrigues, J. B., Souza, V. S. (2021). Geology and LA-ICP-MS U-Pb geochronology of the Nova Brasilândia belt, SW Amazonian Craton: New ages, re-evaluation of existing geochronological data, and implications for the evolution of the Sunsás orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103220. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103220>
- Ramsay, J. (1980). Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, 2(1-2), 83-99. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(80\)90038-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(80)90038-3)
- Santos, J. O. S. (2003). Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM), 169-226 p.
- Santos, J. O. S., Rizzotto, G. J., Potter, P. E., McNaughton, N. J., Matos, R. S., Hartmann, L. A., Quadros, M. E. S. (2008). Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165(3-4), 120-152. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.06.009>
- Silva, L. R., Oliveira, D. C., Nascimento, A. C., Lamerão, C. N., Almeida, J. D. A. C. (2022). The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: Petrogenesis, zircon UPb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, 432, 106901. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106901>
- Semblano, F. R. D., Pereira, N. C. S., Vasquez, M. L., Macambira, M. J. B. (2016). Novos dados geológicos e isotópicos para o Domínio Irixi-Xingu, Província Amazônica Central: implicações para a idade do Grupo Irixi. *Geologia USP. Série Científica*, 16(3) 19-38. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i3p19-38>
- Sibson, R. H. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London*, 133(32), 191-213. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.3.0191>
- Stipp, M., Stüënitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S. M. (2002). 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(12), 1861-1884. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00035-4)
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. J. B. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes Journal of International Geosciences*, 22(3), 174-182. <https://doi.org/10.18814/epiug.s/1999/v22i3/004>

- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. J. B. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. p. 433-471. São Paulo: Beca.
- Tavares, F. M., Trouw, R. A. J., Silva, C. M. G., Justo, A. P., Oliveira, J. K. M. (2018). The multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil: Revealing complex structural patterns. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 238-252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.024>
- Vauchez, A., Egydio-Silva, M., Babinski, M., Tommasi, A., Uhlein, A., Liu, D. (2007). Deformation of a pervasively molten middle crust: insights from the Neoproterozoic RibeiraAraçuaí orogen (SE Brazil). *Terra Nova*, 19, 278-286. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00747.x>
- Vasquez, M. L., Macambira, M. J., Armstrong, R. A. (2008). Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoarchean to Orosirian evolution. *Precambrian Research*, 161(3-4), 279-302. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.09.001>
- Vasquez, M. L., Cordani, U. G., Sato, K., Barbosa, J. P. O., Faraco, M. T. L., Maurer, V. C. (2019). U-Pb SHRIMP dating of basement rocks of the Iriri-Xingu domain, Central Amazonian province, Amazonian craton, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 49(3), 1-15. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201920190067>
- Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L. T. (2008). *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas - SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém, Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais - CPRM, 39-112.
- Vernon, R.H. (2004). *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511807206>
- Vieira da Silva, C. V., Amaral, W. S., Santos, F. H. (2022). Petrography, geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the Siderian-Rhyacian granitoids of NW Bacajá Domain, Amazonian Craton. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, 5(3), 145-176. <https://doi.org/10.29396/jgsb.2022.v5.n3.1>
- Xu, Z., Wang, Q., Cai, Z., Dong, H., Li, H., Chen, X., Duan, X., Cao, H., Li, J., Burg, J.P. (2015). Kinematics of the Tengchong Terrane in SE Tibet from the late Eocene to early Miocene: Insights from coeval mid-crustal detachments and strike-slip shear zones. *Tectonophysics*, 665, 127-148. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.09.033>
- Wanderley Filho, J. R., Travassos, W. A. S., Alves, D. B. (2005). O diabásio nas bacias paleozoicas amazonicas-heroi ou vilao? *Boletim de Geociencias da Petrobras*, 14.