Análise microestrutural e cinemática em superfícies de falhas hospedadas em rochas carbonáticas da margem Sudeste do Brasil, Norte do Rio de Janeiro e Sul do Espírito Santo

Ruan Dutra Pedruzzi[1], Salomão Silva Calegari[1], Thamiris dos Santos Tavares[2], Danilo de Lima Câmelo[1]

[1]Universidade Federal do Espírito Santo, Alegre, Brasil (ruan.pedruzzi02@gmail.com; salomao.calegari@ufes.br; danilo.camelo@ufes.br)
[2]Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brasil (thamirisdstavares@gmail.com)

Resumo: A caracterização mineral mostrou diversas associações nas superfícies e paredes das falhas, incluindo minerais carbonáticos e argilominerais como vermiculita e montimorilonita. As análises petrográficas mostraram microestruturas como bandas de deformação, maclas deformadas e kink bands. Tais microestruturas indicam que a deformação/rotação dos cristais presentes nas estrias resulta do fluxo cataclástico associado à deformação plástica, com recristalização controlada pela dinâmica da falha e acomodação da energia interna cisalhante.

Palavras-chave: Estrias Fibrosas; Tectônica Rúptil; Paleotensões; Argilominerais.

INTRODUÇÃO

O desenvolvimento e a estruturação das margens continentais são frequentemente associados à reativação de descontinuidades pré-existentes do embasamento, resultando em estruturas rúpteis que influenciam os padrões topográficos (Dixon et al., 1987; Dunbar & Sawyer, 1989). Alguns autores evidenciam mecanismos rúpteis relacionados a formação de falhas principais nas bacias costeiras do Sudeste do Brasil (Guardado et al., 1989; Chang et al., 1992) durante a abertura do oceano na fase rifte. Em regiões dominadas por rochas do embasamento, especialmente sob a ação de climas tropicais e subtropicais, o reconhecimento dessas estruturas é dificultado pela ausência de marcadores tectônicos obliterados pela alta atividade intempérica progressiva.

Nesse contexto, rochas carbonáticas podem preservar importantes registros da deformação rúptil devido a formação de rochas e estrias de falhas originadas pela recristalização de minerais carbonáticos durante os processos de reativação (Roberts & Holdsworth, 2022; Ganade et al., 2022; Nuriel et al., 2012; Petit et al., 1987). A margem passiva da região Sudeste é caracterizada por inúmeros eventos tectônicos rúpteis pós-rifte, inferidos principalmente a partir da deformação de coberturas sedimentares (Calegari et al., 2016, 2020, 2021; Cogné et al., 2013; Riccomini et al., 1989).

Por isso, para dar suporte a análise tectônica é necessário o reconhecimento petrogenético das assembleias minerais relacionadas ao preenchimento das estrias fibrosas. Dessa forma, este trabalho investiga a composição mineral de estrias fibrosas em falhas rúpteis utilizando análises petrográficas e técnicas de difratometria de raios-X na região Norte do Rio de Janeiro e Sul do Espírito Santo, Sudeste do Brasil (Figura 1).

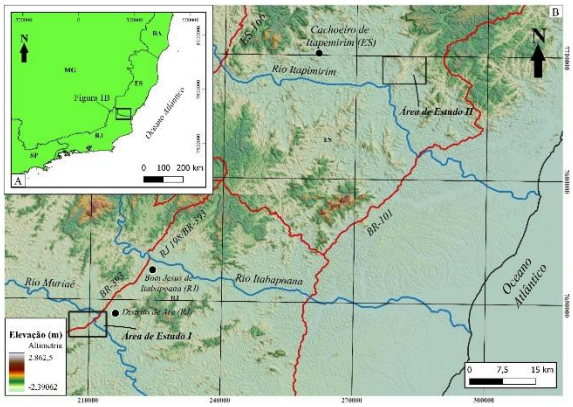


Figura 1: Localização e contexto geográfico da área de estudo. (A) Localização das áreas de estudo nas regiões noroeste do Estado do Rio de Janeiro e Sul do Espírito Santo. (B) Mapa topográfico detalhando o contexto fisiográfico da região de estudos.

MATERIAL E MÉTODOS

Foram realizados levantamentos estruturais em quatro afloramentos principais (A40, A45, A6-1 e A6-4-3) afetados por deformação rúptil, incluindo descrição de estruturas, mineralogia e texturas. As análises estruturais consideraram geometria, cinemática e distribuição espacial das estruturas para caracterizar os processos tectônicos atuantes. Os materiais de preenchimento foram moídos em moinho tipo panela, seguido de peneiramento em peneiras de 325 mesh (45 μm). Os ensaios para difratometria de raios X foram conduzidos em difratômetro Rigaku Miniflex 600C com tubo de Cu (CuKα), operado a 40 kV e 15 mA, com varredura de 3 a 55º 2θ, em modo de escaneamento contínuo a uma velocidade de 1,2º 2θ min-1 e passo de 0,02º 2θ s-1. As lâminas petrográficas delgadas foram descritas e analisadas no Departamento de Geologia (UFES), em microscópio petrográfico de luz transmitida (Olympus BX51), considerando variações texturais, granulométricas e mineralógicas, com foco nas amostras do núcleo da falha, como superfícies estriadas com preenchimento carbonático e argiloso, materiais de preenchimento e veios.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os afloramentos A40 e A45 apresentam planos de falha de médio a alto ângulo, discordantes da foliação e orientados NE-SW (Figura 2a e 2c). No A40 predominam falhas de movimentação destral, enquanto no A45 ocorrem falhas normais com componente destral. Ao norte do Rio de Janeiro os afloramentos A6-4-3 e A6-1 apresentam planos com direção NE-SW, mas com movimentação principalmente normal, com estrias indicando deslocamento vertical e extensão NW-SE em planos verticalizados (Figura 2b e 2d).



Figura 2. Afloramentos visitados em Itaoca Pedra (Sul do Espírito Santo; A6-1 e A6-4-3) e no distrito de Aré (Norte do Rio de Janeiro; A40 e A45), evidenciando superfícies de falha. (a) Ponto A40 com falha de movimentação destral. (b) Ponto A6-1 com plano de falha vertical e estrias indicando reativação. (c) Ponto A45 com superfícies de falha com cinemática normal e componente destral. (d) Ponto A6-4-3 com plano de falha normal, de alto mergulho, com indicação da direção da foliação regional.

As lâminas petrográficas (Figura 3) mostraram microestruturas como maclas deformadas, geminação e kink-bands, evidenciando a atuação conjunta de fluxo cataclástico e deformação plástica em condições de baixa temperatura.

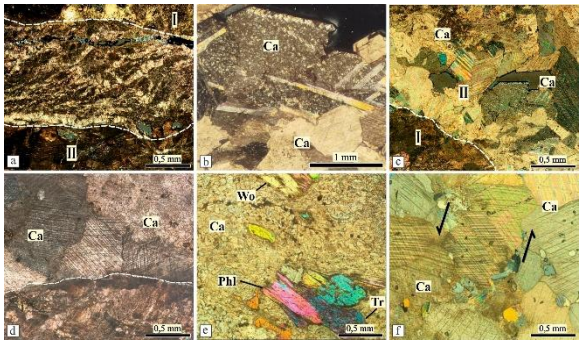


Figura 3. Mosaicos petrográficos de falhas com veios e microestruturas associadas: (a) veios sintaxiais no contato com a parede da falha; (b) maclas deformadas em estria de falha; (c) calcita recristalizada sem deformação, com domínios de cimentação delimitados; (d) argilização e cimentação; (e) carbonatos em contraste com flogopita (Phl), tremolita (Tr) e wollastonita (Wo); (f) kink-bands em carbonatos.

As análises de DRX (Figuras 4 e 5) mostraram duas associações principais: uma dominada por calcita, quartzo e muscovita (A40 e A6-4-3), e outra por calcita, dolomita, quartzo e argilominerais (A45 e A6-1).

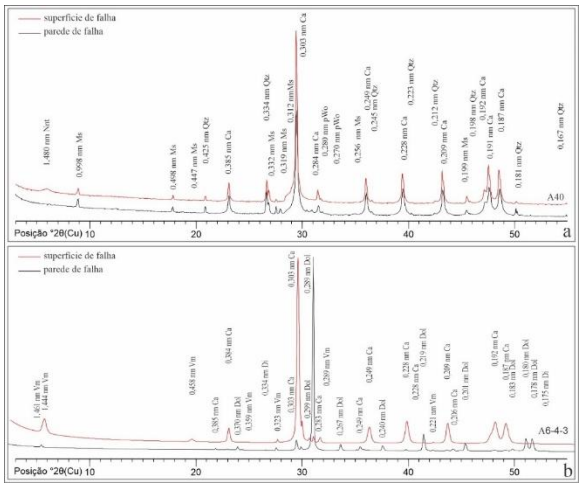


Figura 4. Difratograma de raios-X das amostras A40 e A6-4-3, apresentando combinação das amostras de parede de falha e superfície de falha para cada ponto. Os picos indicam a presença de calcita (Ca), quartzo

(Qtz), muscovita (Ms), diopsídio (Di) e vermiculita (Vm).

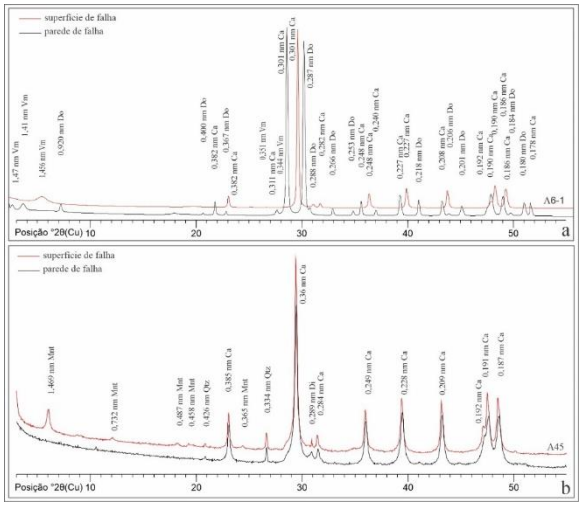


Figura 5. Difratograma de raios-X das amostras A45 e A6-1, apresentando combinação das amostras de parede de falha e superfície de falha para cada ponto. Os picos indicam a presença de calcita (Ca), quartzo (Qtz), montimorilonita (Mnt), diopsídio (Di), vermiculita (Vm).

As análises mineralógicas e petrográficas indicam que a evolução das falhas foi controlada por processos combinados de fluxo cataclástico e deformação plástica cristalina. Estrias fibrosas, catáclase e microestruturas como maclas deformadas e kink-bands (Figura 3b; figura 3f) revelam múltiplas fases de ruptura seguidas por recristalização carbonática e feições de brechamento (Figura 3c e Figura 3d). A presença de grãos de quartzo e carbonato (Figura 3a) derivados de recristalização mostra que a catáclase pulverizou e rearranjou grãos, reduzindo o atrito interno e favorecendo o deslizamento ao longo de planos reativados (Han et al., 2007).

Em paralelo, a deformação cristalina associada à precipitação de calcita nas paredes das falhas dolomíticas, evidencia a atuação de fluidos hidrotermais, responsáveis pela dissolução da dolomita e pela recristalização da calcita, condicionada pela própria dinâmica de deformação (Pearce et al., 2013). Assim, a nucleação de novas fases minerais ocorre preferencialmente ao longo dos planos de geminação da calcita, que atuam como vias preferenciais para a percolação de fluidos reativos, facilitando sua substituição (Figura 3c) (Pearce et al., 2013).

Esse processo também é registrado pela presença de nanograos e rearranjos texturais (Figura 3a, Figura 3d), que reduziram a energia interna da rede cristalina e auxiliaram na acomodação das tensões cisalhantes internas (Nuriel et al., 2014). Embora análises por termômetros independentes sejam necessárias para determinar a temperatura máxima de deformação, a morfologia dos grãos de calcita e as microestruturas geradas por fluxo dúctil, indica que a deformação resultante ocorreu em uma faixa de 100º a 250ºC (Burkhard, 1993).

Nesse cenário, a combinação de catáclase e deformação plástica com a percolação de fluidos pressurizados favorece uma rápida dissolução carbonática e uma contínua deposição de minerais de acordo com o equilíbrio entre os processos de dissolução e precipitação (Passchier & Trouw, 1996; Demurtas et al., 2021). Quando esses fluidos estão pressurizados, a rápida dissolução mineral seguida de precipitação pode acelerar as taxas de deslizamento, por outro lado, a deposição contínua de minerais pode contribuir para a estabilização da falha, dependendo do equilíbrio dinâmico entre os processos (Passchier & Trouw, 1996; Demurtas et al., 2021). Assim, essa substituição carbonática, observada nas amostras A6-4-3 e A6-1, indica que a recristalização foi controlada pela própria dinâmica da falha, em que os grãos recristalizados acomodaram as tensões, reduzindo a energia interna cisalhante da rede cristalina, em um regime de deformação plástica sem perda de coesão dos grãos (Passchier & Trouw, 1996).

O diopsídio, encontrado na parede de falha da amostra A6-4-3 (Figura 4b) é característico do metamorfismo de contato em carbonatos, frequentemente resultando da reação entre calcita e sílica em altas temperaturas (Deer et al., 2003). Já a muscovita, presente nas estrias da amostra A40 (Figura 4a), indica interação com fluidos hidrotermais ricos em potássio e ferro (Kralik et al., 1987; Uysal et al., 2006). Diante disso, em sistemas de falha que cortam rochas carbonáticas, a paragênese entre diopsídio e muscovita sugerem processos de metamorfismo retrógrado e alteração hidrotermal (Brantut et al., 2008). Já a wollastonita, encontrada na parede de falha A40, (Figura 3e) é característica do metamorfismo de contato em carbonatos, frequentemente resultando da reação entre calcita e sílica em altas temperaturas (Deer et al., 2003). Nessas condições, a wollastonita pode se transformar em pseudowollastonita, uma forma mineral de alta temperatura que preserva evidências de intensas interações entre fluido-rocha em zonas de falha que cortam carbonatos (Deer et al., 2003).

Nesse contexto, a formação de vermiculita a partir de micas, como flogopita ou biotita (Figura 4 e 5), está diretamente relacionada à mobilidade do potássio no sistema (Ma et al., 2021). Em mármores com flogopita e em rochas siliciclásticas ricas em feldspato (Figura 3e), observa-se liberação e redistribuição de K^+, podendo gerar aparente enriquecimento desse elemento nos fluidos (Ma et al., 2021; Koksal, 2001). Nos mármores, a

transformação da flogopita em vermiculita ocorre principalmente por lixiviação do potássio interlamelar e sob a ação de fluidos levemente ácidos, enriquecidos em Mg e Ca comuns em sistemas carbonáticos. A flogopita perde progressivamente K^+, que é substituído por cátions hidratados como Mg^{2+}, Ca^{2+} e Na^+, promovendo expansão estrutural e formação de vermiculita (Ma et al., 2021; Banerjee et al., 2022

Durante esse processo, o potássio não é consumido, mas sim expulso para a fase fluida, enriquecendo localmente os fluidos em K^+ (Ma et al., 2021). Estudos recentes mostram que soluções fracas de $MgCl_2$ a cerca de 200 °C promovem a rápida transformação de flogopita em vermiculita, evidenciando o papel da composição do fluido no controle do processo (Koksal 2001; Cruz 2010; Ma et al., 2021). Nesse cenário, a ocorrência de vermiculita, formada pela alteração hidrotermal de flogopita, junto a montmorillonita nas zonas de estria (Figuras 4 e 5), indica um enfraquecimento mecânico por argilominerais, que funcionaram como lubrificantes naturais nas falhas (Moore et al., 2012; Uysal et al., 2006). Tal ocorrência sugere condições favoráveis ao deslizamento sísmico, uma vez que esses argilominerais apresentam baixa resistência ao cisalhamento e, sua presença influencia diretamente o comportamento mecânico das falhas, favorecendo o deslocamento ao longo dos planos basais reativados (Moore et al., 2012; Uysal et al., 2006).

Além disso, veios sintaxiais (Figura 3a), substituições carbonáticas e mineralizações como diopsídio e wollastonita (Figura 3e) apontam para circulação de fluidos em pulsos, responsáveis por dissolução-precipitação, cimentação local e episódios de pressurização, favorecendo reativações repetidas (Passchier & Trouw, 1996; Demurtas et al., 2021). Estruturas do tipo crack-seal e veios em sequência também reforçam essa dinâmica cíclica (Figura 3a), registrando a interação contínua entre catáclase, deformação plástica e processos hidrotermais no controle da reativação tectônica (Cantarero et al., 2018).

CONCLUSÕES

A caracterização das falhas evidencia uma evolução geológica complexa, marcada por variações de temperatura, cinemática, geometria, interação fluido-rocha e taxas de deslizamento. As microestruturas descritas indicam que a deformação nas superfícies falhadas resultou da atuação combinada de fluxo cataclástico e deformação plástica cristalina, refletindo condições específicas de pressão e temperatura.

O fluxo cataclástico atuou como mecanismo facilitador do desenvolvimento das falhas, promovendo fragmentação, redução do atrito interno e reorganização mineral, enquanto a percolação de fluidos favoreceu processos de lubrificação nanoparticulada, contribuindo para o deslizamento. Paralelamente, a deformação plástica cristalina ocorreu sob regime de fluxo dúctil, sem perda de coesão, gerando microestruturas como maclamento, rotação e deslizamento intracristalino em grãos de calcita. A coexistência desses mecanismos sugere um ambiente de baixas temperaturas e taxas de deslizamento lentas, com atuação de tensores locais que controlaram a evolução estrutural da zona de cisalhamento.

Adicionalmente, a formação de argilominerais decorrente da despotassificação e hidratação interlamelar da flogopita, sob condições de temperatura elevada e pH ácido registra intensa interação entre deformação frágil e circulação de fluidos hidrotermais. Nesse mesmo contexto, processos de dissolução-precipitação controlaram a geração de veios sintaxiais e a substituição da dolomita por calcita, por meio da dissolução da fase original e precipitação simultânea da nova fase. A nucleação da calcita, favorecida ao longo de planos de geminação, evidencia o controle estrutural na percolação de fluidos reativos, facilitando assim, o transporte mineral em solução. Dessa forma, tanto a formação de argilominerais quanto a substituição carbonática refletem a atuação acoplada entre processos mecânicos, geoquímicos e hidrotermais, registrando múltiplos eventos tectônicos no núcleo da zona de falha e reforçam o papel determinante da interação fluido-rocha na evolução dessas estruturas.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Universidade Federal do Espírito Santo (UFES) e ao Departamento de Geologia pelo apoio institucional, infraestrutura laboratorial e incentivo acadêmico. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e à UFES, pelas bolsas concedidas, fundamentais para a realização deste trabalho. Ao Instituto GeoAtlântico, pelo suporte financeiro para a confecção das lâminas delgadas, e ao Laboratório de Análises Químicas e Caracterização de Materiais da UFES, pelas análises mineralógicas que enriqueceram o estudo.

REFERÊNCIAS

Banerjee, S. et al. The origin and localization of “vermiculite” along the intra-terrane shear zones in the Bundelkhand Craton, India: Mechanism and implication. Geological Journal, v. 57, n. 10, p. 3973–3987, 2022.

Brantut, N. et al. High-velocity frictional properties of a clay-bearing fault gouge and implications for

earthquake mechanics. Journal of Geophysical Research, v. 113, B10401, 2008.

Burkhard, M. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. Journal of Structural Geology, v. 15, n. 3–5, p. 351–368, 1993.

Calegari, S. et al. The Alegre Lineament and its role over the tectonic evolution of the Campos Basin and adjacent continental margin, Southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 69, p. 226–242, 2016.

Calegari, S. et al. Filling materials in fragile structures as indicators of Cenozoic tectonic events in southeastern Brazil. Anuário do Instituto de Geociências, v. 43, n. 2, p. 237–254, mai. 2020.

Calegari, S. et al. Post-Miocene topographic rejuvenation on an elevated passive continental margin, not characterized by a steep escarpment (northern end of the Serra da Mantiqueira, Brazil). Geomorphology, v. 393, p. 107946, nov. 2021.

Cantarero, I. et al. Fluid composition changes in crystalline basement rocks from ductile to brittle regimes. Global and Planetary Change, v. 171, p. 273–292, 2018.

Chang, H. K. et al. Tectonics and stratigraphy of the Eastern Brazilian Rift System: an overview. Tectonophysics, v. 213, n. 1–2, p. 97–138, out. 1992.

Cogné, N. et al. Tectonic setting of the Taubaté Basin (Southeastern Brazil): Insights from regional seismic profiles and outcrop data. Journal of South American Earth Sciences, v. 42, p. 194–204, 2013.

Cruz, M. D. R. et al. Stress-induced alteration of sudoite: Structural and chemical modifications. Clays and Clay Minerals, v. 58, n. 1, p. 21–36, 2010.

Dermutas, M. et al. Frictional properties and microstructural evolution of dry and wet calcite–dolomite gouges. Solid Earth, v. 12, p. 595–612, 2021.

Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. An introduction to the rock-forming minerals. 3. ed. [S.l.]: British Library Cataloguing in Publication Data, 2003.

Dunbar, J. A.; Sawyer, D. S. How preexisting weaknesses control the style of continental breakup. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 94, n. B6, p. 7278–7292, jun. 1989.

Dixon et al. Control of Red Sea rift geometry by Precambrian structures. Tectonics, v. 6, n. 5, p. 551–571, 1987.

Ganade, C. et al. Recurrent tectonic activity in northeastern Brazil during the Pangea breakup: Constraints from U–Pb carbonate dating. Geology, v. 50, n. 8, p. 969–974, mai. 2022.

Guardado et al. Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil, a model for an Atlantic-type producing basin: Part 1, 1989.

Kralik, M. et al. Dating fault gouges. Nature, v. 327, n. 6120, p. 315–317, 1987.

Han, R. et al. Ultralow friction of carbonate faults caused by thermal decomposition. Science, v. 316, p. 878–881, 2007.

Koksal, F. et al. Vermiculitization of phlogopite in metagabbro, central Turkey. Clays and Clay Minerals, v. 49, n. 1, p. 81–91, 2001.

Ma, T. et al. Transformation process from phlogopite to vermiculite under hydrothermal conditions. Applied Clay Science, v. 208, p. 106094, 2021.

Moore, D. E.; Rymer, M. J. Clay mineralogy of gouge from the central deforming zone of the San Andreas Fault at SAFOD borehole depths. Lithos, v. 146–147, p. 72–83, 2012.

Nuriel, P. et al. U–Th dating of striated fault planes. Geology, v. 40, n. 7, p. 647–650, jul. 2012.

Passchier, C. W.; Trouw, R. A. J. Microtectonics. Berlin: Springer, 1996.

Pearce et al. Reaction mechanism for the replacement of calcite by dolomite and siderite: Implications for geochemistry, microstructure and porosity evolution during hydrothermal mineralisation. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 166, p. 995–1009, 2013.

Petit, J. P. Criteria for the sense of motion on fault surfaces in brittle rocks. Journal of Structural Geology, v. 9, n. 5–6, p. 597–608, mar. 1987.

Riccomini, C. et al. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). Journal of South American Earth Sciences, v. 2, n. 2, p. 191–197, 1989.

Roberts, N. M.; Holdsworth, R. E. Fault time scales through calcite geochronology: a review. Journal of Structural Geology, p. 104578, mai. 2022.

Uysal, I. T. et al. Clay mineralogical and isotopic (K–Ar, δ18O, δD) constraints on the evolution of the North Anatolian Fault Zone, Turkey. Earth and Planetary Science Letters, v. 243, n. 1–2, p. 181–194, 2006.