



UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA – *CAMPUS* MONTE CARMELO  
INSTITUTO DE GEOGRAFIA

RAUL RASSI

**ORIGEM E SIGNIFICADO DE  
ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO SINSEDIMENTAR NA FORMAÇÃO POSSE,  
CRETÁCEO SUPERIOR DA BACIA SANFRANCISCANA**

**Monte Carmelo – MG  
Outubro/2021**

RAUL RASSI

**ORIGEM E SIGNIFICADO DE ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO  
SINSEDIMENTAR NA FORMAÇÃO POSSE, CRETÁCIO SUPERIOR DA BACIA  
SANFRANCISCANA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Luciano Alessandretti.

Monte Carmelo – MG  
Outubro/2021

RAUL RASSI

**ORIGEM E SIGNIFICADO DE ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO  
SINSEDIMENTAR NA FORMAÇÃO POSSE, CRETÁCEO SUPERIOR DA BACIA  
SANFRANCISCANA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Monte Carmelo, 29 de outubro de 2021.

Banca Examinadora



Prof. Dr. Luciano Alessandretti - Orientador

Universidade Federal de Uberlândia



Prof. Dr. Gustavo Zvirtes

Universidade de Aberdeen



Prof. Dr. Felix Nannini

Universidade Federal de Uberlândia

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço primeiramente aos meus pais, por sempre proporcionarem as melhores condições para que eu pudesse ingressar e finalizar minha graduação durante todos esses anos.

Ao meu orientador Prof. Dr. Luciano Alessandretti pela parceria e por nunca medir esforços para me auxiliar da melhor maneira possível. Sua dedicação e paciência foram extremamente importantes e não poderia ter um orientador melhor.

Também agradeço à minha amiga Julia que me acompanhou durante todos os desafios e alegrias da graduação. Você foi parte fundamental disso e não teria me formado sem sua ajuda.

Por fim, sou grato a todos os amigos, colegas e professores que de alguma forma me ajudaram e contribuíram para minha formação.

## RESUMO

Durante os estágios finais da fragmentação de Gondwana, extensas regiões da Plataforma Sul-Americana estiveram cobertas por grandes sistemas desérticos. O intenso tectonismo e magmatismo vigentes no interior continental durante o Cretáceo Superior foram responsáveis por remodelar significativamente a topografia regional. Nesse sentido, a porção sudoeste da Bacia Sanfranciscana (Brasil central), constitui peça-chave o entendimento deste momento particular da evolução geodinâmica do continente Sul-Americano. Este trabalho de conclusão de curso apresenta uma investigação sedimentológica detalhada dos depósitos da Formação Posse. Essa unidade é formada principalmente por arenitos e siltitos eólicos que hospedam diferentes tipos de estruturas de deformação sin-sedimentar, a saber: estruturas de sobrecarga, pseudonódulos, laminações convolutas e recumbentes, falhas sinsedimentares, estruturas de escape d'água e brechas. Os mecanismos deformacionais são aqui associados à liquefação, fluidização e deformação rúptil de sedimentos inconsolidados e saturados em água. A presença de estruturas de deformação sinsedimentar nos arenitos da Formação Posse, interpretados como sismitos, revela que durante o desenvolvimento dos vastos campos de dunas e lençóis de areia que cobriram o interior da Plataforma Sul-Americana durante o Cretáceo Superior, houve recorrência de terremotos vulcano-tectônicos.

Palavras-chave: Sismitos. Estruturas de deformação sinsedimentar. Formação Posse. Bacia Sanfranciscana. Cretáceo Superior. Mecanismo desencadeador. Magmatismo alcalino.

## ABSTRACT

During the last stages of Gondwana fragmentation, large regions of the newly formed South American continent were covered by extensive deserts. Some parts of this continental landmass were synchronously affected by pronounced tectonism and magmatism responsible for remodeling regional landscape topography. In this context, the southwestern part of the Sanfranciscana Basin, central Brazil, is a key area for understanding this particular moment of the South American continent geodynamic evolution. Here we present a detailed sedimentological investigation of the Upper Cretaceous aeolian deposits of the Posse Formation, Sanfranciscana Basin, which reveals the occurrence of multiple soft-sediment deformation structures. These include load and flame structures, pseudonodules, convolute and recumbent folds, syndimentary faults, water-escape structures, and breccias, exclusively developed in aeolian sandstone and siltstone facies. These deformational features are direct evidence of liquefaction, fluidization and brittle behavior of the loose and wet sandy sediments affected by tectonism related to uplift of the Paranaíba High and coeval alkaline magmatism in the Minas-Goiás Alkaline Province during Late Cretaceous. The presence of soft sediment deformation structures in aeolian deposits reveals that the interior deserts developed during the newly formed South American continent were subjected to significant volcano-tectonic induced earthquakes.

Keywords: Seismites. Soft-sediment deformation structures. Posse Formation. Sanfranciscana Basin. Late Cretaceous. Trigger mechanism. Alkaline magmatism.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Localização das bacias Sanfranciscana, Bauru e Parecis no Brasil e as principais feições estruturais associadas. Retirado de Batezelli e Ladeira (2016). ..... 13
- Figura 2.** Localização da área de estudo com destaque para as seções estratigráficas estudadas. .... 16
- Figura 3.** Mapa geológico simplificado da região do Alto Paranaíba. A região afetada pelo Soerguimento do Alto Paranaíba abrange principalmente rochas da Faixa Brasília e as principais ocorrências de rochas kimberlíticas associadas a tal estrutura. Modificado de Mescolotti et al. (2019) e Alessandretti et al. (2020). 1 – Complexo Alcalino Araxá; 2 – Complexo Alcalino Serra Negra/Salitre; 3 – Complexo Alcalino Catalão. .... 17
- Figura 4.** Carta cronoestratigráfica da Bacia Sanfranciscana. Principais litotipos: 1 – sequência pelítico- carbonática, 2 – arcóseos e siltitos, 3 – diamictitos, tilitos e tilóides, 4 – folhelhos com seixos pingados, 5 – arenitos heterogêneos, 6 – arenitos carbonáticos maciços com intercalações de argilitos, 7 – conglomerados e arenitos, 8 – folhelhos, 9 – arenitos, 10 – lavas e depósitos piroclásticos alcalinas, 11 – litoarenitos vulcânicos, 12 – arenitos eólicos, 13 – conglomerados e 14 – areias inconsolidadas. O retângulo vermelho tracejado indica as unidades que são objeto de estudo. Figura e legenda modificadas de Campos e Dardenne (1997a). .... 19
- Figura 5.** Seção colunar integrada do Grupo Urucuaia, incluindo as formações Posse e Serra das Araras, modificado de Campos e Dardenne (1997a). .... 23
- Figura 6.** (A) Localização de Minas Gerais no Brasil. (B) Localização da área de estudo em Minas Gerais. (C) Mapa geológico simplificado da área de estudo. Os números indicam os locais onde foram levantadas as seções estudadas. .... 25
- Figura 7.** Exemplos de diferentes estruturas de deformação sinsedimentar. (A) Estrutura de sobrecarga desenvolvida em depósitos lacustres pleistocênicos na Cordilheira Bética, sul da Espanha. Retirado de Owen et al. (2011). (B) Estrutura de perda d'água em arenitos eólicos da Formação Navajo, Jurássico dos Estados Unidos da América. (C) Dique clástico enterolítico cortando siltitos da Formação Corumbataí, Permiano da Bacia do Paraná. Retirado de Perinotto et al. (2008). (D) Microfalhas em arenitos eólicos da Formação Navajo. Retirado de Bryant, Cushman e Miall (2016). (E) Estruturas de sobrecarga pendulares (*pendulous load casts*), pseudonódulos conectados (*attached pseudonodules*) e pseudonódulos destacados (*detached pseudonodules*) desenvolvidos na interface entre litoarenitos e arcósios da Formação Uberaba, Cretáceo Superior da Bacia Bauru. Fotografia cedida por Luciano Alessandretti. (F) Laminações convolutas e falhas de empurrão em evaporitos do Mar Morto confinadas entre

|  |    |
|--|----|
| camadas não deformadas.....  | 26 |
| <b>Figura 8.</b> Metodologia proposta por Owen et al. (2011) para identificação do agente desencadeador de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados.....  | 28 |
| <b>Figura 9.</b> Sequência de deformações sinsedimentares presentes em sismo, conforme definido por Seilacher (1969). Retirado de Chamani (2011). .....  | 29 |
| <b>Figura 10.</b> Feições sedimentares observadas em arenitos e siltitos da Formação Posse no extremo sudoeste da Bacia Sanfranciscana. (A) Exposição de arenitos e siltitos em extração ativa de areia, onde afloram as principais litofácies dessa unidade. No canto superior direito, diagrama de rosetas demonstrando vetor médio de paleocorrentes para sul. (B) Seção colunar obtida na Seção 03, Distrito de Dolearina, Estrela do Sul. As 7 fácies estudadas são: St (Arenito com estratificação cruzada acanalada), Sp (Arenito com estratificação cruzada planar), Sl (Arenito com estratificação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo), Sr (Arenito com marcas onduladas cavalgantes), Sm (Arenito maciço), Sd (Arenito com deformações sinsedimentares) e Fm (Sils ..... | 30 |
| <b>Figura 11.</b> Litofácies da Formação Posse com destaque para as estruturas sedimentares primárias. (A) Da base para o topo: arenito com estratificação cruzada planar de grande porte (Sp) disposto em camada com geometria tabular, arenito com estratificação cruzada acanalada de grande porte (St) disposto em camada tabular e silito maciço (Fm). (B) Camadas centimétricas a decimétricas de arenito com laminação plano-paralela (Sl). (C) Arenito com laminação cruzada cavalgante (Sr) ( <i>climbing ripple</i> ). (D) Arenito com estrutura deformacional sinsedimentar (Sd). (E) Silito maciço (Fm) e arenito maciço (Sm).....   | 33 |
| <b>Figura 12.</b> Correlação das seções colunares levantadas entre Cascalho Rico/Santa Luzia (NW) e Estrela do Sul (SE). .....   | 34 |
| <b>Figura 13.</b> Estruturas de sobrecarga da Formação Posse. Exposição em campo (A) e fotointerpretação (B) de estrutura de sobrecarga simples e estruturas em chama associadas. Ambas estruturas formadas ao longo do contato entre arenito muito fino com estratificação cruzada planar. Notar laminação inversa ressaltada pela alteração do tipo <i>pin-stripe</i> . Exposição em campo (C) e fotointerpretação (D) de pseudonódulos destacados (a) e estruturas de sobrecarga pendulares (b) desenvolvidas ao longo do contato entre arenito fino e arenito muito fino (c) dique clástico preenchido por silito, proveniente da camada parental.....   | 37 |
| <b>Figura 14.</b> Estruturas de escape d'água da Formação Posse. (A) Estrutura tipo prato e pilar deformando arenitos da fácies Sl. (B) Estrutura tipo cúspide deformando arenitos da fácies Sp. (C) Estrutura de escape d'água com morfologia irregular, deslocando e deformando camadas de arenito da fácies Sp. ....  | 39 |

**Figura 15.** Laminações convolutas e estruturas associadas da Formação Posse. (A) Visada para leste dos arenitos da Formação Posse na Seção 03. (B) Fotointerpretação da fotografia anterior. Na base ocorre camada de 1,2 metro de espessura portadora de laminações convolutas semelhantes a dobras antiformes e sinformes de escala decimétrica. (C) Detalhe da laminação convoluta com a presença de dobras parasitas (em M) próximas à charneira. (D) Camada de 70 cm de espessura de arenitos deformados confinada por camadas de arenitos não deformados. (E) Fotointerpretação da fotografia anterior, ressaltando as dobras convolutas recumbentes (com planos axiais horizontais a subhorizontais) e *eye-shaped fold* (*sensu* SANTOS et al., 2012). ..... 41

**Figura 16.** Falhas sinsedimentares. (A) Camada portadora de falhas sinsedimentares escalonadas (*fault-graded bed*). (B) Falhas sinsedimentares de escala centimétrica. Notar as estruturas de arrasto próximas aos planos de falha. (C) Detalhe de camada portadores de falhas sinsedimentares. (D) Falha sinsedimentar isolada, normal e de alto ângulo. (E) Falhas normais e inversas ..... 43

**Figura 17.** Brechas. (A) Camada com aproximadamente 80 centímetros de espessura e extensão lateral de cerca de três metros. (B) Detalhe da camada brechada, composta por clastos angulosos a subarredondados, com tamanhos que variam de seixo a matacão. Os clastos são principalmente de arenitos com laminação de baixo ângulo. .... 45

**Figura 18.** Relações de campo entre arenitos da Formação Posse e rochas magmáticas da Formação Patos nas seções 02 e 04. (A) Lavas e depósitos piroclásticos recobrimo arenitos. (B) Na base, brecha piroclástica, sobreposta por camadas tabulares de arenitos com estratificação de baixo ângulo seguidos de arenitos maciços. (C) Intercalação de camadas centimétricas de arenitos a lapilli tufos sobrepostos por brecha piroclástica. (D) Peperito do tipo disperso (*dispersed peperite*). (E) Clasto juvenil com morfologia irregular e angulosa (seta amarela) imerso em matriz de brecha peperítica. (F) Clasto juvenil com morfologia fluidal irregular (ameboide) (seta amarela) imerso em matriz de peperito. (G) Orientação preferencial de clastos juvenis em peperito. Sm: arenito maciço; St: arenito com estratificação cruzada acanalada; Sl: arenito com estratificação de baixo ângulo; Pb: brecha piroclástica; Lt: Lapilli tufos. .... 46

**Figura 19.** Relações de campo entre rochas subvulcânicas e arenitos da Formação Posse na seção 03. (A) e (B) Apófise com morfologia irregular contendo grande quantidade de xenólitos do arenito hospedeiro. (C) e (D) Detalhe do contato entre apófise ígnea e arenito hospedeiro. Notar o contato irregular e estruturas de fluxo na apófise. (E) e (F) Dique cortando as fácies Sp e Sl. Sp: Arenito com estratificação cruzada planar; Sl: Arenito com estratificação plano-

|  |    |
|--|----|
| paralela à cruzada de baixo ângulo. ....   | 47 |
| <b>Figura 20.</b> (A) Seção-tipo da Formação Marília em Peirópolis. (B) Intercalação de foresets de arenitos de granulação média e arenitos conglomeráticos portadores de estratificação cruzada acanalada.....            | 49 |
| <b>Figura 21.</b> Mapa magnetométrico da área de estudo com destaque para as seções estudadas e as rochas alcalinas da Província Alto Paranaíba alinhadas segundo a direção NW-SE. Modificado de Chaves e Dias (2017)..... | 54 |

## SUMÁRIO

|  |           |
|--|-----------|
| <b>1. INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA</b> .....   | <b>11</b> |
| <b>2. OBJETIVOS</b> .....  | <b>12</b> |
| <b>3. HIPÓTESES</b> .....  | <b>13</b> |
| <b>4. METODOLOGIA</b> .....  | <b>14</b> |
| <b>4.1 Leitura e análise crítica da bibliografia</b> .....   | <b>14</b> |
| <b>4.2 Trabalhos de campo</b> .....  | <b>14</b> |
| <b>4.3 Análise de fácies sedimentares</b> .....  | <b>14</b> |
| <b>4.4 Análise de deformações sinsedimentares</b> .....  | <b>15</b> |
| <b>4.5 Análise de paleocorrentes</b> .....   | <b>15</b> |
| <b>4.6 Análise de fácies vulcânicas, subvulcânicas e vulcanoclásticas</b> .....  | <b>15</b> |
| <b>5. LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO</b> .....  | <b>16</b> |
| <b>6. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....  | <b>16</b> |
| <b>6.1 Bacia Sanfranciscana</b> .....  | <b>19</b> |
| <b>6.1.1 Grupo Mata da Corda</b> .....   | <b>21</b> |
| <b>6.1.2 Grupo Urucua</b> .....  | <b>21</b> |
| <b>6.2 Contexto geológico local</b> .....  | <b>23</b> |
| <b>7. REVISÃO CONCEITUAL</b> .....   | <b>25</b> |
| <b>7.1 Estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados</b> .....   | <b>25</b> |
| <b>7.2 Sismitos</b> .....  | <b>28</b> |
| <b>8. RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....   | <b>30</b> |
| <b>8.1 Fácies sedimentares da Formação Posse</b> .....   | <b>30</b> |
| <b>8.2 Estruturas de deformação sinsedimentar da Formação Posse</b> .....  | <b>36</b> |
| <b>9. DISCUSSÃO</b> .....  | <b>48</b> |
| <b>9.1 Reavaliação litoestratigráfica das unidades neocretácicas na área de estudo</b> ...   | <b>48</b> |
| <b>9.2 Sistema deposicional da Formação Posse</b> .....  | <b>50</b> |
| <b>9.3 Mecanismos desencadeadores de deformação</b> .....  | <b>51</b> |
| <b>9.4 Relações entre sistemas eólicos, estruturas de deformação sinsedimentar e atividade tectono-magmática na porção central da Plataforma Sul-Americana durante o Cretáceo Superior</b> ..... | <b>52</b> |
| <b>10. CONCLUSÕES</b> .....  | <b>55</b> |
| <b>11. CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....  | <b>56</b> |
| <b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....  | <b>57</b> |

## 1. INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA

Estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados são comuns e frequentes no registro geológico, possuindo ampla distribuição temporal e espacial, com ocorrências do Proterozoico ao Recente. Os processos deformacionais ocorrem de maneira rápida, próximos à superfície, durante ou logo após a deposição, e previamente a processos diagenéticos significativos (OWEN et al., 2011). Dois requisitos primordiais para a formação destas estruturas são a necessidade de os sedimentos estarem inconsolidados e a existência d'água nos poros (OBERMEIER, 1996). A origem das estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados está associada a diferentes processos naturais, chamados mecanismos desencadeadores (*trigger mechanisms*), que podem ser tanto internos quanto externos ao ambiente deposicional. Nesse contexto, uma ampla gama de mecanismos desencadeadores, incluindo bioturbações, inundações, sobrecarga devido a diferenças de densidade no contato entre sedimentos, oscilações súbitas nos níveis do lençol freático, escorregamentos, ondas de tempestade, tsunamis e terremotos têm sido atribuídos para a geração de tais estruturas. No último caso, quando as deformações são induzidas por abalos sísmicos, os sedimentos são geneticamente denominados de sismitos (*SENSU* SEILACHER, 1969). Porém, a correta identificação e interpretação de sismitos pode ser uma tarefa complexa, uma vez que mecanismos desencadeadores não sísmicos podem originar estruturas bastante similares àquelas geradas por eventos sísmicos.

A Formação Posse, datada do Cretáceo Superior, é a unidade basal do Grupo Urucua da Bacia Sanfranciscana (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Tal unidade é caracterizada por arenitos muito finos, finos e médios, com ótima maturidade textural-mineralógica, e bom grau de selecionamento. O sistema deposicional da Formação Posse é usualmente descrito como um campo de dunas eólicas (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). As principais evidências que suportam essa interpretação são a presença de arenitos com estratos cruzados de grande porte, ótimo selecionamento dos depósitos arenosos, bimodalidade granulométrica, ausência de matriz argilosa detrítica, películas de óxidos na superfície dos grãos, e a presença de estruturas de deslizamento de grãos na porção frontal das dunas (CAMPOS; DARDENNE, 1997a).

Entre o Jurássico e o Cretáceo Superior, o centro-sul da Plataforma Sul-Americana, passou por um complexo rearranjo tectônico combinado com manifestações plutono-vulcânicas, que tiveram influência direta sobre a sedimentação nas bacias Sanfranciscana e Bauru (Figura 1) (CAMPOS; DARDENNE, 1997a; BATEZELLI; LADEIRA, 2016, ALESSANDRETTI et al., 2020). Uma importante feição tectônico-morfológica denominada

Arco do Alto Paranaíba, ativa desde o Mesoproterozoico (CAMPOS; DARDENNE, 1997b), sofreu importantes reativações positivas (soerguimento) durante o Meso-Neocretáceo, e acabou por isolar efetivamente as bacias supracitadas (Figura 1). O intervalo de atividade desta estrutura pode ser inferido com base nas intrusões alcalinas originadas a partir das anomalias mantélicas que propiciaram o início do processo de soerguimento crustal (CAMPOS; DARDENNE, 1997b). Evidências de atividade sísmica na Bacia Sanfranciscana foram reportadas por Kattah (1992) e Mescolotti (2017), que associaram deformações dúcteis e rúpteis, incluindo estruturas de perda d'água, diques clásticos, dobras recumbentes e falhas sinsedimentares da Formação Três Barras do Grupo Areado a abalos sísmicos em decorrência de atividade tectônica transtativa. Mendonça (2003) e Fragoso et al. (2011) descreveram bombas vulcânicas associadas ao magmatismo do Grupo Mata da Corda em arenitos pertencentes à Formação Três Barras.

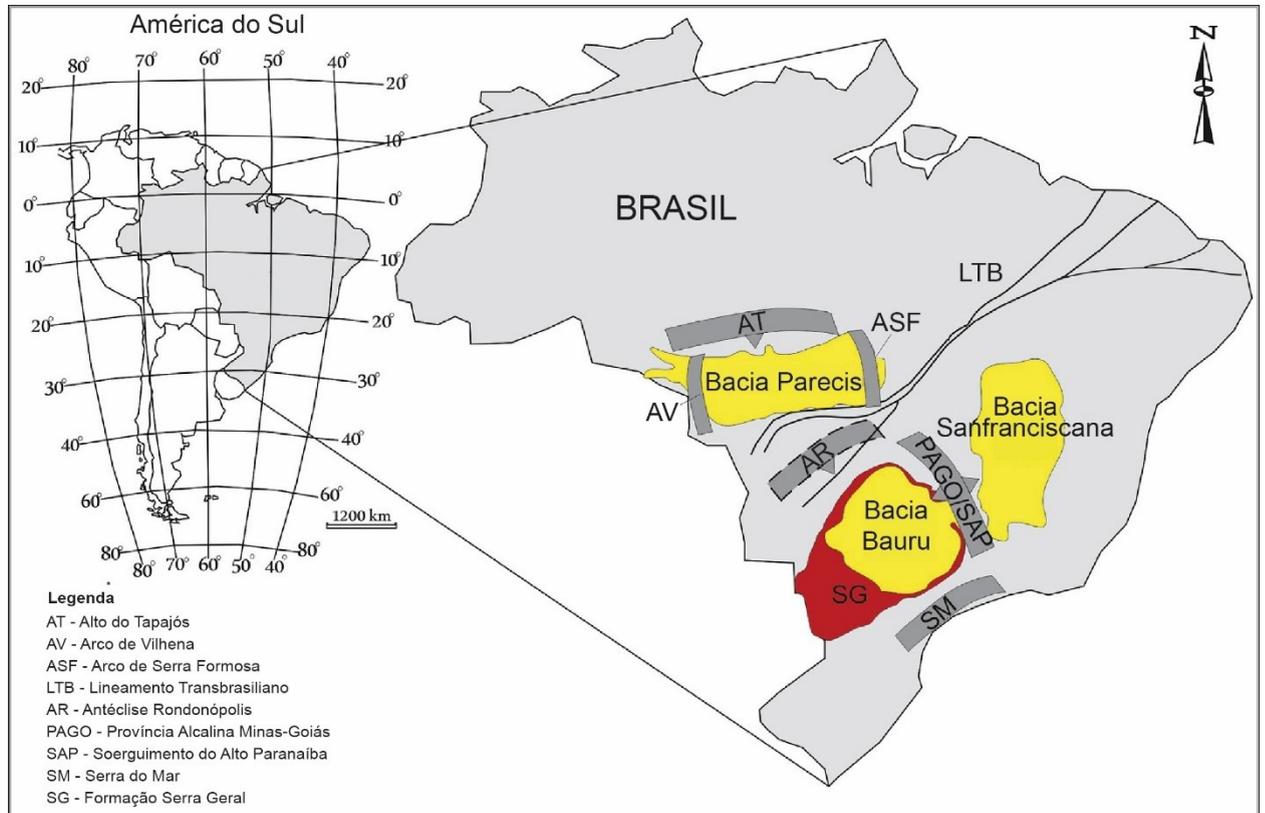
Em recentes mapeamentos geológicos na região de Estrela do Sul, uma ampla gama de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados foi identificada em arenitos da Formação Posse. Tais estruturas incluem laminações convolutas, dobras recumbentes, microfalhas, brechas, pseudonódulos e estruturas de perda d'água. Deste modo, este Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) apresenta um estudo integrado envolvendo a análise de fácies e de estruturas de deformação destes depósitos, buscando definir com precisão as características paleoambientes e paleotectônicas vigentes durante a deposição da Formação Posse no centro-sul da Plataforma Sul-Americana durante o Cretáceo Superior.

## **2. OBJETIVOS**

Este projeto teve como objetivos principais a identificação dos mecanismos deformacionais (deformational mechanisms) e agente desencadeador (trigger mechanism) responsáveis pelas deformações sinsedimentares hospedadas nos arenitos da Formação Posse (Bacia Sanfranciscana). Para atingir tal objetivo, o projeto embasou-se em descrições detalhadas das litofácies sedimentares e vulcânicas e das estruturas de deformação sinsedimentar ao longo de cinco seções estratigráficas entre os municípios de Estrela do Sul e Cascalho Rico (Figura 2). A integração dessas técnicas permitiu traçar importantes interpretações quanto às condições vigentes no sistema deposicional da Formação Posse, bem como as possíveis influências exercidas pelo soerguimento coevo do Alto do Paranaíba, principalmente através de reativações ao longo de lineamentos pré-existentes do embasamento proterozóico (RICCOMINI; VELÁZQUEZ; GOMES, 2005), e o também

contemporâneo magmatismo alcalino do Grupo Mata da Corda.

**Figura 1.** Localização das bacias Sanfranciscana, Bauru e Parecis no Brasil e as principais feições estruturais associadas. Retirado de Batezelli e Ladeira (2016).



### 3. HIPÓTESES

A partir de recentes mapeamentos geológicos em escala de semi-detulhe (1:25.000) na região compreendida entre Estrela do Sul e Cascalho Rico (oeste de Minas Gerais) (Figura 2), com ênfase especial na Formação Posse, e de dados disponíveis na literatura geológica acerca de deformações em sedimentos inconsolidados e da evolução geológica do Alto Paranaíba, três hipóteses foram aventadas com o intuito de tentar elucidar o(s) mecanismos deformacionais (*deformational mechanisms*) e os mecanismo(s) desencadeador(es) (*trigger mechanisms*) responsável(is) pela origem dessas estruturas:

- a. As estruturas foram geradas a partir de mecanismos desencadeadores internos. Aqui estão inseridos todos aqueles processos relacionados com a dinâmica do ambiente deposicional. Estão incluídos nessa categoria: rápida deposição de sedimentos, oscilação súbita do nível do lençol freático, cisalhamento por maré, ondas associadas a tempestades, arrebenção de

ondas, fluxos turbulentos e descongelamento de *permafrost* (OWEN et al., 2011);

- b. As deformações possuem sua origem relacionada com mecanismos desencadeadores externos ao ambiente deposicional. Nesse caso, estão incluídos tsunamis, impacto de meteoritos e terremotos (OWEN et al., 2011);
- c. Mecanismos internos e externos ao ambiente deposicional poderiam estar relacionados com a gênese das deformações.

#### **4. METODOLOGIA**

Os principais métodos utilizados ao longo do desenvolvimento do presente Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) foram os seguintes:

##### **4.1 Leitura e análise crítica da bibliografia**

A pesquisa bibliográfica foi realizada durante todo o período de desenvolvimento do presente projeto e compreendeu o levantamento da literatura referente aos temas de interesse e a leitura crítica da mesma. Foi dada especial atenção aos estudos focados nas análises estratigráficas e sedimentológicas da porção sul da Bacia Sanfranciscana. Também foi dedicado tempo relevante para o estudo da bibliografia disponível acerca de estruturas de deformação sinsedimentar em sedimentos inconsolidados.

##### **4.2 Trabalhos de campo**

A etapa de trabalho de campo teve duração de sete dias, intercalados entre 2018 e 2019. Essa etapa contemplou a coleta de dados referentes às rochas da Formação Posse da Bacia Sanfranciscana. Em campo, procedeu-se com o levantamento de seções colunares, que foram interpretadas com base na associação de fácies e medidas de paleocorrentes. Ênfase especial foi dedicada ao reconhecimento e descrição de estruturas de deformação sinsedimentar. Em campo também foi realizado o registro fotográfico dos diferentes litotipos e feições de deformação sinsedimentar.

##### **4.3 Análise de fácies sedimentares**

A análise de fácies buscou reunir diferentes grupos de fácies lateral e verticalmente contíguas e relacioná-las do ponto de vista dos processos geradores, de forma a serem definidos padrões arquiteturais e de empilhamento característicos do sistema deposicional vigente. Para isso foram elaboradas seções estratigráficas em escala de detalhe. As fácies sedimentares serão inicialmente descritas macroscopicamente em campo, priorizando a identificação de características diagnósticas, como geometria do depósito, estruturas, organização interna das camadas, mineralogia e textura dos grãos. Para esta etapa, foi utilizada a nomenclatura de fácies proposta por Miall (1996), na qual são utilizadas siglas compostas por uma a três letras, sendo a primeira maiúscula, referente à litologia do depósito, e as demais relacionadas às estruturas sedimentares presentes.

#### **4.4 Análise de deformações sinsedimentares**

A análise de estruturas de deformação sinsedimentar levou em conta uma série de parâmetros que são inerentes ao estudo desse tipo de feições em tanto e sedimentos inconsolidados como em rochas sedimentares. As estruturas de sobrecarga foram descritas e interpretadas de acordo com as propostas de Alfaro, Moretti e Soria (1997) e Owen (2003). A descrição e interpretação da origem de laminações convolutas e estruturas associadas seguiu a proposta de Allen (1977). Falhas sinsedimentares e brechas foram descritas e interpretadas com base nos trabalhos de Seilacher (1969, 1984) e Agnon, Migowski e Marco (2006).

#### **4.5 Análise de paleocorrentes**

As paleocorrentes foram adquiridas a fim de se interpretar os padrões de paleofluxo vigentes durante a deposição das camadas. É importante destacar que os dados foram discriminados segundo as diferentes associações de fácies, desta forma individualizando paleocorrentes geradas por processos distintos. Foi obtido um total de 50 medidas de paleocorrentes. Os dados foram analisados estatisticamente com a utilização do *software* Stereonet 9<sup>®</sup> e apresentados na forma de diagramas de rosetas de isofrequência.

#### **4.6 Análise de fácies vulcânicas, subvulcânicas e vulcanoclásticas**

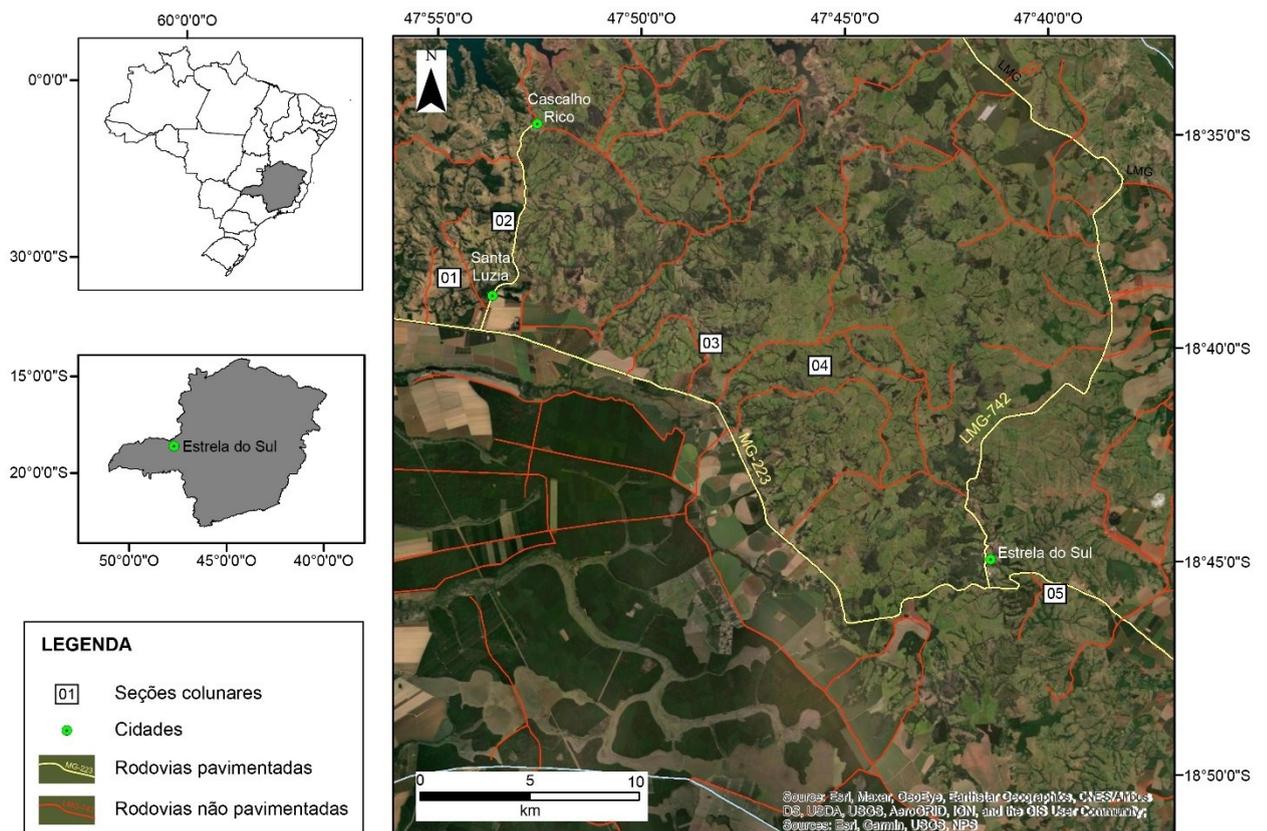
As rochas vulcânicas foram classificadas em campo de acordo com a proposta de Le

Bas e Streckeisen (1991). A classificação dos diferentes tipos de peperitos e feições típicas de interações lava-sedimento seguiu a nomenclatura proposta por Skilling, White e McPhie (2002).

## 5. LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo compreendeu afloramentos da Formação Posse distribuídos entre os municípios de Estrela do Sul e Cascalho Rico, região do Alto Paranaíba, oeste do estado de Minas Gerais. A principal via de acesso aos locais de estudo é a rodovia MG-223 (Figura 2). Secundariamente, são utilizadas vias não pavimentadas para ingresso à área de estudo.

**Figura 2.** Localização da área de estudo com destaque para as seções estratigráficas estudadas.

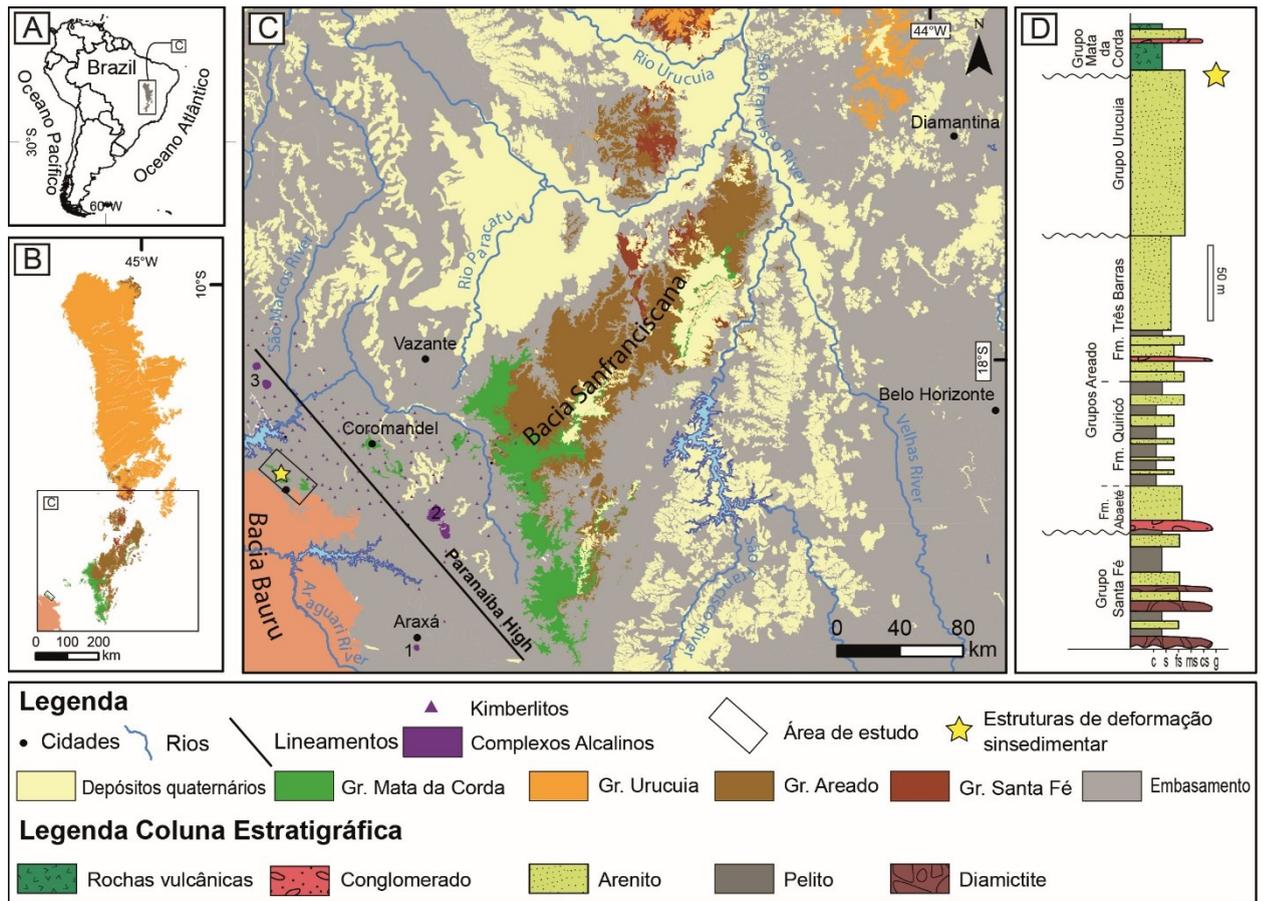


## 6. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região do Triângulo Mineiro-Alto Paranaíba, no oeste de Minas Gerais, possui fundamental importância para o entendimento da evolução da Plataforma Sul-Americana (ALMEIDA, 1969) durante o Cretáceo Superior. Essa região mineira pode ser basicamente

subdividida em três grandes unidades geotectônicas: na parte oriental, a Bacia Sanfranciscana, no centro a Faixa Brasília, e das porções central às regiões ocidentais, a Bacia Bauru. A Faixa neoproterozoica de dobramentos e empurrões Brasília ocorre na borda oeste do Cráton do São Francisco, e possui evolução geológica complexa e possivelmente diacrônica (UHLEIN et al., 2012). As bacias Sanfranciscana e Bauru são separadas por uma estrutura consensualmente aceita como um alto do embasamento proterozóico e conhecida como Soerguimento do Alto Paranaíba (SAP) (Figura 3) (HASUI et al., 1975). Essa estrutura possui direção preferencial NW-SE, com 250 km de comprimento e 70 km de largura. O SAP atuou como uma barreira geográfica desde o Mesoproterozoico, tendo influenciado a deposição das formações Canastra e Ibiá da Faixa Brasília (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Durante o Paleozoico atuou como barreira à sedimentação na Bacia do Paraná, marcando o limite nordeste dessa bacia. De acordo com Hasui et al. (1975), a movimentação tectônica e os falhamentos associados ao soerguimento possibilitaram novos pulsos de sedimentação nas bacias Bauru e Sanfranciscana. Durante o Cretáceo Superior, a reativação dessas estruturas regionais presentes no embasamento proterozóico, possibilitou o alojamento de magmas alcalinos orientados ao longo da direção NW-SE (HASUI et al., 1975; RICCOMINI; VELÁZQUEZ; GOMES, 2005).

**Figura 3.** Mapa geológico simplificado da região do Alto Paranaíba. A região afetada pelo Soerguimento do Alto Paranaíba abrange principalmente rochas da Faixa Brasília e as principais ocorrências de rochas kimberlíticas associadas a tal estrutura. Modificado de Mescolotti et al. (2019) e Alessandretti et al. (2020). 1 – Complexo Alcalino Araxá; 2 – Complexo Alcalino Serra Negra/Salitre; 3 – Complexo Alcalino Catalão.



As rochas ígneas de natureza alcalina na região do Triângulo Mineiro são associadas à Província Alcalina Minas-Goiás (SGARBI; GASPARG, 2002) e ocorrem ao longo de toda a extensão do Soerguimento do Alto Paranaíba (Figura 3). São compostas por rochas máficas a ultramáficas de afinidade potássica a ultrapotássica, ocorrendo na forma de complexos plutônicos (com diâmetros entre 2 e 6 km), intrusões hipoabissais, lavas e tufos (GIBSON et al., 1995). As rochas vulcânicas recobrem uma área de aproximadamente 4.500 km<sup>2</sup> (LEONARDOS; ULBRICH; GASPARG, 1991) e são atribuídas à Formação Patos, Grupo Mata da Corda da Bacia Sanfranciscana. Datações geocronológicas realizadas pelo método K-Ar indicaram idades entre 97 e 70 Ma (Cretáceo Superior) para os complexos plutônicos (AMARAL et al., 1967a; HASUI; CORDANI, 1968; SONOKI; GARDA, 1988; GOMES; RUBERTI; MORBEDELLI, 1990). Uma idade de  $83.6 \pm 1.4$  Ma, foi obtida através de datações K-Ar em cristais de flogopita extraídos de um derrame de lava da Formação Patos (GIBSON et al., 1995). Datações pelo método Ar-Ar em fenocristais de olivina obtidos de amostra do kamafugito Serra do Bueno forneceram idade de  $90 \pm 4$  Ma. As fontes magmáticas que deram origem às rochas alcalinas no SAP têm sido atribuídas tanto às plumas mantélicas Trindade (GIBSON et al., 1995) ou Tristão da Cunha (VANDECAR;

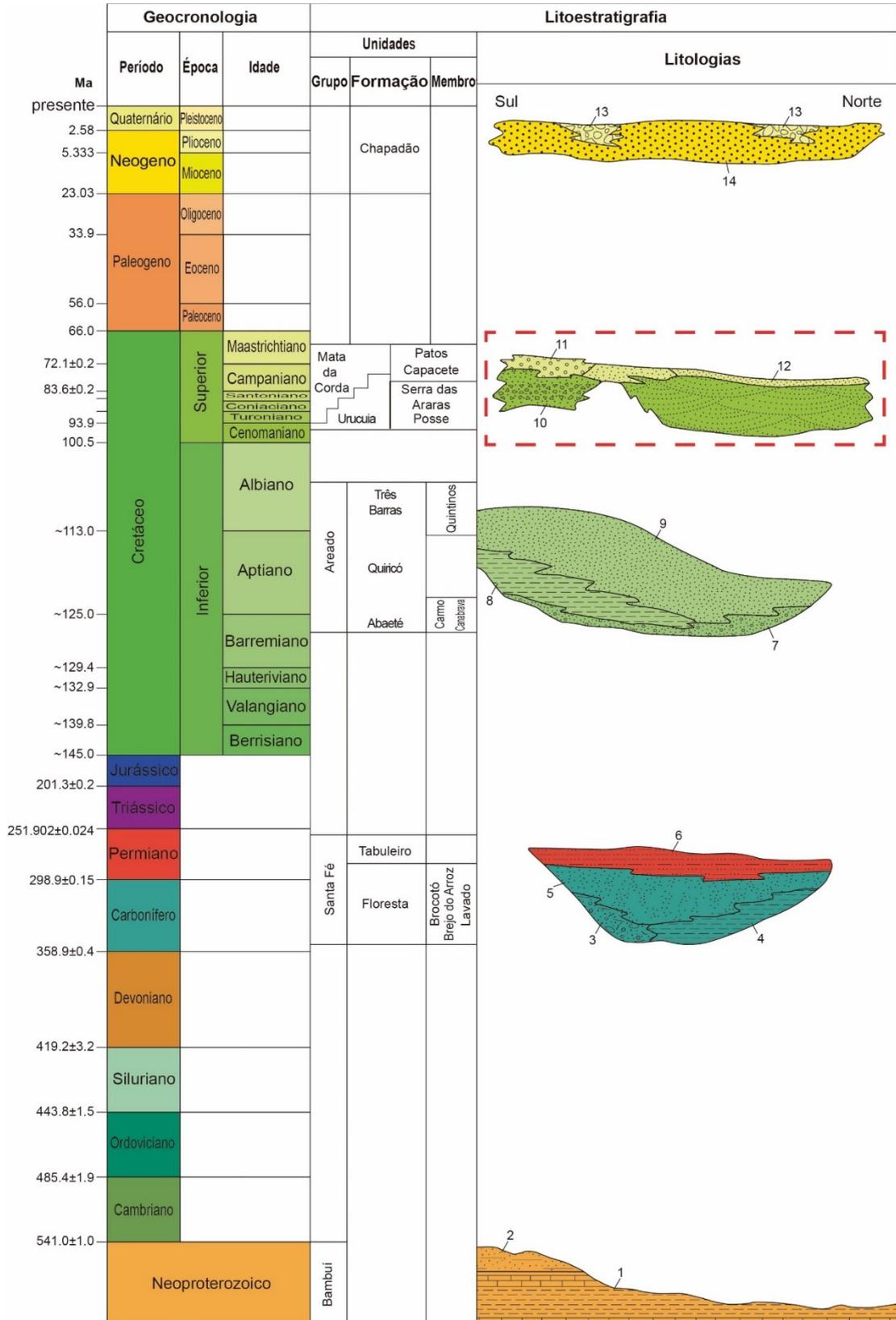
JAMES; ASSUMPÇÃO, 1995). Para Gibson et al. (1995), o magmatismo alcalino máfico nessa região representaria o impacto da instalação da Pluma Trindade no manto litosférico subcontinental. Análises isotópicas mostram que as razões isotópicas iniciais de Sr e Nd variam entre 0.7046-0.7058 e 0.5121-0.5123 respectivamente, sugerindo que os magmas foram derivados a partir da remobilização do manto litosférico subcontinental.

## 6.1 Bacia Sanfranciscana

A Bacia Sanfranciscana, de idade fanerozoica e do tipo intracratônica, localiza-se no centro-leste do território brasileiro, abrangendo partes dos estados de Minas Gerais, Tocantins, Goiás e Bahia. Possui morfologia alongada segundo a direção norte-sul, com aproximadamente 200 km de largura e 1.100 km de extensão. A bacia é limitada ao sul pelo Arco do Alto Parnaíba, que a separa da Bacia do Paraná. (CAMPOS; DARDENNE, 1999a; BATEZELLI; LADEIRA, 2016). Sentido norte, o Alto do São Francisco a separa da Bacia do Parnaíba (CAMPOS; DARDENNE, 1999a; BATEZELLI; LADEIRA, 2016). As bordas ocidental e oriental da bacia são limitadas respectivamente pelas faixas Brasília e Araçuaí/Espinhaço Setentrional (CAMPOS; DARDENNE, 1997b). Os depósitos basais da Bacia Sanfranciscana assentam-se em discordância erosiva e angular sobre rochas paleoproterozoicas do embasamento, rochas neoproterozoicas do Grupo Bambuí e sobre rochas sedimentares da Bacia Parnaíba (SGARBI, 2000; CAMPOS; DARDENNE, 1997b). Com base em importantes diferenças tectônicas, estratigráficas e ambientais entre as partes norte e sul da bacia, Campos e Dardenne (1997b) propuseram a sua divisão em Sub-bacia Abaeté (sul) e Sub-bacia Urucuia (centro-norte). As sequências que compõem a Bacia Sanfranciscana apresentam idades que variam desde o Carbonífero até o Cretáceo, sendo estas separadas por importantes discordâncias. Da base para o topo, a bacia é subdividida em quatro grupos principais, sendo eles da base para o topo: Grupo Santa-Fé (Permo-Carbonífero), Grupo Areado (Eocretáceo), Grupo Mata da Corda (Neocretáceo) e Grupo Urucuia (Neocretáceo) (CAMPOS; DARDENNE, 1997a) (Figura 4). Nos próximos subcapítulos são abordados os principais atributos estratigráficos e sedimentológicos dos grupos Mata da Corda e Urucuia, objetos de estudo do presente projeto de Trabalho de Conclusão de Curso.

**Figura 4.** Carta cronoestratigráfica da Bacia Sanfranciscana. Principais litotipos: 1 – sequência pelítico-carbonática, 2 – arcóseos e siltitos, 3 – diamictitos, tilitos e tilóides, 4 – folhelhos com seixos pingados, 5 – arenitos heterogêneos, 6 – arenitos carbonáticos maciços com intercalações de argilitos, 7 – conglomerados e arenitos, 8 – folhelhos, 9 – arenitos, 10 – lavas e depósitos

piroclásticos alcalinas, 11 – litoarenitos vulcânicos, 12 – arenitos eólicos, 13 – conglomerados e 14 – areias inconsolidadas. O retângulo vermelho tracejado indica as unidades que são objeto de estudo. Figura e legenda modificadas de Campos e Dardenne (1997a).



### 6.1.1 Grupo Mata da Corda

O Grupo Mata da Corda é composto por rochas plutônicas e vulcânicas efusivas e piroclásticas de afinidade alcalina e rochas sedimentares epiclásticas (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). O grupo é subdividido nas formações Patos e Capacete (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). A primeira é constituída por lavas maciças afaníticas ou porfiríticas, basanitos vesiculares ou amigdaloidais, tufos lapilíticos, brechas vulcânicas e cineritos (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Portanto, em termos texturais, ocorrem desde derrames até rochas vulcânicas de origem explosiva. As rochas piroclásticas são comumente cimentadas por carbonatos tardi-magmáticos e minerais diagenéticos como zeólita e calcedônia (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). As rochas plutônicas incluem sete complexos plutônicos, com diâmetros variando entre 2 e 6 km, e formados por carbonatitos, glimmeritos, piroxenitos, peridotitos, dunitos e sienitos peralcalinos (GOMES et al., 1987; BROD, 1993). Datações radiométricas pelo método K-Ar forneceram idades de cristalização entre 97 e 79 Ma para os complexos carbonatíticos (GOMES; RUBERTI; MORBIDELLI, 1990). Megacristais de flogopita (> 2 cm) extraídos de lavas recobrando arenitos do Grupo Areado foram datados pelo método K-Ar, situando a idade de cristalização desse derrame em  $83.6 \pm 1.4$  Ma (GIBSON et al., 1995). Fenocristais de olivina do kamafugito Serra do Bueno, datados pelo método Ar-Ar, forneceram idade de  $90 \pm 4$  Ma (GIBSON et al., 1995).

A Formação Capacete possui cerca de 150 metros de espessura e ocorre apenas na porção sul da Bacia Sanfranciscana. É formada por argilitos, litoarenitos, ortoconglomerados e paraconglomerados (CAMPOS; DARDENNE, 1997a; SGARBI, 2000). Os arenitos e conglomerados são interpretados como produto do intemperismo, erosão e retrabalhamento por processos superficiais de rochas vulcânicas da Formação Patos (CAMPOS; DARDENNE, 1997a; SGARBI, 2000). Com base em estudos sedimentológicos, Campos e Dardenne (1997a) interpretaram que essa unidade foi depositada por um sistema de leques aluviais distais transicionando para fácies fluviais entrelaçadas. Grãos de quartzo com alta esfericidade e polimento presentes na matriz dos arenitos e conglomerados indicam influência eólica (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Na região de Coromandel, fácies fluviais meandranes foram recentemente reconhecidas por Sedorko et al. (2020).

### 6.1.2 Grupo Urucuia

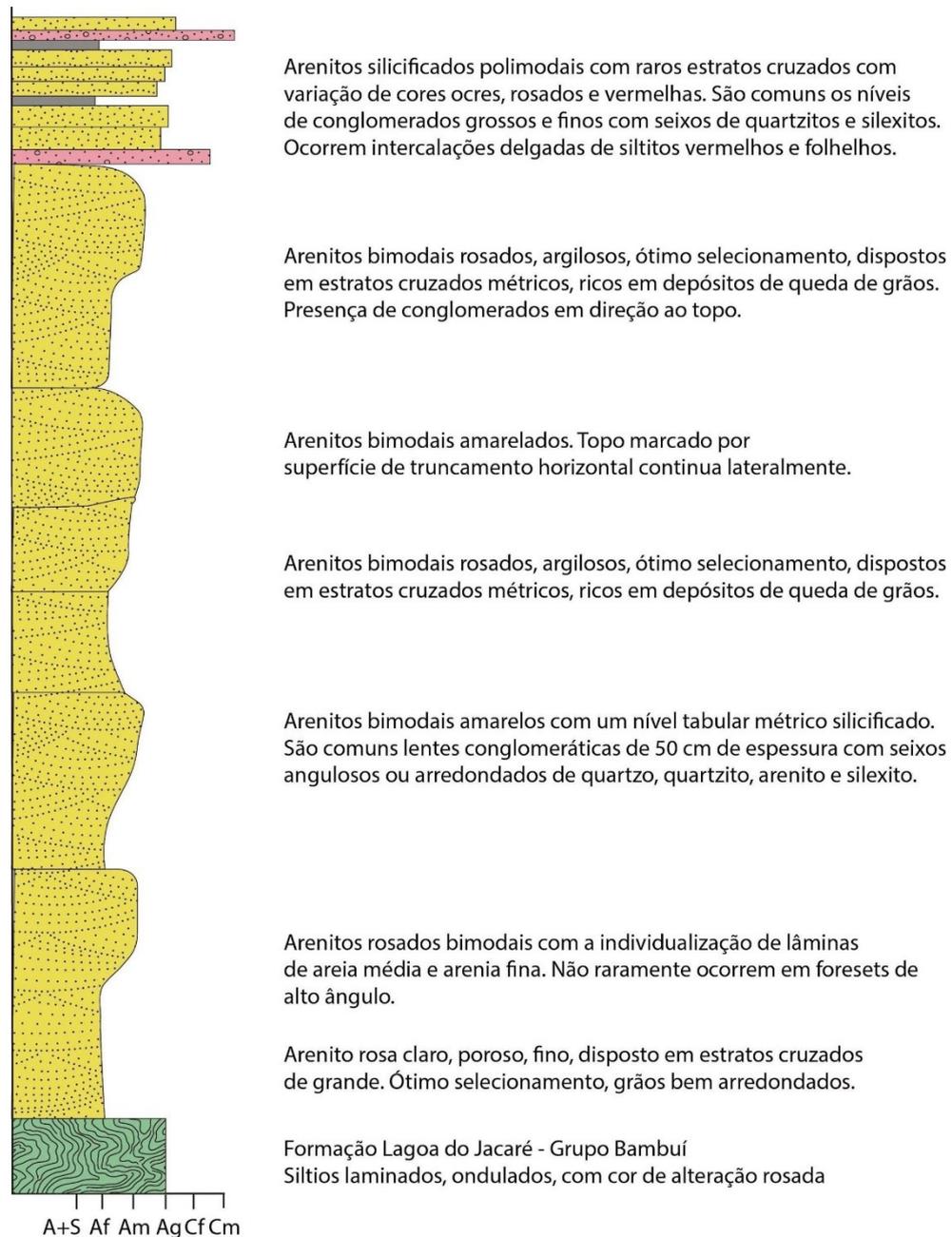
O Grupo Urucuia possui ampla distribuição areal na Bacia Sanfranciscana e tem

aproximadamente 360 metros de espessura (ZALÁN; SILVA, 2007). O grupo é considerado como parcialmente contemporâneo ao vulcanismo da Formação Patos e à seção superior da Formação Capacete, sendo interpretado como uma variação faciológica lateral da última (CAMPOS; DARDENNE, 1997a; SGARBI et al., 2001). Possui natureza predominantemente arenosa e é dividido nas formações Posse (base) e Serra das Araras (topo) (Figura 5).

A Formação Posse é subdividida nas Fácies 1 e 2 (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). A primeira é constituída majoritariamente por quartzo arenitos muito finos a médios e com boa maturidade textural (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Os arenitos possuem estratos cruzados de grande porte, bimodalidade granulométrica, cutículas de óxidos de ferro na borda dos grãos, ausência de matriz argilosa, lâminas com gradação inversa e estruturas de adesão de grãos (CAMPOS; DARDENNE, 1997). Com base em litologias, estruturas sedimentares e arranjo de fácies, Campos e Dardenne (1997a) atribuíram a sedimentação da Fácies 1 a um sistema eólico de campo de dunas barcanas típicas e localmente barcanóides. A Fácies 2 é formada por arenitos feldspáticos e quartzo arenitos, de granulação fina, argilosos ou não, e bem selecionados (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). O material argiloso foi interpretado como matriz sindeposicional (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Os arenitos da Fácies 2 possuem estratificações cruzadas de pequeno porte e mais raramente plano-paralelas. Campos e Dardenne (1997a) interpretaram essa fácies como sendo formada em um sistema fluvial entrelaçado. A influência do sistema eólico é evidenciada pela presença de grãos de quartzo com alto grau de arredondamento, esfericidade, e superfícies com brilho fosco (CAMPOS; DARDENNE, 1997a).

A Formação Serra das Araras é constituída por arenitos, argilitos e conglomerados que se intercalam em camadas tabulares com espessuras variando entre 0,5 e 2 metros (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Os arenitos são polimodais e por vezes intensamente silicificados (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Mostram maturidade composicional, sendo o quartzo dominante, com turmalina e zircão ocorrendo de maneira subordinada (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Os conglomerados variam de finos a grossos, possuem conteúdo de matriz arenosa entre 10 e 15%, e geralmente ocorrem na base de camadas de arenitos (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Campos e Dardenne (1997a) interpretaram a Formação Serra das Araras como tendo sido depositada em ambiente fluvial com alta variação no regime de descarga e de fluxos. Também há contribuição do sistema eólico, indicado pela presença de grãos flutuantes nos pelitos (CAMPOS; DARDENNE, 1997a).

**Figura 5.** Seção colunar integrada do Grupo Urucuia, incluindo as formações Posse e Serra das Araras, modificado de Campos e Dardenne (1997a).



## 6.2 Contexto geológico local

A área de estudo localiza-se entre Estrela do Sul e Cascalho Rico (oeste de Minas Gerais) e está inserida na Folha Estrela do Sul (SE-23-Y-A-IV) (CHAVES; DIAS, 2017). Nessa região afloram rochas de idades neoproterozoicas a cenozoicas (Figura 6). O embasamento neoproterozoico é representado, da base para o topo, pelo Ortognaisse

Goiandira, Grupo Araxá e Suíte Granítica Estrela do Sul. As principais litologias associadas ao Ortognaisse Goiandira compreendem biotita e muscovita gnaises, inequigranulares, médio a grossos, porfiroblásticos e com foliação metamórfica bem desenvolvida (CHAVES; DIAS, 2017). Os contatos litológicos com o Grupos Araxá se dão através de uma zona de falha de empurrão com cisalhamento direcionado para NE.

Na região de estudo, o Grupo Araxá foi subdividido em umas duas unidades informais denominadas A e B (LACERDA FILHO et al., 2000). O Grupo Araxá B é predominantemente formado por um granada-muscovita-biotita xisto, localmente feldspático em geral médio ou grosso. O Grupo Araxá A é essencialmente constituído por micaxistos finos a médios, com predominância de muscovita (CHAVES; DIAS, 2017). Na região do Alto Paranaíba, o grupo está representado por quatro sistemas de falhas de empurrão, que de norte a sul, são denominadas Monte Carmelo, Araxá, Tapira e Passos (VALERIANO et al., 2004).

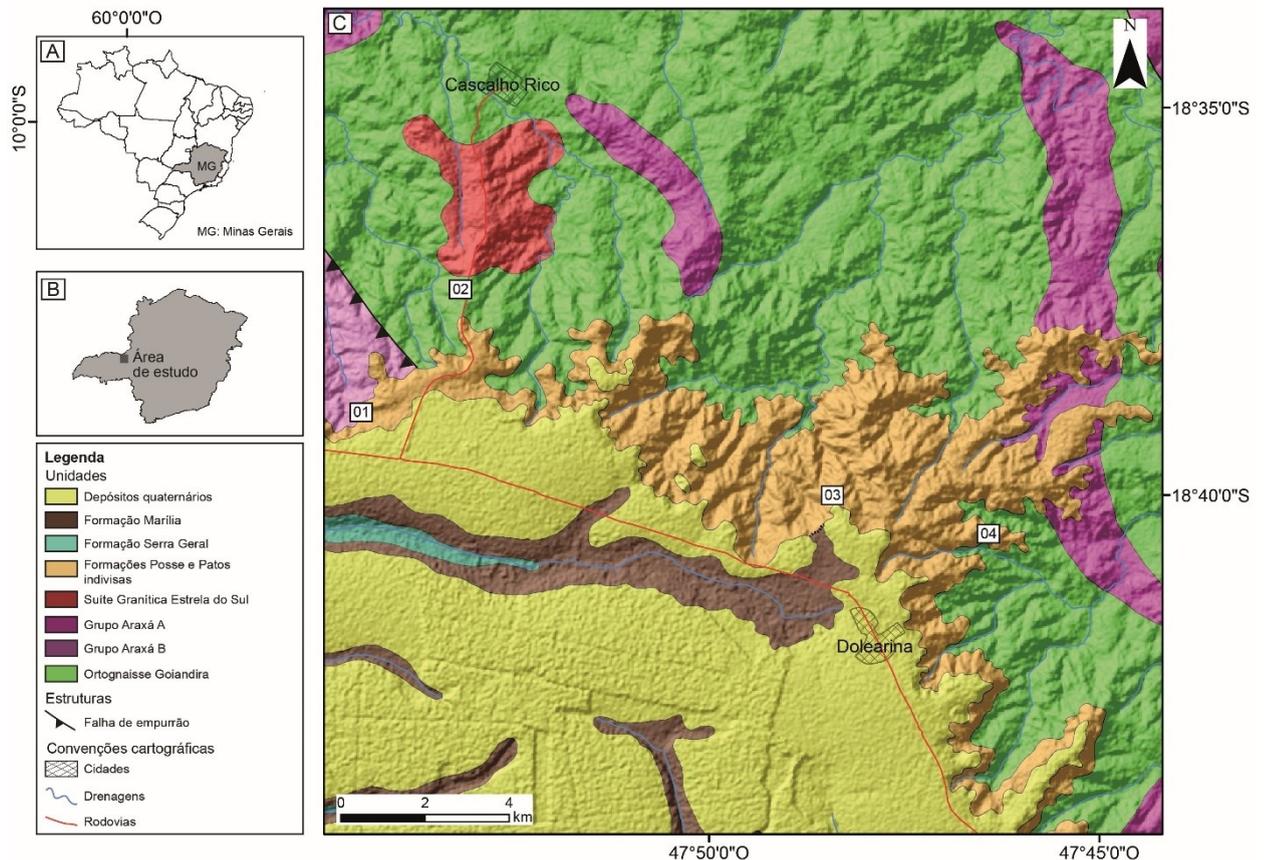
A Suíte Granítica Estrela do Sul é composta por sete corpos graníticos sin-tectônicos intrusivos essencialmente nos grupos Araxá A e B e no Ortognaisse Goiandira e no Complexo Monte Carmelo (não aflorante na área de estudo). Os litotipos principais são granitos e álcali-granitos equigranulares a porfiríticos, de granulação média e coloração cinza clara. Estão comumente deformados e são mineralógicamente constituídos por quartzo, ortoclásio, microclínio, plagioclásio, muscovita e biotita (CHAVES; DIAS, 2017). Seer e Moraes (2013) descreveram abundantes fácies pegmatíticas, além de xenólitos de xisto, quartzito e anfibolito.

As rochas paleozoicas da área de estudo incluem as formações Botucatu e Serra Geral da Bacia do Paraná e Posse da Bacia Sanfranciscana. A Formação Botucatu é basicamente formada por arenitos de granulação fina a média, maciços ou estratificados, róseos ou levemente avermelhados e de composição essencialmente quartzosa. A Formação Serra Geral é constituída por basaltos maciços, afaníticos a faneríticos muito finos, de coloração cinza escura a preta. Localmente, entre os derrames basálticos, ocorre arenito *intertrap* apresentando bimodalidade textural, alto de grau de esfericidade dos grãos e estratos cruzados de médio porte.

Depósitos quaternários atribuídos ao Paleógeno-Neógeno são abundantes na região, sendo constituídos por sedimentos inconsolidados predominantemente quartzosos, de granulação fina a média e coloração amarelada ou avermelhada. Tais depósitos podem alcançar espessuras superiores a 30 metros e ocorrem em regiões topograficamente mais elevadas, entre as cotas de 950 e 970 metros. Carapaças lateríticas ferruginosas e cascalheiras

quartzosas ocorrem associadas a tais depósitos (CHAVES; DIAS, 2017).

**Figura 6.** (A) Localização de Minas Gerais no Brasil. (B) Localização da área de estudo em Minas Gerais. (C) Mapa geológico simplificado da área de estudo. Os números indicam os locais onde foram levantadas as seções estudadas.

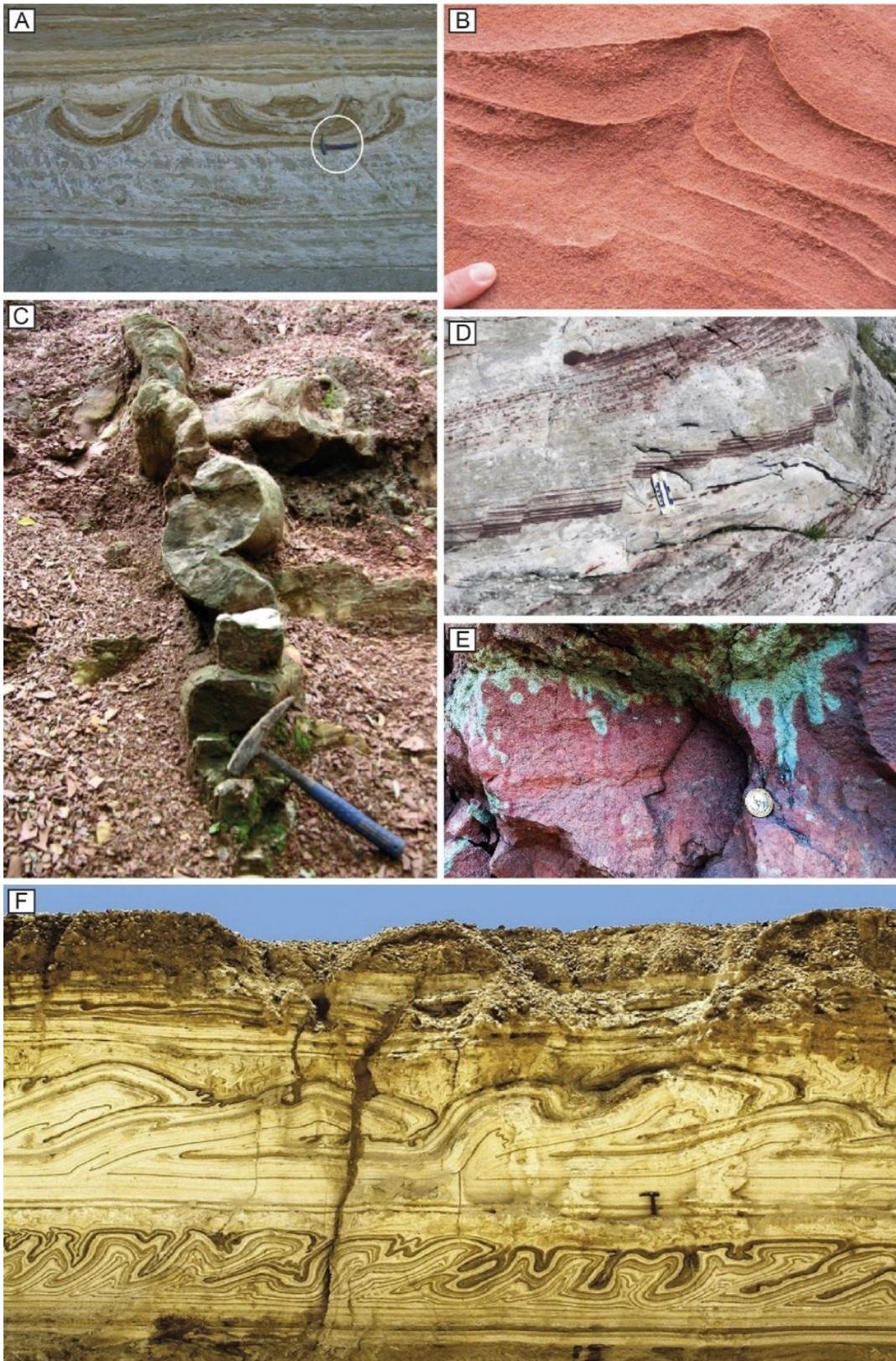


## 7. REVISÃO CONCEITUAL

### 7.1 Estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados

Estruturas de deformação são feições típicas em sedimentos modernos e rochas sedimentares (ALLEN, 1986) (Figura 7). Tais deformações são originadas de maneira rápida, próximo à superfície, durante ou logo após a deposição, e antes de pronunciados processos diagenéticos (OWEN et al., 2011). Em sedimentos inconsolidados com presença d'água intersticial, o aumento de pressão de fluidos nos poros pode desencadear a perda de resistência mecânica e a geração de uma ampla gama de estruturas de deformação sinsedimentar. Na Formação Posse, recentemente reconheceu-se uma série de estruturas de deformação sinsedimentar, que foram objeto de estudo deste Trabalho de Conclusão de Curso.

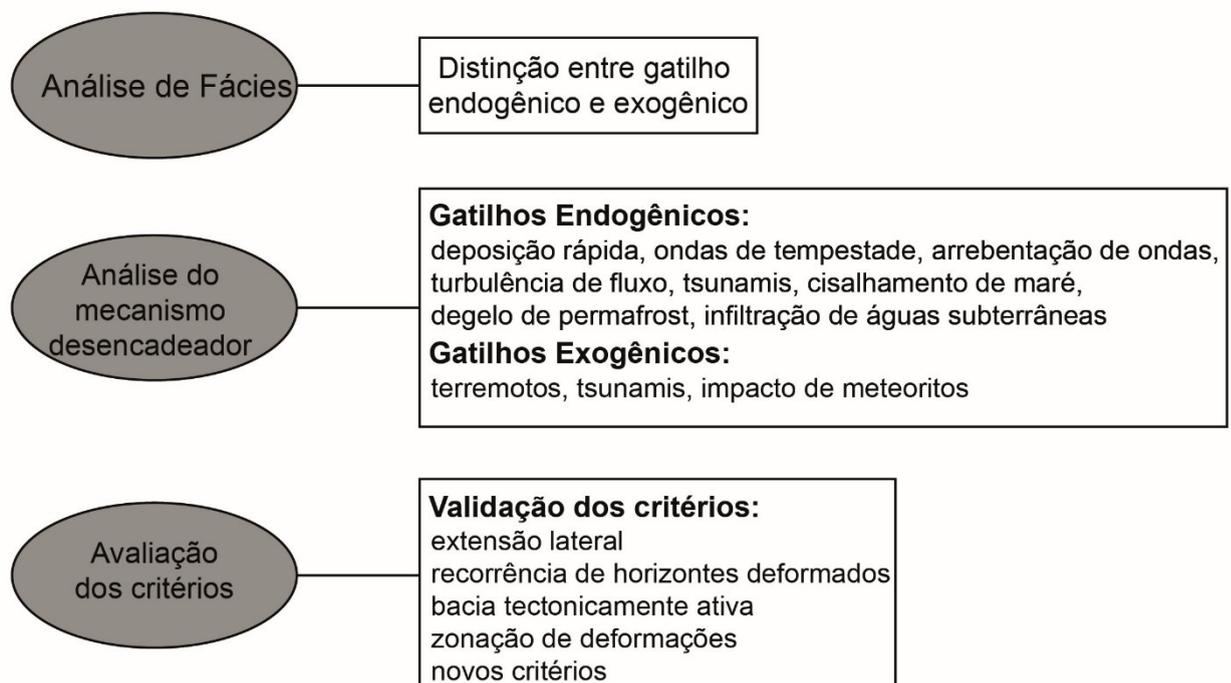
**Figura 7.** Exemplos de diferentes estruturas de deformação sinsedimentar. (A) Estrutura de sobrecarga desenvolvida em depósitos lacustres pleistocênicos na Cordilheira Bética, sul da Espanha. Retirado de Owen et al. (2011). (B) Estrutura de perda d'água em arenitos eólicos da Formação Navajo, Jurássico dos Estados Unidos da América. (C) Dique clástico enterolítico cortando siltitos da Formação Corumbataí, Permiano da Bacia do Paraná. Retirado de Perinotto et al. (2008). (D) Microfalhas em arenitos eólicos da Formação Navajo. Retirado de Bryant, Cushman e Miall (2016). (E) Estruturas de sobrecarga pendulares (*pendulous load casts*), pseudonódulos conectados (*attached pseudonodules*) e pseudonódulos destacados (*detached pseudonodules*) desenvolvidos na interface entre litoarenitos e arcósios da Formação Uberaba, Cretáceo Superior da Bacia Bauru. Fotografia cedida por Luciano Alessandretti. (F) Laminações convolutas e falhas de empurrão em evaporitos do Mar Morto confinadas entre camadas não deformadas.



De acordo com Owen et al. (2011), são requeridas simultaneamente três condições para a geração de estruturas de deformação sinsedimentar: um sistema de forças motrizes (*driving force system*), um mecanismo de deformação (*deformational mechanism*), e um

agente desencadeador (*trigger mechanism*) (Figura 8). Owen (1987) propôs diferentes sistemas de forças motrizes: 1) força gravitacional atuando verticalmente em sedimentos em superfície inclinadas; 2) esforço não confinante não uniforme em camadas com superfície irregular ou espessura variável; 3) gradientes de densidade gravitacionalmente instáveis; 4) esforços cisalhantes atuando dentro ou na superfície do sedimento; e 5) esforços associados a outros mecanismos (físicos, químicos e biológicos). As forças motrizes podem geralmente ser inferidas a partir das geometrias das deformações e as características iniciais do sistema deposicional (OWEN et al., 2011). Em sedimentos inconsolidados, os principais mecanismos de deformação são liquefação (*liquefaction*) e fluidificação (*fluidization*). O primeiro envolve a quebra da trama do sedimento de tal maneira que os grãos não são mais suportados mutuamente, mas se tornam dispersos no fluido intersticial. Já a fluidificação é causada por fluidos sendo forçados para cima através da massa de grãos até que o peso das partículas seja compensado pelo arrasto do fluido.

**Figura 8.** Metodologia proposta por Owen et al. (2011) para identificação do agente desencadeador de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados.



## 7.2 Sismitos

O termo “sismo” foi cunhado por Seilacher (1969) para designar sedimentos apresentando deformação sinsedimentar geneticamente ligada a eventos sísmicos no

Mioceno da Califórnia. A sequência idealizada de um sismo, de acordo com Seilacher (1969), apresenta da base para o topo quatro fácies distintas, que mostram uma intensidade de deformação crescente em direção ao topo. A Figura 9 apresenta esquematicamente a sequência proposta por Seilacher (1969) para a definição de sismitos.

**Figura 9.** Sequência de deformações sinsedimentares presentes em sismo, conforme definido por Seilacher (1969). Retirado de Chamani (2011).



Segundo Seilacher (1969) a formação de estruturas caracterizadas como sismitos ocorrem em ambiente d'águas calmas e em depósitos argilosos com baixa inclinação. Seilacher (1969) entende que o estudo de sismitos contribui na aplicação de “paleossismogramas” através da escala de deformação e intensidade do abalo.

De acordo com a Figura 9, na base, identificado como sedimento não perturbado (4), o sedimento não possui nenhum tipo de deformação, preservando sua laminação original. Na zona segmentada (3) as camadas são mais antigas e são rompidas por falhas escalonadas, porém com a profundidade, mais próximo à base, as falhas ocorrem em menor número e de forma mais espaçada. Na zona fragmentada (2), a camada é mais compactada, em que os fragmentos maiores ainda resistem ao choque, embora dispersados com orientações variadas em uma matriz liquefeita. Já na zona liquefeita (1), nenhuma estrutura é preservada pela ação da liquefação intensa.

Na década seguinte ao estudo de Seilacher (1969), não foram realizados muitos

trabalhos acerca deste tema. Trabalhos como de Williams (1976) e Weaver (1976) utilizam estruturas tipo *ball and pillow*, relacionando-as com estruturas ligadas a choques sísmicos. Nos anos seguintes, a partir da década de 1980 os trabalhos começaram a ter mais notoriedade através de autores como Montenat (1980), Mills (1983) e Plint (1985), atribuindo a gênese de diversas estruturas sinsedimentares à abalos sísmicos.

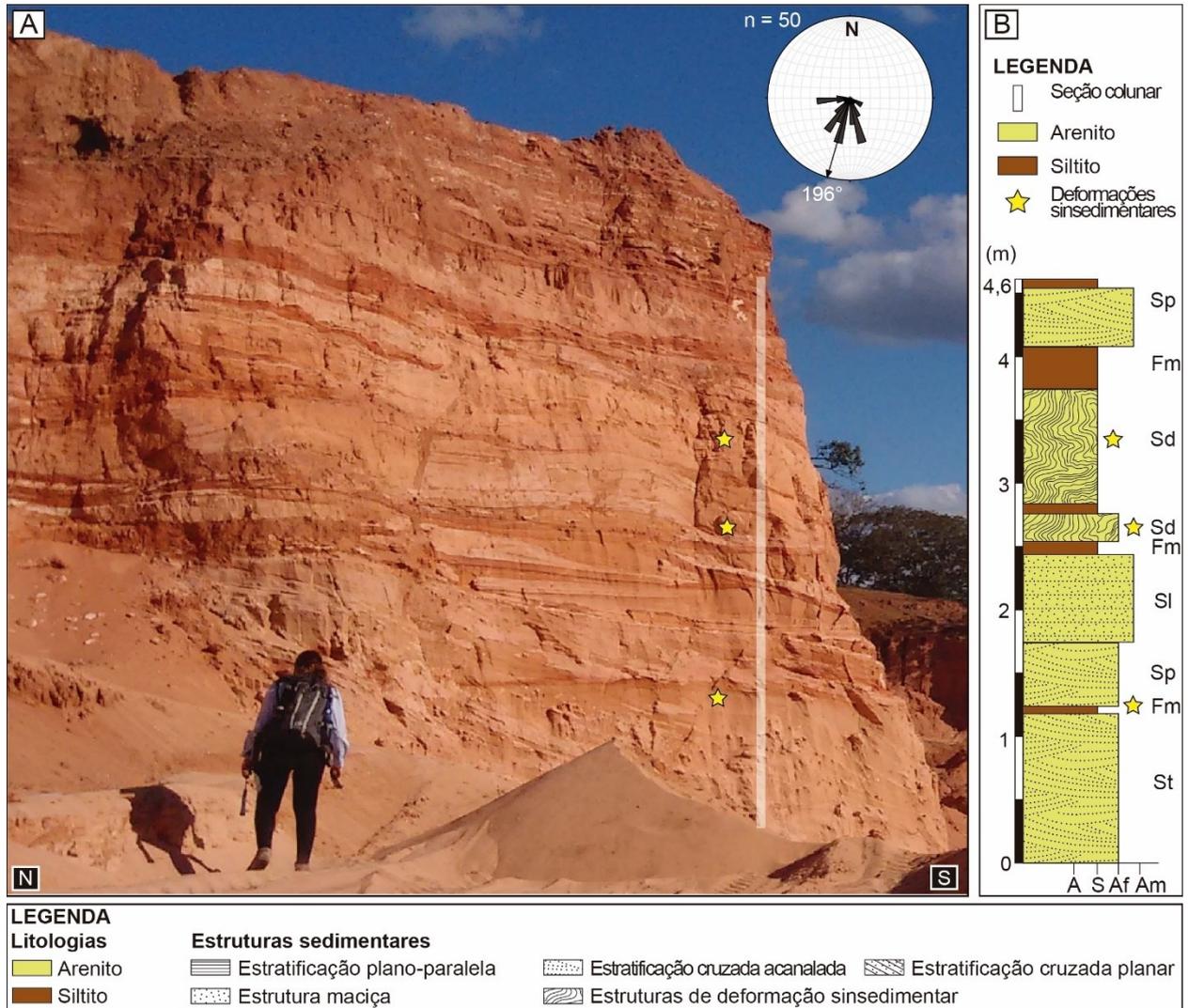
Vittori, Labini e Serva (1991) definem como sismitos todas as estruturas geneticamente ligadas a abalos sísmicos, incluindo escorregamentos, deslizamentos submarinos, perturbações nos estratos. Dessa forma, não restringindo sismitos como estruturas relacionadas à deformação em sedimentos inconsolidados. Já Montenat, Barrier e Hibsich (2007) propõem uma redefinição no termo “sismito”, sendo aplicado em casos em que as estruturas sedimentares apresentam feições específicas ligados a terremotos, nas quais os sedimentos inconsolidados apresentam deformações cossísmicas através da alta pressão d’água neles contidos.

## 8. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 8.1 Fácies sedimentares da Formação Posse

Com base nos trabalhos de campo, foram identificadas e descritas sete fácies sedimentares siliciclásticas, levando-se em conta suas litologias, estruturas sedimentares primárias e estruturas de deformação sinsedimentar (Figuras 10, 11 e 12). Adotou-se a nomenclatura do código de fácies proposto por Miall (1978), na qual as fácies são representadas por duas letras. Uma primeira letra maiúscula, referindo-se ao litotipo; e uma segunda letra, minúscula, referente à estrutura sedimentar. Para cada fácies descrita, foram inferidos seus respectivos processos deposicionais levando-se em conta o tipo de transporte dos grãos e as condições de fluxo em que se desenvolveram as formas de leito.

**Figura 10.** Feições sedimentares observadas em arenitos e siltitos da Formação Posse no extremo sudoeste da Bacia Sanfranciscana. (A) Exposição de arenitos e siltitos em extração ativa de areia, onde afloram as principais litofácies dessa unidade. No canto superior direito, diagrama de rosetas demonstrando vetor médio de paleocorrentes para sul. (B) Seção colunar obtida na Seção 03, Distrito de Dolearina, Estrela do Sul. As 7 fácies estudadas são: St (Arenito com estratificação cruzada acanalada), Sp (Arenito com estratificação cruzada planar), Sl (Arenito com estratificação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo), Sr (Arenito com marcas onduladas cavalgantes), Sm (Arenito maciço), Sd (Arenitos com deformações sinsedimentares) e Fm (Siltitos).



*Arenito com estratificação cruzada acanalada (St)*

A fácies St é composta por quartzo-arenitos de granulação muito fina a fina, muito bem selecionados, dispostos em camadas tabulares de até 4 metros de espessura e portadores de estratificação cruzada acanalada de grande porte (Figura 11A). Os *foresets* dessa fácies são caracterizados por segregação granular bimodal, ressaltada pela feição do tipo *pin-stripe* (Figura 11A). Foram realizadas 50 medidas de paleocorrentes nas estratificações cruzadas acanaladas, com vetor resultante de 196° (Sul). A fácies St é interpretada como o produto de migração de dunas de cristas sinuosas (dunas barcanas e/ou barcanoides), em fluxo unidirecional e sob regime de fluxo inferior (MIALL, 2006; MOUNTNEY; POSAMENTIER; WALKER, 2006).

*Arenito com estratificação cruzada planar (Sp)*

Os quartzo-arenitos que constituem a fácies Sp possuem coloração bege à alaranjada, granulação fina à média (bimodais), e com grãos bem arredondados. Os arenitos estão dispostos em camadas tabulares, com espessuras decimétricas a métricas (até dois metros) e continuidade lateral de dezenas de metros. Em alguns casos, esses arenitos apresentam cunhas com gradação inversa no foreset e estrutura do tipo *pin stripe* (Figura 11A). A fácies Sp é interpretada como o produto da migração de dunas eólicas de crista reta (Figura 11 A).

*Arenito com estratificação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo (Sl)*

A fácies Sl é constituída por quartzo-arenitos de coloração creme a amarelada, com granulação fina a grossa, de seleção moderada, dispostos em camadas de geometria tabular e com espessuras variando de 0,5 a 1 metro (Figura 11B). Essa fácies ocorre verticalmente e lateralmente associada às fácies St, Sp e Sr. A fácies Sl é interpretada como produto da migração de protodunas em planícies de deflação de areia ou acreção vertical em áreas de interdunas secas, sendo depositada com taxas alta de velocidade do vento com relação ao suprimento de areia.

*Arenito com marcas onduladas cavalgantes (Sr)*

Os quartzo-arenitos que compõem a fácies Sr possuem cor creme, granulação fina a média, e estão dispostos em camadas centimétricas e métricas de geometria tabular a lenticular (Figura 11C). As camadas são portadores de marcas onduladas cavalgantes, com ângulo de cavalgamento crítico a subcrítico. Os *forests* apresentam gradação inversa e laminação do tipo *pin-stripe*. A fácies Sr ocorre comumente associada com arenitos com estratificação plano-paralela à cruzada de baixo ângulo (Sl) e siltitos (Fm) e é interpretada como produto da migração de marcas onduladas por acreção lateral e vertical devido à ação de ventos com alta velocidade e carga sedimentar (MIALL, 2006; MOUNTNEY; POSAMENTIER; WALKER, 2006).

*Arenito maciço (Sm)*

Os arenitos maciços são quartzosos, possuem granulação fina a média, e estão dispostos em camadas com geometrias lenticulares a tabulares. Ocorrem invariavelmente

associados com estruturas de deformação sinsedimentar e nas proximidades de intrusões (apófises e veios) ígneos. São interpretados como o produto de fluidificação dos sedimentos arenosos.

*Arenitos com deformações sinsedimentares (Sd)*

São arenitos das fácies descritas anteriormente e que possuem diferentes tipos de deformação sinsedimentar. Serão abordados em detalhe na próxima seção.

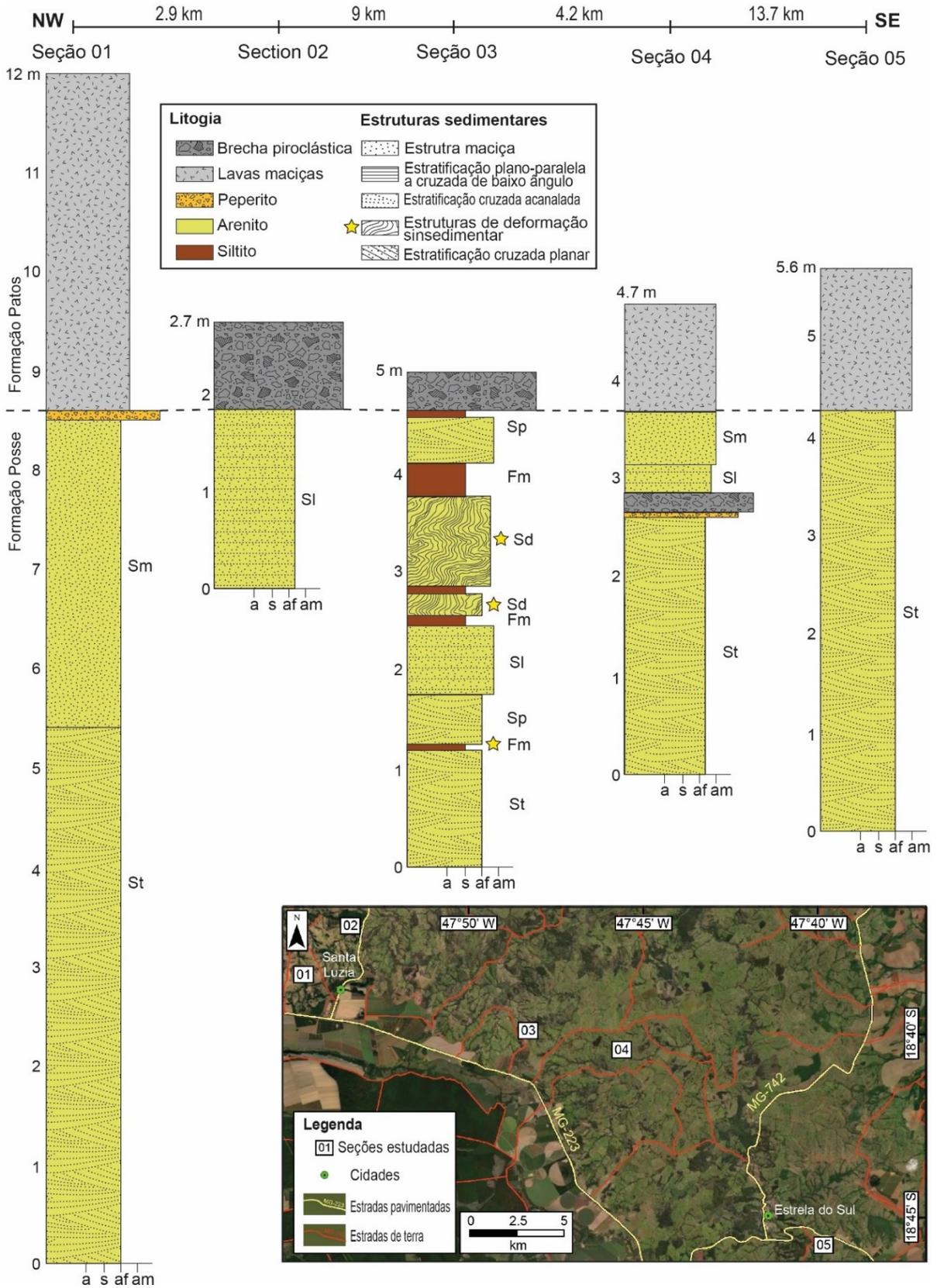
*Siltitos (Fm)*

A fácies Fm é formada por siltitos arenosos de cor marrom, dispostos em lentes ou camadas tabulares, com espessura centimétrica a decimétrica (até 30 cm) (Figura 11A-E). São geralmente maciços; possuindo localmente laminação incipiente. Os siltitos são interpretados como o produto de decantação de sedimentos pelíticos em interdunas úmidas (LIESA et al., 2016).

**Figura 11.** Litofácies da Formação Posse com destaque para as estruturas sedimentares primárias. (A) Da base para o topo: arenito com estratificação cruzada planar de grande porte (Sp) disposto em camada com geometria tabular, arenito com estratificação cruzada acanalada de grande porte (St) disposto em camada tabular e silito maciço (Fm). (B) Camadas centimétricas a decimétricas de arenito com laminação plano-paralela (Sl). (C) Arenito com laminação cruzada cavalgante (Sr) (*climbing ripple*). (D) Arenito com estrutura deformacional sinsedimentar (Sd). (E) Silito maciço (Fm) e arenito maciço (Sm).



**Figura 12.** Correlação das seções colunares levantadas entre Cascalho Rico/Santa Luzia (NW) e Estrela do Sul (SE).



## 8.2 Estruturas de deformação sinsedimentar da Formação Posse

As estruturas de deformação sinsedimentar da Formação Posse foram observadas principalmente em uma mina ativa de extração de areia na localidade de Dolearina, Estrela do Sul (Figura 10). A mina possui atualmente cerca de 240 metros de comprimento, 220 metros de largura e oito metros de espessura. As diferentes estruturas deformacionais foram encontradas ao longo de toda a exposição em três horizontes específicos (Figura 10). As camadas portadoras de estruturas de deformação sinsedimentar possuem entre 0,5 e 2 metros de espessura.

### Estruturas de sobrecarga (Load structures)

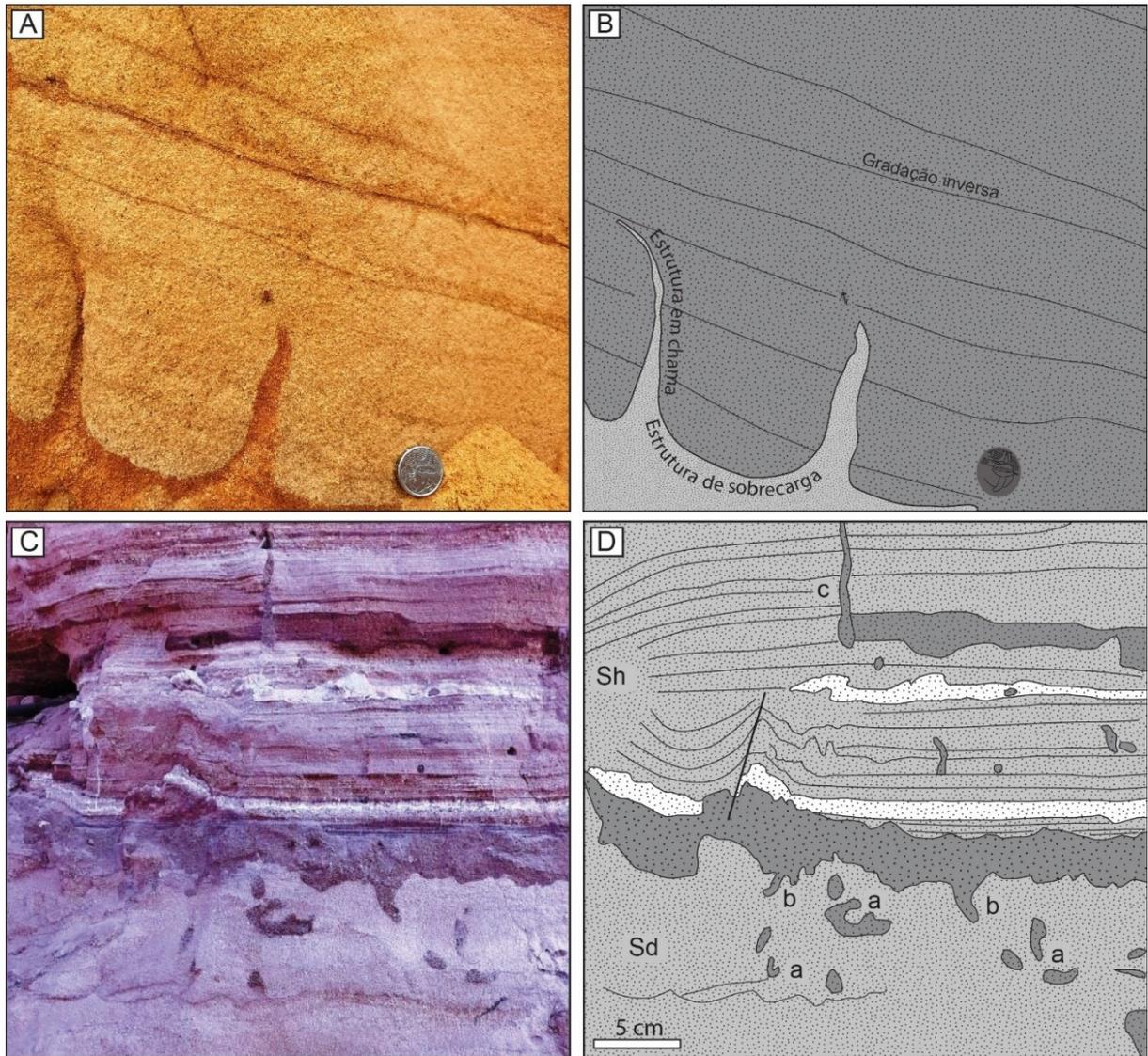
#### *Descrição*

As estruturas de sobrecarga ocorrem principalmente ao longo do contato entre arenitos muito finos a finos com siltitos (Figura 13A-B) e arenitos finos com arenitos muito finos (Figura 13C-D). De acordo com a classificação proposta por Owen (2003), as estruturas de sobrecarga da Formação Posse podem ser subdivididas em: estruturas de sobrecarga simples (Figura 13A-B), estruturas em chama (Figura 13A-B), pseudonódulos destacados (Figura 13C-D) e estruturas de sobrecarga pendulares (Figura 13C-D). As estruturas de sobrecarga simples ocorrem preferencialmente ao longo do contato entre arenitos de granulação fina à média com siltitos, apresentam morfologia côncava para cima e penetram cerca de um a dois centímetros os depósitos subjacentes (Figura 13A-B). Internamente, essas estruturas não apresentam deformação interna. As estruturas em chama (*flame structures*) ocorrem invariavelmente associadas às estruturas de sobrecarga. Possuem entre cinco e oito centímetros de comprimento e larguras maiores na base e menores no topo (Figura 13A-B). São formadas essencialmente por injeções em formato de cúspide, com granulação tamanho silte. Morfologicamente, assemelham-se aos diápiros de lama (*mud diapirs*) descritos por Owen (2003). As estruturas de sobrecarga pendulares (*pendulous load casts*) consistem de corpos de arenito de granulação média, que penetram entre 1,5 e 3 cm nos arenitos de granulação fina que se encontram sobrepostos (Figura 13C-D). Os pseudonódulos destacados (*detached pseudonodules*) correspondem a corpos com morfologias aproximadamente elípticas (1 a 5 cm de comprimento), de arenito com granulação média, imersos em arenito de granulação fina (Figura 13C-D).

#### *Interpretação*

A origem de estruturas de sobrecarga tem sido geralmente associada a instabilidades gravitacionais do tipo Rayleigh-Taylor (MORETTI et al., 1999; OWEN, 1996, 2003; MORETTI; SABATO, 2007). Esse tipo de instabilidade, sob influência direta da força gravitacional, ocorre em sedimentos com um gradiente inverso de densidade (ou seja, sedimentos mais densos superpostos a sedimentos menos densos) (ALLEN, 1984). Para que a instabilidade se desenvolva, e a deformação tenha seu início, é necessário que os sedimentos estejam num estado liquidificado ou hidroplástico (ALLEN, 1984). Embora não exista um alto contraste de densidade envolvido nas deformações aqui apresentadas, Anketell, Cegla e Dzulynski (1970) e Allen (1984), argumentam que sedimentos de “granulação mais grossa” são geralmente mais densos que àqueles “mais finos”. Dessa maneira, sugere-se que o desenvolvimento das estruturas de sobrecarga da Formação Posse está relacionado a um gradiente inverso de densidade dominado por movimentos verticais descendentes.

**Figura 13.** Estruturas de sobrecarga da Formação Posse. Exposição em campo (A) e fotointerpretação (B) de estrutura de sobrecarga simples e estruturas em chama associadas. Ambas estruturas formadas ao longo do contato entre arenito muito fino com estratificação cruzada planar. Notar laminação inversa ressaltada pela alteração do tipo *pin-stripe*. Exposição em campo (C) e fotointerpretação (D) de pseudonódulos destacados (a) e estruturas de sobrecarga pendulares (b) desenvolvidas ao longo do contato entre arenito fino e arenito muito fino e (c) dique clástico preenchido por siltito, proveniente da camada parental.



*Estruturas de perda d'água (water escape-structures)*

*Descrição*

Estruturas de perda d'água são feições comuns nos arenitos da Formação Posse e ocorrem deformando principalmente as fácies Sp e Sl. Com base em suas morfologias, tais estruturas podem ser subdividas em estruturas em prato e pilar (*dish and pillar structures*), cúspide e irregulares (Figura 14A-B-C). As estruturas do tipo prato e pilar consistem em colunas subverticais com até 30 cm de altura e 15 cm de largura, deformando arenitos finos a médios com deformações internas (Figura 14A). Estruturas em cúspide possuem morfologias alongadas e com terminações agudas, com até 15 cm de altura e ocorrem deformando principalmente arenitos muito finos a finos com estratificação cruzada planar (Figura 14B). Estruturas de perda d'água com morfologias irregulares consistem de colunas com até 30cm de altura e larguras

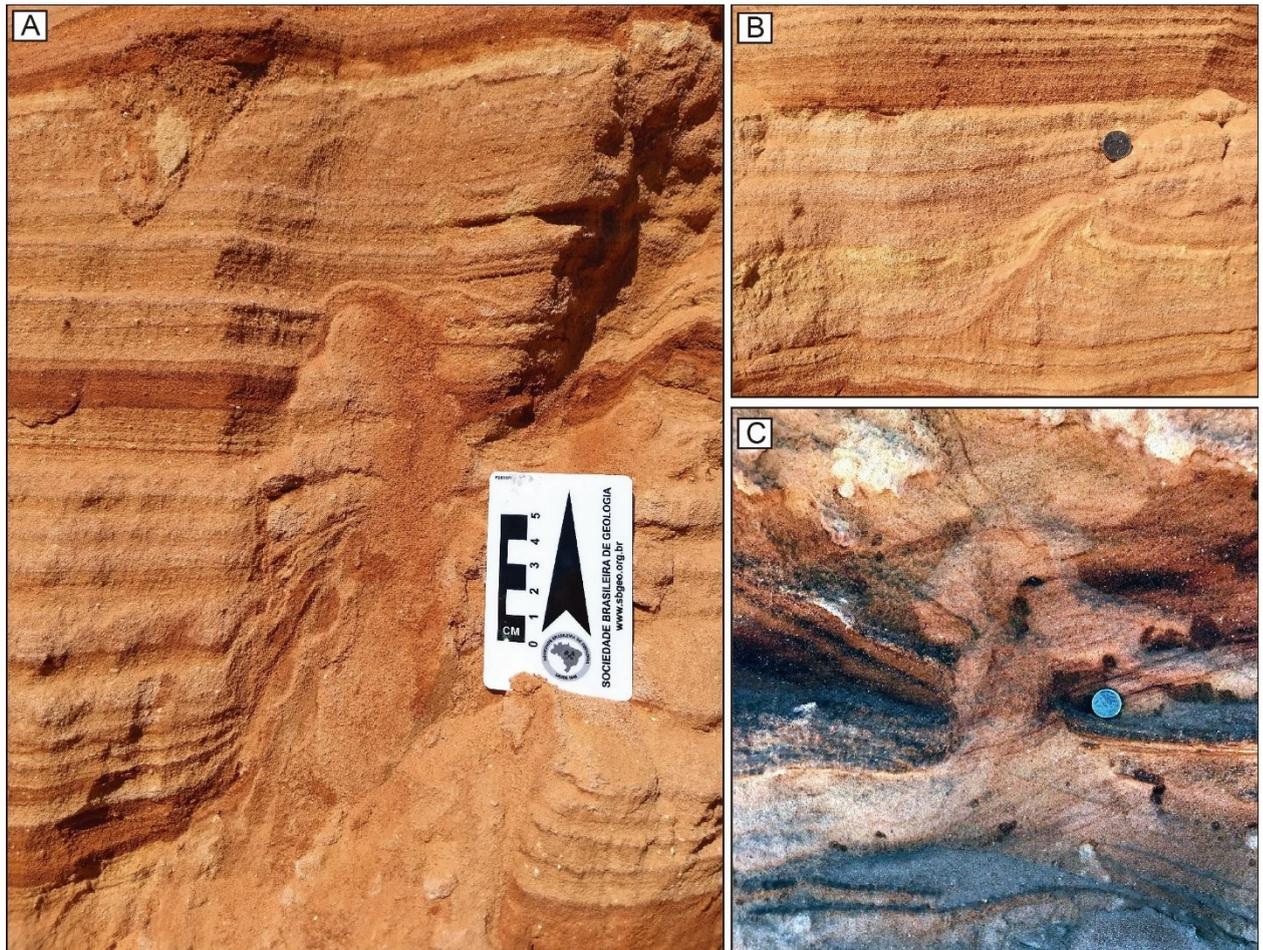
variáveis entre 5 e 25cm, que ocorrem deformando arenitos com estratificação cruzada planar (Figura 14C).

### *Interpretação*

Estruturas de perda d'água são formadas por liquefação de camadas de areia em resposta a um aumento no gradiente de pressão d'água intersticial (MORETTI; SABATO, 2007). O escape d'água é responsável por deformar os sedimentos de camadas subjacentes. O mecanismo de fluidificação inicia-se precisamente após a liquefação, permitindo a ressedimentação de grãos em suspensão após aumento súbito de pressão nas porções basais das camadas de areia. As estruturas do tipo prato e pilar são usualmente interpretadas como originadas durante a compactação e perda d'água em sedimentos não consolidados (LOWE; LOPICCOLO, 1974). Em particular, os pilares são formados durante escape d'água violento e explosivo e suas morfologias resultantes são decorrência do conteúdo original de água, espessura, e tamanho dos grãos do sedimento injetado e do hospedeiro (LOWE; LOPICCOLO, 1974).

Estruturas do tipo pilar na Formação Posse são interpretadas neste trabalho como escape de fluido ascendente ao longo de canais colunares subverticais. Como mencionado acima, cúspides de escape d'água também são muito comuns e a deformação ocorre onde o sedimento foi fluidificado, em resposta ao aprisionamento da água ascendente na fronteira entre duas camadas de areia (OWEN, 1996). Desta forma, as estruturas tipo cúspide da Formação Posse podem ser melhor explicadas como o resultado de fluidificação de areias de granulação muito fina a fina durante o processo de escape d'água (OWEN, 1996).

**Figura 14.** Estruturas de escape d'água da Formação Posse. (A) Estrutura tipo prato e pilar deformando arenitos da fácies Sl. (B) Estrutura tipo cúspide deformando arenitos da fácies Sp. (C) Estrutura de escape d'água com morfologia irregular, deslocando e deformando camadas de arenito da fácies Sp.



### Laminações Convolutas (Convoluted laminations)

#### *Descrição*

As camadas portadoras de laminações convolutas são encontradas exclusivamente confinadas entre camadas não deformadas e podem ser mapeadas lateralmente por dezenas de metros (Figura 15A). Possuem entre 60 e 150 cm de espessura e internamente podem ser diferenciados quatro tipos de laminações, a saber: acamamento ondulado e com dobras convolutas (Figura 15A-B), dobras convolutas tipo multicamadas (Figura 15C), estratificação cruzada recumbente (Figura 15D-E) e dobras em formato de olho (Figura 15D-E) (*eye-shaped folds*, sensu SANTOS et al., 2012). Alguns dos horizontes deformados mostram intensa variação lateral das deformações, resultando em uma complexa associação envolvendo os diferentes tipos de laminações convolutas citados acima.

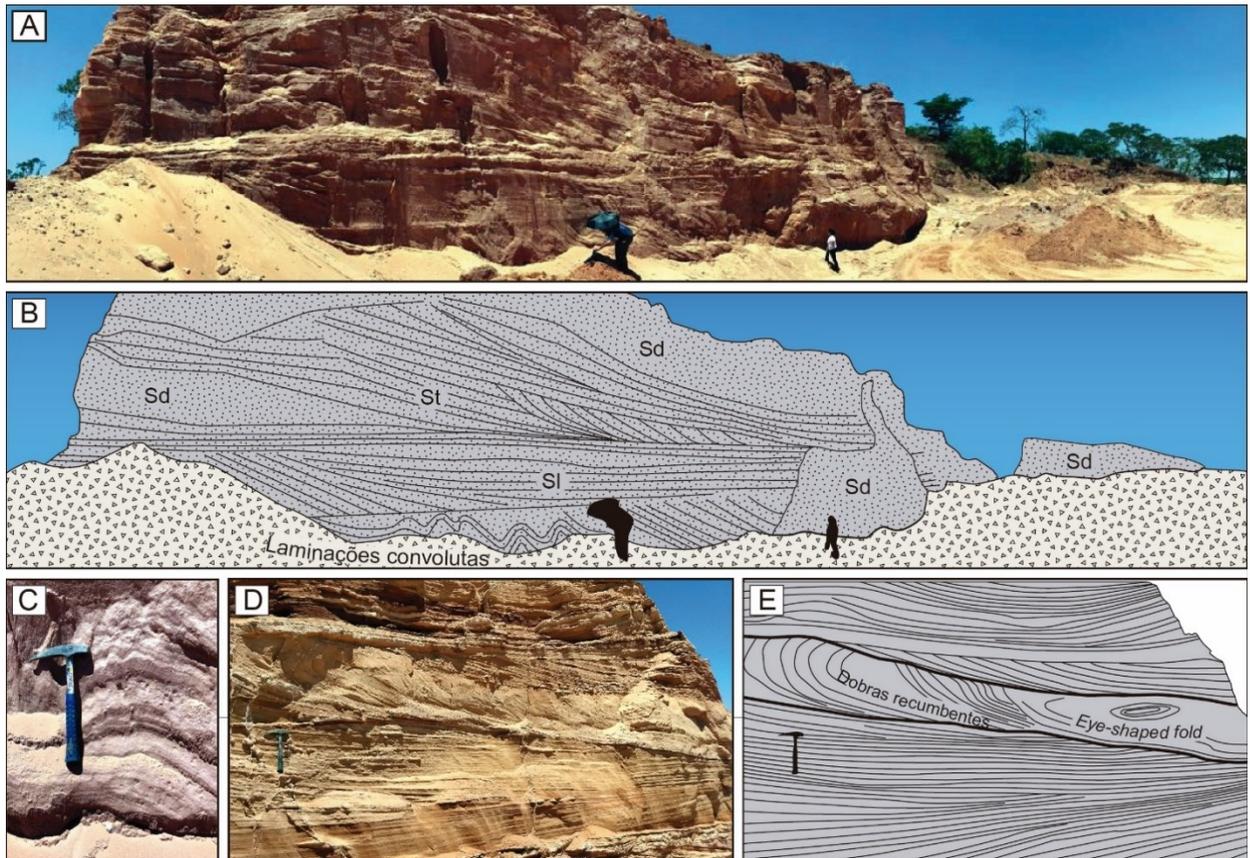
#### *Interpretação*

Laminações convolutas foram inicialmente descritas em camadas de siltitos apresentando diferentes intensidades deformacionais e dobras com geometrias distintas,

delimitadas por superfícies planas e por camadas sobreposta e sotopostas não deformadas (KUENEN, 1953). Apesar de conhecidas há muito tempo e frequentemente descritas na literatura geológica, o sistema de forças motrizes responsável pela origem de tais estruturas ainda é pouco compreendido, sendo propostos os diferentes processos: i) arrasto de corrente; ii) escorregamentos gravitacionais do tipo *slump*; iii) comportamento tixotrópico; iv) liquefação; e v) instabilidades gravitacionais na face de sotavento de dunas em processo de migração (SANDERS, 1960; ALLEN; BANKS, 1967; ALLEN, 1977; HOROWITZ, 1982; MILLS, 1983; MORETTI, 2000; NEUWERTH et al., 2006).

Como as laminações convolutas da Formação Posse ocorrem exclusivamente em fácies arenosas, comportamento tixotrópico dos sedimentos é um processo improvável para explicar a formação dessas deformações. Além disso, cisalhamento devido a corrente, deslizamentos e sedimentação rápida são mecanismos mais comuns durante eventos de inundações relâmpago e desestabilização do substrato em ambientes subaquosos, tais como rios, lagos e marinho profundo (OWEN, 1995; SANTOS et al., 2012; ALSOP et al., 2020). No caso da Formação Posse, as laminações convolutas ocorrem lateralmente associadas a outros tipos de estruturas (estruturas de escape d'água e de sobrecarga) e particularmente não estão restritas às porções superiores dos estratos cruzados, como seria de se esperar caso a origem fosse cisalhamento por corrente. Dessa maneira, as laminações convolutas hospedadas nos arenitos eólicos aqui estudados são interpretadas como o produto de instabilidade gravitacional na face de sotavento de dunas eólicas da Formação Posse. Essa interpretação é reforçada pela ocorrência de laminações convolutas na parte superior das dunas e a ausência de associação lateral ou vertical com outras estruturas de deformação.

**Figura 15.** Laminações convolutas e estruturas associadas da Formação Posse. (A) Visada para leste dos arenitos da Formação Posse na Seção 03. (B) Fotointerpretação da fotografia anterior. Na base ocorre camada de 1,2 metro de espessura portadora de laminações convolutas semelhantes a dobras antififormes e sinformes de escala decimétrica. (C) Detalhe da laminação convoluta com a presença de dobras parasitas (em M) próximas à charneira. (D) Camada de 70 cm de espessura de arenitos deformados confinada por camadas de arenitos não deformados. (E) Fotointerpretação da fotografia anterior, ressaltando as dobras convolutas recumbentes (com planos axiais horizontais a subhorizontais) e *eye-shaped fold* (*sensu* SANTOS et al., 2012).



### *Falhas sinsedimentares (Sinsedimentary faults)*

#### *Descrição*

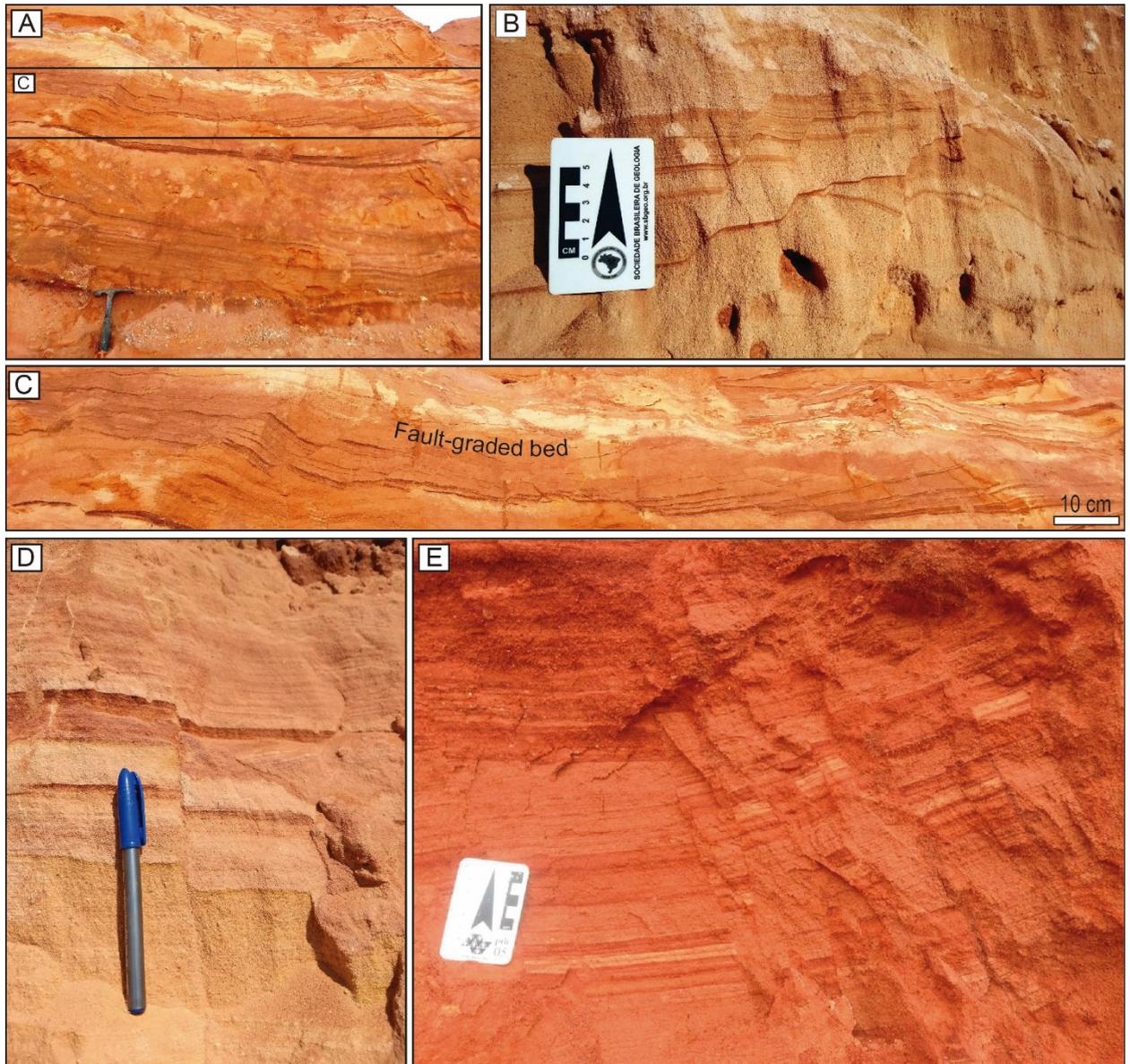
Camadas perturbadas por falhas sinsedimentares são feições recorrentes tanto vertical quanto lateralmente nos arenitos da Formação Posse. As camadas falhadas possuem espessuras variáveis entre 0,5 e 1 metro (Figura 16). Os planos de falha possuem rejeitos com deslocamentos centimétricos, variando entre 0,5 e 15 centímetros. Três tipos diferentes de falhas sinsedimentares, afetando principalmente arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo a plano-paralela e siltitos, foram reconhecidos na área de estudo. O primeiro tipo consiste camadas portadores de uma série de falhas normais escalonadas, cujos planos possuem mergulhos em sentidos opostos (Figura 16A-C). Essas camadas se estendem lateralmente por até cerca de 2,5 metros (Figura 16C). Localmente, verificou-se a presença de estruturas de arrasto (*upturn and drag*) associadas aos planos de falhas normais (Figura 16B). O segundo tipo é representado por falhas normais de alto ângulo que ocorrem de forma isolada (Figura 16D) e cujos deslocamentos de planos de falha não excedem 2 cm. O terceiro tipo envolve um complexo arranjo de falhas normais escalonadas com pequenas reativações para falhas inversas, formando um padrão do tipo *en echelon* (Figura 16E). Afetam camadas centimétricas de

arenitos intercalados com camadas de siltitos e os planos de falha possuem deslocamentos entre 2 e 5 cm. Morfologicamente, assemelham-se à “zona segmentada” (*segmented zone*) descrita por Seilacher (1969).

### *Interpretação*

A origem das falhas sinsedimentares está relacionada ao comportamento mais coeso dos sedimentos, e ocorre quando a pressão de água nos poros é insuficiente para promover o mecanismo de liquefação (OWEN, 1987; VANNESTE; MEGHRAOUI; CAMELBEEK, 1999; NEUWERTH et al., 2006). A presença de falhas sinsedimentares confinadas a horizontes específicos e separados por camadas não deformadas indica deformação no estado rúptil enquanto os sedimentos se encontravam ainda inconsolidados ou parcialmente consolidados (ROSETTI, GOES, 2000). Ainda, a coexistência de estruturas formadas em regimes dúctil e rúptil no mesmo horizonte estratigráfico aponta para compactação diferencial dos sedimentos, que por sua vez determina a pressão de fluidos (ROSETTI, GOES, 2000). Assim, as falhas sinsedimentares da Formação Posse foram originadas em sedimentos com maior grau de compactação e menor saturação em água (ROSETTI, GOES, 2000).

**Figura 16.** Falhas sinsedimentares. (A) Camada portadora de falhas sinsedimentares escalonadas (*fault-graded bed*). (B) Falhas sinsedimentares de escala centimétrica. Notar as estruturas de arrasto próximas aos planos de falha. (C) Detalhe de camada portadores de falhas sinsedimentares. (D) Falha sinsedimentar isolada, normal e de alto ângulo. (E) Falhas normais e inversas.



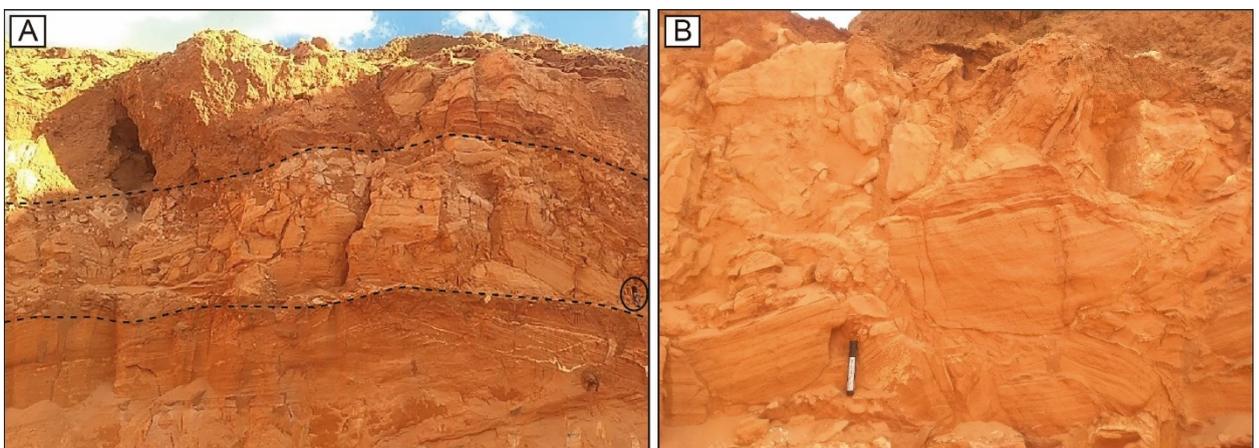
### Brechas (Breccias)

As brechas ocorrem em camadas de geometria tabular e com espessuras variáveis entre 50 e 80 cm (Figura 17A). As camadas brechadas possuem extensa continuidade por vezes alcançando cerca de 50 metros de mapeabilidade lateral. As brechas são formadas por clastos angulosos a subarredondados, de granulação areia fina a média e com tamanhos variando entre seixo e matacão (Figura 17B). Os clastos ocorrem dispersos de maneira caótica (orientações variadas) em matriz arenosa de granulação fina. O processo de brechamento afetou principalmente a fácies S1. Localmente, a brecha apresenta textura do tipo mosaico (*jigsaw puzzle texture*), tornando possível inferir a posição original dos clastos. Essa feição é similar à “zona fragmentada” (*rubble zone*) de Seilacher (1969).

Brechas intraclásticas são originados por uma complexa interação entre aceleração sísmica horizontal, cisalhamento horizontal, liquefação, escape d'água, fluidificação e ressuspensão de sedimentos não consolidados a levemente consolidados (AGNON; MIGOWSKI; MARCO, 2006; MONTENAT; BARRIER; HIBSCH, 2007). De acordo com Agnon, Migowski e Marco (2006), tal tipo de brecha pode ser distinguido de outros tipos de brechas sedimentares por critérios como: i) composição dos clastos é idêntica aos estratos sobrepostos e sotopostos; ii) contato abrupto com camada superior e gradual ou ocasionalmente abrupto com camada inferior; iii) extensão lateral de centenas de metros; iv) fragmentos com textura em mosaico; v) material fluidizado intrudido entre litoclastos; e vi) camadas com espessuras centimétricas a decimétricas (AGNON; MIGOWSKI; MARCO, 2006; MONTENAT; BARRIER; HIBSCH, 2007).

As brechas da Formação Posse possuem todos parâmetros citados acima. Ainda, ocorrem associadas com camadas lateralmente adjacentes que hospedam estruturas de escape d'água e falhas sinsedimentares. Essas características sugerem que aumento substancial na pressão de fluidos intersticiais deve ter excedido a pressão de confinamento das camadas superiores, resultando em liquefação e injeção dos sedimentos subjacentes. O processo de injeção de material a partir de camadas inferiores resultou na destruição das estruturas sedimentares primárias e formação intraclastos arenosos.

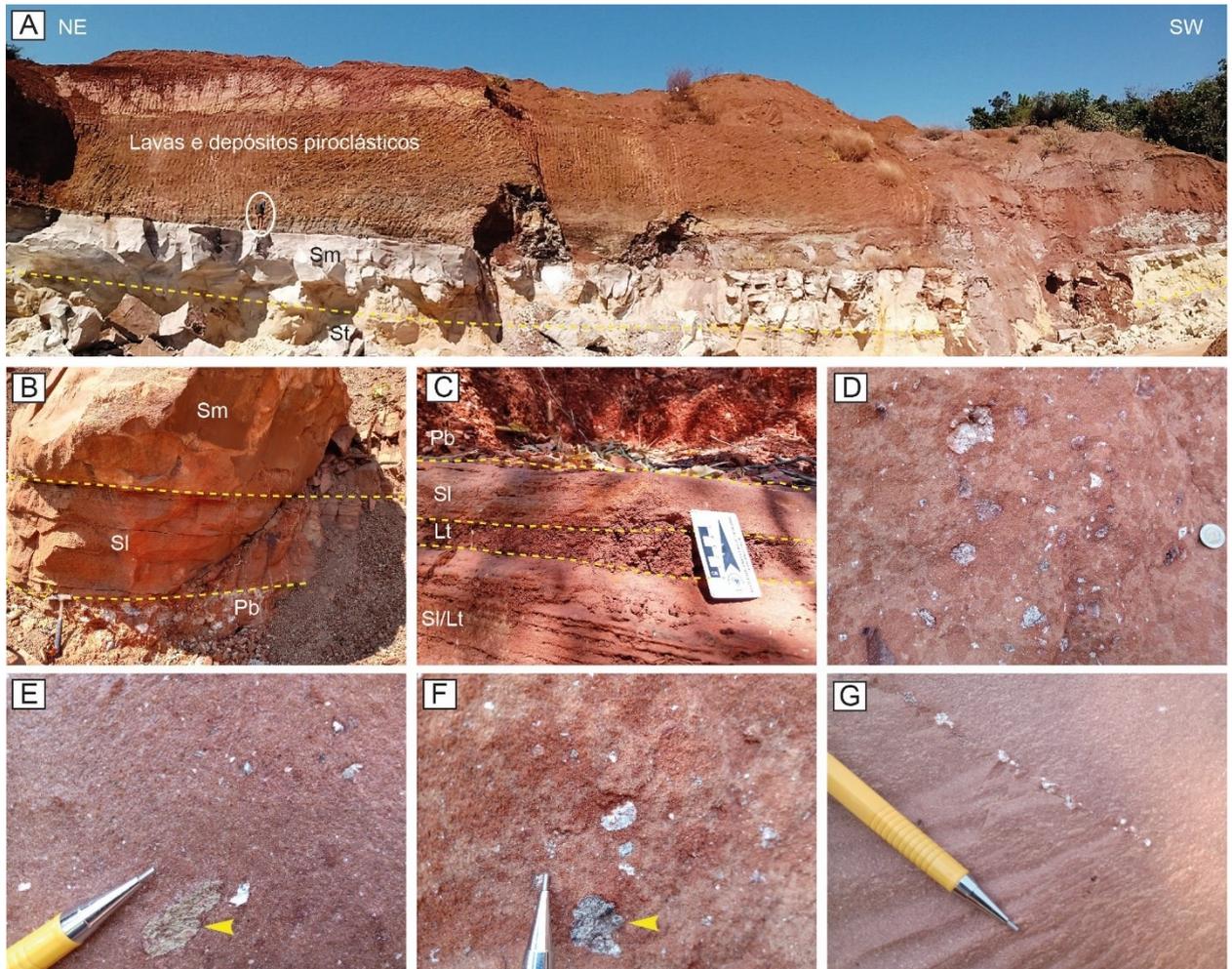
**Figura 17.** Brechas. (A) Camada com aproximadamente 80 centímetros de espessura e extensão lateral de cerca de três metros. (B) Detalhe da camada brechada, composta por clastos angulosos a subarredondados, com tamanhos que variam de seixo a matacão. Os clastos são principalmente de arenitos com laminação de baixo ângulo.



*Fluxos de lava, depósitos piroclásticos e peperitos*

Fluxos de lava, intrusões subvulcânicas, depósitos piroclásticos e peperitos ocorrem associados aos depósitos sedimentares na área de estudo. Devido ao alto grau de alteração intempérica, a precisa classificação das rochas magmáticas em campo foi bastante dificultada. Porém, as relações de contato com os arenitos eólicos encontram-se bastante bem preservadas. Os derrames de lava na área de estudo possuem até 15 metros de espessura e recobrem espessos pacotes de arenitos (Figura 18A). Localmente, na base das lavas, foram observadas disjunções tabulares pouco desenvolvidas. Brechas piroclásticas e lapilli tufos ocorrem intercalados com arenitos maciços e com estratificação plano-parela a cruzada de baixo ângulo (Figuras 18B, C). Ao longo do contato entre lavas e depósitos piroclásticos, a interação dinâmica entre rochas magmáticas alcalinas em altas temperaturas e depósitos eólicos inconsolidados e saturados em água, produziu diferentes tipos de peperitos (Figura 18D-G). Com base na proporção relativa de clastos juvenis e o sedimento hospedeiro, os litotipos estudados correspondem a peperitos dispersos (Figura 18D-F) (*sensu* HANSON; WILSON, 1993), apresentando diferentes graus de deslocamento dos clastos. Os peperitos consistem em uma mistura de clastos juvenis de forma plana e fluida irregular (*sensu* SKILLING; WHITE; MCPHIE, 2002) imersos em uma matriz de arenito maciça, homogeneizada e de granulação fina a média. Os clastos alongados (*platy clasts*) são tabulares e variam de 0,01 a 3 cm em diâmetro, com superfícies planas a curvilíneas (Figura 18E). Os clastos com deformação plástica têm morfologia ameboidal (irregular) e têm até 2,5 cm de comprimento (Figura 18F). Alguns peperitos exibem clastos juvenis alinhados no sedimento hospedeiro (Figura 18G).

**Figura 18.** Relações de campo entre arenitos da Formação Posse e rochas magmáticas da Formação Patos nas seções 02 e 04. (A) Lavas e depósitos piroclásticos recobrimo arenitos. (B) Na base, brecha piroclástica, sobreposta por camadas tabulares de arenitos com estratificação de baixo ângulo seguidos de arenitos maciços. (C) Intercalação de camadas centimétricas de arenitos a lapilli tufos sobrepostos por brecha piroclástica. (D) Peperito do tipo disperso (*dispersed peperite*). (E) Clasto juvenil com morfologia irregular e angulosa (seta amarela) imerso em matriz de brecha peperítica. (F) Clasto juvenil com morfologia fluidal irregular (ameboide) (seta amarela) imerso em matriz de peperito. (G) Orientação preferencial de clastos juvenis em peperito. Sm: arenito maciço; St: arenito com estratificação cruzada acanalada; Sl: arenito com estratificação de baixo ângulo; Pb: brecha piroclástica; Lt: Lapilli tufo.

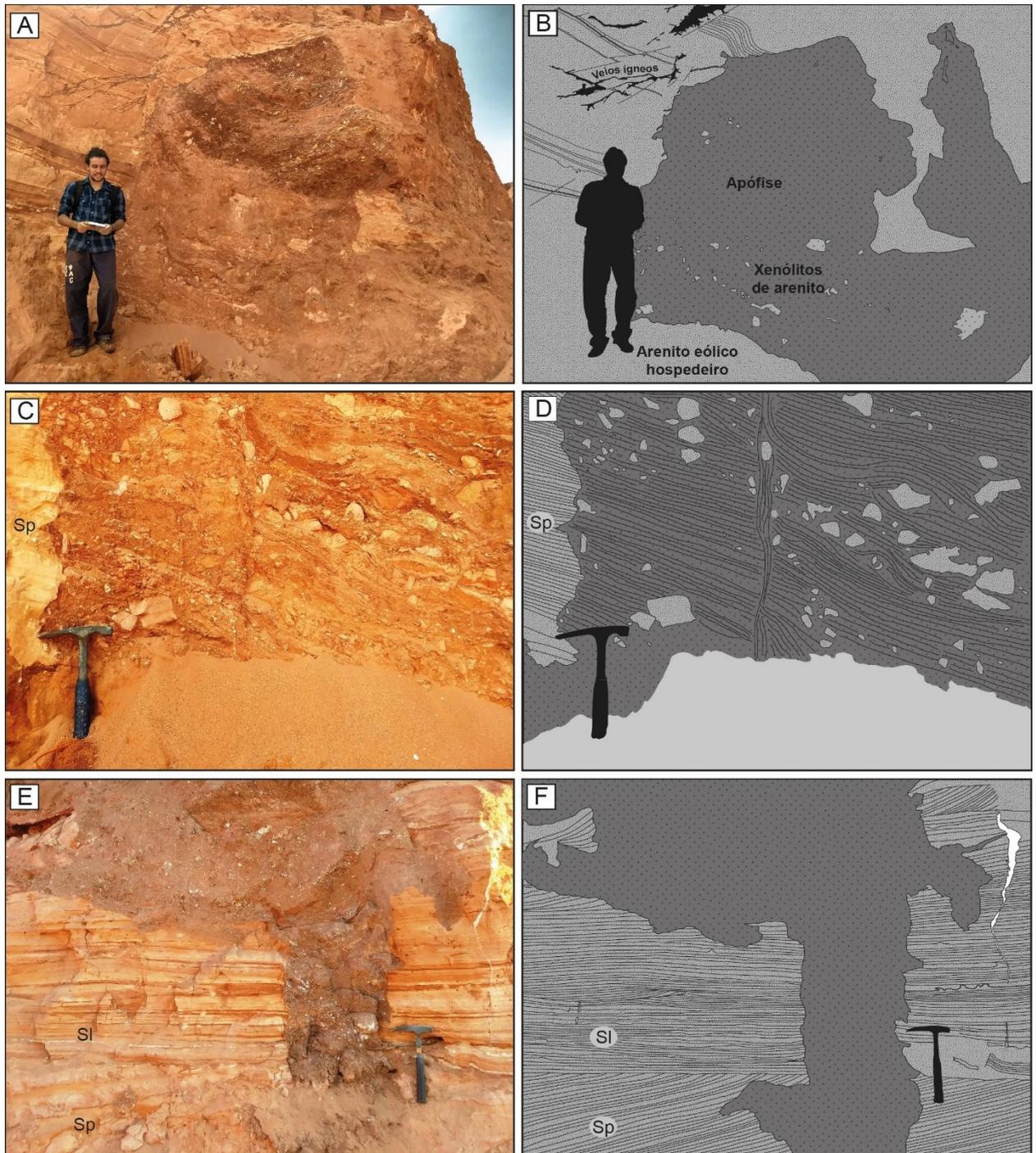


As apófises alcalinas possuem cerca de 4 m de comprimento e comumente constituem corpos irregulares intrudindo os arenitos eólicos em alto ângulo (Figura 19A-B). Essas intrusões apresentam foliação ígnea bem desenvolvida e hospedam centenas de xenólitos de arenitos. Os xenólitos estão distribuídos randomicamente e possuem diâmetros entre 1,5 e 20 cm (Figura 19C-D). Os contatos entre o arenito hospedeiro e a intrusão ígnea variam entre pontiagudos e irregulares (Figura 19C-D). Conjuntos de veios ígneos, projetados a partir das apófises, possuem espessuras de poucos centímetros, e cortam os arenitos eólicos até cerca de 2 metros (Figura 19A-B). Deformação da laminação/estratificação dos arenitos ocorre relaciona às apófises e veios (Figura 19A-B). Os diques são intrusões tabulares com até 40 cm de largura, apresentando contato levemente irregulares com o arenito hospedeiro (Figura 19E-F).

**Figura 19.** Relações de campo entre rochas subvulcânicas e arenitos da Formação Posse na seção 03.

(A) e (B) Apófise com morfologia irregular contendo grande quantidade de xenólitos do arenito hospedeiro. (C) e (D) Detalhe do contato entre apófise ígnea e arenito hospedeiro. Notar o contato irregular e estruturas de fluxo na apófise. (E) e (F) Dique cortando as fácies Sp e Sl. Sp: Arenito com

estratificação cruzada planar; Sl: Arenito com estratificação plano-paralela à cruzada de baixo ângulo.



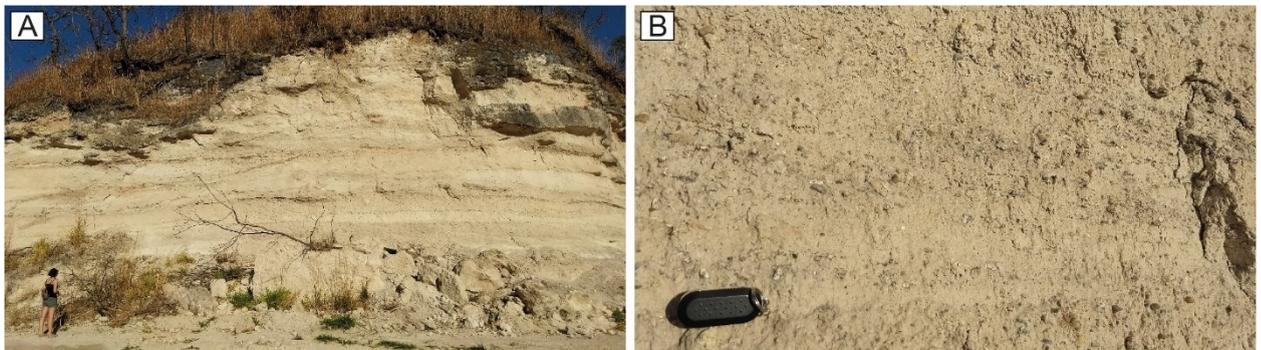
## 9. DISCUSSÃO

### 9.1 Reavaliação litoestratigráfica das unidades neocretácicas na área de estudo

Na área de estudo, inserida na porção noroeste da Folha Estrela do Sul (SE.23-Y-A-IV), as rochas sedimentares ali aflorantes foram atribuídas pelo mapeamento em escala

1:100.000 realizado por Chaves e Dias (2017), à Formação Marília (Cretáceo Superior) da Bacia Bauru. As seções-tipo da unidade supracitada estão localizadas nos arredores de Uberaba (km 153 da rodovia BR-050) e Peirópolis (afloramento Price) (Figura 20A), distantes cerca de 120 e 150 km, respectivamente, dos afloramentos estudados no presente projeto. As litofácies sedimentares aflorantes nas duas localidades citadas compreendem arenitos de granulação média a grossa, conglomerados, pelitos, calcretes e paleossolos interpretados como tendo sido depositados em um sistema fluvial distributivo de grandes dimensões (DAL'BÓ et al., 2019) (Figura 20B).

**Figura 20.** (A) Seção-tipo da Formação Marília em Peirópolis. (B) Intercalação de foresets de arenitos de granulação média e arenitos conglomeráticos portadores de estratificação cruzada acanalada.



Porém, durante a realização da etapa de campo, verificou-se que estas fácies, típicas da Formação Marília, não ocorrem em nenhum dos afloramentos estudados durante o desenvolvimento do presente projeto. Como exposto previamente, os litotipos observados e descritos na área de estudo incluem principalmente arenitos muito finos a finos, com alto grau de selecionamento, portadores de estratificação cruzada acanalada/planar de grande porte, ausência de matriz argilosa e presença de estruturas associadas a deslizamentos de grãos. Tais feições sedimentológicas e estruturais permitem inferir um sistema eólico de campos de dunas, distinto, portanto, do ambiente fluvial-aluvial previamente reportado (CHAVES; DIAS, 2017).

Verificou-se ainda, que as rochas que servem de embasamento para os arenitos em estudo não são as mesmas que àquelas reportadas para a Bacia Bauru em toda a sua extensão. Desde os trabalhos clássicos até os mais modernos, considera-se que os basaltos da Formação Serra Geral constituem o embasamento dos grupos Caiuá e Bauru (BATEZELLI; LADEIRA, 2016). Porém, na região compreendida entre Estrela do Sul e Cascalho Rico, os arenitos estão depositados em não-conformidade sobre muscovita-xistos e granada-

muscovita xistos neoproterozoicos do Grupo Araxá da Faixa de Dobramentos Brasília (Figuras 3, 6C). Além disso, a ocorrência de intrusões (apófises, diques e *sills*), fluxos de lava e depósitos piroclásticos intimamente relacionados aos arenitos eólicos (Figuras 18 e 19) não é observada em nenhuma localidade da Bacia Bauru. Portanto, com base nas observações de campo, aliadas à uma pesquisa minuciosa da bibliografia disponível acerca das bacias cretáceas do interior da Plataforma Sul-Americana, optou-se aqui por tentativamente relacionar os depósitos em estudo à Formação Posse da Bacia Sanfranciscana.

## 9.2 Sistema deposicional da Formação Posse

A sucessão sedimentar da Formação Posse é constituída essencialmente por quartzo-arenitos com alto grau de maturidade textural e mineralógica (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Na área de estudo, essa unidade é formada por arenitos dispostos em camadas com espessuras decimétricas a métricas e com geometrias tabulares, lenticulares e em cunha. A sucessão relativamente monótona de arenitos é pontuada por camadas intercaladas, centimétricas e tabulares, de siltitos maciços a levemente laminados.

A associação vertical e lateral de fácies indica migração de formas de leito (dunas) métricas, de granulação fina a média, sob ação de ventos (BROOKFIELD; SILVESTRO, 2010). Nesse contexto, os arenitos com estratificação cruzada acanalada (St) e cruzada planar (Sp) são interpretados como o produto da migração de dunas com crista sinuosa (barcana e/ou barcanoides) e dunas com crista reta, respectivamente. A presença de segregação granular e pontualmente, lentes com gradação inversa produzida pelo processo de *grain flow*, nos *foresets* das fácies St e Sp são também indicadores de deposição por processos eólicos. Medidas de paleocorrentes obtidas na fácies St indicam transporte sedimentar principal de NNW para SSE e secundário de NNE para SSW. Estruturas de deformação sinsedimentar ocorrem associadas com as fácies Sl, Sr, Sd, St e Sp e são interpretadas como o resultado de diferentes mecanismos, incluindo liquefação, fluidificação, perda d'água e deformação rúptil.

Os arenitos portadores de estratificação horizontal ou de baixo ângulo (Sl) ocorrem associados vertical e lateralmente com a fácies St. São interpretados como o produto de migração sobre planícies de deflação arenosas ou acreção vertical em áreas de interdunas secas com altas taxas de velocidade do vento/suprimento de areia (KOCUREK, 1988). A fácies Sr, disposta em camadas tabulares e sempre em associação com a fácies Sl, é interpretada como produto de migração de marcas onduladas com ângulo de cavalgamento

crítico a supercrítico devido à ação de ventos em interdunas secas ou áreas deflacionárias adjacentes (MOUNTNEY; POSAMENTIER; WALKER, 2006). Localmente, as fácies Sl e Sr são recobertas por camadas centimétricas a métricas de siltitos maciços a levemente laminados (fácies Fm). Esses últimos depósitos, são interpretados como o produto de decantação em áreas de interdunas (LIESA et al., 2016). A ocorrência pontual dessa fácies com colorações amarronzadas indica que as áreas de interdunas foram ocasionalmente inundadas devido à ascensão do lençol freático em resposta à variações climáticas sazonais.

A associação de fácies descrita para a Formação Posse na região sudoeste da Bacia Sanfranciscana sugere deposição em um extenso campo de dunas, protodunas e interdunas (GOUDIE; LIVINGSTONE; STOKES, 2000). A recorrência de fácies representativas de dunas com cristas sinuosas e retas, com médio a grande porte, assinala que o sistema eólico permaneceu ativo e seco durante a maior parte do intervalo de tempo deposicional da Formação Posse. Durante períodos de alta umidade, o lençol freático foi responsável por inundar as áreas interdunas, possibilitando assim a deposição de depósitos de granulação fina por decantação (BROOKFIELD; SILVESTRO, 2010). O sistema eólico da Formação Posse permaneceu ativo durante o magmatismo efusivo e explosivo associado à Formação Patos. Durante o Cretáceo Superior, provavelmente entre o Campaniano-Masstrichtiano, os depósitos de dunas e interdunas foram recobertos por espessos derrames de lavas alcalinas.

### 9.3 Mecanismos desencadeadores de deformação

Ao se considerar as múltiplas origens associadas às deformações em sedimentos inconsolidados, devem ser antes aventados todos os possíveis mecanismos desencadeadores endogênicos (OWEN et al., 2011). Primeiramente, e considerando que a Formação Posse foi depositada em um sistema eólico, excluem-se naturalmente deformações associadas à geleiras, degelo de *permafrost*, ondas de tempestade e cisalhamento por marés. Em segundo lugar, não foram reconhecidas na área de estudo, estruturas associadas à bioturbação (tocas e/ou pegadas de vertebrados) capazes de gerar liquefação e fluidificação localizadas. Também não existem registros de astroblemas com idade Turoniana na Plataforma Sul-Americana (CRÓSTA et al., 2019), sendo descartada aqui a possível associação das estruturas de deformação com sismos oriundos do impacto de meteoritos. A similaridade na granulação das fácies portadoras de estruturas deformacionais refuta a possibilidade de sobrecarga instantânea por movimentos de massa. E, finalmente, a escala e diversificação das estruturas de deformação sinsedimentar da Formação Posse, descritas em diferentes fácies de um sistema eólico, dificultam explicar sua

gênese apenas a partir do fluxo de grãos (avalanches) nas faces de sotavento de dunas.

Considerando o exposto acima, e com base na literatura disponível acerca de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados, os horizontes deformados da Formação são aqui considerados sismitos (*sensu* SEILACHER, 1969). As principais evidências que suportam tal conclusão são: i) deformações ocorrem confinadas a horizontes específicos e limitas por camadas não-deformadas; ii) significativa extensão lateral (até 250 metros de mapeabilidade); iii) recorrência de horizontes deformados; iv) deposição em bacia tectonicamente ativa e próxima a lineamentos reativados do embasamento; v) vulcanismo explosivo sindeposicional; e vi) similaridades com estruturas de deformação gerados durante sismos modernos (OWEN et al., 2011).

#### **9.4 Relações entre sistemas eólicos, estruturas de deformação sinsedimentar e atividade tectono-magmática na porção central da Plataforma Sul-Americana durante o Cretáceo Superior**

Entre os períodos Jurássico e Cretáceo, a região central da Plataforma Sul-Americana foi dominada por vastos sistemas deposicionais eólicos (CAMPOS; DARDENNE, 1997a; BATEZELLI; LADEIRA, 2016; MESCOLOTTI et al., 2019; SCHERER et al., 2020). Condições climáticas áridas à semiáridas nessa região foram alcançadas devido ao desenvolvimento de um padrão de circulação atmosférica caracterizado por ventos alísios provenientes de sudeste (sentido NW) nas baixas latitudes dos recém formados continentes americano e africano (SCHERER et al., 2020). Diversas evidências sedimentológicas e paleopedogenéticas dos grupos Areado (Bacia Sanfranciscana) e Caiuá (Bacia Bauru) indicam considerável aumento da aridez a partir do Barremiano (~129,4 a 125,0 Ma, Cretáceo Inferior) (CAMPOS; DARDENNE, 1997a; SGARBI, 2000; FERNANDES et al., 2007; BATEZELLI; LADEIRA, 2016; MESCOLOTTI et al., 2019; SCHERER et al., 2020). As condições desérticas prevaleceram após a fragmentação final de Gondwana, com o subsequente desenvolvimento de extensos campos de dunas e lençóis de areia no interior do continente sul-americano (FORSTER et al., 2007; HUBER; HODELL; HAMILTON, 1995; HUBER et al., 2018; MESCOLOTTI et al., 2019; SCHERER et al., 2020).

Durante o Cretáceo Superior, recorrentes reativações tectônicas ao longo de zonas de cisalhamento e falhas associadas da Faixa de Dobramentos Brasília, resultaram na formação da Província Alto Paranaíba (Figura 21) (HASUI et al., 1975; CAMPOS; DARDENNE, 1997b; RICCOMINI, VELÁZQUEZ, GOMES, 2005). Porém, devido à alta complexidade estrutural

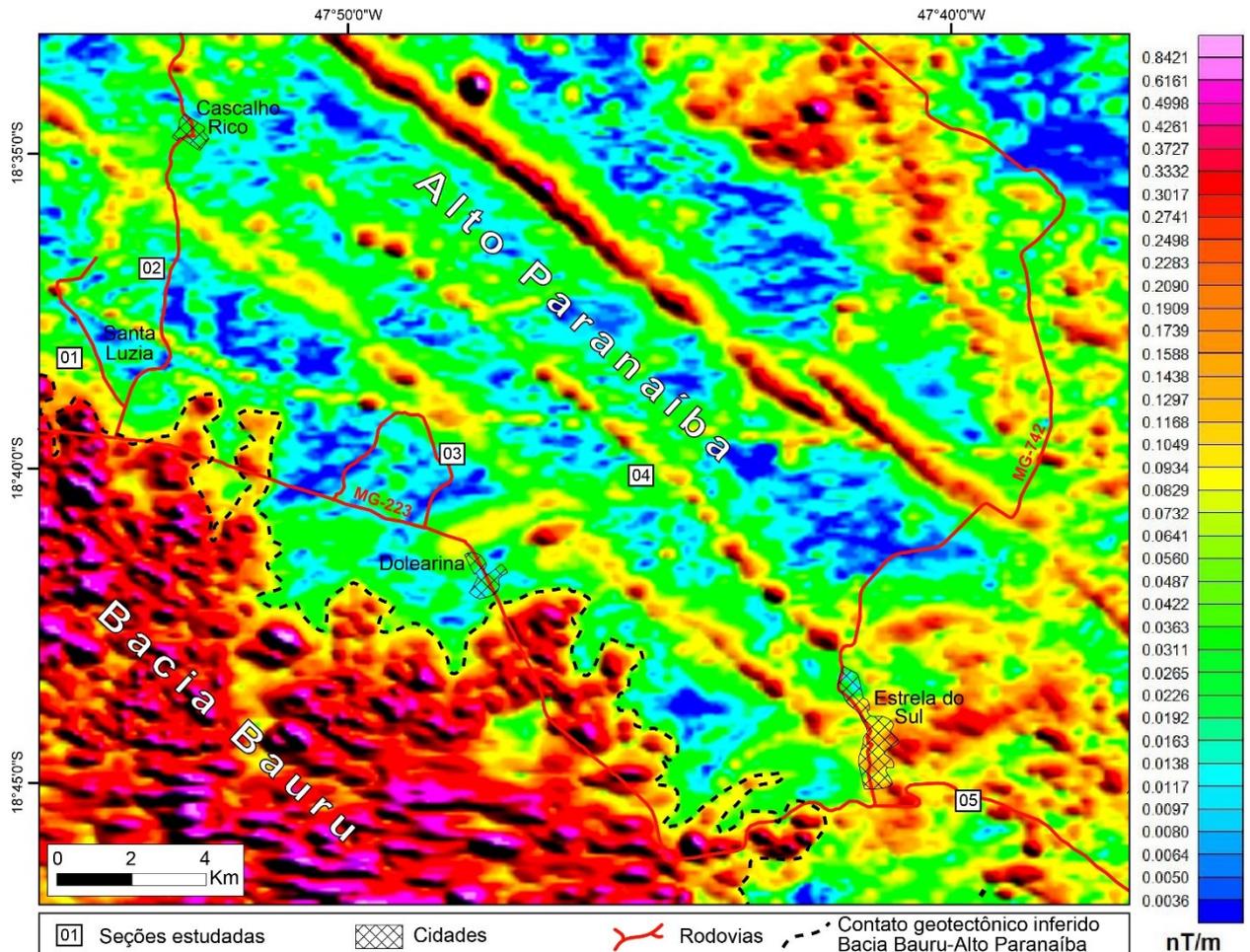
da Faixa de Dobramentos Brasília, torna-se árdua a tarefa de identificação de uma possível falha ativa (ou reativada) durante a deposição dos arenitos eólicos. No entanto, a ampla ocorrência de lavas e depósitos piroclásticos da Formação Patos (Grupo Mata da Corda) associados aos arenitos da Formação Posse, aponta para uma possível relação entre a ocorrência de terremotos e atividade plutono-vulcânica. De fato, estudos estruturais, geoquímicos e geocronológicos com ênfase nas rochas ígneas presentes na Província Alto Paranaíba, indicam forte relação entre a reativação de falhas e a ascensão de magmas alcalinos entre 97 e 78 Ma (AMARAL et al., 1967; HASUI; CORDANI, 1968; SONOKI, GARDA, 1988; GOMES, RUPERTI, MORBIDELLI, 1990; GIBSON et al., 1995, RICCOMINI, VELÁZQUEZ, GOMES, 2005; GUARINO et al., 2013, 2021).

As relações existentes entre reativações de falhas pré-existentes, sismicidade e atividade magmática tem sido reportada para diferentes idades e ambientes geotectônicos. No Sudoeste na Península da Coreia, a Formação Beolgeumi, depositada em uma bacia do tipo *back-arc* durante o Cretáceo Superior, e constituída por pelitos intercalados com arenitos, cherts e lapilli tufos, possui uma série de estruturas de deformação. Para Ko et al. (2017), as deformações foram geradas por liquefação e/ou fluidificação desencadeadas por terremotos intimamente associados às atividades magmáticas sindeposicionais. Ko et al. (2017) destacam que as estruturas de deformação sinsedimentar da Formação Beolgeumi são morfologicamente similares àquelas formadas em ambientes deposicionais localizados no entorno de vulcões ativos. Registros sísmicos atuais no entorno de vulcões ativos indicam que os chamados terremotos vulcano-tectônicos têm ocorrido regularmente antes e depois de grandes erupções e nas proximidades de sistemas de falhas. As medições indicam magnitude de momento (MW) entre 4,2 e 8,0 (média MW =  $6,0 \pm 1,0$ ) (PAYNE, HACKETT, SMITH, 2009). A erupção do Monte Pinatubo nas Filipinas em 16 de julho de 1991, por exemplo, ocorreu após o terremoto superficial Luzon (MW 7,8) em 1990 (BAUTISTA et al., 1996). Com base em mecanismos focais de microssismos pré- e pós-erupção, Bautista et al. (1996) sugeriram que movimentações ao longo dos planos de falha precederam, acompanharam, e seguiram após o evento eruptivo principal do Monte Pinatubo. Outro caso de terremoto associado às atividades vulcano-tectônicas coevas ocorreu na Ilha do Havaí em novembro de 1983, entre os vulcões ativos Mauna Loa e Kilauea. De acordo com Buchanan-Banks (1987), falhamentos transcorrentes ao longo do sistema de falhas Kaoiki foram provavelmente gerados em resposta às tensões compressivas causadas pelo processo de inflação das câmaras magmáticas subjacentes à ambos vulcões. O hipocentro, localizado a uma profundidade aproximada de 12 km, produziu um sismo da ordem de 6,6 graus na escala Richter (BUCHANAN-BANKS, 1987). Finalmente,

atividade tectônica relacionada com aumento do volume de câmara magmática também foi observada no vulcão Iwate, norte do Japão. Através do georreferenciamento de imagens interferométricas e deslocamentos observados por sistema de posicionamento global (GPS) de alta precisão, foi detectado um aumento volumétrico de 0,033 km<sup>3</sup> da câmara magmática subjacente, localizada a cerca de oito quilômetros de profundidade, entre abril e setembro de 1998 (NISHIMURA et al., 2001). O processo de inflação magmática teria sido responsável pelo aumento da tensão de ruptura no hipocentro, promovendo a reativação de uma falha localizada a 12 km a sudoeste do vulcão Iwate (NISHIMURA et al., 2001).

Os exemplos citados acima são fortemente indicativos de que atividades plutono-vulcânicas e sísmicas podem estar diretamente relacionadas; e que terremotos com hipocentros profundos, de fato, ocorrem nos entornos de vulcões ativos. Na região de estudo, os arenitos da Formação Posse possuem diferentes relações de campo com as rochas magmáticas da Formação Patos: são cortados por diques (Figura 19E), recobertos por lavas (Figura 18A) e intercamadados com brechas piroclásticas (Figura 17) e lapilli tufos (Figura 18C). Tais constatações sugerem a ocorrência de magmatismo hipoabissal e vulcanismo explosivo e efusivo síncronos à deposição eólica. A partir das evidências expostas anteriormente, e levando-se em conta a proeminente atividade magmática na Província Alto Paranaíba durante o Cretáceo Superior (GIBSON et al., 1995, RICCOMINI, VELÁZQUEZ, GOMES, 2005; GUARINO et al., 2013, 2021), propõem-se aqui que embora não seja possível a identificação precisa de uma falha sindeposicional, as manifestações plutono-vulcânicas de afinidade alcalina podem ter fornecido as condições favoráveis para geração de fortes terremotos. Uma possível fonte de sismicidade ao final do Mesozoico poderia estar relacionada à colocação (*emplacement*) de magmas dos diferentes complexos alcalinos na Província Alto Paranaíba (Figura 21). Dessa maneira, o Complexo Alcalino Serra Negra-Salitre (Figura 3C), datado em  $86,3 \pm 5,7$  Ma (método K-Ar em flogopita) (SONOKI, GARDA, 1988), e com um volume superior à 1000 km<sup>3</sup>, foi considerado por Karfunkel et al. (2015) como um putativo supervulcão do Cretáceo Superior na Província Alto Paranaíba. Considerando que as ocorrências de sismitos estão localizadas diretamente acima da fonte de sismicidade, é provável que a liquefação e a fluidização tenham sido induzidas por sismos com ao menos momentos de magnitude (M) igual ou maior a 5 (OBERMEIER, 1996).

**Figura 21.** Mapa magnetométrico da área de estudo com destaque para as seções estudadas e as rochas alcalinas da Província Alto Paranaíba alinhadas segundo a direção NW-SE. Modificado de Chaves e Dias (2017).



## 10. CONCLUSÕES

Os arenitos eólicos da Formação Posse foram depositados em um extenso deserto intracontinental, desenvolvido durante o Cretáceo Superior no interior da Plataforma Sul-Americana. Durante a evolução do sistema eólico, o Alto Paranaíba foi palco de intensas erupções vulcânicas de natureza explosiva. Tal constatação é sustentada pela ocorrência de lavas e depósitos piroclásticos sobrepostos e intercamadados com os arenitos eólicos. As estruturas de deformação sinsedimentar da Formação Posse tiveram suas origens relacionadas aos mecanismos de liquefação, fluidificação, escape d'água e deformação dútil; que por sua vez foram desencadeados por atividades sísmicas. Conclui-se aqui que terremotos de natureza vulcano-tectônica ocorreram como resultado da reativação de falhas e lineamentos do embasamento pré-Cambriano combinada com ascensão de magmas alcalinos e vulcanismo explosivo.

Os sismos previamente descritos nas formações Uberaba (Bacia Bauru) (ALESSANDRETTI et al., 2020) e Três Barras (Grupo Areado da Bacia Sanfranciscana)

(KATTAH, 1992) reforçam a influência da atividade tectônica e intenso magmatismo durante o Cretáceo Médio e Superior no interior da Plataforma Sul-Americana. Finalmente, o estudo de estruturas de deformação sinsedimentar da Formação Posse proporcionou uma excelente oportunidade para investigar as relações entre reativações de descontinuidades regionais, magmatismo coevo, paleosismicidade intraplaca e suas influências na deposição continental durante o Cretáceo Superior do recém-formado continente sul-americano.

## 11. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo detalhado das estruturas de deformação sinsedimentar preservadas nos arenitos da Formação Posse mostrou-se ferramenta importante para o entendimento da história deposicional do último sistema eólico registrado no Cretáceo da Bacia Sanfranciscana. Com base na análise integrada de fácies sedimentares da Formação Posse e vulcânicas/subvulcânicas da Formação Patos e no contexto geológico regional, importantes considerações puderam ser traçadas acerca da evolução geológica da Província Alto Paranaíba durante o Cretáceo Superior.

Apesar das evidentes relações de campo entre as rochas vulcânicas e subvulcânicas da Formação Patos e os arenitos eólicos da Formação Posse, ainda não existem informações a respeito dos produtos plutônicos associados. Futuramente, possíveis investigações geofísicas poderão auxiliar para o melhor entendimento das relações existente entre corpos ígneos e os depósitos sedimentares do Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana.

Os peperitos desenvolvidos ao longo do contato entre lavas/depósitos piroclásticos e sedimentos eólicos durante o Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana é um tema ainda precocemente estudado. Portanto, torna-se um interessante objeto de estudo na região entre e com forte potencial para futuras pesquisas geológicas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGNON, A.; MIGOWSKI, C.; MARCO, S. Intraclast breccias in laminated sequences reviewed: Recorders of paleo-earthquakes. **Geological Society of America**, Special Paper, v. 401, p. 195-214, 2006.

ALESSANDRETTI, L. et al. Tracking triggering mechanisms for soft-sediment deformation structures in the Late Cretaceous Uberaba Formation, Bauru Basin, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 50, n. 1, 2020. doi:10.1590/2317-4889202020190100

ALFARO, P.; MORETTI, M.; SORIA, J. M. Soft sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in Pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). **Eclogae Geologicae Helvetiae**, v. 90, p. 531–540, 1997.

ALLEN, J. R. L.; BANKS, N. L. An interpretation and analysis of recumbent- folded deformed cross- bedding. **Sedimentology**, v. 19(3- 4), p. 257-283, 1972.

ALLEN, J. R. L. The possible mechanics of convolute lamination in graded sand beds. **Journal of the Geological Society**, v. 134(1), p. 19-31. 1977.

ALLEN, J. R. L. **Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis**. Amsterdam, Elsevier, v. 2, p. 593-663, 1984.

ALLEN, J. R. L. Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft sediment deformation in sedimentary basins. **Sedimentary Geology** v. 46, p. 67-75, 1986.

ALMEIDA, FFM de. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**. 1969. p. 29-46.

ALSOP, G. I. et al. Folding during soft-sediment deformation. In: Bond, C.E., Lebit, H.D. (eds.), **Folding and fracturing of rocks: 50 years of research since the seminal text book of J. G. Ramsay**. Geological Society, London, Special Publications, 487, p. 81-104, 2020.

AMARAL, G. et al. Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. **Geochimica**

et **Cosmochimica Acta**, v. 31, n. 2, p. 117-142, 1967a.

ANKETELL, J. M.; CEGLA, J; DZULYNSKI, S. On the deformational structures in systems with reversed density gradients. **Annales de la Société Géologique de Pologne**, v. 40, p. 3-30, 1970.

BATEZELLI, A.; LADEIRA, F. S. B. Stratigraphic framework and evolution of the Cretaceous continental sequences of the Bauru, Sanfranciscana, and Parecis basins, **Brazil. Journal of South American Earth Sciences**, 65, 1-24, 2016.

BATEZELLI, A. et al. Facies and palaeosol analysis in a progradational distributive fluvial system from the Campanian–Maastrichtian Bauru Group, Brazil. **Sedimentology**, v. 66(2), p. 699-735, 2019.

BAUTISTA, B. C. et al. Relationship of regional and local structures to Mount Pinatubo activity. In: Newhall, C.G., Punongbayan, R.S. (Eds.), *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. **University of Washington Press**, Seattle, p. 351–370, 1996.

BROOKFIELD, M. E.; SILVESTRO, S. Eolian Systems. In: James, N.P. & Dalrymple, R.W. (Eds.). **Facies Models 4, The Geological Association of Canada**, p. 586, 2010.

BRYANT, G.; MIALL, A. Diverse products of near-surface sediment mobilization in an ancient eolianite: outcrop features of the early Jurassic Navajo Sandstone. **Basin Research**, v. 22, p. 578–590, 2010.

BRYANT, Gerald et al. Paleohydrologic controls on soft-sediment deformation in the Navajo Sandstone. **Sedimentary Geology**, v. 344, p. 205-221, 2016.

BUCHANAN-BANKS, J. M. Structural damage and ground failures from the November 16, 1983, Kaoiki earthquake, Island of Hawaii. **Geological Survey Professional Paper**, v. 2, p. 1187-1220, 1987.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 269-282, Set. 1997a.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 283-294, Set. 1997b.

CHAMANI, M. A. C. **Tectônica intraplaca e deformação sinsedimentar induzida por abalos sísmicos**: o lineamento Transbrasiliano e estruturas relacionadas na Província Parnaíba, Brasil. 2011. 206 p. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

CHAVES, M. L.; DIAS, C. H. Relatório Técnico e Mapa Geológico: Folha Estrela do Sul (SE.23-Y-A-IV). Escala 1:100.000. **CODEMIG**, 63 p., 2017.

COSTA, M. T.; GROSSI SAD, J. H. O Cretáceo em Minas Gerais. In: **SBG, Congresso de Geologia**, v. 40, Belo Horizonte, Resumo de Comunicações. 1968.

CRÓSTA, A. P. et al. Impact cratering: The South American record—Part 1. **Geochemistry**, v. 79(1), p. 1-61, 2019.

DAL'BÓ, P. F. et al. Spatial variations in distributive fluvial system architecture of the Upper Cretaceous Marília Formation, SE Brazil. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 488(1), p. 97-118, 2019.

FERNANDES, L. A.; DE CASTRO, AL. B.; BASILICI, G. Seismites in continental sand sea deposits of the Late Cretaceous Caiuá Desert, Bauru Basin, Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 199, p. 51-64, 2007.

FERNANDES, L. A.; RIBEIRO, C. M. M. Evolution and palaeoenvironment of the Bauru Basin (upper Cretaceous, Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 61, p. 71-90, 2015.

FORSTER, A. et al. Mid-Cretaceous (Albian- Santonian) sea surface temperature record of the tropical Atlantic Ocean. **Geology**, v. 35(10), p. 919-922, 2007.

FRAGOSO, D. G. C. et al. Geologia dos grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda na folha

Presidente Olegário (1: 100.000), MG: registro deposicional do Neoproterozóico ao Neocretáceo da Bacia do São Francisco. **Geonomos**, 2011.

GIBSON, S. A. et al. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. **Journal of Petrology**, v. 36, p. 189-229, 1995.

GOMES, C. B.; RUBERTI, E.; MORBEDELLI, L. Carbonatitic complexes from Brazil: A review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 3, p. 51-63, 1990.

GOUDIE, A.; LIVINGSTONE, I.; STOKES, S., (Eds). **Aeolian Environments, Sediments, and Landforms**. J. Willey & Sons, NewYork, 333p. 2000.

GUARINO, V. et al. U–Pb ages, Sr–Nd-isotope geochemistry, and petrogenesis of kimberlites, kamafugites and phlogopite-picrites of the Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil. **Chemical Geology**, v. 353, p. 65-82, 2013.

GUARINO, V. et al. Mineralogy and geochemistry of a giant agpaitic magma reservoir: The Late Cretaceous Poços de Caldas potassic alkaline complex (SE Brazil). **Lithos**, v. 398, p. 106330, 2021.

HANSON, R. E.; WILSON, T. J. Large-scale rhyolite peperites (Jurassic, southern Chile). **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 54(3-4), p. 247-264, 1993.

HASUI, Y.; CORDANI, U. G. Idades potássio-argônio de rochas eruptivas mesozoicas do oeste mineiro e sul de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, 1968, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte, MG: SBG, p. 139-143, 1968.

HASUI, Y. et al. The phanerozoic tectonic evolution of the western Minas Gerais state. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 47, n. 3-4, p. 431-438, 1975. Disponível em: < <http://memoria.bn.br/DocReader/158119/21201> >.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. **Revista Geociências**, São Paulo, v. 10, n. 1, p. 57-77, 1991.

HOROWITZ, D. H. Geometry and origin of large-scale deformation structures in some ancient wind-blown sand deposits. **Sedimentology**, v. 29, p. 155-180, 1982.

HUBER, B. T.; HODELL, D. A.; HAMILTON, C. P. Middle–Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients. **Geological Society of America Bulletin**, v. 107(10), p. 1164-1191, 1995.

HUBER, B. T. et al. The rise and fall of the Cretaceous Hot Greenhouse climate. **Global and Planetary Change**, v. 167, p. 1-23, 2018.

KARFUNKEL, Joachim et al. Surface source of Coromandel diamonds (Minas Gerais State, Brazil) and their possible origin from the Serra Negra/Salitre Supervolcano. **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie**, v. 277, n. 2, p. 237-250, 2015.

KATTAH, S. S. A ocorrência de sismitos no Grupo Areado, Bacia Sanfranciscana no oeste do Estado de Minas Gerais. In: 2 SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 1992, Rio Claro. **Anais...** Rio Claro, SP, p. 220-221, 1992.

KO, K. et al. Soft sediment deformation structures in a lacustrine sedimentary succession induced by volcano-tectonic activities: an example from the Cretaceous Beolgeumri Formation, Wido Volcanics, Korea. **Sedimentary Geology**, v. 358, p. 197-209, 2017.

KOCUREK, G., ed. Late Paleozoic and Mesozoic eolian deposits of the western interior of the United States: **Sedimentary Geology**, v. 56, 413 p., 1988.

KUENEN, P. H. Graded bedding, with observations on Lower Paleozoic rocks of Britain. **Amsterdam, North-Holland Pub. Co.**, 1953.

LACERDA FILHO, J. V. et al. Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal: Texto explicativo dos mapas Geológico e de recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal (Escala 1:250.000). **Goiânia, Convênio CPRM/METAGO (S.A./UnB)**, 176 p., 2000.

LE BAS, M. J.; STRECKEISEN, Albert L. The IUGS systematics of igneous rocks. **Journal of the Geological Society**, v. 148, n. 5, p. 825-833, 1991.

LEONARDOS, O. H.; ULBRICH, M. N. C.; GASPAR, J. C. The Mata da Corda volcanic rocks. **Sth International Kimberlite Conference. Field Guide Book**. Araxá. CPRM. p. 65-73, 1991.

LIESA, C. L. et al. Facies control on seismites in an aluvial-eolian system: The Pliocene dunefield of the Teruel half-graben basin (eastern Spain). **Sedimentary Geology**, v. 344, p. 237-252, 2016.

LOWE, D. R.; LOPICCOLO, R. D. The characteristics and origins of dish and pillar structures. **Journal of Sedimentary Research**, v. 44(2), 1974.

LOWE, D. R. Water escape structures in coarse-grained sediments. **Sedimentology**, v. 22, p. 157-204, 1975.

MCKEE, E. D.; DOUGLASS, J. R.; RITTENHOUSE, S. Deformation of Lee-Side Laminae in Eolian Dunes. **GSA Bulletin**, v. 82(2), p. 359-378, 1971.

MENDONÇA, K. R. N. **Estratigrafia de seqüências da Formação Areado na porção sul da Bacia Sanfranciscana, Minas Gerais**. 2003. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, 2003.

MESCOLOTTI, P. C. **Sistemas Eólicos da Formação Três Barras, Cretáceo da Bacia Sanfranciscana**. 2017. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2017.

MESCOLOTTI, P. C. The sedimentary record of wet and dry eolian systems in the Cretaceous of Southeast Brazil: stratigraphic and paleogeographic significance. **Brazilian Journal of Geology**, v. 49(3): e20190057, 2019.

MIALL, A. D. Paleocurrent analysis of alluvial sediments: a discussion of directional variance and vector magnitude. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 44, n. 4, p. 1174- 1185, 1974.

MIALL, A. D. *The Geology of Fluvial Deposits*. **Berlin, Springer-Verlag**, 582p., 1996.

MIALL, A. D. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. **Berlin, Springer.**, 585p., 2006.

MILLS, P. C. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures: a review. *Sedimentary Geology*, v. 35, p. 83-104, 1983. doi: 10.1016/0037-0738(83)90046-5.

MONTENAT, C. Relation entre déformations synsédimentaires et paléoséismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cordilleres Bétiques Orientales, Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France* (7), XXII: p. 501-509, 1980.

MONTENAT, C.; BARRIER, P.; HIBSCH, C. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, v. 196(1-4), p. 5-30, 2007.

MORAES, L. C. et al. Geologia das unidades Cretácicas da área compreendida entre Lagoa Formosa e Carmo do Paranaíba - MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. *Anais...* Goiânia, GO: SBG, v. 1, p. 337-344, 1986.

MORETTI, M. et al. Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics*, v. 304(4), p. 369-383, 1999.

MORETTI, M. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle-late Pleistocene aeolian deposits. *Sedimentary Geology*, v. 135, p. 167-179, 2000.

MORETTI, M.; VAN LOON, A. J. Restrictions to the application of 'diagnostic' criteria for recognizing ancient seismites. *Journal of Palaeogeography*, v. 3(2), p. 162-173, 2014.

MORETTI, M.; SABATO, L. Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant' Arcangelo Basin (Southern Italy): Seismic shock vs. overloading. *Sedimentary Geology*, v. 196, p. 31-45, 2007.

MOUNTNEY, N. P.; POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. Eolian facies models. **SEPM**

**Special Publication**, v. 84, 19 p., 2006.

NEUWERTH, R. et al. Soft-sediment deformation in a tectonically active area: The Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia). **Sedimentary Geology**, v. 186, p. 67-88, 2006.

NISHIMURA, T. et al. The M6. 1 earthquake triggered by volcanic inflation of Iwate volcano, northern Japan, observed by satellite radar interferometry. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 4, p. 635-638, 2001.

OBERMEIER, S. F. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis - an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. **Engineering Geology**, v. 44(1-4), p. 1-76, 1996.

OWEN, G. Deformation processes in unconsolidated sands. In: JONES, M. E., Jones and R.M.F., Preston (eds.), **Geological Society Special Publication**, v. 29, p. 11–24, 1987.

OWEN, G. Soft-sediment deformation in upper Proterozoic Torridonian sandstones (Applecross Formation) at Torridon, northwest Scotland. **Journal of Sedimentary Research**, v. 65(3a), p. 495-504, 1995.

OWEN, G. Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. In: Van Rensbergen P., Hillis R.R., Maltman A.J., Morley C.K. (Eds.), *Subsurface Sediment Mobilization*. **Geological Society of London**, Special Publications v. 216, p. 21-34, 2003.

OWEN, G.; MORETTI, M.; ALFARO, P. Recognising triggers for soft-sediment deformation: current understanding and future directions. **Sedimentary Geology**, v. 235(3-4), p. 133-140, 2011.

PAYNE, S. J.; HACKETT, W. R.; SMITH, R. P. Paleoseismology of volcanic environments. In: McCalpin, J.P. (Ed.), **Paleoseismology**. Elsevier, Amsterdam, p. 271–314, 2009.

PERINOTTO, J. A. J. et al. Diques clásticos na Formação Corumbataí (P) no nordeste da Bacia

do Paraná, SP: Análise sistemática e significações estratigráficas, sedimentológicas e tectônicas. **Geociências**, p. 469-491, 2008.

PESLIER, A. H.; WOODLAND, A. B.; WOLFF, J. A. Fast kimberlite ascent rates estimated from hydrogen diffusion profiles in xenolithic mantle olivines from southern Africa. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 72(11), p. 2711-2722, 2008.

PRESTON, R. M. (eds.), Deformation of sediments and sedimentary rocks. **Geological Society of London**, Special Publication, v. 29, p. 11-24, 1987. doi: 10.1144/GSL.SP.1987.029.01.02.

PLINT, A. G. Possible earthquake-induced soft-sediment faulting and remobilization in Pennsylvanian alluvial strata, southern New Brunswick. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 22, p. 907-912, 1985. doi: 10.1139/e85-094.

RICCOMINI, C.; VELÁZQUEZ, V. F.; GOMES, C. B. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in Central-Southeastern Brazilian Platform. In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (eds.), **Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform**, Edusp, p. 31-55, 2005.

ROSSETTI, D. F.; GOES, A. M. Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an example from the Aptian Codó Formation, northern Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 135, p. 137–156, 2000.

ROSSETTI, D. F.; ALVES, F. C.; VALERIANO, M. M. A tectonically-triggered late Holocene seismite in the southern Amazonian lowlands, Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 358, p. 70-83, 2017.

SANDERS, J. E. Origin of convoluted laminae. **Geological Magazine**, v. 97(5), p. 409-421, 1960.

SANTOS, M. G. M. Seismites as a tool in the palaeoenvironmental reconstruction of fluvial deposits: the Cambrian Guarda Velha Formation, southern Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 277-278, p. 52-60, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.07.006>

SCHERER, C. M. S. et al. Changes in prevailing surface-paleowinds of western Gondwana during Early Cretaceous. **Cretaceous Research**, v. 116, 2020. doi: 10.1016/j.cretres.2020.104598.

SEER, H. J.; MORAES, L. C.; FOGAÇA, A. C. C. 1989. Roteiro geológico para a região de Formosa-Chumbo, Carmo do Paranaíba, MG. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, Núcleo Minas Gerais, n. 9, 58p, 1989.

SEER, H. J.; MORAES, L. C. Within plate, arc, and collisional Neoproterozoic granitic magmatism in the Araxá Group, Southern Brasília belt, Minas Gerais, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 2, p. 333-354, 2013.

SEILACHER, A. Fault-graded beds interpreted as seismites. **Sedimentology**, v. 13, p. 155–159, 1969.

SEILACHER, A. 1984. Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. **Marine Geology**, v. 55, p. 1–12, 1984.

SELLEY, R. C. *An introduction to Sedimentology*. **London Acad. Press**. Inc. 2 edition. 417p, 1982.

SGARBI, G. N. C. The Cretaceous Sanfranciscan Basin, eastern plateau of Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30 (3), p. 450-452, 2000.

SGARBI, G. N. C.; SGARBI, P. B. A. Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da Bacia do São Francisco. In.: Martins-Neto M.A., Pinto, C.P. (ed.) Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais (Belo Horizonte), **SBG–Núcleo de Minas Gerais**, p. 93- 138, 2001.

SGARBI, G. N. C. Projeto Alto Paranaíba. Capítulo III: Sedimentação do Cretáceo Inferior na Bacia Sanfranciscana: O Grupo Areado. **CODEMIG/UFMG**, 146p, 2011.

SGARBI, P. B. A.; VALENÇA, J. G. Petrography and general chemical features of potassic mafic to ultramafic alkaline volcanic rocks of Mata da Corda Formation, Minas Gerais State, Brazil. **Sth International Kimberlite Conference. Extended abstracts**. Brazil. p. 359-360,

1991.

SGARBI, P. B. A.; GASPAR J. C. Geochemistry of Santo Antônio da Barra Kamafugites, Goiás, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 889-901, 2002.

SGARBI, P. B. A.; HEAMAN, L.; GASPAR, J. C. U-Pb perovskite ages for brazilian kamafugitic rocks: further support for a temporal link to a mantle plume hospot track. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 16, p. 715-724, 2004.

SKILLING, I. P.; WHITE, J. D.; MCPHIE, J. Peperite: a review of magma–sediment mingling. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 114(1-2), p. 1-17, 2002.

SONOKI, I. K.; GARDA, G. M. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação as novas constantes de decaimento. **Boletim IG-USP, Série Científica**, v. 19, p. 63-85, 1988.

SPIGOLON, A. L. D.; ALVARENGA, C. J. S. Fácies e elementos arquiteturais resultantes de mudanças climáticas em um ambiente desértico: Grupo Urucuia (Neocretáceo), Bacia Sanfranciscana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, p. 579-586, 2002.

TOHVER, E. et al. End-Permian impactogenic earthquake and tsunami deposits in the intracratonic Paraná Basin of Brazil. **GSA Bull** v. 130, p. 1099–1120, 2018.

UHLEIN, Alexandre et al. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília-Setores setentrional e meridional. **Geonomos**, 2012.

VALERIANO, C. M. et al. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds). **Geologia do Continente Sul-Americano**: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, p.575-593, 2004.

VANDECAR, J. C.; JAMES D. E.; ASSUMPCÃO, M. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. **Nature**, v. 378, p. 25-31, Nov. 1995.

VANNESTE, K.; MEGHRAOUI, M.; CAMELBEEK, T. Late Quaternary earthquake-related soft-sediment deformation along the Belgian portion of the Feldbiss Fault, Lower Rhine Graben system. **Tectonophysics**, v. 309, p. 57–79, 1999.

VITTORI, E.; LABINI, S. S.; SERVA, L. Paleoseismology: review of the state-of-the-art. **Tectonophysics**, v. 193, p. 9-32, 1991. doi: 10.1016/0040-1951(91)90185-U.

WEAVER, J. D. Seismically-induced load structures in the basal Coal Measures, South Wales. **Geological Magazine**, v. 113, n. 6, p. 535-543, Nov. 1976.

WILLIAMS, D. M. Clastic dykes from the Precambrian Porsangerfjord Group, North Norway. **Geological Magazine**, v. 113, n. 2, p. 169-176, Mar. 1976.