



**Universidade Federal de Uberlândia – *campus* Monte Carmelo**

**Instituto de Geografia**

**Curso de Geologia**

Eugênio Silveira Antoniassi

**INTERAÇÕES VULCANO-SEDIMENTARES NO CRETÁCEO SUPERIOR DA  
BACIA SANFRANCISCANA, MESORREGIÃO DO ALTO PARANAÍBA,  
MINAS GERAIS, BRASIL**

Monte Carmelo

Julho/2022

Eugênio Silveira Antoniassi

**INTERAÇÕES VULCANO-SEDIMENTARES NO CRETÁCEO SUPERIOR DA  
BACIA SANFRANCISCANA, MESORREGIÃO DO ALTO PARANAÍBA,  
MINAS GERAIS, BRASIL**

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 (IG-UFU)

Monte Carmelo – MG

Julho/2022

Eugênio Silveira Antoniassi

**INTERAÇÕES VULCANO-SEDIMENTARES NO CRETÁCEO SUPERIOR DA  
BACIA SANFRANCISCANA, MESORREGIÃO DO ALTO PARANAÍBA,  
MINAS GERAIS, BRASIL**

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, 25 de Julho de 2022.

Banca Examinadora

Dr. Luciano Alessandretti – Orientador  
Universidade Federal de Uberlândia

Dr. Felix Naninni  
Universidade Federal de Uberlândia

Dr. Gustavo Zvirtes  
University of Aberdeen

## **AGRADECIMENTOS**

A Deus, que está sempre me guiando e protegendo em todos os meus passos.

À minha querida mãe Joelma, que faleceu neste ano de 2022 e que sempre foi e será minha base de vida e superação, sei que de onde estiver estará me guiando e com toda certeza está se orgulhando deste momento.

Ao meu Pai Hélio e meus irmãos Matheus e Laura que nunca mediram esforços para me ajudar e são meu espelho e minha base, obrigado por confiar, investir e me motivar nessa jornada.

À toda minha família, em especial a minha avó, que me transmite carinho e me revitaliza, e ao meu falecido avô, que mesmo longe, sinto que ele gostaria de estar presenciando este momento com bastante orgulho.

Aos meus colegas e futuros companheiros de profissão, pela amizade e companheirismo nos momentos de alegria e tristeza. Meus agradecimentos em especial para os meus amigos de curso e que irei levar sempre comigo: Victor Hugo, João Paulo, Igor, Arthur, Vittor, João Victor, Marcelo e Fillipe. E aos meus amigos de Ipuã, que mesmo de longe me deram forças para cumprir essa jornada: José Miguel, Álex, Any, Amábile e Luis Henrique.

Aos professores do curso de Geologia da Universidade Federal de Uberlândia, por todo aprendizado adquirido durante o período de graduação.

Ao meu orientador Luciano Alessandretti, pela orientação, colaboração e ensinamentos transmitidos ao longo dessa jornada.

A todos aqueles que direta ou indiretamente, contribuíram para a realização do presente trabalho e desta etapa em minha vida.

**OBRIGADO!**

**“A família é a verdadeira fonte da motivação para a superação”**

**Edely Tápia**

## RESUMO

O estudo das interações dinâmicas entre magmas, lavas e depósitos piroclásticos de diferentes afinidades geoquímicas com sedimentos inconsolidados ou pobremente consolidados é capaz de fornecer importantes informações acerca de condições paleoambientais e paleovulcanológicas. Tais interações são comuns em estratos marinhos e lacustres, mas podem também se desenvolver em ambiente subaéreo continental, estando diretamente relacionadas a explosões freatomagmáticas, derrames de lavas e fluxos piroclásticos. Na região compreendida entre Estrela do Sul e Cascalho Rico, Mesorregião do Alto Paranaíba, Minas Gerais, depósitos eólicos da Formação Posse (Grupo Urucuia) ocorrem interacamadados e são intrudidos e recobertos por lavas e depósitos piroclásticos da Formação Patos (Grupo Mata da Corda), Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana. Próximo ao contato entre tufo-brechas e lapilli-tufos com quartzo-arenitos foram observados peperitos do tipo disperso, caracterizados por uma mistura de clastos juvenis ameboides, globulares e “em bloco” imersos em matriz arenosa de granulação fina a média. A formação dos peperitos envolveu inicialmente a queda balística de fragmentos piroclásticos (lapilli e bomba) em sedimentos arenosos inconsolidados e em estado liquefeito ou hidroplástico. A natureza inconsolidada e a presença de água no sistema eólico são comprovadas por uma série de estruturas de deformação sinsedimentar, incluindo-se diques clásticos, laminações convolutas, falhas sinsedimentares, estruturas de escape de água e brechas intraformacionais. A mistura entre sedimentos eólicos e fragmentos piroclásticos se deu principalmente por diferença de densidades entre os clastos juvenis quentes e com baixa viscosidade e os sedimentos hospedeiros umedecidos. Instantaneamente após a queda, sugere-se que a imersão dos piroclastos deu origem aos clastos juvenis com morfologias fluidas (ameboide e globular), que seriam indicativas de interação ainda em estado dúctil, com baixa viscosidade e relativamente quente com sedimentos eólicos. A mudança na morfologia dos clastos juvenis com morfologias ameboides para formas “em bloco” com presença de microfraturas é interpretada como uma combinação de substancial diminuição da temperatura dos clastos juvenis e aumento da viscosidade. Após o desenvolvimento dos peperitos, o sistema eólico continuou ativo até eventualmente ser colmatado por espessos derrames de lava.

**Palavras-chave:** Interações vulcano-sedimentares; Peperito; Bacia Sanfranciscana; Cretáceo Superior; Formação Posse; Formação Patos

## ABSTRACT

The study of dynamic interactions between magmas, lavas, and pyroclastic deposits of different geochemical affinities with nonconsolidated or poorly consolidated sediments provides important information regarding paleoenvironmental and paleovolcanological conditions. Such interactions are more common in marine and lacustrine successions but can also develop in continental subaerial environments and are directly related to phreatomagmatic explosions and lava and pyroclastic flows. In the region between Estrela do Sul and Cascalho Rico, Alto Panaraíba Mesoregion, Minas Gerais State, aeolian deposits of the Posse Formation (Urucuia Group) occur interbedded and are intruded and covered by lavas and pyroclastic deposits of the Patos Formation (Mata da Corda Group) from the Upper Cretaceous of the Sanfranciscana Basin. Close to the contact between tuff-breccias and lapilli-tuffs with quartz-sandstones, dispersed peperites were observed, characterized by a mixture of amoeboid, globular and block (*jigsawfit*) juvenile clasts immersed in a fine- to medium-grained sandy matrix. Peperites were initially formed by the ballistic fall of pyroclastic fragments (lapilli and bomb) within nonconsolidated sandy sediments of liquified or hydroplastic character. The nonconsolidated state and the presence of water in the aeolian system are evidenced by a series of soft-sediment deformation structures, including clastic dikes, convolute laminations, syndimentary faults, water escape structures and intraformational breccias. Mixing between aeolian sediments and pyroclastic fragments was mainly due to the density differences between the hot juvenile low viscosity clasts and humid host sediments along a preferred horizon. Instantly after the ballistic fall, it is suggested that the immersion of the pyroclasts gave rise to juvenile clasts with fluidal morphologies (amoeboid and globular), suggesting interaction with sediments still in a ductile regime and with low viscosity and relatively hot. The change in morphology from juvenile clasts with amoeboid forms to microfractured block forms is interpreted as a combination of a decrease in the temperature of juvenile clasts and an increase in viscosity that led to brittle behavior of the clasts. After the formation of the peperites, the aeolian system remained active until it was eventually covered by thick lava flows.

**Keywords:** Volcano-sedimentary interactions; Peperite; Sanfranciscana Basin; Upper Cretaceous; Posse Formation; Patos Formation

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Localização das bacias intracratônicas Sanfranciscana, Bauru e Parecis no Brasil e as principais feições estruturais associadas. Retirado de Batezelli e Ladeira (2016). ..... 14
- Figura 2. Mapa geológico simplificado da região influenciada pelo soerguimento do Arco do Alto Paranaíba durante o Cretáceo Superior, mostrando a localização das interações vulcano-sedimentares no extremo sudoeste da Bacia Sanfranciscana. .... 16
- Figura 3. (A) Mapa de localização do estado de Minas Gerais no Brasil. (B) Mapa de localização da Mesorregião do Alto Paranaíba e da cidade de Estrela do Sul em Minas Gerais. (C) Localização da área de estudo com destaque para os afloramentos estudados. Fonte: O Autor..... 19
- Figura 4. (A) Ilustração esquemática dos diferentes ambientes associados à formação de peperitos. (1) Diques e outros tipos de intrusões; (2) diques alimentadores intrudindo depósitos hidrotermais; (3) intrusões parcialmente emergentes; (4) base de derrames; (5) margens de derrames invasivos; (A) na base de depósitos piroclásticos. Retirado de Waichel (2006). ..... 21
- Figura 5. (A) Ilustração representando a estrutura interna de peperitos com arranjos disperso e denso. (B) Peperito com arranjo denso formado pela interação entre lavas basálticas da Formação Serra Geral e sedimentos eólicos da Formação Botucatu, Bacia do Paraná. Retirado de Waichel et al. (2007). ..... 22
- Figura 6. (A) Localização da Bacia na Sanfranciscana no Brasil. (B) Mapa geológico simplificado da Bacia Sanfranciscana e localização das interações vulcano-sedimentares estudadas na porção sudoeste da bacia. (C) Coluna litoestratigráfica da Bacia Sanfranciscana e localização aproximada do horizonte estratigráfico portador das interações vulcano-sedimentares. a = argila; s = silte; af = areia fina; am = areia média; ag = areia grossa; g = grânulo..... 23
- Figura 7. Contato discordante entre rochas epiclásticas (Formação Capacete) e vulcânicas (Formação Patos) do Grupo Mata da Corda e filitos e xistos do Grupo Ibiá (Faixa Brasília) ao sul de Coromandel, oeste de Minas Gerais. Gr. = Grupo ..... 24
- Figura 8. Carta lito-cronoestratigráfica do Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana. O retângulo vermelho indica o intervalo estratigráfico estudado. Modificado de Batezelli e Ladeira (2016). ..... 25
- Figura 9. Seção colunar integrada do Grupo Urucuaia, incluindo as formações Posse (base) e Serra das Araras (topo). . A+S: argila + silte; Af: areia fina; Am: areia média; Ag: areia grossa; G: grânulo; S: seixo. Modificado de Campos e Dardenne (1997) ..... 27
- Figura 10. Fácies sedimentares da Formação Posse na área de estudo. (A) Arenito com estratificação cruzada planar (Sp) de médio porte sobreposto por arenito com estratificação cruzada acanalada (St) de médio porte. Próximo ao topo ocorre camada com 10 cm de espessura de siltito maciço (Fm). (B) Camadas tabulares, com espessuras entre 2 e 10 cm, de arenito com laminação plano-paralela (Sl) intercalado com camadas com

1,5 a 4 cm de espessura de siltito maciço (Fm). (C) Arenito com laminação cruzada cavalgante (ripple mark) (Sr). (D) Arenito maciço (Sm) sobreposta à siltito maciço (Fm). Notar a presença de veios ígneos cortando arenito hospedeiro. .... 28

Figura 11. Localização e associações de fácies das seções estratigráficas estudadas entre as cidades de Estrela do Sul e o distrito de Santa Luzia, Cascalho Rico. a = argila; s = silte; af = areia fina; am = areia média. .... 31

Figura 12. Derrames de lava da Formação Patos recobrimo arenitos da Formação Posse. (A) Derrame com aproximadamente 15 metros de espessura recobrimo arenitos na localidade de Santa Luzia. Próximo ao contato com as lavas, os arenitos encontram-se extremamente silicificados. (B) Derrame de lava com espessura de 4 metros recobrimo arenito próximo à localidade de Dolearina. As linhas pretas tracejadas em (A) e (B) destacam o contato entre as formações Posse e Patos. .... 32

Figura 13. Relações entre rochas ígneas subvulcânicas e arenitos na Seção 03. (A) Apófise ígnea com morfologia irregular e aproximadamente três metros de largura cortando arenito hospedeiro. Note a presença de deformação e falhamentos associados à veios ígneos projetados a partir da apófise. (B) Fotointerpretação de (A). (C) Detalhe do contato irregular entre apófise e arenito hospedeiro. Note a presença de foliação magmática bem desenvolvida e a ocorrência de xenólitos de arenito. (D) Fotointerpretação de (C). (E) Dique com geometria tabular e espessura de 40 centímetros cortando arenitos com estratificação cruzada planar (base) e laminação plano-paralela (topo). Sl: arenito com laminação plano-paralela; Sm: arenito maciço; Fm: siltito maciço; Sp: arenito com estratificação cruzada planar. Pessoa utilizada como escala em (A) e (B) possui 1,75 metros. O martelo utilizado como escala em (C), (D), (E) e (F) possui 28 cm de comprimento. .... 33

Figura 14. Relações de campo entre rochas piroclásticas e efusivas da Formação Patos e rochas sedimentares da Formação Posse na Seção 04. (A) Na base, camada de tufo-brecha com cerca de 40 cm de espessura. Na porção intermediária, arenito com laminação plano-paralela incipiente devido ao alto grau de silicificação. Em direção ao topo, derrame de lava recobrimo arenito. (B) Detalhe do contato entre arenito e brecha-tudo. Os arenitos encontram-se intensamente silicificados próximo ao contato com as lavas sobrejacentes. (C) Camadas centimétricas a decimétricas de lapilli-tufo intercalado com arenito. No topo, camada de tufo-brechas intensamente intemperizada e com aproximadamente um metro de espessura. .... 34

Figura 15. Fotografias de campo dos peperitos observados na Seção 04. (A) Visão geral do peperito em bloco extraído para uso em construção civil. (B) Peperito do tipo disperso formado por clastos juvenis com morfologias variadas e imersos em matriz arenosa (areia quartzosa). Note a diminuição na concentração e no diâmetro dos clastos juvenis da parte inferior para a parte superior da fotografia. (C) Sedimentos hospedeiros mostrando homogeneização textural (silicificação) e clastos juvenis com até 1 cm de diâmetro mostrando orientação preferencial. (D) Horizonte rico em vesículas esféricas a subesféricas. .... 36

Figura 16. Fotografias de campo dos diferentes tipos de clastos juvenis observados nos peperitos. (A) Clastos ameboide e globular. (B) Clastos em blocos e globular..... 37

Figura 17. (A) Matriz detrítica (hospedeira) formada por grãos de quartzo subarredondados a arredondados e com diâmetros entre areia muito fina a média. (B) e (C) Clastos juvenis do tipo ameboide mostrando margens curvilíneas em contato com grãos de quartzo hospedeiros. (D) Clasto do tipo ameboide com projeção “em dedo” (finger-like projection). (E) Clasto juvenil com morfologia globular, textura vítrea e grãos de quartzo absorvidos. Note que a porção superior do clasto juvenil projeta-se no arenito hospedeiro. (F) Clasto do tipo globular alongado com textura vítrea imerso em sedimento quartzoso. (G) e (H) Clastos juvenis do tipo “em bloco” caracterizados por microfraturamento interno..... 38

Figura 18. Possível cenário paleoambiental no Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana, mostrando vulcões de natureza explosiva do tipo maar-diatrema desenvolvidos na região de influência do soerguimento do Arco do Alto Paranaíba e atribuídos à Formação Patos e lençóis de areia e dunas eólicas da Formação Posse nas regiões adjacentes. Note a queda de fragmentos piroclásticos sobre o sistema eólico e lençol freático próximo à superfície (linha tracejada azul). Para melhor representação, o esquema foi elaborado fora de escala..... 41

Figura 19. Estruturas de deformação sinsedimentar em arenitos e siltitos eólicos da Formação Posse. (A) Dique clástico (indicado pela seta amarela) enraizado em camada de siltito e cortando arenitos. (B) Falhas sinsedimentares. (C) Camada com laminações convolutas e arenito maciço. Note que as deformações estão confinadas à camada do meio, que é separada por camadas de arenitos não deformados e com estruturas sedimentares primárias preservadas. (D) Estruturas em chama (flame structures) intrudindo arenito com estratificação cruzada planar. (E) Camada com falhas escalonadas (fault-graded bed) indicadas pelas setas amarelas. (F) Estrutura de escape de água com morfologia irregular intrudindo arenito com estratificação cruzada planar. (G) Brecha intraclástica. (H) Dobras parasitas associadas com laminações convolutas..... 44

Figura 20. Modelo de formação dos peperitos. (A) Deposição de arenitos (dunas e lençóis de areia) e siltitos (interdunas) eólicos. (B) Vulcanismo explosivo na região influenciada pelo soerguimento do Alto Paranaíba e deposição de fragmentos piroclásticos de tamanho cinza, lapilli e bloco Ascensão do lençol freático e/ou de água intersticial presente nos siltitos é responsável pela liquidação de sedimentos eólicos inconsolidados. (C) Continuidade da deposição de piroclastos. (D) Formação de clastos juvenis globulares e ameboides em regime “dúctil”. Nesse momento, os clastos juvenis, por diferença de densidade, começam a infiltrar-se nas areias eólicas. (E) Formação de clastos juvenis “em bloco” durante regime “rúptil”. (F) Continuidade da deposição de sedimentos eólicos e colmatação do sistema desértico por derrames de lava..... 47

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Litofácies sedimentares da Formação Posse e suas principais estruturas e processos deposicionais/sin-deposicionais.....	29
---	----

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	13
2. JUSTIFICATIVA	14
3. OBJETIVOS	17
4. MATERIAIS E MÉTODOS	17
4.1 LEITURA E ANÁLISE CRÍTICA DA BIBLIOGRAFIA	17
4.2 TRABALHOS DE CAMPO	17
4.3 ANÁLISE DE FÁCIES SEDIMENTARES	18
4.4 ANÁLISE DE FÁCIES VULCÂNICAS E VULCANOCLÁSTICAS	18
4.5 PETROGRAFIA MACRO- E MICROSCÓPICA	18
5. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS À ÁREA DE ESTUDO	19
6. REVISÃO CONCEITUAL	20
6.1 INTERAÇÕES LAVA-SEDIMENTO E PEPERITOS	20
7. GEOLOGIA DA BACIA SANFRANCISCANA	22
7.1 GRUPO MATA DA CORDA	24
7.2 GRUPO URUCUIA	25
8. RESULTADOS	27
8.1 LITOFÁCIES SEDIMENTARES	27
8.2 LITOFÁCIES VULCÂNICAS E SUBVULCÂNICAS	32
8.3 LITOFÁCIES VULCANOCLÁSTICAS	34
9. DISCUSSÃO	39
9.1 CONTEXTO DEPOSICIONAL E VULCANOLÓGICO	39
9.2 IDADE DE FORMAÇÃO DOS INTERAÇÕES VULCANO-SEDIMENTARES	41
9.3 PROCESSOS ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO DE PEPERITOS	42
10. CONCLUSÕES	48
11. REFERÊNCIAS	49

## 1. INTRODUÇÃO

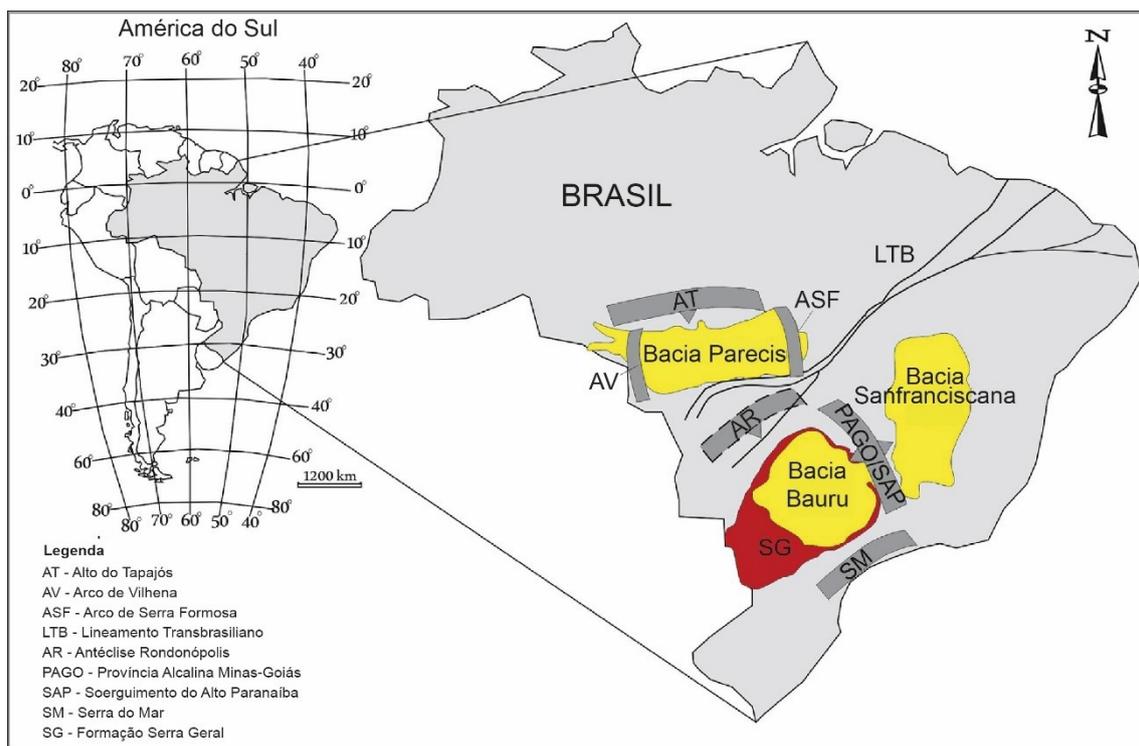
Regiões que exibem interações dinâmicas entre rochas vulcânicas com sedimentos inconsolidados oferecem informações cruciais para reconstruções paleo-eruptivas, paleoambientais e cronologia relativa entre vulcanismo e sedimentação (JERRAM et al., 2000; JERRAM; STOLLHOFEN, 2002; SKILLING; WHITE; MCPHIE, 2002). Neste sentido, umas das rochas formadas através de interação lava-sedimento é denominada geneticamente como peperito ou brecha peperítica (SKILLING; WHITE; MCPHIE, 2002). Segundo Skilling, White e McPhie (2002), peperitos são formados *in situ*, ao longo do contato entre magmas, lavas e depósitos piroclásticos com sedimentos inconsolidados ou pouco consolidados, e que invariavelmente possuem água intersticial preenchendo seu espaço poroso. Considerando este panorama, a região compreendida entre Estrela do Sul e Cascalho Rico, localizada na Mesorregião do Alto Paranaíba, oeste de Minas Gerais, possui excelentes exposições de derrames de lava e depósitos piroclásticos em contato com rochas sedimentares arenosas subjacentes. Nesses afloramentos, é comum o desenvolvimento de rochas e feições típicas de interação vulcano-sedimentar. Os componentes ígneos são atribuídos à Formação Patos (Grupo Mata da Corda), ao passo que os componentes sedimentares pertencem à Formação Posse (Grupo Urucuia) da Bacia Sanfranciscana (RASSI, 2021).

A Bacia Sanfranciscana (Figura 1), do tipo intracratônica e de idade paleozoica, localiza-se na região centro-leste do Brasil, e corresponde à cobertura vulcano-sedimentar do Cráton do São Francisco (CAMPOS; DARDENNE, 1997a; SGARBI, 2001). Possui forma geral alongada segundo a direção norte-sul, com aproximadamente 1.100 km de extensão e 200 km de largura (CAMPOS; DARDENNE, 1997b). O embasamento da bacia é constituído por rochas mesoproterozoicas do Grupo Natividade, rochas neoproterozoicas do Grupo Bambuí, e unidades fanerozoicas da Bacia do Parnaíba (CAMPOS; DARDENNE, 1997a; SGARBI, 2000). Da base para o topo, é constituída pelos grupos Santa Fé (Carbonífero Superior-Permiano Inferior), Areado (Cretáceo Médio), Urucuia e Mata da Corda (Cretáceo Superior) (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Essas unidades estão separadas por importantes discordâncias regionais e altos estruturais que delimitam as sub-bacias Abaeté, à sul, e Urucuia, à norte (CAMPOS; DARDENNE, 1997a, b). As litologias da Bacia Sanfranciscana compreendem essencialmente rochas

sedimentares depositadas em ambientes continentais e rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas (CAMPOS; DARDENNE, 1997a, b).

Com base no exposto acima, o presente Projeto de Trabalho de Conclusão de Curso propõe a análise das associações de fácies sedimentares e vulcânicas das formações Posse e Patos, respectivamente. Mais especificamente, o projeto aborda em detalhe as interações dinâmicas existentes ao longo do contato entre as rochas vulcânicas e as rochas sedimentares, com vistas a elucidar os diferentes processos e mecanismos atuantes na geração dos peperitos.

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

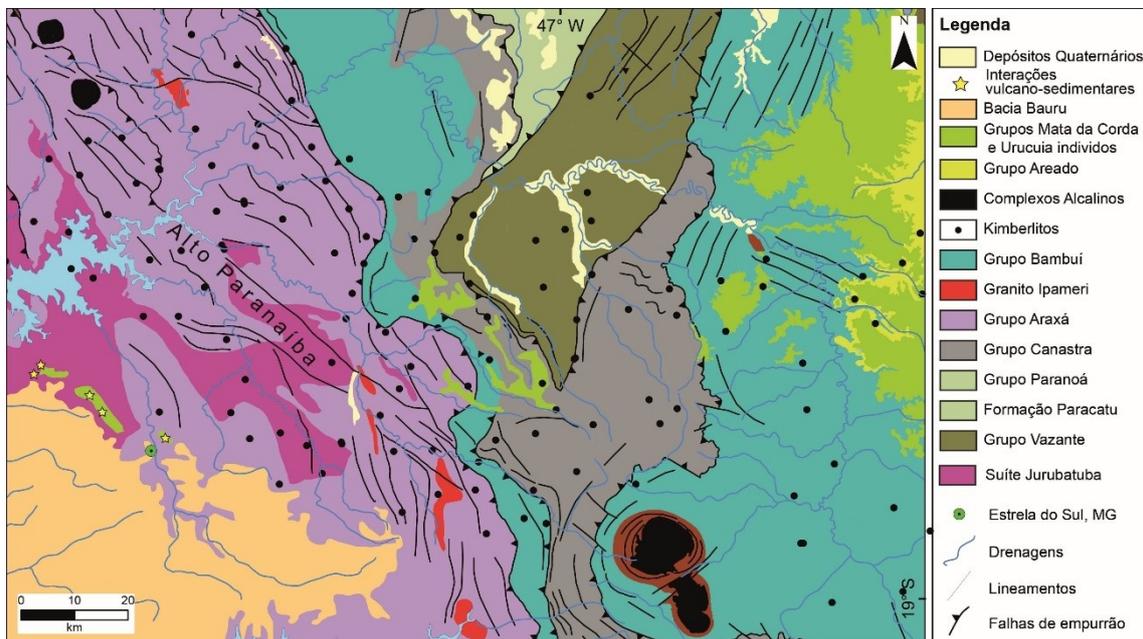


## 2. JUSTIFICATIVA

A Mesorregião do Alto Paranaíba possui fundamental importância para o entendimento da evolução geológica da porção central da Plataforma Sulamericana (*sensu* ALMEIDA, 1967, 1972) durante o Mesozoico. Com a ruptura do supercontinente Gondwana e subsequente abertura do Oceano Atlântico durante o Juro-Cretáceo (GRANOT; DYMENT, 2015), importantes modificações no regime tectônico em vigor

desde os estágios finais do processo de amalgamação de Gondwana ocorreram no interior do continente (BATEZELLI; LADEIRA, 2016). Tal reestruturação tectônica deu origem a uma série de depressões intracratônicas, entre elas as bacias Sanfranciscana, Bauru e Parecis (Figura 1), com sequências sedimentares exibindo características similares (BATEZELLI; LADEIRA, 2016). Do Jurássico ao Cretáceo Superior, vastas porções do interior da Plataforma Sulamericana estiveram sujeitas a condições desérticas, com o desenvolvimento de extensos campos de dunas e lençóis de areia (CAMPOS; DARDENNE, 1997a; BATEZELLI; LADEIRA, 2016; MESCOLOTTI *et al.*, 2019). É também durante o Cretáceo Superior que importantes reativações de falhas ao longo do embasamento pré-cambriano, constituído basicamente por rochas neoproterozóicas da Faixa Brasília, deram origem a um alto estrutural conhecido como Arco do Alto Paranaíba (Figura 2) (CAMPOS; DARDENNE, 1997a; RICCOMINI; VELÁZQUEZ; GOMES, 2005). Tal feição tectônica/morfológica é consensualmente interpretada como tendo separado as bacias Bauru e Sanfranciscana durante o Cretáceo Superior (CAMPOS; DARDENNE, 1997a; BATEZELLI; LADEIRA, 2016). O processo de soerguimento foi acompanhado por intenso magmatismo efusivo e piroclástico de natureza alcalina associado à Pluma Mantélica de Trindade (GIBSON *et al.*, 1995).

Figura 2. Mapa geológico simplificado da região influenciada pelo soerguimento do Arco do Alto Paranaíba durante o Cretáceo Superior, mostrando a localização das interações vulcano-sedimentares no extremo sudoeste da Bacia Sanfranciscana.



Entre Estrela do Sul e Cascalho Rico (Figura 3) se encontra registrado o contato entre derrames de lava e depósitos piroclásticos da Formação Patos com sedimentos arenosos da Formação Posse e o desenvolvimento de litotipos característicos de interações vulcano-sedimentares. As relações estratigráficas existentes entre as rochas vulcânicas e sedimentares e os produtos resultantes das interações dinâmicas entre elas ainda são pobremente cartografadas nessa região. Portanto, a falta de informações precisas acerca dos processos envolvidos na formação principalmente de peperitos, torna-se tema relevante para investigação científica. Além disso, a ampla maioria dos estudos que tratam acerca dos diferentes processos envolvidos na geração de peperitos têm sido desenvolvidos em regiões que exibem interações entre lavas máficas e básicas (PETRY *et al.*, 2007; WAICHEL *et al.*, 2007; HARTMANN; ARENA; DUARTE, 2012) ou lavas félsicas e ácidas (HANSON; WILSON, 1993) com diferentes tipos de sedimentos. No caso do presente projeto, as interações envolvem exclusivamente estudos envolvendo a interação entre depósitos piroclásticos (tufo-brechas e lapilli tufos) de afinidade máfica-ultramáfica alcalina com sedimentos arenosos. Portanto, este projeto também se justifica pelo fato de não existirem, até o momento, estudos detalhados envolvendo magmatismo alcalino em contato com sedimentos inconsolidados.

### **3. OBJETIVOS**

Esse projeto teve como objetivo geral a análise estratigráfica e das associações de fácies sedimentares da Formação Posse (Grupo Urucuia) e fácies vulcânicas, subvulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Patos (Grupo Mata da Corda), bem como suas relações, visando a reconstrução paleoambiental dos afloramentos mais ao sul da Bacia Sanfranciscana. Desse modo, pretendeu-se traçar importantes interpretações quantos aos sistemas deposicionais e vulcânicos vigentes. Para atingir esse objetivo principal, os seguintes objetivos secundários foram propostos:

1. Discutir as relações existentes entre o vulcanismo efusivo e piroclástico da Formação Patos (Grupo Mata da Corda) com a sedimentação contemporânea da Formação Posse (Grupo Urucuia); e
2. Elucidar os diferentes processos envolvidos no desenvolvimento de interações vulcano-sedimentares no Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana e a origem dos peperitos.

### **4. MATERIAIS E MÉTODOS**

Os principais métodos ao longo do desenvolvimento do presente Projeto de 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 do desenvolvimento do presente projeto de trabalho de conclusão de curso e compreendeu o levantamento da literatura referente aos temas de interesse e a leitura minuciosa e crítica da mesma. Dedicou-se tempo relevante para a bibliografia disponível acerca de interações entre lavas, intrusões e rochas piroclásticas com sedimentos inconsolidados, com ênfase especial em peperitos.

#### **4.2 TRABALHOS DE CAMPO**

A etapa de trabalho de campo ocorreu ao longo de cinco dias e contemplou a coleta de dados referentes às rochas formadas pelo resultado das interações entre depósitos piroclásticos da Formação Patos e sedimentos inconsolidados da Formação Posse. Em campo, foi realizado o levantamento de cinco seções colunares, que foram

interpretadas com base nas relações verticais e laterais e associação de fácies sedimentares, vulcânicas e vulcanoclásticas.

#### **4.3 ANÁLISE DE FÁCIES SEDIMENTARES**

A análise de litofácies sedimentares objetivou reunir diferentes grupos de fácies lateral e verticalmente contíguas e relacioná-las a partir do ponto de vista dos seus processos geradores. Dessa forma, puderam ser definidos padrões arquiteturais e de empilhamento característicos do sistema deposicional vigente. Para isso foram empilhadas seções estratigráficas em escala de detalhe (1:50) de cinco afloramentos. Inicialmente, as fácies sedimentares foram descritas macroscopicamente em campo, enfatizando a identificação de características diagnósticas, como geometria do depósito, estruturas, organização interna, mineralogia e textura dos grãos. Durante essa etapa, foi utilizada a nomenclatura de fácies proposta por Mountney, Posamentier e Walker (2006).

#### **4.4 ANÁLISE DE FÁCIES VULCÂNICAS E VULCANOCLÁSTICAS**

As rochas vulcânicas foram classificadas em campo de acordo com a proposta de Le Bas e Streckeisen (1991). A análise de fácies vulcanoclásticas buscou reunir grupos de fácies lateral e verticalmente contíguas a fim de esclarecer os mecanismos atuantes ao longo, e nas porções próximas, do contato entre lavas e depósitos piroclásticos e rochas sedimentares. Para tal, foram realizados caminhamentos em escala de detalhe de tais contatos. A classificação dos diferentes tipos de peperitos e feições típicas de interações lava-sedimento seguiu a nomenclatura proposta por Skilling, White e McPhie (2002).

#### **4.5 PETROGRAFIA MACRO- E MICROSCÓPICA**

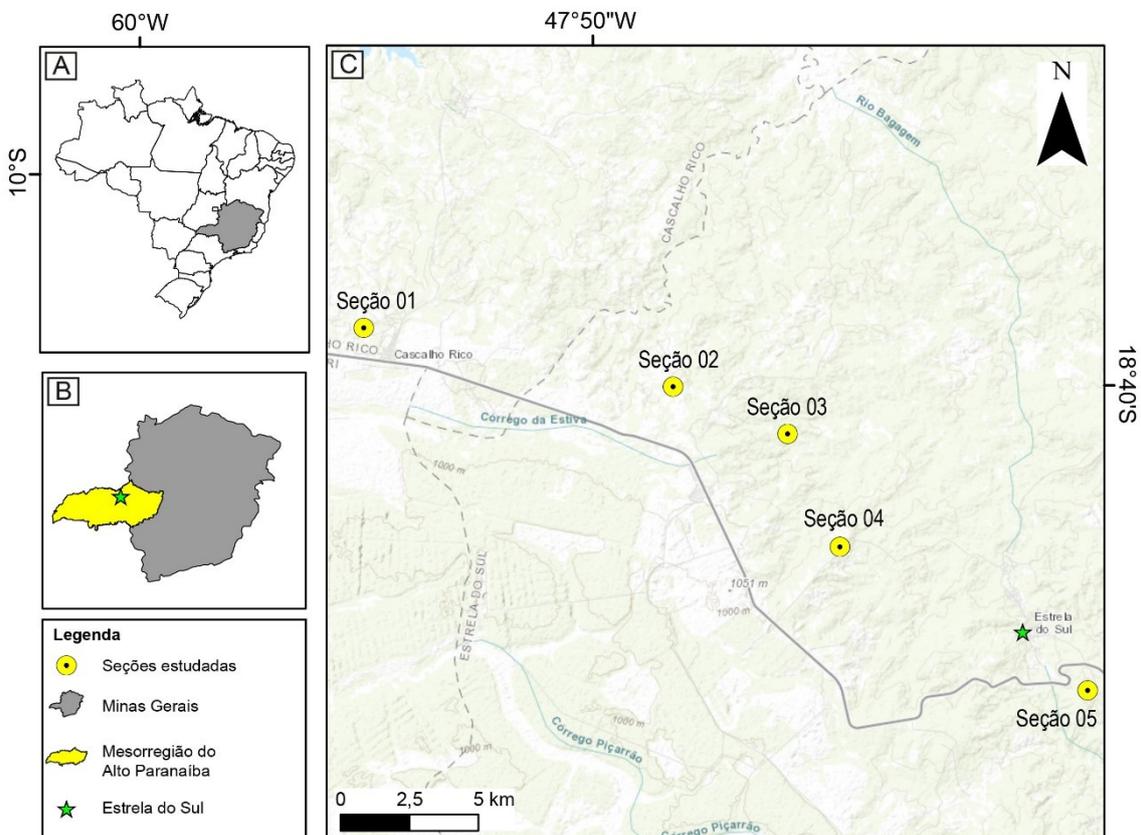
A partir do acervo de amostras coletadas em campo, foram selecionados espécimes representativos dos litotipos estudados para a etapa de petrografia macro- e microscópica. A observação e descrição de amostras de mão foi realizada com auxílio de microscópio estereoscópico binocular Opton TIM-2B locado no Laboratório de Paleontologia Estratigráfica (LAPE) da Universidade Federal de Uberlândia (UFU), campus Monte Carmelo. A identificação precisa dos diferentes litotipos foi complementada por análise petrográfica de seções delgadas com auxílio de microscópio ótico, locado no Laboratório de Microscopia e Petrografia do Curso de Geologia da UFU, campus Monte Carmelo. As seções delgadas (n = 20) serão confeccionadas pela Empresa

Geolab Soluções em Geologia, sediada em Olinda, Pernambuco. A classificação das rochas siliciclásticas seguiu a nomenclatura de Folk (1968) e objetivou a identificação da mineralogia do arcabouço, matriz e cimento, além de parâmetros como estrutura sedimentar primária, seleção granulométrica, grau de esfericidade e arredondamento e forma dos grãos. A classificação e nomenclatura das rochas vulcânicas e piroclásticas seguiu a proposta de Le Bas e Streckeisen (1991). A descrição e identificação das rochas peperíticas se deram de acordo com a proposta de Skilling, White e McPhie (2002).

## 5. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS À ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no município de Estrela do Sul, na Mesorregião do Alto Paranaíba, a oeste do estado de Minas Gerais. A principal via de acesso aos locais de estudo é a rodovia MG-223 (Figura 3). Secundariamente, são utilizadas vias não pavimentadas para ingresso aos locais de interesse.

Figura 3. (A) Mapa de localização do estado de Minas Gerais no Brasil. (B) Mapa de localização da Mesorregião do Alto Paranaíba e da cidade de Estrela do Sul em Minas Gerais. (C) Localização da área de estudo com destaque para os afloramentos estudados. Fonte: O Autor.

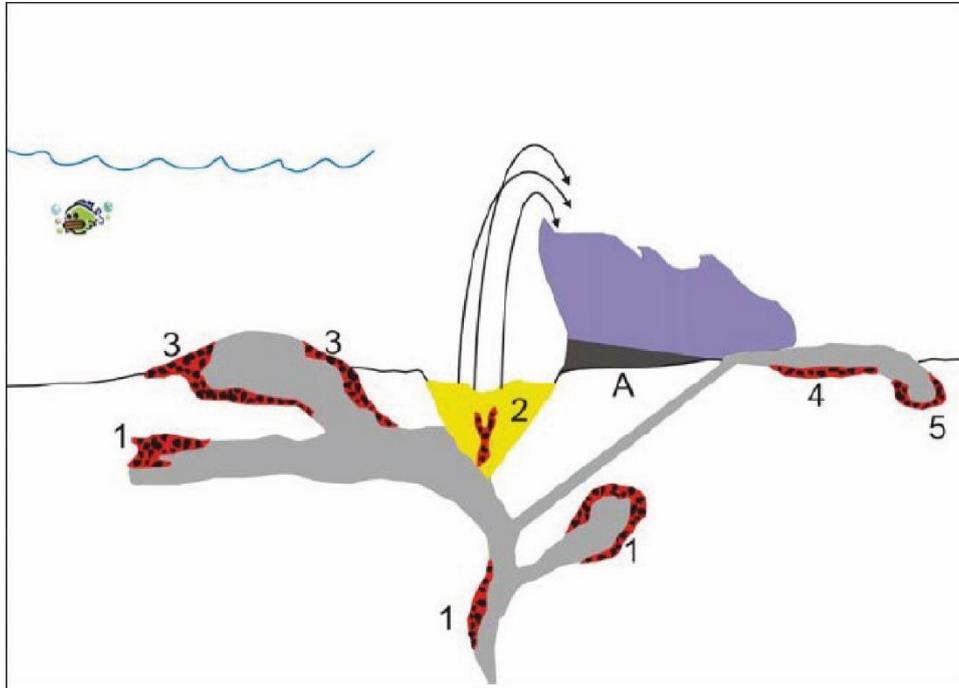


## 6. REVISÃO CONCEITUAL

### 6.1 INTERAÇÕES LAVA-SEDIMENTO E PEPERITOS

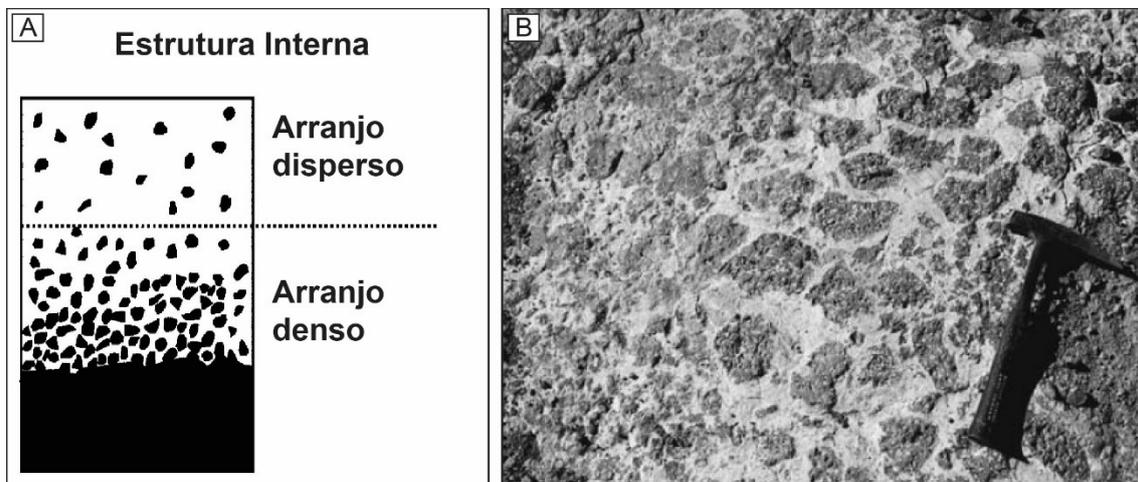
Interações entre magmas, lavas e rochas piroclásticas com diferentes tipos de sedimentos são processos importantes em bacias sedimentares pois fornecem informações acerca das condições reológicas dos sedimentos no momento do derrame, o comportamento do fluxo com relação modo de colocação da câmara magmática e os processos ativos durante a mistura entre lavas e depósitos piroclastos e sedimentos (JERRAM; STOLLHOFEN, 2002). O termo “peperino” foi inicialmente utilizado por Scrope (1827) para descrever rochas clásticas da região de Limagne d’Auverge (França central), formadas por uma associação de fragmentos de carbonatos de origem lacustre e basaltos. Essa região é hoje reconhecida como a seção-tipo de peperitos. Scrope (1858) interpretou essas rochas como o resultado de “*violent and intimate union of volcanic fragmentary matter with limestone while yet in a soft state*”. Mais tarde, Michel-Levy (1890) as reinterpreta, e sugere que sua origem esteve relacionada com interação entre intrusões magmáticas e lamas carbonáticas. Mais recentemente, o termo peperito tem sido utilizado para se referir a rochas resultantes da interação dinâmica entre magmas, lavas ou depósitos piroclásticos de composições variadas com sedimentos úmidos e inconsolidados (SKILLING; WHITE; MCPHIE, 2002). Comumente ocorrem associados a intrusões ígneas ou ao longo dos contatos basais de fluxos de lava com sequências sedimentares continentais e marinhas (Figura 4).

Figura 4. (A) Ilustração esquemática dos diferentes ambientes associados à formação de peperitos. (1) Diques e outros tipos de intrusões; (2) diques alimentadores intrudindo depósitos hidrotermais; (3) intrusões parcialmente emergentes; (4) base de derrames; (5) margens de derrames invasivos; (A) na base de depósitos piroclásticos. Retirado de Waichel (2006).



Os peperitos são constituídos de clastos juvenis imersos em matriz de origem sedimentar. Os clastos possuem desde formas angulosas e textura em mosaico (*jigsaw*) a morfologias arredondadas e lobadas (SKILLING; WHITE; MCPHIE, 2002). Com base no grau de dispersão dos clastos podem ser classificados em peperitos com arranjo disperso e peperitos com arranjo denso (Figura 5). Segundo Petry (2006) e Petry et al. (2007), as feições geradas através da interação lava-sedimento são controladas por diversos fatores que diretamente dependem da reologia dos dois componentes (ígneo e sedimentar). Do ponto de vista ígneo, os modos de colocação (derrames, intrusões ou fluxo piroclásticos), composição e temperatura da lava são os principais fatores. Já na questão sedimentar, os principais fatores são: grau de litificação, granulação dos sedimentos, e a presença ou não de água (PETRY, 2006).

Figura 5. (A) Ilustração representando a estrutura interna de peperitos com arranjos disperso e denso. (B) Peperito com arranjo denso formado pela interação entre lavas basálticas da Formação Serra Geral e sedimentos eólicos da Formação Botucatu, Bacia do Paraná. Retirado de Waichel et al. (2007).

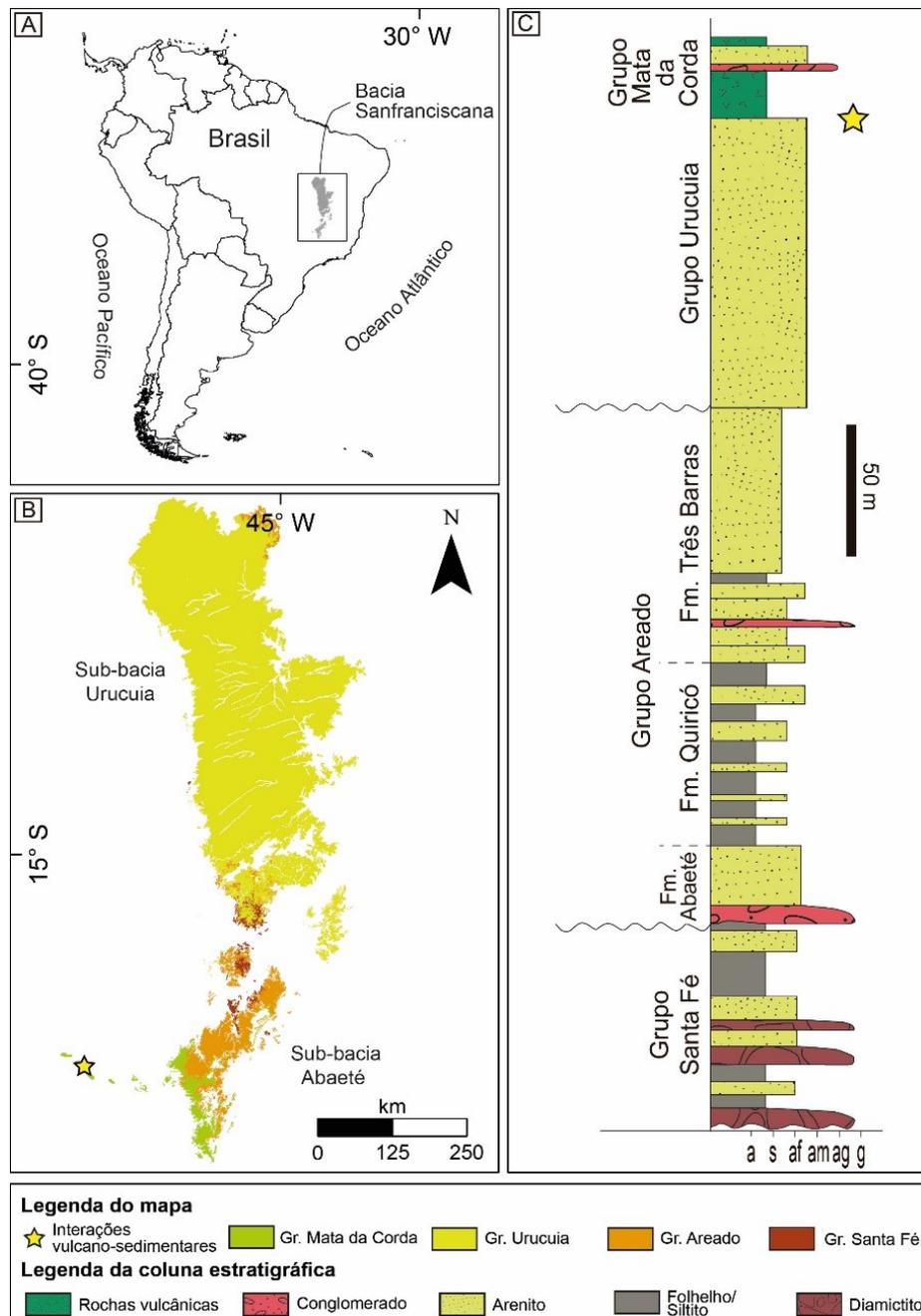


## 7. GEOLOGIA DA BACIA SANFRANCISCANA

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 (Figuras 1 e 6A). 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 Paranaíba, 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 a 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) (Figura 6B). 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 6C). 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 6. (A) Localização da Bacia na Sanfranciscana no Brasil. (B) Mapa geológico simplificado da Bacia Sanfranciscana e localização das interações vulcano-sedimentares estudadas na porção sudoeste da bacia. (C) Coluna litoestratigráfica da Bacia Sanfranciscana e localização aproximada do horizonte estratigráfico portador das interações vulcano-sedimentares. a = argila; s = silte; af = areia fina; am = areia média; ag = areia grossa; g = grânulo.



## 7.1 GRUPO MATA DA CORDA

O Grupo Mata da Corda (Figuras 7 e 8) 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, que ocorrem de maneira interdigitada (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). A primeira é constituída por lavas maciças afaníticas ou porfíricas, 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 principais, 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 kamaflugito Serra do Bueno, datados pelo método Ar-Ar, forneceram idade de  $90 \pm 4$  Ma (GIBSON et al., 1995).

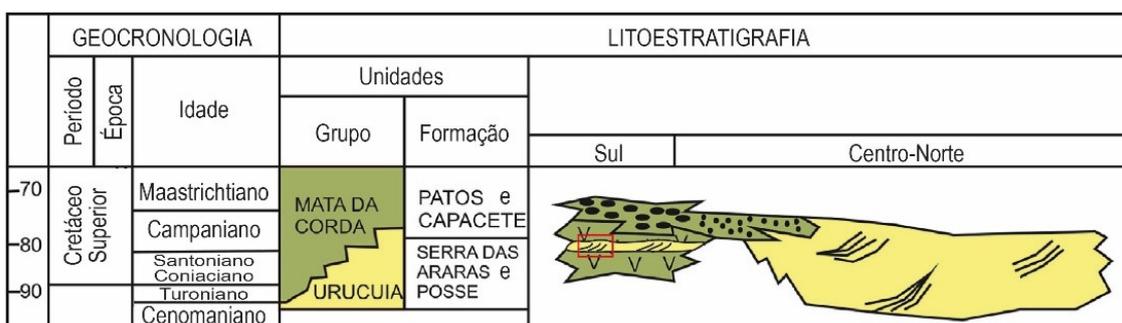
Figura 7. Contato discordante entre rochas epiclásticas (Formação Capacete) e vulcânicas (Formação Patos) do Grupo Mata da Corda e filitos e xistos do Grupo Ibiá (Faixa Brasília) ao sul de Coromandel, oeste de Minas Gerais. Gr. = Grupo



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 essa unidade como tendo sido depositada por um sistema de leques aluviais distais transicionando para fácies fluviais entrelaçadas. Grãos de quartzo com alta esfericidade e brilho fosco presentes na matriz dos arenitos e conglomerados sugerem a entrada de sedimentos eólicos nas regiões fluviais (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Ao sul de Coromandel, localizada a cerca de 115 km para leste da área de estudo, fácies fluviais atribuídas à rios meandantes foram recentemente reconhecidas por Sedorko et al. (2020).

Figura 8. Carta lito-cronoestratigráfica do Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana. O retângulo vermelho indica o intervalo estratigráfico estudado. Modificado de Batezelli e Ladeira (2016).



## 7.2 GRUPO URUCUIA

O Grupo Urucuiá possui ampla distribuição areal na Bacia Sanfranciscana e compreende 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 faciológicas 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 9).

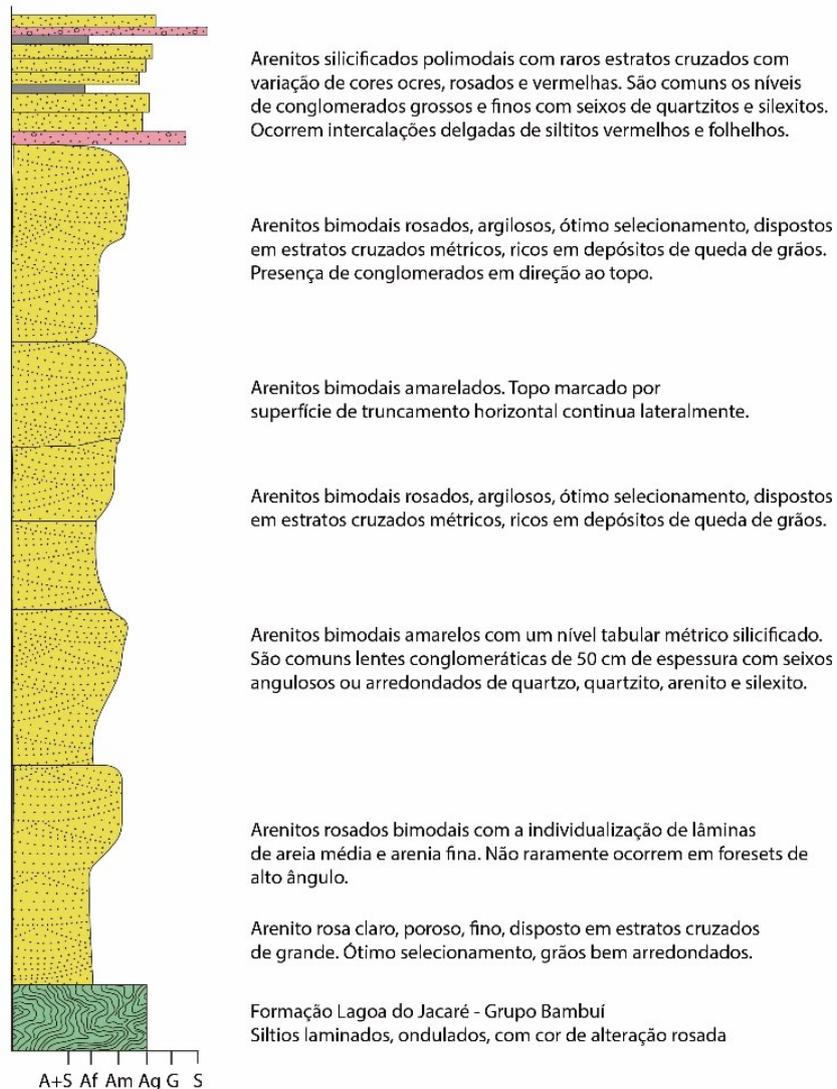
A Formação Posse é subdividida nas Fácies 1 e 2 (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). A primeira é constituída majoritariamente por quartzo arenitos muito finos a médios e com boa maturidade textural (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Os arenitos possuem estratos cruzados de grande porte, bimodalidade granulométrica, cutículas 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. Rassi (2021), ao estudar a mesma região abordada nesse projeto, descreveu uma série de estruturas de deformação sinsedimentar.

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 9. Seção colunar integrada do Grupo Urucua, incluindo as formações Posse (base) e Serra das Araras (topo). . A+S: argila + silte; Af: areia fina; Am: areia média; Ag: areia grossa; G: grânulo: S: seixo. Modificado de Campos e Dardenne (1997)



## 8. RESULTADOS

### 8.1 LITOFÁCIES SEDIMENTARES

As seções estratigráficas estudadas compreendem o intervalo superior da Formação Posse, que na região de estudo possui espessura aproximada de 12 metros. Na

região, afloram principalmente por arenitos depositados em discordância sobre o embasamento ígneo-metamórfico da Faixa de Dobramentos Brasília. Em contato concordante e sotopostas, ocorrem as rochas vulcânicas da Formação Patos do Grupo Mata da Corda (Figuras 6C e 11). Os arenitos possuem colorações amareladas e alaranjadas, granulometria fina a grossa e alta maturidade textural e composicional (quartzosos). É comum que os grãos de quartzo apresentem recobrimento por cutículas de óxidos de ferro. Secundariamente, ocorrem camadas centimétricas de siltitos intercalados com os arenitos.

Com base em litologia, estrutura sedimentar, superfícies limitantes e geometria das camadas, foram reconhecidas sete fácies: (i) arenito com estratificação cruzada acanalada (St); (ii) arenito com estratificação cruzada planar (Sp); (iii) arenito com laminação de baixo ângulo a plano paralela (Sl); (iv) arenito com laminação cruzada cavalgante (Sr); (v) arenito maciço; (vi) arenito deformado (Sd); e (vii) silito (Figura 10). A descrição detalhada das litofácies e seus respectivos processos deposicionais estão detalhadas na Tabela 1.

Figura 10. Fácies sedimentares da Formação Posse na área de estudo. (A) Arenito com estratificação cruzada planar (Sp) de médio porte sobreposto por arenito com estratificação cruzada acanalada (St) de médio porte. Próximo ao topo ocorre camada com 10 cm de espessura de silito maciço (Fm). (B) Arenito com laminação cruzada cavalgante (ripple mark) (Sr). (C) Camadas tabulares, com espessuras entre 2 e 10 cm, de arenito com laminação plano-paralela (Sl) intercalado com camadas com 1,5 a 4 cm de espessura de silito maciço (Fm), e arenito com estruturas de deformação sin-sedimentar (Sd). (D) Arenito maciço (Sm) sobreposta à silito maciço (Fm). Notar a presença de veios ígneos cortando arenito hospedeiro.

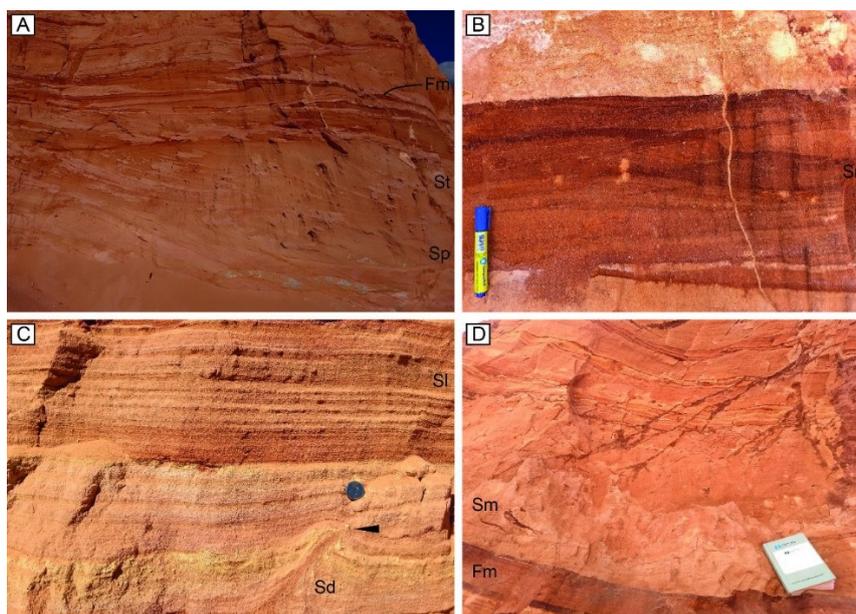
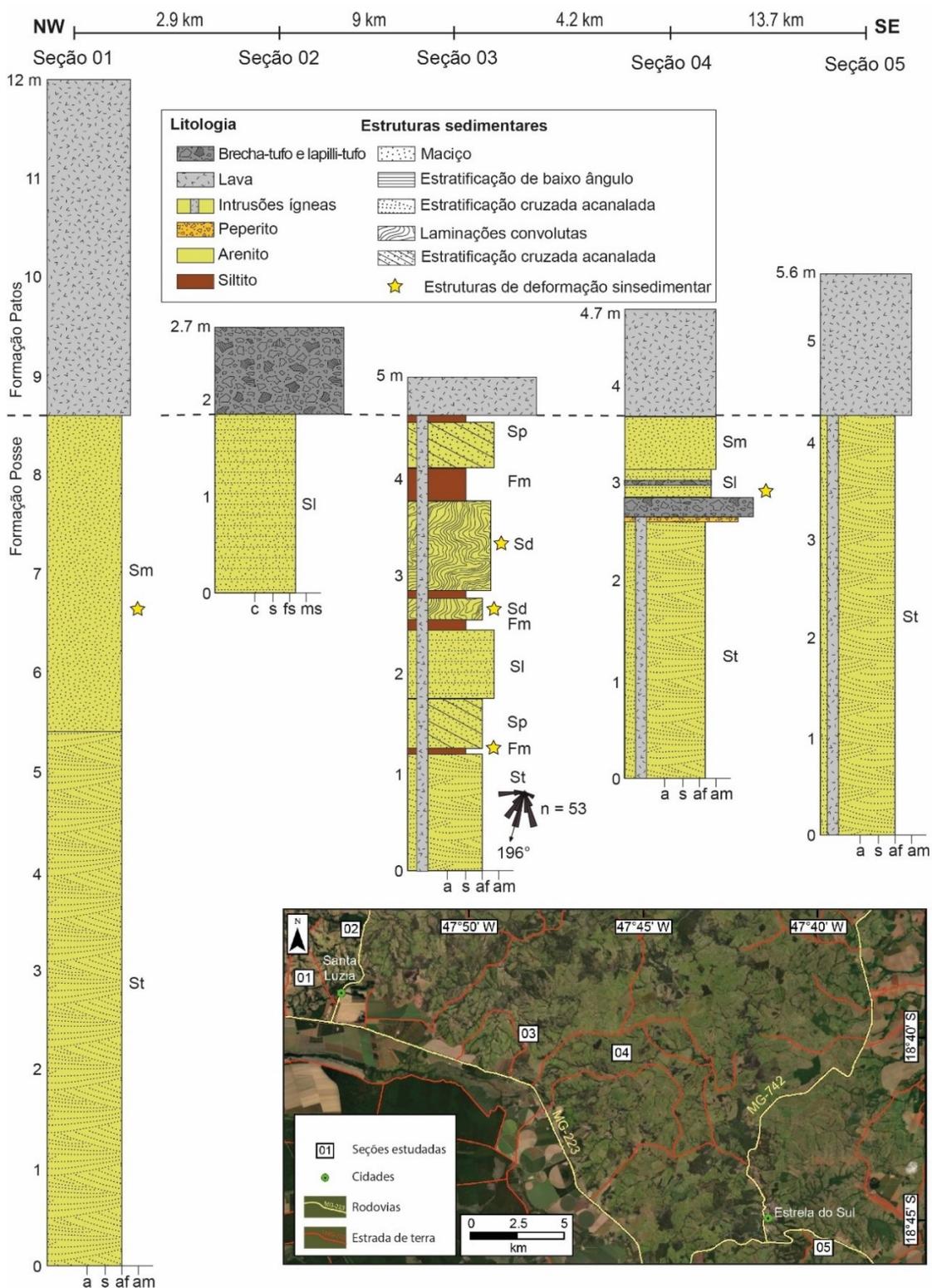


Tabela 1. Litofácies sedimentares da Formação Posse e suas principais estruturas e processos deposicionais/sin-deposicionais.

<b>Código</b>	<b>Fácies</b>	<b>Litologia e geometria</b>	<b>Estruturas sedimentares/vulcânicas</b>	<b>Processos deposicionais/sin-deposicionais</b>
Sp	Arenito com estratificação cruzada planar	Arenito fino a médio, de coloração alaranjada, com camadas tabulares de até 2 m de espessura, lateralmente contínuas por dezenas de metros	Estratificação cruzada planar. Os <i>foresets</i> apresentam segregação granular entre grãos muito finos e médios. Presença de superfícies delimitadoras de reativação e superposição	Migração de dunas eólicas de crista reta
St	Arenito com estratificação cruzada acanalada	Arenito de coloração avermelhada a alaranjada, com grãos finos a grossos. Camada com até 4 metros de espessura e geometria variando de tabular a cunha	Estratificação cruzada acanalada. Os <i>foresets</i> são caracterizados pela segregação granular bimodal destacada pela laminação <i>pin-stripe</i>	Migração de dunas eólicas de crista sinuosa
Sl	Arenito com laminação de baixo ângulo a plano-paralela	Arenito de cor creme a amarelo, fino a grosso, dispostos em camadas tabulares entre 0,5 e 1 metro de espessura	Laminação horizontal de baixo ângulo a plano-paralela	Migração de protodunas, com alta razão entre velocidade do vento/disponibilidade de areia
Sr	Arenito com marca ondulada	Arenito fino a médio em camadas tabulares a lenticulares com espessura centimétricas a decimétricas.	<i>Climbing ripple</i>	Migração de marcas onduladas críticas a supercríticas por acreção vertical e horizontal devido à ação de fortes ventos carregados de areia
Sd	Arenito com estruturas de deformação sin-sedimentar	Arenito fino a médio em camadas tabulares com espessuras centimétricas a decimétricas	Estruturas de carga, dobras recumbentes e convolutas, falhas sin-sedimentares, diques clásticos, estruturas de escape de água, brecha intraformacional, camadas maciças	Estruturas deformacionais originadas por liquefação, fluidização e mecanismos deformacionais rúpteis

Sm	Arenito maciço	Arenito fino a grosso	Sem estrutura	Homogeneização das estruturas sedimentares primárias por liquefação e fluidez e/ou interação com fluidos magmáticos
Fm	Siltito	Siltito arenoso de cor marrom, disposto em lâminas e camadas tabulares e em cunha, e com espessuras entre 0,5 e 25 cm.	Maciço ou com laminação incipiente, lateralmente adjacentes às fácies St e Sp	Decantação em interdunas úmidas e calmas

Figura 11. Localização e associações de fácies das seções estratigráficas estudadas entre as cidades de Estrela do Sul e o distrito de Santa Luzia, Cascalho Rico. a = argila; s = silte; af = areia fina; am = areia média.



## 8.2 LITOFÁCIES VULCÂNICAS E SUBVULCÂNICAS

Rochas vulcânicas e subvulcânicas ocorrem diretamente associadas com os arenitos descritos previamente. Os derrames de lavas que recobrem os arenitos da Formação Posse possuem espessura variadas entre dois e quinze metros e encontram-se invariavelmente extremamente intemperizados (Figura 12). Não obstante, são raramente observadas estruturas e feições tipicamente vulcânicas, tais como disjunções, entablaturas, amígdalas e vesículas. As amígdalas possuem morfologia esférica, diâmetros de até 0,5 cm e são preenchidas por malaquita. Próximo ao contato com os derrames, os arenitos apresentam homogeneização textural devido ao intenso processo de silicificação.

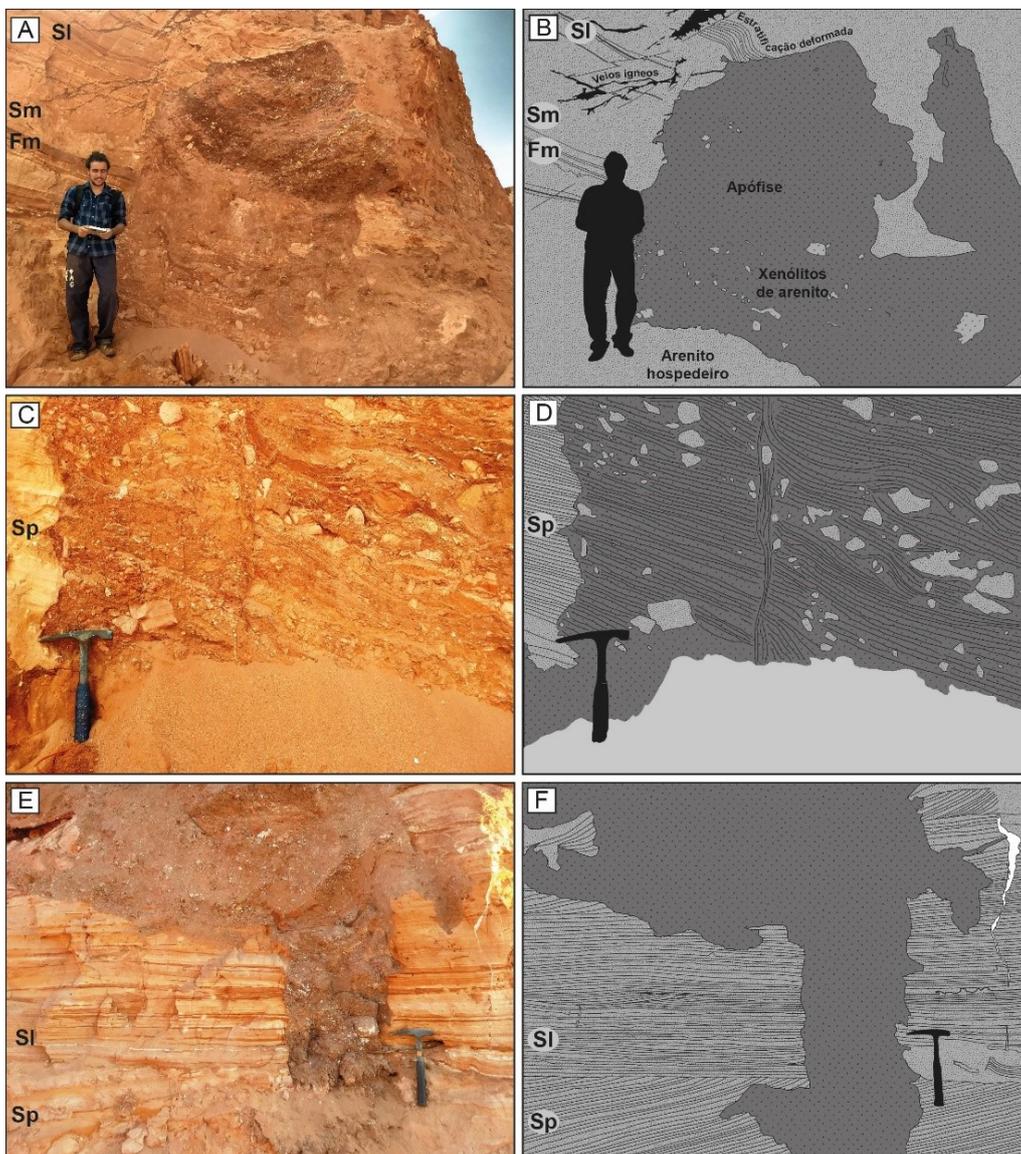
Figura 12. Derrames de lava da Formação Patos recobrendo arenitos da Formação Posse. (A) Derrame com aproximadamente 15 metros de espessura recobrendo arenitos na localidade de Santa Luzia. Próximo ao contato com as lavas, os arenitos encontram-se extremamente silicificados. (B) Derrame de lava com espessura de 4 metros recobrendo arenito próximo à localidade de Dolearina. As linhas pretas tracejadas em (A) e (B) destacam o contato entre as formações Posse e Patos.



Apófises subvulcânicas são caracterizadas por corpos ígneos com morfologias irregulares que cortam os arenitos em alto ângulo (Figura 13A-B). Essas intrusões possuem até 4 metros de largura e encontram-se intensamente intemperizadas. Porém, apesar do intenso grau intempérico, destaca-se a presença de foliação magmática subvertical e centenas de xenólitos de arenito com tamanhos centimétricos a decimétricos

e orientação randômica (Figuras 13C-D). Os diques são caracterizados por intrusões com geometria tabular, bastante intemperizados e com a presença de xenólitos milimétricos a centimétricos de arenito (Figuras 13E-F).

Figura 13. Relações entre rochas ígneas subvulcânicas e arenitos na Seção 03. (A) Apófise ígnea com morfologia irregular e aproximadamente três metros de largura cortando arenito hospedeiro. Note a presença de deformação e falhamentos associados à veios ígneos projetados a partir da apófise. (B) Fotointerpretação de (A). (C) Detalhe do contato irregular entre apófise e arenito hospedeiro. Note a presença de foliação magmática bem desenvolvida e a ocorrência de xenólitos de arenito. (D) Fotointerpretação de (C). (E) Dique com geometria tabular e espessura de 40 centímetros cortando arenitos com estratificação cruzada planar (base) e laminação plano-paralela (topo). SI: arenito com laminação plano-paralela; Sm: arenito maciço; Fm: siltito maciço; Sp: arenito com estratificação cruzada planar. Pessoa utilizada como escala em (A) e (B) possui 1,75 metros. O martelo utilizado como escala em (C), (D), (E) e (F) possui 28 cm de comprimento.



Os tufo-brechas ocorrem em camadas de até 40 cm de espessura e são formados por 30 a 40 % de piroclastos de tamanho bloco e imersos em matriz composta por fragmentos de tamanho cinza a lapilli (Figura 14A-B). Em proporções diminutas, ocorrem clastos do arenito subjacente. Os lapilli tufos ocorrem em camadas com até 10 cm de espessura e são formados majoritariamente por piroclastos de tamanho lapilli médio a grosso imersos em matriz composta por fragmentos tamanho cinza (Figura 14C).

Figura 14. Relações de campo entre rochas piroclásticas e efusivas da Formação Patos e rochas sedimentares da Formação Posse na Seção 04. (A) Na base, camada de tufo-brecha com cerca de 40 cm de espessura. Na porção intermediária, arenito com laminação plano-paralela incipiente devido ao alto grau de silicificação. Em direção ao topo, derrame de lava recobrendo arenito. (B) Detalhe do contato entre arenito e brecha-tudo. Os arenitos encontram-se intensamente silicificados próximo ao contato com as lavas sobrejacentes. (C) Camadas centimétricas a decimétricas de lapilli-tufo intercalado com arenito. No topo, camada de tufo-brechas intensamente intemperizada e com aproximadamente um metro de espessura.

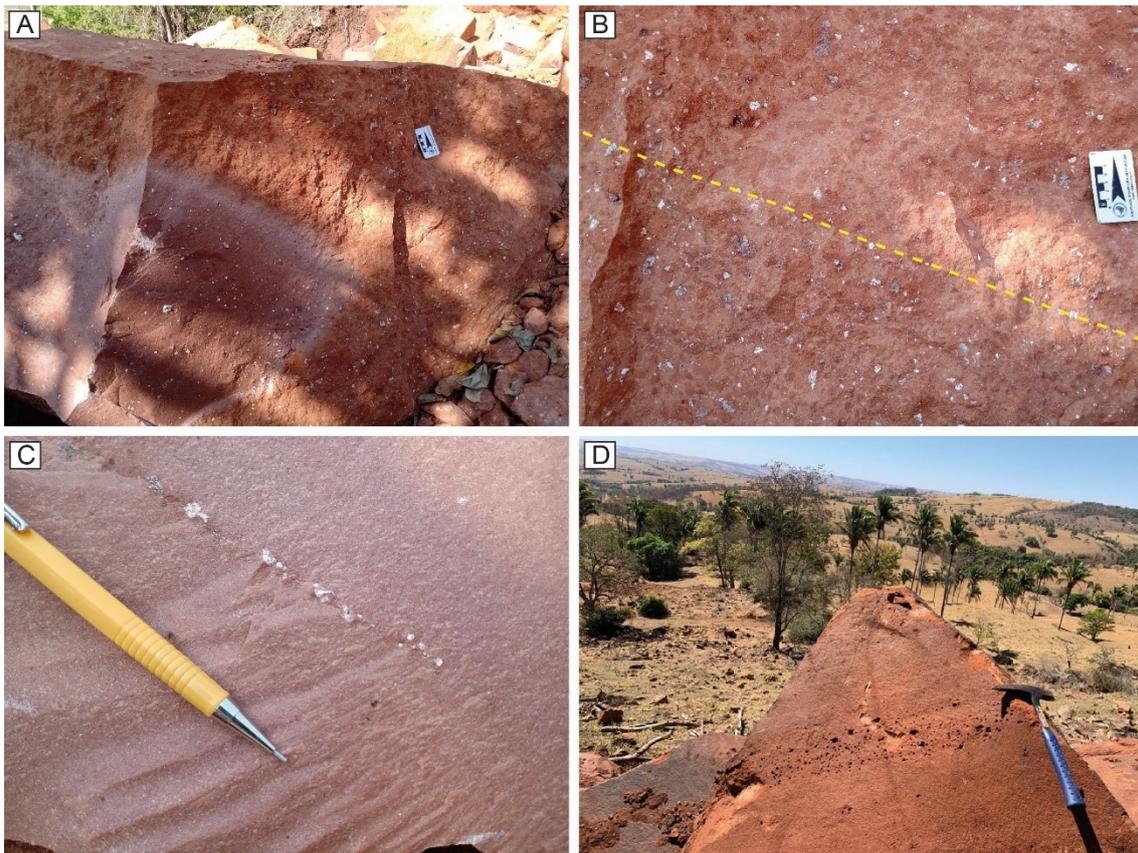


### 8.3 LITOFÁCIAS VULCANOCLÁSTICAS

As interações vulcano-sedimentares abordadas neste projeto foram observadas e descritas em pedreiras ativas e inativas entre os municípios de Cascelho Rico e Estrela do Sul, Minas Gerais, sudeste do Brasil (Figura 11). Ao longo do contato basal entre tufo-brechas e lapilli-tufos com quartzo-arenitos, um litotipo caracterizado por clastos juvenis imersos em matriz detrítica é aqui caracterizado como peperito (Figuras 15, 16 e 17). Apesar de o horizonte estratigráfico onde ocorrem os peperitos não ter sido observado, com base nas relações de campo e morfologia bidimensional dos derrames de lavas e das

camadas piroclásticas, os peperitos em estudo podem possivelmente ser classificados como do tipo acamadados (*sheet-like peperites*) (*sensu* Skilling et al., 2002). Considerando a estruturação interna (i.e., proporções existentes entre clastos juvenis e sedimentos hospedeiros), os peperitos podem ser classificados como sendo do tipo disperso (*disperse peperites*) (Figura 15A-B). É comum a presença de gradação no tamanho e na concentração de clastos imersos nos sedimentos hospedeiros (Figura 15B). Localmente, são observados clastos juvenis com diâmetros variando entre poucos milímetros até no máximo um centímetro, e dispostos segundo uma orientação preferencial no arenito hospedeiro texturalmente homogeneizado (Figura 15C). Ao longo de alguns horizontes específicos, é comum que a matriz arenosa apresente vesículas esféricas a subesféricas (Figura 15D).

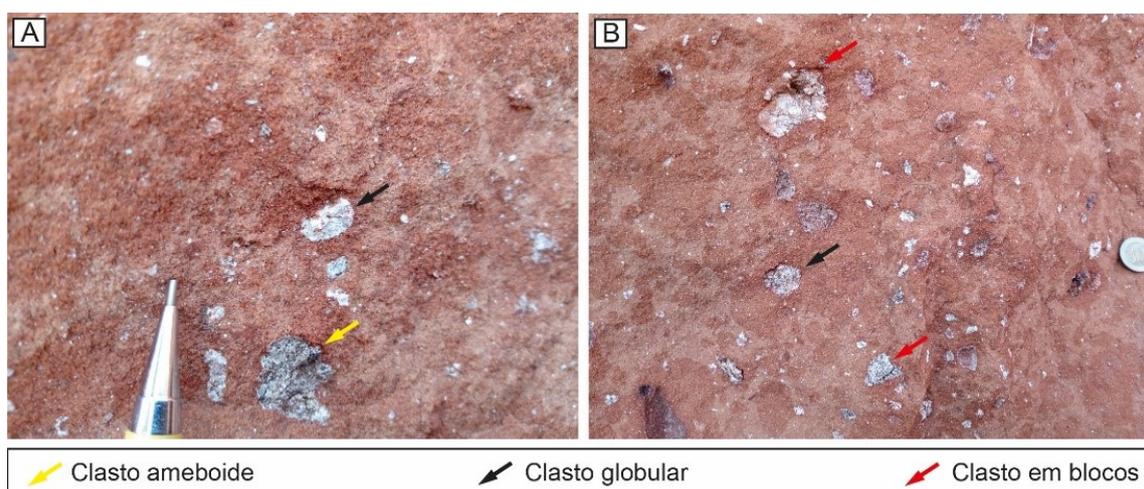
Figura 15. Fotografias de campo dos peperitos observados na Seção 04. (A) Visão geral do peperito em bloco extraído para uso em construção civil. (B) Peperito do tipo disperso formado por clastos juvenis com morfologias variadas e imersos em matriz arenosa (areia quartzosa). Note a diminuição na concentração e no diâmetro dos clastos juvenis da parte inferior para a parte superior da fotografia. (C) Sedimentos hospedeiros mostrando homogeneização textural (silicificação) e clastos juvenis com até 1 cm de diâmetro mostrando orientação preferencial. (D) Horizonte rico em vesículas esféricas a subesféricas.



Os clastos juvenis possuem morfologias variadas e, de acordo com a nomenclatura proposta por Skilling et al. (2002), incluem os seguintes subtipos: ameboides (*irregular fluidal*) (Figura 16A), globulares (Figura 16A-B) e “em blocos” (*jigsaw-fit*) (Figura 16B). Esses clastos possuem colorações variando entre branco, verde e marrom e encontram-se comumente com alto grau de alteração intempérica. Os clastos juvenis apresentam diferentes graus de deslocamento, variando de alguns milímetros até 5 cm. Os clastos ameboides possuem diâmetros entre 0,5 e 2,5 cm e são facilmente reconhecidos devido a suas morfologias irregulares, caracterizadas por suas margens curvilíneas (Figura 16A). Os clastos do tipo globulares possuem diâmetros entre 1,5 e 4 cm, cores tipicamente

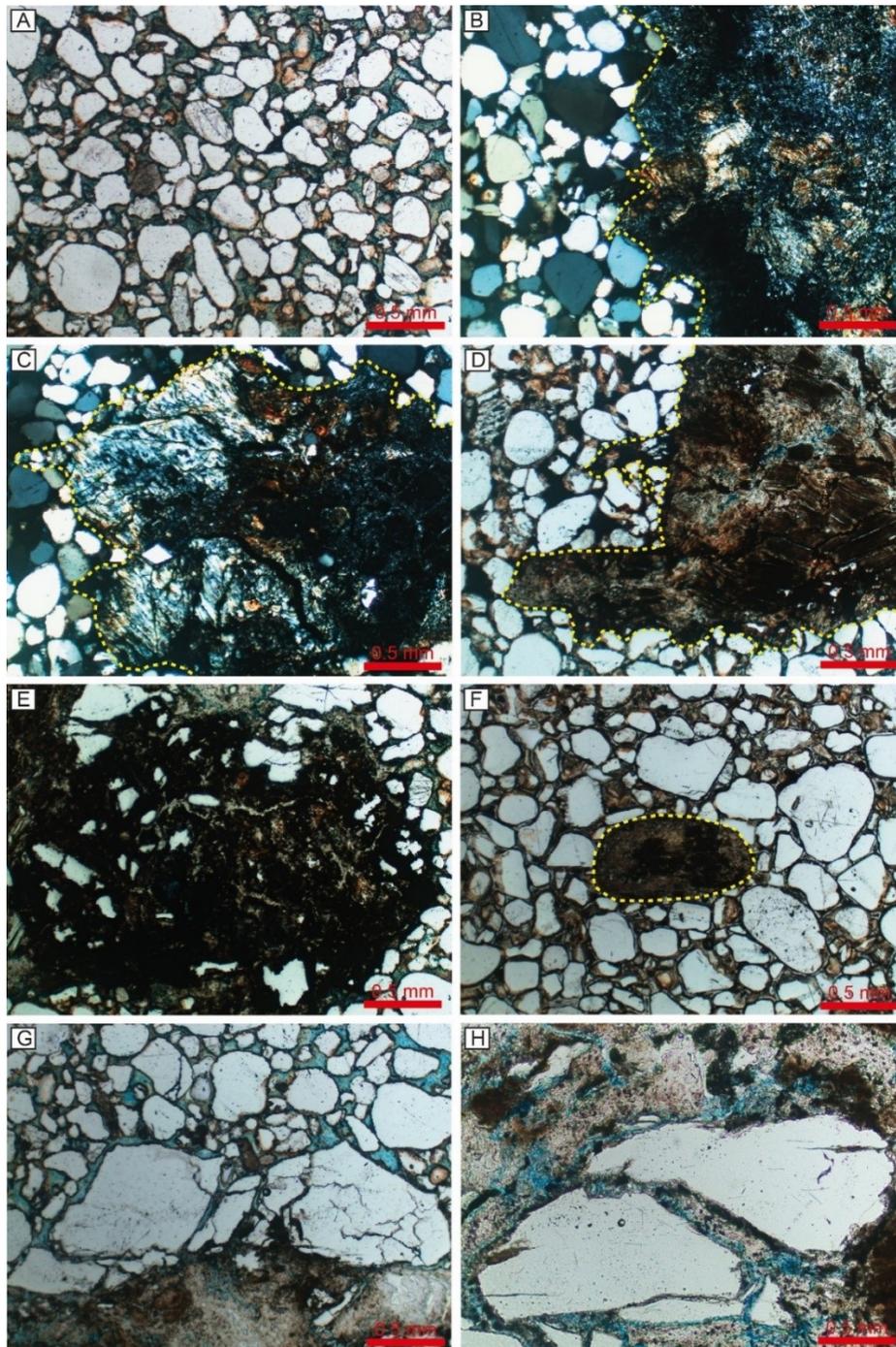
brancas, e morfologias variando de circulares a elípticas (Figura 16A-B). Os clastos "em bloco" possuem diâmetros entre 2 e 6 cm, cores variando do branco ao cinza claro, e são tipicamente caracterizados por faces retilíneas a levemente curvas (Figura 16B). Esses clastos também são marcados pela presença de fraturas intergranulares.

Figura 16. Fotografias de campo dos diferentes tipos de clastos juvenis observados nos peperitos. (A) Clastos ameboide e globular. (B) Clastos em blocos e globular.



Microscopicamente, os peperitos consistem em clastos vulcânicos juvenis com tamanhos milimétricos imersos em uma matriz arenosa. A matriz é formada majoritariamente por grãos de quartzo de granulação muito fina a média, subarredondados a bem arredondados (Figura 17A). Os fragmentos ígneos apresentam diferentes graus de dissolução e alteração intempérica, mas alguns apresentam excelente preservação. Texturalmente, eles possuem variação entre vítreos a cristalinos. Os clastos ameboides (*irregular fluidal*) têm margens muito curvas e comumente mostram projeções bulbosas “em dedos” (*finger-like*) de material ígneo intrudindo o sedimento hospedeiro (Figura 17B-D). Os clastos globulares possuem morfologias semicirculares e diâmetros de até 1,5 mm em seção delgada (Figura 17E). Localmente, alguns raros grãos de quartzo parecem ter sido absorvidos por esses clastos juvenis (Figura 17E). Os clastos globulares alongados (Figura 17F) têm diâmetros de até 3 mm e mostram invariavelmente textura vítrea (Figura 17E-F). Os clastos do tipo “em bloco” possuem diâmetro de até 4 mm e apresentam-se sempre com microfraturas responsáveis pelo desenvolvimento de textura do tipo “quebra-cabeças” (*jigsaw fit texture*) (Figuras 17G-H).

Figura 17. (A) Matriz detrítica (hospedeira) formada por grãos de quartzo subarredondados a arredondados e com diâmetros entre areia muito fina a média. (B) e (C) Clastos juvenis do tipo ameboide mostrando margens curvilíneas em contato com grãos de quartzo hospedeiros. (D) Clasto do tipo ameboide com projeção “em dedo” (finger-like projection). (E) Clasto juvenil com morfologia globular, textura vítrea e grãos de quartzo absorvidos. Note que a porção superior do clasto juvenil projeta-se no arenito hospedeiro. (F) Clasto do tipo globular alongado com textura vítrea imerso em sedimento quartzoso. (G) e (H) Clastos juvenis do tipo “em bloco” caracterizados por microfraturamento interno.



## 9. DISCUSSÃO

### 9.1 CONTEXTO DEPOSICIONAL E VULCANOLÓGICO

Do Jurássico ao Cretáceo, a paisagem da parte central da Plataforma Sul-Americana foi dominada por extensos sistemas desérticos (CAMPOS; DARDENNE 1997a; BATEZELLI; LADEIRA 2016; MESCOLOTTI et al. 2019; SCHERER et al. 2020). Condições climáticas áridas a semiáridas foram alcançadas em resposta ao desenvolvimento de padrões de circulação atmosférica caracterizados por ventos alísios soprando para NW em baixas latitudes durante o rifteamento da América do Sul e África (SCHERER et al. 2020). Condições desérticas no continente sul-americano prevaleceram após a ruptura de Gondwana durante o Aptiano e Albiano (HUBER; HODELL; HAMILTON, 1995; FORSTER et al. 2007; MESCOLOTTI et al. 2019; SCHERER et al. 2020). Os depósitos sedimentares aqui estudados são interpretados como o registro das porções mais ao sul de um sistema desértico que esteve vigente na Bacia Sanfranciscana durante o Cretáceo Superior.

Três associações de fácies são reconhecidas na sucessão estudada. A Associação de Fácies 1 (AF1) é formada por arenitos com estratificação cruzada acanalada (St) e arenitos com estratificação cruzada planar (Sp). A fácies St é interpretada como o produto da migração de grandes dunas eólicas de cristas sinuosas (barcanas e/ou barcanóides) (MOUNTNEY et al., 2006). As medições de paleocorrentes na fácies St (Figura 11, Seção 3) indicam um transporte sedimentar principal de NNW para SSE e subordinadamente de NNE para SSW. A fácies Sp é interpretada como resultado da migração de dunas eólicas de crista reta. A presença de segregação granular nos *foresets* (evidenciada pela feição *pin-stripe*) (Figura 19D) e a ocorrência de camadas com geometria em cunha mostrando segregação granular nas fácies St e Sp suporta a natureza eólica desses depósitos. Portanto, a AF1 é interpretada como um campo de dunas (GOUDIE; LIVINGSTONE; STOKES, 2000).

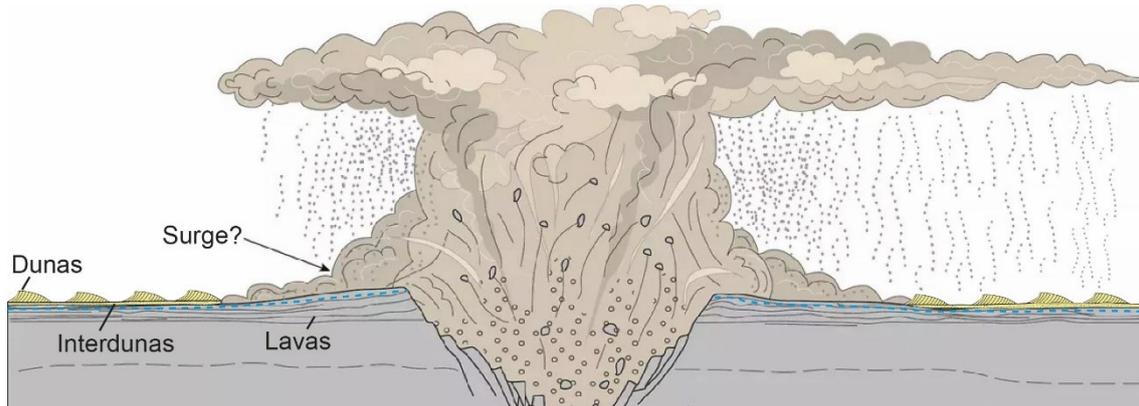
A Associação de Fácies 2 (AF2), constituída principalmente por arenitos com marcas de onda cavalgantes (fácies Sr) em associação com arenitos com laminação plano-paralela ou de baixo ângulo (fácies Sl) (Figura 11), é indicativa de migração de marcas onduladas críticas a supercríticas em regiões interdunas ou áreas deflacionárias (MOUNTNEY; POSAMANTIER; WALKER, 2006). As camadas centimétricas a decimétricas de siltitos (fácies Fm) que recobrem as fácies Sr e Sl são interpretadas como

o produto de decantação de sedimentos de granulação fina nas áreas de interdunas durante épocas alagadas (LIESA et al., 2016).

A Associação de Fácies 3 (AF3) é formada por camadas de até dois metros de espessura de intercalações das fácies Sl e Sm. Os arenitos portadores de laminação plano-paralela a baixo ângulo são interpretados como produto da migração de protodunas ao longo de planícies de deflação ou acreção vertical em regiões de interdunas secas com altas razões velocidade do vento/suprimento de areia (KOCUREK, 1981). Os arenitos maciços (fácies Sm) tiveram suas estruturas sedimentares primárias devido à fluidificação promovida por abalos sísmicos (RASSI, 2021).

A predominância de fácies indicativas de formas de leito eólicas como grandes dunas com cristas retas e sinuosas (AF1) e planícies de deflação (AF3) indica que o sistema eólico permaneceu ativo e seco a maior parte do tempo. Durante os períodos de maior umidade, o lençol freático em nível elevado provavelmente inundou as áreas interdunas, permitindo assim a deposição de sedimentos de granulação fina (siltes) (BROOKFIELD; SILVESTRO 2010). De acordo com Rassi (2021), a ocorrência dessas camadas de siltitos depositados em ambiente interdunas, teria sido de fundamental importância para a formação de estruturas de deformação sinsedimentar nos depósitos eólicos.

Figura 18. Possível cenário paleoambiental no Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana, mostrando vulcões de natureza explosiva do tipo maar-diatrema desenvolvidos na região de influência do soerguimento do Arco do Alto Paranaíba e atribuídos à Formação Patos e lençóis de areia e dunas eólicas da Formação Posse nas regiões adjacentes. Note a queda de fragmentos piroclásticos sobre o sistema eólico e lençol freático próximo à superfície (linha tracejada azul). Para melhor representação, o esquema foi elaborado fora de escala.



Devido aos arenitos eólicos e rochas ígneas ocorrerem intercamadas na área de estudo, fica implícito que os sistemas desértico e magmático foram coevos durante o Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana. As rochas ígneas são interpretadas como o produto de atividade efusiva (fluxos de lava), subvulcânica (apófises e diques) e piroclástica (tufo-brechas e lapilli-tufos) relacionada ao magmatismo alcalino máfico-ultramáfico da Formação Patos, Grupo Mata da Corda, durante o soerguimento do Arco do Alto Paranaíba. As lavas são resultado da erupção de magmas de baixa viscosidade ao longo de fissuras, de modo similar aos *flood-type basalts* (BYRON, 2000). O empacotamento aberto e a presença de lapilli e blocos imersos em matriz de cinzas vulcânicas é indicativo de queda balística de piroclastos, com origem em centro vulcânico proximal e gerador de erupções explosivas (Figuras 18 e 20). Por fim, o sistema eólico foi colmatado e interrompido quando fluxos de lava e depósitos piroclásticos cobriram completamente os campos de dunas.

## 9.2 IDADE DE FORMAÇÃO DAS INTERAÇÕES VULCANO-SEDIMENTARES

Como ressaltado na parte introdutória, áreas que preservam interações dinâmicas entre lavas e sedimentos inconsolidados fornecem importantes informações acerca da natureza da erupção, reconstruções paleoambientais e cronologia relativa entre

vulcanismo e sedimentação ativa (SKILLING et al., 2002). Nesse sentido, as brechas piroclásticas e lapilli tufos intercalados verticalmente com os arenitos constituem evidência robusta de que vulcanismo explosivo e sedimentação eólica foram processos coevos durante o Cretáceo Superior na Bacia Sanfranciscana. Essa relação entre vulcanismo e sedimentação eólica foi registrada na bacia pelo ao menos desde a deposição da Formação Três Barras, onde bombas vulcânicas ocorrem imersas em arenitos eólicos (MESCOLOTTI et al., 2019). Cristais de flogopita extraídos de um fluxo de lava máfica intercalado em uma sequência de 20 metros de espessura composta por tufos e aglomerados depositados sobre arenitos do Grupo Areado forneceram idade K/Ar de  $83,6 \pm 1,4$  Ma (Cretáceo Superior) (GIBSON et al., 1995). Com base nesses dados de campo e geocronológicos, é possível inferir que as interações vulcano-sedimentares envolvendo rochas vulcânicas da Formação Patos e arenitos eólicos da Formação ocorreram após o Santoniano, e muito provavelmente durante o Campaniano (entre  $86,6 \pm 0,2$  Ma e  $72,1 \pm 0,2$  Ma) (Cretáceo Superior).

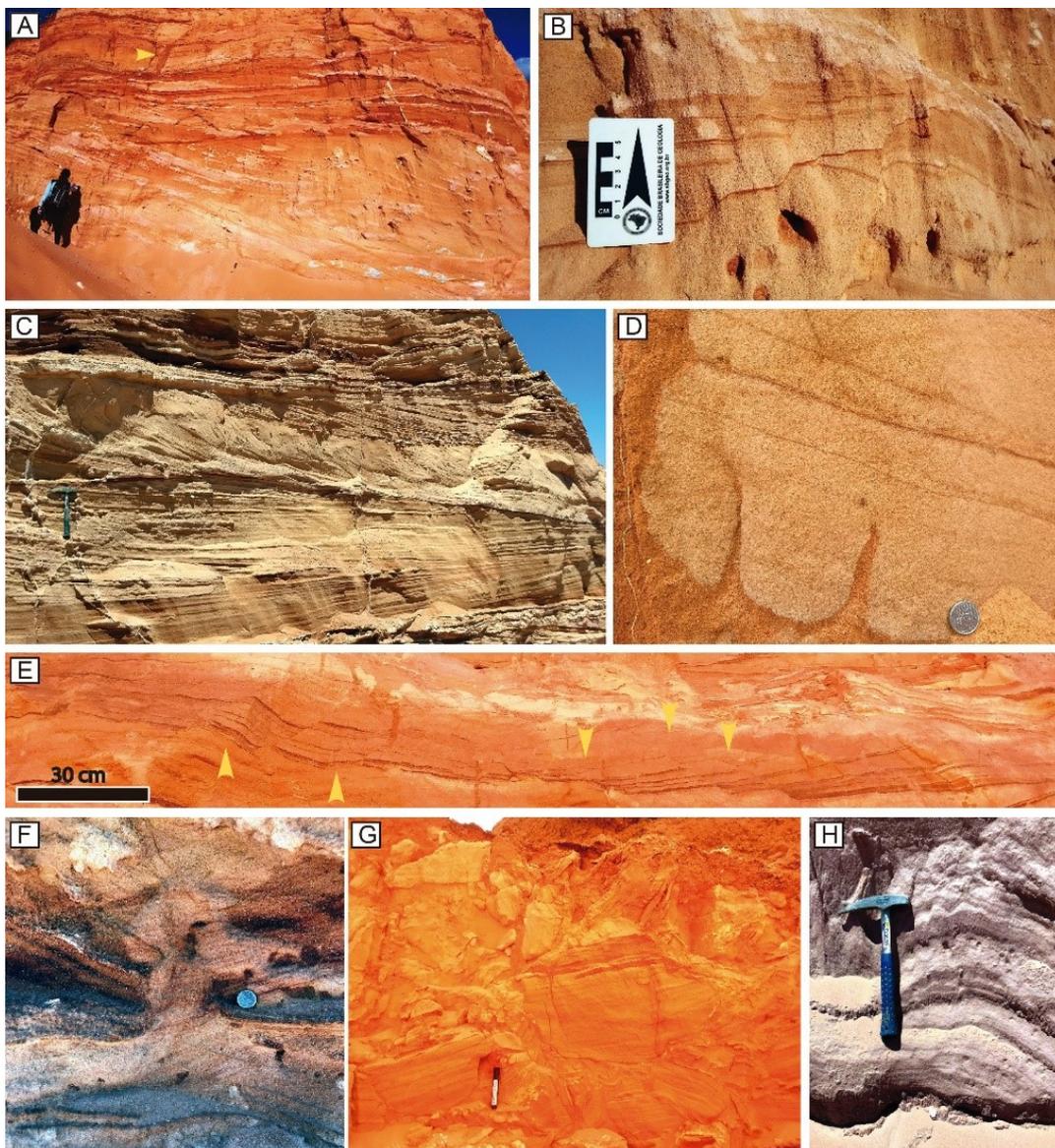
### 9.3 PROCESSOS ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO DE PEPERITOS

Os extensos campos de dunas e lençóis de areia coevos ao vulcanismo efusivo e piroclástico vigente durante o Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana forneceram as condições ideais para a gênese de feições vulcano-sedimentares, especialmente peperitos. Os peperitos em estudo desenvolveram-se devido a interações dinâmicas sucedentes ao longo do contato entre tufo-brechas e lapilli tufos da Formação Patos e sedimentos eólicos da Formação Posse. Em resumo, as principais características dos peperitos são: (i) clastos juvenis ameboides (*irregular fluidal*), globulares e “em bloco” imersos em sedimento não estratificado (Figuras 15, 16 e 17) (GOTO; MCPHIE, 1996; ERKÜL; HELVACI; SÖZBILIR, 2006); (ii) clastos juvenis fragmentados *in situ* desenvolvendo textura tipo quebra-cabeças (*jigsaw fit texture*) (Figura 17G-H) (ERKÜL, HELVACI e SÖZBILIR, 2006); (iii) gradação na concentração e no diâmetro dos clastos juvenis (Figura 16B) (SKILLING; WHITE; MCPHIE, 2002) (SKILLING; WHITE; MCPHIE, 2002); e iv) orientação preferencial de clastos juvenis (Figura 16C).

O desenvolvimento do peperitos envolveu a desintegração e fragmentação *in situ* de fragmentos piroclásticos (tamanhos lapilli e bloco) para formar clastos juvenis e, simultaneamente, a mistura desses clastos com areia eólica de composição quartzosa. Para que sejam formados peperitos, é estritamente necessário que no momento da

colocação dos magmas/lavas ou depósitos piroclásticos, os sedimentos hospedeiros estejam úmidos e inconsolidados (SKILLING et al., 2002). Nesse sentido, evidências sólidas de que os sedimentos eólicos da Formação Posse estiveram, ao menos que momentaneamente em estado liquidificado ou hidroplástico, incluem: (i) homogeneização textural próximo ao contato com as rochas ígneas (Figura 14A) (KOKELAAR, 1982; DADD; VAN WAGONER, 2002); (ii) arenitos com horizontes ricos em vesículas (Figura 15D); e (iii) vários tipos de estruturas de deformação sedimentar (Figura 19). Além disso, a ocorrência de camadas de siltitos, interpretados como depósitos de interdunas úmidas e alagadas (RASSI, 2021), reforça a presença de água no sistema eólico concomitante com atividade vulcânica. Outra possibilidade plausível para explicar a liquidificação dos sedimentos seria a circulação e ascensão de águas hidrotermais associadas com atividade vulcânica em região proximal ao sistema eólico. A presença de uma série de intrusões alcalinas e vulcões do tipo maar-diatrema associados ao Grupo Mata da Corda (BYRON, 2000) corrobora a probabilidade de interação de sedimentos eólicos com águas hidrotermais e/ou fluidos de origem magmática.

Figura 19. Estruturas de deformação sinsedimentar em arenitos e siltitos eólicos da Formação Posse. (A) Dique clástico (indicado pela seta amarela) enraizado em camada de siltito e cortando arenitos. (B) Falhas sinsedimentares. (C) Camada com laminações convolutas e arenito maciço. Note que as deformações estão confinadas à camada do meio, que é separada por camadas de arenitos não deformados e com estruturas sedimentares primárias preservadas. (D) Estruturas em chama (flame structures) intrudindo arenito com estratificação cruzada planar. (E) Camada com falhas escalonadas (fault-graded bed) indicadas pelas setas amarelas. (F) Estrutura de escape de água com morfologia irregular intrudindo arenito com estratificação cruzada planar. (G) Brecha intraclástica. (H) Dobras parasitas associadas com laminações convolutas.



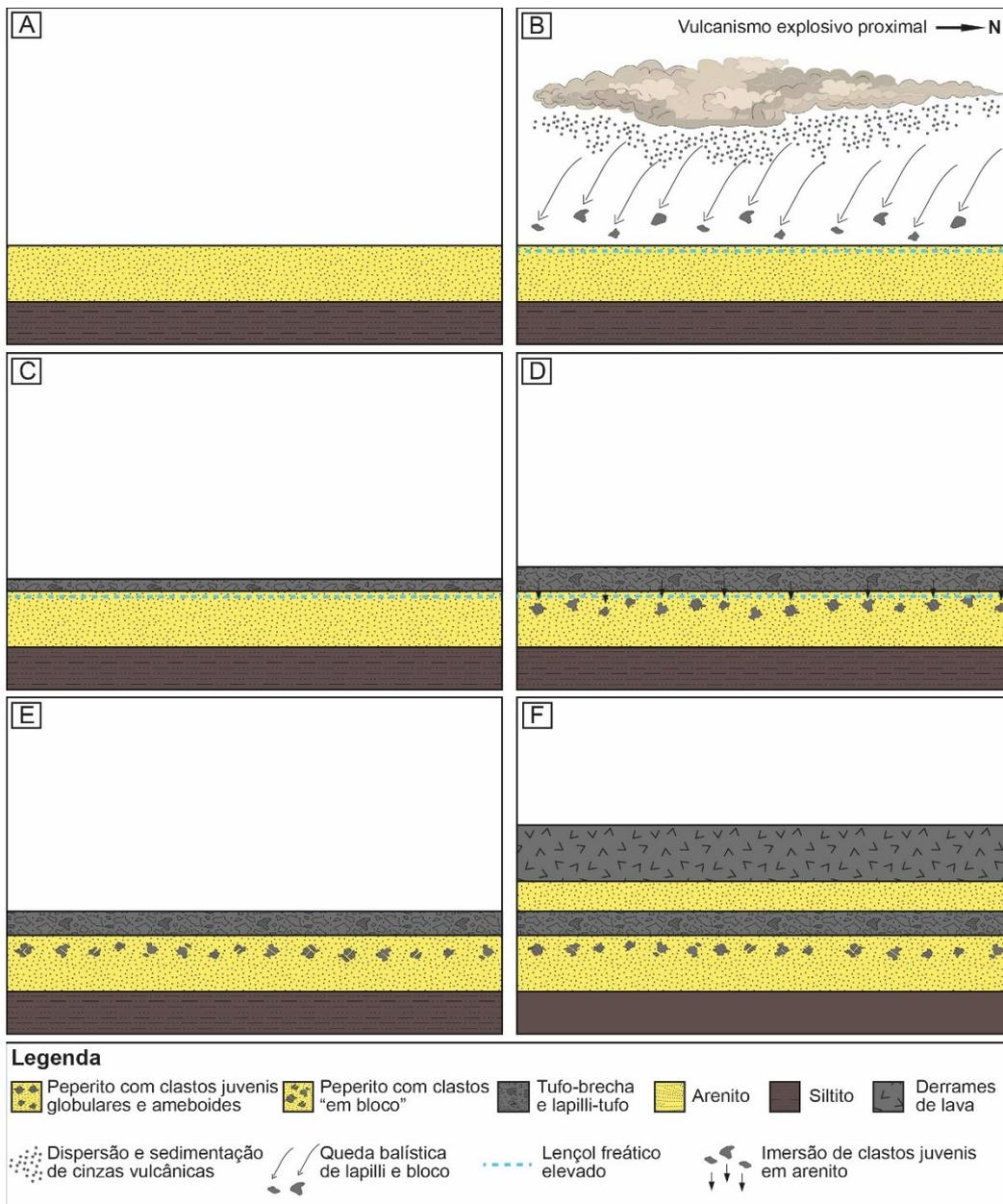
Durante e logo após os derrames de lava e a deposição das rochas piroclásticas recobrirem dunas e lençóis de areia, sugere-se que o lençol freático esteve próximo da superfície. Os processos responsáveis pela ascensão do lençol freático e consequente liquidificação dos sedimentos mais superficiais pode estar relacionado com diferentes fatores, incluindo-se chuvas episódicas torrenciais e aumento da pressão litostática local devido ao magmatismo adjacente e consequente aquecimento e ascensão de águas subterrâneas (Figura 20C).

Estando em contato os sedimentos agora liquidificados com fragmentos piroclásticos ainda aquecidos, criou-se uma interface associada a instabilidades do tipo Rayleigh-Taylor (CHAMANI, 2011), as quais se desenvolvem na interface de “fluidos” de densidades diferentes, superpostos um em direção ao outro. Esse tipo de instabilidade normalmente ocorre na interface entre arenitos e conglomerados e sedimentos argilosos subjacentes, mas também pode ocorrer em lavas e intrusões (OWEN, 2003). As lavas basálticas alcalinas têm uma densidade de cerca de  $2,7 \text{ g.cm}^{-3}$  a  $1300 \text{ }^\circ\text{C}$  (CAS; WRIGHT, 2012). Medições de densidade em amostras de lava do Grupo Mata da Corda à pressão e temperatura ambiente apresentaram valores entre  $2,34$  e  $3,33 \text{ g.cm}^{-3}$ , com média de  $2,85 \text{ g.cm}^{-3}$  (JUNQUEIRA-BROD et al., 2005). Infere-se, portanto, que os piroclastos formadores dos tufo-brechas e lapilli-tufos da Formação Patos possuíam densidades similares àquelas medidas para rochas ígneas alcalinas (JUNQUEIRA-BROD et al., 2005; CAS; WRIGHT, 2012). Para sedimentos não consolidados e não compactados, a densidade aparente varia com o tamanho do grão, composição, saturação, compactação e classificação. Athy (1930) sugeriu um valor máximo de  $1,6 \text{ g.cm}^{-3}$  para sedimentos superficiais. Na interface entre piroclastos e sedimentos eólicos, a mistura se deu por diferenças de densidade, do mesmo modo que estruturas de sobrecarga (pseudonódulos) em sedimentos terrígenos (OWEN, 2003) (Figura 20D).

Inicialmente, a imersão dos piroclastos nos sedimentos eólicos hospedeiros deu origem à clastos juvenis com morfologias ameboides e globulares (Fig. 20D). A presença desses clastos indica desmembramento dos piroclastos principalmente lapilli e, em menor grau, bombas) ainda em estado dúctil, com baixa viscosidade e relativamente quente dentro de sedimentos eólicos. A mudança na morfologia dos clastos juvenis de fluidal para “em bloco” e com presença de microfraturas foi relacionada a uma combinação de importante diminuição da temperatura dos clastos juvenis e aumento da viscosidade

(GOTO; MCPHIE, 1996; DADD; VAN WAGONER, 2002), o que acarretou comportamento rúptil dos clastos juvenis (Figura 20E).

Figura 20. Modelo de formação dos peperitos. (A) Deposição de arenitos (dunas e lençóis de areia) e siltitos (interdunas) eólicos. (B) Vulcanismo explosivo na região influenciada pelo soerguimento do Alto Paranaíba e deposição de fragmentos piroclásticos de tamanho cinza, lapilli e bloco Ascensão do lençol freático e/ou de água intersticial presente nos siltitos é responsável pela liquidação de sedimentos eólicos inconsolidados. (C) Continuidade da deposição de piroclastos. (D) Formação de clastos juvenis globulares e ameboides em regime “dúctil”. Nesse momento, os clastos juvenis, por diferença de densidade, começam a infiltrar-se nas areias eólicas. (E) Formação de clastos juvenis “em bloco” durante regime “rúptil”. (F) Continuidade da deposição de sedimentos eólicos e colmatação do sistema desértico por derrames de lava.



## 10. CONCLUSÕES

Durante o Cretáceo Superior, a região sudoeste da Bacia Sanfranciscana foi caracterizada pela ocorrência de sistemas de leques aluviais, rios meandantes e entrelaçados e campos de dunas e lençóis de areia. Sincronamente à deposição de sedimentos siliciclásticos, vulcanismo de natureza explosiva e efusiva é evidenciado pela presença de rochas piroclásticas e derrames de lavas intercamadas com as rochas sedimentares. Ao longo do contato basal entre tufo-brechas e lapilli tufos da Formação Patos com arenitos e siltitos eólicos da Formação Posse, o desmembramento e imersão de piroclastos em sedimentos eólicos hospedeiros deu origem à peperitos. A formação dos peperitos esteve diretamente condicionada à presença de lençol freático elevado e consequente liquidação de camadas arenosas. Os peperitos tiveram dois distintos momentos relacionados com sua gênese: primeiramente formaram-se clastos juvenis globulares e ameboides em regime dúctil; após, em regime rúptil, os clastos sofreram microfraturamento para dar origem aos clastos juvenis do tipo “em bloco”. Por fim, formados os peperitos, o sistema eólico permaneceu ativo até ser eventualmente colmatado por lavas e depósitos piroclásticos, encerrando assim a história deposicional cretácea da Bacia Sanfranciscana na região entre Estrela do Sul e Cascalho Rico.

## 11. REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M., 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional de Produção Mineral 241, 36p.
- ALMEIDA, F.F.M., 1972. Tectono-magmatic activation of the South American platform and associated mineralization. 24th International Geological Congress, Montreal, Proceedings, Section 3, pp. 339-346.
- ATHY L. F.; Density, Porosity, and Compaction of Sedimentary Rocks. *AAPG Bulletin* 1930;; 14 (1): 1–24. doi: <https://doi.org/10.1306/3D93289E-16B1-11D7-8645000102C1865D>
- BATEZELLI, Alessandro; LADEIRA, Francisco Sergio Bernardes. Stratigraphic framework and evolution of the Cretaceous continental sequences of the Bauru, Sanfranciscana, and Parecis basins, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, [s. l.], v. 65, p. 1–24, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.005>
- BROD, J.A. (1993). Química mineral de calcitas e dolomitas dos carbonatitos de Tapira, MG. 4º Congresso Brasileiro de Geoquímica, Anais, pp. 64-67.
- BROOKFIELD, M.E.; SILVESTRO, S., 2010, Aeolian Systems, in James, N.P. and Dalrymple R.W., eds., *Facies Models 4: The Geological Association of Canada*, 586 p.
- BYRON, Michael J. Physical volcanology and lithochemisry of the Mata da Corda formation, Minas Gerais, Brazil/Michael James Byron. National Library of Canada= Bibliothèque nationale du Canada, Ottawa, 2000.
- CAMPOS, JOSÉ ELOI GUIMARÃES; DARDENNE, MARCEL AUGUSTE. Estratigrafia E Sedimentação Da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, [s. l.], v. 27, n. 3, p. 269–282, 1997a. Disponível em: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1997269282>
- CAMPOS, JOSÉ ELOI GUIMARÃES; DARDENNE, MARCEL AUGUSTE. Origem E Evolução Tectônica Da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, [s. l.], v. 27, n. 3, p. 283–264, 1997b. Disponível em: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1997283294>
- CAS, Ray; WRIGHT, James. *Volcanic successions modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions*. Springer Science & Business Media, 2012.
- CHAMANI, Marlei Antônio Carrari. *Tectônica intraplaca e deformação sinsedimentar induzida por abalos sísmicos: o Lineamento Transbrasiliano e estruturas relacionadas na Província Parnaíba, Brasil*. Brasil (Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo), 2011.
- DADD, K. A.; VAN WAGONER, N. A. Magma composition and viscosity as controls on peperite texture: an example from Passamaquoddy Bay, southeastern Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 114, n. 1-2, p. 63-80, 2002.
- ERKÜL, Fuat; HELVACI, Cahit; SÖZBİLİR, Hasan. Olivine basalt and trachyandesite peperites formed at the subsurface/surface interface of a semi-arid lake: An example from the Early Miocene Bigadiç basin, western Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 149, n. 3-4, p. 240-262, 2006.

- FOLK, R.L. (eds). 1968. *Petrology of Sedimentary rocks*. Texas, Hemphill's Book Store, 170 p.
- FORSTER, A., SCHOUTEN, S., BAAS, M., AND SINNINGHE-DAMSTE, J.S., 2007, Mid-Cretaceous (Albian-Santonian) sea surface temperature record of the tropical Atlantic Ocean: *Geology*, v. 35, p. 919-922.
- GARLAND F., TURNER S., HAWKESWORTH C. 1996. Shifts in the source of the Paraná basalts through time. *Lithos*, 37:223-243.
- 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*, [s. l.], v. 36, n. 1, p. 189–229, 1995. Disponível em: <https://doi.org/10.1093/petrology/36.1.189>
- GOMES, C.B., BARBIERI, M., BECCALUVA, L., BROTZU, P., CONTE, A., GARBARINO, C., MACCIOTTA, G., MELLUSO, L., MORBIDELLI, L., RUBERTINI, E., SCHEIBE, L.F., TAMURA, R.M. & TRAVERSA, G. (1987). Petrological and geochemical studies alkaline rocks from continental Brazil. 2. The Tunas massif, State of Paraná. *Geochimica Brasiliensis* 1, 201-234.
- GOMES, C.B., RUBERTINI, E. & Morbidelli, L. (1990). Carbonatite complexes from Brazil: a review. *Journal of South American Earth Sciences* 3, 51-63.
- GOTO, Yoshihiko; MCPHIE, Jocelyn. A Miocene basanite peperitic dyke at Stanley, northwestern Tasmania, Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 74, n. 1-2, p. 111-120, 1996.
- GOUDIE, A., LIVINGSTONE, I., AND STOKES, S., 2000, *Aeolian Environments, Sediments, and Landforms*: J. Willey & Sons, New York, 333 p.
- GRANOT, Roi; DYMENT, Jérôme. The Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, [s. l.], v. 414, p. 156–163, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.01.015>
- HANSON, Richard E.; WILSON, Terry J. Large-scale rhyolite peperites (Jurassic, southern Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [s. l.], v. 54, n. 3–4, p. 247–264, 1993. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(93\)90066-Z](https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90066-Z)
- HARTMANN, L. A.; ARENA, K. R.; DUARTE, S. K. Geological relationships of basalts, andesites and sand injectites at the base of the Paraná volcanic province, Torres, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [s. l.], v. 237–238, p. 97–111, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.05.017>
- HUBER, B.T., HODELL, D.A., AND HAMILTON, C.P. 1995, 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, p. 1164-1191
- JANASI, Valdecir de Assis; DE FREITAS, Vivian Azor; HEAMAN, Larry H. The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters*, [s. l.], v. 302, n. 1–2, p. 147–153, 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.005>
- JERRAM, Dougal A.; STOLLHOFEN, Harald. Lava–sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma–water interaction?. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 114, n. 1-2, p. 231-249, 2002.

- JERRAM, Dougal A. et al. Death of a sand sea: an active aeolian erg systematically buried by the Etendeka flood basalts of NW Namibia. *Journal of the Geological Society*, v. 157, n. 3, p. 513-516, 2000.
- JUNQUEIRA-BROD, Tereza Cristina et al. Emplacement of kamafugite lavas from the Goiás alkaline province, Brazil: constraints from whole-rock simulations. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, n. 3-4, p. 323-335, 2005.
- KOKELAAR, B. P. Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *Journal of the Geological Society*, v. 139, n. 1, p. 21-33, 1982.
- 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.
- LIESA, C.L., RODRÍGUEZ-LÓPEZ, J.P., EZQUERRO, L., ALFARO, P., RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A., LAFUENTE, P., ARLEGUI, L., AND SIMÓN, J.L., 2016, Facies control on seismites in an aluvial-aeolian system: The Pliocene dunefield of the Teruel half-graben basin (eastern Spain): *Sedimentary Geology*, v. 344, p. 237-252.
- MESCOLOTTI, Patricia Colombo et al. The sedimentary record of wet and dry eolian systems in the Cretaceous of Southeast Brazil: stratigraphic and paleogeographic significance. *Brazilian Journal of Geology*, [s. l.], v. 49, n. 3, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/2317-4889201920190057>
- MICHEL-LEVY, A. Situation stratigraphique de regions volcaniques de l'Auvergne. La Chaîne des Puys. Le Mont Dore et ses glentours. *Bull. Soc. Geol. Fr*, v. 18, p. 688-814, 1890.
- MOUNTNEY, Nigel P.; POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. Eolian facies models. *Special Publication-Sepm*, v. 84, p. 19, 2006.
- OWEN, Geraint. Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 216, n. 1, p. 21-34, 2003.
- PETRY, Karla. FEIÇÕES DE INTERAÇÃO VULCANO-SEDIMENTARES: seu uso como indicadores de contemporaneidade no Magmatismo Rodeio Velho (Meso-Ordoviciano) e no Vulcanismo Serra Geral (Cretáceo Inferior). 1-88 f. 2006. - Universidade do Vale do Rio Dos Sinos, [s. l.], 2006.
- PETRY, Karla et al. Volcanic-sedimentary features in the Serra Geral Fm., Paraná Basin, southern Brazil: Examples of dynamic lava-sediment interactions in an arid setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [s. l.], v. 159, n. 4, p. 313-325, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.06.017>
- PINTO, Viter M.; HARTMANN, Léo A. Flow-by-flow chemical stratigraphy and evolution of thirteen Serra Geral Group basalt flows from Vista Alegre, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, [s. l.], v. 83, n. 2, p. 425-440, 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S0001-37652011000200006>
- RASSI, Raul. Origem e significado de estruturas de deformação sinsedimentar na Formação Posse, Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana. 2021.
- RICCOMINI, C; VELÁZQUEZ, V F; GOMES, C B. Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. [s. l.], n. December 2017, p. 31-55, 2005.

- SCHERER, Claiton MS et al. Changes in prevailing surface-palaeowinds of western Gondwana during Early Cretaceous. *Cretaceous Research*, v. 116, p. 104598, 2020.
- SCROPE, G. *Memoir on the Geology of Central France: Including the Volcanic Formations of Auvergne, the Velay, and the Vivarsais*. Longman, Rees, Orme, Brown, and Green, 1827.
- SCROPE, G. *The Geology and extinct volcanoes of Central France*. London, Murray J Edition, 1858.
- SEDORKO, Daniel et al. Trace fossils from the Upper Cretaceous Capacete Formation, Sanfranciscana Basin, Central Brazil. In: *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. 2020. p. 10-14241/asgp. 2020.15.
- SEER, H. J.; MORAES, L. M. 2013. Within plate, arc, and collisional Neoproterozoic granitic magmatism in the Araxá Group, Southern Brasília belt, Minas Gerais, Brazil *Brazilian Journal of Geology* 43(2): 333-354, June 2013.
- SGARBI, Geraldo Norberto Chaves. The Cretaceous Sanfranciscan basin, eastern plateau of Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 3, p. 450-452, 2017.
- SGARBI, G. N. C.; SGARBI, P. B. A.; CAMPOS, J. E. G. C.; DARDENNE, M. A.; PENHA, U. C. Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da Bacia do São Francisco. In: PINTO, C. P.; MARTINS-NETO, M. A. (Ed.). *Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais*. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 2001, p. 93-138.
- SKILLING, I. P.; WHITE, J. D.L.; MCPHIE, J. Peperite: A review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [s. 1.], v. 114, n. 1-2, p. 1-17, 2002. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00278-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00278-5)
- WAICHEL, Breno L. et al. Peperite formed by lava flows over sediments: An example from the central Paraná Continental Flood Basalts, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [s. 1.], v. 159, n. 4, p. 343-354, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.009>
- ZALÁN, Pedro Victor; ROMEIRO-SILVA, P. C. Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v. 15, n. 2, p. 561-571, 2007.