



Aspectos Petrográficos e Estruturais do Ortognaise Lavras, Borda Meridional do Cráton do São Francisco, Minas Gerais, Brasil
Petrographic and Structural Features of the Lavras Orthogneiss, Southern São Francisco Craton, Minas Gerais, Brazil

Miquéias Job da Silva¹, Everton Marques Bongioio² & Ciro Alexandre Ávila^{1,3}

¹Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Avenida Athos da Silveira Ramos, 274, 21941-916, Ilha do Fundão, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

²Programa de Pós-graduação em Geociências, IGEO, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Avenida Bento Gonçalves, 9500, 90650-001, Agronomia, Porto Alegre, RS, Brasil

³Universidade Federal do Rio de Janeiro, Museu Nacional, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Quinta da Boa Vista, s/n, 20940-040, São Cristóvão, Rio de Janeiro, RJ, Brasil
E-mails: miqueiasjob@gmail.com; bongioio@ufrgs.br; avila@mn.ufrj.br

Recebido em: 01/02/2020 Aprovado em: 06/08/2020

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2020_4_18_33

Resumo

Rochas neoarqueanas afloram nas adjacências dos municípios mineiros de Lavras e Nepomuceno, na borda meridional do Cráton do São Francisco. Critérios texturais e estruturais abordados neste trabalho permitiram a individualização do ortognaise Lavras e de um metagranito fino. O ortognaise Lavras, unidade de maior expressão local, é um litotipo foliado, leuco- a mesocrático, cinza a cinza-escuro, com granulação média a grossa e textura variável entre granolepidoblástica e porfiroclástica. Sua assembleia mineral essencial é constituída por quartzo, oligoclásio, microclínio, biotita e hornblenda, enquanto zircão, titanita₁ e apatita são acessórios. Biotita₂, titanita₂, clorita, epidoto, zoisita, estilpnomelano e carbonato são minerais metamórficos. O ortognaise contém xenólitos anfibolíticos e metaultramáficos, bem como enclaves microgranulares máficos, que estão orientados segundo a foliação. Por outro lado, o ortognaise Lavras é intrudido por (i) um metagranito equigranular, cinza claro e de granulação fina, não descrito anteriormente e caracterizado neste estudo, (ii) pegmatitos de dimensões variadas e (iii) diques metamáficos. O metagranito é hololeucocrático, homogêneo, incipientemente foliado e composto por quartzo, microclínio, oligoclásio e biotita. O ortognaise Lavras varia amplamente em relação aos aspectos texturais, pois é seccionado por zonas de cisalhamento de orientação preferencial NW-SE. Feições microtectônicas revelam estruturas de deformação típicas de milonitos de baixo a médio grau (200-300°C a 400-500°C) no ortognaise e no metagranito, enquanto indicadores cinemáticos apontam para movimentação predominantemente dextral. A partir dos dados obtidos, sugere-se que a crosta arqueana da área de estudo teve uma evolução policíclica, diferentemente do que era descrito anteriormente na literatura. A presença de enclaves microgranulares máficos no ortognaise Lavras e de cristais maiores de feldspato do ortognaise nos domínios internos dos enclaves apontam para a sincronidade entre líquidos de diferentes composições e processos de *magma mingling*. Da mesma forma, as feições observadas entre o ortognaise Lavras e o metagranito sugerem processos de interação mecânica e relativa contemporaneidade entre seus *melts* predecessores, indicando *magma mingling* entre eles.

Palavras-chave: *Ortognaise Lavras; Neoarqueano; Cráton do São Francisco*

Abstract

Neoproterozoic rocks crop out nearby the Lavras and Nepomuceno cities, in the southern border of the São Francisco Craton. Textural and structural criteria addressed in this work allowed the individualization of the Lavras orthogneiss and a fine-grained metagranite. The more expressive unit of the study area is the Lavras orthogneiss, a gray to dark gray, leuco- to mesocratic, medium- to coarse-grained foliated rock, with granolepidoblastic to porphyroclastic texture. Its essential mineralogy consists of quartz, oligoclase, microcline, biotite₁ and hornblende, while zircon, titanite₁ and apatite as accessory. Biotite₂, titanite₂, chlorite, epidote, zoisite, stilpnomelane and carbonate are metamorphic minerals. The orthogneiss hosts amphibolite and metaultramafic xenoliths, as well as mafic microgranular enclaves, frequently stretched concordantly with the main gneissic foliation. On the other hand, the Lavras orthogneiss is crosscut by (i) equigranular, light gray, fine-grained metagranite, not described previously in the literature, (ii) pegmatites in most outcrops, and (iii) scarce metamafic dykes. The metagranite is hololeucocratic, homogeneous, weakly foliated and composed of quartz, microcline, oligoclase and biotite. The textural features of the Lavras orthogneiss varies widely, since it is crosscut by NW-SE shear zones. Microtectonic features reveal typical deformation structures of low- and medium-grade mylonites (200-300°C to 400-500°C) upon orthogneiss and metagranite, with kinematic indicators pointing out to a predominantly dextral sense of shear. From acquired data suggest that the Archean crust in the study area had a polycyclic evolution, unlike previous descriptions in the literature. The occurrence of mafic microgranular enclaves in the Lavras orthogneiss, including coarse-grained feldspar crystals of the host rock, point to magma mingling of contrasting magma compositions. Similarly, several features observed between the Lavras orthogneiss and the metagranite suggest mechanical interaction and relative contemporaneity of their original melts, indicating magma mingling between them.

Keywords: *Lavras orthogneiss; Neoproterozoic; São Francisco Craton*

1 Introdução

Ortognaisses e metagranitoides arqueanos fazem parte de uma unidade designada informalmente de “grey gneiss” e compõem uma das mais proeminentes associações litológicas presente em áreas cratônicas, desempenhando importante papel na formação dos paleocontinentes arqueanos (Moyen *et al.*, 2003; Laurent *et al.*, 2014). Os “grey gneisses” envolvem rochas metassedimentares e metaígneas, que ocorrem associadas, deformadas e frequentemente migmatíticas, sendo que os principais componentes do conjunto são os ortognaisses (Moyen, 2011). Os protólitos desses ortognaisses correspondem a granitoides potássicos e sódicos, sendo esse último grupo representado por suítes tonalito-trondhjemito-granodiorito (Moyen & Martin, 2012). Embora existam muitas compilações de campo, geoquímicas e geocronológicas sobre essas rochas, permanecem incertezas quanto à classificação e petrogênese das mesmas (Frost *et al.*, 2006; Almeida *et al.*, 2013; Castro, 2014; Laurent *et al.*, 2014).

A temática envolvendo a caracterização e distinção entre metagranitoides e ortognaisses, assim como a caracterização do ambiente de formação desses corpos no Arqueano, é particularmente aplicável à borda meridional do Cráton do São Francisco (CSF). Nessa região aflora um segmento crustal representado por diversos litotipos que foram reunidos nos complexos metamórficos Campo Belo, Passa Tempo, Belo Horizonte, Bação e Bonfim (*e.g.* Machado *et al.*, 1992; Teixeira *et al.*, 1996, 1998 - Figura 1), os quais registram os eventos tectono-magmáticos arqueanos na borda meridional do Cráton do São Francisco. A abordagem deste trabalho revela a presença de ortognaisses e metagranitos em uma área anteriormente considerada como homogênea e caracterizada apenas por granitoides (Paciullo *et al.*, 2008; Moreno *et al.*, 2017), apontando que processos metamórficos e deformacionais seriam responsáveis por distintos padrões texturais, bem como pelas tramas observadas nesses litotipos. Portanto, a descrição e individualização dos corpos plutônicos presentes nesses complexos exige cartografia geológica em escala de detalhe, que deve ser acompanhada da caracterização petrográfica, microtectônica, geoquímica, isotópica e geocronológica.

O objetivo desse trabalho envolve a compreensão da evolução de parte da crosta arqueana da borda meridional do CSF a partir da utilização das feições de campo, petrográficas e deformacionais do ortognaise Lavras. Esse corpo aflora a sudoeste do lineamento Jeceaba - Bom Sucesso (Figura 1), uma zona de cisalhamento que corresponde ao limite tectônico entre os domínios arqueano

e paleoproterozoico da borda meridional do Cráton do São Francisco (Campos, 2004; Araújo *et al.*, 2019). Visando o detalhamento geológico da área de estudo, ortognaisses e metagranitoides foram individualizados em campo utilizando-se o prefixo “meta” para rochas que preservam seus atributos primários, conforme sugerido por Le Maître (2002), enquanto que rochas ígneas quartzo-feldspáticas oriundas de protólitos ígneos com foliação ou bandamento metamórfico foram classificadas como ortognaisses.

2 Contexto Geológico

O arcabouço tectônico da borda meridional do Cráton do São Francisco consiste em domínios arqueanos (Figura 1) contíguos a segmentos paleoproterozoicos, representados pelo Cinturão Mineiro (CM), um orógeno acrescionário (Ávila *et al.*, 2010, 2014; Teixeira *et al.*, 2015), e pelos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora (Noce *et al.*, 2007; Heilbron *et al.*, 2010). Posteriormente, ocorreu a instalação de faixas móveis neoproterozoicas que estão associadas à formação do paleocontinente Gondwana (Trouw *et al.*, 2013), contribuindo de forma marcante na configuração final dos limites da borda meridional do CSF a oeste-sudoeste, sudeste e leste (Figura 1).

As rochas da borda meridional do CSF podem ser agrupadas segundo suas idades em: (i) crosta meso-neoarqueana composta por gnaisses TTG, granitoides potássicos, charnoquitos, corpos metaultramáficos acamados e rochas metavulcanossedimentares do Supergrupo Rio das Velhas (Machado *et al.*, 1992; Teixeira *et al.*, 1996, 1998; Romano *et al.*, 2013); (ii) sucessões metassedimentares neoarqueanas e paleoproterozoicas do Supergrupo Minas (Renger *et al.*, 1994; Neri *et al.*, 2013); (iii) rochas siderianas a riacianas do Cinturão Mineiro, representadas por ortognaisses, metagranitoides, metavulcânicas-metasubvulcânicas máficas e félsicas e sucessões metavulcanossedimentares (Ávila *et al.*, 2010, 2014; Teixeira *et al.*, 2015; Cardoso *et al.*, 2019). Rochas paleoproterozoicas dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora ocorrem a sul do Cinturão Mineiro (Noce *et al.*, 2007; Heilbron *et al.*, 2010).

O ortognaise Lavras, objeto de estudo, foi originalmente descrito por Quéméneur (1996) como um corpo alongado, com dimensão aproximada de 200 km². Trabalhos subsequentes classificaram esse corpo como hornblenda-biotita granodiorito e monzogranito, variando entre equigranular e porfirítico, de granulação grossa, que exhibe, localmente, recristalização e foliação milonítica (Noce *et al.*, 2000; Paciullo *et al.*, 2008).

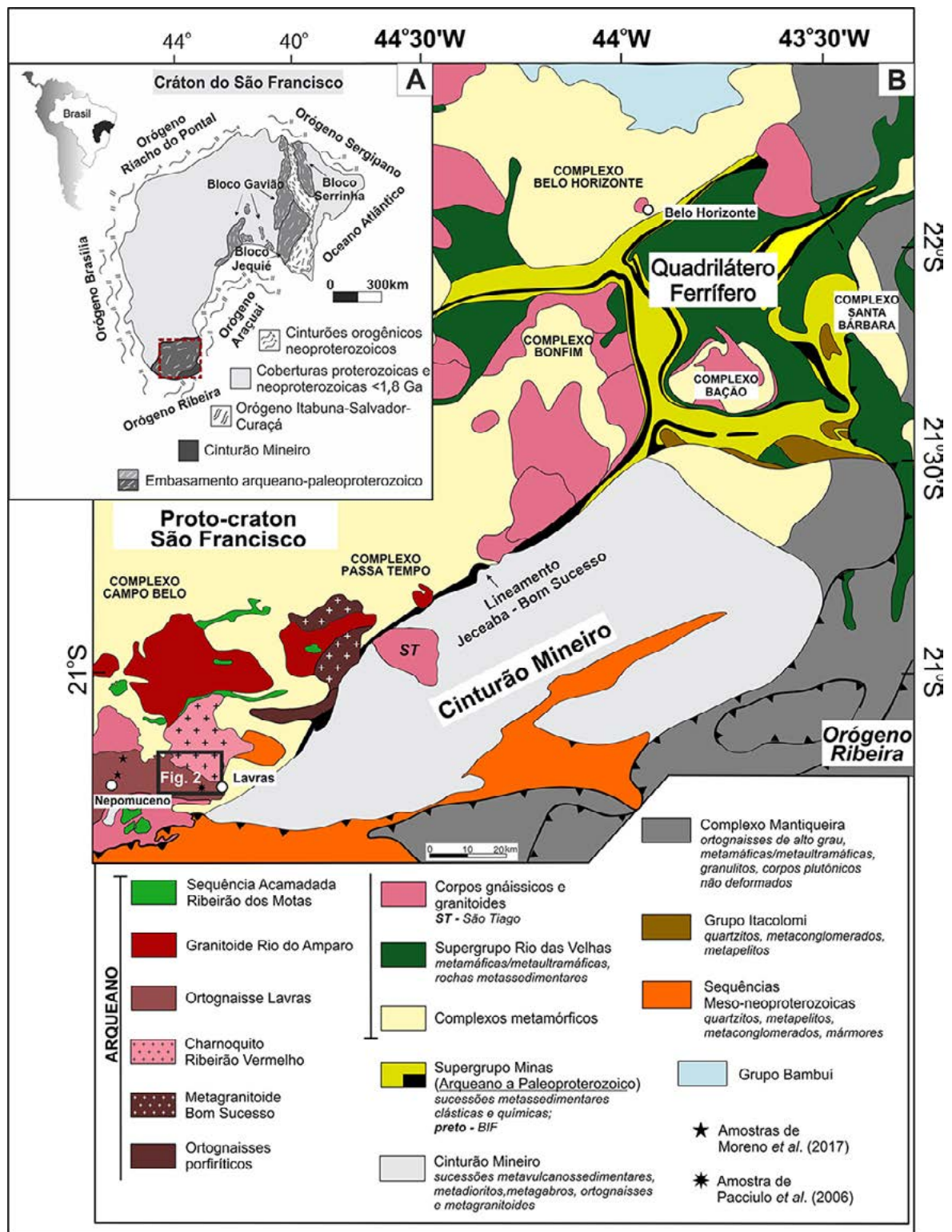


Figura 1 Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco e mapa geológico simplificado do seu setor meridional; A. Blocos arqueanos-paleoproterozoicos e coberturas neoproterozoicas do Cráton do São Francisco com localização da área estudada; B. Geologia da borda meridional do Cráton do São Francisco, com destaque para unidades arqueanas. Base utilizada: Romano et al. (2013), Trouw et al. (2013), Ávila et al. (2014), CPRM/Codemig (2014), Farina et al. (2015), Teixeira et al. (2015), Moreno et al. (2017) e Simon et al. (2019).

A evolução arqueana da borda meridional do CSF pode ser subdividida em pelo menos quatro eventos tectônicos-metamórficos: Santa Bárbara, Rio das Velhas I, Rio das Velhas II e Mamona (Tabela 1). O primeiro evento é representado pelos ortognaisses dos complexos metamórficos Santa Bárbara e Campo Belo, cujas idades variam entre 3210 ± 8 Ma e 3047 ± 25 Ma (Teixeira *et al.*, 1998; Lana *et al.*, 2013), enquanto o evento Rio das Velhas I envolve rochas metamáficas-metaultramáficas do *greenstone belt* Rio das Velhas e os ortognaisses de afinidade TTG dos complexos metamórficos Bação, Bonfim e Belo Horizonte, com idades entre 2930 e 2900 Ma (Lana *et al.*, 2013).

O evento Rio das Velhas II é caracterizado pela cristalização de granitoides de médio-K no intervalo entre 2800 Ma e 2760 Ma (Lana *et al.*, 2013; Farina *et al.*, 2015), e por registrar o estágio evolutivo final do *greenstone belt* Rio das Velhas, conforme a idade máxima de deposição de sequências metassedimentares do Grupo Maquiné em torno de 2730 Ma (Moreira *et al.*, 2016). O evento arqueano mais novo foi designado de Mamona (2,76-2,68 Ga – Tabela 1) e está associado principalmente à intrusão de volumosos batólitos graníticos de alto-K, que marcam a estabilização da paleocrosta arqueana de composição TTG (Lana *et al.*, 2013; Romano *et al.*, 2013; Farina *et al.*, 2015). Rochas do ortognaise Lavras foram datadas por U-Pb LA-ICP-MS, apresentando idade de cristalização de 2646 ± 5 Ma e 2647 ± 5 Ma (Moreno *et al.*, 2017), caracterizando que o protólito desse corpo teria se formado durante o Evento Mamona.

Ao final do evento Mamona, a crosta estabilizada sofreu um processo de soerguimento, erosão, abatimento e

distensão com o desenvolvimento inicial de sedimentação típica de bacias *rift*, que evolui para sedimentação de margem passiva, representada pelos litotipos dos grupos Caraça, Itabira e Piracicaba do Supergrupo Minas (Dorr, 1969; Renger *et al.*, 1994). Grãos de zircão com idades de 2606 ± 47 Ma e 2584 ± 10 Ma marcam a erosão da paleocrosta arqueana e dos plutons associados ao evento Mamona (Hartmann *et al.*, 2006), caracterizando que o início da deposição da Bacia Minas estaria associada ao final do Arqueano. Idades de 2420 ± 19 Ma de dolomitos estromatolíticos da Formação Gandarela (Babinski *et al.*, 1995) caracterizam que a deposição da Bacia Minas transpassou o limite Arqueano-Paleoproterozoico.

3 Materiais e Métodos

Mapeamento geológico de detalhe com levantamento de seções estruturais foi executado na região de Lavras, Minas Gerais (Figura 2). Dezenove seções delgadas foram descritas, sendo 12 do ortognaise Lavras e 5 do metagranito. Os estudos foram desenvolvidos em microscópio Carl Zeiss® Axioskop 40, através de petrografia de luz transmitida e contagem modal de 600 pontos por lâmina. Foram empregadas as convenções da IUGS (Le Maître, 2002) e Williams *et al.* (1970) para caracterizar as rochas estudadas, enquanto as abreviações dos minerais segue a proposta de Whitney & Evans (2010). O *software* OpenStereo (Grohmann & Campanha, 2010) foi utilizado no tratamento estatístico dos dados estruturais por meio da projeção estereográfica de igual área (rede de Schmidt-Lambert), no hemisfério inferior, via notação *dip-dip*.

Evento	Idade (Ga)	Características geológico-tectônicas	Referências
Mamona	2,76-2,68	Magmatismo potássico. Estabilização tectônica da massa continental e exumação crustal	Romano <i>et al.</i> (2013) Farina <i>et al.</i> (2015)
Rio das Velhas II	2,80-2,76	Evolução final do <i>greenstone belt</i> Rio das Velhas. Tectônica de bacias. Rochas metassedimentares de alto grau. Intrusões metamáficas-metaultramáficas acamadas. Metagranitoides de médio-K	Lana <i>et al.</i> (2013) Farina <i>et al.</i> (2015) Moreira <i>et al.</i> (2016)
Rio das Velhas I	2,93-2,90	Terrenos granito- <i>greenstone</i> . Ortognaisses TTG e migmatitos dos complexos Bonfim, Belo Horizonte e Bação. Metamorfismo regional de fácies anfíbolito. Metavulcânicas do <i>greenstone belt</i> Rio das Velhas	Lana <i>et al.</i> (2013)
Santa Bárbara	3,22-3,05	Gnaisses TTG juvenis: complexos Santa Bárbara e Campo Belo	Teixeira <i>et al.</i> (1998) Lana <i>et al.</i> (2013)

Tabela 1 Cronologia de eventos tectônicos arqueanos presentes na borda meridional do Cráton do São Francisco.

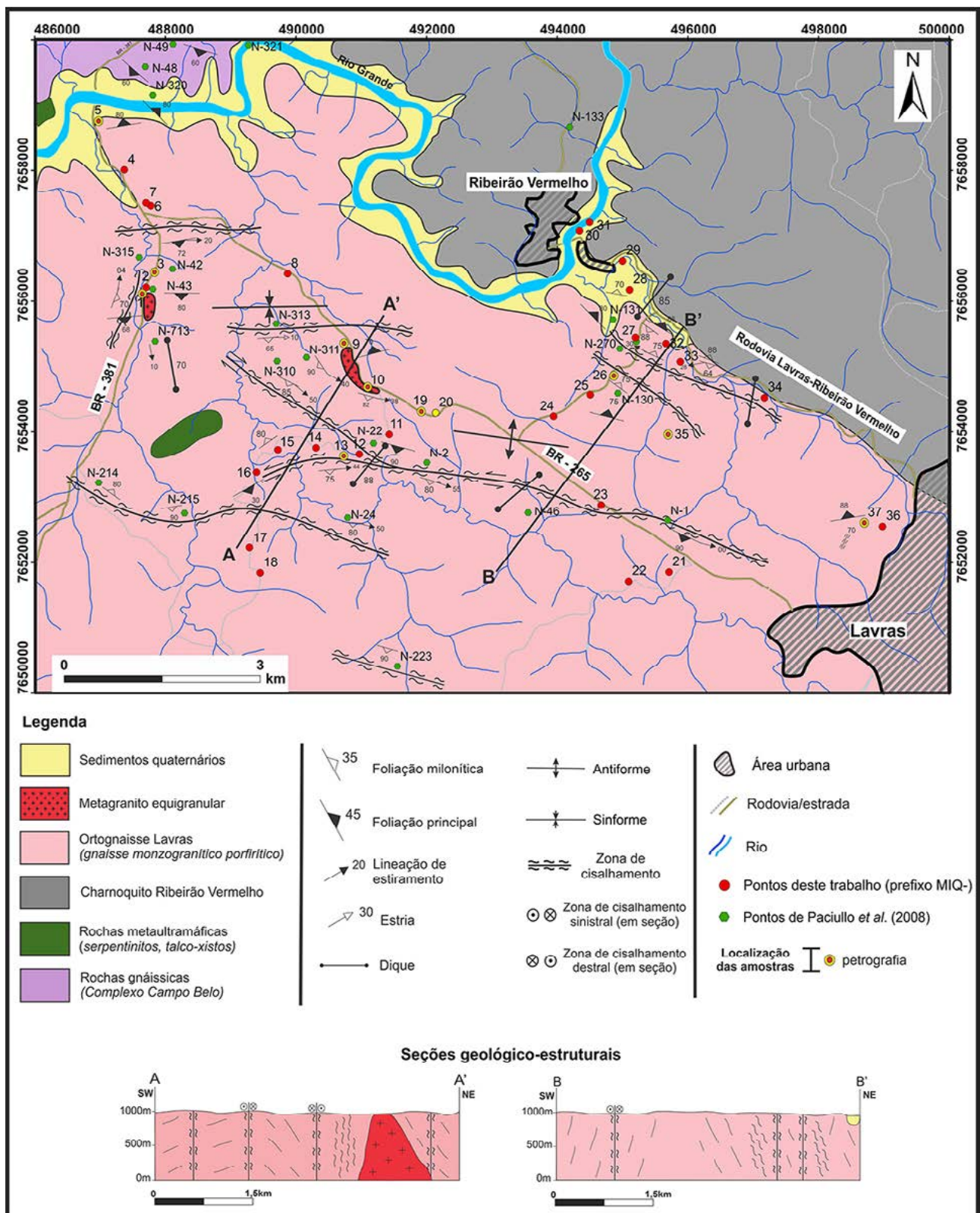


Figura 2 Mapa geológico e seções geológico-estruturais do ortognaisse Lavras e rochas adjacentes. Base utilizada: Paciullo *et al.* (2008).

4 Resultados

4.1 Geologia da Área

O ortognaise Lavras e o charnoquito Ribeirão Vermelho são os dois principais litotipos que afloram na região a oeste-noroeste da cidade de Lavras (Figura 2), enquanto ortognaisses migmatíticos do Complexo Campo Belo, rochas metaultramáficas, *stocks* de um metagranitoide (Figura 3A) e diques de metadiabásio ocorrem de forma mais restrita. Regionalmente o ortognaise Lavras é considerado como mais novo que as rochas do complexo metamórfico Campo Belo (Moreno *et al.*, 2017), embora os contatos entre essas unidades a sul e sudeste estejam superimpostos por zonas de cisalhamento. Por outro lado, conforme proposta de Paciullo *et al.* (2008), o ortognaise Lavras (designado pelos autores de granitoide Rio do Amparo) é intrudido pelo charnoquito Ribeirão Vermelho, devido à presença de xenólitos de ortognaisses no charnoquito, cuja idade de cristalização corresponde a 2718 ± 13 Ma. Destaca-se que essa relação de campo não foi observada neste estudo.

O ortognaise Lavras corresponde a um corpo foliado, granolepidoblástico a porfiroclástico, de cor cinza a cinza escuro, leuco- a mesocrático com granulação média a grossa (Figura 3B). Apresenta enclaves microgranulares máficos (emm) (Figura 3C e 3D), comumente dispostos concordantemente à foliação gnáissica, bem como xenólitos de rochas anfibolíticas e metaultramáficas. O ortognaise é intrudido por (i) *stocks* de um metagranito equigranular com contatos bruscos, sinuosos e irregulares, de cor cinza clara e granulação fina (Figura 3A), que inclusive hospeda enclaves do ortognaise Lavras (Figura 3E); (ii) pegmatitos graníticos que variam amplamente em relação à espessura, forma e extensão (Figura 3F); e (iii) diques metamáficos. Relictos de estruturas e texturas primárias são observados localmente no ortognaise Lavras (Figura 4A), normalmente superimpostos por foliação metamórfica.

4.2. Aspectos Estruturais

As rochas do ortognaise Lavras apresentam *strike* NW-SE e mergulham em alto ângulo, ora para SE, ora para NW (Figura 2). A foliação metamórfica é marcada pela intercalação de níveis descontínuos, máficos e félsicos (Figuras 3B e 4B), e pela orientação de biotita, anfibólio, feldspato e quartzo. O estereograma para a foliação gnáissica evidencia concentração de isolinhas de polos nos quadrantes NE e SW, com densidade máxima em 197/07 (Figura 5A). Em mapa foram identificadas estruturas sinformes e

antiformes (Figura 2), embora sejam de observação rara em escala de afloramento.

Zonas de cisalhamento regionais de espessura e extensão quilométricas são compostas por abundantes zonas miloníticas anastomosadas, de espessura centimétrica a métrica. Os milonitos correspondem a estruturas tardias formadas por deformação progressiva ao longo de planos de cisalhamento, que ocorrem superimpostos a todas as rochas descritas. Ao longo destes sítios, o contato entre milonitos e suas rochas hospedeiras pode ser gradacional ou abrupto. Porfiroclastos estirados de feldspato (Figura 3B) definem a foliação milonítica do ortognaise Lavras, relacionada a planos subverticais paralelos a subparalelos à foliação principal (Figuras 4B, 5A e 5B), podendo substituí-la parcialmente ou por completo em zonas de alto *strain* (Figura 4C e 4D). A densidade dos polos dos planos miloníticos é dominante no quadrante NE e subordinada no quadrante SW, enquanto a densidade máxima em 017/07 confirma o *trend* NW-SE e o elevado mergulho das estruturas (Figura 5B).

Pode-se dizer que a modificação da trama primária do protólito do ortognaise Lavras resulta na formação de uma foliação metamórfica e no rearranjo dos fenocristais de feldspato. Com a evolução das transformações metamórficas-deformacionais, grande parte dos fenocristais de quartzo e feldspato é recristalizada, o quartzo é estirado formando fitas, ao passo que escassos fenocristais de feldspato adquirem o formato *augen* (Figura 4B). Acompanhando a progressão da deformação, localizadamente a rocha adquire aspecto protomilonítico, no qual uma pequena proporção dos cristais de feldspato é preservada como porfiroclastos ao redor de uma matriz mais fina. Em locais onde esse processo é mais acentuado, toda a rocha sofre intensa recristalização, formando bandas miloníticas paralelas às protomiloníticas (Figura 4C e 4D). Lineações de estiramento de grãos de quartzo e feldspato em planos de falha seguem o *trend* NW-SE (Figura 5C). Ocorre variação na orientação dos polos de 90° até 120° (azimute), e elevada densidade de pontos com caimento entre 40° e 75° (Figura 5C). O *plunge* indica componente oblíqua na cinemática regional; em linhas gerais, ocorre uma subida relativa do bloco NE da área e rebaixamento do bloco SW. Na seção A-A' (Figura 2) nota-se uma subida relativa do bloco central.

Estruturas e indicadores cinemáticos no ortognaise Lavras, tais como (i) injeções félsicas dobradas com planos axiais paralelos à foliação milonítica e (ii) estruturas do tipo S/C apontam para deslocamento no sentido horário (Figura 4E-H).

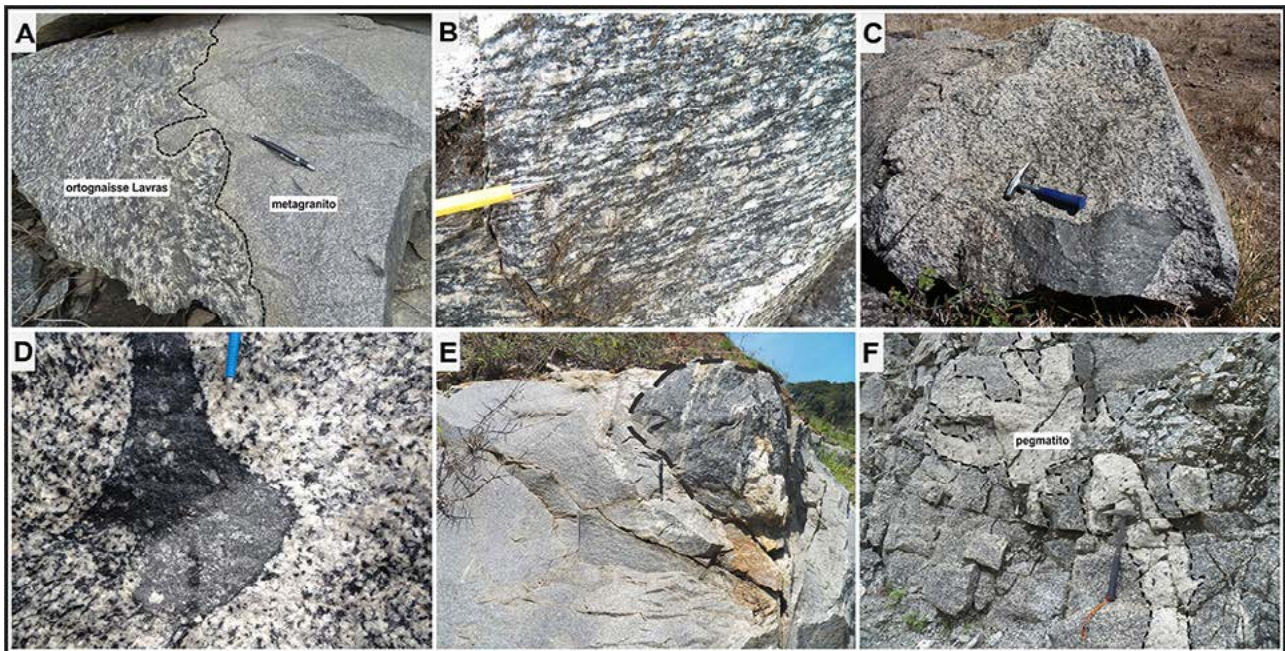


Figura 3 Feições de campo, texturais e estruturais dos principais litotipos da área estudada; A. Contato irregular e sinuoso entre o ortognaisse Lavras e o metagranito fino; B. Aspecto acinzentado e foliado do ortognaisse Lavras, destacando-se a foliação protomilonítica, que é marcada pela intercalação de bandas descontínuas máficas e félsicas e pela orientação dos porfiroclastos estirados de feldspato; C. Enclave microgranular máfico hospedado no ortognaisse Lavras, sugerindo participação de magmas básicos contemporâneos em sua gênese; D. Cristais de plagioclásio do ortognaisse Lavras comumente encontrados nos domínios internos dos enclaves máficos, reforçando a hipótese de hibridização entre magmas graníticos e básicos; E. Xenólito do ortognaisse Lavras com formato subarredondado incluído no metagranito fino; F. Dique de pegmatito em formato ramificado (salpicado de cristais de hornblenda) intrusivo nas rochas do ortognaisse Lavras.

4.3 Aspectos Petrográficos e Microtectônicos

4.3.1 Ortognaisse Lavras

As rochas desse corpo possuem foliação marcada pelo alinhamento dos cristais de quartzo, feldspato e biotita. O índice de cor varia entre 10 e 40% e a assembleia mineral principal é representada por plagioclásio, microclínio, quartzo e agregados máficos, compostos por biotita e hornblenda. Predominam termos monzograníticos, com ampla variação no conteúdo de quartzo (Figura 6).

Plagioclásio corresponde a oligoclásio (An_{19-27}) e ocorre como megacristais de até 2 cm ou em grãos intersticiais. Exibe maclas de crescimento segundo as leis da Albita e de Albita-Carlsbad (Figura 7A), que eventualmente podem apresentar *kink bands* ou estarem curvadas (Figura 7B). Microfraturas e sericitização são feições comuns (Figura 7A), enquanto a albita pode se desenvolver nas bordas dos grãos. O contato dos cristais de plagioclásio com os de quartzo, feldspato potássico e biotita é irregular e evidenciado por redução de tamanho de grão (Figura 7A e 7B).

O feldspato potássico é representado por microclínio, que pode ser pertítico ou não (Figura 7B e 7C). Varia de anédrico a euédrico, de 0,5 mm a megacristais com 8 cm, que podem estar incipientemente alterados. Eventualmente exibe inclusões de quartzo, plagioclásio e material micáceo venular. Exsoluções pertíticas do tipo chamás, fios e tranças são frequentes (Figura 7C), enquanto as bordas dos grãos podem ser retilíneas ou irregulares.

O quartzo varia de euédrico a anédrico, de 0,1 a 4 mm e apresenta bordas retilíneas ou curvas. Quando na matriz, ocupa espaços intersticiais. Pode ocorrer também como fitas monocristalinas circundadas por agregados granoblásticos de dimensões inferiores a 0,1 mm (Figura 7C). Extinção ondulante e recristalização por *bulging* são comuns, sobretudo em corredores de deformação (Figura 7C). Embaiamento de grãos (Figura 7D) com migração de borda de grãos acompanham os processos deformacionais. Recristalização por rotação de subgrãos pode ser observada, bem como agregados policristalinos lenticulares com bordas serrilhadas e intensa redução do tamanho dos grãos (Figura 7C).

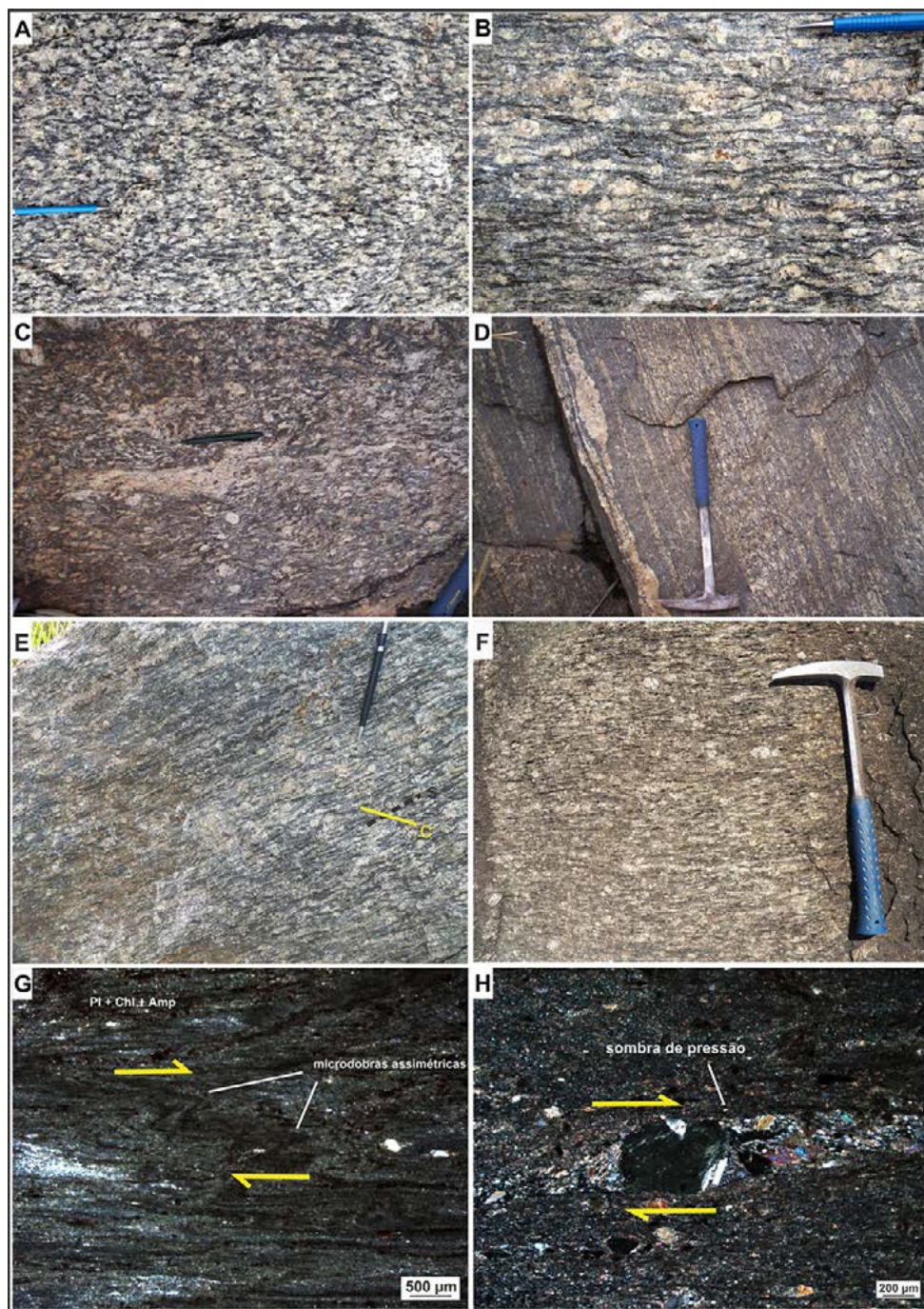


Figura 4 Variação textural e feições metamórficas e deformacionais do ortognaisse Lavras; A. Textura primária equigranular média a grossa superimposta por incipiente foliação metamórfica e rearranjo dos fenocristais de feldspato; B. Estrutura protomilonítica, com feldspato na forma de *augen* acompanhando a evolução das condições deformacionais; C. Progressão da recrystalização e desenvolvimento inicial de bandas miloníticas paralelas às bandas protomiloníticas; D. Presença de bandas ultramiloníticas, com elevada quantidade de matriz de granulação muito fina intercaladas com bandas de granulação mais grossa com porfiroclastos de feldspato preservados. Presença local de injeções fêlsicas (à esquerda do martelo) paralelas à foliação ultramilonítica. Foliação protomilonítica a milonítica do ortognaisse Lavras; E. Desenvolvimento incipiente de estruturas S-C indicando rotação em sentido horário (linha correspondente ao plano S na ponta da lapiseira); F. Desenvolvimento da foliação milonítica milimetricamente espaçada em rocha porfiroclástica de granulação grossa. As caudas de recrystalização em grãos de feldspato deformados sugerem movimentação destal; G e H. Feições petrográficas em lâmina orientada de um milonito desenvolvido sobre metabasito (associação de Pl + Chl + Amp). A assimetria de microdobras, sombras de pressões e caudas de recrystalização indicam cinemática destal.

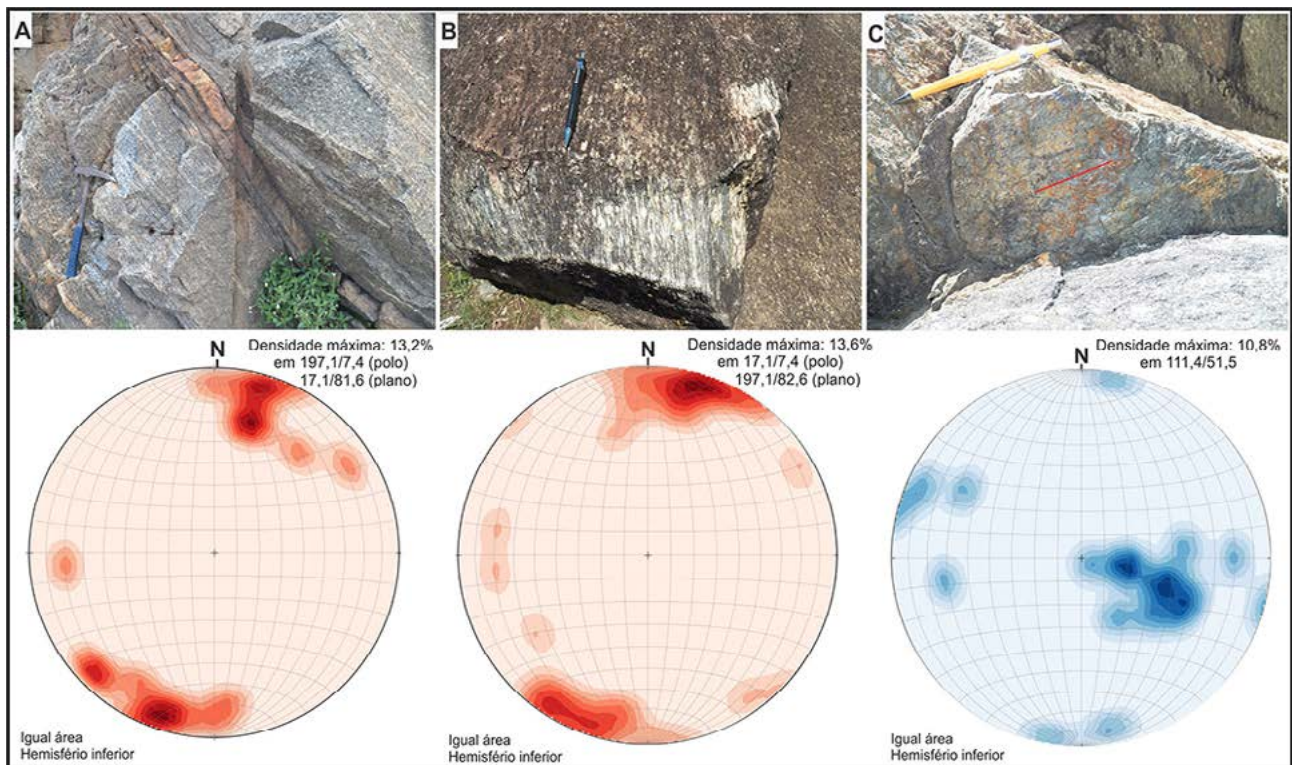


Figura 5 Feições de macroescala do ortognaise Lavras acompanhadas pelos respectivos estereogramas; A. Foliação principal com *trend* NW-SE e mergulhos para SW e NE; B. Foliação milonítica com orientação e mergulho similares aos da foliação principal; C. Lineação de estiramento de grãos de quartzo e feldspato ao longo do plano da foliação principal do ortognaise Lavras. As redes estereográficas compreendem o tratamento estatístico de cada elemento estrutural.

A biotita é o principal mineral varietal, possui cor e pleocroísmo em tons acastanhados e esverdeados. Há predomínio do hábito lamelar e forma euédrica a subédrica, com dimensões da ordem de 0,6 mm. Por vezes, ocorrem *kink bands* nos cristais (Figura 7E), enquanto feições do tipo *bird-eye* são comuns. Apresenta inclusões de titanita, quartzo e zircão (Figura 7A e 7E), sendo frequentes halos pleocróicos acompanhando o último. A neoformação de biotita (biotita₂) é pontuada como produto de alteração metamórfica de hornblenda (Figura 7F e 7G), podendo também preencher fraturas em megacristais de feldspato.

A hornblenda ocorre em percentuais variáveis, é essencialmente subédrica, de cor verde escuro, e ocorre invariavelmente associada a cristais de biotita (Figura 7F e 7G). A presença de biotita₂ e titanita₂ neoformadas (Figura 7E) está ligada ao retrometamorfismo da hornblenda (Figura 7F e 7G).

Os minerais acessórios são zircão, titanita₁ e apatita, enquanto biotita₂, titanita₂, clorita, epidoto, zoisita, estilpnomelano e carbonato são de origem metamórfica e/ou secundária. Titanita₁ é observada como

fase única ou em agregados e pode ocorrer geminada e espacialmente associada à biotita, epidoto e zircão. Seus grãos são finos e xenomórficos, estão associados ou não aos minerais opacos, enquanto titanita₂ está relacionada à transformação metamórfica do anfibólio (Figura 7E e 7F). Zircão geralmente está incluído em biotita₁, formando halos pleocróicos e exibe formas subédricas ou euédricas. Epidoto é metamórfico e está relacionado à substituição de biotita₁, plagioclásio e feldspato potássico (Figura 7H). Estilpnomelano ocorre como agregados avermelhados fibrosos e/ou aciculares e pode estar em paragênese com epidoto, sobrecrecendo biotita₁ e substituindo hornblenda (Figura 7G e 7H). Carbonato é secundário e preenche veios e fraturas (Figura 7A), enquanto a clorita está associada à substituição da biotita.

Indicadores cinemáticos como: (i) microdobras assimétricas e (ii) sombras de pressão/caudas de recristalização associadas a porfiroclastos em meso- a microescala sugerem movimentação predominantemente dextral (Figura 4G e 4H).

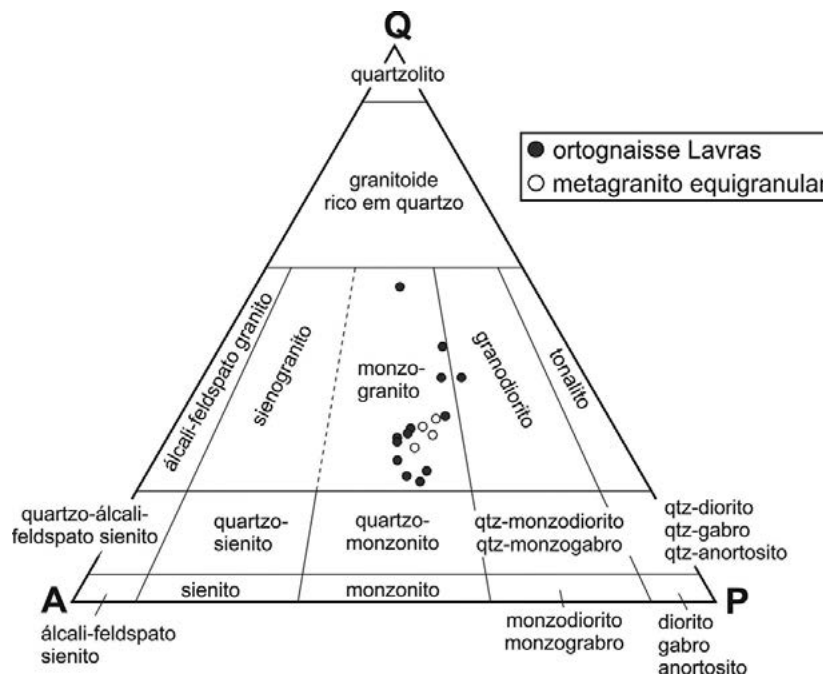


Figura 6 Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para classificação petrográfica do protólito do ortognaisse Lavras e do metagranito fino. A abundância mineral foi obtida a partir da contagem modal de aproximadamente 600 pontos por lâmina delgada.

4.3.2 Metagranito Fino

As rochas desse corpo são hololeucocráticas, de granulação fina a média, exibem textura equigranular hipidiomórfica, índice de cor entre 7 e 10, e contêm cristais de feldspato com dimensões de até 2 mm. A associação mineralógica essencial compreende quartzo, feldspato potássico e plagioclásio (Figura 8A) e plota no campo dos monzogranitos no diagrama QAP (Figura 6).

O plagioclásio ocorre como cristais desde anédricos até subédricos e corresponde a oligoclásio (An_{19-27}). A dimensão média dos grãos é de 1 mm, podendo atingir 2 mm. Maclas polissintéticas são frequentes e, em muitos casos, estão curvadas (Figura 8A). Não raro, apresenta extinção irregular e microfaturas preenchidas por biotita₂ (Figura 8B). A alteração dos grãos é mais expressiva que no feldspato potássico, sendo que os produtos envolvem epidoto, zoisita e sericita. Inclusões são pouco comuns e, quando presentes, correspondem à apatita.

Os cristais de feldspato potássico variam de anédricos a subédricos e exibem dimensões entre < 0,2 mm e 2 mm. Correspondem a microclínio, na maioria das vezes pertítico, sendo que a morfologia das micropertitas é predominantemente do tipo chamusca, subordinadamente, fios e traças (Figura 8A e 8B). Apresenta inclusões de quartzo, biotita e plagioclásio, estando o último geralmente

alterado. Quando não são bordejados por grãos de feldspato menores, seu contato é direto com os cristais de biotita que marcam a foliação (Figura 8D).

O quartzo é geralmente anédrico e os cristais individuais possuem dimensão média de 1 mm. Os contatos são irregulares e a extinção é ondulante. Observam-se, com pouca frequência, agregados recristalizados alongados a lenticulares (Figura 8B). A formação de subgrãos e bandas de deformação é pouco frequente (Figura 8C).

A biotita é varietal, tem coloração acastanhada a avermelhada e forma lamelas de 0,2 a 0,6 mm, geralmente orientadas na foliação. É pleocróica e consiste em grãos euédricos a subédricos dispersos (Figura 8D), bem como agregados de distribuição esparsa. Exibe extinção mosqueada normal a ondulante (Figura 8D) e, comumente, *kink bands*. Pode conter inclusões de zircão, que geram halos pleocróicos, sendo que o principal produto de transformação metamórfica é a clorita.

Os minerais acessórios são zircão, apatita, opacos e titanita. Zircão varia de euédrico a subédrico, por vezes arredondado e zonado, podendo estar incluso em biotita. Apatita é rara e, quando presente, assume forma de prismas curtos ou formas aciculares. Finos grãos de titanita estão associados aos minerais opacos. Os minerais metamórficos são representados por biotita₂, epidoto, zoisita, clorita e sericita.

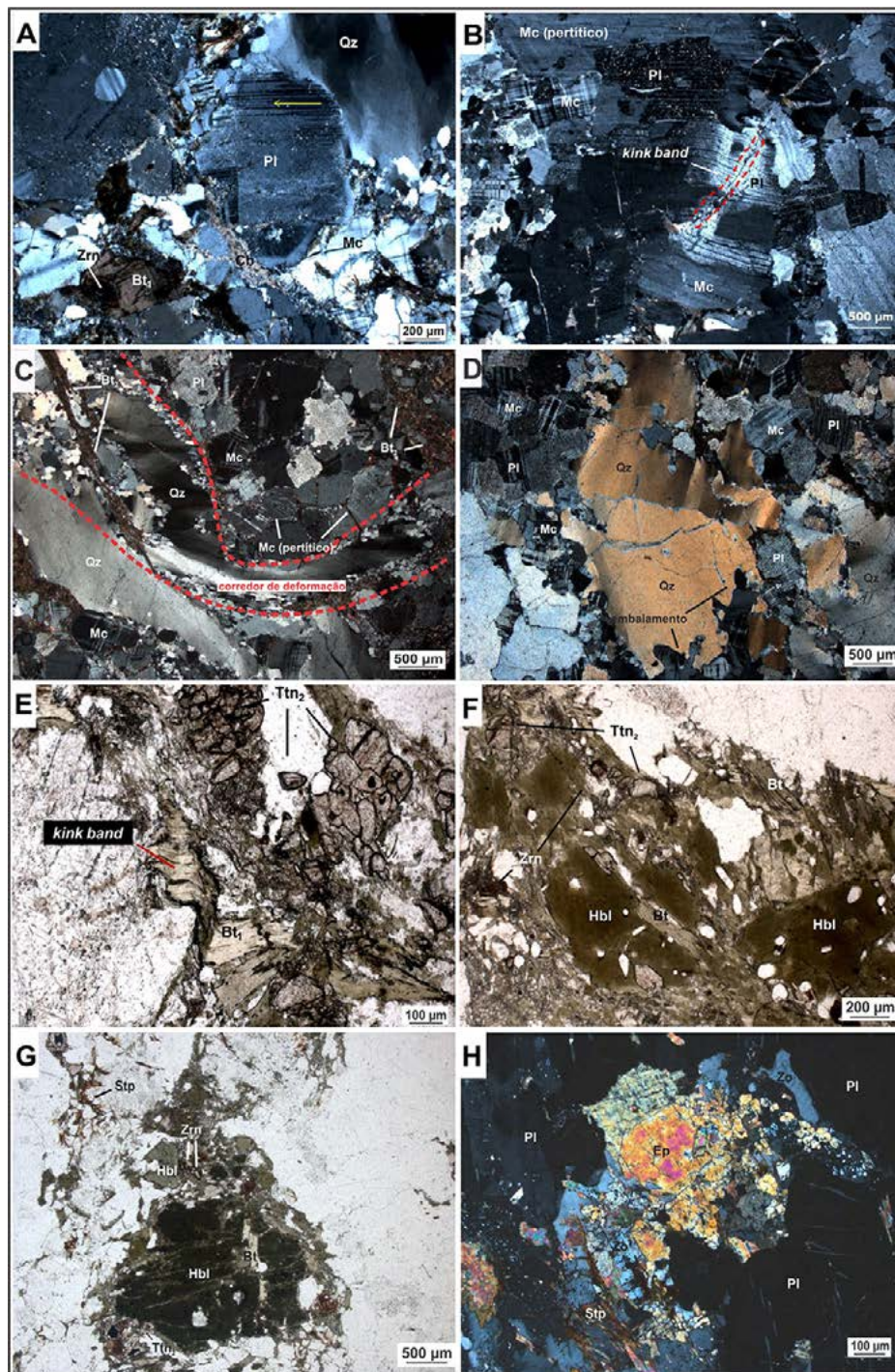


Figura 7 Aspectos petrográficos e microtectônicos do ortogneisse Lavras; A. Plagioclásio (Pl) exibindo macla de crescimento e albitização nas bordas. Presença de biotita primária (Bt_1) e zircão (Zrn) inclusivo; B. Maclas curvadas por deformação, microfaturas e sericitização no plagioclásio; C. Quartzo monomineralico (Qz) deformado, circundado por agregados granoblásticos. Notar processos de *bulging*, redução do tamanho do quartzo e recristalização por rotação de subgrãos no domínio tracejado de vermelho. Presença de biotita secundária (Bt_2); D. Quartzo embaiado, quebrado e com extinção ondulante; E. Lamelas de biotita₁ (Bt_1 - originalmente ígneas) pleocrônicas, curvadas e dobradas, associadas à titanita (Ttn), quartzo (Qz) e zircão (Zrn); F. Hornblenda (Hbl) alterando para biotita e gerando titanita como subproduto. Notar a obliteração da clivagem dos cristais; G. Transformação metamórfica de hornblenda para biotita. Notar biotita₂ (Bt_2) crescendo nos planos de clivagem do anfibólio, titanita₂ e estilpnomelano associados; H. Epidoto (Ep), zoisita (Zo) e estilpnomelano (Stp) em paragênese e como produtos de metamorfismo de plagioclásio (Pl).

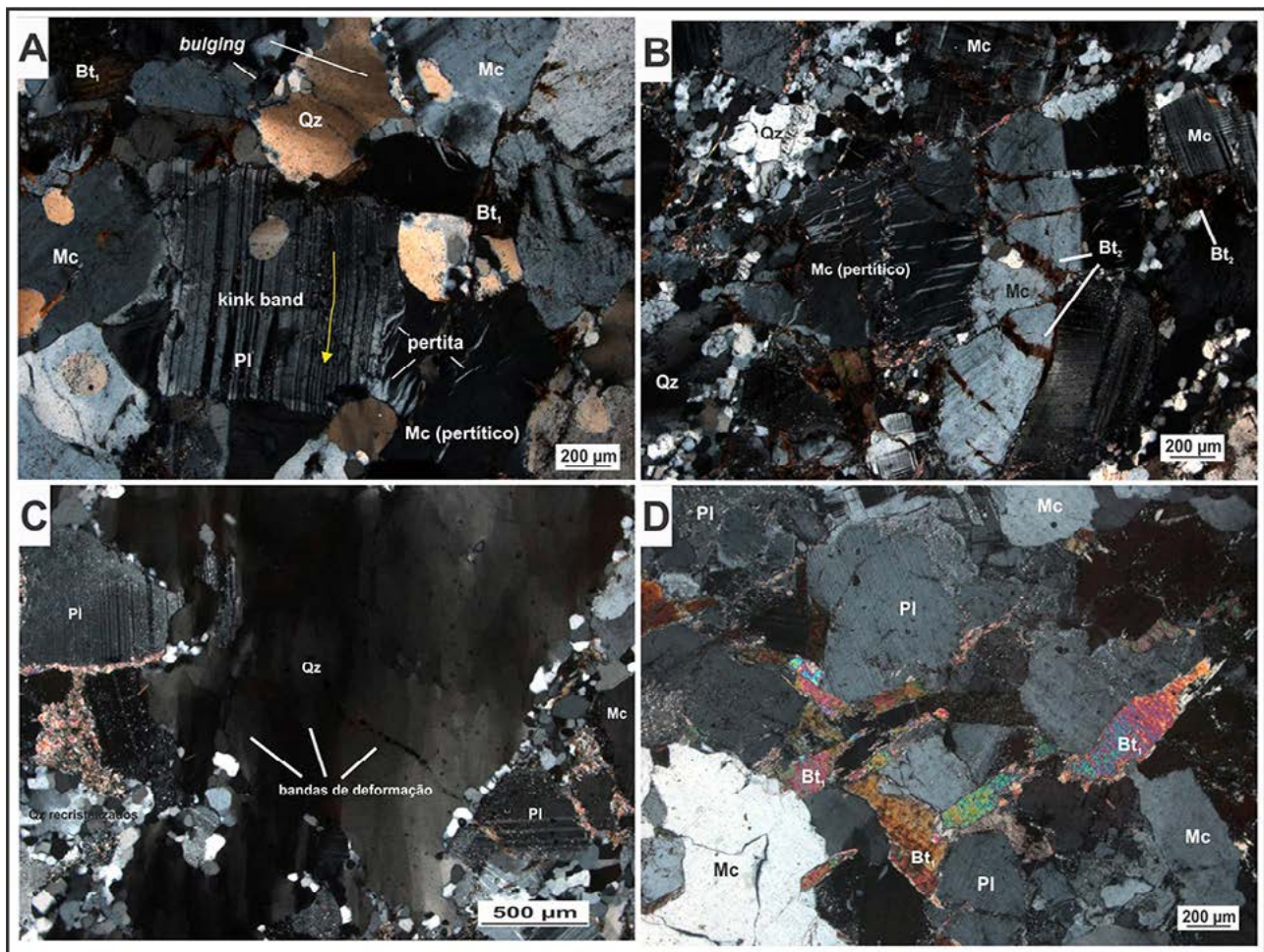


Figura 8 Feições petrográficas e microtectônicas do metagranito equigranular; A. Minerais essenciais com destaque para cristal de plagioclásio (Pl) exibindo macla polissintética encurvada, assim como a formação de pertitas na sua borda; B. Cristal de microclínio (Mc) fraturado com a presença de pertitas em chamas, fios e tranças; C. Aspectos deformacionais de baixa temperatura em quartzo (Qz): extinção ondulante, bandas de deformação, recristalização por rotação de subgrão e *bulging*; D. Textura primária equigranular preservada, destacando-se a presença de borda albitica no plagioclásio e orientação de grãos primários de biotita (Bt).

5 Discussões

Os aspectos de campo e petrográficos permitiram a distinção entre ortognaisses e metagranitos (Tabela 2) em uma área anteriormente caracterizada como representada apenas por granitoides. As variedades de gnaisses encontradas na região estudada, à exceção daqueles do complexo Campo Belo, estão relacionadas a diferenças texturais e deformacionais de um único protólito ígneo, equigranular médio a grosso e/ou porfirítico, que corresponderia composicionalmente a um monzogranito (Figura 6). Essa proposta é contrária à indicação de Paciullo *et al.* (2008), que nomearam as unidades estudadas como granitoide Rio do Amparo, caracterizado como um ortognaise porfiroblástico, no qual os cristais maiores de feldspato teriam crescido durante processos metamórficos.

Enclaves microgranulares máficos hospedados no ortognaise Lavras sugerem a participação de magmas básicos contemporâneos em sua gênese (Figura 3C e 3D). Estes líquidos básicos teriam, portanto, coexistido com o magma original do ortognaise Lavras em um estágio precoce de cristalização desse último. Essa proposta é corroborada pela presença de cristais maiores de feldspato do ortognaise nos domínios internos dos enclaves (Figura 3D), provavelmente como o resultado de hibridização mecânica. Feições desta natureza corroboram o sincronismo entre líquidos de diferentes composições e processos de *magma mingling* (Hibbard, 1995). Na concepção de Vernon (1984), os enclaves representariam glóbulos de um magma máfico menos viscosos envolvidos por magma félsico volumetricamente dominante e mais viscoso, os quais experimentaram uma rápida e precoce cristalização.

	Ortognaisse Lavras	Metagranito
Classificação modal	Monzogranito	Monzogranito
Índice de cor	Leucocrático a mesocrático	Hololeucocrático
Granulação	Média a grossa	Fina a média
Texturas	Granolepidoblástica a porfiroclástica	Equigranular hipidiomórfica
Foliação	Muito bem definida a milonítica	Incipiente
Minerais essenciais	Quartzo, microclínio, oligoclásio (An ₁₉₋₂₇), biotita e hornblenda	Quartzo, microclínio, oligoclásio (An ₁₉₋₂₇) e biotita
Minerais acessórios primários	Zircão, titanita, apatita	Zircão, apatita, opacos
Minerais secundários	Albita, biotita ₂ , titanita ₂ , epidoto, clorita, zoisita, estilpnomelano e carbonato	Epidoto, zoisita, sericita, biotita ₂ , clorita e titanita

Tabela 2 Principais feições petrográficas das unidades mapeadas.

Já a relação temporal entre o ortognaisse Lavras e o metagranito equigranular é evidenciada pela presença de enclaves do ortognaisse no granito (Figura 3E) e pelos contatos irregulares e sinuosos entre ambos os litotipos (Figura 3A). Essas características sugerem processos de interação mecânica e relativa contemporaneidade entre os *melts* predecessores dos dois corpos. Nesse caso, ambos os magmas teriam coexistido em estado plástico, sem interação química e composicional do tipo *mixing*. As feições de campo e petrográficas apontam, portanto, para *magma mingling* devido a: contraste termal entre os magmas; avanço do estágio de cristalização (percentual cristal/líquido) e, conseqüentemente, de viscosidade entre os líquidos originais. Em termos mineralógicos, o ortognaisse Lavras e o metagranito diferem principalmente pela presença de anfibólio e de pegmatitos no ortognaisse (Figura 3F; Tabela 2).

A trama primária do protólito do ortognaisse Lavras foi modificada levando à formação de uma foliação metamórfica e ao rearranjo dos fenocristais de feldspato (Figura 4A). Com a evolução das transformações metamórficas-deformacionais, grande parte dos fenocristais foi recristalizado e/ou estirado formando fitas, ao passo que escassos fenocristais adquiriram o formato *augen* (Figura 4B). Com a progressão da deformação, localizadamente a rocha adquire aspecto protomilonítico, no qual uma pequena proporção dos cristais de feldspato é preservada como porfiroclastos ao redor de uma matriz mais fina (Figura 4C e 4F). Em locais onde esse processo foi mais acentuado, toda a rocha sofreu intensa recristalização, formando bandas miloníticas paralelas às protomiloníticas (Figura 4D). Nesse contexto, o metagranitoide também é considerado como uma intrusão pré- a sin-tectônica à deformação regional que gerou a fábrica do ortognaisse, pois os dois magmas teriam coexistido temporalmente. A foliação nesse corpo não seria tão evidente quanto no ortognaisse devido, principalmente, à granulação fina (e ausência de

fenocristais e porfiroclastos) e à diferença no conteúdo de minerais máficos, pois ele é hololeucocrático.

Os estudos de campo e petrográficos revelaram a heterogeneidade estrutural das rochas locais, principalmente do ortognaisse Lavras, havendo o desenvolvimento de zonas de baixo e alto *strain*. As modificações intracristalinas são fortemente controladas pela temperatura, especialmente no quartzo e nos feldspatos, de tal forma que esses minerais são amplamente utilizados como marcadores de condições termais. Estudos experimentais de Hirth & Tullis (1992) em agregados de quartzo apontaram que a migração de limite de grãos é um processo que se desenvolve em altas temperaturas, enquanto a recristalização por *bulging* ocorre em baixas temperaturas. Para Stipp *et al.* (2002) a recristalização por *bulging* ocorre no intervalo termal entre 280-400°C, ao passo que Rosenberg & Stünitz (2003) inferiram temperaturas superiores a 400°C para a migração de limite de grão.

As microfalhas e maclas curvadas por *kink bands* em feldspatos (Figura 7B) denotam deformação de baixa a média temperatura. De acordo com Passchier & Trouw (2005), é provável que a nucleação de pertita do tipo chama na região de contato entre o feldspato potássico e o plagioclásio (Figuras 7C e 8A) ocorra principalmente em função da alta concentração de *stress* nos limites dos grãos, em um intervalo de temperatura entre 400 e 500°C.

Por fim, feições como: (i) albitização na borda de cristais de plagioclásio sericitizado (Figura 7A); (ii) biotita substituindo hornblenda (Figura 7G); (iii) desenvolvimento de epidoto e zoisita sobre plagioclásio (Figura 7H); (iv) crescimento de estilpnomelano em paragênese com epidoto (Figura 7H) e associado ao desequilíbrio de hornblenda (Figura 7G); (v) clorita substituindo biotita; e (vi) presença de carbonato e biotita preenchendo fraturas e microveios, apontam para retrometamorfismo e reequilíbrio mineral em condições de fácies anfíbolito a xisto-verde. A evolução temporal dos processos deformacionais e metamórficos que afetaram o ortognaisse Lavras e o metagranito fino é sumarizada na Figura 9.

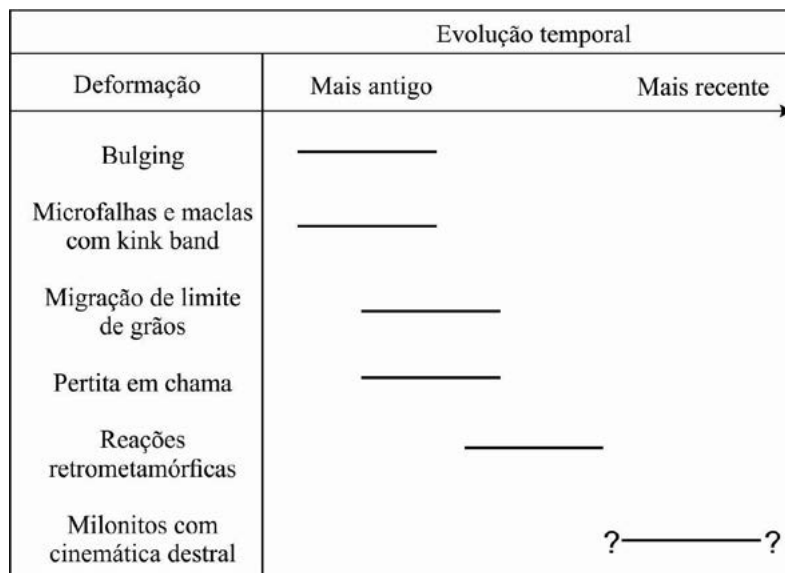


Figura 9 Esquema temporal das etapas de deformação e metamorfismo nas rochas estudadas com base em evidências petrográficas.

Não é conclusivo se a cinemática destal das zonas de cisalhamento descritas na área de trabalho está associada a um evento arqueano tardio ou a eventos mais jovens. Nesse sentido, os indicadores cinemáticos podem estar associados a: (i) episódios tectônicos brasileiros, responsáveis por reativações de descontinuidades pré-existentes arqueanas ou paleoproterozoicas (*e.g.*, lineamento Jeceaba - Bom Sucesso; *cf.* Campos, 2004), ou (ii) pertencerem a eventos mais antigos e representarem movimentos de ajuste da deformação principal. Dados estruturais preliminares obtidos por Pessamilio (2020, comunicação verbal) ao longo do lineamento Jeceaba - Bom Sucesso indicam movimentação/reactivação destal oblíqua ao longo de zonas de cisalhamento paralelas ao referido lineamento, indicando transporte tectônico para sudoeste. Estas evidências, apesar de ainda preliminares, seriam contrárias ao transporte tectônico para noroeste associado na literatura à colagem do Cinturão Mineiro contra o proto-cráton do São Francisco durante o Paleoproterozoico (*e.g.*, Ávila *et al.*, 2010, 2014; Araújo *et al.*, 2019), bem como à cinemática sinistral descrita por Campos (2004) ao longo do lineamento Jeceaba - Bom Sucesso. Novos trabalhos estruturais de detalhe poderão auxiliar em uma proposição mais robusta acerca do momento de formação das zonas de cisalhamento regionais.

Na área de estudo, milonitos desenvolvidos ao longo de zonas de cisalhamento apresentam atributos típicos daqueles de baixo grau (250-500°C), como: (i) porfiroclastos de feldspatos frequentemente cataclados; (ii) quartzo deformado ductilmente com evidente mudança de forma do grão, formação de subgrãos e extinção ondulante; e (iii) estruturas assimétricas como indicadores cinemáticos.

Considerações preliminares permitem sugerir que a origem das zonas de cisalhamento estudadas estaria possivelmente relacionada à colisão paleoproterozoica entre o Cinturão Mineiro e o proto-cráton do São Francisco. Correlações mais robustas poderão ser propostas a partir do entendimento dos padrões estruturais desenvolvidos no Arqueano, bem como os efeitos dos padrões estruturais superimpostos durante o Paleoproterozoico e o Neoproterozoico.

6 Conclusões

A partir da cartografia geológica e da caracterização petrográfica pode-se concluir que:

- A área estudada a oeste da cidade de Lavras reúne predominantemente ortognaises e, mais restritamente, metagranitos, que foram separados por critérios texturais e estruturais, mostrando que a região estudada não compreende apenas uma unidade geológica homogênea, como tradicionalmente se supunha;
- O estágio evolutivo da região estudada envolve inicialmente a colocação de um corpo plutônico com idade de cristalização de 2646 ± 5 Ma (Moreno *et al.*, 2017), que foi metamorfisado, deformado e transformado texturalmente no ortognaisse Lavras;
- A caracterização de enclaves microgranulares máficos no ortognaisse Lavras, bem como a presença de cristais maiores de feldspato do ortognaisse, mecanicamente assimilados nos domínios internos de enclaves máficos apontam

para um processo de *magma mingling* entre líquidos de diferentes composições;

- O ortognaisse Lavras (de ocorrência mais expressiva na área de estudo) e o metagranito fino possuem composição petrográfica semelhante, sendo ambos monzograníticos. A diferença entre eles está associada à presença abundante de anfibólio no ortognaisse e ausência desse mineral no metagranito;
- Foram caracterizados na região de estudo três magmas com composição distinta coexistindo temporalmente: um básico, representado pelos enclaves microgranulares máficos (*magma mingling*), e dois ácidos (protólitos do ortognaisse Lavras e do metagranito fino);
- Eventos deformacionais posteriores ao *emplacement* dos litotipos relacionam-se à atuação de tectônica transcorrente a oblíqua em planos de cisalhamentos locais, superimposta ao ortognaisse Lavras e ao metagranito fino. Milonitos correspondem a estruturas tardias formadas nestes sítios por deformação progressiva, sendo classificados como de baixo a médio grau.

7 Agradecimentos

Ao CNPq pela concessão da bolsa de mestrado (130967/2017-3) a M.J. Silva e à CAPES pelos recursos de custeio provenientes do Programa de Apoio à Pós-Graduação (PROAP). Ao Museu Nacional (MN-UFRJ) e ao Departamento de Geologia da UFRJ pela estrutura fornecida para o desenvolvimento das atividades do trabalho. Aos revisores Dr. Henrique Bruno e Dr. Rubem Porto Jr. pelas contribuições ao manuscrito. C.A. Ávila e E.M. Bongioiolo agradecem ao CNPq por bolsa de produtividade e C.A. Ávila à FAPERJ pelo apoio à pesquisa (processo E-26/200.092/2019).

8 Referências

- Almeida, J.A.C.; Dall'Agnol, R. & Leite, A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 42: 103-126.
- Araújo, A.J.D.; Bongioiolo, E.M. & Ávila, C.A. 2019. The southern São Francisco Craton puzzle: Insights from aerogeophysical and geological data. *Journal of South American Earth Sciences*, 94, 102203. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.05.019>
- Ávila, C.A.; Teixeira, W.; Cordani, U.G.; Moura, C.A.V. & Pereira, R.M. 2010. Rhyacian (2.23 220 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 464-482.
- Ávila, C.A.; Teixeira, W.; Bongioiolo, E.M.; Dussin, I. & Vieira, T.A.T. 2014. Rhyacian evolution of subvolcanic and metasedimentary rocks of the southern segment of the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 243: 221-251.
- Babinski, M.; Chemale Jr, F. & Van Schmus, W.R. 1995. The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, 72: 235-245.
- Campos, J.C.S. 2004. *O Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso como Limite dos Terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Cráton São Francisco Meridional: Evidências Geológicas, Geoquímicas (Rocha Total) e Geocronológicas (U-Pb)*. Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Tese de Doutorado, 191p.
- Cardoso, C.D.; Ávila, C.A.; Neumann, R.; Oliveira, E.P.; Valeriano, C.M. & Dussin, I.A. 2019. A Rhyacian continental arc during the evolution of the Mineiro belt, Brazil: Constraints from the Rio Grande and Brumado metadiorites. *Lithos*, 326: 246-264.
- Castro, A. 2014. The off-crust origin of granite batholiths. *Geoscience Frontiers*, 5: 63-75.
- CPRM (Brazilian Geological Survey)/Codemig (Companhia de Desenvolvimento Econômico do Estado de Minas Gerais) Partnership, 2014. Geological Map of the State of Minas Gerais. Programa Geologia do Brasil, Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil - Projeto Mapas Geológicos Estaduais.
- Dorr, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geological Survey, U.S.G.S. 110 p.
- Farina, F.; Albert, C. & Lana, C. 2015. The Neoproterozoic transition between medium and high-K granitoids: clues from the Southern São Francisco Craton (Brazil). *Precambrian Research*, 266: 375-394.
- Frost, C.D.; Frost, B.R.; Kirkwood, R. & Chamberlain, K.R. 2006. The tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) to granodiorite-granite (GG) transition in the late Archean plutonic rocks of the central Wyoming Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43: 1419-1444.
- Grohmann, C.H. & Campanha, G.A.C. 2010. *OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis*. Presented at the AGU 2010 Fall Meeting, San Francisco, CA.
- Hartmann, L.A.; Endo, I.; Suita, M.T.F.; Santos, J.O.S.; Frantz, J.C.; Carneiro, M.A.; Naughton, N.J. & Barley, M.E. 2006. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U-Pb isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, 20: 273-285.
- Heilbron, M.; Duarte, B.P.; Valeriano, C.M.; Simonetti, A.; Machado, N. & Nogueira, J.R. 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U/Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, 178: 136-148.

- Hibbard, M.J. 1995. Mixed magma rocks. Petrography to petrogenesis. New Jersey: Prentice-Hall, Inc. p. 242-260.
- Hirth, G. & Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14: 145-159.
- Lana, C.; Alkmim, F.F.; Armstrong, R.; Scholz, R.; Romano, R. & Nalini, H.A. 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Research*, 231: 157-173.
- Laurent, O.; Martin, H.; Moyen, J.F. & Doucelance, R. 2014. The diversity and evolution of late-Archaean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205: 208-235.
- Le Maître, R.W. 2002. *Igneous rocks. A Classification and Glossary of Terms*. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Sub-Commission on the Systematics of Igneous Rocks, Cambridge University Press, 236p.
- Moreno, J.A.; Baldim, M.R.; Semprich, J.; Oliveira, E.P.; Verma, S.K. & Teixeira, W. 2017. Geochronological and geochemical evidences for extension-related Neoproterozoic granitoids in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 294: 322-343.
- Moyen, J.F. 2011. The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, 123: 21–36.
- Moyen, J.F.; Martin, H.; Jayananda, M. & Auvray, B. 2003. Late Archaean granites: A typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, 127: 103–123.
- Moyen, J.F. & Martin, H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, 148: 312–336.
- Neri, M.E.N.V.; Rosière, C.A. & Lana, C.C. 2013. Supergrupo Minas na Serra de Bom Sucesso, extremo sudoeste do Quadrilátero Ferrífero – MG: petrografia, geoquímica e isótopos de U-Pb. *Revista Geologia USP. Série Científica*, 13: 117–202.
- Noce, C.M.; Teixeira, W.; Quéméneur, J.J.; Martins, V.T. & Bolzachini, É. 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 225–239.
- Noce, C.M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Silva, L.C. & Alkmim, F.F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Arauaí. *Geonomos*, 15: 25-43.
- Quéméneur, J.J.G. 1996. *Os magmatismos de idade arqueana e transamazônica na região Campos das Vertentes, MG (sul do Cráton São Francisco), com base em geoquímica e geocronologia*. Universidade Federal de Minas Gerais, Tese de Livre Docência, 79p.
- Paciullo, F.V.P.; Trouw, R.A.J.; Ribeiro, A.; Cherman, A.; Chrispim, S. & Maciel, R.R. 2008. Folha Nepomuceno (SF.23-V-D-III). Escala 1:100.000: relatório final. Rio de Janeiro, 2007. Programa Geologia do Brasil: Levantamentos Geológicos Básicos.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. 2005. *Micro-tectonics*. Berlin, Springer-Verlag, 366p.
- Renger, F.E.; Noce, C.M.; Romano, A.W. & Machado, N. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, 2: 1-11.
- Romano, R.; Lana, C.; Alkmim, F.F.; Stevens, G. & Armstrong, R. 2013. Stabilization of the Southern São Francisco Craton, SE Brazil, through a long-lived and episodic period of potassic magmatism. *Precambrian Research*, 224: 1-20.
- Rosenberg, C.L. & Stünitz, H. 2003. Deformation and recrystallization of plagioclase along temperature gradient: an example from the Bergell tonalite. *Journal of Structural Geology*, 25: 389-408.
- Simon, M.B.; Bongioio, E.M.; Ávila, C.A.; Oliveira, E.P.; Teixeira, W.; Stohler, R.C. & Soares de Oliveira, F.V. 2018. Neoproterozoic reworking of TTG-like crust in the southernmost portion of the São Francisco Craton: U-Pb zircon dating and geochemical evidence from the São Tiago Batholith. *Precambrian Research*, 314: 353-376.
- 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°C to 700°C. *Journal of Structural Geology*, 24: 1861-1884.
- Strecheisen, A. 1976. To each plutonic rock, its proper name. *Earth Sciences Reviews*, 12: 1–33.
- Teixeira, W.; Carneiro, M.A.; Noce, C.M.; Machado, N.; Sato, K. & Taylor, P.N. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 78: 151-164.
- Teixeira, W.; Cordani, U.G.; Nutman, A.P. & Sato, K. 1998. Polyphase Archean evolution in the Campo Belo Metamorphic Complex, Southern São Francisco Craton, Brasil: SHRIMP U-Pb zircon evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 279-289.
- Teixeira, W.; Ávila, C.A.; Dussin, I.; Correa Neto, A.V.; Bongioio, E.M.; Santos, J.O. & Barbosa, N. 2015. A juvenile accretion episode (2.35-2.32Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U-Pb-Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*, 256: 148-169.
- Trouw, R.A.J.; Peternel, R.; Ribeiro, A.; Heilbron, M.; Vinagre, R.; Duffles, P.; Trouw, C.C.; Fontainha, M. & Kussama, H.H. 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48: 43–57.
- Vernon, R. H. 1984. Microgranitoid enclaves in granites - Globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309(5967): 438-439.
- Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185-187.
- Williams, H.; Turner, F.J. & Gilbert, C.M. 1970. *Petrografia: uma introdução ao estudo das rochas em seções delgadas*. Publisher, USP, 445p.