




Zonas de cisalhamento normais no SW do Cráton Amazônico: análise microestrutural das rochas miloníticas do Granito Indiavaí

*Normal shear zones in SW Amazonian Craton, Brazil:
microstructural analysis of the Indiavaí Granite mylonitic rocks*

Danielle Cristine da Silva¹ , Carlos Humberto da Silva^{1,2} , Ana Cláudia Dantas da Costa^{1,2} 

¹Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Faculdade de Geociências - FAGEO, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Avenida Fernando Corrêa, 2367, Boa Esperança, CEP 78060-900, Cuiabá, MT, BR (dani.cristinesilva7@gmail.com)

²UFMT, FAGEO, Cuiabá, MT, BR (chsilva2@yahoo.com.br; anacos@gmail.com)

Recebido em 3 de outubro de 2018; aceito em 29 de abril de 2020

Resumo

Zonas de cisalhamento dúcteis de cinemática normal em orógenos continentais previamente espessados por eventos orogênicos compressivos têm suscitado grande interesse na comunidade científica. Na porção sudoeste do Cráton Amazônico, na região de Indiavaí, porção centro-oeste do Brasil, ocorrem as zonas de cisalhamento Água Rica e Cristo Rei, que afetam as rochas do Granito Indiavaí. Análise das estruturas em escala mesoscópica revela progressiva transformação de um protólito granítico com foliação fraca, passando a rochas com textura protomilonítica, milonítica até ultramilonítica. Análise microestrutural demonstra gradual diminuição do tamanho dos grãos ocasionando o aumento da matriz. As rochas com foliação incipiente não apresentam matriz. Observam-se quartzo recristalizado, extinção ondulante nos feldspatos, intensos processos de sericitização no plagioclásio e ortoclásio com pertitas em chamas. Nos protomilonitos, a matriz perfaz de 20 a 30% da rocha e é composta de quartzo e biotita. São observados porfiroclastos de feldspato potássico, com fraturas, falhas e extinção ondulante. Nos milonitos, a matriz perfaz de 60 a 75% da rocha e é composta de quartzo, biotita e muscovita. Ocorrem porfiroclastos de quartzo comumente na forma de fitas, que apresentam recristalização por migração de limite de grão. Feldspato potássico e plagioclásio exibem extinção ondulante e recristalização por protuberância. Nos ultramilonitos predomina a matriz, que é basicamente composta de quartzo, muscovita e biotita de granulação média. Estima-se que os processos que atuaram no desenvolvimento da foliação milonítica ocorreram em temperaturas entre 400 e 600°C. Análise dos indicadores cinemáticos revela que o movimento tectônico foi normal. Interpreta-se que as zonas de cisalhamento Cristo Rei e Água Limpa são parte de um sistema de cisalhamento extensional desenvolvido em crosta intermediária durante o período Toniano.

Palavras-chave: Cráton Amazônico; Análise microestrutural; Zona de cisalhamento extensional; Filonite.

Abstract

Ductile shear zones of normal kinematics in continental orogens previously thickened by compressive orogenic events have aroused great interest in the scientific community. In the region of Indiavaí southwestern portion of the Amazonian Craton, central west portion of Brazil, the Água Rica and Cristo Rei shear zones affect the rocks of the Indiavaí Granite. Analysis of the structures on a mesoscopic scale reveals a progressive transformation of a granitic protolite with a weak foliation, passing to rocks with a protomylonitic texture, mylonitic to ultramylonitic. Microstructural analysis shows a gradual decrease in grain size, leading to an increase in the matrix. Rocks with incipient foliation have no matrix. Recrystallized quartz is observed, wavy extinction in feldspars, intense processes of sericitization in plagioclase, and orthoclase with perthites in flames. In the protomylonites, the matrix, making up 20 to 30% of the rock, is composed of quartz and biotite. Potassium feldspar porphyroclasts are observed, with fractures, faults and undulating extinction. In the mylonites the matrix, which makes up 60 and 75% of the rock, is composed of quartz, biotite and muscovite. Quartz porphyroclasts commonly occur in the form of ribbons, which show recrystallization by migration of the grain boundary. Potassium feldspar and plagioclase exhibit wavy extinction and lump recrystallization. In ultramylonites, whereas the matrix predominates, this is basically composed of quartz, muscovite and medium grained biotite. It is estimated that the processes that acted in the development of mylonitic foliation occurred at temperatures between 400–600°C. Analysis of the kinematic indicators reveals that the tectonic movement was normal. It is interpreted that the Cristo Rei and Água Limpa shear zones are part of an extensional shear system developed in intermediate crust during the Tonian period.

Keywords: Amazonian Craton; Microstructural analysis; Extensional Shear zone; Phyllonite.

INTRODUÇÃO

Nos últimos tempos, tem sido reconhecidas zonas de cisalhamento (ZC) ou descolamentos dúcteis de cinemática normal de grande escala em domínios continentais previamente espessados por eventos orogênicos, por exemplo, nos complexos metamórficos cordilheiranos, no oeste da América do Norte (Reynolds e Spencer, 1985), no cinturão caledoniano do oeste da Noruega (Chauvet e Seranne, 1988) ou no maciço central francês (Malavieille et al., 1990). Essas estruturas têm sido objeto de controvérsia quanto ao significado tectônico, em termos de extensão da crosta, e à relação temporal com a deformação compressiva. Estudos conduzidos por Ruiz (2005) nas rochas da Suíte Intrusiva Pindaituba, parte da porção SW do Cráton Amazônico, revelam que as rochas dessa suíte apresentam registros de um evento compressivo posterior à sua cristalização, marcado por foliação contínua de estado sólido, com lineações de estiramento e mineral comumente com caimento acompanhando o mergulho da foliação. Descreve ainda faixas miloníticas paralelas à foliação regional, nas quais se acentuam a formação de lineações de estiramento relacionadas ao processo de cisalhamento/milonitização. Silva (2014) estudou expressivas ZCs que afetam o Granito Indiavaí, associado a Suíte Intrusiva Pindaituba, marcadas por progressiva transformação do granito, de rochas com foliação incipiente nas partes distais, passando a protomilonitos, milonitos e ultramilonitos no interior das ZCs. A partir do estudo de indicadores meso e microscópico, a cinemática dessas zonas foi caracterizada como normal. O presente trabalho teve por objetivo estudar o significado tectônico dessas ZCs, bem como caracterizar a transformação de um protólito relativamente homogêneo e pouco deformado em rochas da série milonítica: protomilonitos, milonitos, ultramilonitos, bem como filonitos, rochas compostas essencialmente de muscovita, quartzo e biotita.

MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho foi desenvolvido em quatro etapas. Na etapa preliminar, foi realizada revisão bibliográfica envolvendo coleta de informações a respeito das rochas da Suíte Intrusiva Pindaituba do sudoeste do Cráton Amazônico e de técnicas analíticas para o desenvolvimento das demais etapas do trabalho. Nessa etapa também foram realizadas análise e interpretação de imagens de satélite (LANDSAT) em escalas compatíveis ao mapeamento geológico. Realizou-se também a elaboração de mapas-base a partir das interpretações das imagens de satélite, com o auxílio dos *softwares* ArcMap e CorelDraw, interpoladas com dados de mapas geofísicos de composição ternária RGB (K, eTh, eU).

Na etapa subsequente, foi efetuada a coleta de dados. Em campo, foi realizado mapeamento geológico na escala de

1:100.000 durante o qual foram coletadas informações estruturais e amostras para análises petrográfica, macro e microscópica e análises laboratoriais. As amostras coletadas foram estudadas em laboratório. Inicialmente, foram efetuadas análises petrográficas macroscópicas com o auxílio de lupa de bolso e régua, a partir das quais foram selecionadas 46 amostras para confecção das lâminas delgadas. Na descrição microscópica foi enfatizada a caracterização mineralógica e as feições texturais do Granito Indiavaí. Para os estudos microestruturais, foram selecionadas 18 amostras orientadas relacionadas às ZCs: dez relacionadas à Zona de Cisalhamento Água Rica (ZCAR) e 8, à Zona de Cisalhamento Cristo Rei (ZCCR). As amostras foram seccionadas em duas posições: um corte ortogonal à foliação (plano Y-Z) e outro paralelo à lineação de estiramento (plano X-Z), a partir dos quais foi possível observar as relações estruturais e os indicadores cinemáticos.

A microscopia eletrônica de varredura foi utilizada para analisar e comparar a morfologia dos zircões do Granito Indiavaí e dos milonitos e ultramilonitos da ZCAR e da ZCCR. Para tal, foram utilizadas lâminas delgadas polidas e metalizadas com uma película de carbono. Após a metalização, as lâminas foram analisadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABESEM) da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (Unesp), *campus* Rio Claro, no microscópio eletrônico de varredura (MEV) modelo ESEM 2020 e no espectrômetro de energia dispersiva (EDS), fabricados, respectivamente, pela ELECTROSCAN/PHILIPS e pela EDAX.

Na etapa final, os dados obtidos nas etapas de campo e laboratoriais foram integrados, interpretados e comparados como os existentes na literatura, e sintetizados na forma do presente trabalho.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Granito Indiavaí é parte da Suíte Intrusiva Pindaituba, que ocorre na Província Rondoniana-San Ignácio, porção sudoeste do Cráton Amazônico (Tassinari e Macambira, 1999). Essa província é um sistema orogênico criado por meio de sucessivos eventos de acreção de arcos, fechamento de bacias oceânicas e colisão final continente-continente em 1,34 – 1,32 Ga (Bettencourt et al., 2010). Compreende os seguintes terrenos:

- Terreno Jauru, que hospeda o embasamento paleoproterozoico (1,78 – 1,72 Ga) e os orógenos Cachoeirinha (1,56 – 1,52 Ga) e Santa Helena (1,48 – 1,42 Ga), ambos desenvolvidos em arco magmático tipo andino;
- Terreno Paraguá (1,74 – 1,32 Ga), que compreende as unidades do Orógeno Acrecionário San Ignácio (1,37 – 1,34 Ga), que são as rochas do embasamento paleoproterozoico (Complexo Gnáissico Chiquitania, Grupo de Xisto San Ignácio, Complexo Granulítico Lomas Manechis) e as rochas mesoproterozoicas do

Complexo Granitoide Pensamiento, desenvolvido em arco magmático tipo andino;

- Terreno Rio Alegre (1,51 – 1,38 Ga), que inclui unidades geradas em cordilheira meso-oceânica e em ambiente de arco magmático intraoceânico;
- Cinturão Alto Guaporé (< 1,42 – 1,34 Ga), que hospeda unidades desenvolvidas em bacia de margem passiva e arco magmático intraoceânico (Figura 1).

A Suíte Intrusiva Pindaituba está inserida no Terreno Jauru, especificamente no Orógeno Santa Helena, que é interpretado como um orógeno acrescionário resultado do desenvolvimento de um arco magmático continental durante a Orogenia Santa Helena, no mesoproterozoico. O orógeno engloba as intrusões sin-cinemáticas das suítes intrusivas Santa Helena e Água Clara (1,48 – 1,42 Ga) e Suíte Intrusiva Pindaituba (1,46 – 1,42 Ga), bem como os

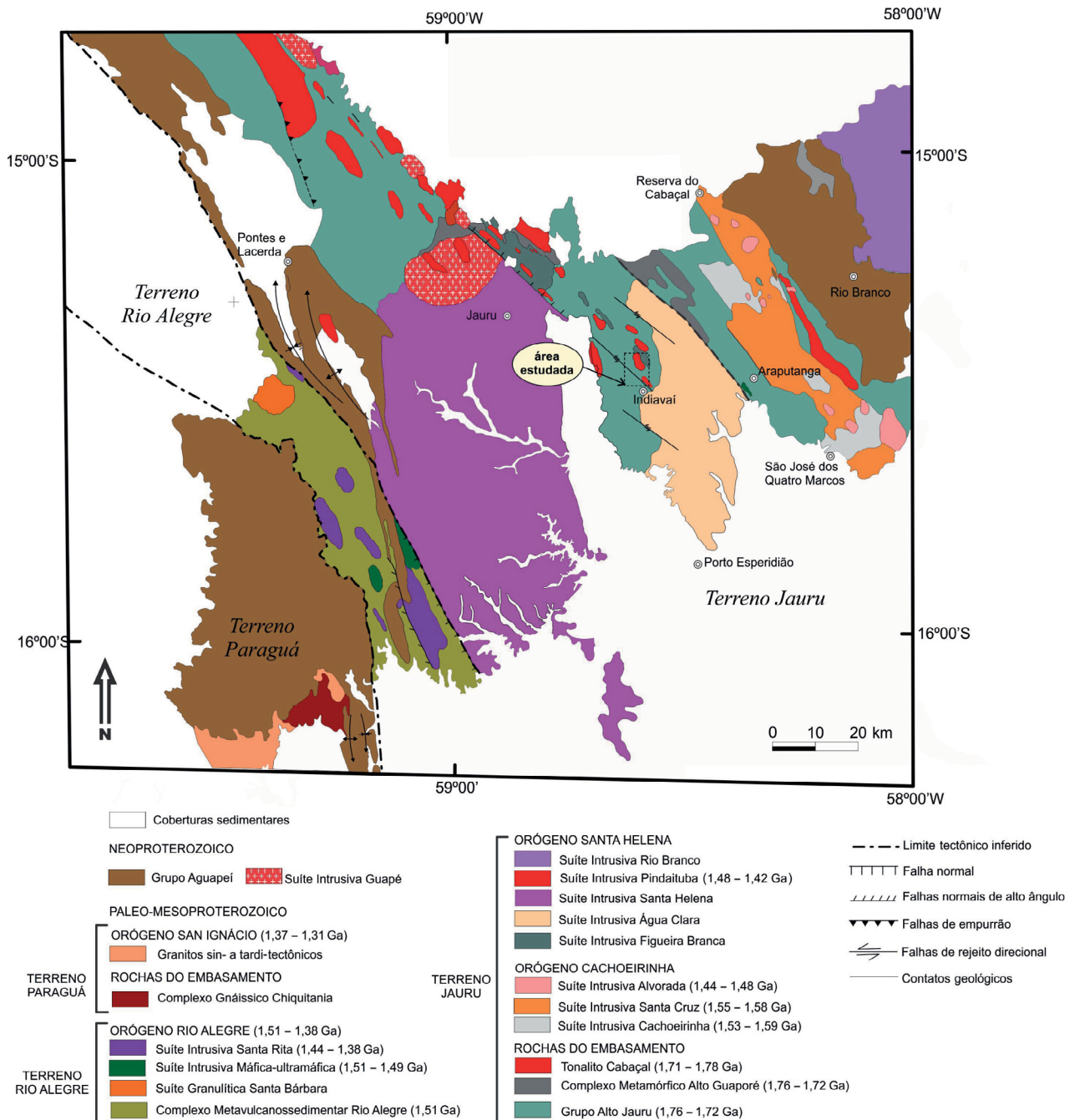


Figura 1. Mapa geológico do sudoeste do Cráton Amazônico, segundo Ruiz (2005) e Bettencourt et al. (2010).

granitos *rapakivi* anorogênicos pós-cinemáticos e as rochas máficas associadas, incluídas na Suíte Intrusiva Rio Branco (1,42 Ga; Geraldles et al., 2001, 2004; Ruiz, 2005; Araújo, 2008). Essas rochas intruíram o embasamento do Terreno Jauru, que é constituído das rochas do Grupo Alto Jauru e do Complexo Metamórfico Alto Guaporé.

A Suíte Intrusiva Água Clara foi definida por Saes et al. (1984), que associam essa unidade a um batólito de composição granodiorítica a granítica, com texturas diversas (equigranular, inequigranular ou porfirítica). Os dados geoquímicos mostram que os granitos são subalcalinos, metaluminosos a fracamente peraluminosos e posicionam-se no campo calcioalcalino, dispondo-se no intervalo de médio K. É observada uma foliação penetrativa com atitude em torno de N40W/80SW. A idade dessa suíte foi determinada por meio de U-Pb em monocristais de zircão (TIMS) por Geraldles et al. (2001) — 1485 ± 4 Ma, interpretada como idade de cristalização do batólito —, enquanto o valor da idade-modelo Sm/Nd (TDM) é de 1,77 Ga, indicando o período de fracionamento mantélico.

Geraldles et al. (1997) propuseram o termo “Suíte Santa Helena” para designar um corpo ígneo batolítico, com aproximadamente 4.500 km², cujo eixo maior orienta-se segundo a direção NW. Essa unidade representa a maior manifestação plutônica ácida da região SW de Mato Grosso. Exibe uma diversidade composicional e textural, marcadas por rochas graníticas equi a inequigranulares, porfiríticas, de granulação grossa até fina, leuco a mesocráticas. Essas rochas foram divididas, em base textural e mineralógica, em quatro principais associações de fácies petrográficas, todas apresentando estruturas gnáissicas e, modalmente, classificadas como sieno a monzogranitos. Os dados geoquímicos apresentados por Ruiz (2005) mostram que essas rochas foram geradas por magmatismo subalcalino, do tipo calcioalcalino de alto K, levemente metaluminoso para as rochas menos diferenciadas a discretamente peraluminoso para as demais fácies. Datações realizadas por Geraldles et al. (2001) pelo método U-Pb em zircão (TIMS) mostram que a idade de cristalização dessas rochas é de 1456 ± 10 a 1419 ± 09 Ma. Já as idades-modelo TDM variam entre 1,5 e 1,6 Ga, e o $\epsilon\text{Nd}(t)$ com valores positivos, entre +2,7 e +4,0.

As rochas que constituem a Suíte Intrusiva Rio Branco foram estudadas inicialmente por Oliva et al. (1979), sendo denominadas Complexo Serra de Rio Branco. Barros et al. (1982) utilizam o termo “Grupo Rio Branco”, e Leite et al. (1985) aplicam o termo “Suíte Intrusiva Rio Branco” para definir um complexo ígneo estratiforme diferenciado. Trata-se de uma associação plutonovulcânica dominada por rochas ácidas a intermediárias no topo e rochas básicas na base. As rochas apresentam características geoquímicas de granitos do tipo A e são formadas em um ambiente intraplaca. Geraldles (2000) e Geraldles et al. (2001), utilizando o

método U-Pb, obtiveram idades de 1,46 – 1,42 Ma para as rochas básicas e félsicas, respectivamente, interpretadas como idade de cristalização. As idades-modelo TDM evidenciam um episódio de fracionamento do manto em torno de 1,8 Ga.

A Suíte Intrusiva Pindaituba foi proposta por Ruiz (2005) para designar um conjunto de rochas graníticas representadas por vários corpos com dimensões e formas variadas, orientados segundo a direção da foliação regional NW. Esses corpos ocorrem de forma expressiva alojados principalmente nas rochas do Grupo Alto Jauru. Essa suíte é constituída de granitoides foliados, raramente isotrópicos, de granulação média a grossa, por vezes porfiríticos. São rochas leuco a mesocráticas de composição sienogranítica a tonalítica. O conjunto de dados litogeoquímicos da Suíte Intrusiva Pindaituba revela que esta é calcioalcalina, de alto K, meta a peraluminosa, que foi gerada em um ou mais estágios evolutivos em ambiente envolvendo subducção (Lima et al., 2011). As intrusões mostram foliação orogênica penetrativa, por vezes milonítica, e alguns corpos apresentam foliação apenas em suas bordas. A idade de cristalização dessas rochas varia entre 1420 e 1480 Ma, conforme indicam zircões analisados pelo método U-Pb (Araújo, 2008). As idades-modelo TDM estão na faixa de 1,7 a 1,8 Ga, enquanto os valores $\epsilon\text{Nd}(t)$ variam de +0,03 a +2,33, indicando que o magma original foi derivado, em grande parte, de fontes juvenis (Ruiz, 2005).

Saes et al. (1984) propuseram a denominação Suíte Intrusiva Figueira Branca para definir um conjunto de *stocks* e *plugs* alongados segundo NW, de composição máfica a ultramáfica, diferenciados, que compreendem dunito, anortosito, troctolito, norito e gabro. Teixeira et al. (2011) descrevem rochas de coloração cinza a verde-escuro, normalmente de granulação média a grossa, por vezes com textura subofítica. São relatadas estruturas acamadas para os tipos ultrabásicos. Idades U-Pb em zircão (SHRIMP) indicam que a Suíte Intrusiva Figueira Branca cristalizou entre 1426 ± 8 Ma e $1415,9 \pm 6,9$ Ma. As idades-modelo TDM estão na faixa de 1,7 a 1,6 Ga. Análises Sm-Nd das rochas máficas-ultramáficas dessa suíte mostraram valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ variando entre +3,0 e +4,7 (Teixeira et al., 2011).

Ruiz (2005) interpreta que a Orogenia Santa Helena (1485 – 1425 Ma) retrata a implantação de um arco magmático continental caracterizado em sua fase inicial (1480 – 1485 Ma) pela formação de batólitos calcioalcalinos, peraluminosos, tonalíticos a monzograníticos representados pelas suítes intrusivas Santa Helena e Água Clara e por inúmeros corpos graníticos da Suíte Intrusiva Pindaituba (1465 – 1425 Ma) — as diferenças composicionais assinalam a variação composicional e a ambiência tectônica. Os dados litogeoquímicos e isotópicos indicam que essas rochas apresentam derivação mantélica, apontando um período longo de acreção de material juvenil em ambiente de margem continental do tipo Andino.

GEOLOGIA DAS UNIDADES ADJACENTES AO GRANITO INDIAVAÍ

O mapeamento geológico da área de estudo, cujo resultado é apresentado na Figura 2, possibilitou a identificação de algumas das unidades consagradas na literatura geológica do SW do Cráton Amazônico, além de detalhamento do Granito Indivaí e das feições estruturais por ele hospedadas. As rochas mais

antigas da área estudada são as do Grupo Alto Jauru, constituídas de rochas metavulcânicas básicas e de metassedimentos químicos e clásticos. Estas rochas são intrudidas por rochas metaplutônicas básicas da Suíte Intrusiva Figueira Branca, por metagranodioritos da Suíte Intrusiva Água Clara e por granitos e monzogranitos do Granito Indivaí. Esse conjunto acha-se recoberto em discordância erosiva e temporal pelas rochas sedimentares da Formação Jauru.

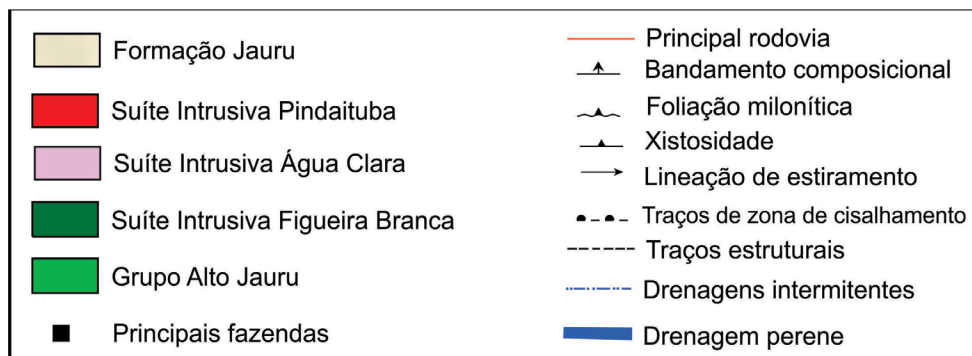
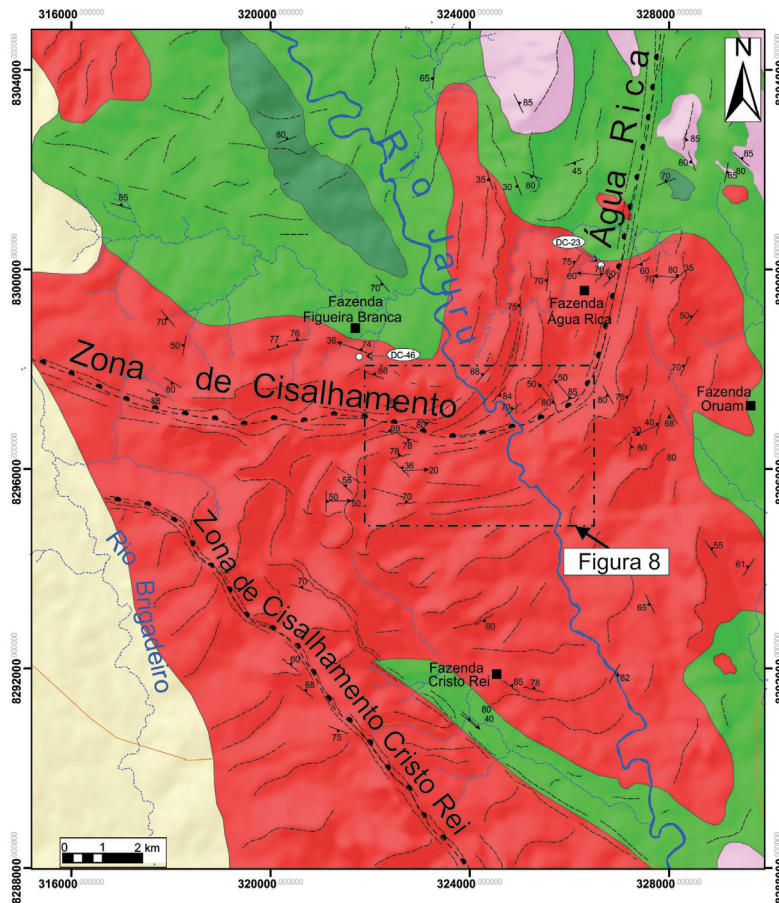


Figura 2. Mapa geológico contemplando as unidades encontradas na área e as Zonas de Cisalhamento Água Rica e Cristo Rei.

O Grupo Alto Jauru na área mapeada é constituído de anfíbolitos, formações ferríferas bandadas, xistos e quartzitos. Os anfíbolitos são as rochas mais abundantes dessa unidade, podendo ser orto ou paraderivados. Os ortoanfíbolitos são rochas de cor preta, equigranulares, com granulação

fina a muito fina, comumente apresentam textura maciça e, por vezes, estrutura em almofada (*pillow lava*) com o material “*interpillow*” enriquecido em epidoto (Figura 3A). São compostos de anfíbólio, plagioclásio, epidoto e minerais opacos. Os paranfíbolitos são rochas pretas a esverdeadas

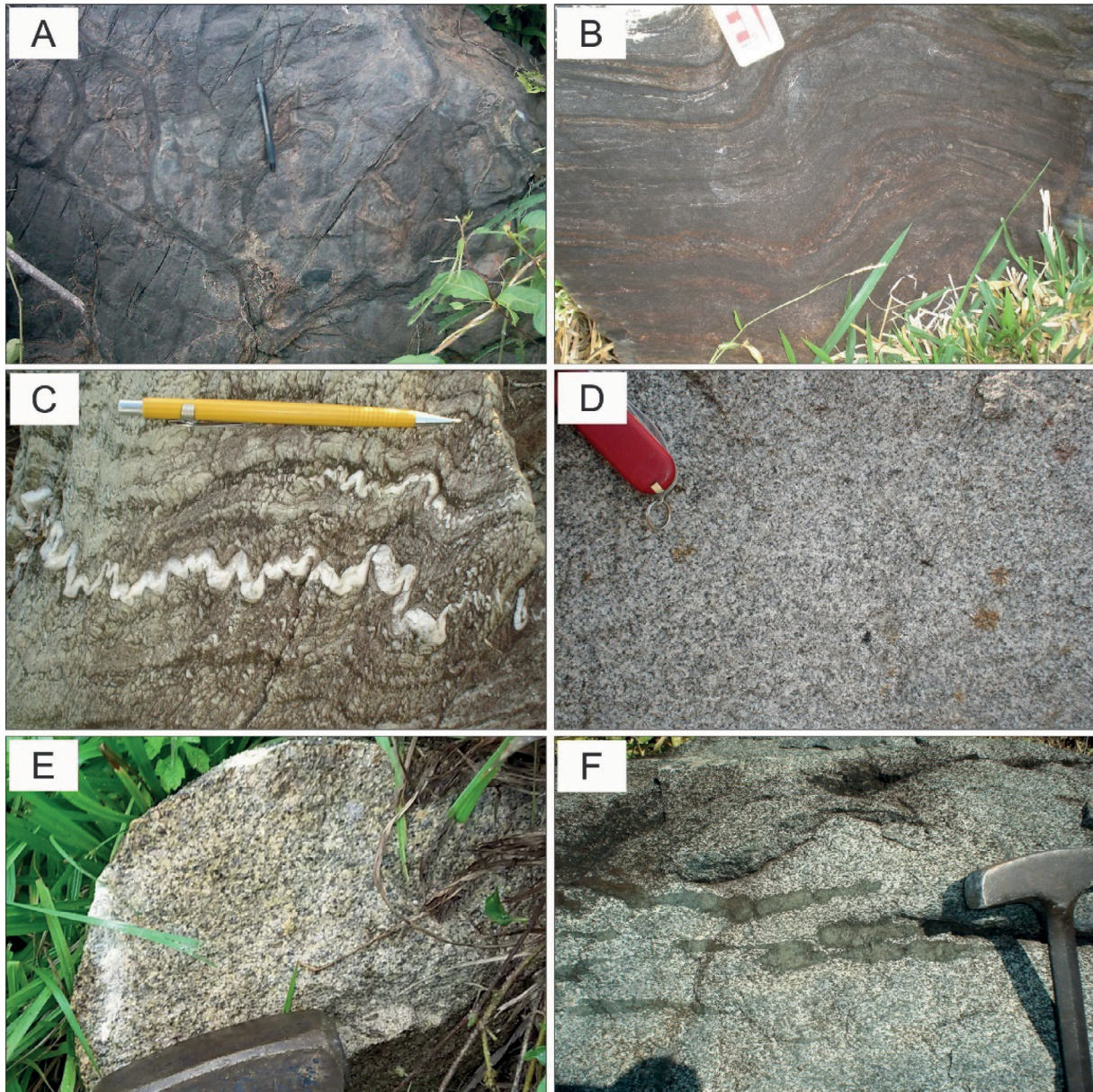


Figura 3. (A) Aspecto de ortoanfíbolito, com *pillow* lavas preservadas, do Grupo Alto Jauru; (B) aspecto de paranfíbolito do Grupo Alto Jauru com bandamento composicional definido por bandas félsicas, com quartzo e feldspato, e bandas máficas, com anfíbólio, plagioclásio e biotita; (C) afloramento de xisto do Grupo Alto Jauru marcado pelo bandamento composicional de escala centimétrica crenulada, paralelo ao qual ocorre xistosidade definida por minerais placoides e arranjos de quartzo recristalizado, e reforçada pela presença de veios de quartzo de espessura centimétrica; (D) afloramento da fácies granodiorítica fina a média equigranular da Suíte Intrusiva Água Clara; (E) afloramento da fácies monzogranítica da Suíte Intrusiva Água Clara marcada por granulação média e pela textura equigranular; (F) afloramento de metagabros da Suíte Intrusiva Figueira Branca com textura equigranular, onde, na parte central da foto, é possível observar xenólitos de anfíbolito do Grupo Alto Jauru.

com granulação média. Exibem bandamento composicional (Figura 3B), com alternância de bandas félsicas — compostas de quartzo, plagioclásio, muscovita, epidoto e titanita — e bandas máficas — compostas de anfibólio, plagioclásio, piroxênio e minerais opacos. As formações ferríferas bandadas metamorfizadas têm ocorrência localizada. São rochas com bandamento de escala centimétrica com bandas ricas em quartzo de granulação fina a muito fina e bandas ricas em minerais opacos (magnetita e hematita). Os metassedimentos clásticos têm ocorrência localizada, e são reconhecidos xistos e quartzitos. Os primeiros são de coloração cinza-esbranquiçada, com granulação média, xistosidade proeminente marcada pelo alinhamento e pelo paralelismo de minerais placoides (Figura 3C) e constituídos de quartzo, muscovita e biotita. Já os segundos são brancos, com granulação fina, discreta foliação e constituídos de quartzo, além de muscovita e minerais opacos em menor proporção.

A Suíte Intrusiva Água Clara condiciona um relevo movimentado com morros e morrotes no formato de meia laranja. Os principais afloramentos ocorrem na forma de blocos e matacões nas encostas de morros ou na forma de lajedos no leito e nas margens de drenagens. É marcada por rochas graníticas de composição granodiorítica a monzogranítica. Os granodioritos, que são os litotipos mais frequentes, são de coloração cinza-clara, equigranulares, de granulação média a grossa, compostos de quartzo e plagioclásio, com epidoto e opacos como minerais acessórios (Figura 3D). Em alguns locais, é possível observar a fácies monzogranítica marcada pela presença de feldspato potássico como mineral essencial (Figura 3E). Ambas as fácies são marcadas por uma xistosidade que varia de incipiente na parte interna a bem desenvolvida nas bordas do corpo. Nessas últimas, é comum a ocorrência de xenólitos de anfíbolitos. Em alguns locais foram observados diques de sienogranito correlacionados por critérios texturais e petrológicos às rochas da Suíte Intrusiva Pindaituba.

A Suíte Intrusiva Figueira Branca é marcada pela ocorrência de metagabros que ocorrem na forma de blocos e matacões nas encostas e nos topos de morros. São rochas de cor cinza-escura, melanocráticas, equigranulares, de granulação fina a média. Apresentam estrutura maciça a levemente foliada (Figura 3F), sendo frequente a ocorrência de xenólitos de anfíbolitos e diques de sienogranito, oriundos do Grupo Alto Jauru e da Suíte Intrusiva Pindaituba, respectivamente. Os metagabros são compostos de plagioclásio, anfibólio, biotita e quartzo — ocasionalmente pode conter piroxênio. Os minerais acessórios mais comuns são epidoto, zircão, calcita, titanita e opacos.

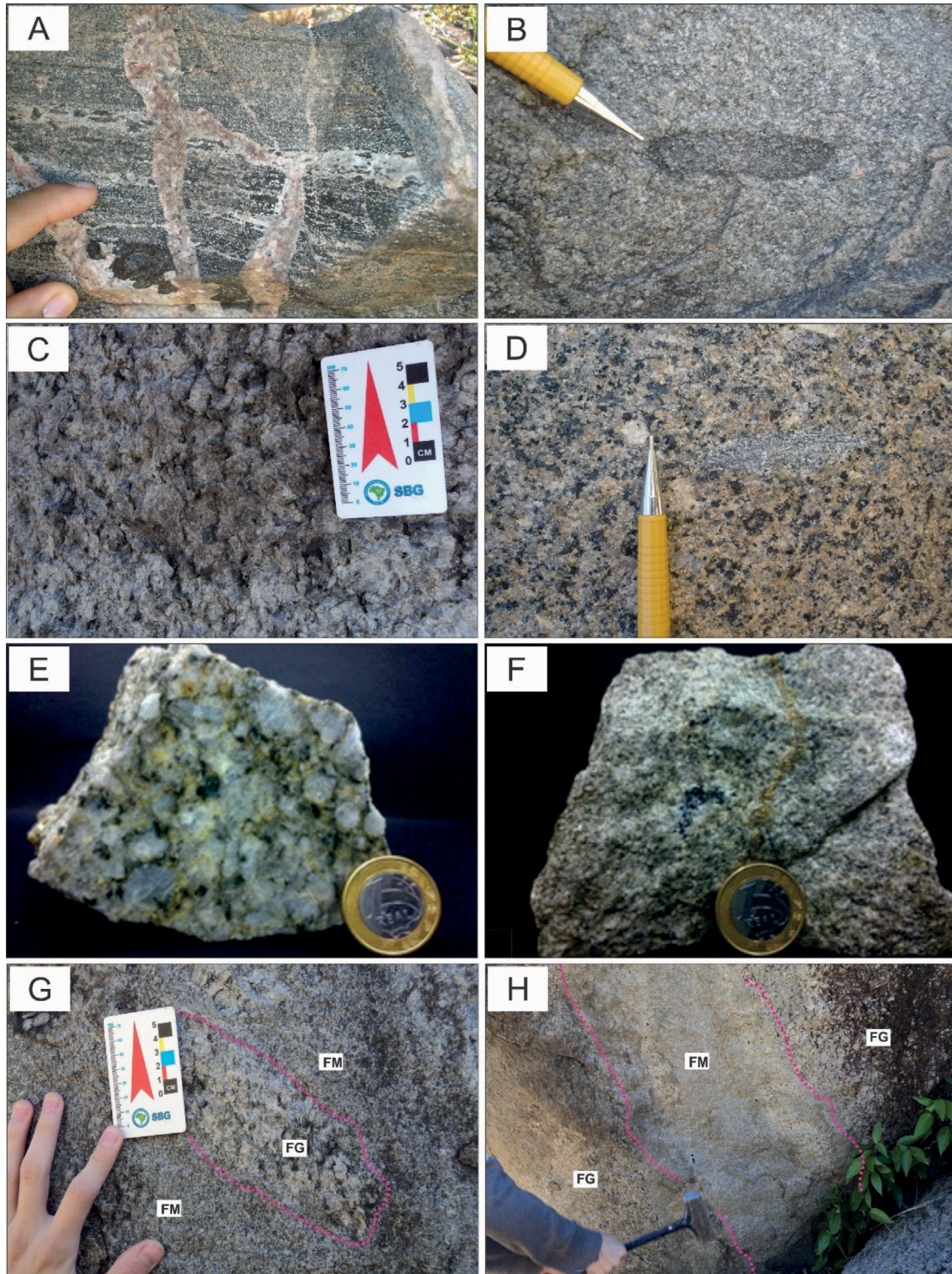
A Formação Jauru é constituída de diamictito púrpura de matriz arenosa e argilosa, polimítico com blocos e matacões facetados de granito, gnaiss e arenito — depositados em inconformidade sobre as rochas paleo a mesoproterozoicas do Cráton Amazônico.

GEOLOGIA DO GRANITO INDIAVAÍ

O Granito Indiavaí ocorre na forma de batólito, a norte da cidade de Indiavaí. Apresenta forma irregular presumivelmente pela ação da deformação. Aflora na forma de blocos e matacões, que ocorrem nas encostas e nos topos de morros e morrotes — menos frequentemente, ocorre na forma de lajedo em drenagens e em corte de estrada. Esse corpo exhibe contatos intrusivos com as rochas do Grupo Alto Jauru, evidenciado pela presença de diques de granito nos anfíbolitos e pela presença de xenólitos de anfíbolito no granito (Figuras 4A e 4B).

A composição predominante é sienogranítica, porém ocorre subordinadamente fácies de composição monzogranítica. Apresenta índice de cor leucocrático, constituído essencialmente de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, tendo como minerais máficos anfibólio e biotita. Apresenta granulação média a grossa, textura equigranular a inequigranular porfírica (Figuras 4C e 4D) e, em alguns casos, textura *rapakivi*. Com base na diferença de granulação, foram distinguidas duas fácies desse corpo: uma grossa e outra média (Figuras 4E e 4F). A porcentagem de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio é equivalente nas duas fácies, e o índice de minerais máficos na fácies grossa é mais elevado. Em algumas porções, as rochas da fácies média englobam porções da fácies grossa, evidenciando uma cristalização posterior a desta fácies (Figuras 4G e 4H).

Microscopicamente, a fácies média é caracterizada como leucocrática, hipidiomórfica, inequigranular, isotrópica a foliada (Figura 5A), sendo os minerais assim representados: quartzo (30%), ortoclásio (25%), microclina (15%), plagioclásio (15%), hornblenda (10%) e biotita (5%). A fácies grossa apresenta a mesma mineralogia, porém com maior percentual de minerais máficos, que podem atingir 20% hornblenda e 10% biotita. Em ambas as fácies, o mineral predominante é o quartzo — que ocorre sob a forma de cristais anédricos, por vezes, angulosos —, apresentam extinção ondulante e feições de recristalização como textura granoblástica e formação de subgrão, caracterizada pela diferença, geralmente menor de cinco graus, na orientação do eixo cristalográfico (Figuras 5A e 5B). Já a fácies grossa apresenta intercrescimento gráfico junto aos feldspatos (Figura 5A). O ortoclásio varia de anédrico a subédrico (até 1,50 mm), prismático em alguns casos com geminação *carlsbad* e extinção ondulante. É comum a presença de intercrescimento pertítico e apresenta processos de alteração como sericitização e argilização (Figura 5B). A microclina também ocorre sob forma anédrica a subédrica, prismática (até 0,7 mm), apresenta geminação em grade, textura pertítica e processos de sericitização e argilização (Figura 5C). O plagioclásio, estimado petrograficamente pelo método Michel Levy como andesina, é anédrico a euédrico, prismático (até 1,0 mm), com geminação segundo a Lei da Albita. Intensos processos de alteração, como sericitização e argilização, são observáveis (Figura 5C). A fase máfica é representada por hornblenda e



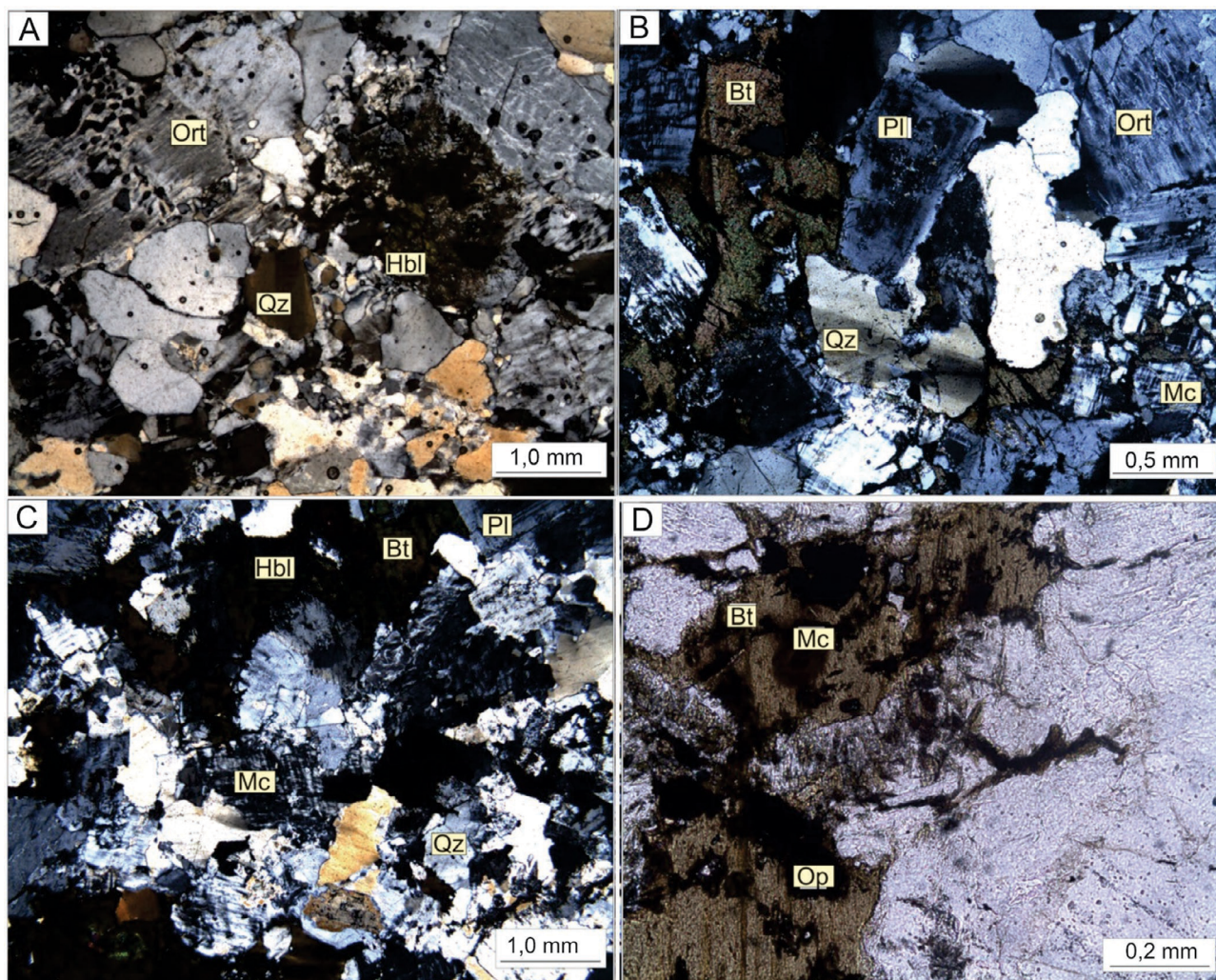
FG: fácies grossa; FM: fácies média.

Figura 4. Aspectos mesoscópicos do Granito Indiavaí. (A) Diques de sienogranito cortando a foliação do anfibolito; (B) xenólito de anfibolito imerso em monzogranito; (C) monzogranito de granulação grossa inequigranular; (D) sienogranito com granulação média inequigranular. Na parte central ocorre xenólito de anfibolito. Amostras de mão com feição típica da (E) fácies grossa e da (F) fácies média do Granito Indiavaí. Relação cronológica entre as fácies do Granito Indiavaí em (G) enclave da fácies grossa imerso nas rochas da fácies média; (H) dique da fácies média encaixado na fácies grossa.

biotita. A primeira ocorre anédrica a subédrica, prismática (até 1,0 mm) com pleocroísmo de verde-claro a verde-escuro, contém inclusões de minerais opacos e, em alguns casos, altera-se para biotita (Figura 5D). Já a segunda ocorre sob duas formas: primária, na qual é anédrica a subédrica, de hábito micáceo, pleocroica em tons de verde a marrom-acastanhado e com textura sagenítica, com tamanho máximo de 0,5 mm (Figura 5B); ou secundária, como produto da alteração da hornblenda (Figura 5D), em que apresenta as mesmas características, porém geralmente com tamanho menor. Ambas apresentam inclusões de zircão e de minerais opacos. Os minerais acessórios são representados por zircão e minerais opacos. Os minerais secundários são sericita, muscovita e argilominerais associados à alteração dos feldspatos.

GEOLOGIA ESTRUTURAL DO GRANITO INDIAVAÍ

O Granito Indiauí foi afetado por duas fases de deformação dúcteis. A primeira fase (D_1) é representada por foliação penetrativa classificada como xistosidade (S_1), definida pela orientação de anfíbólio e biotita e por arranjos recrystalizados de quartzo e plagioclásio (Figuras 6A a 6C). A orientação dessa foliação é variável — na parte centro-oeste, é orientada N73E/82NW, conforme demonstra o estereograma da Figura 6D. Na parte leste, a foliação S_1 está dispersa, definindo um padrão de dobramento condizente com o arrasto promovido pela ZCAR. Esse padrão pode ser observado na Figura 6E, a qual apresenta dois máximos: o primeiro



Ort: feldspato alcalino; Hbl: hornblenda; Qz: quartzo; Bt: biotita; Pl: plagioclásio; Mc: microclima; Op: minerais opacos.

Figura 5. Fotomicrografias do Granito Indiauí. (A) Aspecto textural da rocha com intercrescimento gráfico de quartzo com feldspato alcalino; (B) detalhe da textura, na qual destaca plagioclásio zonado, quartzo com extinção ondulante, ortoclásio (K-f) com textura perfítica; (C) sienogranito de textura inequigranular com cristais de biotita e anfíbólio; (D) biotita com inclusões de allanita e minerais opacos.

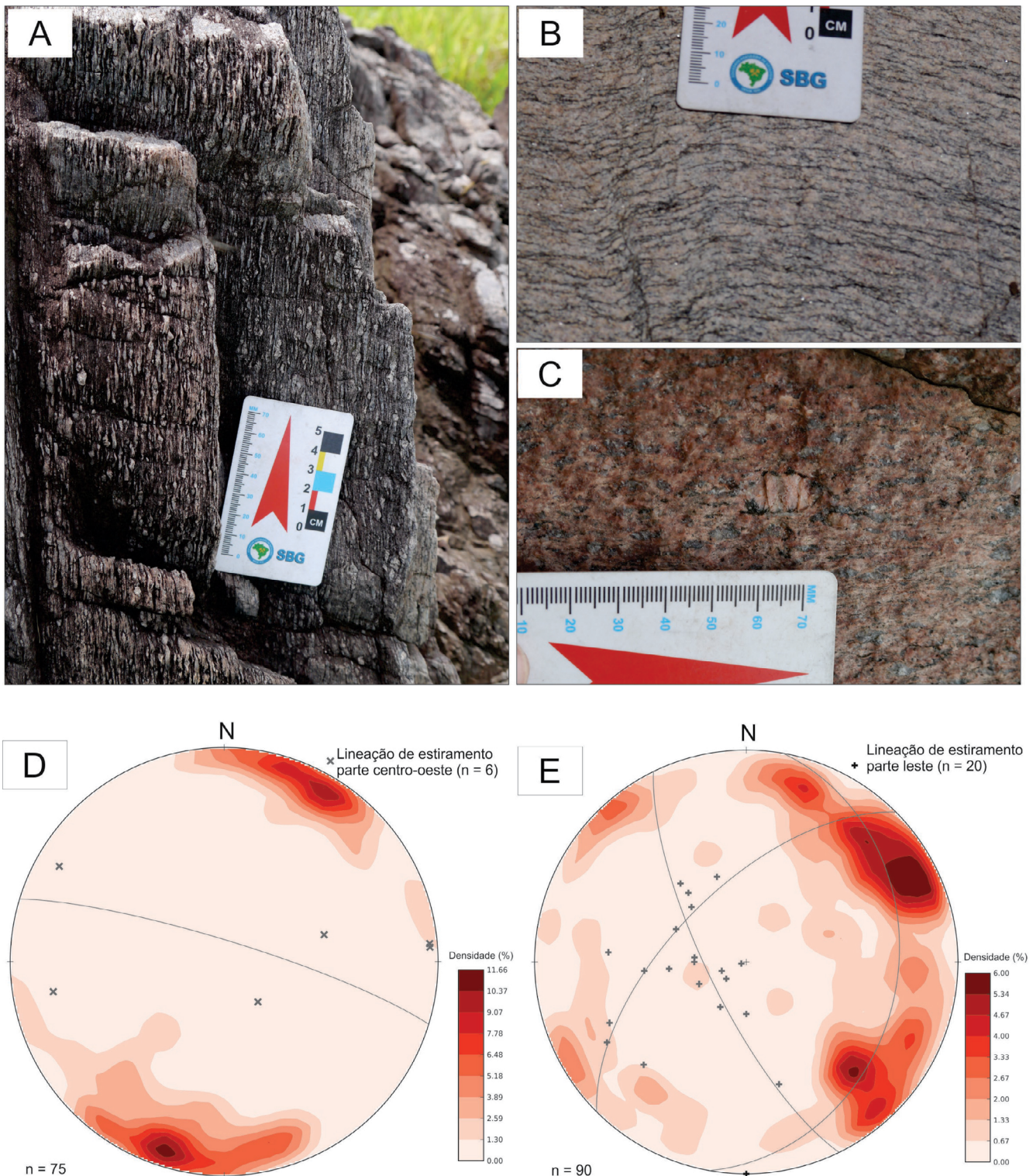


Figura 6. Aspecto da foliação no Granito Indiavaí. (A) Metagranito com xistosidade, definida nessa escala de observação por arranjos de quartzo e feldspatos recristalizados; (B) xistosidade definida por faixa e/ou agregados de biotita + quartzo e feldspato recristalizado; (C) xistosidade definida por arranjos recristalizados de quartzo, plagioclásio e pela reorientação de porfiroclastos de feldspato alcalino; (D) projeção estereográfica das medidas de foliação S_1 e lineação de estiramento L_1 para a parte centro-oeste do corpo; (E) projeção estereográfica das medidas de foliação S_1 e lineação de estiramento L_1 para a parte leste do corpo.

orientado N64E/75SE e o segundo, N45W/62NE, exibindo um espalhamento cuja guirlanda permite a construção de um eixo orientado N56W/63.

Associada à foliação S_1 ocorre lineação de estiramento e mineral, comumente definida pelo arranjo de quartzo e/ou feldspato recristalizado(s), ou, menos frequentemente, por cristais de biotita alongados. Na porção centro-oeste, a lineação não é uniformemente orientada (Figura 6D). Em um dos poucos afloramentos (DC-46) onde a lineação foi observada com segurança, esta apresenta grande obliquidade, com a foliação orientada N74W/74NE e a lineação, N70W/36. Na parte leste do corpo, a lineação orienta-se preferencialmente S80E/57, situada em posição *down dip* ou levemente oblíqua (Figura 6E). Um bom exemplo do comportamento da lineação de estiramento nesse domínio pode ser observado no afloramento DC-23, no qual a foliação é orientada N55E/70NW e a lineação, que é ligeiramente oblíqua, N85W/60.

Associada à fase D_1 ocorrem ZCs dúcteis denominadas ZCAR, nas partes leste e central, e ZCCR, na parte sudoeste do Granito Indiavaí (Figura 2). Essas zonas são marcadas por faixas de rochas da série milonítica, conforme descrito adiante.

Os efeitos da segunda fase de deformação (D_2) são localizados, geralmente associados à clivagem de crenulação (S_2) observada principalmente nos filonitos, conforme ilustra a Figura 7. A S_2 pode ser confundida com uma clivagem de crenulação extensional, porém a relação angular entre S_1 e S_2 (entre 45 e 90°), o espaçamento e a penetrabilidade dos planos de S_2 , e a grande amplitude das dobras definidas por S_1 em relação a S_2 foram critérios para defini-la como uma clivagem de crenulação compressiva. Essa clivagem é orientada N72E/80SE.

AS ZONAS DE CISALHAMENTO ÁGUA RICA E CRISTO REI

Características gerais

A ZCAR afeta o Granito Indiavaí e se estende também para as rochas do Grupo Alto Jauru. Apresenta caráter dúctil-rúptil com direção principal NE, sendo a movimentação dos blocos predominantemente normal. Caracteriza-se por ser uma faixa de espessura irregular que varia de dezenas a centenas de metros, marcada por rochas da série milonítica. Observa-se que essa ZC apresenta inflexão de NE para NW, conforme ilustra o mapa geológico da Figura 2 e o esquema da Figura 8. A ZCCR apresenta caráter dúctil-rúptil com direção principal NE. Os produtos gerados pelo cisalhamento

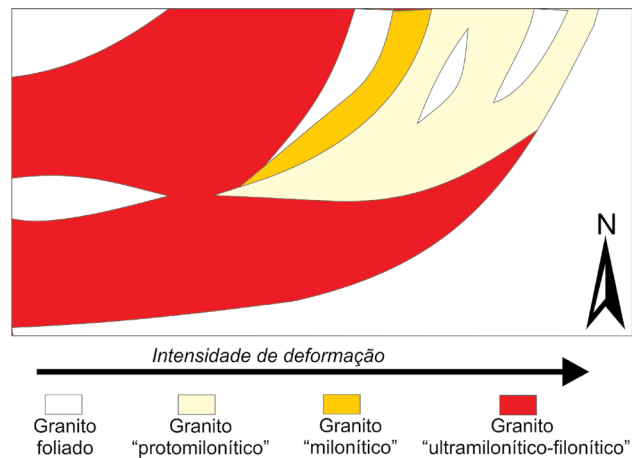


Figura 8. Mapa de ocorrências das rochas miloníticas geradas a partir da deformação das rochas do Granito Indiavaí.

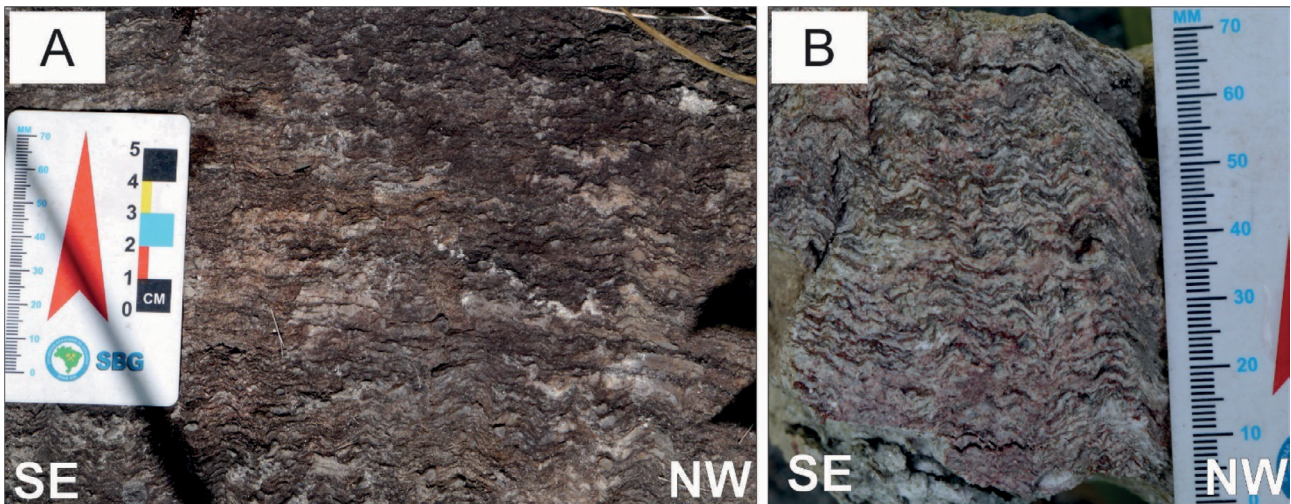


Figura 7. Aspecto das crenulações relacionadas à fase D_2 presentes no metagranito Indiavaí, (A) em afloramento e (B) em amostra de mão.

são similares em ambas às zonas, podendo ser reconhecido granito com deformação incipiente, com textura protomilonítica, milonítica e ultramilonítica. Em ambas as zonas não ocorrem uma sequência milonítica padrão (protomilonito, milonito e ultramilonito) e exibem uma diversidade de rochas miloníticas, colocando em contato rochas com diferentes intensidades de deformação, por exemplo, granito foliado com ultramilonitos.

Características microestruturais

Granito com deformação incipiente

As rochas da porção menos deformada são similares às do protólito — o que as diferencia é que, ao microscópio, são observados processos de recristalização no quartzo e extinção ondulante nos feldspatos. Essas rochas são de coloração cinza a rósea, leucocráticas, predominantemente equigranulares de granulação média e não apresentam quantidade significativa de matriz. São compostas de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita. Apresentam uma foliação incipiente definida pela biotita, que é pouco penetrativa e de difícil observação (Figura 9A). Embora exista foliação, a textura ígnea está preservada nessas rochas. Nessas, o quartzo apresenta leve extinção ondulante, alguns cristais exibem reentrâncias e protuberâncias em seus limites, feições típicas de recristalização dinâmica por migração de limite de grão (*grain boundary migration* — GBM). Os grãos neoformados preenchem os interstícios entre os grãos maiores (Figura 9B). O feldspato potássico apresenta leve extinção ondulante e textura pertítica em chamas (Figura 9C). O plagioclásio preserva as feições ígneas, apresentando leve extinção ondulante e fraturas (Figura 9D), e alguns exemplares exibem intenso processo de sericitização (Figura 9E). Nas rochas com deformação incipiente são observadas biotitas primárias (Figura 9F) e secundárias, ambas apresentando leve extinção ondulante.

Granito com textura protomilonítica

Os granitos protomiloníticos exibem matriz quartzo-feldspática de granulação fina, que corresponde a cerca de 30% da rocha. Além disso, apresentam porfiroclastos de quartzo e feldspato alcalino de granulação média a grossa, que correspondem a 70% da rocha (Figura 10A). A foliação milonítica é bem marcada e de fácil visualização em razão da orientação preferencial dos porfiroclastos de feldspatos e da orientação da biotita e dos grãos de quartzo recristalizado na matriz. Nessas rochas, já se observam diminuição na quantidade de feldspatos primários e aumento de quartzo e da matriz recristalizada. Nessas condições de deformação, o quartzo apresenta extinção ondulante, recristalização dinâmica por GBM, ocorrendo em agregados monominerálicos orientados,

definindo a foliação da rocha, ou, ainda, em pequenos grãos, constituindo a matriz recristalizada da rocha (Figura 10B). O feldspato alcalino apresenta extinção ondulante, textura pertítica a mesopertítica, algumas em chamas. Alguns cristais ortoclásios apresentam em suas bordas textura micrográfica. Os cristais são comumente fraturados, e observa-se estrutura de *transformation twinning*, que é a transformação em estado sólido de um mineral de mais alta simetria para mais baixa simetria (Figura 10C). O plagioclásio apresenta extinção ondulante e processos proeminentes de sericitização, além de novos grãos de granulação fina formados a partir do processo de recristalização dinâmica (*bulging*) (Figuras 10D e 10E). Nos protomilonitos, a biotita ocorre somente na matriz, na qual apresenta tamanho reduzido quando comparada àquelas da rocha não deformada. Em conjunto com o quartzo recristalizado, define a foliação (Figura 10F) e se altera para opacos e epidoto.

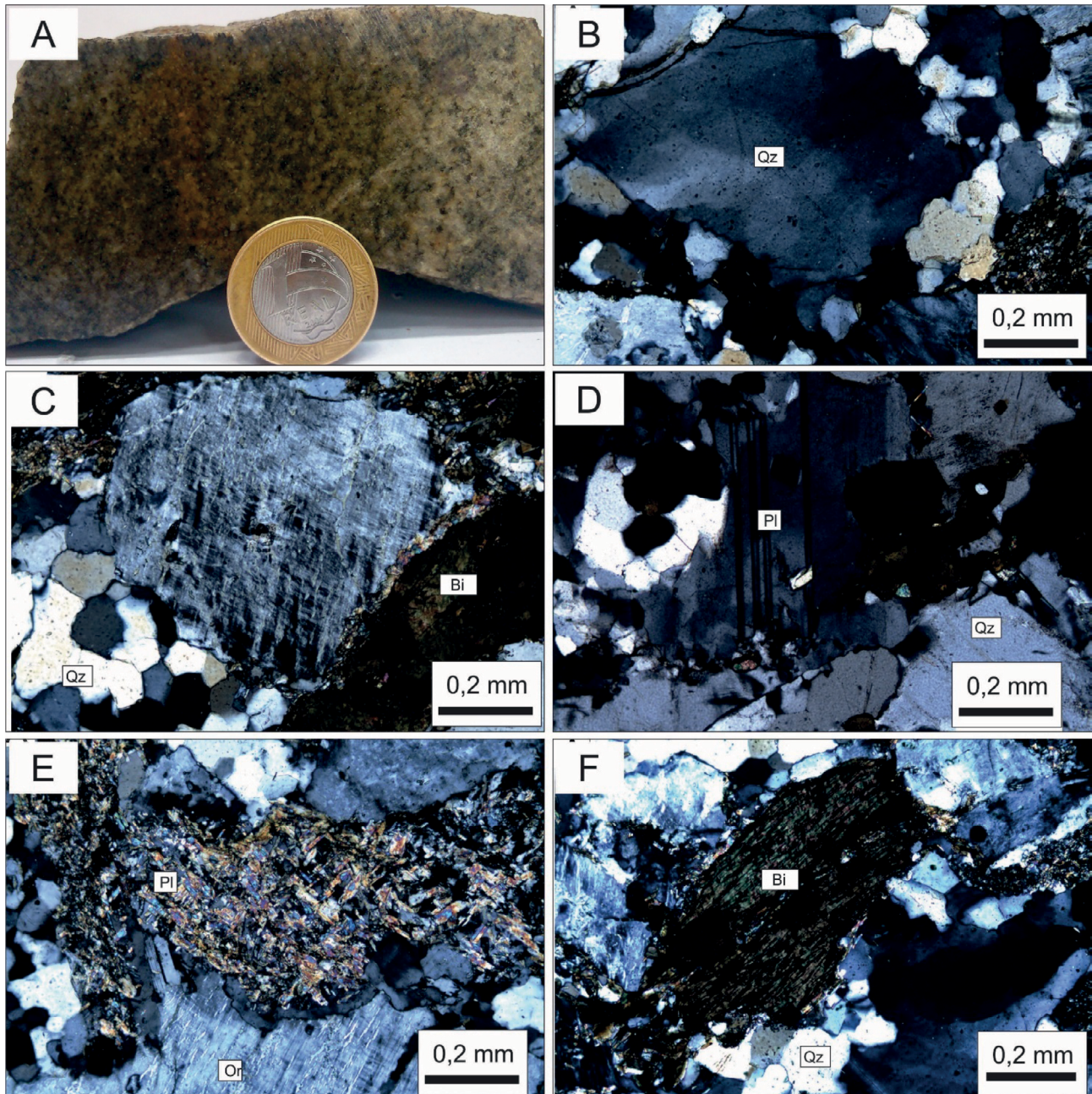
Granito com textura milonítica

Os granitos miloníticos são compostos essencialmente de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita. Apresentam porfiroclastos de plagioclásio e quartzo, que são alongados, e de feldspato alcalino, que são subarredondados ou na forma de sigmoides (Figura 11A). A matriz corresponde a 60–70% da rocha e é marcada por uma trama orientada definida por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico e pela orientação das palhetas de biotita (Figura 11B). A foliação milonítica nessas rochas é marcada por porfiroclastos de feldspatos arredondados a alongados com sombra de pressão assimétrica e por níveis de quartzo e plagioclásio recristalizado. Mostram domínio da redução do tamanho de grãos e da recristalização dinâmica sobre a recristalização estática. Observa-se que os porfiroclastos de feldspatos dos milonitos apresentam feições de deformação dúcteis superiores às rúpteis, diferentemente dos protomilonitos.

Nesse estágio, o quartzo apresenta lamelas de deformação, predominando processos de recristalização dinâmica que permite a formação de novos grãos de granulação fina, que ocorre em grande quantidade, definindo uma matriz fortemente orientada (Figura 11C). Distinguem-se *ribbons* de quartzo orientados (Figura 11D). O feldspato potássico apresenta extinção ondulante bem desenvolvida com recristalização *bulging* também bem desenvolvida. Apresenta porfiroclastos de ortoclásio fraturados e/ou falhados definindo estrutura do tipo dominó, utilizada como indicadora cinemática (Figuras 11E e 11F). Na matriz, ocorrem grãos recristalizados de feldspato potássico, cuja porcentagem diminui à medida que a deformação aumenta. A maioria dos porfiroclastos de feldspato alcalino apresentam-se pertitizados, sendo comum a presença de pertita em chamas, que ocorre preferencialmente no limite do grão ou a partir de inclusões que, muitas vezes, atingem o porfiroclasto

inteiro. Possuem formas irregulares, com terminações pontiagudas voltadas para o interior do grão. Os porfiroclastos de feldspato alcalino apresentam microestruturas rúpteis, por exemplo, microfalhas que podem ser preenchidas por sericita e/ou quartzo recristalizado. É comum a ocorrência

de extinção ondulante nesse mineral. Nas rochas miloníticas, há decréscimo considerável do plagioclásio, sendo observado apenas na matriz (Figura 11G). A biotita, que ocorre em pequena proporção, é restrita à matriz, sendo substituída por muscovita (Figura 11H).



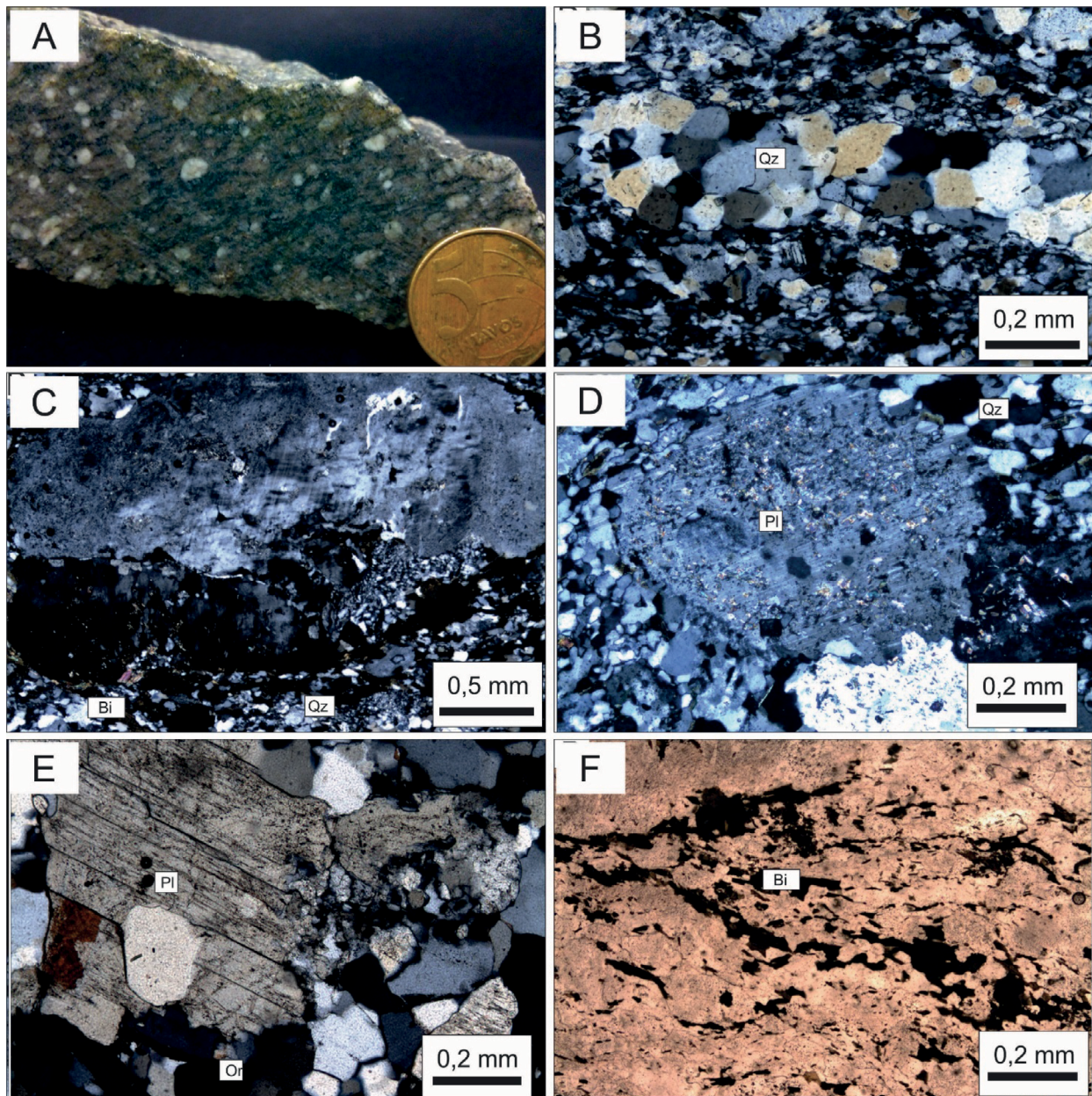
Qz: quartzo; Bi: biotita; Pl: plagioclásio; Ort: ortoclásio.

Figura 9. Aspecto do Granito Indiavaí com deformação incipiente. (A) Amostra do Granito Indiavaí com foliação incipiente; (B) quartzo com discreta extinção ondulante, textura *bulging* mal definida e grãos recristalizados; (C) ortoclásio com extinção ondulante e textura; (D) plagioclásio com extinção ondulante; (E) plagioclásio com forte processo de sericitização, sendo este quase todo consumido, em rochas com deformação incipiente; (F) biotita com inclusões de zircão e textura sagenítica.

Granito com textura ultramilonítica

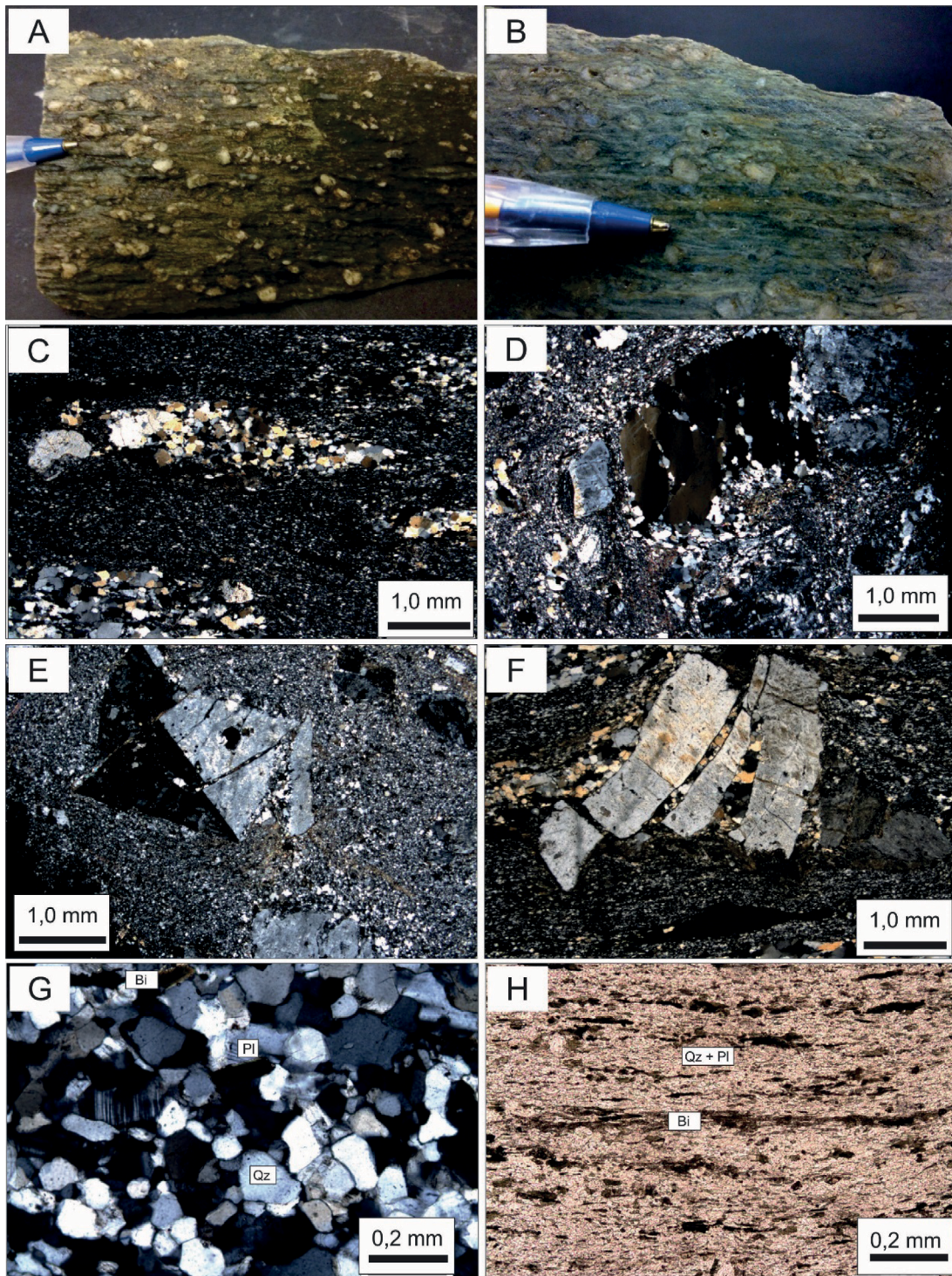
Os granitos ultramiloníticos apresentam coloração amarela-esverdeada ou avermelhada; granulação fina e equigranular; são compostos essencialmente de quartzo, muscovita e biotita (Figura 12A); e formam níveis de

dezenas de metros intercalados com os milonitos ou em contato com as rochas menos deformadas. Nessas rochas, a foliação milonítica é marcada pelas micas e por agregados monomineralógicos de quartzo. Ocorrem fitas (*ribbons*) de quartzo e fragmentos de granito menos deformados (Figura 12B).



Qz: quartzo; Bi: biotita; Pl: plagioclásio; Ort: ortoclásio.

Figura 10. Aspecto do Granito Indaiá com textura protomilonítica. (A) Amostra de granito com textura protomilonítica; (B) o quartzo não apresenta grande distinção entre os porfiroclastos e a matriz. Os porfiroclastos são agregados monomineralógicos orientados juntamente com a matriz; (C) *transformation twinning* em feldspato potássico; (D) plagioclásio sericitizado com textura *bulging* e com leve extinção ondulante; (E) início de recristalização *bulging* e fraturamento da estrutura no plagioclásio; (F) biotita em protomilonito. Os cristais apresentam-se recristalizados com fração compatível com a matriz da rocha.

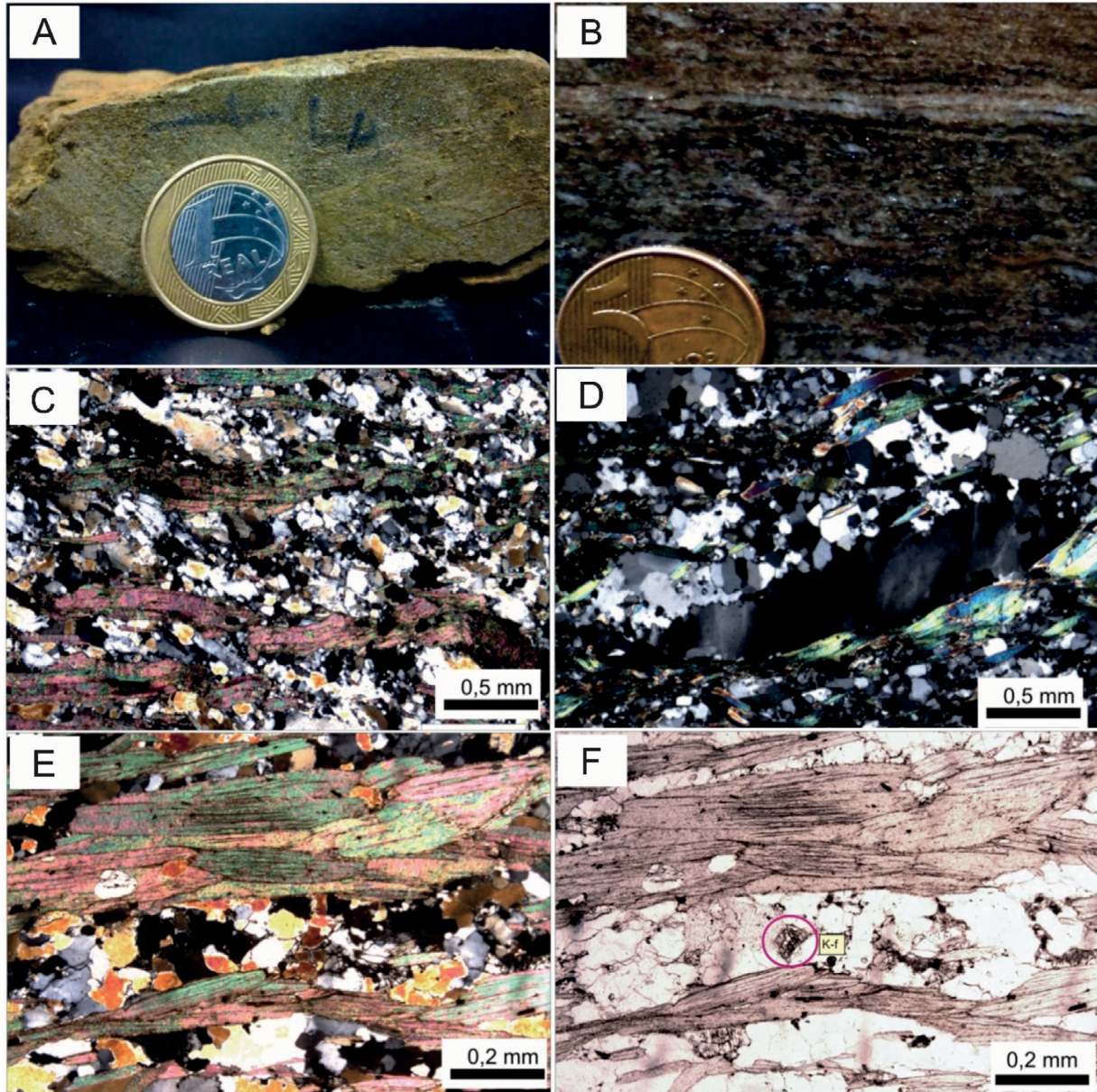


Bi: biotita; Pl: plagioclásio; Qz: quartzo.

Figura 11. Aspecto do Granito Indiavaí com textura milonítica. (A e B) Amostra de granito com textura milonítica, marcada pelo percentual similar de matriz e clastos; (C) porfiroclastos de quartzo marcado por agregados monominerálicos, orientados e diferenciados dos cristais da matriz, que apresentam granulação fina e estão orientados; (D) porfiroclastos de quartzo exibindo lamelas de deformação e textura *bulging* bem formada; (E) porfiroclastos de ortoclásio fraturado; (F) porfiroclastos de ortoclásio fraturados exibindo textura em dominó (*bookshelf*); (G) detalhe de matriz de granito milonítico com destaque para os cristais de plagioclásio, quartzo e biotita; (H) detalhe de matriz de granito milonítico com destaque para a biotita recristalizada com a mesma granulação dos demais componentes da matriz (quartzo e plagioclásio).

Os filonitos são uma classe especial de rocha ultramilonítica, com textura xistosa resultante da deformação do Granito Indaivaí. Essas rochas apresentam paragênese simples e são compostas essencialmente de quartzo, muscovita e, raramente, biotita (Figura 12C). Apresentam coloração

cinza e granulação fina a média, formam níveis métricos de até 60 m intercalados com os níveis miloníticos e apresentam xistosidade marcada por níveis de micas e quartzo orientados. O quartzo nessas rochas exibe evidências de recristalização por *bulging* ou por rotação de subgrão,



K-f: feldspato potássico.

Figura 12. Aspecto do Granito Indaivaí com textura ultramilonítica. (A) Amostra de mão na qual se destaca foliação milonítica definida por filossilicatos e quartzo; (B) detalhe de amostra de granito com textura ultramilonítica na qual se destaca a foliação milonítica definida pelos filossilicatos e pelas fitas (*ribbons*) de quartzo e feldspatos; (C) fotomicrografia de granito com textura ultramilonítica, com destaque para a foliação milonítica definida pela muscovita e por arranjos recristalizados de quartzo; (D) fotomicrografia detalhando *ribbon* de quartzo circundado por matriz fina em granito com textura ultramilonítica; (E e F) fotomicrografia detalhando a matriz de granito com textura ultramilonítica, com destaque para a foliação milonítica definida pela muscovita e para pequenos cristais de feldspato potássico oriundos do processo de fragmentação por deformação.

sendo comum a ocorrência de bandas de deformação e de *ribbons* (Figura 12D). A muscovita define a foliação milonítica da rocha — em alguns casos, pode apresentar arcos poligonais. O feldspato potássico é observado na forma de pequenos cristais relictos dispersos nos grãos de muscovita (Figuras 12E e 12F). Plagioclásio e biotita não são observados nos filonitos.

INDICADORES CINEMÁTICOS

Para a realização dessa análise, foram selecionadas 20 amostras orientadas, dez da ZCAR e dez da ZCCR, nas quais eram possíveis identificar a lineação de estiramento e/ou mineral e a foliação. Para o estudo dos indicadores cinemáticos foram observadas lâminas confeccionadas em cortes paralelos à lineação mineral e/ou de estiramento e ortogonais à foliação S_1 . Esse corte é interpretado como o principal sentido de movimento durante a fase D_1 . Identificaram-se os seguintes indicadores cinemáticos: porfiroclastos com sombras de pressão assimétricas, sigmoides, porfiroclastos com franjas assimétricas, cristais fraturados e deslocados e micas pisciformes (*mica fish*). Como a ZCAR e a ZCCR apresentam a mesma cinemática, os indicadores de ambas as zonas são descritos em conjuntos.

Os porfiroclastos com sombras de pressão assimétricas ocorrem quando a deformação é não coaxial e há contraste de ductilidade entre um grão mineral e a matriz. Nas rochas estudadas é comum a ocorrência de porfiroclastos de feldspato potássico com sombras de quartzo. Esse indicador cinemático é visível tanto em afloramentos quanto em lâminas delgadas. A Figura 13A ilustra o Granito Indiavaí milonitizado no qual se destaca porfiroclasto de feldspato alcalino manteado do tipo σ , que ocorre em uma matriz composta de quartzo e plagioclásio recristalizado. Em detalhe (Figura 13B), é possível observar que os porfiroclastos de feldspato potássico são envolvidos por um arranjo de quartzo finamente recristalizado. O porfiroclasto em detalhe apresenta sombra de pressão de quartzo. Esse padrão também pode ser observado em escala microscópica (Figura 13C). As rochas estudadas exibem porfiroclastos de feldspato potássico com sombras de pressão do tipo δ similares à ilustrada na Figura 13D, que são mais comuns em rochas ultramiloníticas. A Figura 13E ilustra outro tipo de porfiroclasto comum nessas rochas: porfiroclastos de titanita com sombras de pressão de biotita. Esses pórfiros acham-se imersos em uma matriz com filossilicatos, principalmente muscovita e quartzo.

Nas rochas filoníticas, é comum a ocorrência de outro tipo de indicador cinemático: muscovita *fish*, que apresenta forma trapezoidal (Figuras 13F a 13H) e cuja assimetria indica a cinemática da ZC. Essas feições são comumente observadas em matriz quartzo-feldspática de granulação mais fina.

Além dos indicadores cinemáticos dúcteis, é comum a ocorrência de cristais de feldspato falhados cujo sentido de deslocamento constitui outra importante fonte de informação cinemática da ZCAR e da ZCCR. São observados arranjos em “dominó” (*bookshelf*) marcado por cristais de feldspato potássico com falhas (Figuras 14A e 14B).

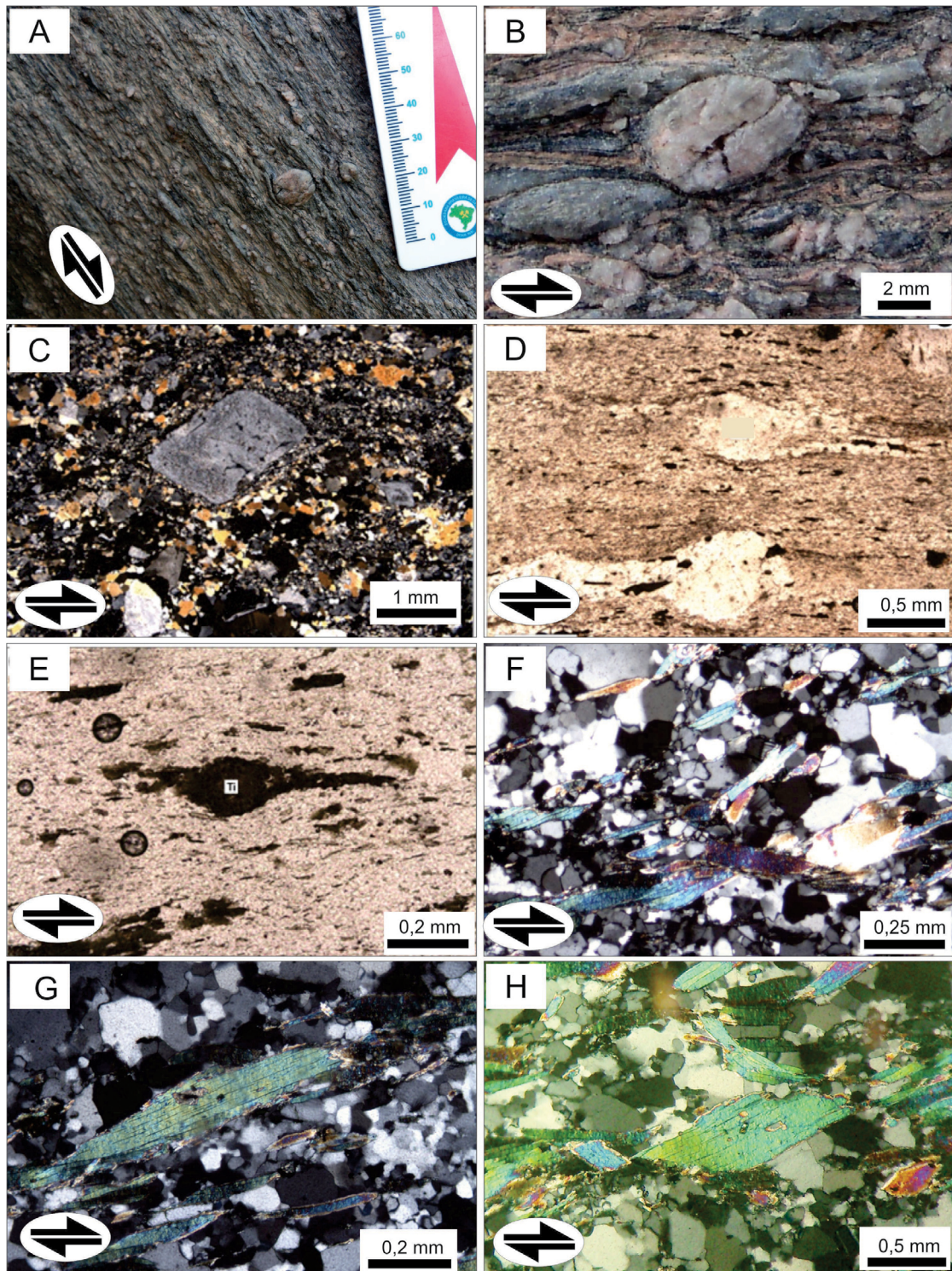
Considerando que os planos da foliação apresentam mergulho íngreme ($\sim 70^\circ$), que o caimento da lineação é aproximadamente coincidente com o mergulho da foliação (*down dip*), e o sentido de transporte identificado nos afloramentos, nas amostras e nas lâminas, interpreta-se que o movimento das ZCs foi normal.

MORFOLOGIA DE ZIRCÃO

O zircão é um dos minerais acessórios mais comuns na natureza, ocorrendo em ampla gama de rochas sedimentares, ígneas e metamórficas. Por conta da sua aptidão como geocronômetro baseado no decaimento do urânio (e do tório) para o chumbo, tem sido utilizado em grande escala para desvendar a história geológica de rochas e regiões. Outras utilizações para o zircão são baseadas em sua capacidade de sobreviver a processos magmáticos, metamórficos e erosivos que destroem a maioria dos minerais comuns. Em um grão de zircão preexistente, os eventos de formação tendem a ser preservados como entidades estruturais distintas. Em razão dessa propriedade, muito comumente um cristal de zircão é composto de segmentos distintos, cada qual preservando determinado período de formação (ou consumo) dele.

Com o intuito de averiguar se as rochas com textura protomilonítica, milonítica e, principalmente, ultramilonítica são oriundas do processo de deformação do Granito Indiavaí, foi realizado estudo morfológico do zircão. Esse método foi escolhido em razão da dificuldade de categorizar as rochas deformadas pelas ZCs, principalmente os filonitos — se elas seriam pertencentes ao protólito granítico ou seriam produto da deformação das rochas encaixantes. A morfologia de zircão foi analisada em três amostras do granito sem deformação, sendo duas da fácies média e uma da fácies grossa; três amostras de milonito da ZCAR; três de milonitos e três de filonitos da ZCCR. Em média, analisou-se a morfologia de zircão de 15 grãos por amostra. A Figura 15 apresenta a comparação da morfologia de zircão das várias amostras estudadas.

Os cristais de zircão do granito sem deformação possuem a mesma característica nas duas fácies. Caracterizam-se morfológicamente como cristais de prismas curtos, geralmente quadrados com dimensões entre 30 e 100 μm , em que a relação comprimento *versus* largura é de 1/1 ou 2/1 — em alguns grãos, essa relação é de 3/1. Geralmente, apresentam forte zoneamento. A maioria dos cristais de zircão do granito milonitizado pode ser caracterizada por cristais de prismas curtos, geralmente fraturados com arestas retas,



Ti: Titanita.

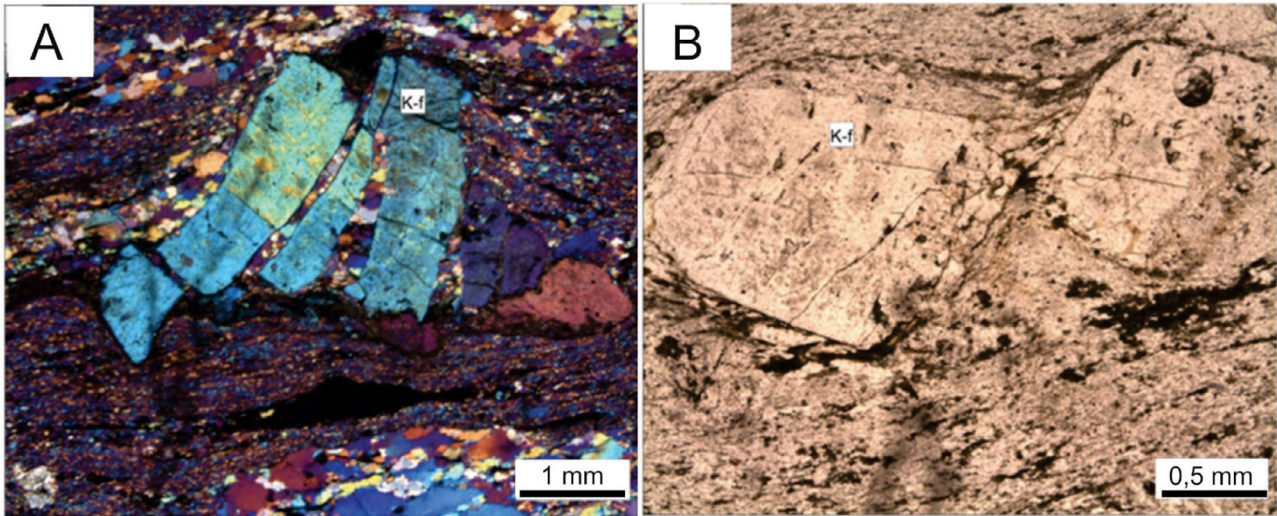
Figura 13. Indicadores cinemáticos gerados por influência das Zonas de Cisalhamento Água Rica e Cristo Rei nas rochas do Granito Indiavaí. (A e B) Porfiroclastos de feldspato potássico com sombras de pressão assimétricas; (C) fotomicrografia de porfiroclasto de feldspato potássico com sombra de pressão do tipo σ ; (D) fotomicrografia de porfiroclasto de feldspato potássico com sombra de pressão do tipo δ ; (E) fotomicrografia de porfiroclasto de titanita com sombras de pressão assimétricas compostas de biotita; (F, G e H) fotomicrografias de filonitos marcados por uma matriz fina constituída de quartzo e plagioclásio e por micas pisciformes de muscovita.

quadrados, por vezes levemente estirados e, em poucos casos, com terminações bipiramidais, com dimensões que variam entre 20 e 100 μm . A relação comprimento *versus* largura é de 1/1 ou 2/1, sendo de 3/1 em poucos grãos, assim como os do granito sem deformação. Também apresentam zonação. Já os cristais de zircão do filonito são muito semelhantes aos das demais rochas. São cristais de arestas retas e forma quadrada, alguns exemplares alongados e outros com terminações bipiramidais, com fraturamento e zonação. Apresentam dimensões entre 5 e 120 μm no formato

de 1/1 até 3/1. As únicas diferenças desses cristais em relação aos das demais rochas são o aspecto mais fratura e as faces levemente irregulares.

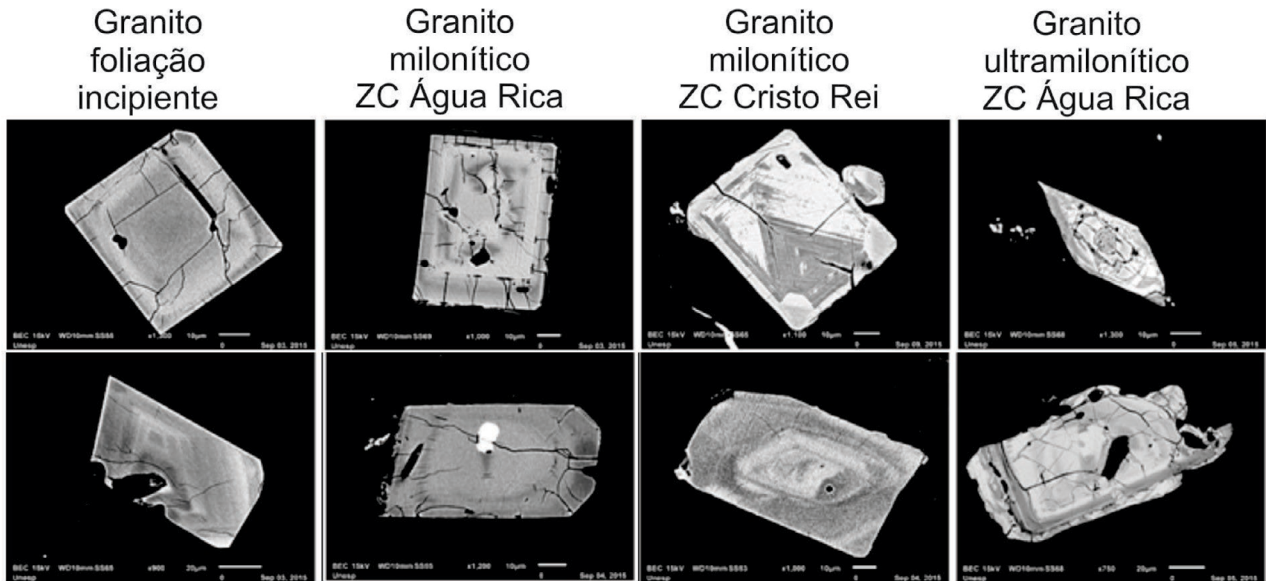
CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Granito Indaiavaí define um plúton com forma irregular orientado NW, constitui-se predominante pela fácies sienogranítica, porém ocorre subordinadamente fácies de



K-f: feldspato potássico.

Figura 14. Porfiroclastos de ortoclásio fraturados e deslocados. (A) Estruturas em dominó; (B) microfalha normal.



ZC: Zona de Cisalhamento.

Figura 15. Imagens de microscópio eletrônico de varredura com os zircões do Granito Indaiavaí, nas fácies com foliação incipiente, foliação milonítica e foliação ultramilonítica (filonítica).

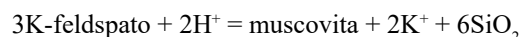
composição monzogranítica, constituídas essencialmente de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, tendo como minerais máficos anfibólio e biotita. A idade de cristalização do Granito Indaiavaí (1429 ± 4 Ma) foi obtida por Teixeira et al. (2011) por meio do método U-Pb SHRIMP em zircão. Essas rochas são correlacionadas à Suíte Intrusiva Pindaituba, que representa, provavelmente, um dos últimos eventos ígneos sin a tardi-tectônicos relacionados à Orogenia Santa Helena, que, segundo Ruiz (2005) e Bettencourt et al. (2010), retrata a implantação de um arco magmático continental à margem do Paleocráton Amazônico. Estudos conduzidos por Ruiz (2005) relatam que as rochas da Suíte Intrusiva Pindaituba registram um evento compressivo posterior à sua cristalização, indicada pela foliação contínua de estado sólido associada a lineações de estiramento e mineral, com caimento acompanhando o mergulho da foliação. O autor reconhece ainda ZCs localizadas associadas a rochas da série milonítica, e atribui a deformação presente nessas rochas aos estágios finais da evolução do Orógeno Santa Helena.

As informações apresentadas neste trabalho conduzem a proposição de um sistema de cisalhamento extensional (normal) de alto ângulo. A foliação presente apresenta mergulho íngreme (maior que 60°) e direção variável em razão do dobramento sin-tectônico (dobras de arrasto). Associado a essa foliação, são observadas lineações de estiramento e mineral, cujo caimento coincide com o mergulho da foliação. A análise dos indicadores cinemáticos associados a essa lineação permite inferir que o movimento tectônico relacionado a esse evento de deformação fora predominantemente normal.

Associada a essa deformação, são reconhecidas ZCs definidas por rochas da série milonítica: protomilonitos, milonitos e ultramilonitos evoluíram a partir do protólito granítico e são identificadas a partir da relação entre matriz e porfiroclastos. As rochas que apresentam foliação incipiente não apresentam matriz. As principais microestruturas observadas nessas rochas são: extinção ondulante e recristalização localizada do quartzo, extinção ondulante no plagioclásio e ocorrência de pertitas em chamas no ortoclásio. A biotita apresenta forma ígnea preservada. Com o aumento do grau de deformação, há considerável diminuição tanto do tamanho quanto do percentual de feldspato potássico, biotita e plagioclásio. Nos protomilonitos, a matriz é composta de quartzo e biotita recristalizados, perfazendo de 20 a 30% da rocha, e os porfiroclastos são principalmente de plagioclásio e feldspato potássico, os quais são faturados e falhados, e também apresentam textura mimerquítica e micrográfica. Ocorre intensa extinção ondulante associada ao plagioclásio e ao quartzo, que também apresenta recristalização dinâmica por GBM. Nas rochas miloníticas, a matriz constitui 60 a 75% da rocha e é formada principalmente por quartzo, biotita e muscovita. Os porfiroclastos são de quartzo e feldspatos. A deformação dúctil predomina em relação à rúptil. É comum a ocorrência de agregados monominerálicos de quartzo formando *ribbons*,

os quais apresentam recristalização por GBM. A quantidade de quartzo aumenta, e, nessas condições, ocorre muscovita, inicialmente oriunda do processo de sericitização, que é comum nessas rochas, e, posteriormente, por reações de hidratação. Nas regiões mais deformadas ocorrem filonitos com mais de 90% de matriz. Essa matriz apresenta uma associação mineral simples — quartzo, muscovita e biotita — com menos frequência. O quartzo apresenta-se em arranjos poligonizados, originados por recristalização dinâmica, ou em fitas, as quais exibem forte recristalização oriunda de GBM ou rotação de subgrão. Plagioclásio não é observado, ao passo que feldspato potássico é visto somente em pequenos relictos associados à muscovita.

A análise das microestruturas presentes nos milonitos do Granito Indaiavaí permite estimar a temperatura de formação das ZCs. No quartzo, a microestrutura mais significativa é a recristalização por GBM. Estudos como o de Stipp et al. (2002) estimam que esse é o principal mecanismo de recristalização entre 300 e 400°C . Outras microestruturas corroboram a deformação nessa temperatura, por exemplo, a extinção ondulante e as lamelas de deformação. Experimentos de laboratório e observação de feldspatos naturalmente deformados mostraram que esse mineral exibe forte dependência da temperatura. As pertitas em chamas em porfiroclastos de feldspato potássico foram estudadas por Pryer e Robin (1995), os quais interpretam que essas estruturas se formam entre 400 e 500°C . Pryer (1993) atribuiu uma faixa de temperatura similar para a formação das fraturas em dominó, com falhas antitéticas ao movimento. Temperaturas ligeiramente mais elevadas, entre 450 e 600°C , foram estimadas por Tullis e Yund (1991) para a geração de recristalização do tipo *bulging* em feldspato potássico. Esse conjunto de microestruturas permite estimar que a temperatura das ZCs se desenvolveu em uma faixa de temperatura entre 400 e 600°C , pois a formação de textura pertítica em chamas ocorre entre 300 e 530°C , e a deformação intracristalina do quartzo é dúctil entre 300 e 450° . Em condições de grau médio, 450 – 600°C , torna-se possível a recristalização *bulging* no feldspato. Para os feldspatos, a temperatura de deformação intracristalina dúctil é a partir de 450°C . Os dados coletados em campo e em laboratório favorecem a hipótese de que os filonitos se originam a partir da acentuada redução de tamanho e da quebra dos feldspatos associados à infiltração de fluidos, seguidas da decomposição química em muscovita e sericita, em processo similar ao apresentado por O'Hara (1988) para descrever os filonitos na porção sul dos Apalaches. Esse autor propõe a seguinte reação para a formação dessas rochas:



O'Hara (1988) sugere, ainda, que esse processo ocorra em temperaturas entre 300 e 500°C .

Uma das questões levantadas no decorrer do presente trabalho era se as rochas com textura protomilonítica, milonítica e, principalmente, filonítica eram oriundas do mesmo protólito. Visando contribuir para a solução desse problema, foi realizado estudo morfológico do zircão, já que este resiste a processos magmáticos, metamórficos e erosivos que destroem a maioria dos minerais comuns. Foram realizados estudos nas várias fácies, e o padrão morfológico é o mesmo para todas as fácies texturais. Dessa forma, considera-se que o protólito de todas as fácies texturais afetadas pelo cisalhamento é o Granito Indiavaí.

A idade da deformação marcada pela ZCCR e pela ZCAR ainda carece de melhor definição. Ruiz (2005) realizou datações Ar-Ar em biotita e muscovita das rochas dos granitos Lucialva, Nova Lacerda, Pedra Branca e Sapé, corpos integrantes da Suíte Intrusiva Pindaituba. Para biotita em rochas isotrópicas, foi obtida idade de 1455 ± 19 a 1482 ± 6 Ma, interpretada como a idade de cristalização do granito. Em rochas deformadas, a biotita apresenta idade entre 1027 ± 3 e 918 ± 4 Ma, interpretada como a idade de fechamento da biotita em razão dos processos de deformação e metamorfismo. Ruiz (2005) relata ainda datações realizadas na ZC Indiavaí-Lucialva de cinemática normal, que ocorre a oeste das ZCs estudadas, definindo a idade 915 ± 3 Ma.

As informações apresentadas favorecem a hipótese de que a ZCCR e a ZCAR são parte de um sistema de cisalhamento extensional desenvolvido em crosta intermediária, de idade Toniana. Esses sistemas são comuns em *rifts* continentais, por exemplo, leste da África (Foster et al., 1997) e nordeste do Brasil (Matos, 1992; Camacho e Sousa, 2017). Essas ZCs são expressão em crosta intermediária das falhas normais que acomodaram a extensão necessária para a formação da bacia na qual foram depositadas as rochas do Grupo Aguapeí, cuja idade máxima de deposição foi de 1,26 Ga (Geraldês et al., 2014).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABESEM) da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (Unesp), campus Rio Claro, e ao Grupo de Pesquisa Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé o suporte ao desenvolvimento da pesquisa. A primeira autora agradece à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) a concessão de bolsa de Mestrado e ao Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGEC) da Faculdade de Geociências (Fageo) da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) o apoio à realização dos estudos de Mestrado. Aos professores Luiz Simões e Paulo Correa da Costa, pela revisão da versão preliminar, ao Prof. Dr. Sergio Wilians de Oliveira Rodrigues e ao revisor anônimo pela leitura crítica e pelas sugestões para melhoria deste trabalho.

REFERÊNCIAS

- Araújo, L. M. B. (2008). *Evolução do magmatismo pós-cinemático do Domínio Cachoeirinha: Suítes Intrusivas Santa Cruz, Alvorada e Rio Branco – SW do Cráton Amazônico – MT*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/11449/103003>>. Acesso em: 18 jun. 2020.
- Barros, A. M., Silva, R. H., Cardoso, O. R. F. A., Freire, F. A., Souza Junior, J. J., Rivetti, M., Luz, D. S., Palmeira, R. C. B., Tassinari, C. C. G. (1982). Geologia. In: Brasil. DNPM. *Projeto RADAMBRASIL*. Folha SD. 21 Cuiabá; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM. 540 p. p. 25-192. (Levantamentos de Recursos Naturais, 26).
- Bettencourt, J. S., Leite Jr., W. B., Ruiz, A. S., Matos, R., Payolla, B. L., Tosdal, R. M. (2010). The Rondonian-San Ignácio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 28-46. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.08.006>
- Camacho, C. R., Sousa, F. R. F. R. O. (2017). O arcabouço estrutural da Bacia Sedimentar do Araripe, Província Borborema, baseado em dados aeromagnetométricos. *Geologia USP. Série Científica*, 17(3), 149-161. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v17-393>
- Chauvet, A., Seranne, M. (1988). Microtectonic evidence of Devonian extensional westward shearing in Southwest Norway. In: R. Gayer (Ed.), *The Caledonide Geology of Scandinavia*. Londres: Graham e Trotman. p. 245-254.
- Foster, A. N., Ebinger, C., Mbede, E., Rex, D. (1997). Tectonic development of the northern Tanzanian sector of the East African Rift system. *Journal of the Geological Society*, 154(4), 689-700. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.4.0689>
- Geraldês, M. C. (2000). *Geocronologia e geoquímica do plutonismo mesoproterozóico do SW do Estado de Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico)*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP. <https://doi.org/10.11606/T.44.2000.tde-26092014-162541>
- Geraldês, M. C., Bettencourt, J. S., Teixeira, W., Matos, J. M. (2004). Geochemistry and isotopic constraints on the origin of the mesoproterozoic Rio Branco ‘anorogenic’ plutonic suite, SW of Amazonian craton, Brazil: high heat flow and crustal extension behind the Santa Helena arc? *Journal of South American Earth Sciences*, 17(3), 195-208. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.05.010>

- Geraldes, M. C., Kozuch, M., Teixeira, W., Van Schmus, W. R. (1997). U-Pb constraints on the origin of Mesoproterozoic granites of Pontes e Lacerda region, SW of Amazon Craton. *I South American Symposium on Isotope Geology*, 126-129. Campos do Jordão: SBG.
- Geraldes, M. C., Nogueira, C. C., Vargas-Matos, G. L., Matos, R., Teixeira, W., Valencia, V., Ruiz, J. (2014). U-Pb detrital zircon ages from the Aguapeí Group (Brazil): Implications for the geological evolution of the SW border of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, 244, 306-316. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.02.001>
- Geraldes, M. C., Van Schmus, W. R., Condie, K. C., Bell, S., Teixeira, W., Babinski, M. (2001). Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso state, Brazil. *Precambrian Research*, 111(1-4), 91-128. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00158-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00158-9)
- Leite, J. A. D., Saes, G., Weska, R. K. (1985). A Suíte Rio Branco e o Grupo Aguapeí nas serras de Rio Branco e Roncador. *II Simpósio de Geologia do Centro Oeste*, 1, 247-255. Goiânia: SBG.
- Lima, M. G., Souza, A. A., Castro, C. C., Trindade Netto, G. B. (2011). *Geologia e recursos minerais da folha Rio Novo-SD.21-Y-A-I, Estado do Mato Grosso, escala 1:100.000*. Porto Velho: CPRM. Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/11369>>. Acesso em: 18 jun. 2020.
- Malavieille, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J. M., Gardien, V. (1990). Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 117(1-3), 139-149. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90278-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90278-G)
- Matos, R. M. D. (1992). The Northeastern Brazilian rift system. *Tectonics*, 11(4), 766-791. <https://doi.org/10.1029/91TC03092>
- O'Hara, K. (1988). Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, U.S.A. *Tectonophysics*, 156(1-2), 21-36. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90280-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90280-6)
- Oliva, L. A., Olivatti, O., Ribeiro Filho, W., Schobbenhaus Filho, C. (1979). *Folha SD21 Cuiabá*. (Carta geológica do Brasil ao milionésimo). Brasília: DNPM.
- Pryer, L. L. (1993). Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structure Geology*, 15(1), 21-36. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90076-M](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90076-M)
- Pryer, L. L., Robin, P. Y. F. (1995) Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. *Journal of Metamorphic Geology*, 13(6), 645-658. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1995.tb00249.x>
- Reynolds, S. J., Spencer, J. E. (1985). Evidence for large-scale transport on the Bullard detachment fault, west-central Arizona. *Geology*, 13(5), 353-356. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13<353:EFLTOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<353:EFLTOT>2.0.CO;2)
- Ruiz, A. S. (2005). *Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil Bolívia-Mato Grosso*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/11449/103015>>. Acesso em: 18 jun. 2020.
- Saes, G. S., Leite, J. A. D., Weska, R. K. (1984). Geologia da Folha Jauru (SD-21-Y-C-III): Uma Síntese dos Conhecimentos. *XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, 5, 2193-2204. Rio de Janeiro: SBG.
- Silva, D. C. (2014). *Caracterização Microestrutural da Zona de Cisalhamento Água Rica, SW do Cráton Amazônico, Indaivaí - MT*. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação). Cuiabá: Instituto de Ciências Exatas e da Terra, UFMT. Disponível em: <<http://www.fageo.ufmt.br/wp-content/uploads/2019/06/81.pdf>>. Acesso em: 18 jun. 2020.
- Stipp, M., Stünitz, 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 Structure 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*, 22(3), 174-182. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1999/v22i3/004>
- Teixeira, W., Geraldes, M. C., D'Agrella-Filho, M. S., Santos, J. O. S., Barros, M. A. S., Ruiz, A. S., Costa, P. C. C. (2011). Mesoproterozoic juvenile mafic-ultramafic magmatism in the SW Amazonian Craton (Rio Negro-Juruena province): SHRIMP U-Pb geochronology and Nd-Sr constraints of the Figueira Branca Suíte. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 309-323. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.04.011>
- Tullis, J., Yund, R. A. (1991). Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence. *Journal of Structure Geology*, 13(9), 987-1000. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90051-J](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90051-J)