

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

*CAMPUS* MONTE CARMELO

INSTITUTO DE GEOGRAFIA

CURSO DE GEOLOGIA

PEDRO HENRIQUE BATAGLIA SILVA

**ANÁLISE DE FÁCIES E PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DA FORMAÇÃO  
CAPACETE (GRUPO MATA DA CORDA) NA REGIÃO SUDOESTE DA  
BACIA SANFRANCISCANA, COROMANDEL, MINAS GERAIS**

Monte Carmelo – MG

Junho/2023

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

*CAMPUS* MONTE CARMELO

INSTITUTO DE GEOGRAFIA

CURSO DE GEOLOGIA

PEDRO HENRIQUE BATAGLIA SILVA

**ANÁLISE DE FÁCIES E PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DA FORMAÇÃO  
CAPACETE (GRUPO MATA DA CORDA) NA REGIÃO SUDOESTE DA  
BACIA SANFRANCISCANA, COROMANDEL, MINAS GERAIS**

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

Junho/2023

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

*CAMPUS* MONTE CARMELO

INSTITUTO DE GEOGRAFIA

CURSO DE GEOLOGIA

PEDRO HENRIQUE BATAGLIA SILVA

**ANÁLISE DE FÁCIES E PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DA FORMAÇÃO  
CAPACETE (GRUPO MATA DA CORDA) NA REGIÃO SUDOESTE DA  
BACIA SANFRANCISCANA, COROMANDEL, MINAS GERAIS**

**Banca Examinadora**

Dr. Luciano Alessandretti – Orientador  
Universidade Federal de Uberlândia - UFU

Dra. Josiane Plantz  
Universidade Federal de Uberlândia - UFU

Dr. Ezequiel Galvão  
Universidade Federal do Pampa - UNIPAMPA

Monte Carmelo – MG

Junho/2023

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais Sônia e Mauro, por todo amor e carinho, também por não medirem esforços e sempre me apoiarem durante a graduação, vocês são minha base.

A minha querida irmã Mariana, por todo carinho e apoio de sempre, e a todos os demais familiares, em especial meu avô Alcides (*in memoriam*) por ter me ensinado desde cedo os valores e princípios da vida.

Agradeço especialmente minha companheira Ana Carolina, por todo amor, carinho e companheirismo. Por sempre me apoiar e incentivar, mesmo durante toda essa correria, fazendo com que eu busque ser uma pessoa melhor cada dia.

Agradeço também ao meu orientador Prof. Dr. Luciano Alessandretti (Feijão), por abraçar a ideia e fazer tudo isso acontecer. Agradeço pela orientação, paciência e pelos conhecimentos transmitidos ao longo dessa jornada.

Gostaria de agradecer também a todos os docentes e técnicos do curso de Geologia, por todos os ensinamentos e que de alguma forma contribuíram para o aprendizado durante a graduação.

Por fim, agradecer a todos que direta ou indiretamente participaram e contribuíram para a realização deste trabalho, e também dessa etapa na minha vida!

Deixo aqui o meu muito obrigado!

## RESUMO

O Grupo Mata da Corda, Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana, é constituído pelas formações Patos e Capacete, que ocorrem lateralmente interdigitadas. A Formação Patos é composta por rochas vulcânicas alcalinas máficas-ultramáficas de natureza efusiva e explosiva. A Formação Capacete é interpretada como essencialmente constituída por rochas sedimentares epiclásticas derivadas do retrabalhamento das rochas vulcânicas da Formação Patos. Na região de Coromandel, oeste de Minas Gerais, a Formação Capacete abrange depósitos atribuídos a sistemas deposicionais fluviais entrelaçados a meandrantés. O modelo paleogeográfico vigente aplicado à sedimentação dessa unidade, que não abrange a área em estudo, sugere que as áreas-fonte estariam localizadas ao sul, especificamente na região influenciada pelo soerguimento do Alto Paranaíba. O presente trabalho de conclusão de curso, embasado em análise de fácies (escala 1:20), paleocorrentes, contagem modal Gazzi-Dickinson, e dados disponíveis na literatura, apresenta um novo modelo paleogeográfico para a região sudoeste da Bacia Sanfranciscana. As litofácies descritas corroboram com estudos anteriores e atestam para um sistema deposicional fluvial entrelaçado. Porém, as paleocorrentes medidas em estratificações cruzadas acanaladas e planares indicam paleofluxo dominante para SE, com áreas-fontes localizadas a NW do sítio deposicional. A composição detrítica modal dos arenitos indica áreas-fonte a partir de um cinturão orogênico reciclado, além de pequena contribuição de rochas vulcânicas. A análise integrada dos dados de paleocorrente com os de contagem modal indica que diferentes unidades da Faixa Brasília, como os ortognaisses mesoproterozoicos da Suíte Jurubatuba, as rochas metassedimentares neoproterozoicas dos grupos Araxá, Canastra e Ibiá, com pequena contribuição de sedimentos provenientes das rochas vulcânicas neocretáceas da Formação Patos, que atuaram como áreas-fonte da Formação Capacete durante o Cretáceo Superior. Tais rios teriam se originado confinados a um graben de direção N60-70W, desenvolvido sobre rochas da Faixa Brasília e paralelo ao eixo maior do soerguimento do Alto Paranaíba.

**Palavras-chave:** Proveniência sedimentar, Bacia Sanfranciscana, Grupo Mata da Corda, Formação Capacete, Paleocorrentes, Contagem modal Gazzi-Dickinson.

## ABSTRACT

The Mata da Corda Group, Upper Cretaceous of the Sanfranciscana basin, is formed by the Patos and Capacete formations, which occur laterally interdigitated. The Patos Formation is composed of mafic-ultramafic alkaline volcanic rocks with effusive and explosive nature. The Capacete Formation is usually interpreted to consist essentially of epiclastic sedimentary rocks derived from reworking of the volcanic rocks of the Patos Formation. In the Coromandel region, west of the state of Minas Gerais, the Capacete Formation comprises deposits attributed to sedimentation in braided and meandering fluvial systems. The current paleogeographic model applied to this unit, which does not cover the area studied, suggests that the source-areas are in the south, in the region influenced by the uplift of the Alto Paranaíba Arch. This work, based on facies analysis (1:20 scale), paleocurrent measurements, Gazzi-Dickinson modal counting methods, and data available in the literature, presents a new paleogeographic model for the southwestern region of the Sanfranciscana Basin. The lithofacies described are consistent with previous studies and are evidence of a fluvial braided depositional system. However, paleocurrents measured on through and planar cross-stratification of sandstones from the Coromandel region indicate a dominant paleoflow toward the SE, with source-areas to the northwest of the depositional site. The modal detrital composition of the Capacete sandstones in the study area suggests source-areas in a recycled orogenic belt, in addition to a small contribution from volcanic rocks. Integration of paleocurrents and modal count data indicated that several units of the Brasília Belt, including the mesoproterozoic orthogneisses of the Jurubatuba Suite and the neoproterozoic sedimentary rocks of the Araxá, Canastra, and Ibiá groups, with a small contribution of sediments from the neocretaceous volcanic rocks of the Patos Formation, acted as source-areas of the Capacete Formation during the Late Cretaceous time. Such rivers would have originated in a graben with N60-70W direction, parallel to the major axis of the Alto Paranaíba Arch.

**Keywords:** Sedimentary provenance, Sanfranciscana Basin, Mata da Corda Group, Capacete Formation, Paleocurrents, Gazzi-Dickinson modal counting method.

## SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO COM FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E JUSTIFICATIVA ....	9
2.	OBJETIVOS.....	12
3.	REVISÃO CONCEITUAL .....	13
3.1.	Proveniência sedimentar .....	13
3.1.1.	Paleocorrentes e sua importância .....	15
3.1.2.	Composição detrítica principal de rochas siliciclásticas e o método Gazzi-Dickinson .....	16
4.	MATERIAIS E MÉTODOS.....	18
4.1.	Leitura e análise crítica da bibliografia.....	18
4.2.	Trabalhos de campo .....	19
4.2.1.	Análise de fácies sedimentares.....	19
4.2.2.	Análise de paleocorrentes.....	19
4.3.	Petrografia macro- e microscópica .....	20
4.4.	Análise modal da composição detrítica primária.....	20
5.	LOCALIZAÇÃO E ACESSOS À ÁREA DE ESTUDO .....	21
6.	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	22
7.	ESTRATIGRAFIA DA BACIA SANFRANCISCANA .....	23
7.1.	Grupo Mata da Corda .....	24
8.	RESULTADOS .....	25
8.1.	Análise de fácies .....	25
8.2.	Paleocorrentes .....	31
8.3.	Petrografia microscópica e contagem modal da composição detrítica primária (Método Gazzi-Dickinson).....	32
8.3.1.	Lâmina P01-D (Fácies Gt).....	32
8.3.2.	Lâmina P01-E (Fácies Sl).....	34
8.3.3.	Lâmina P01-H (Fácies Sm) .....	36
8.3.4.	Lâmina P01-O (Fácies St) .....	38
9.	DISCUSSÃO .....	41

9.1. Sistema deposicional.....	41
9.2. Análise de proveniência.....	43
9.3. Implicações paleogeográficas.....	47
10. CONCLUSÕES .....	50
11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	51

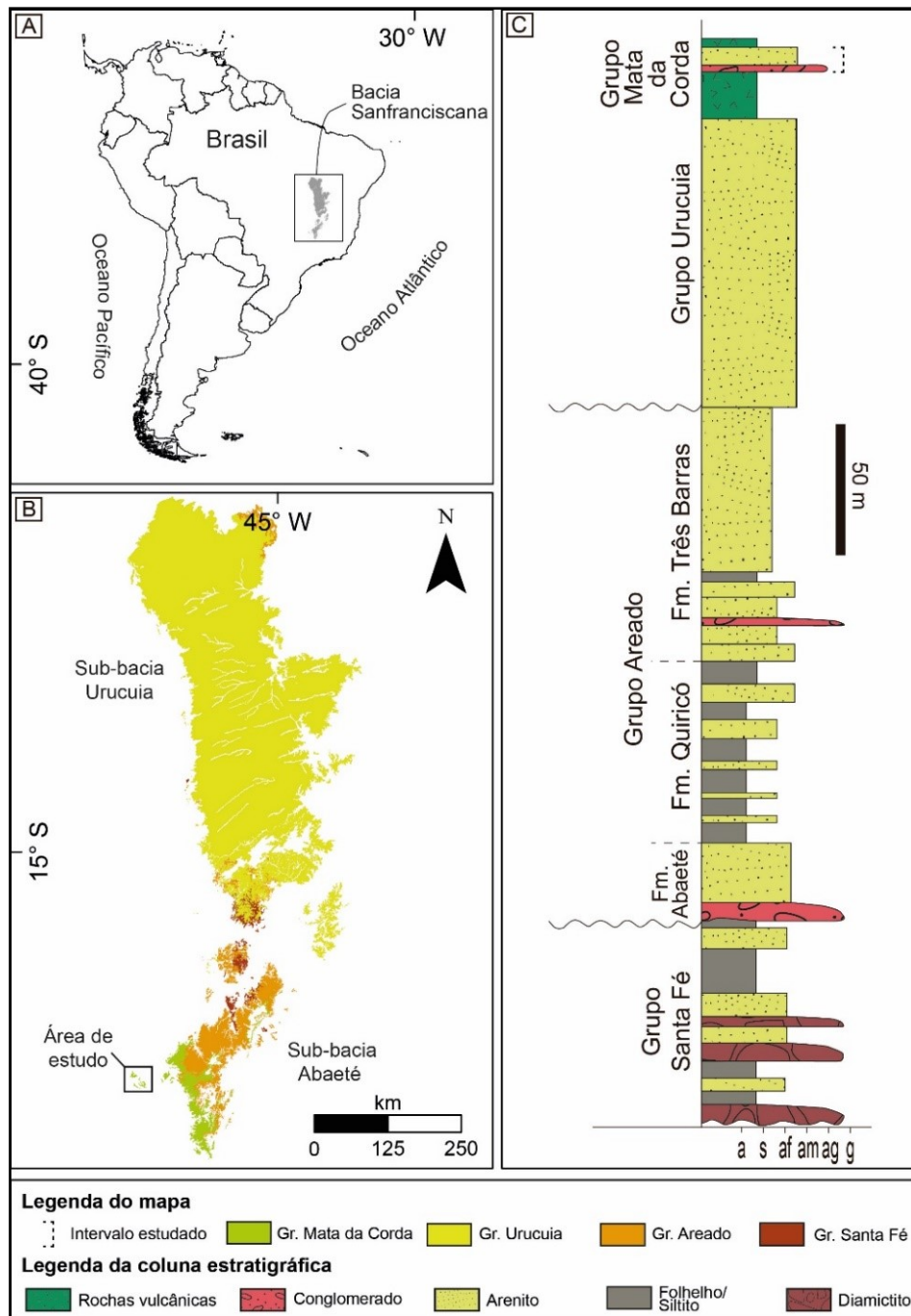


## 1. INTRODUÇÃO COM FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E JUSTIFICATIVA

A Bacia Sanfranciscana é uma importante unidade geotectônica localizada na porção centro-norte do Brasil (Fig. 1A). A bacia ocupa boa parte dos estados de Minas Gerais, Bahia, Tocantins e Goiás, com suas bordas ocidental e oriental delimitadas, respectivamente, pelas Faixas Brasília e Araçuaí/Espinhaço Setentrional (CAMPOS; DARDENNE, 1997; SGARBI, 2000). Possui forma geral alongada segundo a direção norte-sul, apresentando paralelismo com o aulacógeno do Recôncavo-Tucano-Jatobá na região nordeste do país (CAMPOS; DARDENNE, 1997). É constituída principalmente por rochas sedimentares associadas a ambientes deposicionais continentais e secundariamente por rochas intrusivas, hipoabissais e vulcânicas efusivas e piroclásticas (CAMPOS; DARDENNE, 1997; MESCOLOTTI *et al.*, 2019; SEDORKO *et al.*, 2020; CABRAL; MESCOLOTTI; VAREJÃO, 2021; ALESSANDRETTI *et al.*, 2023).

Suas diferentes unidades litoestratigráficas ocorrem em discordância sobre rochas mesoproterozóicas do Grupo Natividade, rochas neoproterozóicas do Grupo Bambuí, e sedimentos fanerozóicos da Bacia do Parnaíba (SGARBI, 2011). Os seus depósitos basais (formações Floresta e Tabuleiro do Grupo Santa Fé) (Fig. 1B e C) registram a glaciação do final do Paleozoico (Carbonífero-Permiano) na porção oeste de Gondwana (CAMPOS; DARDENNE, 1997). Em direção ao topo, o predomínio de fácies aluviais na Formação Abaeté, lacustres na Formação Quiricó e eólicas na Formação Três Barras são sugestivas de melhoramento climático no interior do supercontinente durante o Cretáceo Inferior (CAMPOS; DARDENNE, 1997; MESCOLOTTI *et al.*, 2019; SEDORKO *et al.*, 2020). A Bacia Sanfranciscana seguiu dominada por sistemas desérticos (Formação Posse), aluviais (Formação Serra das Araras) e fluviais (Formação Capacete) durante o Cretáceo Superior. Adicionalmente, volumoso magmatismo de natureza máfica-ultramáfica alcalina sob a forma de rochas efusivas e piroclásticas (Formação Patos) ocorreu de maneira coeva à sedimentação das unidades neocretáceas (CAMPOS; DARDENNE, 1997; ALESSANDRETTI *et al.*, 2023).

**Figura 1** - (A) Localização da Bacia Sanfranciscana na região centro-norte do Brasil. (B) Mapa geológico simplificado da Bacia Sanfranciscana e localização da área de estudo. (C) Coluna estratigráfica da Bacia Sanfranciscana com destaque para o intervalo estratigráfico em estudo. Escala granulométrica da seção colunar: a = argila; s = silte; af = areia fina; am = areia média; ag = areia grossa; g = grânulo.



Fonte: Modificado de Alessandretti *et al.* (2023).

A área de estudo deste trabalho localiza-se em Coromandel, município situado na Mesorregião do Triângulo Mineiro. Imediatamente a sudeste da cidade, rochas sedimentares e vulcânicas do Grupo Mata da Corda na forma de morros testemunhos ocorrem em contato discordante sobre o embasamento ígneo-metamórfico da Faixa de Dobramentos Brasília (Fig. 2) (CAMPOS; DARDENNE, 1997; SEDORKO *et al.*, 2020).

Nessa região, onde ocorrem os depósitos mais ao sul da Bacia Sanfranciscana (Fig. 1B), rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas de afinidade geoquímica alcalina da Formação Patos afloram de maneira interdigitada com rochas sedimentares da Formação Capacete (CAMPOS; DARDENNE, 1997; GOMES, 2005; SEDORKO *et al.*, 2020). A sedimentação da Formação Capacete foi tradicionalmente interpretada como um sistema de leques aluviais distais gradando para sistema fluvial entrelaçado (CAMPOS; DARDENNE, 1997). Recentemente, Sedorko *et al.* (2020), embasados em dados sedimentológicos e icnológicos, sugeriram a existência de fácies associadas a rios meandrantés para a Formação Capacete.

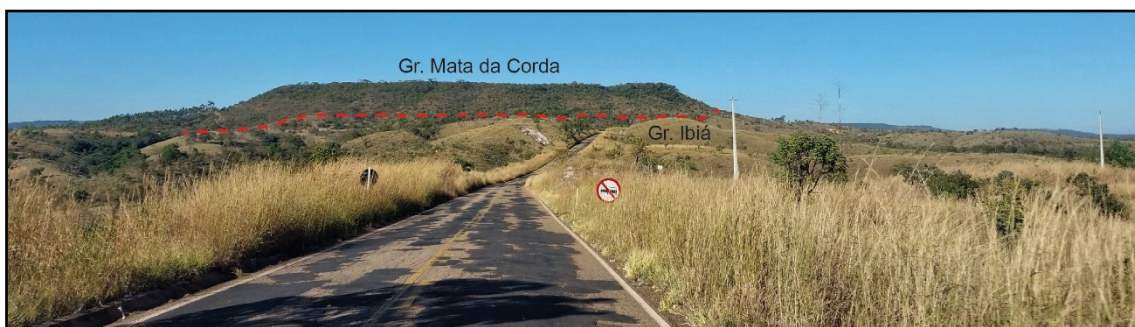
Para Campos e Dardenne (1997), os arenitos e conglomerados dessa unidade são produto do retrabalhamento das rochas vulcânicas da Formação Patos; além de possuírem importante aporte de areias eólicas em sua composição detrítica. Conforme os autores supracitados, a sedimentação da Formação Capacete evoluiu de sul para norte a partir da região influenciada pelo soerguimento do Alto Paranaíba. Apesar da bibliografia referente à Formação Capacete indicar principalmente áreas-fonte vulcânicas (Formação Patos), não existem até o momento, trabalhos sistemáticos acerca da proveniência sedimentar da Formação Capacete fundamentados em abordagens multi-indicadores.

Nesse contexto, o Grupo Mata da Corda, aflorante na região de Coromandel (Fig. 1B), proporciona uma excelente oportunidade para o estudo do preenchimento sedimentar da bacia durante o Cretáceo Superior. Estas exposições constituem os registros mais ao sul da sub-bacia Abaeté e sua reconstituição paleogeográfica será de fundamental importância para o entendimento de: 1) áreas-fonte fornecedoras e rotas de distribuição de sedimentos; 2) soerguimento e formação do Alto do Paranaíba; 3) definição dos mecanismos de dispersão sedimentar atuantes no Cretáceo Superior que permitiram a individualização das bacias Bauru e Sanfranciscana e 4) caracterização e definição de parâmetros paleoclimáticos (regimes de vento, tipo de sistemas fluviais) durante o Cretáceo Superior da Plataforma Sul-Americana. A aplicabilidade desta metodologia justifica-se pela escassez de dados para o entendimento da proveniência sedimentar da Formação Capacete.

Estudos de proveniência aplicados a rochas sedimentares são de suma importância para a reconstruções paleogeográficas de bacias sedimentares relacionadas a diferentes contextos geotectônicos (MORTON; HALLSWORTH, 1994; MAKINO *et al.*, 2007; REMUS *et al.*, 2008). Por meio de múltiplas técnicas e metodologias, tal como análise de

paleocorrentes, idades de grãos detríticos de minerais pesados, contagem da composição modal detrítica primária, química de rocha-total (TUCKER, 2001), empregadas em campo e laboratório, pode-se alcançar importantes informações acerca da localização paleogeográfica das áreas-fonte dos sedimentos, das rotas de distribuição dos detritos desde os terrenos provedores de sedimentos até o sítio deposicional e das condições climáticas, tectônicas e topográficas durante a deposição (MORTON; HALLSWORTH, 1994; REMUS *et al.*, 2008). São poucos os trabalhos que abordam análises de proveniência sedimentar nas unidades litoestratigráficas da Bacia Sanfranciscana.

**Figura 2** - Contato discordante entre o Grupo Mata da Corda da Bacia Sanfranciscana e filitos do Grupo Ibiá da Faixa de Dobramento Brasília, ao sul de Coromandel, oeste de Minas Gerais.



Fonte: Luciano Alessandretti.

## 2. OBJETIVOS

Esse projeto teve como objetivos principais: (i) a análise da proveniência sedimentar da Formação Capacete na porção mais ao sul da Sub-bacia Abaeté da Bacia Sanfranciscana (Fig. 1C), com detalhamento das relações existentes entre áreas-fonte, padrões de dispersão sedimentar e sítio deposicional durante o Cretáceo Superior; e (ii) a elaboração de um modelo paleogeográfico. Para atingir estes objetivos principais, os seguintes objetivos específicos foram propostos:

- i. Levantamento de seção colunar e interpretação dos processos deposicionais individuais das litofácies descritas;
- ii. Interpretação de ambiente deposicional;
- iii. Determinação do sentido de dispersão dos sedimentos; e
- iv. Determinação da composição detrítica principal.

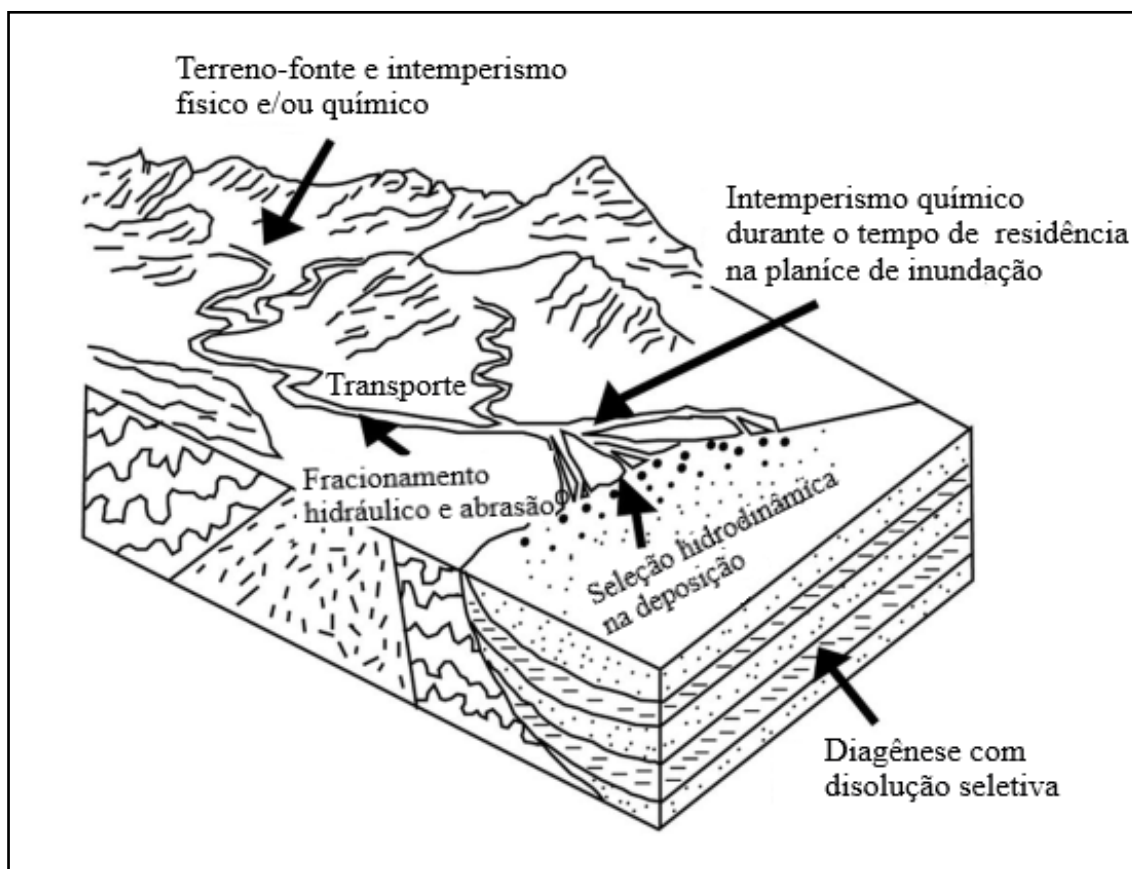
### **3. REVISÃO CONCEITUAL**

#### **3.1. Proveniência sedimentar**

A análise da proveniência sedimentar é uma ferramenta de suma importância nas geociências e a sua aplicação visa em última instância a reconstituição das relações existentes entre áreas-fonte e bacias sedimentares (MORTON; HALLSWORTH, 1994, 1999; REMUS *et al.*, 2008). Por meio da utilização de diversas metodologias aplicadas tanto em campo como em laboratório, informações cruciais acerca da composição das rochas que compõem os terrenos fonte e sua localização geográfica, as rotas de dispersão dos sedimentos desde as áreas-fonte até a bacia e a avaliação das condições climáticas vigentes na área de captação de sedimentos, do tectonismo e do relevo na época da deposição, podem ser obtidas por meio de estudo de proveniência (REMUS *et al.*, 2008). Além disso, tais investigações são capazes de inferir a distância de transporte desde as áreas-fonte até as bacias sedimentares, o tempo de residência dos sedimentos estacionados em planícies de inundação ou plataformas marinhas e os efeitos de dissolução mineral ao longo da diagênese (MORTON; HALLSWORTH, 1994, 1999; REMUS *et al.*, 2008).

A geração de rochas siliciclásticas envolve uma longa e complexa evolução desde a região das áreas-fonte até o soterramento e diagênese em bacias sedimentares. A Figura 3 apresenta de forma resumida os diversos processos que atuam desde as áreas-fonte até os sítios deposicionais. Levando-se em conta os controles sobre esses processos e os efeitos dos mesmos sobre a composição final dos sedimentos, pode-se estabelecer o grau de modificação e identificar o sinal de proveniência em distintos contextos geotectônicos (JOHNSSON; BASU, 1993).

**Figura 3** - Bloco-diagrama demonstrando os processos que operam durante o ciclo sedimentar.



Fonte: Modificado de Morton e Hallsworth (1994).

A composição mineralógica final de uma rocha sedimentar depende de uma série de fatores. Dentre eles, o principal é a composição mineralógica das rochas-fontes (Fig. 3), associada ao ambiente geotectônico. Nesse sentido, situações envolvendo áreas-fonte localizadas em climas áridos, topograficamente acidentadas e tectonicamente ativas, dão origem a sedimentos cuja composição é um reflexo direto das rochas sujeitas a intemperismo e erosão (JOHNSSON, 1993). Por outro lado, regiões submetidas a climas úmidos, de relevos aplainados e em regiões tectonicamente estáveis, originam sedimentos com alto grau de alteração intempérica (JOHNSSON, 1993). O intemperismo químico é responsável pela dissolução seletiva dos minerais presentes na rocha-fonte. Desse modo, minerais instáveis são geralmente substituídos por argilominerais, levando a um aumento relativo dos minerais mais estáveis na assembleia dos sedimentos terrígenos (REMUS *et al.*, 2008).

O período em que os sedimentos ficam estacionados em planícies aluviais e/ou plataformas marinhas (Fig. 3) também é relevante para o sinal da proveniência. Esse

armazenamento temporário pode ser responsável por causar empobrecimento relativo dos minerais mais suscetíveis à dissolução e enriquecimento em fases mais estáveis, notadamente quartzo (JOHNSSON, 1993; MORTON; HALLSWORTH, 1999).

Durante o processo de transporte de grãos e litoclastos por água, vento ou geleiras, a abrasão mecânica é responsável pela diminuição do tamanho das partículas. Dessa maneira, minerais com clivagens ou mais suscetíveis as alterações tendem a estar sujeitos à maior grau de abrasão (JOHNSON, 1993). Outras significativas mudanças composicionais na assembleia de sedimentos clásticos estão relacionadas ao processo de seleção hidrodinâmica durante o transporte. Isso ocorre especialmente entre os diferentes minerais pesados, visto que o fracionamento hidráulico modifica as abundâncias e proporções entre eles, especialmente quando ocorrem mudanças abruptas na velocidade do fluxo (GARZANTI, 1986; JOHNSON, 1993; MORTON; HALLSWORTH, 1999).

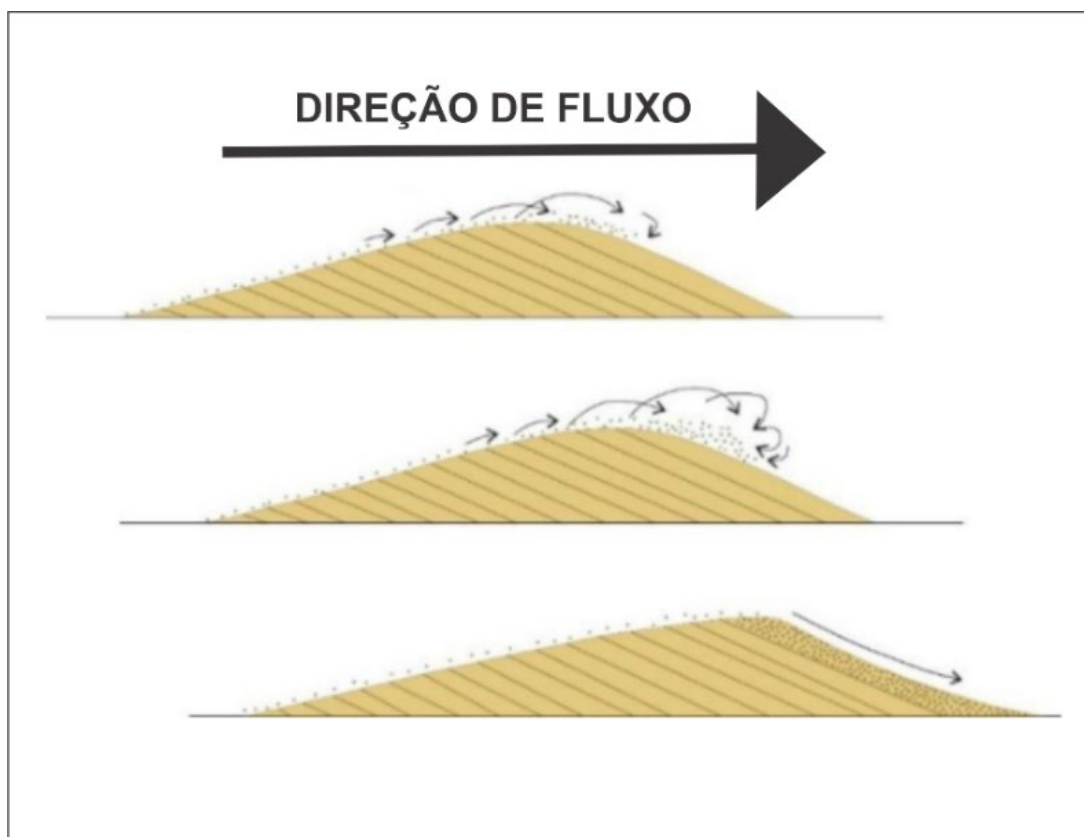
Para a determinação da proveniência sedimentar são empregados diversos métodos e técnicas, como a análise de paleocorrentes, análise de fácies sedimentares, contagem da composição modal detrítica primária, geoquímica de rocha-total, geoquímica de minerais pesados, dentre outros (TUCKER, 2001). Abaixo são apresentados os principais fundamentos teóricos que embasam as diferentes metodologias que foram utilizadas neste Trabalho de Conclusão de Curso.

### **3.1.1. Paleocorrentes e sua importância**

A análise de paleocorrentes é um método tradicional e amplamente utilizado no estudo de rochas sedimentares. Os dados são obtidos diretamente no campo e fornecem informações relevantes acerca da paleogeografia e evolução de bacias sedimentares. Em síntese, medidas de paleocorrentes revelam o sentido de migração de diferentes formas de leito, sendo adquiridas em estruturas sedimentares primárias como estratificações/laminações cruzadas planar ou acanalada e clastos imbricados. A análise destas estruturas baseia-se na premissa de que as faces frontais de migração de dunas estão voltadas no sentido contrário ao fluxo (subaquoso ou subaéreo) que as movimentam (Fig. 4) (SELLEY, 1982; POTTER; PETTIJOHN, 2012). Portanto, ao medir o rumo do mergulho dos planos produzidos pela migração destas formas, pode-se determinar a direção do fluxo original responsável por sua deposição (MIALL, 1974; SELLEY, 1982;

POTTER; PETTIJOHN, 2012). Mediante uma ampla gama de medidas distribuídas ao longo de diferentes afloramentos, a análise de paleocorrentes torna-se uma ferramenta robusta, permitindo: i) caracterizar o sentido do suprimento sedimentar (áreas-fonte e padrões de dispersão dentro da bacia); ii) definir o mergulho deposicional, local ou regional; iii) inferir paleolinhas de costa; iv) conhecer a geometria e a orientação dos litossomas; e v) fornecer subsídios para a interpretação do trato de sistemas deposicionais.

**Figura 4** - Esquema detalhando o processo de migração de marcas onduladas e dunas, que avançam pelo movimento individual dos grãos na direção predominante do fluxo. O barlavento é erodido e as camadas estratificadas se formam na face de sotavento.



Fonte: Modificado de Christofolletti *et al.* (2022).

### 3.1.2. Composição detrítica principal de rochas siliciclásticas e o método Gazzi-Dickinson

Ao se analisar a composição detrítica principal de rochas siliciclásticas, o principal empecilho enfrentado está relacionado com os aspectos texturais das rochas-fonte (i.e.,



tamanhos dos grãos). Ou seja, rochas de granulometria grossa fornecem mais fragmentos de rocha (litoclastos) formados por diversos cristais de minerais. Nas porções mais finas das mesmas litologias, a tendência é que os detritos ocorram desagregados em grãos monominerálicos (ZUFFA, 1985). Visando contornar esse “ruído textural”, Dickinson (1985) propôs a utilização da técnica de contagem Gazzi-Dickinson, em que cristais maiores que o tamanho silte presentes em litoclastos são contados separadamente. Nessa técnica, contam-se propriamente como litoclastos apenas aqueles fragmentos que possuem textura fina, como rochas vulcânicas afaníticas, ardósias, filitos, cherts, pelitos, etc. (ZUFFA, 1985). Dessa forma, a técnica Gazzi-Dickinson permite ressaltar a composição mineralógica das áreas-fonte independentemente de suas texturas grossas ou finas (REMUS *et al.*, 2008).

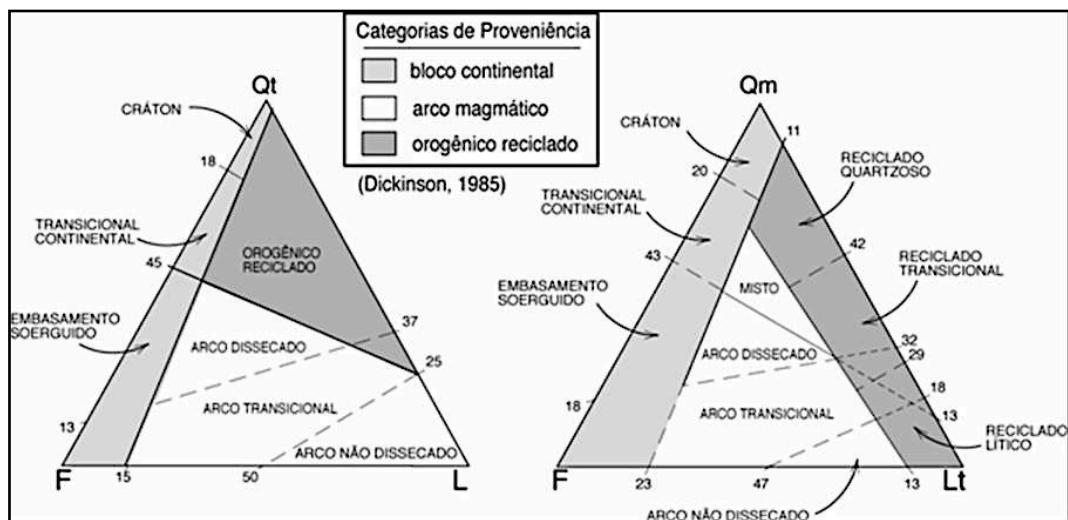
A contagem discriminada Gazzi-Dickinson permite a identificação das “assinaturas” composicionais dos principais ambientes tectônicos das áreas-fonte (Tab. 1) (crátons estáveis, riftes alimentados pelo soerguimento de blocos do embasamento, arcos magmáticos, e cinturões orogênicos com reciclagem de rochas sedimentares e metassedimentares), através de diagramas ternários combinados (Fig. 5) que permitem caracterizar cada caso, suas gradações e sua evolução (REMUS *et al.*, 2008).

**Tabela 1** - Tipos de proveniência tectônica, ambientes geotectônicos correspondentes e composição das areias geradas, segundo Dickinson *et al.* (1983) e Dickinson (1985). Qt = total de quartzosos; Qm = quartzo monocristalino (0,0625 mm); Qp = quartzo policristalino (ou calcedônia); K = K-feldspato; P = plagioclásio; Lt = total de litoclastos instáveis; Lv = litoclastos vulcânicos/metavulcânicos; e Ls = litoclastos sedimentares/metassedimentares.

<b>Tipos de proveniência</b>	<b>Ambiente tectônico</b>	<b>Composição das areias geradas</b>
Crátons estáveis	Intracontinentais ou plataformas passivas	Areias quartzosas (ricas em Qt) com altas razões de Qm/Qp e K/P
Soerguimento do embasamento	Riftes ou rupturas transformantes	Areias quartzo-feldspáticas (Qm-F) pobres em Lt e Qp, similares a área-fonte
Arcos magmáticos	Arcos de ilhas ou arcos continentais	Areias feldspato-líticas (F-Lt) vulcanoclásticas com altas razões P/K e Lv/Ls, gradando para areias quartzo-feldspáticas derivadas de batólitos
Reciclagens orogênicas	Cinturões orogênicos ou complexos de subducções	Areias quartzo-líticas (Qt-Lt) ricas em Ls (sedimentares e meta-sedimentares), pobres em F e Lv, com razões variáveis de Qm/Qp e Qp/L

Fonte: Dickinson *et al.* (1983) e Dickinson (1985).

**Figura 5** - Diagramas de tipos de proveniência tectônica de Dickinson (1985). As composições das areias geradas para cada um dos campos dos diagramas ternários estão sumarizadas na Tabela 1.



Fonte: Retirado de Remus *et al.* (2008).

## 4. MATERIAIS E MÉTODOS

Os principais métodos utilizados ao longo do desenvolvimento do projeto, buscaram viabilizar o levantamento dos dados produzidos pela análise da proveniência sedimentar da Formação Capacete, na região de Coromandel, oeste de Minas Gerais. Desse modo, esse projeto se embasou nas seguintes metodologias:

### 4.1. Leitura e análise crítica da bibliografia

A pesquisa bibliográfica foi realizada durante todo o período de desenvolvimento do projeto, com ênfase aos estudos focados aos temas de interesse como análises estratigráficas, sedimentológicas, paleoambientais e paleogeográficas da Bacia Sanfranciscana. Além disso, estudos voltados a aplicação das diferentes técnicas em proveniência sedimentar, utilizadas no presente projeto, como análises de fácies, paleocorrentes e contagem modal da composição detrítica primária através do método Gazzi-Dickinson.

## **4.2. Trabalhos de campo**

A etapa de trabalho de campo ocorreu ao longo de dois dias e contemplou a coleta de dados sedimentológicos e estruturais, de amostras das diferentes litofácies na Formação Capacete. Foram coletadas quatro amostras para a confecção de seções delgadas. Optou-se sempre pelas porções menos intemperizadas dos afloramentos para a realização da amostragem. Os materiais utilizados em campo foram: martelo geológico, bússola *Clar*, lupa de aumento de 10x, trena, celular com câmera fotográfica, sacolas plásticas, fita adesiva.

### **4.2.1. Análise de fácies sedimentares**

Uma seção colunar em escala de detalhe (1:20) foi levantada em afloramento localizado 10 km a sudeste de Coromandel (Fig. 6). A análise de fácies buscou reunir diferentes grupos de fácies lateral e verticalmente contíguas com o intuito de relacioná-las do ponto de vista de seus processos geradores, para então serem definidos padrões arquiteturais e de empilhamentos característicos do sistema deposicional vigente. As litofácies foram descritas em campo priorizando a identificação de características diagnósticas, como geometria do depósito, estruturas, organização interna, 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. Nessa proposta, a primeira letra é maiúscula e se refere à litologia do depósito. As demais letras são minúsculas e relacionadas às estruturas sedimentares presentes. Posteriormente, a seção foi vetorizada empregando o *software CorelDRAW Graphics Suite 2022*.

### **4.2.2. Análise de paleocorrentes**

As medidas de paleocorrentes foram obtidas em estruturas sedimentares primárias como estratificações cruzadas dos tipos acanalada e planar. Para cada uma das litofácies portadoras de estruturas capazes de fornecer paleocorrentes, foram efetuadas ao menos 25 medições, número mínimo recomendado para determinar o vetor médio do sentido

geral de transporte (MIALL, 1974; SELLEY, 1982), as medidas foram obtidas por meio da bússola *Clar*. As paleocorrentes medidas nas diferentes litofácies foram tratadas separadas e inicialmente plotadas em diagramas de rosetas individuais através do *software Stereonet 11*, disponível para *download* em (<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html>). Após, foi elaborado um diagrama de rosetas com todas as medidas de paleocorrentes obtidas. É importante destacar que os dados foram discriminados segundo as diferentes associações de fácies, desta forma separando paleocorrentes geradas por processos distintos.

### **4.3. Petrografia microscópica**

Foram selecionadas quatro amostras da seção estudada para a confecção de lâminas petrográficas. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório GeoLab – Soluções em Geologia, situado em Olinda, Pernambuco. As amostras foram microscopicamente descritas por meio de microscópio petrográfico, locado no Laboratório de Microscopia e Petrografia do Curso de Geologia da UFU. Fotomicrografias das principais feições diagnósticas das fácies estudadas foram obtidas por meio de câmera fotográfica acoplada ao microscópio petrográfico. As descrições seguiram a nomenclatura de Folk (1968) objetivando a identificação preliminar da composição mineralógica do arcabouço, matriz e cimento, além de parâmetros como seleção granulométrica, grau de esfericidade e arredondamento e forma dos grãos.

### **4.4. Análise modal da composição detrítica primária**

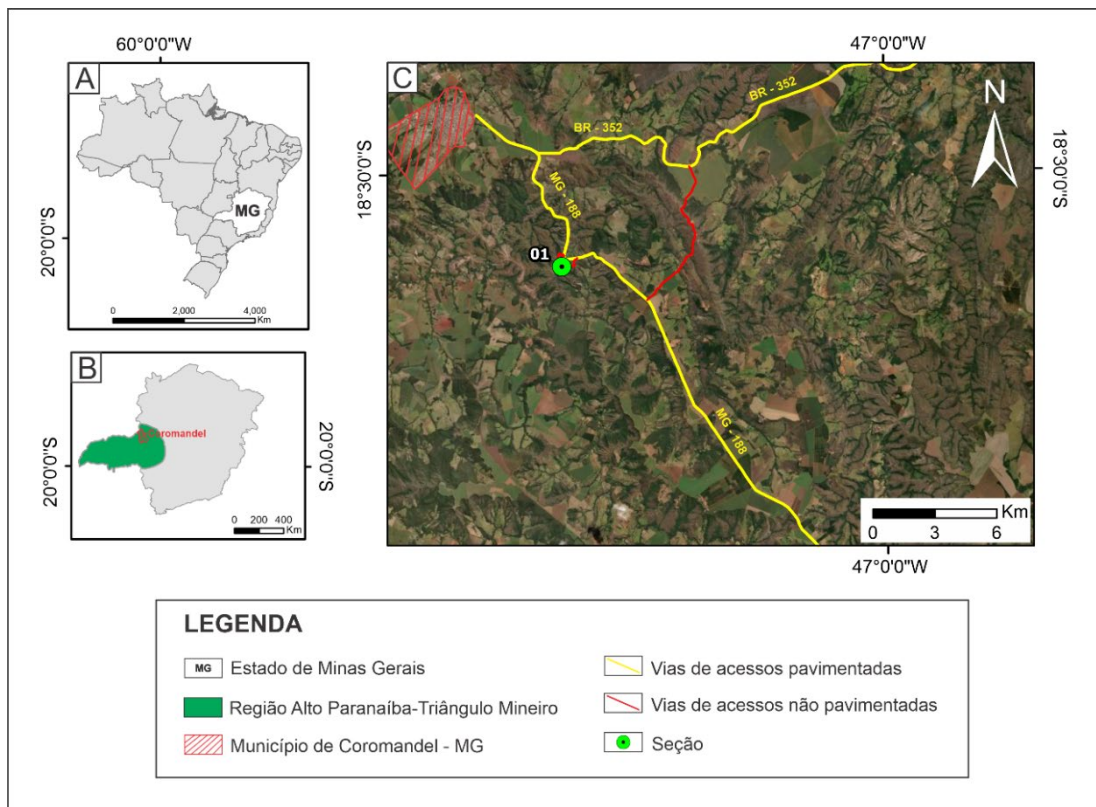
A análise modal da composição detrítica primária foi realizada em quatro lâminas delgadas, conforme as amostras selecionadas e coletadas em campo, seguindo a técnica de contagem Gazzi-Dickinson (ZUFFA, 1985). A etapa foi efetuada com o auxílio do microscópio petrográfico e o *software* Petroledge (<https://www.endeeper.com/pt-br/product/petroledge>). Com base na descrição detalhada dos principais minerais constituintes das lâminas, foram contados 300 pontos com o espaçamento de 0,5 mm. Em cada ponto foi descrito o mineral observado na intersecção da objetiva, posteriormente

foram plotados nos diagramas e interpretados as possíveis assinaturas composicionais dos principais ambientes tectônicos das áreas-fonte.

## 5. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS À ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no município de Coromandel, Minas Gerais, na Mesorregião do Triângulo Mineiro/Alto Paranaíba, situado a oeste do estado de Minas Gerais. As principais vias de acesso ao local de estudo saindo de Coromandel – MG são, BR-352 e MG-188 (Fig. 6). São utilizadas vias de acesso não pavimentadas para o acesso ao local de interesse.

**Figura 6** - (A) Localização do estado de Minas Gerais no Brasil (B) Localização da região do Alto Paranaíba-Triângulo Mineiro e Coromandel no estado de Minas Gerais. (C) Área de estudo, a sudeste de Coromandel, com a localização da seção estudada.

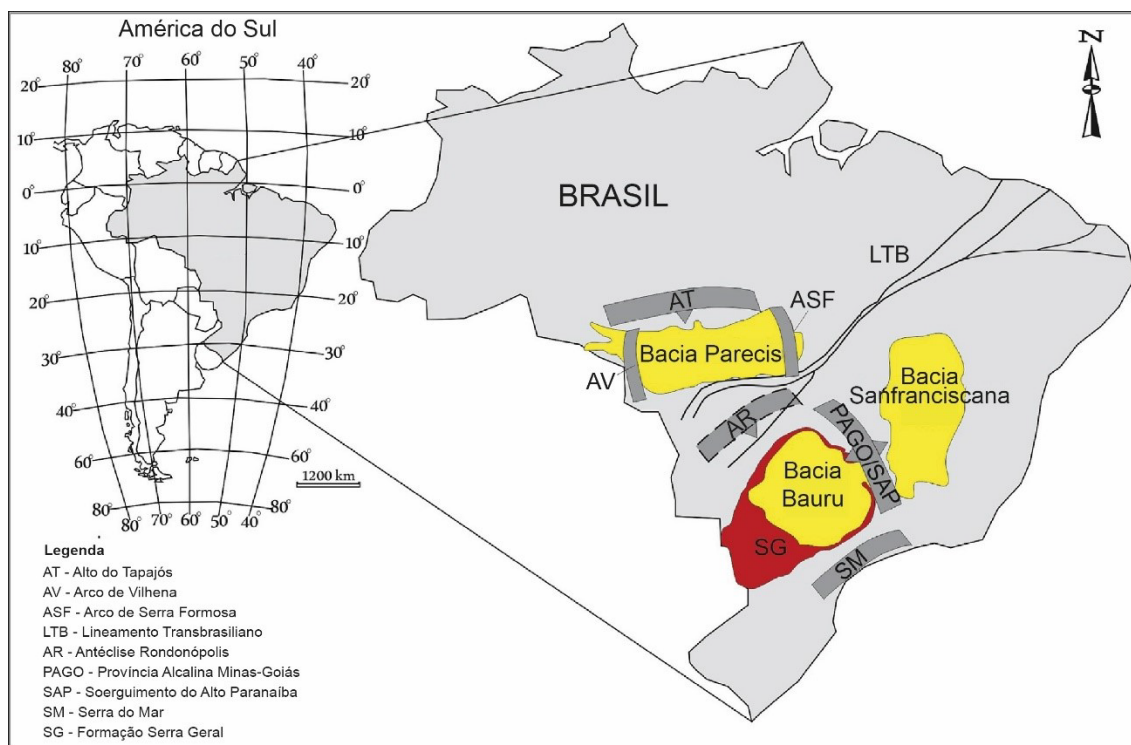


Fonte: O Autor.

## 6. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região do Alto Paranaíba-Triângulo Mineiro, compreende três grandes unidades geotectônicas: (i) a Faixa de Dobramentos Brasília, que aflora na porção central; (ii) a Bacia Bauru nas partes centro-oeste; e (iii) Bacia Sanfranciscana nas porções centro-leste. A Faixa Brasília corresponde a um cinturão de dobramentos de idade neoproterozóica estruturada à oeste do Cráton São Francisco, com gênese através dos processos de subducção, acreção de terrenos e atividade magmática, durante a Orogenia Brasileira (PIMENTEL, 2016). Reativações recorrentes de estruturas regionais ao longo da Faixa Brasília, desenvolveram uma feição tectônica positiva denominada Alto Paranaíba (SAP), que atuou como uma barreira separando as bacias coevas e ativas Bauru e Sanfranciscana (Fig. 7) (CAMPOS E DARDENNE, 1997b; RICCOMINI *et al.*, 2005; SEEDORKO *et al.*, 2020). No decorrer do Cretáceo Superior, essas reativações regionais propiciaram alojamentos de magmas alcalinos orientados ao longo da direção NW-SE (HASUI *et al.*, 1975).

**Figura 7** - Localização das bacias intracratônicas Sanfranciscana, Bauru e Parecis no Brasil e as principais feições estruturais associadas.



Fonte: Retirado de Batezelli e Ladeira (2016).

As rochas ígneas alcalinas na região do Triângulo Mineiro são associadas à Província Alcalina Minas-Goiás, são compostas por rochas máficas a ultramáficas de afinidade potássica a ultrapotássica, ocorrendo na forma de complexos plutônicos, intrusões hipoabissais, lavas e tufos. São atribuídas à Formação Patos, Grupo Mata da Corda (LEONARDOS *et al.*, 1991; SGARBI; GASPAR, 2002; GIBSON *et al.*, 1995; RASSI, 2021).

## 7. ESTRATIGRAFIA DA BACIA SANFRANCISCANA

A Bacia Sanfranciscana, do tipo intracratônica e de idade fanerozoica possui forma geral alongada na direção norte-sul e cerca de 1.100 km de extensão e 200 km de largura. A bacia é formada principalmente por rochas sedimentares associadas aos ambientes deposicionais continentais e minoritariamente por rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas (CAMPOS; DARDENNE, 1997; MESCOLOTTI *et al.*, 2019; SEDORKO *et al.*, 2020; CABRAL; MESCOLOTTI; VAREJÃO, 2021). De acordo com Campos e Dardenne (1997), importantes diferenças tectônicas, estratigráficas e ambientais entre a porção sul e a porção norte, permitem a divisão em duas Sub-bacias denominadas Sub-bacia Abaeté (sul) e Sub-bacia Urucuia (centro-norte) (Fig. 1B).

As unidades litoestratigráficas que compõe a Bacia são separadas por importantes discordâncias de caráter regional e apresentam idades que variam do Carbonífero ao Cretáceo. O Grupo Santa Fé (Carbonífero-Permiano) possui origem glaciogênica e inclui as formações Floresta (base) e Tabuleiro (topo) (CAMPOS; DARDENNE, 1997). O Grupo Areado (Cretáceo Inferior) abrange as formações Abaeté (base), Quiricó e Três Barras (topo). Na porção sul da bacia, a Formação Abaeté foi depositada por leques aluviais; e na porção norte, por sistemas fluviais entrelaçados (CAMPOS; DARDENNE, 1997). A Formação Quiricó é interpretada como um sistema deposicional lacustre (CAMPOS; DARDENNE, 1997). A Formação Três Barras foi depositada em ambientes eólicos, fluviais e flúvio-deltaicos (CAMPOS; DARDENNE, 1997; MESCOLOTTI *et al.*, 2019).

O Grupo Urucuia é subdividido nas formações, Posse (base) e Serra das Araras (topo). De acordo com Campos e Dardenne (1997), a Formação Posse é interpretada como depósitos eólicos de campos de dunas secas e depósitos fluviais entrelaçados depositados

em canais. Na região sul da bacia, entre Estrela do Sul e Cascalho Rico, Minas Gerais, Alessandretti *et al.* (2023) identificaram na Formação Posse, fácies relacionadas a campos de dunas, lençóis de areia e interdunas úmidas. A Formação Serra das Araras é interpretada como um sistema fluvial entrelaçado sedimentado em lençóis de areia e cascalho (CAMPOS; DARDENNE, 1997). O Grupo Mata da Corda é composto pelas formações Patos e Capacete, que afloram de maneira interdigitada (CAMPOS; DARDENNE, 1997; RASSI, 2021). A Formação Patos é constituída por rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas e hipoabissais de afinidade geoquímica alcalina (CAMPOS; DARDENNE, 1997; GOMES, 2005). A Formação Capacete, objeto de estudo do trabalho, ocorre somente na porção sul da bacia e, de acordo com Campos e Dardenne (1997), é formada rochas epiclásticas derivadas da erosão de fontes vulcânicas, com importante aporte de areias eólicas.

## 7.1. Grupo Mata da Corda

O Grupo Mata da Corda é formado por rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas e sedimentares epiclásticas com contribuição eólica (CAMPOS; DARDENNE, 1997). É constituído pelas Formações Patos e Capacete, que afloram de maneira interdigitada (Fig. 8). A Formação Patos é composta por rochas alcalinas máficas a ultramáficas, com amplo predomínio dos tipos piroclásticos, lavas maciças afaníticas ou porfíricas, basanitos vesiculares ou amigdaloidais, tufos lapilíticos, brechas vulcânicas e cineritos (CAMPOS; DARDENNE, 1997; ANTONIASSI, 2022).

A Formação Capacete é interpretada como o resultado do retrabalhamento das rochas vulcânicas da Formação Patos. A unidade possui espessura máxima de 150 metros, com ocorrência somente na porção sul da Bacia Sanfranciscana (SGARBI, 2000). É formada por argilitos, litoarenitos, ortoconglomerados e paraconglomerados epiclásticos (CAMPOS; DARDENNE, 1997; SGARBI, 2000). De acordo com Campos e Dardenne (1997), a Formação Capacete foi depositada em um sistema de leques aluviais distais gradando para sistema fluvial entrelaçado. A ocorrência de grãos de quartzo com alta esfericidade e superfícies apresentando brilho fosco nos arenitos dessa unidade foram interpretados como eólicos em sua origem. Com base nos processos sedimentares dominantes, incluindo fluxo de detritos e transporte eólico, e na ausência de registro



biológico (fósseis e icnofósseis), Campos & Dardenne (1997) interpretaram as condições climáticas vigentes à época de sedimentação da Formação Capacete como semiáridas a áridas. Porém, Sedorko *et al.* (2020) reconheceram, com base em dados sedimentológicos e assinaturas icnológicas presentes em fácies fluviais atribuídas aos rios meandранtes, condições locais de maior umidade que aquelas antes descritas.

**Figura 8** - Carta lito-cronoestratigráfica do Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana, com destaque para o Grupo Urucuia e o Mata da Corda.

		GEOCRONOLOGIA		LITOESTRATIGRAFIA			
	Período	Época	Idade	Unidades		Sul	Centro-Norte
				Grupo	Formação		
-70	Cretáceo Superior		Maastrichtiano	MATA DA CORDA	PATOS e CAPACETE		
-80			Campaniano				
-90			Santoniano	URUCUIA	SERRA DAS ARARAS e POSSE		
			Turoniano				
			Cenomaniano				

Fonte: Modificado de Batezelli e Ladeira (2016).

A principal área-fonte da Formação Capacete, segundo o modelo de distribuição dos sedimentos proposto por Campos e Dardenne (1997) e posteriormente modificado por Sedorko *et al.* (2020), é a região afetada pelo soerguimento do Alto Paranaíba, contexto paleogeográfico da porção sul da bacia, caracterizado pelo levantamento crustal da região e também pelo desenvolvimento do magmatismo da Formação Patos. O relevo relacionado aos aparelhos vulcânicos, que ocorrem em uma região já elevada, corresponde à área fonte a partir da qual se desenvolve a sedimentação.

## 8. RESULTADOS

### 8.1. Análise de fácies

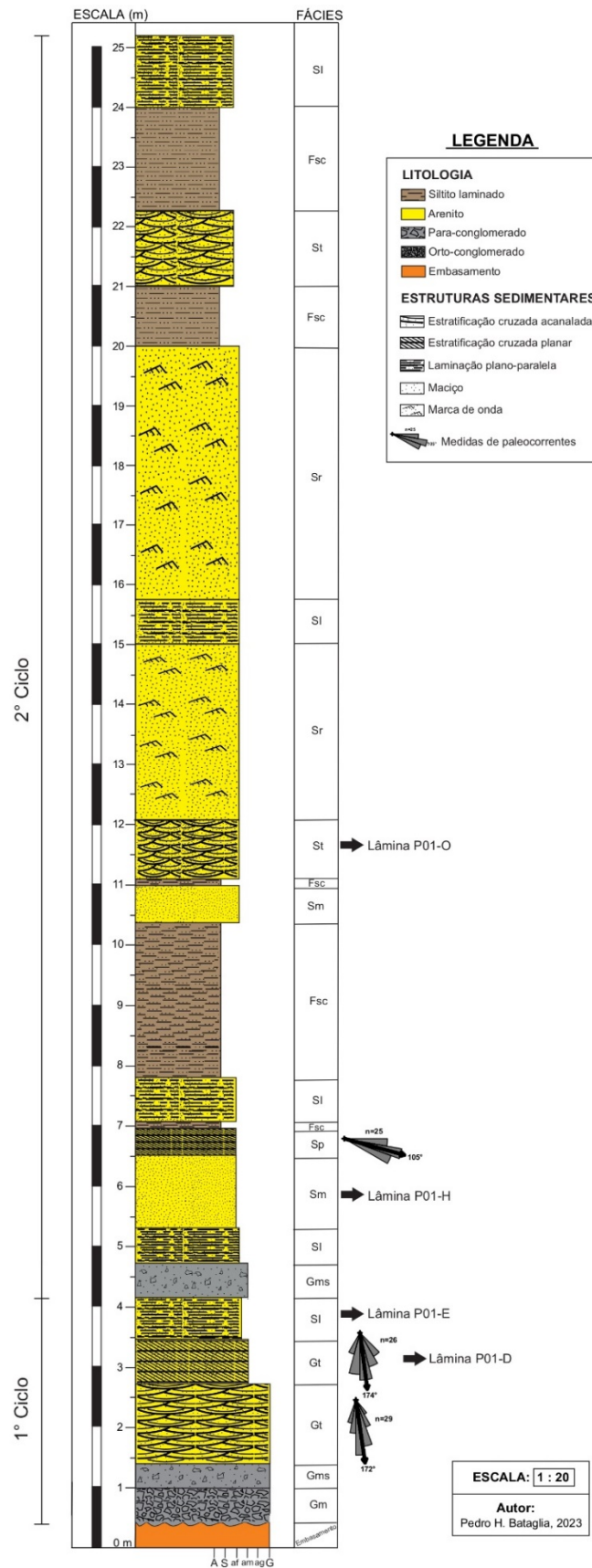
A seção colunar foi levantada na localidade conhecida como Morro do Lobo (coordenadas UTM: 273234 mE e 7948608 mN) e possui aproximadamente 340 metros de extensão lateral e cerca de 26 metros de espessura (Fig. 9). Com base na geometria das camadas, estruturas, organização interna, mineralogia e textura dos grãos, foram reconhecidas nove fácies sedimentares: (i) ortoconglomerado (Gm) (Fig. 10B); (ii)

paraconglomerado lama sustentado (Gms) (Figs. 10B e C); (iii) arenito conglomerático (Gt) (Fig. 10D); (iv) arenito com laminação plano-paralela (Sl) (Fig. 11A e B); (v) arenito com laminação cruzada planar (Sp) (Fig. 11A); (vi) arenito maciço (Sm) (Fig. 11A e B); (vii) arenito com estratificação cruzada acanalada (St) (Fig. 11B); (viii) arenito com marcas onduladas (Sr) (Fig. 11C); e (ix) siltito laminado (Fcs) (Fig. 11D).

Vertical e lateralmente na seção afloram arenitos, com conglomerados e siltitos ocorrendo de maneira subordinada. A base da seção apresenta grande variação lateral de fácies, com conglomerados e arenitos se alternado ao longo do contato discordante com o embasamento metamórfico (Fig. 10A). Os conglomerados afloram exclusivamente na base da seção e são dos tipos orto- e paraconglomerado. Os ortoconglomerados (Gm) são polimíticos e apresentam gradação normal, clastos são subarredondados a arredondados e de granulometria grânulo a bloco, com predomínio de seixos (Fig. 10B). Os paraconglomerados (Gms) são maciços, polimíticos e sustentados por matriz argilo-siltosa, clastos possuem tamanhos entre grânulo e bloco e formas variando de subangulares a arredondadas (Fig. 10B e C).

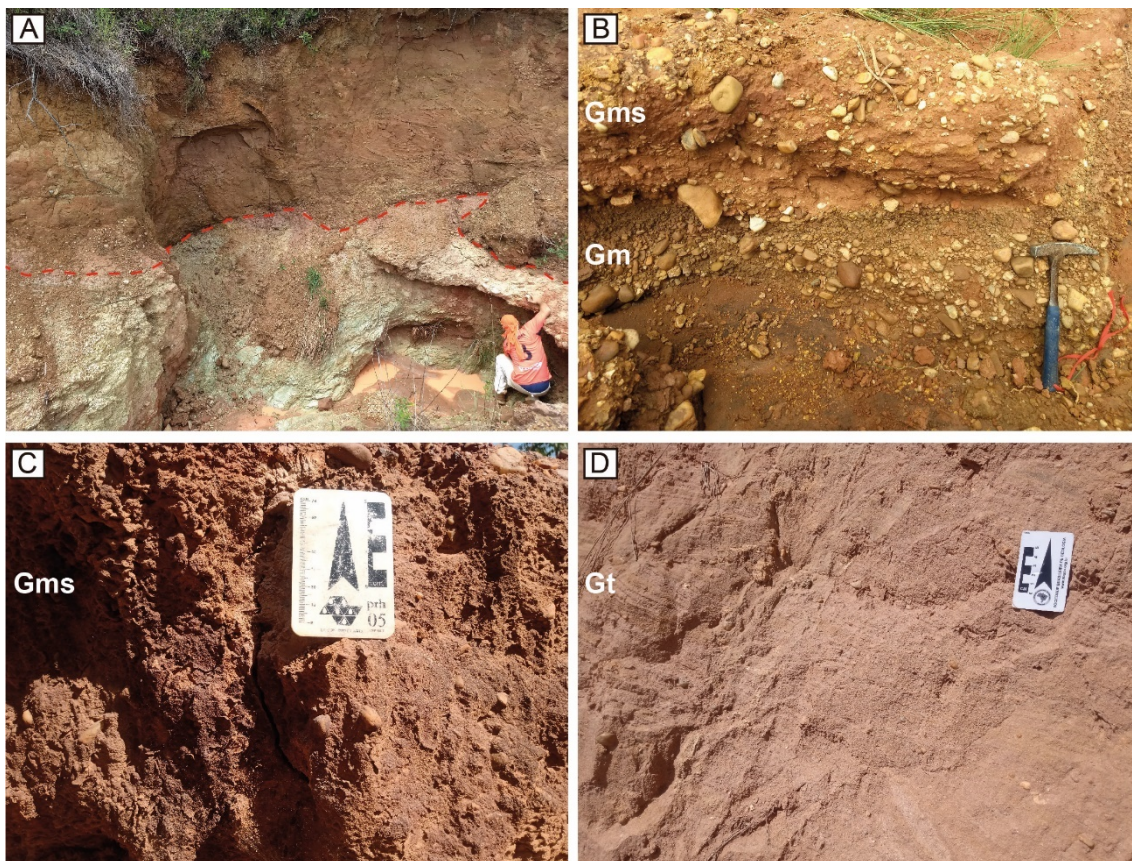
Os arenitos apresentam, em geral, colorações creme a amareladas, predominando granulometria areia média, com grãos e clastos subarredondados a arredondados. Apresentam diferentes estruturas sedimentares primárias. Acima dos conglomerados, ocorrem duas camadas de arenitos conglomeráticos. A primeira possui geometria tabular e 150 cm de espessura, e é formada por arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada (Gt). A segunda é um arenito conglomerático com estratificação cruzada planar (Gt), disposta em camada com geometria tabular e 80 cm de espessura. Acima, intercalam-se duas camadas de arenitos finos a médios com laminação-paralela (Sl) com camada de paraconglomerado (Gms). Os siltitos ocorrem da parte intermediária para o topo da seção, intercalados com arenitos. As principais feições estruturais e texturais das litofácies sedimentares brevemente descritas acima e seus respectivos processos deposicionais estão sumarizados na Tabela 2.

**Figura 9** - Seção colunar em escala 1:20 da Formação Capacete no Morro do Lobo, localizado 10 km a sudeste de Coromandel.



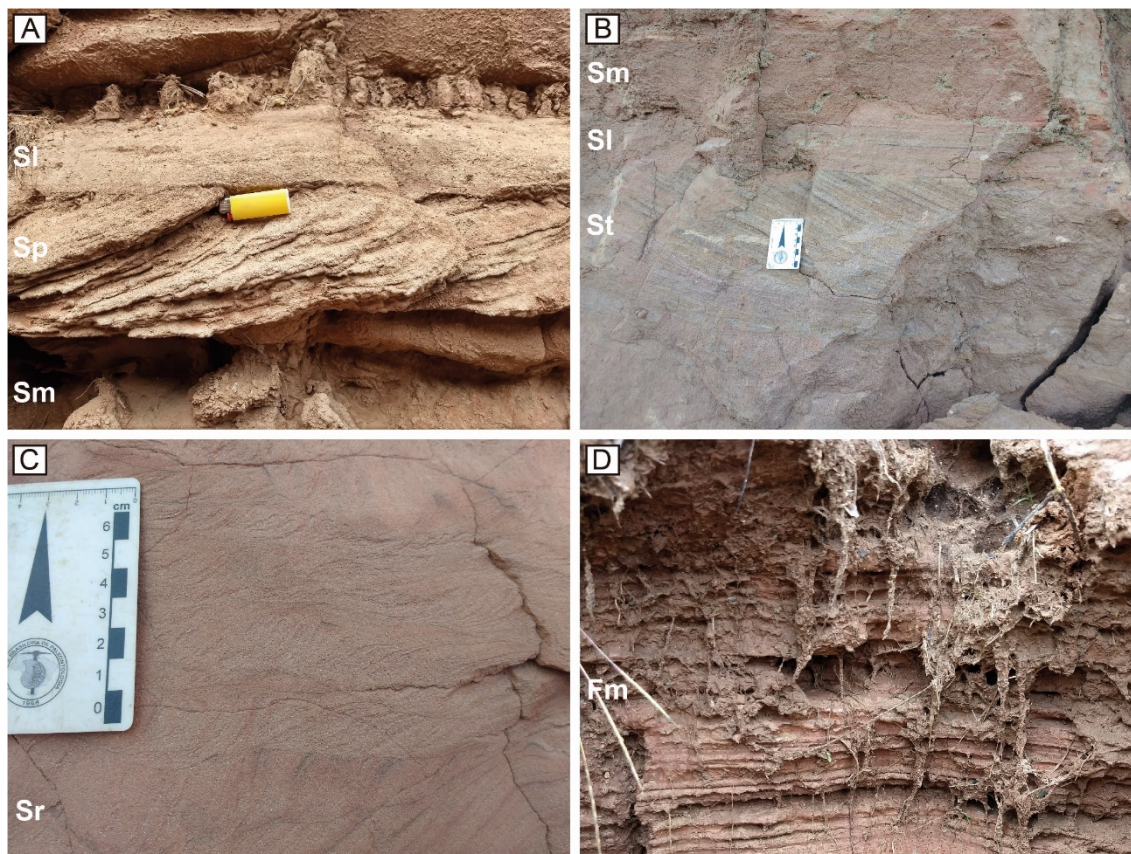
Fonte: O Autor.

**Figura 10** - Fácies sedimentares da Formação Capacete no Morro do Lobo, localizado 10 km a sudeste de Coromandel (coordenadas UTM: 273234 e 7948608). (A) Contato discordante (não-conformidade) com filitos da Formação Rio Verde, Grupo Ibiá da Faixa de Dobramentos Brasília. (B) Camadas tabulares decimétricas de orto- e paraconglomerados da base da seção. (C) Detalhe da camada de paraconglomerado. (D) Arenito conglomerático com seixos orientados ao longo do plano do *foreset*. O martelo em (B) possui 30 cm de comprimento. As escalas gráficas em (C) e (D) possuem 8,5 cm de comprimento.



Fonte: O Autor.

**Figura 11** - (A) Da base para o topo, camadas de arenito maciço, arenito com laminação cruzada planar e arenito com laminação plano-paralela incipiente. (B) Da base para o topo, camadas de arenito com estratificação cruzada acanalada, arenito com laminação plano-paralela e arenito maciço bioturbado. (C) Arenito com marcas onduladas cavalgantes. (D) Lâminas e camadas de siltito laminado. As fotografias em (B) e (C) foram gentilmente cedidas pelo Prof. Daniel Sedorko (Museu Nacional, Rio de Janeiro). O isqueiro em (A) possui 6,3 cm de comprimento. A escala gráfica em (C) e (D) possui 8,5 cm de comprimento.



Fonte: O Autor.

**Tabela 2** - Descrição das fácies sedimentares da Formação Capacete e suas principais estruturas e processos deposicionais.

Código	Fácies	Litologia e geometria	Estruturas sedimentares	Processos deposicionais	Figura
Gm	Ortoconglomerado	Conglomerado clasto sustentado. Os clastos variam de tamanho grânulo a bloco, com amplo predomínio de seixos. São subarredondados a arredondados. Os litoclastos são de rochas vulcânicas alcalinas com alto grau de alteração, quartzitos, xistos e quartzo de veio/falha. Localmente ocorrem porções onde os clastos estão sustentados por matriz arenosa	Gradação normal e clastos imbricados	Depósito de barras longitudinais ou residuais de canais	10B

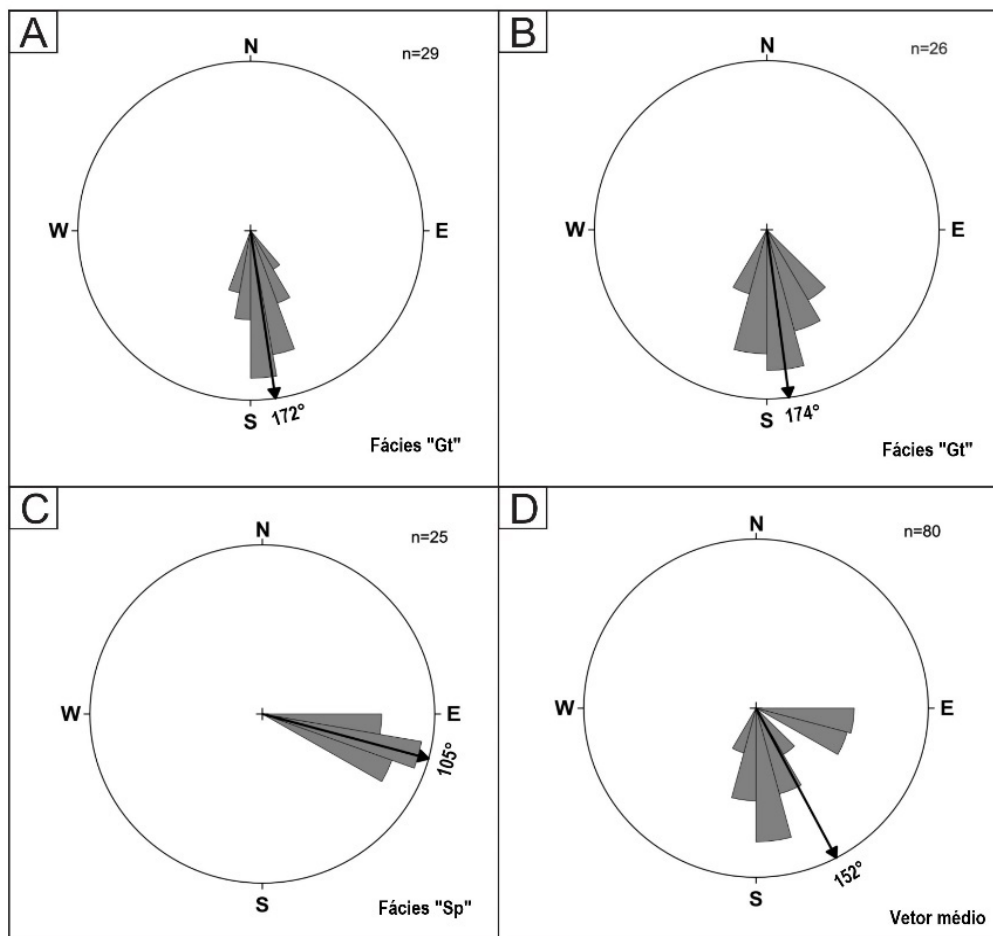
Gms	Paraconglomerado	Conglomerado sustentado por matriz lamosa de tamanho argila e silte. Os clastos variam de grânulo a bloco. Os litoclastos são de rochas vulcânicas alcalinas com alto grau de alteração, quartzitos, xistos e quartzo de veio/falha	Maciço	Depósito de fluxo de detritos	10B-C
Gt	Arenito conglomerático	Arenito conglomerático, clastos predominam tamanho grânulo, sub-arredondados a arredondados, mal selecionado. Litoclastos de rochas vulcânicas, quartzitos e quartzo de veio	Estratificação cruzada de médio porte variando entre acanalada e planar. Grânulos e seixos nos "foresets" das estratificações.	Depósitos de dunas subaquáticas de preenchimento de canais em regime de fluxo superior	10D
Sl	Arenito com laminação plano-paralela	Arenito com granulometria variando de muito fino a média, predominando areia fina, coloração que varia de avermelhado a creme, possuindo pontuais intra-clastos lamosos	Laminação plano-paralela	Depósitos de fluxo laminar superior em barras transversais	11A-B
Sp	Arenito com estratificação cruzada planar	Arenito com granulometria muito fina a média, com coloração dominante creme, possuindo camadas tabulares	Estratificação cruzada planar	Migração de dunas bidimensionais	11B
Sm	Arenito maciço	Arenito com granulometria que varia de muito fino a médio, predominando muito fino. Pontualmente micáceo, ocasionalmente apresenta intra-clastos de argila	Maciço	Deposição rápida de fluxos hiperconcentrados	11A-B
St	Arenito com estratificação cruzada acanalada	Arenito com granulometria fino a médio, com coloração avermelhada a creme	Apresenta estratificação cruzada acanalada majoritariamente de pequeno porte	Migração de dunas eólicas	11B
Sr	Arenito com marcas onduladas	Arenito com granulometria fino a médio, com laminação cruzada ondulada ascendente	Marcas onduladas	Regime de fluxo inferior	11C
Fsc	Siltito laminado	Siltito marrom, laminado. Localmente maciço	Apresenta feições localizadas de pedogeneização (paleossolo)	Depósitos de decantação em planície de inundação	11D

Baseado em Miall (1996).

## 8.2. Paleocorrentes

Ao todo, foram efetuadas 80 medidas de paleocorrentes (Fig. 12). As 29 medidas efetuadas na fácies Gt com estratificações cruzadas acanaladas, resultaram em vetor médio para  $172^\circ$  (Fig. 12A). Na fácies Gt com estratificações cruzadas planares, as 26 medidas realizadas mostraram vetor médio para  $174^\circ$  (Fig. 12B). A fácies Sp possui vetor médio para  $105^\circ$ , com base em 25 medidas (Fig. 12C). O vetor médio para todas as medidas é  $152^\circ$  (Fig. 12D). Conforme os dados de paleocorrentes obtidos, o vetor médio local das paleocorrentes pode ser considerado unimodal com baixa variabilidade, com uma única direção de corrente dominante para SE.

**Figura 12** - Diagramas de rosetas produzidos a partir de medidas de paleocorrentes da seção 01, extraídas através de estratificações cruzadas acanaladas e planar. (A) Paleocorrentes retiradas das fácies "Gt" em estratificações cruzadas acanaladas. (B) Paleocorrentes retiradas das fácies "Gt" em estratificações cruzadas planares. (C) Paleocorrentes retiradas das fácies "Sp" em estratificações cruzadas planares. (D) Vetor médio de todas as paleocorrentes extraídas.



Fonte: O Autor.

### **8.3. Petrografia microscópica e contagem modal da composição detrítica primária (Método Gazzi-Dickinson)**

O posicionamento estratigráfico das quatro lâminas delgadas descritas e analisadas pelo método de contagem Gazzi-Dickinson (P01-D, P01-E, P01-H e P01-O) é apresentado na Figura 9.

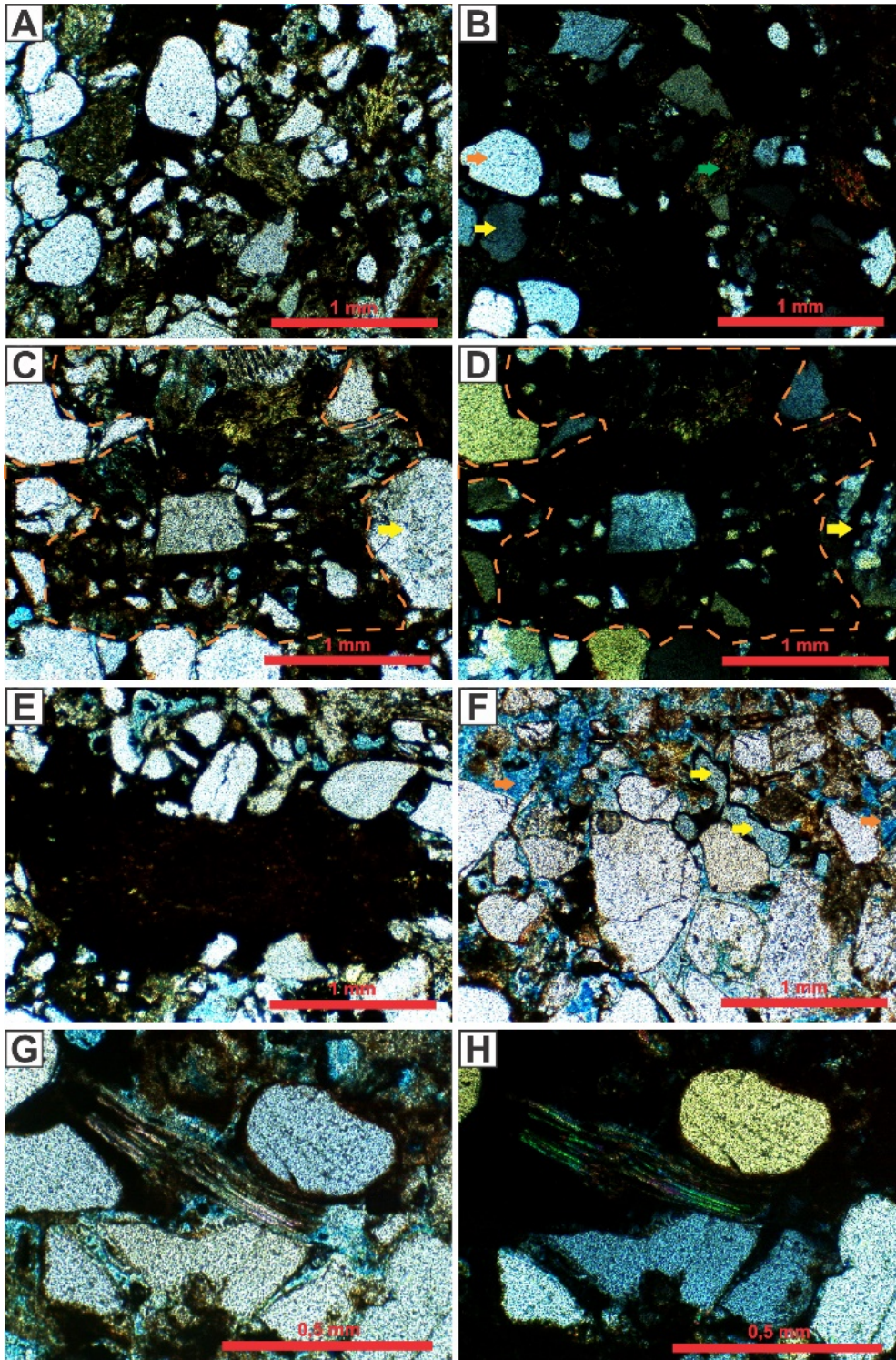
#### **8.3.1. Lâmina P01-D (Fácies Gt)**

O tamanho dos grãos na lâmina P01-D varia entre areia fina a grânulo, com grau de seleção moderado. A moda dos tamanhos de grão é dada pela fração areia média. Os grãos variam de subangulosos a arredondados, com predomínio de grãos subarredondados (Fig. 13A e B). A maioria dos contatos entre os grãos são pontuais e longos, caracterizando empacotamento do tipo normal. A fábrica é definida pela sustentação dos grãos.

A composição detrítica primária (Fig. 17) é basicamente constituída por quartzo monocristalino (Qm) com extinção abrupta (21,3%) a ligeiramente ondulante (12,7%). Ocorre também quartzo monocristalino (Qm) com extinção fortemente ondulante (16%) (Fig. 13B). Quartzo policristalino (Qp) do tipo metamórfico (quartzito) com extinção fortemente ondulante (18,3%) (Fig. 13D). Ocorre fragmentos líticos de xistos (12,7%) (Fig. 13B) e vulcânicas alcalinas (4,7%) (Fig. 13C e D). Como constituintes intrabaciais, ocorre intraclastos lamosos (11,3%) (Fig. 13E). Filossilicatos são raros (2%) (Fig. 13G e H), feldspatos microclínio (1%) e plagioclásios. Encontram-se frequentemente litoclastos de xistos e/ou filossilicatos apresentando compactação mecânica quando em contato com grãos de quartzo (Fig. 13G e H). Ocorre porosidade dos tipos intergranular e intragranular (Fig. 13F). Conforme a classificação composicional de Folk (1968), a amostra P01-D corresponde a um litarenito (Fig. 18A). Com base no diagrama de proveniência tectônica de Dickinson (1985), a amostra indica para reciclagem orogênica como área-fonte (Fig. 18B).



**Figura 13** - Fotomicrografias da amostra P01-D. (A) Arcabouço mostrando a predominância de grãos de quartzo monocristalino e litoclastos de rochas vulcânicas alcalinas. Observa-se grãos arredondados e subangulares. (B) Grãos de quartzo monocristalino com extinção abrupta (seta laranja) e extinção levemente ondulante (seta amarela), litoclastos de vulcânicas alcalinas (seta verde). (C) e (D) Litoclasto de vulcânica alcalina (tracejado laranja), com matriz vítrea e fenocristais. Observa-se grão de quartzo policristalino (quartzito) (seta amarela) (E) Intraclasto lamoso como pseudo-matriz. (F) Porosidade intergranular (seta laranja) e intragranular (seta amarela). (G) e (H) Compactação mecânica dos grãos de quartzo com os filossilicatos. As fotomicrografias (A), (C), (E), (F) e (G) foram obtidas em luz natural. (B), (D), (H) obtidas em luz polarizada.



Fonte: O Autor.

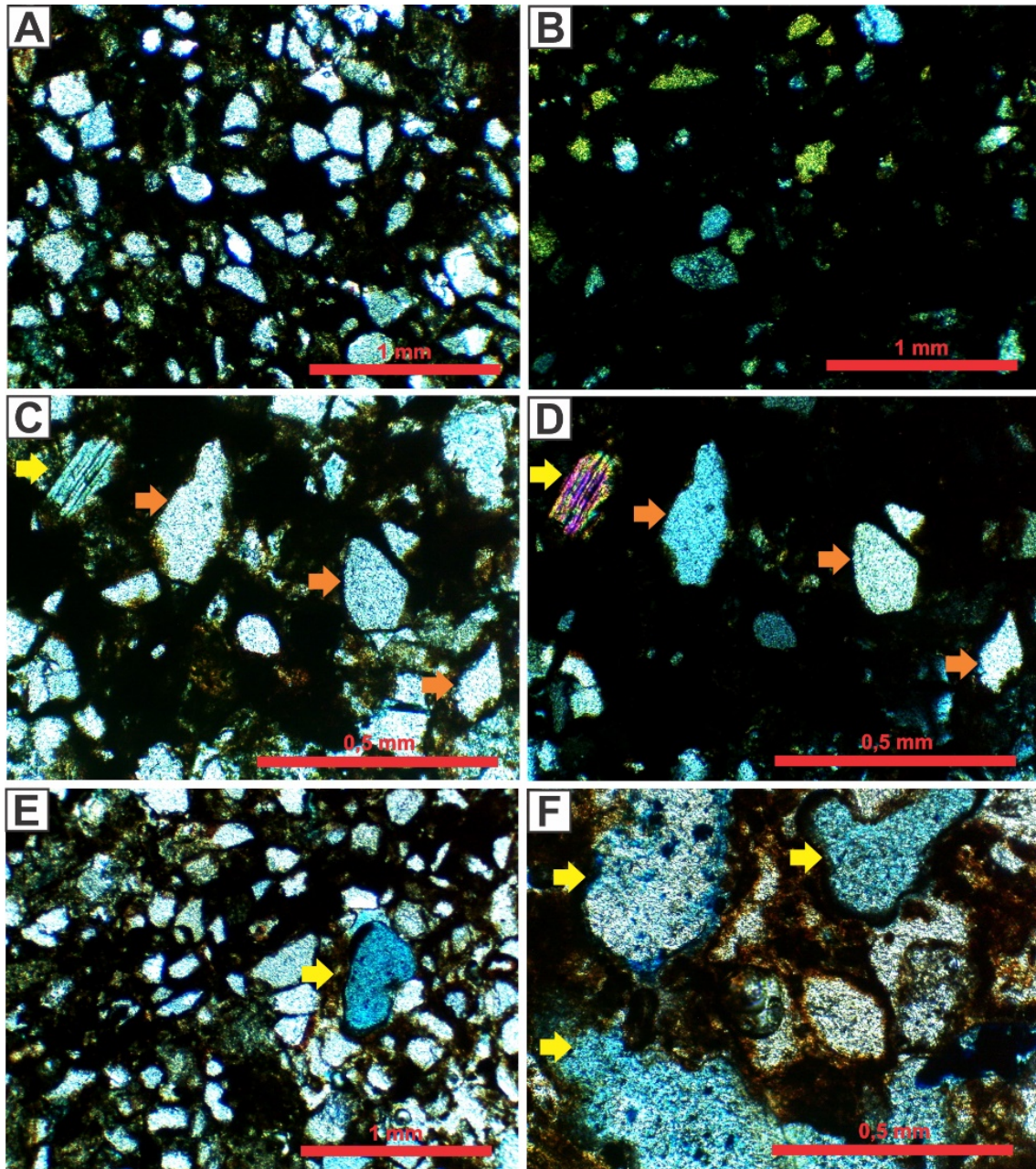
### 8.3.2. Lâmina P01-E (Fácies S1)

O tamanho dos grãos varia entre areia muito fina a areia média e a moda granulométrica é areia fina (Fig. 14A). Os grãos são angulosos a sub-angulosos (Fig. 14A e B), grau de seleção moderado. Os grãos possuem contatos pontuais e longos, definindo um empacotamento. A fábrica é definida pela sustentação dos grãos, sem orientação definida.

A composição primária (Fig. 17) é constituída por quartzo monocristalino (Qm) com extinção fortemente ondulante (33,7%) a abrupta (7%) (Fig. 14C). Quartzo monocristalino com extinção ligeiramente ondulante representa 13,7% dos grãos. Quartzo policristalino (Qp) do tipo metamórfico (quartzito) com extinção fortemente ondulante constitui 14% dos grãos. Litoclastos de xisto possuem 17,3% de representatividade (Fig. 14D). Como constituintes intrabaciais, ocorrem intraclastos lamosos (11%). Por fim, baixíssimas porcentagens de filossilicatos (0,3%) e microclínio (0,3%) completam a composição detrítica da amostra.

Nessa amostra se observa compactação mecânica dos filossilicatos e/ou litoclastos xistosos quando em contato com grãos de quartzo. Argilas mecanicamente infiltradas ocorrem recobrando parcial a totalmente os grãos detríticos (Fig. 14F). A porosidade compreende majoritariamente poros intergranulares, com ocorrência localizada de poros intragranulares (Fig. 14E) apresentando grãos alveolados (*honeycombed*) gerando moldes. Considerando a classificação composicional de Folk (1968), a amostra P01-E corresponde a um sublitarenito (Fig. 18A). Com base no diagrama de proveniência tectônica de Dickinson (1985), a amostra indica cinturão orogênico reciclado como área-fonte (Fig. 18B).

**Figura 14** - Fotomicrografias da amostra P01-E. (A) Arcabouço mostrando a predominância de grãos de quartzo, matriz suportada com os clastos “boiando”. (B) Grãos de quartzo monocristalino com extinção abrupta e ondulante. (C) e (D) Litoclastos de xisto (seta amarela) e grãos de quartzo monocristalino (setas laranjas). (E) Porosidade intragranular móldica (seta amarela). (F) Argilas mecanicamente infiltradas e porosidade do tipo intragranular móldica (seta amarela). As fotomicrografias (A), (C), (E), (F) foram obtidas em luz natural. (B) e (D) obtidas em luz polarizada.



Fonte: O Autor.

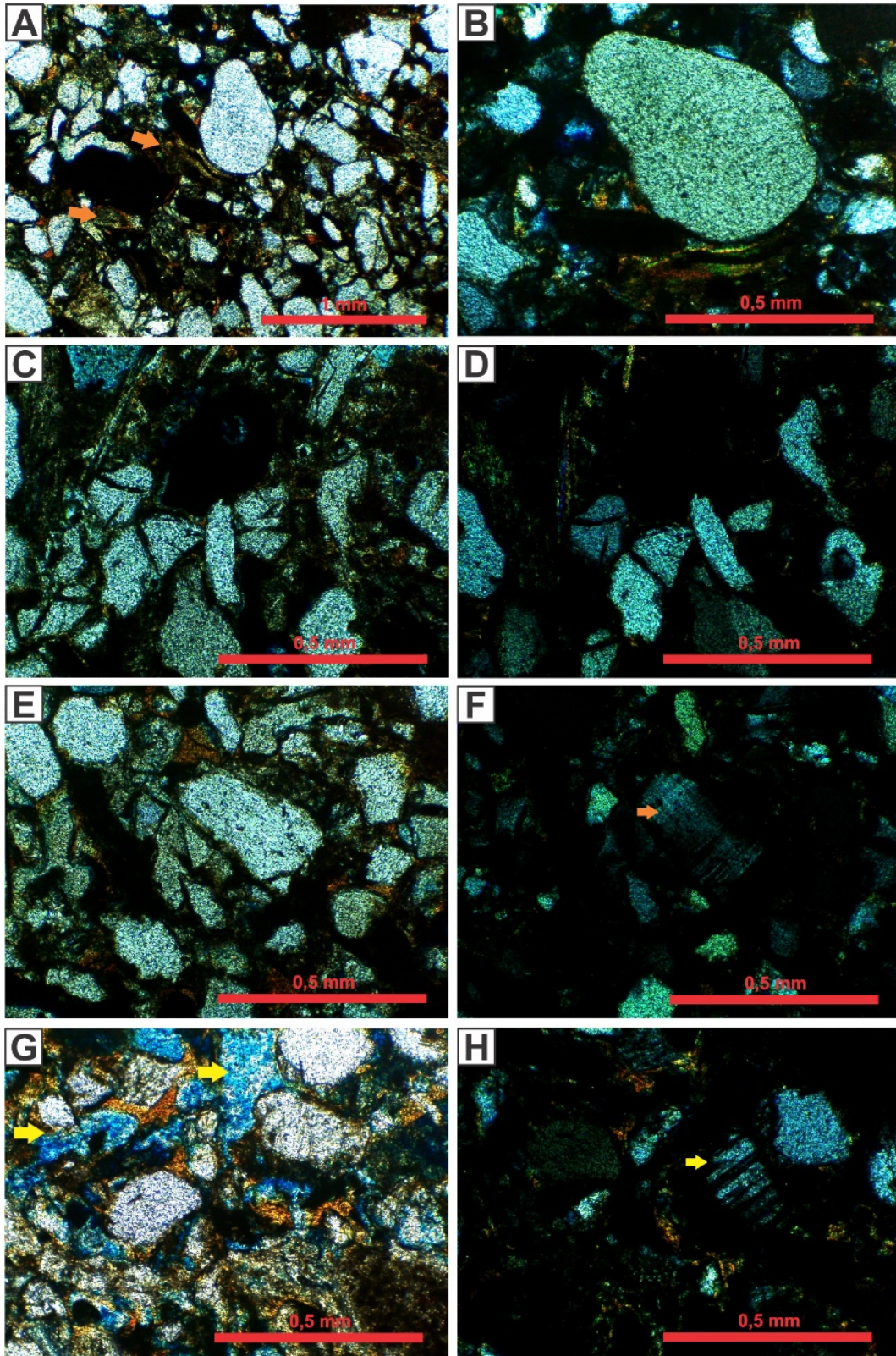
### 8.3.3. Lâmina P01-H (Fácies Sm)

A lâmina delgada P01-H possui tamanhos de grão que variam de areia muito fina a areia média, com tamanho modal dado pela fração areia fina (Fig. 15A). Os grãos são angulosos a sub-arredondados, com amplo predomínio de grãos sub-angulosos (Fig. 15A e B). A amostra é mal selecionada e é submatura. O empacotamento é do tipo normal, caracterizado por contatos pontuais, longos e côncavo-convexo (Fig. 15C e D). Este último poucas é raramente verificado. A fábrica é definida pelo suporte de grãos.

A composição detrítica (Fig. 17) é constituída por quartzo monocristalino (Qm) com extinção fortemente ondulante (22,7%) a abrupta (26,7%). Em menores proporções ocorre quartzo monocristalino com extinção ligeiramente ondulante (8%). Os fragmentos líticos são majoritariamente de xistos (23%) (Fig. 15A) e quartzo policristalino (Qp) do tipo metamórfico (quartzito) (10,7%). Em menores proporções ocorre filossilicatos (3,3%), intraclastos lamosos (5,3%), plagioclásio (Fig. 15H) e feldspato microclinio (Fig. 15E e F).

Filossilicatos em contato com grãos rígidos (i.e., quartzo) desenvolvem compactação mecânica (Fig. 15B). A porosidade é do tipo intragranular, ocorrendo principalmente em litoclastos de rochas vulcânicas alcalinas (Fig. 15G). Segundo a classificação composicional de Folk (1968), a amostra P01-H corresponde a um litarenito (Fig. 18A). No diagrama de proveniência tectônica de Dickinson (1985), a amostra indica área-fonte a partir de orógeno reciclado (Fig. 18B).

**Figura 15** - Fotomicrografias da amostra P01-H. (A) Arcabouço demonstrando grãos de quartzo e litoclastos de xisto (setas laranjas). (B) Compactação mecânica do grão de quartzo com litoclasto xistoso. (C) e (D) Contatos pontuais e côncavo-convexos. (E) e (F) Grão de feldspato potássico do tipo microclínio (seta laranja). (G) Porosidade do tipo intragranular (setas amarelas). (H) Grão de plagioclásio (seta amarela). As fotomicrografias (A), (C), (E) e (G) foram obtidas pela luz natural. (B), (D), (F) e (H) obtidas pela luz polarizada.



Fonte: O Autor.

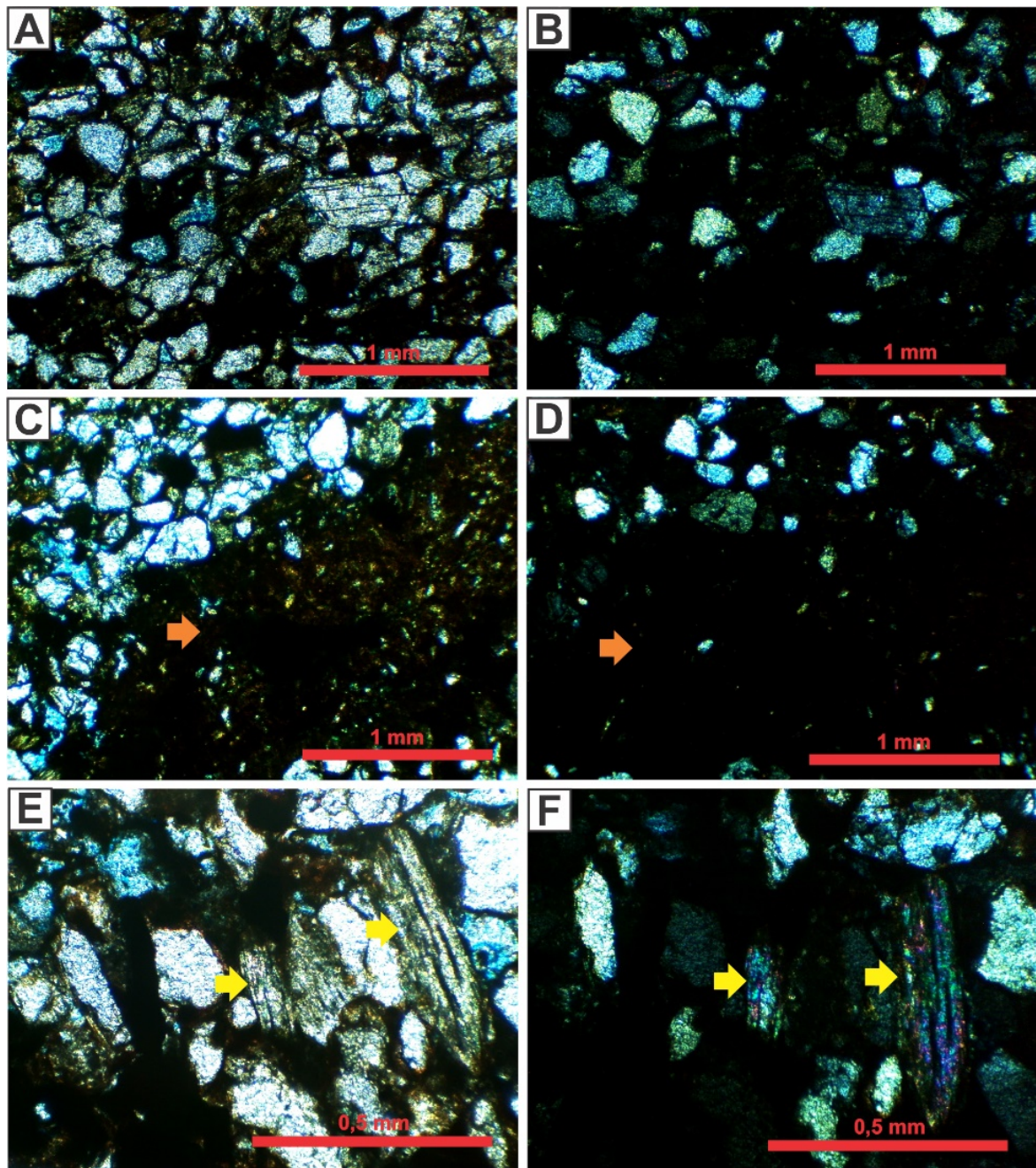
#### 8.3.4. Lâmina P01-O (Fácies St)

A amostra P01-O é formada por grãos de tamanho areia fina a areia muito grossa. O tamanho modal das partículas é dado pela fração areia fina. Os grãos são angulosos a sub-angulosos e bem selecionados. Os contatos entre os grãos são majoritariamente pontuais e longos, definindo empacotamento normal. Alguns raros contatos côncavo-convexo também são observados, principalmente envolvendo intraclastos lamosos e filossilicatos em contato com grãos rígidos.

A lâmina P01-O é formada (Fig. 17) principalmente por quartzo monocristalino (Qm) com extinção ondulante (17%) a abrupta (23%) (Fig. 16A e B). Quartzo monocristalino com extinção ligeiramente ondulante possui 14% de representatividade. Intraclastos lamosos (18,7%) (Fig. 16C e D), quartzo policristalino (Qp) do tipo metamórfico (quartzito) com extinção fortemente ondulante (9,3%) e litoclastos de xisto (15,7%) (Fig. 16E e F) ocorrem também em proporções elevadas. Em pequenas proporções observa-se filossilicatos (2%).

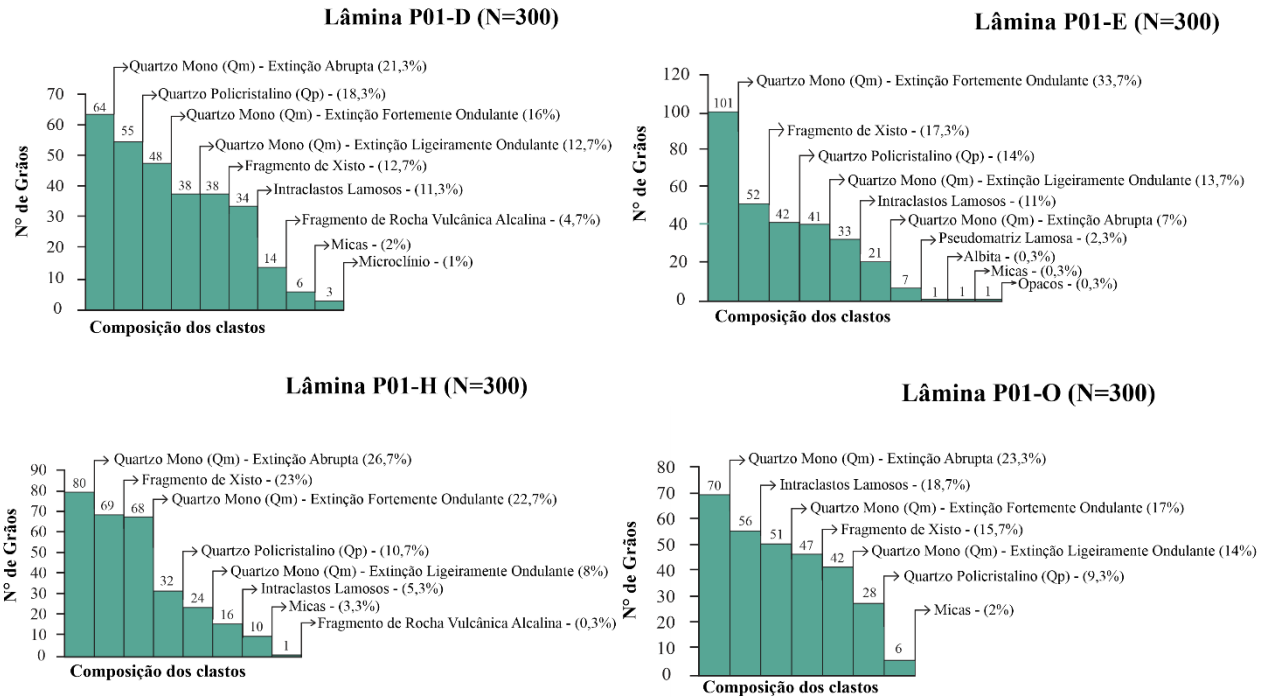
Os processos diagenéticos observados são correlatos com as lâminas anteriores, evidenciando compactação mecânica. Nessa amostra a porosidade é classificada como intergranular, com ocorrência de intragranulares com grãos alveolados (*honeycombed*) gerando moldes. Baseado na classificação composicional de Folk (1968), a amostra P01-O corresponde a um sublitarenito (Fig. 18A). Segundo o diagrama de proveniência tectônica de Dickinson (1985), os sedimentos da amostra são provenientes de reciclagem orogênica (Fig. 18B).

**Figura 16** - Fotomicrografias da amostra P01-O. (A) e (B) Arcabouço demonstrando a predominância de grãos de quartzo monocristalino com extinção abrupta e ondulante, com contatos pontuais e suporte pelos grãos. (C) e (D) Intraclasto lamoso com inclusões de grãos de quartzo (seta laranja). (E) e (F) Litoclasto de xisto em detalhe (seta amarela). As fotomicrografias (A), (C) e (E) foram obtidas pela luz natural. (B), (D) e (F) obtidas pela luz polarizada.



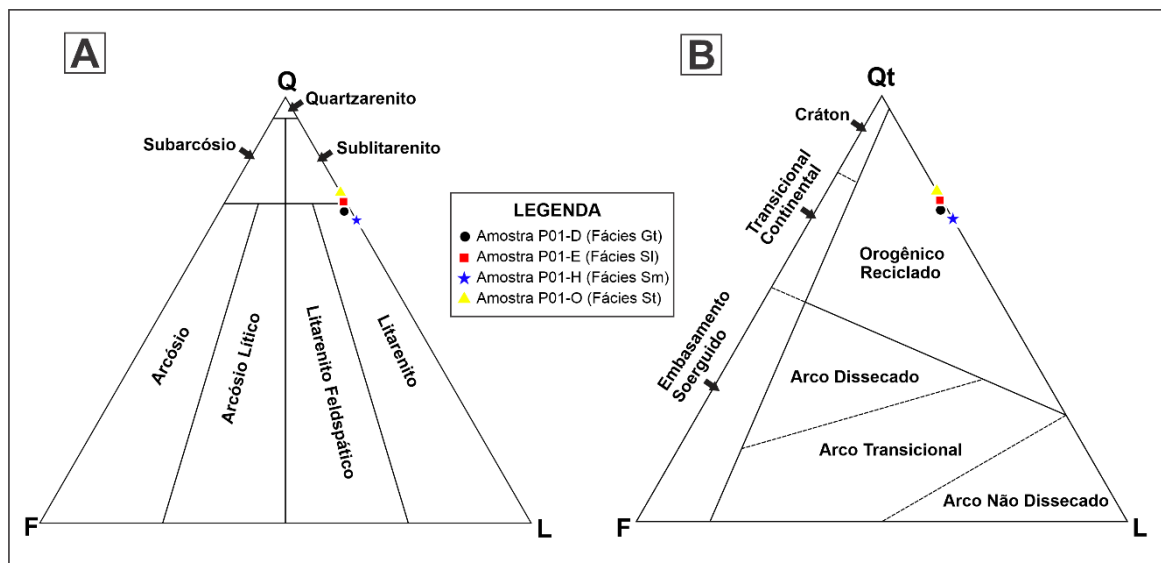
Fonte: O Autor.

**Figura 17** - Diagrama de barras com as composições detríticas primária e acessória da Formação Capacete, na região sudoeste da Bacia Sanfranciscana.



Fonte: O Autor.

**Figura 18** - (A) Amostras P01-D, P01-E, P01-H e P-01O plotadas no diagrama de classificação de rochas terrígenas de Folk (1968) (Q-F-L). Q: quartzo; F: feldspatos e fragmentos de granito e gnaixe; L: todos os outros fragmentos de rocha, incluindo sílex. (B) Amostras P01-D, P01-E, P01-H e P01-O plotadas no diagrama de tipos de proveniência tectônica de Dickinson (1985). Qt: total de quartzosos; F: total de grãos de feldspatos; L: total de fragmentos líticos instáveis.



Fonte: O Autor.



## 9. DISCUSSÃO

A análise de fácies da Formação Capacete na localidade do Morro do Lobo permitiu a identificação dos processos e sistema deposicional vigente à época da deposição. A avaliação integrada dos dados disponíveis na bibliografia acerca da Formação Capacete (vide CAMPOS; DARDENNE, 1997; SGARBI, 2000; SEDORKO *et al.*, 2020) com os dados de litofácies, paleocorrentes e petrografia com contagem modal, produzidos neste trabalho, permitiram a determinação das possíveis áreas-fonte de sedimentos e a elaboração de um modelo paleogeográfico para os depósitos fluviais neocretáceos da porção mais ao sul da Bacia Sanfranciscana. Abaixo são discutidos os resultados das diferentes metodologias aqui aplicadas, bem como suas implicações para o entendimento das relações existentes entre área-fonte e sítio deposicional.

### 9.1. Sistema deposicional

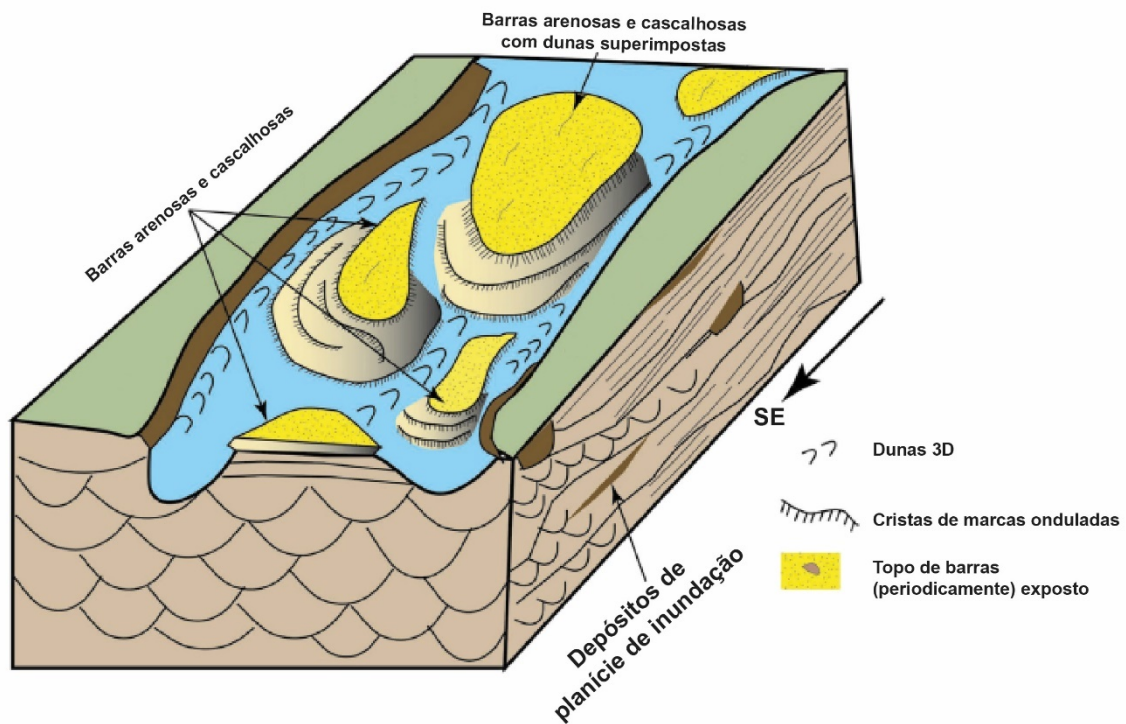
A Formação Capacete no afloramento estudado compreende dois ciclos decamétricos de afinamento granulométrico para o topo (Fig. 9). Esses dois ciclos granodecrescentes são aqui tentativamente relacionados a reativações de falhas na região influenciada pelo Soerguimento do Alto Paranaíba. A sucessão compreende uma associação vertical e lateral de conglomerados, arenitos e pelitos depositados de forma cíclica em um contexto de sistema fluvial entrelaçado arenoso (tipo Saskatchewan Sul) (MIALL, 1978, 1981). As sucessivas camadas de conglomerados e arenitos são interpretadas como tendo sido formadas pelo processo de amalgamação de corpos cascalhosos, arenosos e pelíticos associados a fluxos de detritos, depósitos residuais de canais e barras fluviais.

Os ortoconglomerados da base da seção são interpretados como depósitos residuais ou barras longitudinais de sistemas fluviais entrelaçados de alta energia (MIALL, 1985; RICCOMINI; COIMBRA, 1993; FAMBRINI *et al.*, 2018) depositados diretamente sobre o embasamento metamórfico. De acordo com Miall (1981), canais entrelaçados tipicamente apresentam depósitos residuais de cascalhos na base (litofácies Gm), acima das quais as areias são transportadas como carga de fundo. Esse é o caso da base da Formação Capacete na região de Coromandel, onde as litofácies Gt e Sl ocorrem

sobrepostas aos ortoconglomerados (Fig. 9). As feições dos paraconglomerados, tais como desorganização interna, granulometria até bloco, baixo grau de seleção e imaturidade textural e mineralógica, indicam mecanismo de transporte e deposição de alta energia e alta viscosidade (MIALL, 1985).

As formas de leito do canal entrelaçado consistiam em barras arenosas e dunas subaquosas de cristas retilíneas e sinuosas, possivelmente expostas durante épocas de escassez hídrica (Fig. 19). Marcas onduladas também formaram parte dos depósitos presentes no canal e, eventualmente, ocorreram no barlavento de formas de leito maiores, como dunas (Fig. 19). A planície de inundação foi episodicamente alagada, dando origem aos depósitos de granulometria fina.

**Figura 19** - Bloco diagrama representativo do sistema deposicional da Formação Capacete com base nas litofácies descritas no afloramento Morro do Lobo em Coromandel.



Fonte: O Autor.

## 9.2. Análise de proveniência

Os modelos paleogeográficos disponíveis para a porção austral da Bacia Sanfranciscana durante o Cretáceo Superior (CAMPOS; DARDENNE, 1997, SEDORKO *et al.*, 2020) são embasados principalmente em dados sedimentológicos, icnológicos e na presença de litoclastos de rochas vulcânicas da Formação Patos em arenitos e conglomerados da Formação Capacete. Até o momento, não foram realizadas pesquisas sistemáticas focadas em proveniência sedimentar e fundamentadas em dados sistemáticos de paleocorrentes e contagem modal da composição detrítica primária.

Para inferir a proveniência sedimentar dos arenitos basais da Formação Capacete na região de Coromandel foi utilizada a proposta de Dickinson (1985), que ressalta a importância dos ambientes geotectônicos na composição dos arenitos. Os resultados do estudo de petrografia mostraram pouca variação composicional, sendo que os arenitos analisados consistem em areias quartzo-líticas (Qt-Lt) ricas em Ls (sedimentares e meta-sedimentares), pobres em F e Lv, com razões variáveis de  $Q_m/Q_p$  e  $Q_p/L$  (Figs. 17 e 18) (DICKINSON, 1985). Com relação à proveniência, as composições modais dos arenitos, plotadas em diagrama ternário Qt-F-L (DICKINSON, 1985), indicam áreas-fonte a partir de um cinturão orogênico reciclado para a Formação Capacete na área de estudo.

Na região de Coromandel, e no sentido NW do afloramento estudado, ocorrem rochas da faixa de dobramentos e empurrões Brasília (Fig. 20). Essa unidade geotectônica configura um cinturão orogênico neoproterozoico que se desenvolveu na borda oeste do cráton paleoproterozoico do São Francisco (SEER *et al.*, 2001; UHLEIN *et al.*, 2012). Na região ao norte de Coromandel, a faixa é constituída por (i) gnaisses paleoproterozoicos da Suíte Jurubatuba, (ii) metassedimentos meso/neoproterozoicos dos grupos Araxá, Canastra e Ibiá e (iii) granitos neoproterozoicos intrusivos tanto nas rochas de alto grau como nas rochas supracrustais. As rochas metassedimentares correspondem a uma bacia de margem passiva meso/neoproterozoica que passou por processos tectônicos de inversão durante o Ciclo Brasileiro (UHLEIN *et al.*, 2012).

Durante o Cretáceo, reativações tectônicas ao longo de estruturas regionais presentes na Faixa Brasília deram origem a um alto estrutural conhecido como Soerguimento do Alto Paranaíba (SAP) (CAMPOS; DARDENNE, 1997). Esse alto teria atuado como uma barreira orográfica, isolando a Bacia Sanfranciscana, para norte, e a

Bacia Bauru, para sul (BATEZELLI; LADEIRA, 2016). Além disso, é interpretado como área-fonte para ambas as bacias (CAMPOS; DARDENNE, 1997).

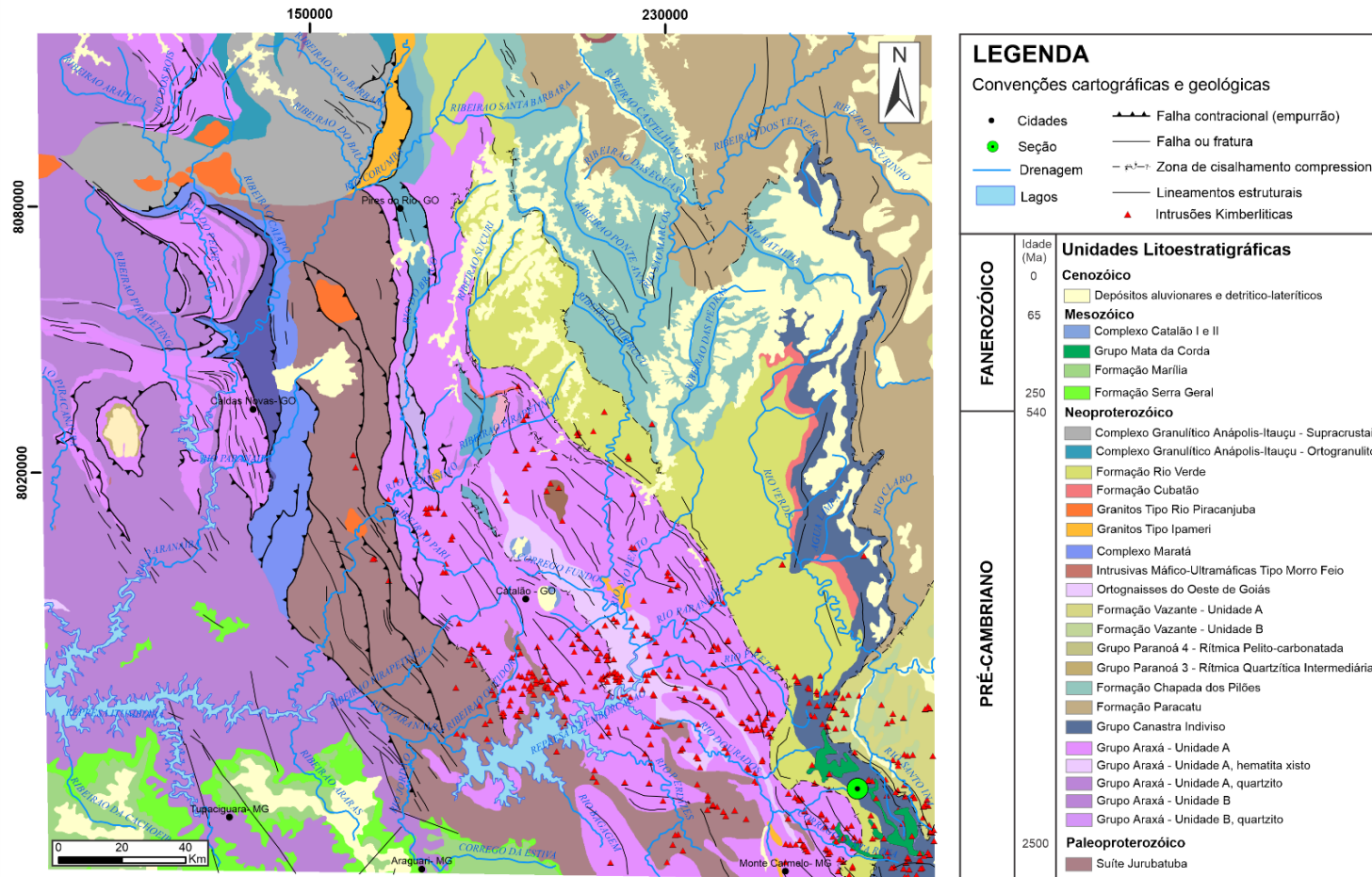
O arcabouço dos arenitos da Formação Capacete no afloramento em estudo são constituídos majoritariamente por grãos de quartzo monocristalino com extinção abrupta (quartzo do tipo comum) e extinção levemente ondulante. Tais grãos são rotineiramente interpretados como oriundos de granitoides e metagranitoides (DICKINSON, 1985). A NW da área de estudo, a Suíte Jurubatuba da Faixa Brasília, de idade paleoproterozoica, engloba ortognaisses de composição granítica, granodiorítica e tonalítica (HEINECK *et al.*, 2004). Além disso, nessa mesma região, são diversos os corpos de rochas granitoides intrusivas (granitos Ipameri, Tambu, Encruzilhada, Sesmaria e Piracanjuba) nas rochas metassedimentares e metabásicas do Grupo Araxá e na Suíte Jurubatuba (Fig. 20). A colocação dos granitoides está associada ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento de baixo ângulo em regime compressional durante o Neoproterozoico (SEER *et al.*, 2005). Os grãos de quartzo monocristalino dos arenitos da Formação Capacete são interpretados como provenientes tanto dos ortognaisses da Suíte Jurubatuba quanto dos granitos citados acima. Os raros grãos de feldspatos encontrados nos arenitos podem também ter tido sua origem nos ortognaisses paleoproterozoicos da Suíte Jurubatuba ou nos granitos neoproterozoicos da Faixa Brasília.

Das unidades litoestratigráficas da Faixa Brasília definidas na região de Coromandel, a Formação Rio Verde e o Grupo Araxá, são aquelas que possuem quartzitos em suas sucessões, sendo consideradas aqui como as litologias-fonte responsáveis por suprir o sistema fluvial da Formação Capacete com fragmentos de rochas das litologias supracitadas. Xistos são litologias comumente encontradas nas unidades da Faixa Brasília localizadas a NW da área de estudo, ocorrendo amplamente no Grupo Araxá e de forma subordinada na Formação Rio Verde do Grupo Ibiá. A proveniência dos litoclastos de xistos presentes nos arenitos da Formação Capacete é aqui tentativamente relacionada, portanto, com a erosão das litologias dos grupos Araxá e Ibiá.

Durante o Cretáceo Superior, a região influenciada pelo soerguimento do Alto Paranaíba foi palco de intensa atividade vulcânica efusiva e explosiva de natureza máfica-ultramáfica alcalina (CAMPOS; DARDENNE, 1997). As rochas magmáticas pertencem à Formação Patos (Grupo Mata da Corda, Bacia Sanfranciscana), e incluem lavas maciças afaníticas ou porfíricas, basanitos vesiculares ou amigdalóidais, tufos lapilíticos, brechas vulcânicas e cineritos (tufos a cinzas) (CAMPOS; DARDENNE, 1997). Os autores

citados acima sugeriram que a Formação Capacete é essencialmente constituída por sedimentos oriundos do retrabalhamento das rochas vulcânicas da Formação Patos. De fato, o Grupo Mata da Corda aflora a NW da área de estudo associado a dezenas de intrusões kimberlíticas e complexos alcalinos associadas ao magmatismo do Cretáceo Superior na região do Alto Paranaíba (*i.e.*, Catalão I e II) agrupados na designada Província Alcalina Minas-Goiás (Fig. 20). Os litoclastos vulcânicos alcalinos presentes nos arenitos da Formação Capacete são aqui interpretados, mantendo-se a concepção original de Campos e Dardenne (1997), como originados a partir do retrabalhamento de rochas vulcânicas da Formação Patos na região influenciada pelo Soerguimento do Alto Paranaíba (Fig. 13C e D). Porém, na região de Coromandel, os arenitos apresentam baixo conteúdo de litoclastos de rochas alcalinas em detrimento aos fragmentos de rochas de origem metamórfica (Fig. 17). Nesse ponto, os resultados desse estudo diferem diametralmente daqueles reportados por Campos e Dardenne (1997). Enfatiza-se aqui que as litologias em estudo são formadas principalmente por fragmentos provenientes de rochas metamórficas de alto grau (gnaisses), granitos e rochas metassedimentares (quartzitos e xistos), e não majoritariamente por sedimentos resultantes da erosão de rochas vulcânicas (vide CAMPOS; DARDENNE, 1997). Portanto, propõe-se aqui que a Formação Capacete é formada por arenitos terrígenos *stricto sensu* e não arenitos epiclásticos como anteriormente sugerido.

Figura 20 - Mapa geológico regional simplificado da área de estudo, com as áreas-fontes inferidas.



Fonte: Folhas SE.22 (Goiânia), SE.23 (Belo Horizonte), Projeto GIS do Brasil – CPRM (2004).

### 9.3. Implicações paleogeográficas

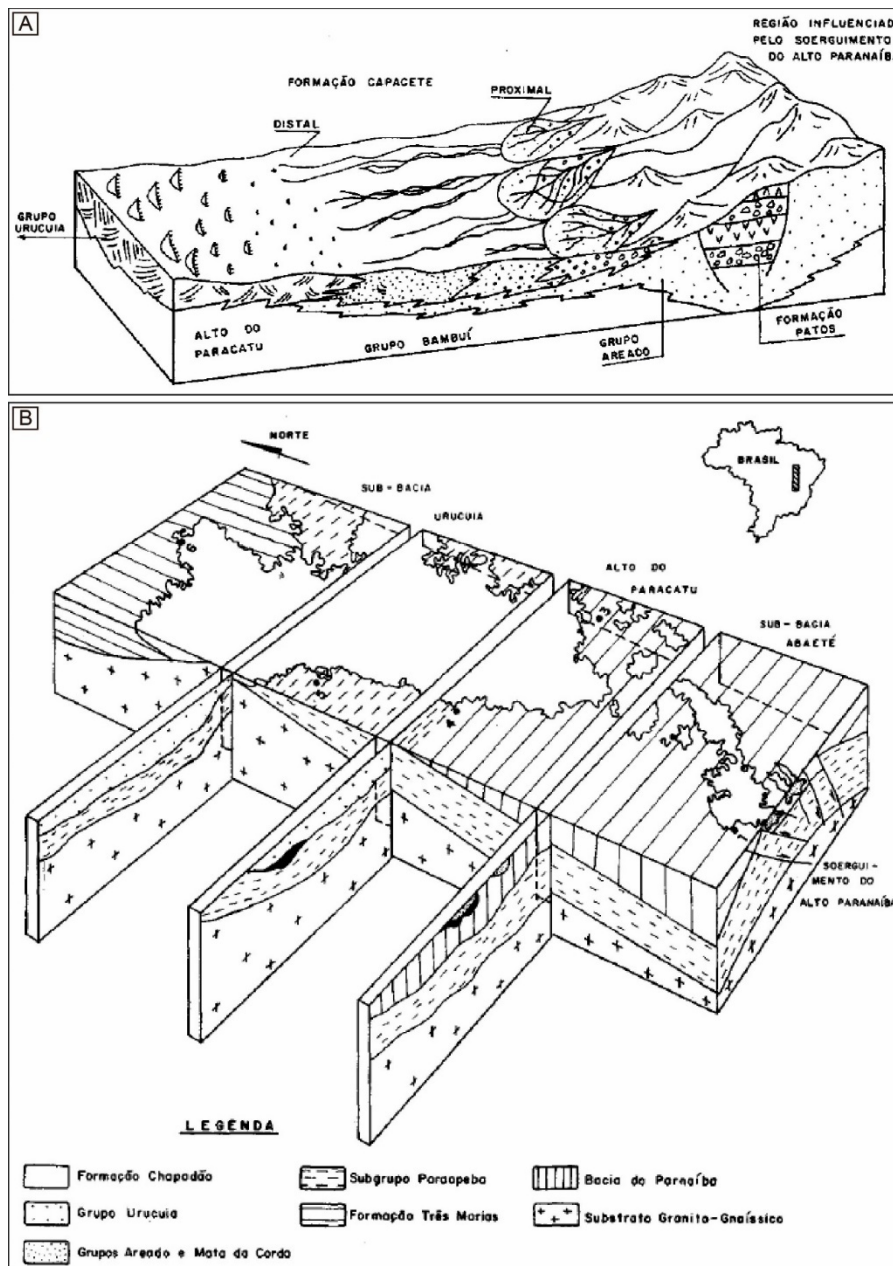
Os modelos paleogeográficos disponíveis para a Formação Capacete indicam a região influenciada pelo soerguimento do Alto Paranaíba (i.e., Faixa Brasília e rochas vulcânicas da Formação Patos) como a principal área-fonte de sedimentos para a Bacia Sanfranciscana durante o Cretáceo Superior (Fig. 21A) (CAMPOS; DARDENNE, 1997; SEDORKO *et al.*, 2020). Nesses modelos, o soerguimento do Alto Paranaíba é representado como um alto estrutural que durante o Cretáceo teria atuado como uma barreira orográfica entre a Bacia Bauru, ao sul, e a Bacia Sanfranciscana, ao norte. Desse modo, a região soerguida é tipicamente interpretada como a área-fonte dos detritos que teriam originado os sistemas de leques aluviais e rios entrelaçados em ambas as bacias (CAMPOS; DARDENNE, 1997; SEDORKO *et al.*, 2020).

O soerguimento do Alto Paranaíba se deu ao longo do denominado Azimute 125°, uma importante feição estrutural associada a grandes complexos carbonatíticos e kimberlíticos e consistindo em extensas falhas de direção NW-SE (MORAES *et al.*, 2021). De fato, as paleocorrentes de unidades das bacias Bauru (formações Uberaba e Marília) e Sanfranciscana (Formação Capacete) corroboram a interpretação de que a região tectonicamente soerguida serviu como área-fonte de sedimentos. As paleocorrentes das unidades da Bacia Bauru mostram paleofluxo para sul e sudoeste (BATEZELLI, 2003). Segundo o modelo proposto por Campos e Dardenne (1997), os arenitos da Formação Capacete possuem estruturas unidirecionais indicativas de paleofluxo para norte (Fig. 21A e B).

Entretanto, as paleocorrentes da Formação Capacete no afloramento estudado indicam paleofluxo para sul e leste (vetor médio para sudeste) (Fig. 12), contrastando com os modelos paleogeográficos existentes. Na região de Coromandel, a faixa de afloramentos do Grupo Mata da Corda ocorre alongada segundo a direção NW-SE, similar às rochas alcalinas do Azimute 125° e aos lineamentos estruturais da Faixa Brasília. Campos e Dardenne (1997) já haviam assinalado na porção sul da Bacia Sanfranciscana, a presença de falhas transtensionais associadas com a geração de grabens de direção-geral N60-70W, e preenchidos por sedimentos do Grupo Mata da Corda. Portanto, e com base nos dados de paleocorrentes e de proveniência apresentados neste estudo, a orientação da faixa de afloramentos do Grupo Mata da Corda, e na proposição

da formação de grabens internos e paralelos ao eixo maior do soerguimento do Alto Paranaíba na região sul da Bacia Sanfranciscana (Fig. 21B) (CAMPOS; DARDENNE, 1997), é apresentado aqui um novo modelo paleogeográfico para a Formação Capacete durante o Cretáceo Superior.

**Figura 21.** (A) Modelo paleogeográfico aplicado à Formação Capacete durante o Cretáceo Superior. (B) Bloco diagrama mostrando a atual distribuição geográfica da Bacia Sanfranciscana em superfície, suas unidades litoestratigráficas e embasamento em subsuperfície e o Soerguimento do Alto Paranaíba limitando a bacia ao sul. 1: Patos de Minas (MG); 2: Canabrava (MG); 3: Pirapora (MG); 4: Posse (GO); 5: São Domingos (GO); 6: Gilbués (PI).

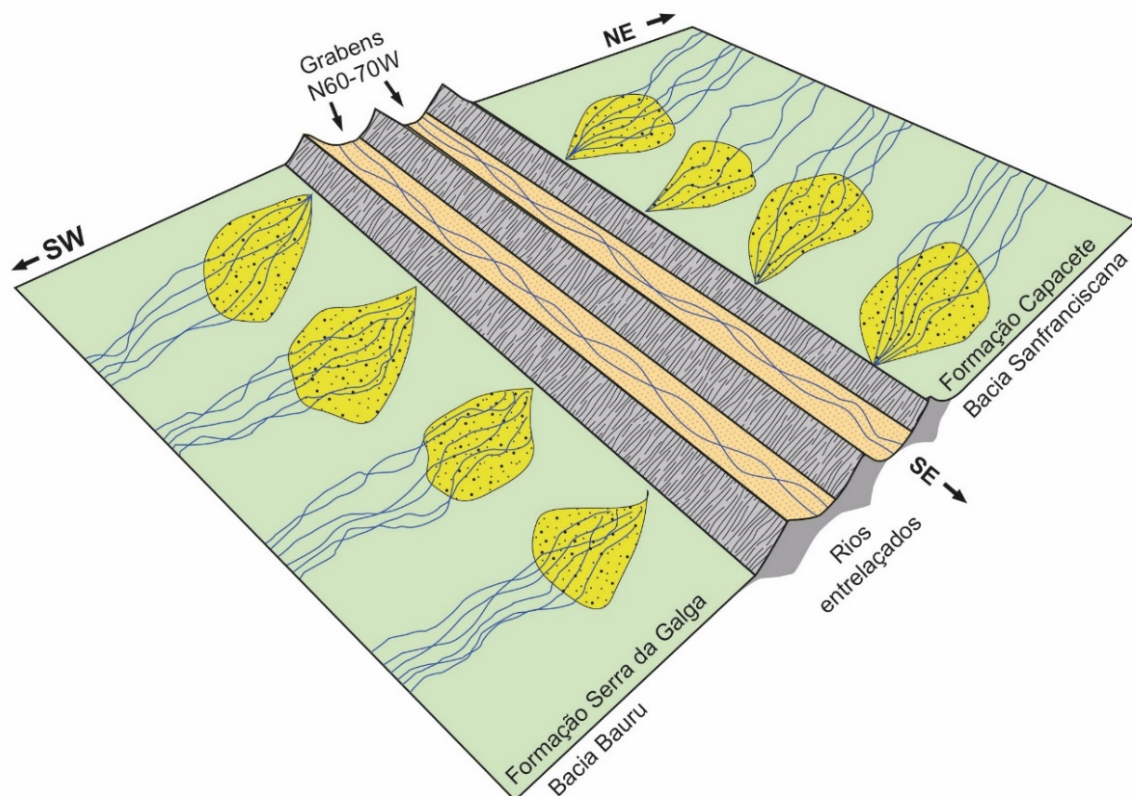


Fonte: Campos e Dardenne (1997).



O novo modelo paleogeográfico proposto mantém as ideias iniciais daqueles modelos inferidos por Campos e Dardenne (1997) e Sedorko *et al.* (2020), em que o Soerguimento do Alto Paranaíba teria atuado como a principal área-fonte de sedimentos para as bacias Bauru e Sanfranciscana. Porém, admite-se aqui que o Grupo Mata da Corda na região de Coromandel possa ter sido depositado em um graben de direção NW-SE formado ao longo do eixo maior da região influenciada pelo soerguimento tectônico (Fig. 22). Desse modo, é possível explicar as paleocorrentes médias para sudeste da Formação Capacete nessa região. Propõe-se então que essa unidade, na porção interna ao Soerguimento do Paranaíba, constituiu um sistema fluvial entrelaçado com paleofluxo para sudeste e fluindo em um graben encaixado entre altos do embasamento (Fig. 22).

**Figura 22** - Modelo paleogeográfico para a região influenciada pelo Soerguimento do Alto Paranaíba e das bacias Bauru e Sanfranciscana durante a deposição das formações Serra da Galga e Capacete.



Fonte: Modificado de Campos & Dardenne (1997) e Sedorko *et al.*, (2020).

## 10. CONCLUSÕES

A abordagem integrada envolvendo análise de fácies, paleocorrentes e contagem modal da composição detrítica dos arenitos basais da Formação Capacete em um afloramento localizado a sudeste de Coromandel, permitiu a caracterização do sistema deposicional vigente à época da deposição e a identificação das possíveis áreas-fonte de sedimentos. A análise de fácies sugere contexto deposicional em um sistema fluvial entrelaçado arenoso. Os dois ciclos granodécrescentes identificados são tentativamente relacionados a reativações de falhas na região influenciada pelo Soerguimento do Alto Paranaíba durante o Cretáceo Superior.

Os dados de paleocorrentes indicam áreas-fonte localizadas a norte e noroeste da área de estudo. A contagem modal da composição detrítica principal de arenitos aponta para uma proveniência a partir de uma reciclagem orogênica, com contribuição de rochas vulcânicas alcalinas contemporâneas. Com base na integração dos dados de paleocorrentes e petrográficos, diferentes unidades da Faixa Brasília são aqui consideradas possíveis áreas-fonte. A saber: os ortognaisses mesoproterozoicos da Suíte Jurubatuba e as rochas metassedimentares neoproterozoicas dos grupos Araxá, Canastra e Ibiá. Adicionalmente, verifica-se uma pequena contribuição de sedimentos provenientes das rochas vulcânicas neocretáceas da Formação Patos (Grupo Mata da Corda). Por ser formada principalmente por fragmentos provenientes de rochas metaígneas e metassedimentares, e não pelo retrabalhamento das rochas vulcânicas alcalinas, como reportado por trabalhos anteriores (i.e., CAMPOS; DARDENNE, 1997), conclui-se que a Formação Capacete na região sudoeste da Bacia Sanfranciscana é formada por arenitos terrígenos *stricto sensu*.

Na parte sudoeste da Bacia Sanfranciscana, especificamente na região de Coromandel, o Grupo Mata da Corda foi depositado em um graben de direção NW-SE, paralelo ao eixo maior do soerguimento do Arco do Alto Paranaíba. Essa nova proposta de modelo paleogeográfico altera significativamente o entendimento prévio das áreas de sedimentação da Bacia Sanfranciscana durante o Cretáceo Superior. Além dos já reportados leques aluviais e rios entrelaçados com paleofluxo para norte, verificou-se o desenvolvimento de rios entrelaçados em calhas sedimentares formadas internamente a região influenciada pelo soerguimento tectônico.

Em suma, a aplicação da metodologia multi-indicadores utilizada se mostrou bastante eficiente para conhecimento dos processos deposicionais fluviais neocretáceos, e para definir as áreas-fontes provedoras de sedimentos, na porção sul da Bacia Sanfranciscana, na região de Coromandel. Devido à escassez de dados referente a estudos de proveniência nesta bacia, este trabalho dá o pontapé inicial para ampliar o nível de conhecimento acerca dos processos deposicionais durante o Cretáceo Superior.

## 11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALESSANDRETTI, L., WARREN, L., VAREJÃO, F.G., RASSI, R., SANTOS, M.G.M., SILVA, M.N.M., HONORATO, F.R., ESTRADA, M.J., CUNHA, J.V.O. Uplifting mountains and shaking deserts: volcano-tectonic earthquakes revealed by soft-sediment deformation structures in Upper Cretaceous aeolian deposits. **Journal of Sedimentary Research**, 2023.

ANTONIASSI, Eugênio Silveira. Interações vulcano-sedimentares no cretáceo superior da bacia sanfranciscana, mesorregião do Alto Paranaíba, Minas Gerais. 2022. 52 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo, 2022.

BATEZELLI, Alessandro. Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes. 2003. vi, 183 f. Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2003. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/11449/103017>>.

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.

CABRAL, Victor Carvalho; MESCOLOTTI, Patricia Colombo; VAREJÃO, Filipe Giovanini. Sedimentary facies and depositional model of the Lower Cretaceous Quiricó

Formation (Sanfranciscana Basin, Brazil) and their implication for the occurrence of vertebrate fauna at the Coração de Jesus region. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 112, p. 103632, 2021.

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

CAMPOS, J.E.G., DARDENNE, M.A. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. **Revista Brasileira de Geociências**, 27: 283-294. 1997.

CHRISTOFOLETTI, Beatriz. Análise de proveniência sedimentar da Formação Pirambóia na porção central do estado de São Paulo: abordagem source-to-sink e caracterização do reservatório. Universidade Estadual Paulista (Unesp), 2022. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/11449/217268>>.

DICKINSON, W. R. et al. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, n.2, p. 222-235, 1983.

DICKINSON, W. R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Provenance of arenites. Springer, Dordrecht. p. 333-361. 1985.

FAMBRINI, Gelson Luís et al. Proveniência e paleocorrentes de conglomerados e arenitos do Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) no Vale do Piquiri, Sub-bacia Camaquã Oriental, RS: implicações tectônicas. *Geologia USP. Série Científica*, v. 18, n. 1, p. 149-183, 2018. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v18-433>. Acesso em: 29 maio 2023.

FERNANDES, Augusto Fonseca. Tectonoestratigrafia da Faixa Brasília Meridional e estudo de casos de possíveis rochas fonte de diamante, Coromandel-MG. 2013.

FOLK, R.L. (eds). Petrology of Sedimentary rocks. Texas, **Hemphill's Book Store**, 170 p. 1968.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; SILVA, L. J. H. D. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**. SBG Balneário Camboriú. p. 215-216. 1994.

GARZANTI, Eduardo. Source rock versus sedimentary control on the mineralogy of deltaic volcanic arenites (Upper Triassic, northern Italy). **Journal of Sedimentary Research**, v. 56, n. 2, p. 267-275, 1986.

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, Celso Barros. Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. Ed.USP, 2005.

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.

HEINECK, C.A. et al. Folha SE.23-Belo Horizonte. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas-SIG. **Programa Geologia do Brasil – PGB**. CPRM, Brasília. 2004.

JOHNSSON M.J. The system controlling the composition of clastic sediments. In: Johnsson M.J.; Basu A. (eds.) Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. **Geol. Soc. Am.**, Spec. Pap., 284:1-19. 1993.

JOHNSSON, Mark J.; BASU, A. The system controlling the composition of clastic sediments. **Special Papers-Geological Society of America**, p. 1-1, 1993.

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.

MAKINO, Fabio Tatsuya Gomes; MOURA, Candido Augusto Veloso; CHEMALE, F. Estudo de proveniência sedimentar em arenitos da formação Monte Alegre, Região de Monte Alegre (PA). **PDPETRO**, Campinas, v. 4, p. 1-6, 2007.

MCBRIDE, Earle F. Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone. In: **Provenance of arenites**. Springer, Dordrecht. p. 95-113. 1985.

MESCOLOTTI, P. C. 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**, v. 49, 2019.

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

MIALL, A.D. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: MIALL, A.D. (ed.) **Fluvial Sedimentology**. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists, p.597-604. 1978.

MIALL, A.D. Analysis of fluvial depositional systems. Education Course Note Series. **American Association of Petroleum Geologists**, 20:1-75. 1981.

MIALL, A.D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth Science Reviews**, 22(4)-.261-308. 1985.

MIALL, A.D. The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. **Sedimentary Petrology**, 110 (1): 582. 1996.

MORAES, Loiane Gomes de et al. **Investigação magnetométrica do lineamento Azimute 125°**. CPRM, 2021.

MORTON, Andrew C.; HALLSWORTH, Claire. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology**, v. 90, n. 3-4, p. 241-256, 1994.

MORTON A.C.; HALLSWORTH C.R. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. **Sed. Geol.**, 124:3-29. 1999.

PIMENTEL, M. M. The Tectonic Evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n. 1, p. 67–82, 2016.

POTTER, Paul Edwin; PETTIJOHN, Francis John. Paleocurrents and basin analysis. **Springer Science & Business Media**, 2012.

RASSI, Raul. Origem e significado de estruturas de deformação sinsedimentar na Formação Posse, Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana. 68 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo, 2021.

REMUS, Marcus Vinicius Dorneles et al. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. **Brazilian Journal of Geology**, v. 38, n.2, p. 166-185, 2008.

RICCOMINI, Cláudio; COIMBRA, Armando Marcio. Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. **Boletim IG-USP. Série Didática**, n. 6, p. 1-37, 1993.

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.

SEDORKO, Daniel et al. Trace fossils from the Upper Cretaceous Capacete Formation, Sanfranciscana Basin, Central Brazil. In: **Annales Societatis Geologorum Poloniae**. 2020.

SEER, Hildor José et al. Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 385-396, 2001.

SEER, Hildor J. et al. Leucogranitos intrusivos no Grupo Araxá: Registro de um evento magmático durante colisão neoproterozóica na porção meridional da Faixa Brasília. **Brazilian Journal of Geology**, v. 35, n. 1, p. 33-42, 2005.

SELLEY, Richard C. An introduction to sedimentology. 1982.

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

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

TUCKER, Maurice E. (Ed.). **Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks**. John Wiley & Sons, 2001.

UHLEIN, Alexandre et al. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília Setores Setentrional e Meridional. **Geonomos**, 2012.

VALENTE, C.R. et al. Folha SE.22-Goiânia. Carta Geológica Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas-SIG. **Programa Geologia do Brasil-PGB**, CPRM, Brasília. 2004.

ZUFFA, Gian Gaspare. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Provenance of arenites. Springer, Dordrecht. p. 165-189. 1985.