

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DAS FORMAÇÕES SERRA ALTA E TERESINA  
COM BASE NO FURO 5-CA-20-RS (PERMIANO, BACIA DO PARANÁ, RS)**

**MARILA RODRIGUES DE ANDRADE**

Porto Alegre, 2023

**MARILA RODRIGUES DE ANDRADE**

**EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DAS FORMAÇÕES SERRA ALTA E TERESINA  
COM BASE NO FURO 5-CA-20-RS (PERMIANO, BACIA DO PARANÁ, RS)**

Trabalho de Conclusão de Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Orientadora:** Profa. Dra. Amanda Goulart Rodrigues

**Coorientador:** Dr. Bruno Ludovico Dihl Horn

Porto Alegre, 2023

### CIP - Catalogação na Publicação

Rodrigues de Andrade, Marila  
Evolução paleoambiental das Formações Serra Alta e  
Teresina com base no furo 5-CA-20-RS (Permiano, Bacia  
do Paraná, RS) / Marila Rodrigues de Andrade. -- 2023.  
86 f.  
Orientadora: Amanda Goulart Rodrigues.

Coorientadora: Bruno Ludovico Dihl Horn.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto  
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,  
BR-RS, 2023.

1. Análise Paleoambiental. 2. Petrologia  
Sedimentar. 3. Análise de Fácies. 4. Grupo Passa Dois.  
5. Bacia do Paraná. I. Goulart Rodrigues, Amanda,  
orient. II. Ludovico Dihl Horn, Bruno, coorient. III.  
Título.

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso intitulado **“EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DAS FORMAÇÕES SERRA ALTA E TERESINA COM BASE NO FURO 5-CA-20-RS (PERMIANO, BACIA DO PARANÁ, RS)”** elaborado por MARILA RODRIGUES DE ANDRADE, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora:**

---

**Dra. Thisiane Santos**

---

**Prof<sup>a</sup>. Msc. Camile Urban**

---

**Prof<sup>a</sup>. Dr. Ana Karina Scomazzom**

## **AGRADECIMENTOS**

Chego ao fim desta jornada com não tão somente conhecimentos acumulados, mas diversos nomes que se fizeram importantes durante o caminho.

Agradeço, primeiramente, à Universidade Federal do Rio Grande do Sul pelo ensino gratuito de qualidade. Assim como, ao IGEO por financiar os recursos necessários para a elaboração deste trabalho.

Aos professores da graduação, pelos ensinamentos que me acompanharão durante minha carreira como geóloga e por serem modelos em que me espelharei ou exemplos a não serem seguidos.

Ao Serviço Geológico do Brasil – CPRM, pela pronta disponibilização do testemunho foco deste trabalho, assim como toda a infraestrutura para a sua descrição.

Ao Prof. Dr. Heinrich Frank, por sua gentileza em confeccionar algumas das lâminas delgadas estudadas.

Agradeço especialmente aos meus pais, Fátima Rodrigues e Renato Andrade, pelo cuidado e devoção incansáveis durante todos esses anos. Por me incentivarem desde pequena a aprender, dedicando inúmeras horas sentados comigo me ajudando e ensinando a estudar. Pelo esforço de vocês para me proporcionarem oportunidades que, muitas vezes, não tiveram. Obrigada por acreditarem em mim. Amo os dois. Este trabalho é por vocês!

À Maria Clara Andrade, por ser mais do que apenas uma irmã: uma grande amiga. Obrigada pela confiança, confissões, risadas, apoio e suporte. Eu vou estar do teu lado sempre.

Às minhas tias, Terezinha e Gladis Rodrigues, assim como minha vó, Ceny Royes, pelas inúmeras vezes que estenderam a mão a mim, meus pais e minha irmã. Seja com um simples almoço, cedendo a casa durante a pandemia, ajudando a custear cursinho pré-vestibular ou viagem para realizar processo seletivo de pós-graduação em outro estado. Não há agradecimentos o suficiente, então, saibam: se estou aqui hoje, é graças a vocês.

Aos amigos que a graduação de geologia me proporcionou, em especial a Bernardo Bauer, Diogo Aragão, Pâmela Azarias, Roberta Pandolfo, Thaiane Niederauer, Vinícius Sgorla, Vítor Moraes, além de Júlia Benvenuti e Caroline Frantz. Vocês tornaram essa trajetória mais leve e divertida.

Ao meu coorientador, Bruno Horn, pela presença durante todas as etapas do andamento deste trabalho, disponibilização de incontáveis horas para correção e pelo entusiasmo e pronta disposição para auxiliar e elucidar as mais diversas dúvidas.

Por fim, à minha orientadora e amiga, Amanda Goulart Rodrigues. Alguém por quem nutro imensa admiração não só pelo profissionalismo, mas como pessoa. Obrigada por toda a dedicação que oferecestes à minha orientação. Por me fornecer esta oportunidade e por apostar e acreditar em mim até mesmo nos momentos em que eu duvidei. Espero, um dia, me tornar uma profissional competente o suficiente para honrar todo o empenho e zelo que destinastes à minha formação. Amanda, você também foi uma boa surpresa.

## RESUMO

As formações Serra Alta e Teresina pertencem ao Grupo Passa Dois (Bacia do Paraná). Este grupo registra a etapa regressiva de um grande ciclo transgressivo-regressivo, ocorrido durante o Permiano da bacia, representado pela colmatação de um mar epicontinental ao longo do grupo. Entretanto, ainda existem dúvidas quanto a como ocorreu essa continentalização. O presente trabalho envolve descrição de testemunho, análise petrográfica, microscopia eletrônica e difratometria de raios-X (DRX) com o objetivo de contribuir para o detalhamento da evolução paleoambiental das formações alvos. A partir destas técnicas, foi possível identificar 14 fácies sedimentares e agrupá-las em 7 associações distintas: (1) offshore; (2) shoreface inferior; (3) prodelta; (4) frente deltaica; (5) laguna; (6) canal fluvial; (7) planície de inundação. Cabe ressaltar que as associações 6 e 7 são exclusivas da Fm. Rio do Rasto. A unidade Serra Alta é constituída por folhelhos e siltitos cinza-escuros e heterolitos *wavy* e *linsen*, pobremente bioturbados, porém abundantes em glauconitas autóctones e fragmentos fósseis de peixes. A Fm. Teresina apresenta maior diversidade em suas associações de fácies. Seu intervalo inferior é caracterizado pelo predomínio de fácies heterolíticas *wavy* bioturbadas, contendo glauconitas predominantemente para-autóctones. Com o auxílio da microscopia eletrônica e DRX, somada a petrografia óptica, foi possível reconhecer em sua porção intermediária influência deltaica através de empilhamentos granocrescentes ascendentes, arenitos extremamente mal selecionados, presença de bertierinas e impressões vegetais de plantas fósseis. O intervalo superior caracteriza-se basicamente por uma associação lagunar constituída por fácies lamosas de coloração cinza a esverdeada com notável ausência dos minerais glauconita e bertierina. Durante esta associação, ocorre o limite entre as formações Teresina e Rio do Rasto através da transição das condições do ambiente de redutoras para oxidantes. A partir do estudo diagenético, identificou-se pirita framboidal e cimentos calcíticos como principais constituintes. A calcita possui variações químicas composicionais com gradação de ferrosa para não ferrosa ao longo do testemunho estudado. Além disso, os processos eodiagenéticos são bem mais significativos que os mesodiagenéticos, sendo concreções de pirita blocosa pervasiva e estilólitos representantes deste último. Os resultados obtidos com este trabalho poderão auxiliar no entendimento paleoambiental das formações Serra Alta e Teresina na porção sul da bacia, assim como na compreensão sobre como ocorreu o processo de continentalização do Grupo Passa Dois.

**Palavras-Chave:** Paleoambientes, Petrologia Sedimentar, Análise de fácies, Permiano, Grupo Passa Dois, Bacia do Paraná.

## ABSTRACT

Serra Alta and Teresina formations belong to Passa Dois Group (Paraná Basin). This group record the regressive stage of a big transgressive-regressive cycle occurred in the basin during the Permian represented by the colmatation of a epicontinental sea throughout the group. However, there are still doubts about how the continentalization desenvolved. The present work involves core description, petrographic analysis, scanning electron microscopy, X-ray diffractometry with the purpose of contribute to the detailing of the target formations' paleoenvironmental evolution. Utilizing these techniques made it possible to identify 14 sedimentary facies aggrouped in 7 facies associations: (1) offshore; (2) inferior shoreface; (3) prodelta; (4) deltaic front; (5) lagoon; (6) fluvial channel; (7) floodplain. It should be noted that associations 6 and 7 are exclusive to Rio do Rasto Formation. Serra Alta unity consists in greyish shales and siltstones, in addiction to linsen and wavy heterolithic that are poorly bioturbated and have abundant amounts of authigenic glauconite and fish fragments. Teresina Formation has greater diversity in its facies associations. Its bottom interval is characterized for bioturbated wavy heterolithic facies which have para-autochthonous glauconite predominance. With help from scanning electron microscopy and X-ray diffractometry, in addiction to optical petrography, it was possible to recognize in Terezina's middle interval deltaic influence evidenced by corsening-upward stacking, extremely poorly selected arenites, berthierines and plant vegetal impressions. The upper interval is basically characterized for a lagoon association that is formed by grey to greenish muddy facies whose lack of glauconite and berthierines are notable. During this association occurs the limit between de Teresina and Rio do Rasto formations represented by the transition of the environment conditions from reducing to oxidizing. With the diagenetic study, framboidal pyrite and calcite cements were identified as main constituents. Calcite has compositional variations from ferrous to non-ferrous along the core. Besides, eodiagenetic processes are much more significant than mesodiagenetics, with pervasive pyrite concretions and stylolite levels being representatives of mesodiagenetic processes. The results obtained with this work will be able to help in the Serra Alta and Teresina formations' paleoenvironmental understanding as well as in the comprehension about how the Passa Dois Group's continentalization process occurred.

**Key-words:** Paleoenvironments, Sedimentar Petrology, Facies Analysis, Permian, Passa Dois Group, Paraná Basin.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, apresentando a distribuição das Supersequências dentro da bacia. Extraído de Milani (2004). ..... 17
- Figura 2. Carta cronoestratigráfica da Bacia do Paraná com destaque para as unidades de interesse neste estudo. Modificado de Milani et al. (2007). ..... 19
- Figura 3. Blocos diagramas representativos dos principais ambientes de uma planície de marés. (A) sedimentação sob clima quente e árido; (B) sedimentação sob clima quente e úmido. Extraído de Rudnitzki & Nogueira (2012). ..... 22
- Figura 4. Mapa geológico simplificado de Cachoeira do Sul, região onde o furo 5 CA-20-RS está incluído. Mapa elaborado pela autora. .... 23
- Figura 5. Exemplo da estrutura de um perfil colunar. Modificado de Tucker (2014). 26
- Figura 6. Imagens de uma das caixas do testemunho, contendo a localização das amostras e detalhes das feições estruturais e texturais no intervalo estudado. .... 27
- Figura 7. Bloco diagrama contendo ambiente deposicional e sistema deposicional. Extraído de Holz (2012). .... 28
- Figura 8. Representação gráfica da Lei de Bragg, retirado de Júnior (2014). A lei determina a correlação entre a distância dos átomos de um cristal e os ângulos sob os quais são difratados os raios X emitidos sobre o cristal. .... 30
- Figura 9. Exemplos de difratogramas contendo alguns picos característicos de minerais comuns em rochas sedimentares. O eixo das abscissas representa o ângulo  $2\theta$  com que o feixe é difratado, já o eixo das ordenadas é a intensidade do pico. Extraído de Tucker (1988). .... 32
- Figura 10. Efeitos produzidos pela interação de um feixe de elétrons com uma amostra. Modificado de Ezzahmouly et al. (2019). .... 35
- Figura 11. Perfil colunar do poço 5-CA-20-RS contendo as fácies definidas e as respectivas lâminas delgadas. Observar que a base do perfil se encontra a direita. 37
- Figura 12. Fotos macroscópicas das principais fácies descritas no testemunho 5-CA-20-RS. (A) Sm; (B) Sl, laminação incipiente marcada pela seta vermelha; (C) St, laminação marcada por níveis argilosos esverdeados; (D) Sh, estratificação hummocky gradando para marcas onduladas de corrente (seta vermelha); (E) Sr, laminação cruzada de marcas onduladas de corrente marcada por nível argiloso; (F) Hw, heterolito wavy intensamente bioturbado; (G) Hw(v), heterolito vulcanoclástico com estilolitos; (H) Fl(d), siltito com estrutura deformativa não determinada. .... 40
- Figura 13. Fotos macroscópicas das principais fácies descritas no testemunho 5-CA-20-RS. (A) Fl(c); (B) Fácies Fl(p) apresentando impressões de fósseis vegetais; (C) Arenito fino com marcas onduladas de corrente (Sr) na base e nível com feições pedogênicas (P) na porção superior, apresentando mosqueamentos, texturas preenchidas por calcita e marcas de raízes (seta vermelha). .... 41

Figura 14. Difratoograma de raios-X contendo análises natural (preto), glicolada (azul) e calcinada (vermelho). Onde C e E = interestratificado clorita/esmectita; M/Gl = micas e glauconitas, Gy = gipsita; Ch = chamosita; Qtz = quartzo; Plag = plagioclásio.....42

Figura 15. Difratoograma de raios-X contendo análises natural (preto), glicolada (azul) e calcinada (vermelho). Onde C e E = interestratificado clorita/esmectita; M/Gl = micas e glauconitas, Be = bertierina; Qtz = quartzo; K-f = feldspato potássico; Pl = plagioclásio.....46

Figura 16. Siltitos argilosos. (A) Cortes transversais de espículas de esponjas silicosas; (//P). (B) Siltito intensamente recristalizado por calcita ferrosa, contendo corte transversal de espículas silicosas de espongiários (seta vermelha); (XP). .....52

Figura 17. Características texturais e composição primária dos depósitos estudados. (A) Heterolito com laminação ondulada bioturbada; (//P). (B) Arenito contendo fragmento fosfático de escama de peixe; (//P). (C) e (D) Apresentam cortes longitudinais de fragmento ósseo de peixe, onde em (C) é possível observar processo de dissolução do fragmento (seta vermelha), (//P); enquanto que em (D) observa-se a substituição do fragmento por calcita ferrosa microcristalina (seta vermelha), (XP). (E) Arenito fino, mal selecionado, contendo estratificação cruzada hummocky identificável via macro, cuja laminação cruzada é marcada por níveis de peloides argilosos e fragmentos fosfáticos; (//P). (F) Arenito conglomerático, extremamente mal selecionado, sustentado por cimento calcítico poiquilotópico; (XP). .....54

Figura 18. Depósitos vulcanoclásticos. (A) Siltito argiloso vulcânico, contendo fragmentos de glass shards (setas vermelhas) e quartzos angulares; (//P). (B) Moldes de shards (setas vermelhas) observados em Microscópio Eletrônico de Varredura, modo elétrons secundários. ....55

Figura 19. Diversos hábitos e relações paragenéticas da calcita. (A) Substituição pervasiva da fábrica original por esferulitos de calcita ferrosa; (XP). (B) Calcita ferrosa em hábito fascicular; (//P). (C) Esferulito com zonação composicional de calcita não ferrosa para ferrosa, substituindo e engolfando constituintes primários; (//P). (D) Calcita ferrosa microcristalina substituindo constituintes primários e calcita não ferrosa preenchendo poros secundários de dissolução; (//P). (E) Siltito lamoso com laminação paralela, intensamente cimentado e substituído por calcita não ferrosa em mosaico fino; (F) Arenito médio, mal selecionado, cimentado pervasivamente por calcita não ferrosa poiquilotópica.....57

Figura 20. Fotomicrografias dos principais hábitos da pirita. (A) Pirita framboidal substituindo matéria orgânica amorfa em matriz argilosa e fragmentos carbonosos; (//P). (B) Framboides constituídos por inúmeros cristais octaédricos de pirita dispostos em agregados esféricos; (MEV, modo elétrons secundários); (C) Pirita blocosa substituindo matriz argilosa e cimento calcítico não ferroso em mosaico fino (//P); (D) Concreção de pirita corrosiva em nível argiloso (processo mesodiagenético).....58

Figura 21. Fotomicrografias dos peloides glauconíticos. (A) Fácies Shm contendo tanto glauconitas autóctones (a), quanto para-autóctones (p); (//P). (B) Detalhe das

fraturas de contração da glauconita, também é possível observar glauconita alterando ortoclásio (seta vermelha) (//P). .....59

Figura 22. Processos de compactação. (A) Compactação mecânica gerando contatos longos e côncavo-convexos, além de deformação de pelóide argiloso (seta vermelha); (//P). (B) Compactação química gerando nível de estilólito concentrando argilominerais; (MEV, modo elétrons retroespalhados). .....60

Figura 23. Fotomicrografias das principais características primárias e diagenéticas das fácies lagunares (A) e (B), e das fácies de planícies de inundação (C) e (D). (A) e (B) representam a Fácies FI(c) com substituição da matriz por calcita não ferrosa e diferentes graus de oxidação, no qual (A) possui hematita alterando nível argiloso e (B) intensa oxidação da matéria orgânica amorfa e fragmentos carbonosos presentes na matriz lamosa; polarizadores paralelos (//P). (C) e (D) representam paleossolos, no qual (C) é possível observar mosqueamento com óxidos/hidróxidos de ferro e fraturas preenchidas por argilomineral indeterminado e calcita em mosaico grosso e (D) mostra um detalhe de (C) dentro da fratura preenchida por calcita, que também contém substituição por óxidos/hidróxidos de ferro microcristalinos; polarizadores cruzados (XP). .....61

Figura 24. Outros processos e produtos diagenéticos. (A) Calcita ferrosa expandindo e substituindo muscovita; (//P). (B) Dissolução localizada de feldspatos, gerando porosidade intragranular; (//P). (C) Detalhe da dissolução de um ortoclásio (setas vermelhas); (//P). (D) Zeólita (seta vermelha), em conjunto com calcita em mosaico (seta amarela), formando concreções lenticulares em siltito; (XP). (E) Esferulito de gipsita englobando grãos siliciclásticos e sendo substituída por calcita ferrosa e pirita microcristalina (seta vermelha); (//P). (F) Esferulito de barita; (MEV, modo elétrons retroespalhados). .....63

Figura 25. Evolução dos sistemas deposicionais das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto no testemunho 5-CA-20-RS. ....64

Figura 26. Imagem de MEV de elétrons retroespalhados e análise semi-quantitativa por EDS da glauconita (seta vermelha) que apresenta alteração composicional das bordas para esmectitas. ....72

Figura 27. Imagem de MEV, modo elétrons retroespalhados e análise semi-quantitativa por EDS da bertierina (seta vermelha). .....75

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Nomenclatura litoestratigráfica para as unidades de estudo segundo diferentes autores.....	18
Quadro 2. Litofácies definidas para as unidades estudadas no testemunho 5-CA-20-RS. O código de fácies foi adaptado de Miall (2006). ....	38
Quadro 3. Relação entre composição e hábito das calcitas eodiagenéticas e seus contextos deposicionais. Onde F = ferroso e NF = não ferroso. ....	71

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	14
1.1. Objetivos Gerais e Específicos.....	15
2. CONTEXTO GEOLÓGICO E ÁREA DE ESTUDO.....	16
2.1. Bacia do Paraná.....	16
2.2. Formações Serra Alta e Teresina.....	17
2.3. Área de estudo .....	22
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	24
3.1. Etapa pré-campo .....	24
3.1.1. Revisão Bibliográfica.....	24
3.1.2. Seleção da Área de Estudo e Testemunho de Sondagem .....	24
3.2. Atividade de campo .....	25
3.2.1. Perfil Colunar .....	25
3.2.2. Aquisição de fotos e coletas de amostras .....	26
3.3. Atividades laboratoriais .....	27
3.3.1. Análise de Fácies .....	27
3.3.2. Estudos Petrográficos .....	29
3.3.3. Difratomia de Raios-X .....	29
3.3.4. Microscópio Eletrônico de Varredura.....	32
3.3.4.1. Formação e Processamento de Imagens .....	34
4. RESULTADOS .....	37
4.1. Fácies.....	38
4.2. Associações de fácies .....	41
4.3. Análise Petrográfica .....	51
5. DISCUSSÃO .....	64
5.1. Modelo deposicional.....	64
5.2. Modelos diagenéticos evolutivos e implicações ambientais eodiagenéticas .....	70
6. CONCLUSÕES .....	78
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	82
ANEXOS .....	86

## 1. INTRODUÇÃO

A Supersequência Gondwana I da Bacia do Paraná registra uma grande variedade de condições deposicionais que evoluíram de uma marcada influência glacial (Neocarbonífero) até um amplo e árido interior continental no Mesozoico, correspondendo um ciclo transgressivo-regressivo completo, fruto da invasão e posterior saída do Panthalassa sobre o interior do Gondwana (MILANI, 1997; MILANI *et al.*, 2007). Dentro deste contexto, o Grupo Passa Dois, dividido entre as formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, representa a progressiva continentalização dos sistemas deposicionais durante o Permiano nesta bacia (MILANI *et al.*, 2007).

Segundo Meghioratti (2006), a Formação Serra Alta é formada por pelitos escuros sem bioturbação, ocorrências pontuais de *bone beds* e calcários micríticos que retratariam um ambiente sedimentar marinho profundo, abaixo do nível de ação das ondas, com condições anóxicas. Esta sedimentação de caráter marinho é interpretada como depositada durante o “afogamento” do “golfo Irati” (MILANI *et al.*, 2007). Já a Formação Teresina possui folhelhos, siltitos, rochas heterolíticas argilosas e arenosas com bioturbação, gradando para arenitos finos com estratificação cruzada por ondas ou *hummocky* (MEGLHIORATTI, 2006). Segundo este autor, a transição entre as formações Serra Alta e Teresina ocorreu de forma gradual, por meio do aparecimento de rochas heterolíticas que correspondem ao raseamento desse ambiente marinho.

No entanto, existem controvérsias entre autores sobre quais teriam sido os paleoambientes que compõem essas unidades. As hipóteses envolvem planícies de inundação (PETRI & COIMBRA, 1982), sistemas lagunares (FIGUEIREDO FILHO, 1972), marinhos rasos dominados por ondas (MEGLHIORATTI, 2006; HOLZ *et al.*, 2010; NG, 2019) ou marés (SCHNEIDER *et al.*, 1974; MENDES, 1984; SOUSA *et al.*, 1991) e deltaicos (GAMA Jr., 1979; KERN, 2021). Em face do exposto, busca-se, nesta monografia, responder se as formações Serra Alta e Teresina são estritamente marinhas ou se poderiam ter ocorrido sistemas costeiros com

inflexões marinhas esporádicas, especialmente na Formação Teresina, registrando assim, a transição marinha-continental no domínio sul da Bacia.

Este estudo realizou uma análise paleoambiental das formações Serra Alta e Teresina no estado do Rio Grande do Sul, por meio da descrição do testemunho de sondagem 5-CA-20-RS pertencente ao projeto “CA – Carvão no Rio Grande do Sul” do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). A finalidade do estudo foi detalhar como decorreu a transição dos diferentes sistemas deposicionais e suas características petrológicas, identificando elementos que possibilitem entender a influência marinha nestas unidades.

### **1.1. Objetivos Gerais e Específicos**

Este projeto tem como objetivo analisar as condições paleoambientais das formações Serra Alta e Teresina da Bacia do Paraná e a influência marinha no RS durante o Permiano. Para isso, são definidos os seguintes objetivos secundários:

- 1) Definir as fácies, as associações de fácies e os ambientes deposicionais das formações Serra Alta e Teresina no RS a partir da análise de testemunho de rocha.
- 2) Caracterizar os constituintes primários e diagenéticos de lâminas delgadas selecionadas para auxiliar no estudo das fácies, identificando constituintes de origem marinha exclusiva, bem como definir aspectos da evolução diagenética.
- 3) Discutir a tendência regressiva dos sistemas deposicionais, bem como a extensão da influência marinha nas unidades-alvo durante o Permiano no RS.

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO E ÁREA DE ESTUDO

### 2.1. *Bacia do Paraná*

Lavina (1991) sugere que o bloco da América do Sul teria se formado devido à convergência entre as placas da Patagônia e Gondwana. Esse evento teria acontecido durante o período que compreende do Carbonífero ao Permiano Superior e envolveria processos de subducção da placa da Patagônia, seguida pelo estágio final de colisão dos dois blocos continentais. Como resultado, gerou-se um intenso magmatismo de arco que se arrastou do Permiano ao Triássico (GREGORI *et al.*, 2008), assim como, extensos cinturões orogênicos, na borda oeste e sudoeste da placa Gondwânica, que serviriam de fonte para a sedimentação da Bacia do Paraná (LAVINA, 1991).

A Bacia do Paraná é uma bacia do tipo intracratônica que se estende por uma vasta porção do território brasileiro, abrangendo também a região leste do Paraguai, nordeste da Argentina e norte do Uruguai (MILANI *et al.*, 2007). Ela foi dividida por Milani (1997) em seis Supersequências: Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru (Fig. 1 e 2).

Possui em seu registro deposicional um vasto hiato de sedimentação que ocupou boa parte do Carbonífero e foi gerado em função de grandes glaciações ocorridas na época (DAEMON *et al.*, 1991 *apud* MILANI, 1998). Com o derretimento do gelo, houve um aumento do nível do mar que proporcionou a etapa transgressiva de sedimentação da Supersequência Gondwana I, culminando em seu ápice durante a Formação Palermo com a ocorrência da superfície máxima de inundação. Após a deposição desta formação, começa a seção regressiva do ciclo – contexto em que ocorrem as formações Serra Alta e Teresina, objetos deste estudo. Portanto, a Supersequência Gondwana I representa um grande ciclo transgressivo-regressivo, provocado pela entrada e, subsequente, saída do oceano Panthalassa sobre o continente Gondwana (MILANI *et al.*, 2007).

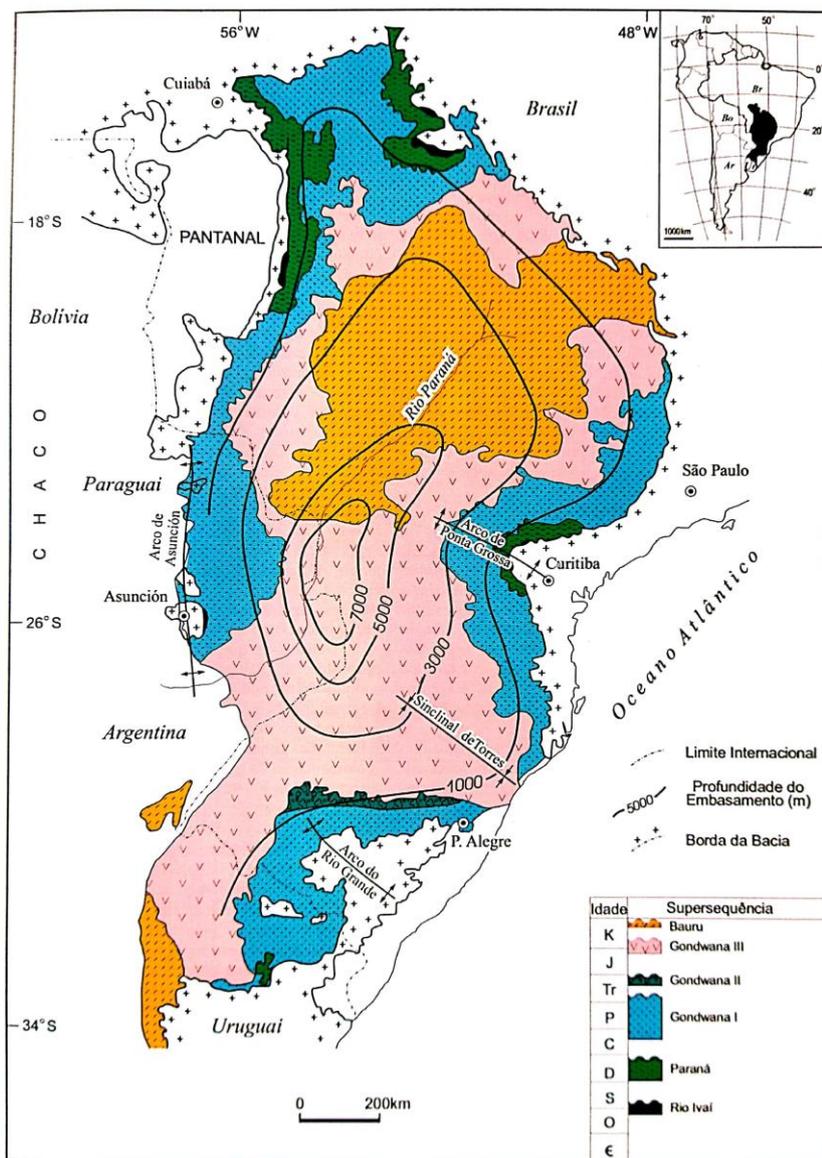


Figura 1. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, apresentando a distribuição das Superseqüências dentro da bacia. Extraído de Milani (2004).

## 2.2. Formações Serra Alta e Teresina

Os limites litoestratigráficos das formações Serra Alta e Teresina são controversos e variam conforme a interpretação de cada autor e região de ocorrência. Existem trabalhos nos quais essas duas unidades são chamadas de Subgrupo Estrada Nova (e.g. FIGUEIREDO FILHO, 1972; MENDES, 1984; RAGONHA & SOARES, 1974) e divididas em fácies Caveira e fácies Armada (Quadro 1). A utilização desta classificação está associada à dificuldade de subdivisão entre as duas formações, pois são constituídas por

rochas de granulometria muito fina, o que prejudica a sua diferenciação em afloramentos, e por ocorrem intemperizadas. A utilização de testemunho de sondagem, neste trabalho, foi escolhida principalmente para possibilitar o estudo dessas rochas em um melhor estado de preservação. Para esta monografia, optou-se utilizar a nomenclatura proposta por Milani *et al.* (2007) (Fig. 2 e Quadro 1).

Quadro 1. Nomenclatura litoestratigráfica para as unidades de estudo segundo diferentes autores.

<b>Nomenclatura litoestratigráfica por Milani et al. (2007)</b>		<b>Nomenclatura litoestratigráfica por Figueiredo Filho (1972)</b>	
RIO GRANDE DO SUL	SÃO PAULO		
FORMAÇÃO TERESINA	FORMAÇÃO CORUMBATAÍ	FORMAÇÃO ESTRADA NOVA	FÁCIES ARMADA
FORMAÇÃO SERRA ALTA	FORMAÇÃO SERRA ALTA		FÁCIES CAVEIRA

Alguns autores consideram o limite inferior da Formação Serra Alta como sendo concordante e gradual. Figueiredo Filho (1972) propõe que o início da formação ocorre com o aparecimento de camadas de cores vermelho-vinho, vermelho-tijolo, intercaladas com camadas cinzas da formação sotoposta. Já Hashiro (1996) argumenta que o início se verifica com o desaparecimento de folhelhos betuminosos da Formação Irati. Entretanto, Lages (2004) descreveu o contato em um nível de brecha fina, que representaria um *lag* transgressivo da Formação Serra Alta.

Figueiredo Filho (1972) descreveu a Formação Serra Alta (fácies Caveiras, ver no quadro 1) como uma sedimentação fina que passa gradualmente para termos mais grossos, por meio da ocorrência de lentes e camadas de siltito e arenito muito fino. Ademais, identificou estruturas como estratificação cruzada e fraturas conchoidais nas rochas, além de encontrar concreções calcárias com estruturas do tipo *cone-in-cone*.

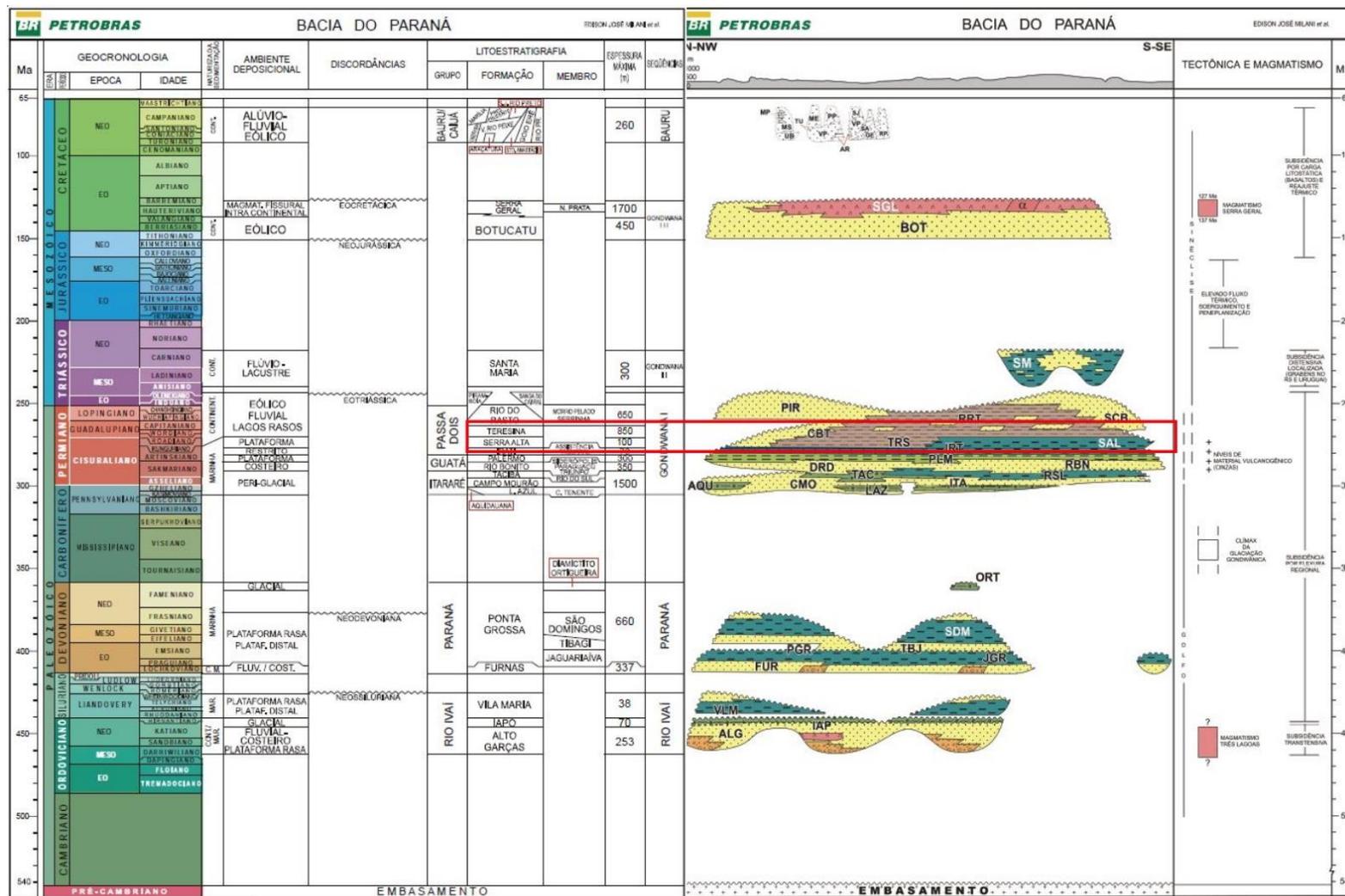


Figura 2. Carta cronoestratigráfica da Bacia do Paraná com destaque para as unidades de interesse neste estudo. Modificado de Milani et al. (2007).

Ng (2019) descreveu dois furos de sondagem amostrados no estado (TG-179-RS e CA-16-RS), relatando que as microfácies mais comuns da Formação Serra Alta são lutitos finos de coloração cinza a preta, com estratificação plano paralela e bioturbados. Além disso, identificou a presença de fraturas carbonáticas na porção basal desta unidade, contendo glauconita e espículas de espongiários, além de concreções carbonáticas que, quando atingissem tamanhos decimétricos, apresentariam estruturas do tipo *cone-in-cone*.

O contato entre as formações Serra Alta e Teresina é considerado transicional, marcado pelo aumento de rochas heterolíticas, bioturbação e acamadamento *wavy/linsen/flaser* (ROHN, 2001). Já o contato superior da Fm. Teresina com a Fm. Rio do Rasto é abrupto, de acordo com Rohn *et al.* (2003), marcado por camadas espessas de arenitos maciços com intraclastos argilosos na base e granodecrescência ascendente caracterizando um sistema fluvial continental. Apesar do autor não encontrar uma superfície erosiva, a mudança faciológica indicaria um contato discordante entre as duas unidades.

A Formação Teresina, denominada de fácies Armada por Figueiredo Filho (1972), é descrita como intercalações lenticulares de arenitos em lamitos vermelhos, tornando-se cada vez mais arenosos em direção ao topo. As rochas exibiriam estratificação plano-paralela, com estratificação cruzada de pequeno porte ocorrendo ocasionalmente, níveis calcários e retrabalhamento por correntes. De acordo com Ng (2019), essas lentes carbonáticas têm estruturas esferulíticas quando analisadas microscopicamente.

Há grande discordância entre autores sobre os paleoambientes dessas unidades. Schneider, *et al.* (1974), Gama Jr. (1979) e Mendes (1984) inferiram um ambiente marinho profundo para as fácies da Formação Serra Alta. Gama Jr. (1979) discorreu que a formação pertencia a uma plataforma epinerítica, na qual a deposição teria ocorrido por meio da decantação de partículas em suspensão em águas profundas – que teriam protegido o depósito da oxidação e ação de ondas e correntes. Já Petri & Coimbra (1982)

declaram que as grandes variações de oxigenação e salinidade encontradas sugerem um sistema costeiro para as duas formações e, levando em conta esse sistema e as características de baixa energia encontradas nas fácies, a Formação Serra Alta seria interpretada como um ambiente lagunar.

Quanto a Formação Teresina, Schneider, *et al.* (1974) encontraram estruturas que seriam representativas de ambientes dominados por marés (Fig. 3), como estrutura *flaser*, *drapes* de lama, estratificação cruzada ondulada e gretas de contração, intercaladas a calcários oolíticos e bancos de coquilhas. Mendes (1984) argumenta que estas estruturas são comuns em planícies de marés, porém não exclusivas desses ambientes e faz uma observação sobre a escassez de estratificações espinha de peixe dentro da unidade. Ragonha & Soares (1974) descreveram fósseis de carófitas que indicariam condições de supramaré em laguna de água doce ou salobra. Gama Jr. (1979) interpretou as fácies desta formação como pertencentes a um prodelta, no qual a Formação Teresina “[...] representa os primeiros sedimentos terrígenos introduzidos na bacia pelo avanço da sedimentação deltaica [...]”. Rohn (1994) propôs um comportamento similar ao de um grande lago, nas quais as fácies similares a depósitos marinhos teriam se formado devido a eventos de tempestade. Determinados fósseis podem sugerir variações de salinidade da água, pois a presença de carófitas indicaria existência de água doce, entretanto estromatólitos indicariam um ambiente estressante, provavelmente hipersalino (MEGLHIORATTI, 2006).

Ng (2019) descreveu fósseis de foraminíferos aglutinantes, glauconita autigênica e espículas de esponjas marinhas que indicariam episódicos eventos transgressivos. Simões & Torello (2003) descreveram tafofácies representantes de águas rasas com períodos de baixa ou não deposição. Holz *et al.* (2010) interpretaram o sistema deposicional da Formação Teresina como a transição de um ambiente *offshore* influenciado por ação de ondas à planície costeira e, também, sugeriram condições de águas rasas para a bacia, em função da grande distribuição geográfica de ooesparitos e gretas de contração. Os carbonatos seriam indicativos de condições de aridez progressiva da bacia, uma vez que climas mais quentes favorecem a sedimentação carbonática à siliciclástica (MEGLHIORATTI, 2006). Por fim,

Kern *et al.* (2021) encontraram associações de fácies representativas de ambientes transicionais entre *offshore* e *shoreface* inferior e fácies deltaicas para a Formação Teresina.

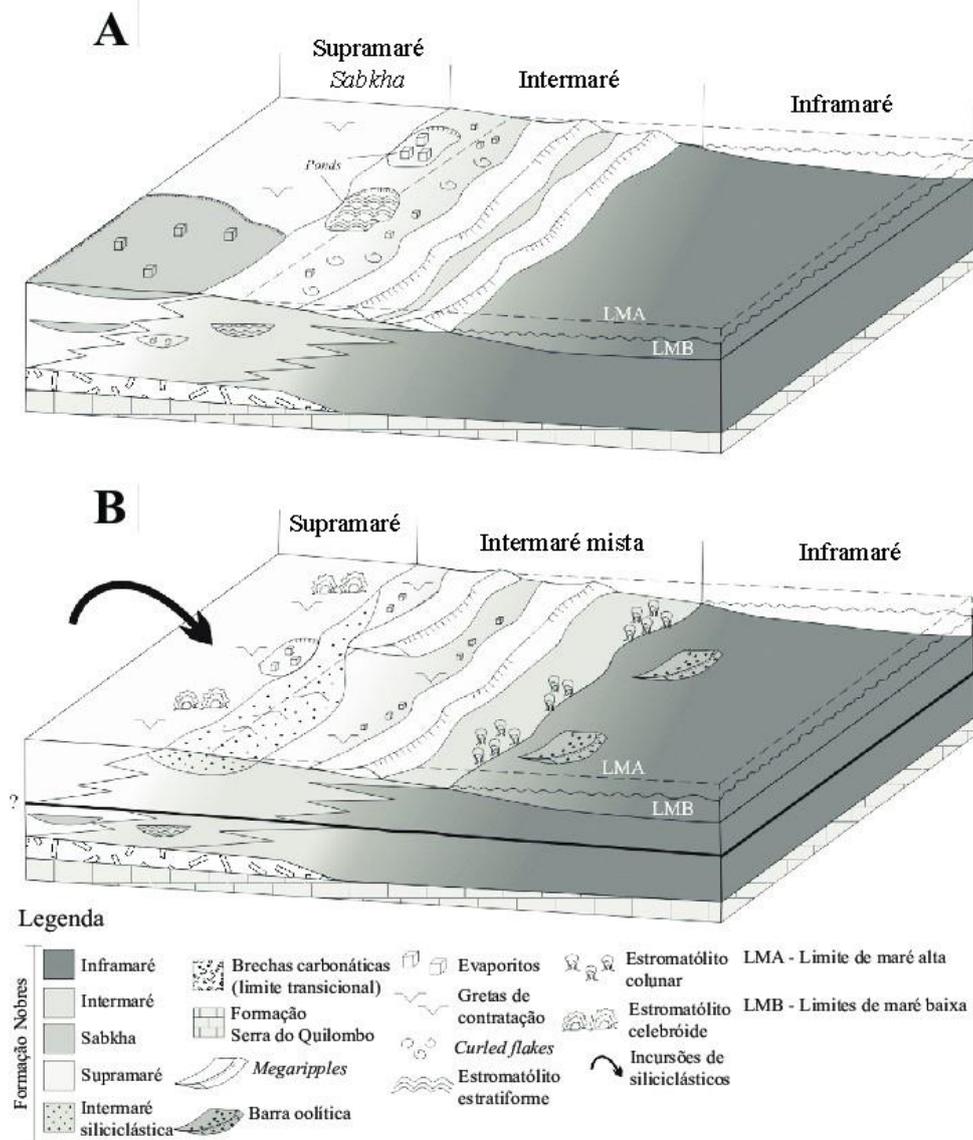


Figura 3. Blocos diagramas representativos dos principais ambientes de uma planície de marés. (A) sedimentação sob clima quente e árido; (B) sedimentação sob clima quente e úmido. Extraído de Rudnitzki & Nogueira (2012).

### 2.3. Área de estudo

O furo de sondagem 5-CA-20-RS está localizado na porção nordeste do município de Cachoeira do Sul (Fig. 4). O município insere-se fisiograficamente na Depressão Central do Rio Grande do Sul, mais precisamente dentro do Vale do Jacuí. Segundo Vieira (1983), esta região é

caracterizada por um terreno baixo inserido dentro do contexto da Bacia do Paraná que não se encontra recoberto pelos derrames da Formação Serra Geral.

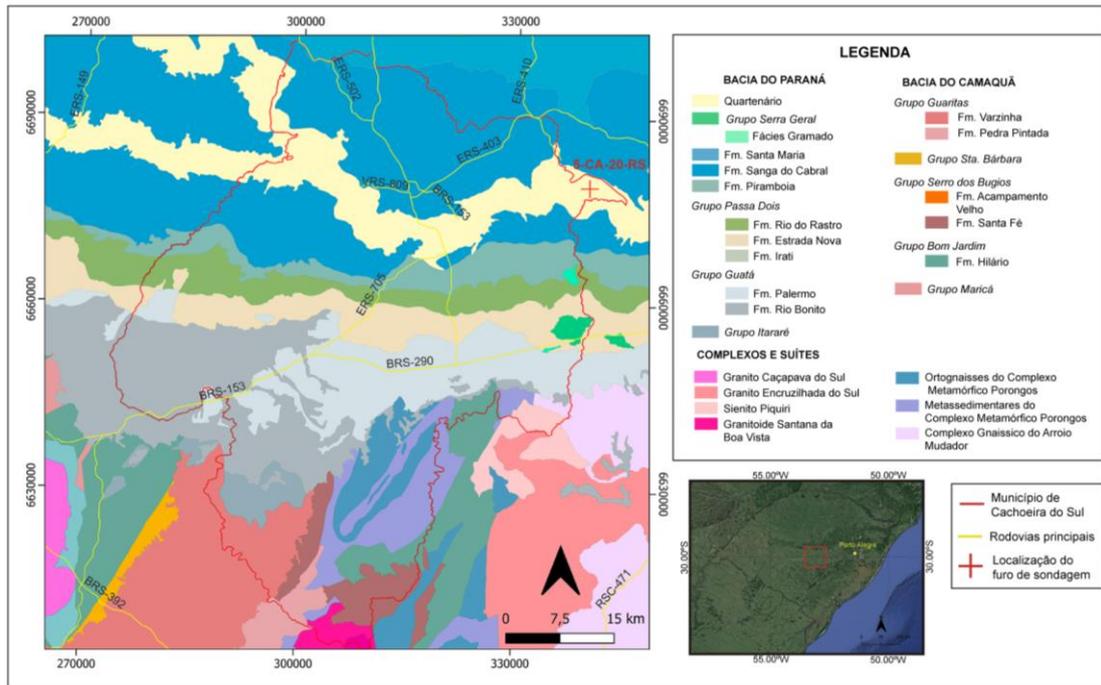


Figura 4. Mapa geológico simplificado de Cachoeira do Sul, região onde o furo 5 CA-20-RS está incluído. Mapa elaborado pela autora.

### **3. MATERIAIS E MÉTODOS**

Os métodos empregados neste trabalho consistiram na aquisição, processamento e interpretação de dados adquiridos nos testemunhos do furo de sondagem 5-CA-20-RS. Os materiais obtidos resultaram da descrição de 124 m deste testemunho, cujas principais litologias constituíram-se por pelitos, heterolitos e arenitos. A coleta sistemática de amostras permitiu a elaboração de 29 lâminas delgadas para a petrografia ótica, assim como a difratometria de raios-X de sete amostras e análise por microscopia eletrônica de varredura de seis exemplares.

Para isto, os métodos foram divididos em três etapas: pré-campo, campo e pós-campo.

#### **3.1. Etapa pré-campo**

As atividades pré-campo compreenderam: (1) organização de um banco de dados sobre o assunto alvo por meio da leitura de artigos nacionais e internacionais, dissertações e teses; e (2) seleção da área de trabalho e dos materiais que contemplassem o intervalo estratigráfico de interesse.

##### *3.1.1. Revisão Bibliográfica*

Uma boa revisão bibliográfica é o alicerce para a fundamentação de qualquer produção científica. Levantamentos bibliográficos foram realizados durante toda a elaboração do presente trabalho, porém mais amplamente utilizados durante a etapa inicial, na qual consultou-se livros e artigos nacionais e internacionais que abordavam assuntos de sedimentologia, sistemas deposicionais, estratigrafia e petrologia sedimentar. Além disso, buscou-se trabalhos científicos já publicados sobre as Formações Serra Alta e Teresina, e Bacia do Paraná, para se obter uma boa contextualização geológica das unidades de interesse e, assim, poder interpretar e discutir os dados obtidos.

##### *3.1.2. Seleção da Área de Estudo e Testemunho de Sondagem*

O caráter petrográfico das Formações Serra Alta e Teresina foi pouco explorado dentro do Rio Grande do Sul, com a exceção de Ng (2019). No entanto, o clima no estado é bastante úmido, com índices de precipitação durante todo o ano, resultando na baixa qualidade de afloramentos que ocorrem intensamente intemperizados. Por este motivo, optou-se por realizar este estudo em testemunhos de sondagem, para que a interpretação fosse feita sobre rochas frescas e melhor conservadas, aumentando significativamente a qualidade da análise.

Deste modo, foi escolhido o poço 5-CA-20-RS, pertencente ao projeto “CA – Carvão no Rio Grande do Sul” da CPRM e localizado no município de Cachoeira do Sul (ver na fig. 4). O poço foi escolhido, também, devido a espessura estratigráfica das unidades alvos, aproximadamente 103 metros, proporcionando melhor cobertura das fácies representativas. Além disso, facilidade de acesso aos testemunhos foi outro diferencial, visto que o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) autorizou a descrição e coleta sistemática de amostras.

### **3.2. Atividade de campo**

Nesta etapa, foi realizada uma visita a litoteca da CPRM em Caçapava do Sul (RS) com objetivo de descrever detalhadamente os testemunhos e coletar amostras para a confecção de lâminas delgadas e análises de caracterização mineral.

#### **3.2.1. Perfil Colunar**

Segundo Nichols (2009), um perfil colunar é um método gráfico para representar uma série de camadas ou rochas sedimentares, cujo objetivo seria expressar características geológicas de uma forma fácil de serem compreendidas, se valendo de símbolos e abreviações. Além de facilitar a percepção de mudanças verticais na sucessão sedimentar, o perfil possibilita a correlação de pacotes entre áreas adjacentes (TUCKER, 2014). As principais feições que precisam estar representadas são: espessura da camada, litologia, texturas, estruturas sedimentares, paleocorrentes e fósseis (Fig. 5), sendo a escala vertical também considerada um elemento

importante. Neste trabalho, foi adotada a escala 1:20 – cuja dimensão proporciona melhor visualização das camadas delgadas na representação gráfica.

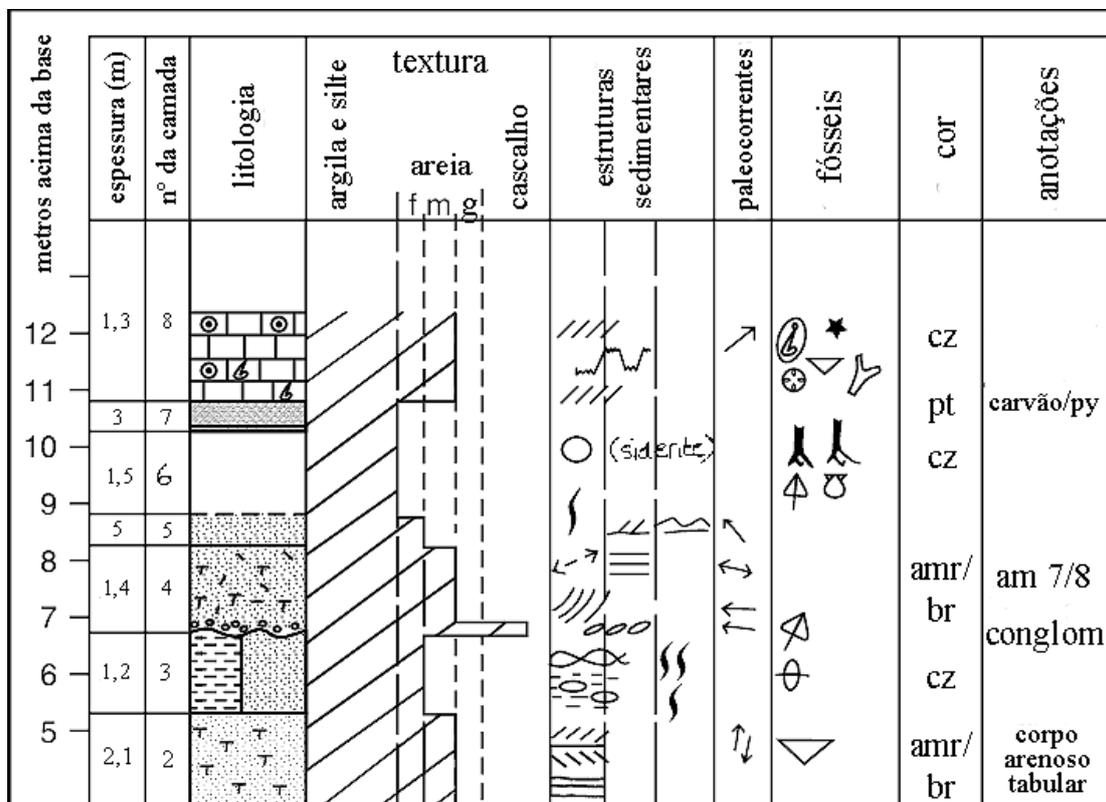


Figura 5. Exemplo da estrutura de um perfil colunar. Modificado de Tucker (2014).

### 3.2.2. Aquisição de fotos e coletas de amostras

Sincronamente à descrição do perfil, foram adquiridas fotografias dos testemunhos e coletadas amostras representativas das principais fácies (Fig. 6). As fotos são compostas por imagens das caixas com 5 metros de testemunho cada, que englobam todo o intervalo das Formações Serra Alta e Teresina, incluindo alguns metros basais da Formação Rio do Rastro.

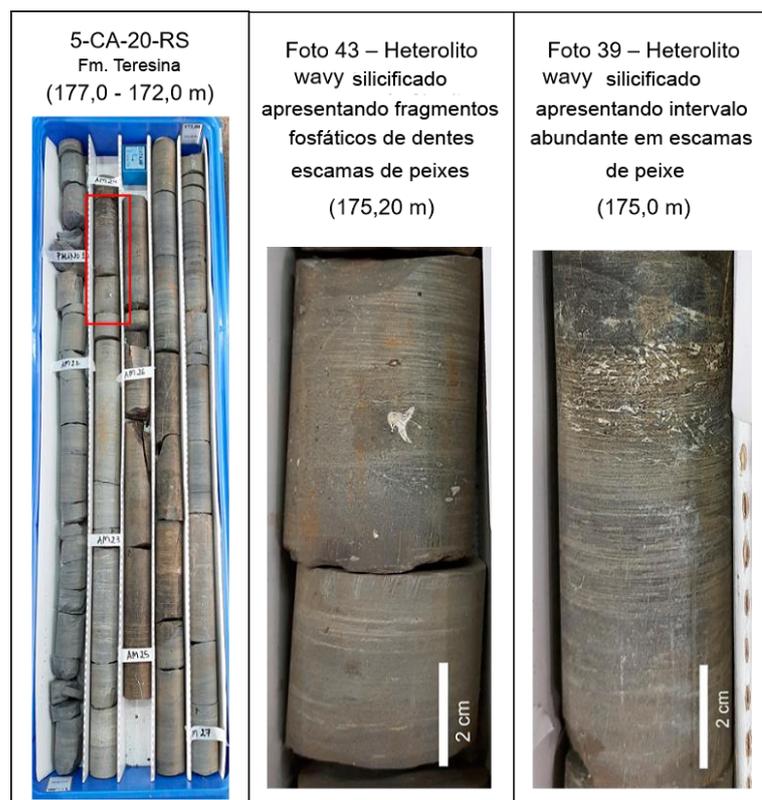


Figura 6. Imagens de uma das caixas do testemunho, contendo a localização das amostras e detalhes das feições estruturais e texturais no intervalo estudado.

### 3.3. Atividades laboratoriais

Na etapa pós-campo, foi realizada a digitalização do perfil colunar por meio do *software Adobe Illustrator*; bem como a definição das fácies sedimentares; confecção de lâminas delgadas e análises de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Difratomia de Raios X (DRX).

#### 3.3.1. Análise de Fácies

A definição de fácies sedimentar mais amplamente utilizada é a de Walker (1992), a qual se refere ao conjunto total de características litológicas e paleontológicas de uma unidade que refletem processos, condições e ambientes sob os quais essa unidade se formou. Estas características são compostas basicamente por cor, litologia, textura, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero, paleocorrente e geometria; e possibilitam a distinção do corpo rochoso ao qual pertencem, quando em meio a outros (NICHOLS, 2009). Deve-se atentar, entretanto, ao fato de que uma fácies não permite a

interpretação de seu ambiente deposicional, mas, sim, do processo que atuou durante sua formação (HOLZ, 2012). Isto acontece em função de um mesmo processo sedimentar ocorrer em diferentes ambientes.

As fácies podem ser agrupadas em associações de fácies, sucessões de fácies e elementos arquiteturais (WALKER, 1992) e, a partir disto, é possível caracterizar o sistema deposicional. Contudo, ambiente deposicional e sistema deposicional não podem ser considerados sinônimos. Enquanto que o ambiente deposicional é o local geográfico em que ocorre a deposição dos sedimentos, o sistema deposicional é formado por assembleias de fácies que representam os processos sedimentares sucedidos dentro deste ambiente (Fig. 7). Portanto, é por meio da identificação do sistema que se interpreta o ambiente (HOLZ, 2012).

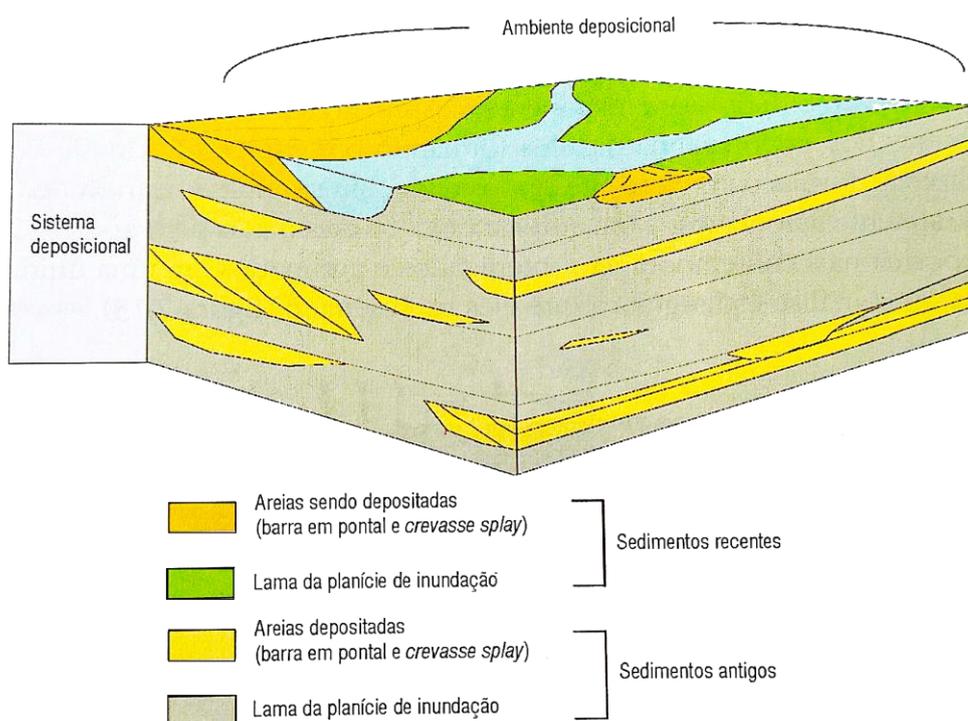


Figura 7. Bloco diagrama contendo ambiente deposicional e sistema deposicional. Extraído de Holz (2012).

Neste trabalho, foi adotada a sistemática de codificação de fácies proposta por Miall (1996), adaptando aos sistemas deposicionais interpretados.

### 3.3.2. Estudos Petrográficos

A composição sedimentar mineralógica de uma amostra, junto com sua microfácies, podem ser somadas a dados de campo para se obter informações de condições deposicionais. Enquanto que a petrografia de arenitos pode trazer informações sobre proveniência e contexto tectônico, estudos diagenéticos são utilizados para explicar padrões de cimentação e evolução de porosidade (TUCKER, 2001).

No presente estudo, foram analisadas 29 lâminas delgadas confeccionadas a partir de amostras pré-selecionadas, nas quais 21 foram confeccionadas pela empresa PetrografiaBR, cinco pelo Núcleo de Preparação de Amostras da UFRGS e três pelo Prof. Dr. Heinrich Frank. As lâminas pertencem majoritariamente às Formações Serra Alta e Teresina, entretanto, também foram confeccionadas lâminas da Fm. Rio do Rastro para ajudar a definir os limites estratigráficos delimitados no perfil. As lâminas foram impregnadas com resina *epoxy* azul para evidenciar sua porosidade e tingidas com solução hidroclorídrica de Alizarina-S e ferricianeto de potássio para diferenciar composicionalmente os carbonatos (DICKISON, 1965).

A análise petrográfica envolveu descrições de fábrica, texturas e estruturas, bem como a identificação dos constituintes primários e diagenéticos, além da observação dos tipos de poros. As amostras de composição siliciclástica foram classificadas de acordo com Folk (1968) e os possíveis ambientes tectônicos originais dos constituintes primários foram analisados por meio de diagramas de proveniência de Dickinson (1979, 1985).

### 3.3.3. Difractometria de Raios-X

O Difrátômetro de Raios-X é um equipamento analítico amplamente empregado em análises mineralógicas de sedimentos, sendo utilizado neste trabalho para a identificação dos argilominerais presentes nas amostras. A técnica é fundamentada em cima da produção de raios-X e sua posterior difração pela estrutura cristalina dos minerais.

O raio-X é resultado da condução de uma corrente elétrica dentro de um tubo de baixa pressão. A corrente aquece um filamento de tungstênio, fazendo com que ele emita partículas carregadas. Ao colidirem com um alvo metálico (ânodo), estas partículas geram radiação de duas formas distintas: a partir da conversão da energia cinética dos elétrons em ondas eletromagnéticas (Raio-X Bremsstrahlung); e pelo rearranjo dos elétrons orbitais do ânodo após o período de excitação que emite energia na forma de Raios-X Característicos (TAUHATA *et al.*, 1999). A técnica funciona por meio de um feixe de raio-X incidido sobre uma amostra que fica girando, em uma velocidade variando graus por minuto, em um Difrátometro de Raios-X. Quando os planos desta amostra atingem um determinado ângulo, eles irão difratar o raio-X de acordo com a Lei de Bragg (Fig. 9). Os raios difratados terminam por entrar em um detector que amplifica os sinais produzidos pelos fótons e os repassa para o equipamento eletrônico (TUCKER, 1988).

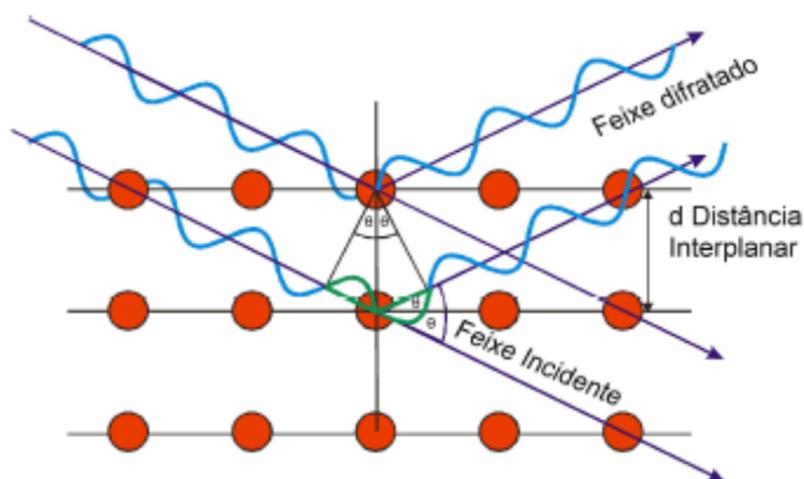


Figura 8. Representação gráfica da Lei de Bragg, retirado de Júnior (2014). A lei determina a correlação entre a distância dos átomos de um cristal e os ângulos sob os quais são difratados os raios X emitidos sobre o cristal.

A difratometria de raios-X pode ser realizada para Análise de Rocha Total (partículas com diâmetros entre 5 – 10  $\mu\text{m}$ ) ou para Análise de Argilominerais. Neste trabalho, foi realizada a segunda análise, pois apesar de algumas argilas conseguirem ser detectadas em amostras de rocha total, são melhores identificadas em frações mais finas (< 2  $\mu\text{m}$ ). Dito isto, foram analisadas seis amostras, referentes às formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro, no Laboratório de Difrátometria de Raios X (LDRX) da UFRGS. Os

equipamentos utilizados consistiram por dois difratômetros Siemens (Bruker) D-5000 ( $\theta/\theta$ ) e ( $\theta/2\theta$ ) com tubos de raios X de Cu K $\alpha$ . Os parâmetros utilizados para análises naturais e calcinadas foram: 2-32° 0,02°/2s [0,2] 40/30; enquanto que para as amostras glicoladas: 2-32° 0,02°/3s [0,2] 40/30.

As amostras passaram por tratamento prévio para concentrar os constituintes argilosos. As etapas de preparação seguiram a metodologia proposta por Tucker (1988):

- (1) Desagregação da rocha. Alcançada através de moagem, utilizando grau e pistilo, e peneiramento até que as partículas adquiram diâmetros  $> 10 \mu\text{m}$ . Em seguida, colocou-se o pó em um béquer, acrescentou-se água destilada e inseriu-se uma sonda ultrassônica para uma desagregação mais efetiva.
- (2) Decantação. O material em suspensão resultante da desagregação foi adicionado a uma proveta e deixado descansando pelo tempo necessário (segundo a Lei de Stokes) para que a fração indesejada decantasse e pudesse ser retirada.
- (3) Preparação da lâmina. Com uma pipeta, extraiu-se o material em suspensão (cujo diâmetro  $< 2 \mu\text{m}$ ), depositando-o em uma lamínula de vidro.

Após a preparação, as amostras foram analisadas no difratômetro que forneceu como resultado um pico com valor em Ångström (Å) equivalente ao espaçamento basal entre átomos da estrutura de um argilomineral (Fig. 10).

Algumas espécies de argilominerais podem apresentar o mesmo valor de espaçamento. Nestes casos, aplica-se etilenoglicol que, devido a característica expansiva de alguns grupos de argilas, desloca seus picos de espaçamento, permitindo diferenciação das espécies. Este método é bastante utilizado para distinguir clorita de esmectita já que as duas pode ter pico de valor 14 Å, entretanto, quando saturada em álcool, a esmectita expande e seu pico aumenta para 17 Å.

Outra técnica empregada é aquecer a lâmina em uma mufla. À 375°C a estrutura da esmectita colapsa, seu pico caindo para um valor de 10 Å, enquanto que aquecendo à 550°C algumas espécies de argilominerais são destruídas, como caulinitas e determinadas cloritas.

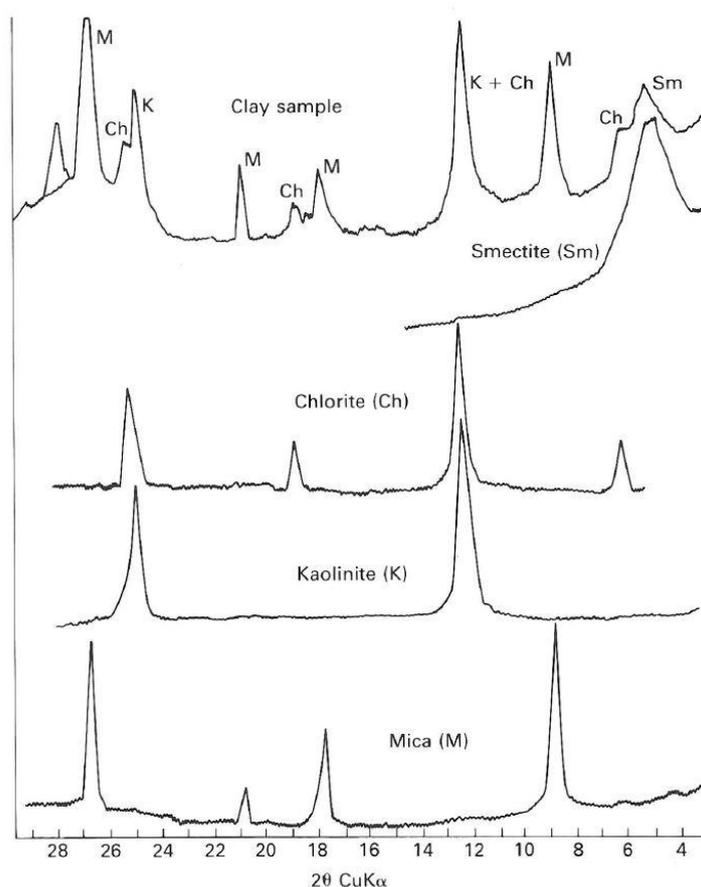


Figura 9. Exemplos de difratogramas contendo alguns picos característicos de minerais comuns em rochas sedimentares. O eixo das abscissas representa o ângulo  $2\theta$  com que o feixe é difratado, já o eixo das ordenadas é a intensidade do pico. Extraído de Tucker (1988).

Os difratogramas resultam em picos de intensidades que representam o feixe de raios X difratado. Os picos característicos correspondem ao conjunto de posições angulares e intensidades, únicos de cada constituinte cristalográfico, cujo padrão permite sua diferenciação entre os demais minerais (TUCKER, 1988).

#### 3.3.4. Microscópio Eletrônico de Varredura

A Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) tem como objetivo principal o imageamento de grande resolução em função da sua alta capacidade de foco, na ordem de x20 a x100.000 vezes (TUCKER, 1988). As

imagens são produzidas através do escaneamento de raios eletrônicos e subsequente exibição em um monitor. Dependendo do modo utilizado para detecção desses raios, é possível obter um quadro representativo da topografia ou composição, em termos de número atômico, da amostra estudada (REED, 2005).

Ainda segundo Reed (2005), as vantagens de se utilizar o MEV são enormes e englobam vários campos da geologia. Para a sedimentologia e petrografia, focos deste trabalho, a técnica auxilia na obtenção de dados sobre os constituintes primários e diagenéticos, as relações paragenéticas e hábitos minerais, e microfósseis, além de produzir imagens composicionais.

Para que a análise possa ser executada, a amostra precisou passar por um cuidadoso processo de preparo. O material precisa ser pequeno o suficiente para caber na câmara de análise do MEV, porém largo o bastante para que se obtenha uma face fresca que não se encontre contaminada por fluídos de perfuração (WELTON, 2003). Esta condição foi alcançada através da fragmentação da rocha até as dimensões aproximadas de 5x10x10 mm. Seguindo a sistemática proposta em Welton (2003), a amostra foi aderida a uma lâmina e deixada secando a noite toda em uma estufa. Por fim, foi recoberta por uma camada de metal condutor de carbono e ouro, fina o suficiente para não contaminar os resultados, estando, então, pronta para a análise.

Por meio desta técnica, é possível obter informações essenciais sobre os processos diagenéticos das rochas estudadas. Aspectos morfológicos e texturais de minerais diagenéticos podem ser reconhecidos, permitindo diferenciar fases minerais detríticas de autigênicas, além de características tais quais porosidade e permeabilidade que podem ser relacionadas com texturas deposicionais e diagenéticas (TUCKER, 1988).

Apesar de sua grande contribuição para a geologia, o MEV também apresenta algumas limitações. O tempo necessário para se retirar uma boa fotografia da amostra é relativamente alto quando comparado com microscópios óticos, devido à baixa quantidade de elétrons por pixel. Outro obstáculo são as cargas presentes na superfície da amostra, pois os elétrons

secundários podem ser defletidos em função de sua baixa energia; entretanto, isto pode ser facilmente solucionado com uma boa preparação do material por meio do revestimento por uma película condutora capaz de impedir a formação dessas cargas.

Seis amostras foram analisadas no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) da UFRGS através do Microscópio Eletrônico de Varredura JEOL-6610LV, operando a alto vácuo em 12 kV com distâncias de trabalho de 8-14 mm.

#### 3.3.4.1. *Formação e Processamento de Imagens*

O microscópio eletrônico de varredura funciona da seguinte maneira: aquecendo-se um filamento de tungstênio são liberados elétrons que, ao penetrar a amostra, interagem com os átomos do material e perderão energia (Fig. 10). Alguns desses elétrons podem ser refletidos, tornando-se elétrons retroespalhados (*Backscattered Electrons*), enquanto que outros serão liberados da superfície do material amostrado como elétrons secundários (*Secondary Electrons*) de baixa energia. Esses sinais de elétrons são, por conseguintes, captados por detectores que os projetam em monitores (TUCKER, 1988). Para retomar a estabilidade perdida com a ionização produzida pelo feixe de elétrons, os elétrons do material trocam de camada orbital liberando uma quantidade de energia característica, na forma de raios-X, durante o processo (WELTON, 2003).

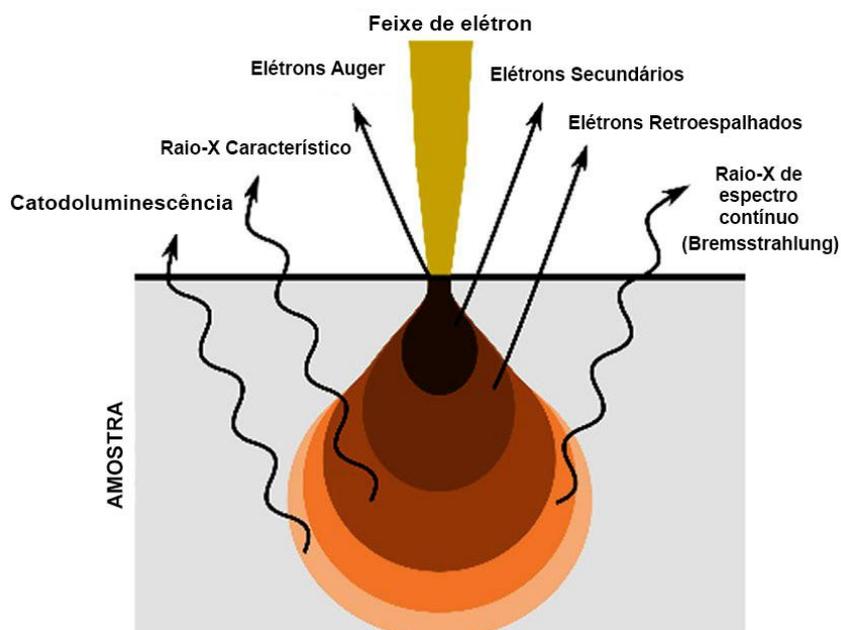


Figura 10. Efeitos produzidos pela interação de um feixe de elétrons com uma amostra. Modificado de Ezzahmouly et al. (2019).

Reed (2005) comenta que é possível adquirir imagens topográficas tridimensionais através de elétrons secundários. O imageamento acontece porque a interceptação dos sinais pelo detector aumenta conforme se diminui o ângulo do feixe de elétrons incidido com a superfície da amostra, gerando um resultado similar ao da iluminação de um objeto.

Já sobre elétrons retroespalhados, Reed (2005) explica que, por terem alta energia, viajam em linha reta e, por isso, produzem um fenômeno de sombreamento na imagem. Este fenômeno ocorre porque os sinais da amostra emitidos na face que não se encontra direcionada para o detector não serão capturados, resultando em um efeito de “sombra” que produzirá um contraste topográfico na imagem. Esta técnica também fornece imagens de cunho composicional, uma vez que a concentração de elétrons do feixe incidido que são retroespalhados dependem altamente do número atômico dos constituintes analisados. A iluminação neste tipo de microfotografia, portanto, é função do número atômico e, quando este for mais elevado, produzirá feições mais claras, enquanto que, quando possuir valores baixos, terá cores mais escuras.

A Espectrometria por Energia Dispersiva (EDS) foi utilizada em todas as amostras analisadas neste estudo, a qual permite o mapeamento

composicional da amostra de forma rápida, eficaz e com baixo custo. Sensores EDS acoplados ao microscópio eletrônico detectam a energia característica de cada fóton de raio-X emitido, separando-os em níveis de energia para produzir um gráfico. Cada pico neste gráfico irá representar um elemento químico e, em cima destes dados, poderá ser feita uma análise composicional semiquantitativa (WELTON, 2003).

## 4. RESULTADOS

Por meio da descrição do testemunho 5-CA-20-RS, foi confeccionado um perfil colunar de 124 m compreendendo o intervalo de profundidade dos 245 a 121 metros, contemplando as formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Fig. 11, anexo I).

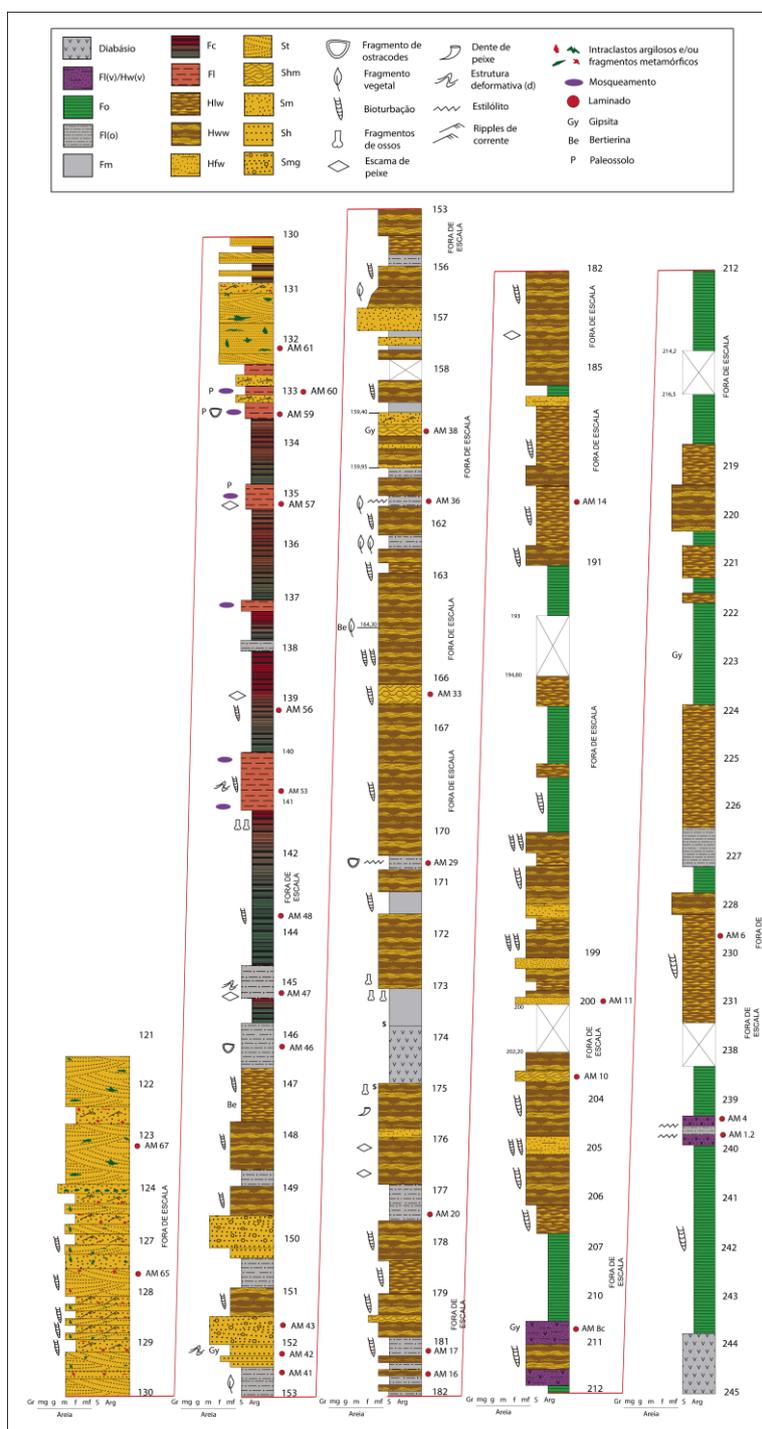


Figura 11. Perfil colunar do poço 5-CA-20-RS contendo as fácies definidas e as respectivas lâminas delgadas. Observar que a base do perfil se encontra a direita.

#### 4.1. Fácies

O intervalo estudado possui 124 m, no qual foi possível separar 14 fácies sedimentares (Quadro 2, Fig. 12 e Fig. 13) por meio da integração dos dados adquiridos na descrição dos testemunhos e na descrição petrográfica qualitativa.

Quadro 2. Litofácies definidas para as unidades estudadas no testemunho 5-CA-20-RS. O código de fácies foi adaptado de Miall (2006).

Código	Descrição	Interpretação
<b>Sm</b>	Arenito médio a conglomerático, maciço. Rico em fragmentos de rochas metamórficas, além de intraclastos argilosos, fragmentos fosfáticos e glauconita.	Fluxos hiperconcentrados e turbulentos sob condições marinhas (TUCKER, 2001).
<b>Sh/Sh(b)</b>	Arenito muito fino a fino com laminação plano-paralela, por vezes ocorre brechada (b).	Leito plano formado pela atenuação de dunas 3D sob condições de regime de fluxo superior (MIALL, 1996).
<b>St</b>	Arenito fino a médio com estratificação cruzada tangencial rico em intraclastos argilosos e fragmentos de rocha metamórfica.	Dunas subaquosas (3D) formadas sob regime de fluxo inferior (MIALL, 1996).
<b>Shm</b>	Arenito fino a muito fino com estratificação cruzada hummocky marcada pelos níveis argilosos e micáceos milimétricos. Glauconita, bioclastos fosfáticos e intraclastos argilosos ocorrem associados aos níveis micáceos.	Combinação de fluxos unidirecionais com oscilatórios relacionados a eventos de tempestades sob condições marinhas (CHEEL & LECKIE, 1993).
<b>Sr</b>	Arenito muito fino com laminação ondulada assimétrica.	Marcas onduladas geradas por correntes unidirecionais sob regime de fluxo inferior (BAAS, 1999).
<b>Hw</b>	Heterolitos constituídos pela intercalação entre arenitos muito finos a médios, com laminação ondulada simétrica, e folhelhos argilosos. Níveis micáceos, com glauconita e bioclastos fosfáticos. Acamamento <i>linsen</i> , <i>wavy</i> e <i>flaser</i> .	Deposição por processos intercalados de tração e suspensão, geradas por fluxos oscilatórios sob condições marinhas (TUCKER, 2001).
<b>Hw(v)</b>	Heterolitos constituídos pela intercalação entre arenitos muito finos a médios, com laminação ondulada simétrica, e folhelhos argilosos. Níveis micáceos, com glauconita, bioclastos fosfáticos, além de <i>shards</i> vulcânicos, <i>púmices</i> e <i>fiammes</i> . Acamamento <i>wavy</i> , <i>linsen</i> e <i>flaser</i> .	Material vulcânico epiclástico associado a sedimentos siliciclásticos e partículas intrabaciais depositados por meio de intercalação de processos de tração e suspensão, gerados por fluxos oscilatórios sob condições marinhas (TUCKER, 2001).
<b>FI(c)/FI(d)</b>	Folhelhos argilosos, lamitos e siltitos com laminações plano-paralela. Por vezes, ocorrem intensamente oxidados (c) ou apresentando estruturas deformativas por brechação, microfalhamento e algumas indiscerníveis (d).	Deposição por suspensão ou correntes trativas de baixa energia sob condições oxidantes (MIALL, 1996).

<b>Fl(p)</b>	Siltito com laminação plano-paralela, micáceo, com impressões fósseis de fragmentos vegetais. Observa-se presença de bertierinas, fragmentos carbonosos abundantes e raras glauconitas.	Deposição por suspensão ou correntes trativas de baixa energia (TUCKER, 2001).
<b>Fl(o)</b>	Siltito com laminação plano-paralela, micáceo, rico em matéria orgânica amorfa. Contendo fragmentos carbonosos, glauconitas abundantes e espículas de espongiários.	Deposição por decantação (TUCKER, 2001) sob condições marinhas.
<b>Fl(v)</b>	Siltitos a arenitos muito finos, vulcânico, laminado. <i>Shards</i> vulcânicos, <i>púmices</i> e intraclastos argilosos são abundantes.	Material vulcânico epiclástico depositado em conjunto com sedimentos siliciclásticos e partículas intrabaciais por meio processos de decantação sob condições marinhas (TUCKER, 2001).
<b>Fm</b>	Siltito maciço com abundantes fragmentos de ossos fosfáticos concentrados em níveis paralelos.	Deposição por suspensão (MIALL, 1996).
<b>Fo</b>	Folhelho argiloso, escuro, rico em matéria orgânica amorfa e glauconitas.	Deposição por decantação em águas estagnadas sob condições anóxicas.
<b>P</b>	Paleossolos contendo feições de mosqueamento, concreções carbonáticas, óxidos de ferro e calcita preenchendo fraturas e rizólitos	Alteração superficial de sedimentos por processos pedogênicos sob condições oxidantes (MIALL, 1996).

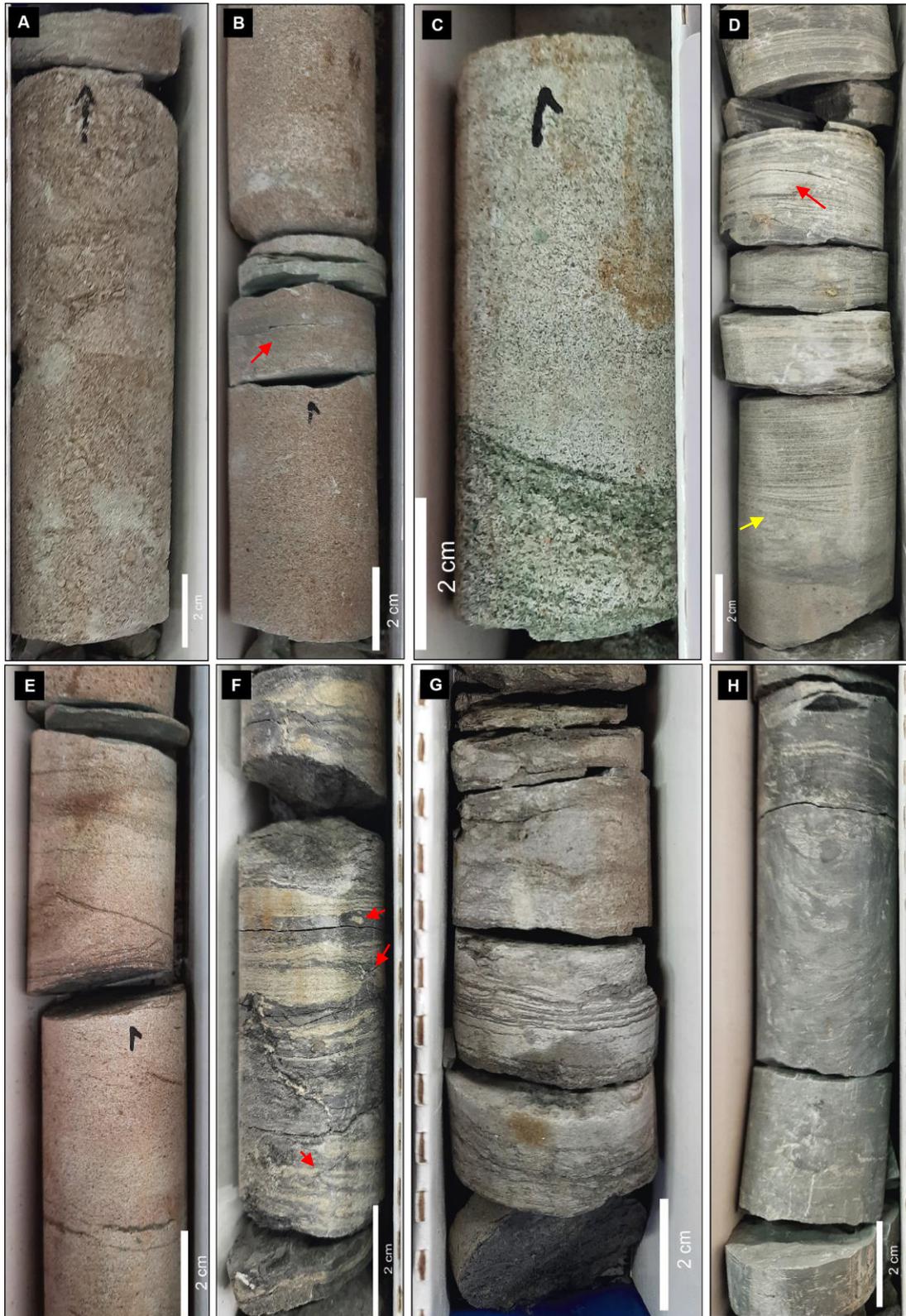


Figura 12. Fotos macroscópicas das principais fácies descritas no testemunho 5-CA-20-RS. (A) Sm; (B) SI, laminação incipiente marcada pela seta vermelha; (C) St, laminação marcada por níveis argilosos esverdeados; (D) Sh, estratificação hummocky (seta amarela) gradando para marcas onduladas de corrente (seta vermelha); (E) Sr, laminação cruzada de marcas onduladas de corrente marcada por nível argiloso; (F) Hw, heterolito wavy intensamente bioturbado (setas vermelhas); (G) Hw(v), heterolito vulcanoclástico com estilólitos; (H) Fl(d), siltito com estrutura deformativa não determinada.



Figura 13. Fotos macroscópicas das principais fácies descritas no testemunho 5-CA-20-RS. (A) *Fl(c)*; (B) Fácies *Fl(p)* apresentando impressões de fósseis vegetais; (C) Arenito fino com marcas onduladas de corrente (*Sr*) na base e nível com feições pedogênicas (*P*) na porção superior, apresentando mosqueamentos, texturas preenchidas por calcita e marcas de raízes (seta vermelha).

#### 4.2. Associações de fácies

As fácies definidas foram agrupadas em seis associações de fácies, são elas: (1) Offshore; (2) Shoreface inferior; (3) Prodelta; (4) Frente deltaica; (5) Laguna; (6) Canal fluvial; e (7) Planície de inundação.

##### **Associações de fácies Offshore (*Fo*, *Fl(o)*, *Fl(v)*, *Hw*, *Hw(v)*)**

Descrição: Esta associação possui um intervalo granulométrico que compreende os tamanhos argila a areia muito fina. Os termos mais finos e abundantes são constituídos por folhelhos escuros micáceos pouco bioturbados (*Fo*), contendo abundante matéria orgânica amorfa em meio a

uma matriz esmectítica (Fig. 14). Estão presentes, também, intercalações arenosas representadas por heterolitos *linsen* e *wavy* (Hw) com laminações onduladas bioturbadas. A mineralogia detrítica desses heterolitos é constituída por quartzo monocristalino plutônico, ortoclásio, plagioclásio, biotita e muscovita, fragmentos carbonosos (alguns até mesmo preservando estrutura vegetal), matéria orgânica amorfa dispersa na matriz esmectítica. Já as partículas intrabaciais são glauconitas, bioclastos fosfáticos (fragmentos de dentes e espinhas de peixes), intraclastos e peloides tanto fosfáticos, quanto argilosos indiferenciados, além de algas piritizadas. Episodicamente, ocorrem siltitos glauconíticos micáceos com laminação paralela (FI(o)) marcada pela orientação de micas e fragmentos carbonosos, contendo espículas de espongiários; e, mais raramente, siltitos argilosos vulcânicos (FI(v)) com laminação sub-paralela incipiente marcada por biotitas, presença de *shards* e púmices, além de intraclastos argilosos indiferenciados e grãos siliciclásticos, como quartzo, ortoclásio, plagioclásio e matriz argilosa indiferenciada.

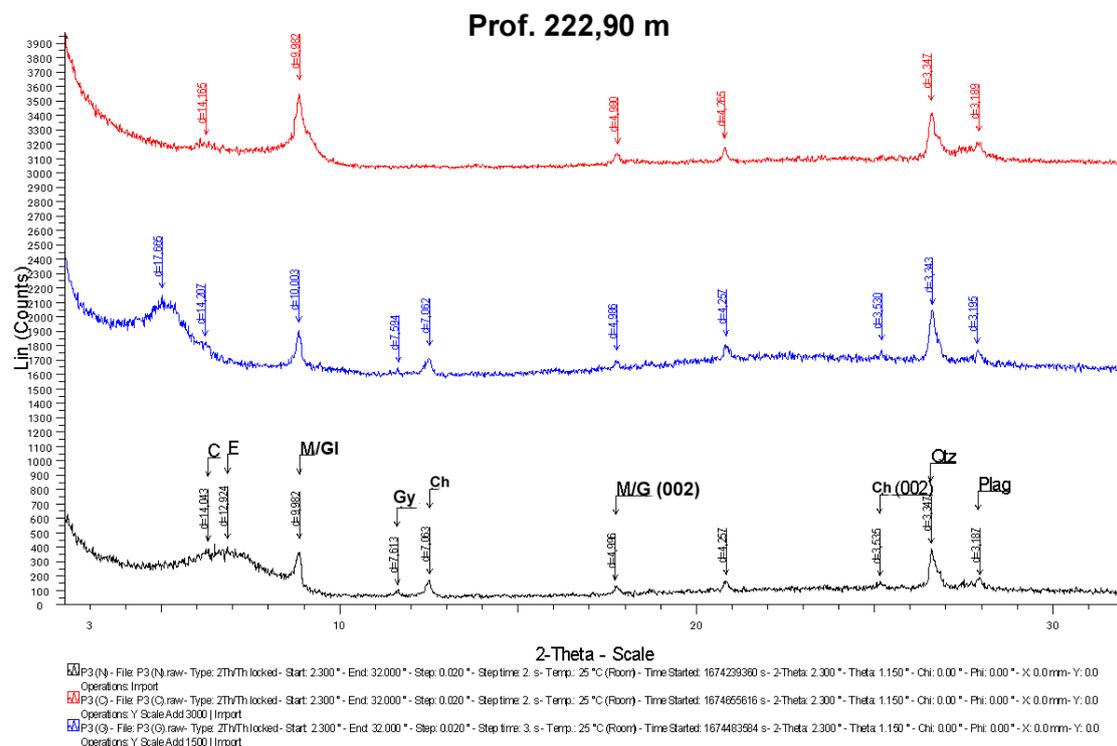


Figura 14. Difractograma de raios-X contendo análises natural (preto), glicolada (azul) e calcinada (vermelho). Onde C e E = interestratificado clorita/esmectita; M/GI = micas e glauconitas, Gy = gipsita; Ch = chamosita; Qtz = quartzo; Plag = plagioclásio.

Interpretação: Os folhelhos e siltitos laminados são interpretados como produtos de processos de decantação de partículas finas em suspensão, por meio do assentamento gravitacional sob ambiente de baixa energia (TUCKER, 2001). Os folhelhos ricos em matéria orgânica foram depositados em um ambiente anóxico, onde a decomposição da matéria orgânica é lenta ou, até mesmo, nula. Em ambientes oxidantes, a matéria orgânica precisa de um soterramento rápido para ser preservada, pois senão sofre atuação de processos de oxidação e/ou decomposição por organismos microbiais (NICHOLS, 2009). A presença de glauconita autóctone é comum nestas rochas. Segundo Tucker (2001), glauconita é um alumino silicato rico em ferro e potássio característico de plataformas marinhas externas, onde há baixas taxas de sedimentação. Sua formação ocorre por precipitação de cristais autigênicos em poros de outros argilominerais, partículas esqueléticas e *pellets*. Corroborando com o contexto marinho, estão os peloides e bioclastos fosfáticos, os quais costumam depositar em regiões plataformais externas (NICHOLS, 2009). Quanto às esponjas encontradas nesta associação, elas pertencem a classe *Demospongiae*, constituídas por esqueleto silicoso e possuem hábito bentônico sésil (MURICY & HAJDU, 2006). As camadas heterolíticas significam episódios de aumento de energia causando influxos de sedimentos arenosos no sistema, provavelmente relacionados a eventos de tempestades. Os heterolitos possuem mineralogia detrítica e intrabacial similar às fácies mais finas, porém é possível identificar neles presença de glauconitas tanto autóctones, quanto para-autóctones intrassequenciais. De acordo com Amorosi (1997), glauconitas autóctones são aquelas precipitadas em *situ*, enquanto que as espécies para-autóctones são fruto do retrabalhamento de depósitos mais antigos da mesma sequência. Em dois intervalos distintos, ocorrem siltitos e arenitos muito finos epiclásticos. Essas fácies possuem *glass shards*, púmices e, até mesmo *fiammes*. Esses constituintes são característicos de magmatismo ácido a intermediário e indicam que, durante a deposição desta unidade, houve eventos vulcânicos explosivos que expeliram esses materiais, os quais foram posteriormente transportados e depositados junto a partículas siliciclásticas em um contexto de *offshore* (NICHOLS, 2009).

### ***Associações de fácies Shoreface Inferior (Fl(o), Fm, Hw, Shm e Sm)***

Descrição: Os integrantes deste grupo apresentam um intervalo granulométrico de argila a areia fina, nos quais as fácies mais abundantes são representadas por Hw e Fl(o); enquanto que, Sm, Shm e Fm ocorrem subordinadamente. Todas as fácies apresentam indícios de bioturbação, exceto as de granulometria mais grossas (Shm e Sm). O empilhamento vertical se inicia com predominância de siltitos com laminação paralela na base, gradando para fácies heterolíticas (Hw) com marcas onduladas e culminando em arenitos com estratificação ondulada truncada (Shm) e maciços (Sm) no topo. Este padrão se repete ciclicamente com pequenas variações, como ausência das fácies Sh e Sm no topo de alguns ciclos e presença de um intervalo de siltito maciço rico em fragmentos fósseis de peixe no meio da sucessão. Os arenitos possuem níveis argilosos milimétricos e são bem selecionados. A fábrica apresenta orientação paralela à laminação, marcada pela orientação das micas e fragmentos fosfáticos. Os componentes detríticos são compostos por quartzo mono e policristalino; ortoclásio, microclínio e plagioclásio; biotita e muscovita; fragmentos de rocha metamórfica de baixo grau (ardósia). Já os constituintes intrabaciais são representados por peloides glauconíticos autóctones e para-autóctones; intraclastos argilosos; peloides e fragmentos fosfáticos fósseis de ossos e escamas de peixes. Glauconitas e fragmentos fosfáticos estão presentes em todas as fácies da associação.

Interpretação: O predomínio de rochas heterolíticas com marcas onduladas simétricas indica uma profundidade mais rasa que a associação anterior. Somado a isso, há presença de arenitos muito finos com estratificação cruzada hummocky. Noel & Dalrymple (2010) afirmam que esse tipo de estrutura costuma se formar acima do limite de ação de ondas tempestade, por meio de fluxos combinados contendo um vetor unidirecional (correntes) pequeno e um grande vetor oscilatório (ondas de alta amplitude). Durante um evento de tempestade, as correntes removem o material do fundo, colocando-o em suspensão, e, conforme ele é redepositado, o movimento

oscilatório das ondas gera a morfologia característica da hummocky. Arenitos finos maciços também representam eventos de aumento de energia do sistema, formados por meio de fluxos hiperconcentrados combinados (NOEL & DALRYMPLE, 2010). O padrão de empilhamento vertical das fácies apresenta ciclos contendo siltitos na base, gradando para fácies heterolíticas cada vez mais arenosas e culminando em eventos de tempestades representados por arenitos com estratificação cruzada hummocky e arenitos maciços. No geral, o empilhamento indica tendência a regressão, com espessura das camadas heterolíticas e arenosas se tornando progressivamente mais espessas que as finas. Neste intervalo, bioturbações e bioclastos de peixes ocorrem em maior frequência que na associação *offshore* – o que pode significar alguma mudança química nas águas do mar que propiciou as condições ideais para esses organismos. Além disso, entre as profundidades 174 a 173 m, ocorre um nível de siltito maciço com concentração de ossos, escamas e dentes fósseis de peixe provavelmente associados a correntes de tempestades que retrabalharam o fundo e concentraram esses fragmentos (NICHOLS, 2009).

### ***Associações de fácies de Prodelta (Fl(p), Fm, Hw, Sr, Shm, Sm)***

Descrição: Esta associação é representada, majoritariamente, por intercalações rítmicas entre siltito laminado com impressões de fragmentos vegetais (Fl(p)), e heterolitos *wavy* e *linsen* ondulados (Hw). Seu intervalo mais contínuo possui uma espessura média de 6 metros, com intervalo granulométrico que abrange de silte à areia fina. Em menor frequência, ocorrem arenitos muito finos com estratificação cruzada hummocky (Shm), marcas onduladas assimétricas (Sr) e, raramente, com estrutura maciça (Sm). A fácies Fl(p) consistem em siltitos-argilosos com laminação paralela, levemente bioturbada. Localmente, ocorre fluidização de alguns níveis. A laminação é marcada pela alternância de níveis argilosos ricos em fragmentos carbonosos e micas (principalmente biotitas). Os constituintes detríticos da fração areno-síltica são compostos por quartzo monocristalino, ortoclásio, plagioclásio, biotita, muscovita e fragmentos carbonosos. A matriz

detrítica é formada por matéria orgânica amorfa e, como partículas intrabaciais, estão presentes raras glauconitas e pelóides alaranjados argilosos indiferenciados. Tanto as fácies silticas, quanto as arenosas são caracterizadas pelo progressivo aumento de fragmentos carbonosos e pela diminuição expressiva de glauconitas e pelóides fosfáticos quando comparados com as associações anteriores. Além disto, a difratometria de raio-X indicou presença de bertierina – com pico característico de 7,11 Å – neste intervalo (Fig. 15). Segundo Worden & Burley (2023), a bertierina se forma em partes mais rasas da plataforma, onde ocorre influxo de águas meteóricas devido a influência fluvial no ambiente.

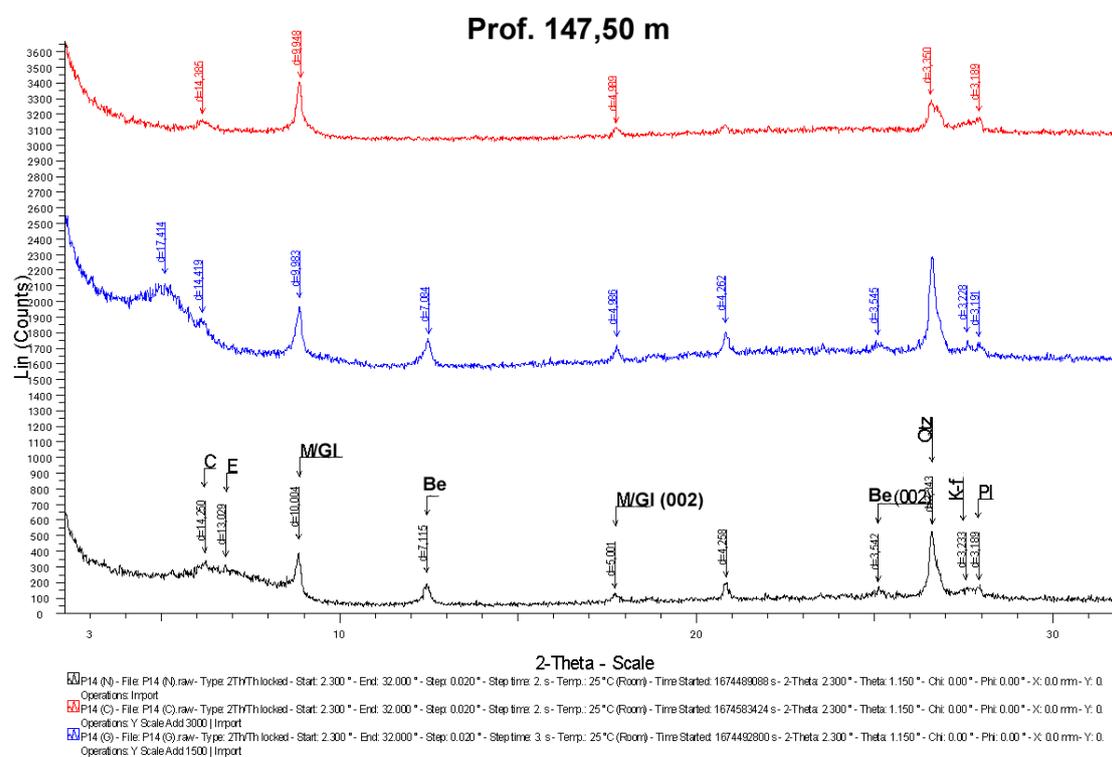


Figura 15. Difratograma de raios-X contendo análises natural (preto), glicolada (azul) e calcinada (vermelho). Onde C e E = interestratificado clorita/esmectita; M/Gl = micas e glauconitas, Be = bertierina; Qtz = quartzo; K-f = feldspato potássico; Pl = plagioclásio.

**Interpretação:** A abundância de impressões vegetais fósseis indica a entrada de um grande influxo sedimentar terrígeno no sistema. Ao entrar em contato com as águas do mar, a carga em suspensão transportada pelo rio gera uma pluma de sedimentos que flutua para longe de sua desembocadura devido à diferença de densidade entre a água doce e salgada. Conforme ocorre mistura entre as duas águas, o sedimento vai decantando progressivamente,

com as fácies mais finas sendo depositadas na região de prodelta (NICHOLS, 2009). Esta associação ainda sofre grande influência de ação das ondas. Em função disso, há muito retrabalhamento dos depósitos explicando a presença abundante de sedimentos arenosos exemplificados pelas fácies heterolíticas. Um evento de tempestade também está registrado sob forma de arenito fino com estrutura hummocky, seguida por marcas onduladas de corrente conforme o fluxo oscilatório diminui. Enquanto que a influência fluvial, representada pelo delta, aumenta gradativamente, as glauconitas diminuem expressivamente, sendo predominantes as para-autóctones.

### ***Associações de fácies de frente deltaica (Sm, Sh, Sh(b))***

Descrição: As fácies deste conjunto ocorrem em intervalos de espessura que variam de 0,50 a 1,5 metros. Estão posicionadas, estratigraficamente, sobrepostas às fácies de prodelta. São constituídas por arenitos finos a médios, ocasionalmente conglomeráticos, maciços (Sm) ou com laminações plano-paralelas (Sh), por vezes, brechada (Sh(b)). A fácies Sh(b) compreende um arenito muito fino, cuja laminação foi perturbada por brechamento, contendo alguns níveis sílticos milimétricos, compostos por quartzo, muscovita, biotita e glauconita. Já a fácies Sm é representada por um litoarenito conglomerático, maciço, cimentado por calcita poiquilotópica. Sua mineralogia detrítica é constituída por quartzo mono e policristalino, biotita, ortoclásio, microclínio e plagioclásio. Há muitos fragmentos líticos de rochas metamórficas de baixo grau (ardósia e meta-siltitos) e, em menor quantidade, vulcânicos e graníticos. Como constituintes intrabaciais estão presentes intraclastos argilosos, pelóides glauconíticos e argilosos indiferenciados, fragmentos fosfáticos, fragmentos de siltito e *chert*.

Interpretação: A abundância de impressões fósseis de plantas fósseis, somadas a relação estratigráfica desta associação com as fácies de prodelta sugerem que essa sucessão foi formada em um contexto de frente deltaica. As fácies de frente deltaica teriam sido depositadas sob o *shoreface*, pois esta região é intensamente afetada por ondas e, por causa da alta energia,

litologia lamosas não costumam ocorrer (NOEL & DALRYMPLE, 2010). A laminação plana-paralela dos arenitos indica que se formaram sob um regime de fluxo superior, através da atenuação de marcas onduladas. Quanto aos arenitos maciços, representam uma deposição rápida através de correntes de alta densidade de fluxo superior. Os clastos líticos destes arenitos possuem formato predominantemente subarredondado, enquanto que os grãos minerais menores são subangulosos; isso significa que estes clastos foram transportados por maiores distâncias, adquirindo uma maior maturidade textural. Por fim, de acordo com Zuffa (1984), a predominância composicional de fragmentos metamórficos indicaria uma possível proveniência relacionada a reciclagem orogênica.

### ***Associações de fácies lagunar (Fl(c), Fl(d))***

Descrição: A associação constitui um intervalo aproximado de 14 metros, onde o empilhamento é composto por folhelhos e siltitos extremamente ricos em fragmentos carbonosos oxidados (Fc), cujo padrão de oxidação que se torna cada vez mais intenso em direção ao topo. Na metade superior do intervalo, ocorre intercalada com níveis delgados (10 cm a 1 m) de paleossolos referentes a associação de planície de inundação. A sucessão vertical começa por folhelhos e siltitos arenosos de coloração esverdeada gradando para tons avermelhados em direção ao topo. A mineralogia da fração síltico-arenosa é constituída por quartzo, plagioclásio e biotita, além disso, apresenta bioclastos fósseis de ostracodes. Esta fácies, por vezes, pode ocorrer com estruturas deformativas (Fl(d)) indeterminadas. A litologia mais abundante desta associação é representada por folhelhos lamosos (Fc) levemente bioturbados, contendo fragmentos fosfáticos fósseis de peixes, cujas micas e materiais carbonosos se encontram orientados paralelamente à laminação. Os fragmentos carbonosos demonstram diferentes níveis de oxidação, cuja intensidade tende a aumentar em direção ao topo da sucessão.

Interpretação: A interpretação do contexto em que esta associação está inserida, no qual o intervalo indica progressivo aumento de influência terrígena, somado ao desaparecimento de glauconitas e bertierinas, sugerem um contexto transicional entre os sistemas deposicionais, ou seja, as fácies marinhas seriam sobrepostas por fácies de contexto transicional (costeiro). Lagunas fazem parte do sistema costeiro, como corpos de água cuja química varia de hipo à hipersalina. Estão protegidas do mar através de uma ilha-barreira, porém possuem acesso através de canais de comunicação, além de possuírem baixas taxas de sedimentação (SUGUIO, 2003). Os folhelhos estudados demonstram que a energia do sistema era extremamente baixa, sendo depositados por decantação sob condições de águas estagnadas. Níveis de folhelhos mais escuros contendo fragmentos fósseis de ossos de peixe são abundantes, o que indica que as condições do ambiente eram redutoras e capazes de preservar essa matéria orgânica. Porém, conforme se avança na sucessão vertical, começam a surgir siltitos e folhelhos argilosos, laminados e avermelhados com fragmentos carbonosos oxidados que sugerem mudança abrupta nas condições redox do sistema, ou seja, de uma condição redutora para uma condição oxidante que se mantém até o topo da sucessão.

#### ***Associação de fácies de canal fluvial (St, Sh e Sr)***

Descrição: Caracterizada pelas fácies St, Sh e Sr, constituídas por arenitos muito finos a conglomeráticos. A sucessão apresenta um padrão de empilhamento grano e estratodecrescente das camadas. Este padrão começa por arenitos médios com estratificação cruzada tangencial (St), por vezes intercalados com níveis delgados de arenitos finos a médios com laminação paralela (Sh), terminando com arenitos finos com marcas onduladas (Sr) no topo. A fácies St é representada por arenitos com laminação cruzada tangencial marcada por níveis micáceos e argilosos. Localmente, ocorre concentração de grânulos na base dos sets. Sua mineralogia detrítica é constituída por quartzo monocristalino plutônico, plagioclásio, ortoclásio, microclínio, biotita e muscovita. Já os fragmentos

líticos presentes são quartzito, *chert*, meta-siltito, ardósia, granito, rocha vulcânica ácida com textura esferulítica, e vulcânica básica. Peloides argilosos indiferenciados levemente esverdeados e intraclastos argilosos também são comuns. Fragmentos carbonosos ocorrem raramente nos níveis mais argilosos. A fácies Sh é composta por arenitos com laminação plano-paralela marcada pela orientação dos clastos alongados. Os constituintes primários são similares a St, com diferença que nesta fácies os intraclastos são mais esparsos, além disso, possui fragmentos de rocha vulcânica traquítica.

*Interpretação:* Esta associação está relacionada ao preenchimento de canal fluvial sob diferentes níveis de energia. A intercalação entre arenitos com estrutura cruzada tangencial e arenitos com laminação plano-paralela corrobora o caráter de energia variável do sistema. O primeiro ocorre sob regime de fluxo inferior, formando dunas subaquosas (3D); enquanto que o segundo em regime de fluxo superior, por meio da atenuação destas dunas (NOEL & DALRYMPLE, 2010). Contudo, a sucessão vertical deste grupo apresenta um padrão geral de diminuição de energia em direção ao topo, com predomínio de arenitos finos com marcas onduladas assimétricas – gerados por correntes unidirecionais sob fluxos de menor velocidade. A abundante concentração de fragmentos líticos sedimentares e metamórficos indica uma provável proveniência de orógeno reciclado (TUCKER, 2001).

#### ***Associação de fácies de planície de inundação (P, Fc, Sh e St)***

*Descrição:* Esta associação ocorre ora intercalada com as fácies lagunares, ora entre as fácies de canal fluvial. No primeiro caso, constitui-se por níveis incipientes de paleossolos (P), sucedidos por camadas delgadas de arenitos muito finos com marcas onduladas unidirecionais (Sr). Os paleossolos exibem texturas de mosqueamento, concreções carbonáticas, fraturas preenchidas por calcita e óxidos/hidróxidos de ferro microcristalinos (Figs. 13c e 23c,d), além da presença de marcas de raízes. Já quando se encontra posicionada estratigraficamente sobreposta ao ciclo do canal fluvial, ocorre

na forma de níveis finos de folhelho argiloso esverdeado, intercalado por arenitos muito finos a finos com laminação paralela (Sh) e arenito fino com estratificação cruzada tangencial (St).

*Interpretação:* Os processos atuantes nesta associação dizem respeito a decantação de lamas em grandes poças efêmeras e depósitos de *crevasse-splays* devido a fluxos de extravasamento de canal (NOEL & DALRYMPLE, 2010). Esses eventos de extravasamento ocorrem quando a descarga fluvial supera a capacidade de água que o canal comporta. Ao ultrapassar o limite do canal fluvial e invadir a região de planície de inundação, a água começa a perder energia – resultando nas finas camadas de arenitos com laminação paralela e cruzada tangencial encontrados nesta associação. Já os folhelhos são fruto da deposição por decantação, concomitante a evaporação da água restante nesta área após interrupção do fluxo (NICHOLS, 2009). Os paleossolos são formados por processos pedogenéticos sobre as fácies lamosas durante períodos prolongados sem enchentes fluviais. Seus desenvolvimentos envolvem fatores climáticos, biológicos, topográficos, de composição parental e tempo (SHARMA & BHAKRI, 2019). Os nódulos calcínicos são comuns em regiões áridas a subáridas, com climas oxidantes, onde se formam através da concentração de íons próximos a superfície, devido a evaporação, que levam a precipitação de cimentos que se coalescem formando essas feições (MIALL, 2006). Os depósitos de planície de inundação já ocorrem em um contexto totalmente continental, associados a canais fluviais.

### **4.3. Análise Petrográfica**

#### ***Composição, Fábrica e Textura dos Depósitos Siliciclásticos***

As lâminas siliciclásticas estudadas são constituídas predominantemente por folhelhos argilosos a sílticos, siltitos e arenitos muito finos a conglomeráticos. Apresentam estrutura maciça, laminações plano-paralelas, onduladas, cruzadas tangenciais e hummockys, marcadas por

diferenças granulométricas e/ou por orientação de minerais micáceos, fragmentos carbonosos e fragmentos metamórficos achatados.

A maioria dos siltitos contém laminação paralela à levemente ondulada, comumente bioturbada. Possuem matriz rica em matéria orgânica amorfa com conteúdo variável de fragmentos carbonosos. São compostos por quartzo monocristalino, ortoclásio, biotita, muscovita, além de conter grandes quantidades de partículas intrabaciais, sendo elas: peloides glauconíticos, fosfáticos e argilosos indiferenciados; intraclastos argilosos; bioclastos fosfáticos constituídos principalmente por escamas e ossos fósseis de peixes; e esponjas silicosas, no qual é possível observar cortes transversais e oblíquos de espículas (Fig. 16a,b). Os folhelhos silticos a lamosos têm composição similar aos siltitos, diferendo apenas na ausência de intraclastos e fragmentos de esponjas marinhas.

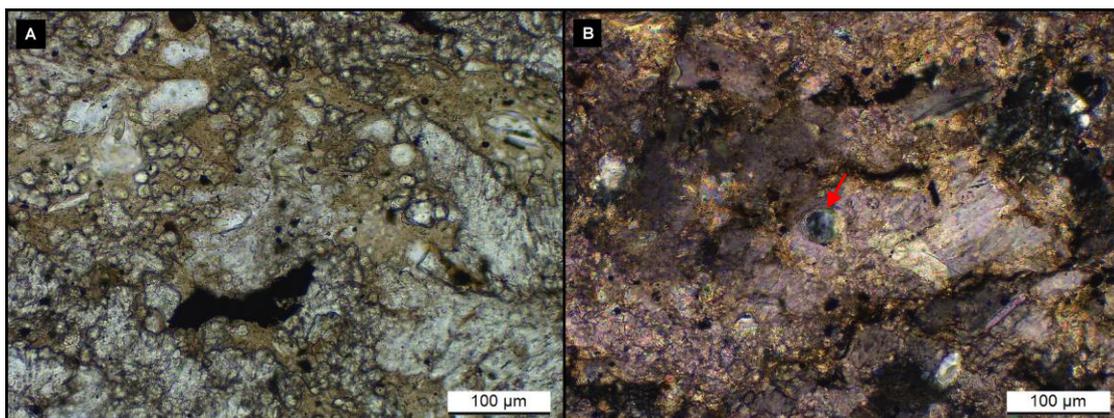


Figura 16. Siltitos argilosos. (A) Cortes transversais de espículas de esponjas silicosas; (//P). (B) Siltito intensamente recristalizado por calcita ferrosa, contendo corte transversal de espículas silicosas de espongiários (seta vermelha); (XP).

Os heterolitos são constituídos por intercalações milimétricas a centimétricas de arenitos muito finos com folhelhos argilosos. Apresentam laminações paralelas a subparalelas, por vezes onduladas, intensamente bioturbadas (Fig. 17a). A seleção granulométrica é variada; os grãos são predominantemente angulosos com esfericidade média; já o suporte dá-se, grande parte das vezes, por matriz esmectítica. Como constituintes primários, apresenta predominância de quartzo monocristalino, ortoclásio e plagioclásio, biotita, muscovita, fragmentos carbonosos e matéria orgânica amorfa. Os heterolitos possuem glauconitas, intraclastos argilosos indiferenciados e

fragmentos fosfáticos fósseis de ossos e escamas de peixes (Fig. 17b,c,d). Em diversas lâminas, é possível observar fratura de contração característica da glauconita. Algas piritizadas ocorrem raramente.

Os arenitos ocorrem desde muito finos a médios e conglomeráticos. Arenitos finos a muito finos são predominantemente subarcósios (FOLK, 1968) e ricos em partículas intrabaciais. Podem ser maciços ou apresentar laminação ondulada assimétrica e estratificação cruzada hummocky (Fig. 17e), marcadas por níveis argilosos, micáceos, fragmentos carbonosos e concentração de peloides argilosos. Além disso, são bem selecionados com grãos angulosos de média esfericidade, o suporte da fábrica ocorre ora pela matriz, ora pelo cimento e o empacotamento é considerado frouxo. Os constituintes primários são quartzo mono e policristalino; ortoclásio, microclínio e plagioclásio; peloides glauconíticos autóctones (contendo fraturas de contração típicas) e para-autóctones (formatos angulosos devido ao retrabalhamento); biotita e muscovita; alguns fragmentos de rocha metamórfica de baixo grau (ardósia e outros indiferenciados); intraclastos argilosos; peloides fosfáticos; fragmentos fosfáticos de ossos e escamas de peixes com as cavidades, muitas vezes, preenchidas por argilominerais e matéria orgânica amorfa.

Os arenitos médios, litoarenitos, possuem estratificações cruzadas tangenciais e plano-paralelas marcadas por níveis micáceos, argilosos e pela orientação dos clastos metamórficos e intraclastos alongados. São moderadamente a mal selecionados, com grãos subangulosos de esfericidade média, fábrica suportada principalmente pelo cimento e, localmente, pelos grãos, enquanto que o empacotamento é heterogêneo. Sua composição detrítica é constituída por quartzo monocristalino e policristalino, ortoclásio, microclínio, plagioclásio, fragmentos metamórficos de baixo grau (quartzito, meta-siltito, ardósia e xisto), fragmentos de rocha plutônica e vulcânica ácida com textura esferulítica. São consideravelmente mais pobres em constituintes intrabaciais que os arenitos finos, com intraclastos argilosos e fragmentos fosfáticos esparsos.

O arenito médio conglomerático é maciço, extremamente mal selecionado (Fig. 17f), possui a fábrica sustentada tanto pelo cimento calcítico, quanto pelos grãos fortemente deformados (pseudomatriz lítica). Predomina contatos longos e côncavo-convexos entre os grãos, indicando um empacotamento apertado. Sua composição detrítica é constituída por quartzo mono e policristalino, biotita, ortoclásio, microclínio e plagioclásio. Há muitos fragmentos de *chert*, rochas metamórficas de baixo grau (ardósia, filito e meta-siltito) além de poucos vulcânicos e graníticos. Como constituintes intrabaciais estão presentes intraclastos argilosos com fissilidade óptica e sílticos, peloides glauconíticos e argilosos indiferenciados e fragmentos fosfáticos.

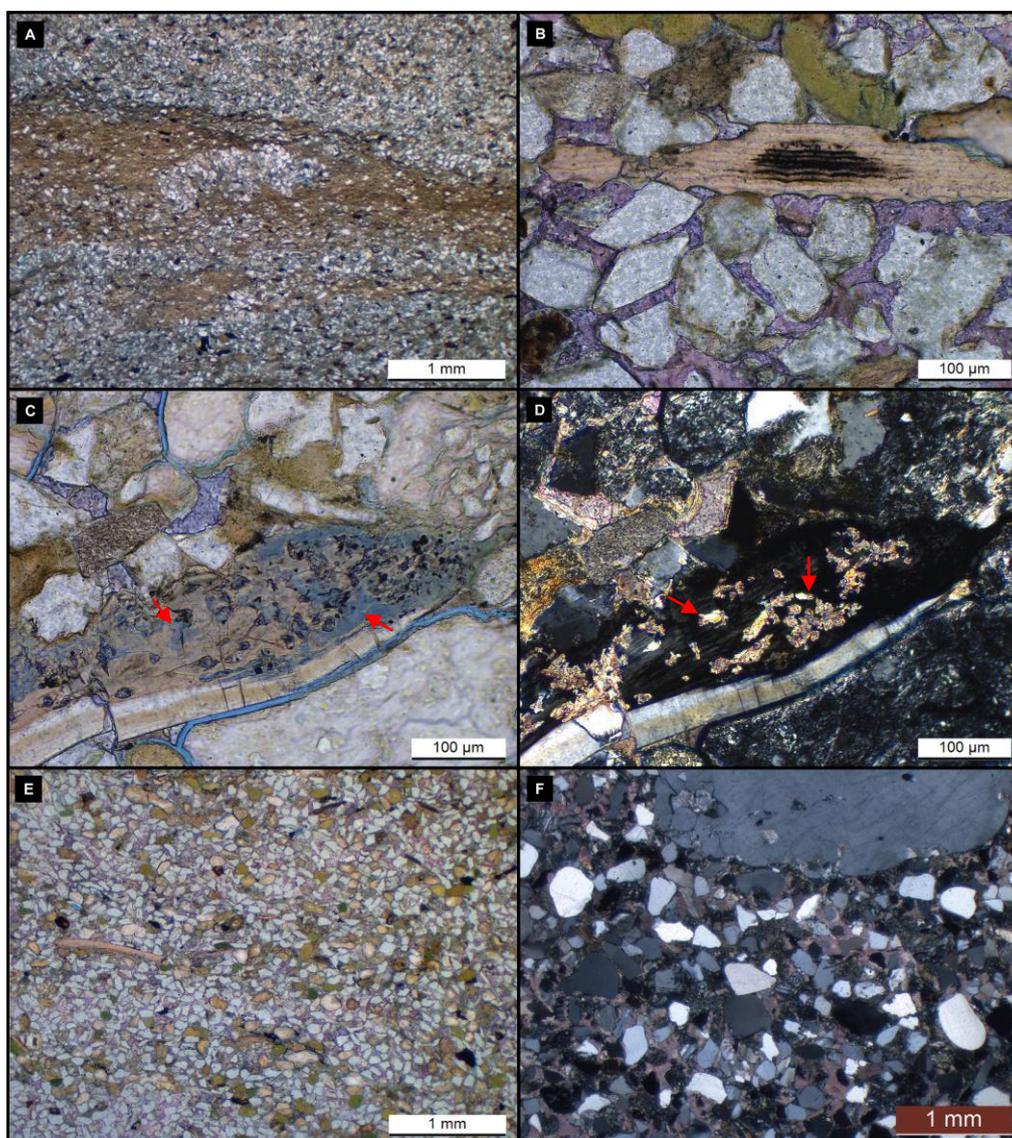


Figura 17. Características texturais e composição primária dos depósitos estudados. (A) Heterolito com laminação ondulada bioturbada; (//P). (B) Arenito contendo fragmento

fosfático de escama de peixe; (//P). (C) e (D) Apresentam cortes longitudinais de fragmento ósseo de peixe, onde em (C) é possível observar processo de dissolução do fragmento (seta vermelha), (//P); enquanto que em (D) observa-se a substituição do fragmento por calcita ferrosa microcristalina (seta vermelha), (XP). (E) Arenito fino, mal selecionado, contendo estratificação cruzada hummocky identificável via macro, cuja laminação cruzada é marcada por níveis de peloides argilosos e fragmentos fosfáticos; (//P). (F) Arenito conglomerático, extremamente mal selecionado, sustentado por cimento calcítico poiquilotópico; (XP).

### **Composição, Fábrica e Textura dos Depósitos Epiclásticos**

Estes depósitos são raros – composto pelos intervalos 239,30 a 240,00 e 210,60 a 212,00 metros – restritos a parte inferior do perfil estudado. As lâminas compreendem rochas heterolíticas, no qual há mistura de constituintes siliciclásticos e vulcanoclásticos. Possuem laminações onduladas simétricas marcadas por biotitas, as vezes ocorrem bioturbadas. O grau de selecionamento é moderado, contendo grãos com formatos subangulosos e média a baixa esfericidade. Os constituintes siliciclásticos são compostos por quartzo monocristalino, ortoclásio, plagioclásio, biotita e muscovita, e raros fragmentos de rocha vulcânica ácida e fragmentos carbonosos localizados predominantemente nos níveis argilosos. As partículas intrabaciais são representadas por peloides glauconíticos (para-autóctones), fosfáticos e argilosos indiferenciados, além de escamas e ossos de peixes fósseis. Os materiais vulcanoclásticos, presentes principalmente nos níveis arenosos, constituem-se por fragmentos de *púmices*, *glass shards* com formatos característicos em “Y” e lunados e *fiammes* (Fig. 18a,b).

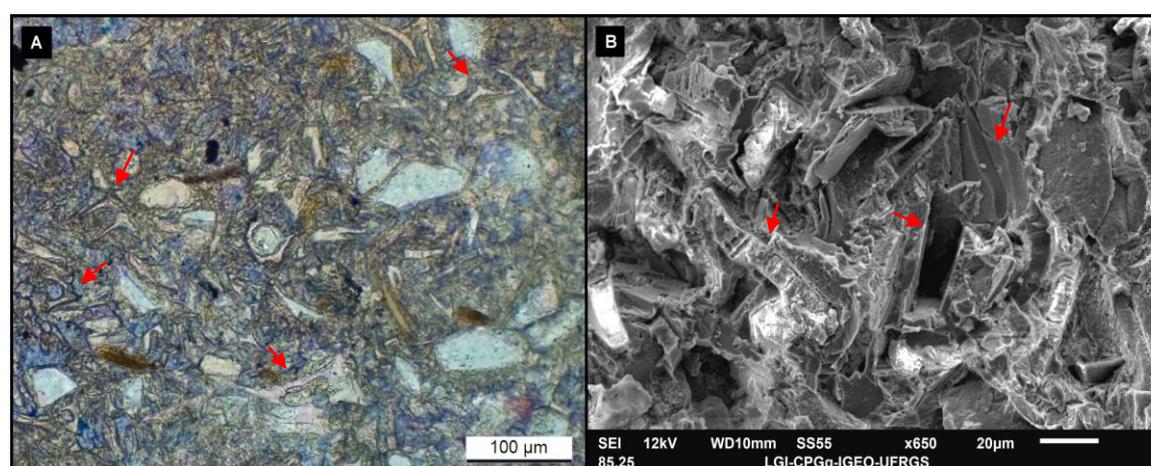


Figura 18. Depósitos vulcanoclásticos. (A) Siltito argiloso vulcânico, contendo fragmentos de *glass shards* (setas vermelhas) e quartzos angulares; (//P). (B) Moldes de *shards* (setas vermelhas) observados em Microscópio Eletrônico de Varredura, modo elétrons secundários.

### ***Processos e produtos diagenéticos***

Os principais processos diagenéticos que afetam o testemunho são constituídos por precipitação de cimentos calcíticos de composições e hábitos variados, piritas disseminadas ao longo do perfil, compactação mecânica rearranjando e deformando grãos e, também, química através de níveis de estilólitos associados a fácies de *offshore* e *shoreface* inferior. Quando presentes nas associações com influência marinha, há calcita com hábitos esferulíticos, fasciculares e microcristalinas de composição predominantemente ferrosa. Nas associações deltaicas, as composições são mais variadas: esferulitos ferrosos; calcitas em mosaico e poiquilotópicas não ferrosas. No intervalo lagunar, se observa uma transição química entre predominantemente ferrosa na base (microcristalina) para não ferrosa no topo (microcristalina e mosaico). Na associação encontrada no topo do testemunho, com forte influência fluvial, encontra-se apenas hábitos poiquilotópicos não ferrosos.

### **Calcita**

A precipitação de calcita é o processo diagenético mais significativo entre as amostras analisadas. Ela ocorre expandindo micas (Fig. 24a), deslocando e englobando constituintes primários, ou substituindo parcial ou totalmente grãos de quartzo, feldspatos, intraclastos, peloides argilosos, matriz e, principalmente, constituintes vulcanoclásticos. Verifica-se sob hábitos diversos: esferulitos fibro-radiados, com alguns raros espécimes preservando núcleos siliciclásticos ou peloidal; calcita fascicular formada a partir de esferulitos assimétricos que desenvolveram uma direção preferencial de crescimento; hábitos poiquilotópicos e macrocristalinos preenchendo porosidade intergranular; mosaico fino e grosso preenchendo fraturas e porosidade intergranular; além de calcita microcristalina substituindo grão siliciclásticos, intraclastos argilosos e, até mesmo, outros constituintes diagenéticos como esferulitos de calcita, barita e gipsita. Através da utilização da solução de Alizarina-S com Ferricianeto de Potássio, foi

possível identificar composição ferrosa de algumas ocorrências, relacionadas predominantemente aos hábitos esferulíticos, fasciculados e microcristalinos (Fig. 19a,b,c,d). Já hábitos poiquilotópicos, macrocristalinos e mosaicos finos (Fig. 19d,e,f) constituem-se principalmente por calcita não ferrosa.

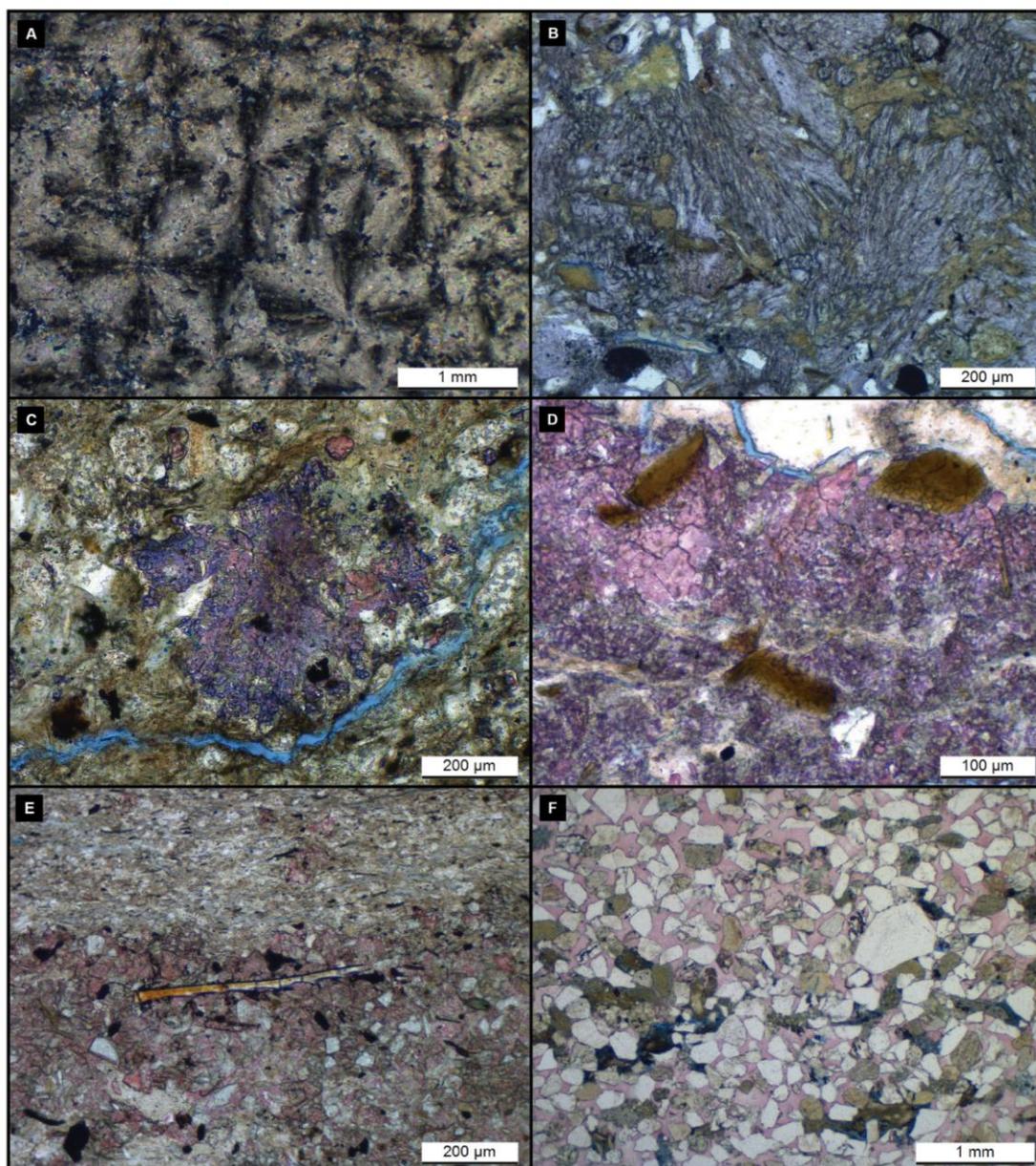
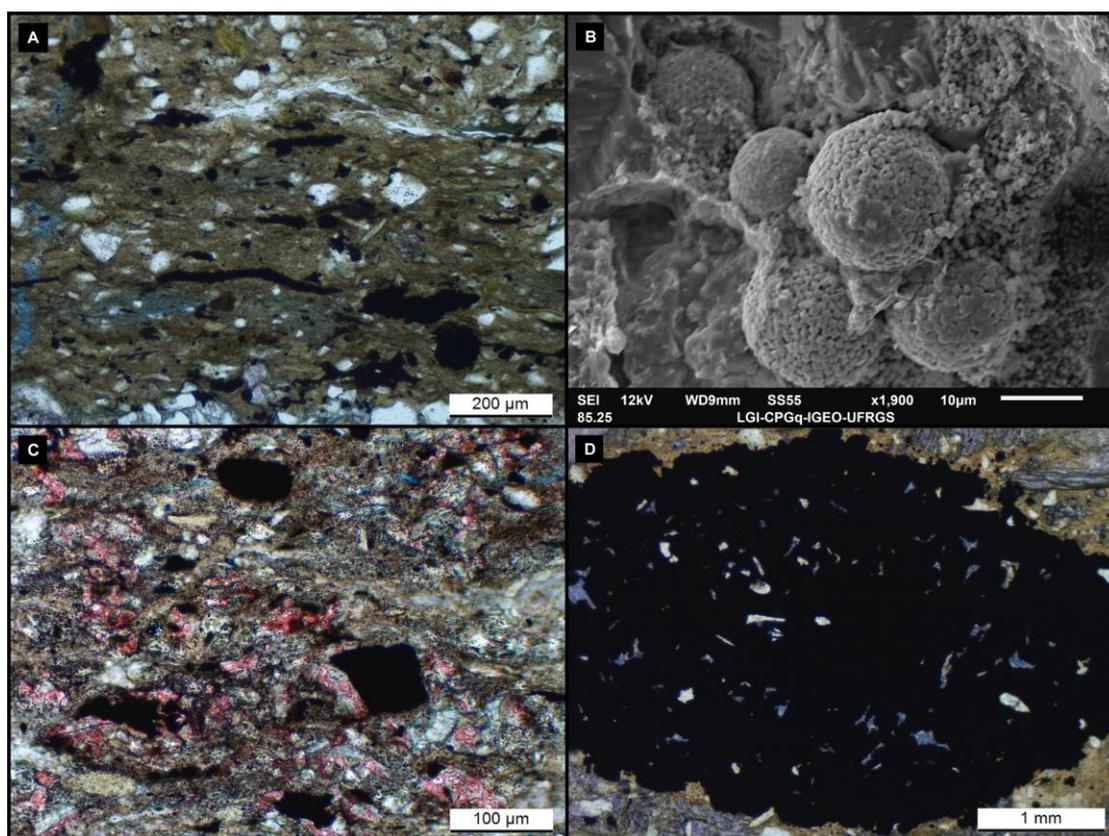


Figura 19. Diversos hábitos e relações paragenéticas da calcita. (A) Substituição pervasiva da fábrica original por esferulitos de calcita ferrosa; (XP). (B) Calcita ferrosa em hábito fascicular; (//P). (C) Esferulito com zonação composicional de calcita não ferrosa para ferrosa, substituindo e engolfando constituintes primários; (//P). (D) Calcita ferrosa microcristalina substituindo constituintes primários e calcita não ferrosa preenchendo poros secundários de dissolução; (//P). (E) Siltito lamoso com laminação paralela, intensamente cimentado e substituído por calcita não ferrosa em mosaico fino; (F) Arenito médio, mal selecionado, cimentado pervasivamente por calcita não ferrosa poiquilotópica.

## Pirita

A pirita ocorre, na maior parte das vezes, substituindo matéria orgânica amorfa da matriz e fragmentos carbonosos (Fig. 20a). Secundariamente, é observada substituindo micas, fragmentos fosfáticos e intraclastos argilosos, bem como constituintes diagenéticos como cimento carbonático, esferulitos de barita e gipsita. Os hábitos principais encontrados são pirita framboidal (dominante) (Fig. 20b), microcristalina, blocosa e corrosiva formando, até mesmo, concreções pervasivas. Estes hábitos estão associados a diferentes fases diagenéticas. Piritas framboidais e microcristalinas são encontradas predominantemente na eodiagênese precoce, enquanto que as feições blocosas e corrosivas (Fig. 20c) ocorrem na eodiagênese mais tardia, já as concreções pervasivas pertencem a mesodiagênese (Fig. 20d).



*Figura 20. Fotomicrografias dos principais hábitos da pirita. (A) Pirita framboidal substituindo matéria orgânica amorfa em matriz argilosa e fragmentos carbonosos; (//P). (B) Framboides constituídos por inúmeros cristais octaédricos de pirita dispostos em agregados esféricos; (MEV, modo elétrons secundários); (C) Pirita blocosa substituindo matriz argilosa e cimento calcítico não ferroso em mosaico fino (//P); (D) Concreção de pirita corrosiva em nível argiloso (processo mesodiagenético).*

## **Glaucônitas autigênicas**

Formadas durante a eodiagênese precoce, ocorrem como peloides, pellets, preenchendo cavidades ósseas de fragmentos de peixe e substituindo marginalmente ortoclásios (Fig. 21a,b). As glaucônitas autóctones, precipitadas *in situ*, se diferenciam dos termos para-autóctones (Fig. 21a) através de fraturas de contração características de perda de água durante a diagênese.

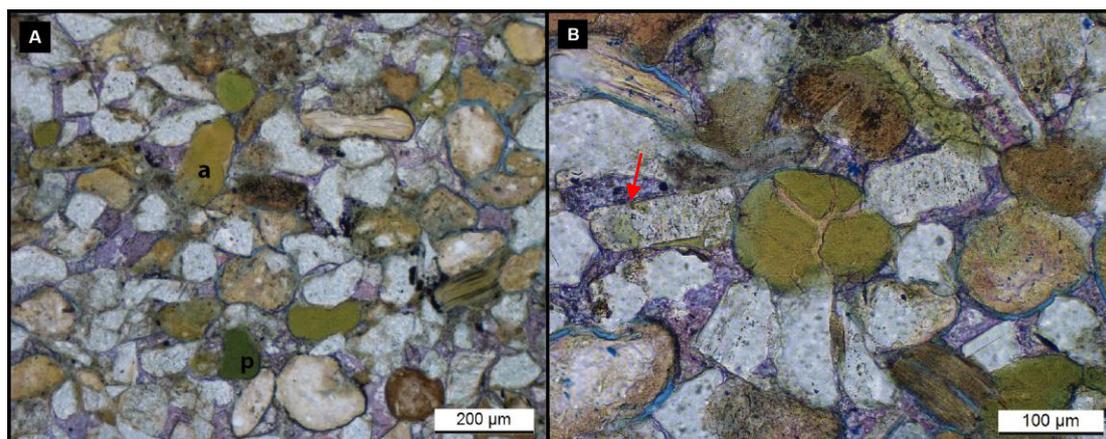


Figura 21. Fotomicrografias dos peloides glaucôníticos. (A) Fácies Shm contendo tanto glaucônitas autóctones (a), quanto para-autóctones (p); (//P). (B) Detalhe das fraturas de contração da glaucônita, também é possível observar glaucônita alterando ortoclásio (seta vermelha) (//P).

## **Compactação Mecânica e Química**

Entre os dois processos, o mais significativo nas amostras estudadas é a compactação mecânica. Ela resulta em fraturamento de grãos, deformação de micas e geração de pseudomatriz argilosa devido a deformação de constituintes dúcteis como peloides e intraclastos argilosos (Fig. 22a), além de fragmentos de rocha metamórfica de baixo grau. Muitas vezes, a compactação é reduzida por cimentação precoce ou pela matriz, podendo ocorrer de forma heterogênea em algumas rochas. A compactação química é mais limitada. Entretanto, quando ocorre, produz feições diagenéticas bastante importantes, níveis contínuos ou localizados de dissolução (estilólitos) evidenciados por concentrações de material carbonoso ou matriz argilosa (Fig. 22b).

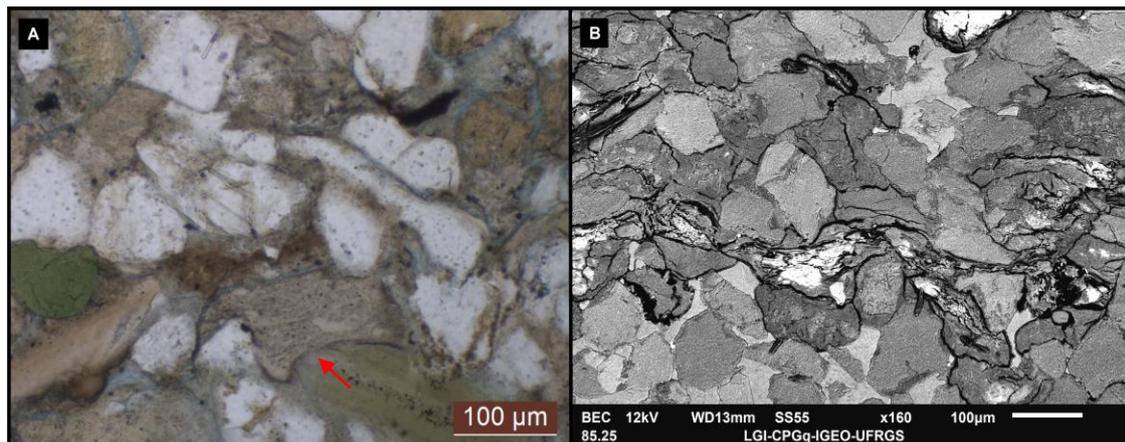


Figura 22. Processos de compactação. (A) Compactação mecânica gerando contatos longos e côncavo-convexos, além de deformação de pelóide argiloso (seta vermelha); (//P). (B) Compactação química gerando nível de estilólito concentrando argilominerais; (MEV, modo elétrons retroespalhados).

### **Feldspatos diagenéticos**

Outros processos importantes são às alterações de feldspatos que podem se suceder por meio de vacuolização, sericitização ou albitização. A vacuolização é o fenômeno mais comum, gerada pela precipitação de agregados microcristalinos que conferem aos grãos um aspecto “sujo”, e está presente em praticamente todas as amostras com diferentes graus de intensidade. A sericitização é fruto da substituição incipiente dos feldspatos, possuindo predileção por ortoclásios e microclínios, e ocorre como pequenas lamelas brilhantes ocupando clivagens e plano de maclas. Por fim, a albitização atribui um aspecto turvo aos grãos, interrompendo maclas de plagioclásios. Os crescimentos secundários de k-feldspato, por sua vez, ocorrem tanto de forma contínua, quanto descontínua cobrindo ortoclásio e microclínio.

### **Quartzo**

Crescimentos secundários descontínuos de quartzo são comuns, identificados por meio de finas cutículas de óxidos ao redor dos grãos. Com pouca incidência e restrita as amostras vulcanoclásticas, ocorre presença de calcedônia como produto do processo de desvitrificação de *shards*.

## Óxidos/hidróxidos de ferro

A precipitação desses minerais está relacionada à alteração de pirita framboidal. Estão presentes como agregados microcristalinos substituindo a matéria orgânica da matriz argilosa, em biotitas e como auréolas alaranjadas ao redor de fragmentos carbonosos (Fig. 23a,b). Estão presentes nos mosqueamentos (Fig. 23c) em folhelhos argilosos e como preenchimento de fraturas (Fig. 23d). Provavelmente, constituem-se pelos minerais hematita e jarosita.

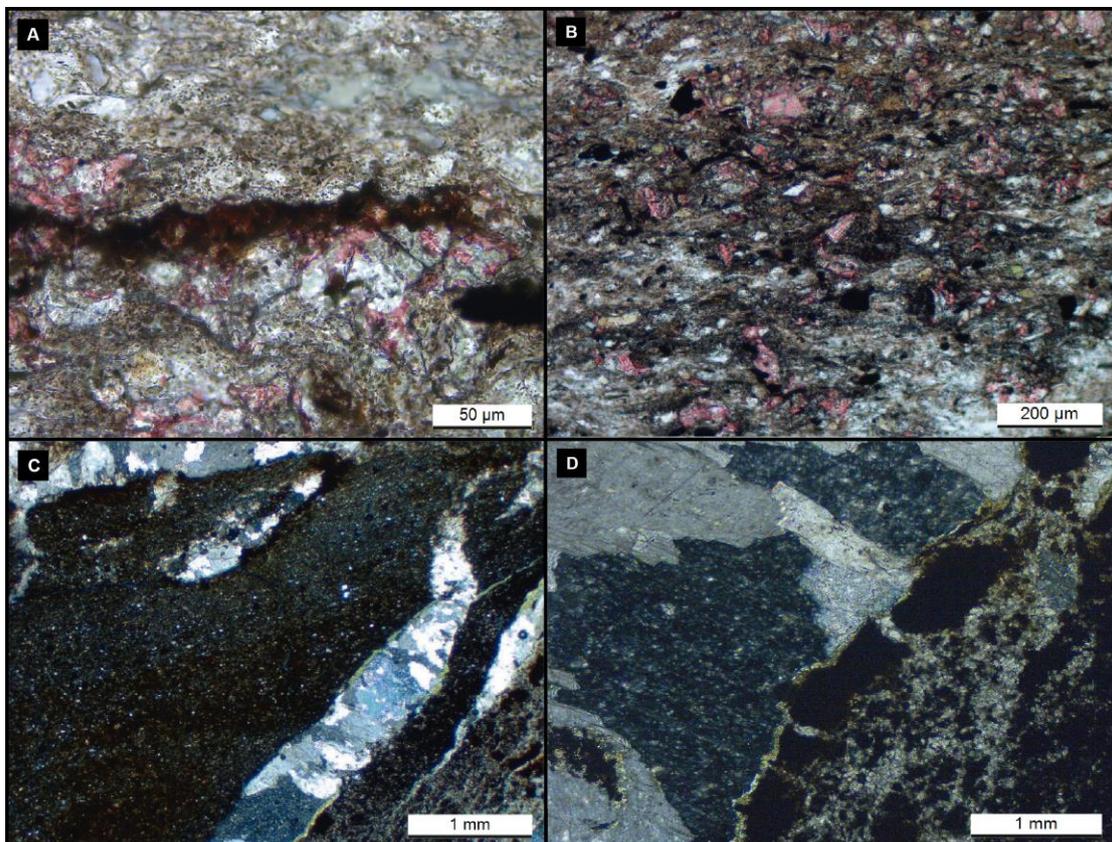


Figura 23. Fotomicrografias das principais características primárias e diagenéticas das fácies lagunares (A) e (B), e das fácies de planícies de inundação (C) e (D). (A) e (B) representam a Fácies Fl(c) com substituição da matriz por calcita não ferrosa e diferentes graus de oxidação, no qual (A) possui hematita alterando nível argiloso e (B) intensa oxidação da matéria orgânica amorfa e fragmentos carbonosos presentes na matriz lamosa; polarizadores paralelos (//P). (C) e (D) representam paleossolos, no qual (C) é possível observar mosqueamento com óxidos/hidróxidos de ferro e fraturas preenchidas por argilomineral indeterminado e calcita em mosaico grosso e (D) mostra um detalhe de (C) dentro da fratura preenchida por calcita, que também contém substituição por óxidos/hidróxidos de ferro microcristalinos; polarizadores cruzados (XP).

### **Outros constituintes e processos diagenéticos subordinados**

Restritas às amostras AM 8c, AM 29 e AM 42 – relacionadas a associações de offshore e frente deltaicas – ocorrem rosetas de gipsita substituindo matriz argilosa e, por vezes, formando concreções (Fig. 24e). Caulinitas lamelares ocorrem substituindo micas, principalmente biotitas, restrita a amostra AM 43. Formação de bertierinas no intervalo da associação deltaica e glauconitas apresentando bordas substituídas por esmectitas. Zeólitas aparecem em apenas uma lâmina (AM 14) ocorrendo como núcleos de concreções centimétricas cujas bordas foram substituídas por calcita em mosaico grosso (Fig. 24d). Barita está presente em uma única lâmina como concreções esferulíticas prismáticas (Fig. 24f) ou preenchendo porosidade intergranular e substituindo localmente feldspatos.

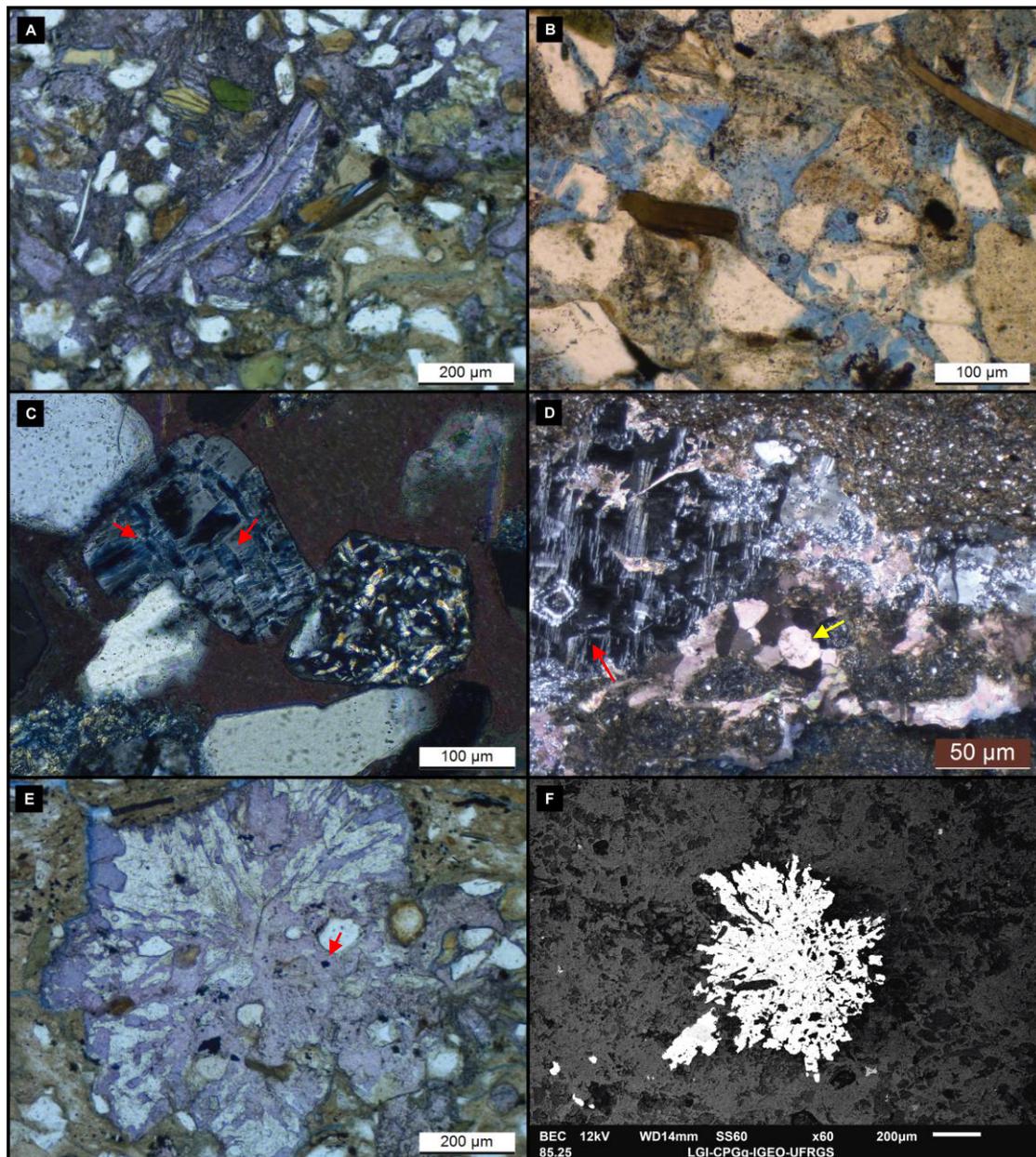


Figura 24. Outros processos e produtos diagenéticos. (A) Calcita ferrosa expandindo e substituindo muscovita; (//P). (B) Dissolução localizada de feldspatos, gerando porosidade intragranular; (//P). (C) Detalhe da dissolução de um ortoclásio (setas vermelhas); (//P). (D) Zeólita (seta vermelha), em conjunto com calcita em mosaico (seta amarela), formando concreções lenticulares em siltito; (XP). (E) Esferulito de gipsita englobando grãos siliciclásticos e sendo substituída por calcita ferrosa e pirita microcristalina (seta vermelha); (//P). (F) Esferulito de barita; (MEV, modo elétrons retroespalhados).

## 5. DISCUSSÃO

### 5.1. Modelo deposicional

Por meio da descrição do testemunho 5-CA-20-RS e análise microscópica, foi possível identificar sete associações de fácies, constituídas por: offshore (AF-1), shoreface inferior (AF-2), prodelta (AF-3), frente deltaica (AF-4), laguna (AF-5), canal fluvial (AF-6) e planície de inundação (AF-7). Entre as associações citadas acima, AF-1 está integrada à Formação Serra Alta; AF-2, AF-3, AF-4 e AF-5 pertencem a Formação Teresina; e AF-5, AF-6 e AF-7 estão inseridas na Formação Rio do Rasto (Fig. 25).

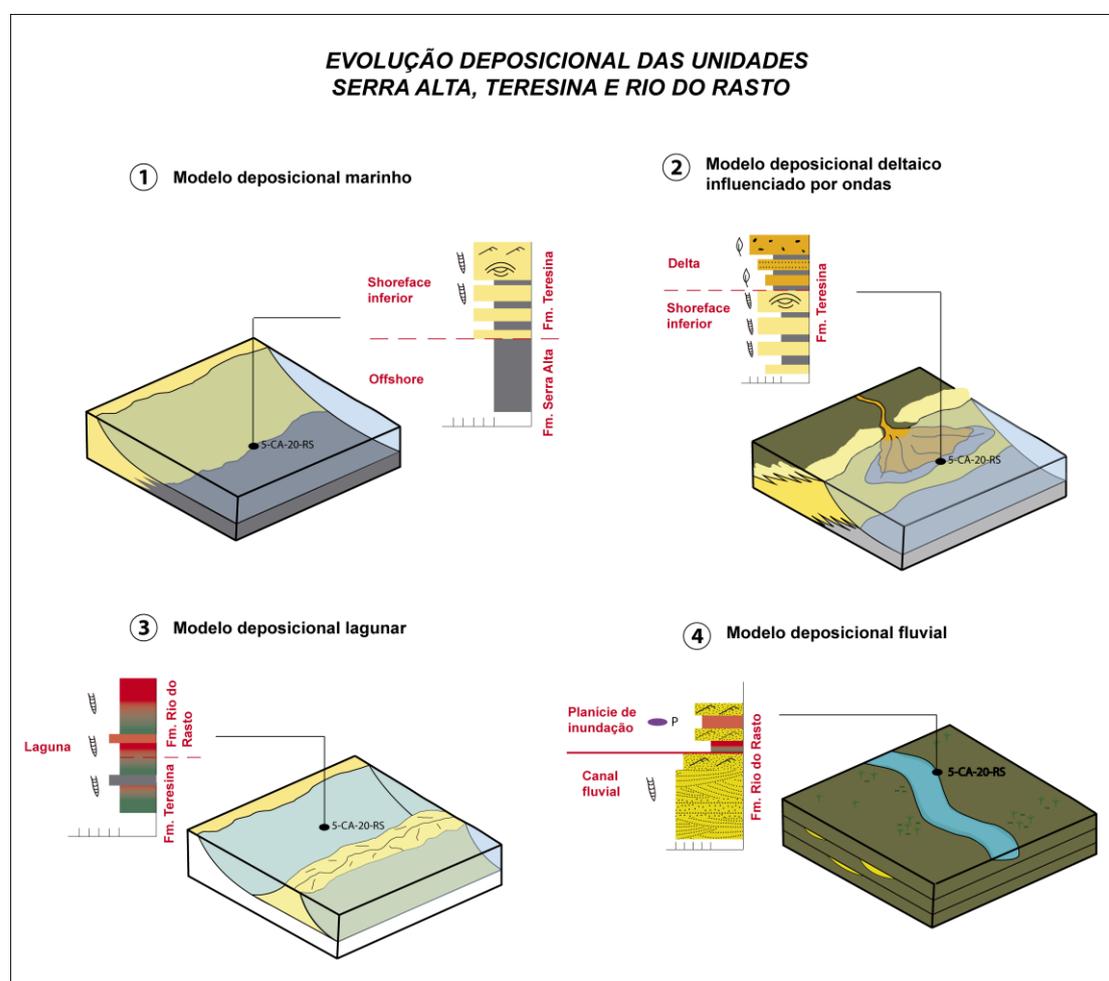


Figura 25. Evolução dos sistemas deposicionais das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto no testemunho 5-CA-20-RS.

No testemunho estudado, não foi possível identificar um limite litológico nítido entre as Formações Serra Alta e Irati. Contudo, esta última é caracterizada pela relativa ausência de estruturas de bioturbação devido a

sua pobreza em invertebrados bentônicos fósseis, pela abundância de bivalves endêmicos de fauna rasa e folhelhos negros betuminosos (SILVA, 2016). Já as litologias basais descritas neste perfil são constituídas por folhelhos cinza-escuros ricos em matéria orgânica, porém não-betuminosos, levemente bioturbados e, portanto, pertencentes à Fm. Serra Alta. Dito isto, as evidências apontam para um limite gradacional entre ambas (HACHIRO, 1996; ARAÚJO, 2001).

A Fm. Serra Alta representa a plataforma externa de um ambiente marinho raso. Suas águas possuíam condições oxidantes restritas a superfície, enquanto que o fundo era disaeróbico a anóxico e sulfídico, o que resultaria em fácies pouco oxigenadas (BONDIOLI, 2014). As fácies de folhelhos ricos em matéria orgânica seriam formadas a partir da circulação restrita das águas do mar epeirico do Serra Alta – onde o oxigênio não alcança o fundo e, portanto, não há decomposição da matéria orgânica – relacionada a eventos transgressivos (BELLANCA *et al.*, 1999). Outros indicadores importantes do regime transgressivo da bacia seriam as fácies lamosas encontradas no testemunho contendo fosfatos e glauconitas autóctones, as quais Ng (2019) afirma serem depositadas em períodos de aporte sedimentar escasso.

Muitas das glauconitas autigênicas encontradas nas associações de *offshore* possuem formatos peloidais. Mackenzie (2005) sugere que essa morfologia está relacionada a *pellets* fecais, cuja preservação está ligada a baixas taxas de sedimentação do meio. Além disso, sua ocorrência somada a partículas fosfáticas sugerem um contexto de *offshore* para a Fm. Serra Alta, próxima a águas mais profundas, onde correntes de ressurgência seriam comuns (FOUNTAIN & MCCLELLAN, 2000).

As camadas heterolíticas bioturbadas representam momentos episódios de oxidação do fundo, relacionados a eventos de aumento de energia em ambiente proximais que resultam na capacidade de deslocamento de partículas mais grossas para regiões distais onde, normalmente, predomina decantação (BONDIOLI, 2014). As espículas silicosas encontradas neste trabalho pertencem ao grupo *Demospongiae*

que, de acordo com Ito *et al.* (2016), e são comuns em ambientes marinhos rasos.

*Púmices* são fragmentos de vidro vulcânico extremamente vesiculares e porosos, enquanto que *shards* são formados por meio da fragmentação destes *púmices*. Ambos são partículas piroclásticas comumente ejetadas por vulcanismos de composição ácida (TUCKER, 2001). A presença dessas partículas nos sedimentos indica que durante a deposição da Fm. Serra Alta houve atividade vulcânica contemporânea. A hipótese mais provável é que o magmatismo Choiyoi seja o responsável por contribuir com o material piroclástico da unidade. Essa suposição é endossada por Rocha-Campos *et al.* (2010) por meio de três indícios principais: o caráter ácido e explosivo do vulcanismo Choiyoi; a posição geográfica da província próxima à bacia; e a contemporaneidade dos depósitos com as rochas vulcânicas do Choiyoi. Somado a isso, Kern (2021), utilizando análises de zircões pertencentes ao Grupo Passa Dois, encontrou três assembleias compatíveis com três eventos de atividade vulcânica do Choiyoi ocorridos durante o Permiano Inferior, Médio e Superior.

Rohn (2001) e Meglhioratti (2006) consideram o limite entre as Formações Serra Alta e Teresina como transicional, marcado pelo aumento de camadas heterolíticas. No testemunho 5-CA-20-RS, a transição entre essas unidades corrobora com a ideia dos autores supracitados, ocorrendo de forma gradual por meio de vários ciclos com folhelhos gradando para camadas heterolíticas *linsen* e *wavy*. Esses ciclos ocupam um intervalo de 30 metros do testemunho, nos quais os folhelhos costumam ser mais espessos que as camadas heterolíticas – representando uma tendência geral transgressiva. O aumento de intensidade das bioturbações, aparecimento de fácies arenosas e estruturas cruzadas do tipo *hummocky* foi o critério adotado para definir o início da Fm. Teresina.

Existe grande debate sobre os sistemas deposicionais que compõem a Fm. Teresina. Alguns autores relacionaram a unidade a planícies de marés (Schneider *et al.*, 1974; Sousa *et al.*, 1991), outros a consideram um ambiente marinho dominado por ondas (Rohn, 1994; Castro *et al.*, 2001;

Neves *et al.*, 2011), enquanto que alguns até mesmo associaram contextos deltaicos e lacustres (GAMA Jr., 1979; KERN, 2021). No testemunho estudado, não foram encontradas estruturas indicativas de fluxo bidirecional ou estratificações cruzadas com *drapes* de lama entre os sets, características comuns em sistemas de marés (WALKER, 1992). Entretanto, foram encontradas evidências que remetem a plataformas dominadas por ondas, sistemas deltaicos e costeiros de origem lagunar. As evidências são compostas, principalmente, por: estratificações cruzadas *hummocky*, somada a glauconitas antigênicas, no sistema marinho raso dominado por ondas; arenitos médios, mal selecionados, associados a bertierina no contexto deltaico; e fácies lamosas contendo óxidos/hidróxidos de ferro, onde bertierinas e glauconitas estão ausentes, no sistema lagunar.

A parte inferior da Fm. Teresina representa o raseamento da plataforma por meio da passagem de um sistema *offshore* para *shoreface inferior*, no qual suas fácies se tornam susceptíveis a ação de ondas de tempestades, evidenciado pelas estratificações cruzadas *hummockys*. O intervalo está disposto em ciclos granocrescentes ascendentes – com espessuras aproximadas de 1 a 5 metros – nos quais folhelhos gradam para fácies heterolíticas cada vez mais arenosas contendo marcas onduladas simétricas, até culminar em arenitos finos podendo conter estratificações cruzadas *hummockys*. As camadas apresentam um raseamento progressivo em direção ao topo, seguido por uma mudança abrupta para fácies mais profundas, o que marca o início de um novo ciclo. Esse tipo de empilhamento foi descrito por Goodwin & Anderson (1985) como ciclos agradacionais pontuais (*punctuated aggradational cycles – PACs*), representando longos períodos de estabilidade do nível de base, seguidos por rápidas elevações relativas do nível do mar e posterior preenchimento do espaço de acomodação (MEGLHIORATTI, 2006), relativas a um trato de sistema de nível alto.

Quanto à química das águas da Fm. Teresina, eram consideravelmente mais oxigenadas que as da Fm. Serra Alta. Esse fato é corroborado pelo aumento de areias, indicando uma boa circulação dessas águas, e pela intensa bioturbação. As abundantes ocorrências de fragmentos

fósseis de peixes e glauconitas, sugerem um ambiente relativamente distal, porém mais proximal do que a Fm. Serra Alta. Contudo, conforme avança-se na sucessão vertical, as glauconitas para-autóctones começam a prevalecer sobre as autóctones, provavelmente, devido ao retrabalhamento de depósitos mais distais.

Trabalhos realizados na porção central e norte da bacia encontraram rochas carbonáticas-siliciclásticas mistas, constituídas por níveis estromatolíticos, camadas coquinoídes e calcarenitos relacionados a recifes oolíticos (MEGHLIORATTI, 2006; HOLZ *et al.*, 2012; NG, 2019). Os níveis carbonáticos descritos no testemunho 5-CA-20-RS são constituídos por calcita ferrosa a não ferrosa esferulítica e calcita ferrosa fascicular, cujas origens são eodiagenéticas (Quadro 3). Segundo Prus *et al.* (2021), esferulitos calcíticos são comuns em ambientes salinos e sua precipitação está intimamente relacionada com a concentração do íon  $Mg^{2+}$  ou do par  $Mg^{2+}/SO_4^{2-}$ . Além disso, os autores sugerem que a matéria orgânica é responsável pelo processo de precipitação, auxiliando a concentrar  $Mg^{2+}$  na estrutura da calcita e supersaturando o meio com este íon através do sequestro e concentração de cátions.

A partir da profundidade 164,30 metros, as fácies são marcadas pela numerosa presença de vegetais, como impressões de plantas fósseis indiscerníveis em amostras macroscópicas. Registros de plantas já haviam sido encontrados em trabalhos passados sobre a Fm. Teresina, sob forma de caules e folhas de licófitas e, mais raramente, fósseis de *glossopteris* e coníferas (MEGHIORATTI, 2006; HOLZ *et al.*, 2010; NG, 2019; ROCHA, 2020). Concomitante ao influxo de material terrígeno, surgem pequenos ciclos granocrescentes ascendentes de aproximadamente 1,50 m que estariam relacionados a um pequeno delta. As fácies mais finas – constituídas por siltitos maciços, laminados e heterolitos – constituiriam a região de prodelta, enquanto que arenitos com laminação paralela e estratificação cruzada tangencial, extremamente mal selecionados, caracterizariam a região de frente deltaica. O padrão de empilhamento dos ciclos, somado a relativa diminuição de glauconitas, surgimento de bertierinas, influxo vegetal e caulinitas, indicam forte influência fluvial na Fm.

Teresina, que teria ocorrido por meio da entrada de deltas no sistema. Ademais, as marcas onduladas observadas nas fácies heterolíticas e a presença, mesmo que escassa, de glauconitas e estrutura cruzada hummocky observada em um dos ciclos, apontam para um delta influenciado por ondas. A hipótese deltaica é sustentada por Kern et al. (2021) que também encontrou associações de fácies relacionadas a deltas ao descrever os testemunhos CA-41, CA-19, CA- 21, CA-78 e CA-34, localizados no RS. A baixa frequência de bioturbação é um indicativo das mudanças de salinidade que ocorriam no meio em função da entrada de água doce no sistema (BUATOIS *et al.*, 2005).

Ao fim da associação deltaica, surgem fácies lamosas relacionadas ao sistema lagunar pertencente a planície costeira que marcaria o final do contexto marinho e a derradeira continentalização da bacia. Isto seria corroborado pelo desaparecimento de glauconitas e bertierinas a partir deste nível. Entretanto, não é possível observar, no testemunho em questão, associação de fácies de barreiras de dunas, depósitos característicos entre o ambiente marinho e a laguna. A ausência é explicada devido a uma discordância subaérea que no testemunho 5-CA-20-RS é considerada críptica, porém Kern *et al.* (2021) observa nos testemunhos CA-21, CA-78 e CA-34, e a relaciona ao trato de sistema de regressão forçada gerado pelo rebaixamento do nível de base relativo da bacia, ocasionando no truncamento de camadas marinhas por incisão fluvial.

O contato entre as formações Teresina e Rio do Rasto foi considerado transicional, dentro do perfil estudado, definido pela mudança de coloração sutil dos pelitos cinza a esverdeados para roxos e avermelhados (ROHN, 1994). As fácies predominantemente argilosas posicionam a maior parte da sucessão sobre uma região distal da laguna, onde a energia é extremamente baixa e a deposição ocorre unicamente por decantação. Além disso, a transição de coloração dos pelitos da associação responderia a mudanças de condições redutoras (tons cinza a esverdeados) para oxidantes (tonalidades avermelhadas), que refletiriam em momentos de menor e maior aridez, respectivamente. A Fm. Teresina, neste testemunho, termina quando as condições oxidantes se tornam predominantes. Arenitos com marcas

onduladas de correntes e níveis de paleossolos associados a porção superior do sistema lagunar representariam intercalações deste sistema com planícies de inundação. Os paleossolos, fracamente desenvolvidos, contendo concreções carbonáticas, mosqueamentos – formados a partir de agregados difusos de óxidos/hidróxidos de ferro – sugerem condições áridas oxidantes para o ambiente (MIALL, 2006), enquanto que marcas de raízes indicam desenvolvimento de flora neste solo.

No topo das fácies lamosas, ocorre contato erosivo com camadas arenosas referentes a incisão de um canal fluvial sobre os depósitos lagunares. O sistema fluvial apresenta depósitos de preenchimento de canal representados por arenitos médios com estratificações tangenciais e plano-paralelas. Os arenitos são ricos em intraclastos lamosos e apresentam variações de colorações esverdeadas e avermelhadas, significando períodos de maior aridez ou umidade. Intercalado entre as sucessões de canais, ocorre um pequeno intervalo referente a uma planície de inundação constituída por níveis delgados de folhelhos e arenitos relacionados ao extravasamento desse canal, porém não há presença de paleossolos.

## ***5.2. Modelos diagenéticos evolutivos e implicações ambientais eodiagenéticas***

Os seguintes modelos evolutivos foram gerados a partir da investigação de constituintes primários e diagenéticos, suas relações paragenéticas e processos físicos, químicos e biológicos sofridos durante sua história de soterramento. Este estudo propiciou, ainda, a categorização dos processos eodiagenéticos segundo contextos ambientais marinho, marinho-deltaico, mixohalino lagunar e continental.

Quadro 3. Relação entre composição e hábito das calcitas eodiagenéticas e seus contextos deposicionais. Onde F = ferroso e NF = não ferroso.

Contextos deposicionais X calcita eodiagenética								
Hábitos/ Composição química	Marinho		Marinho- deltaico		Lagunar		Continen- tal	
	F	NF	F	NF	F	NF	F	NF
Esferulito								
Fascicular								
Microcristalino								
Mosaico								
Poiqilotópico								

### **Modelo evolutivo diagenético para o contexto marinho e deltaico**

Os processos diagenéticos atuantes nas litofácies de caráter marinho constituem-se principalmente por reações de equilíbrio das águas intersticiais presentes nos poros, resultando na precipitação de cimentos variados (principalmente calcíticos).

A glauconita autigênica é um dos primeiros minerais a ser formado. Ela ocorre tipicamente intrassedimento em plataformas externas (entre profundidades aprox. de 50 a 500 m), através da precipitação nos poros intrapartícula de grãos hospedeiros (MORAD *et al.*, 2000; SMAILL, 2015). Nas amostras analisadas, os grãos hospedeiros são compostos por *pellets* fecais, peloides argilosos e cavidades de fragmentos fosfáticos. Próximo a interface do fundo marinho, ocorrem condições redox, levemente subóxicas, que incentivam os elementos Fe e K a continuarem móveis entre os grãos (SMAILL, 2015). A glauconita se aproveita desses íons para precipitar e, conforme avança seu estágio de amadurecimento, se intensifica a dissolução do grão hospedeiro. O estágio de maturidade evolutiva da glauconita é controlado pelo potássio, pode ser considerada: incipiente < 4% K<sub>2</sub>O; levemente desenvolvida, 4-6% K<sub>2</sub>O; desenvolvida, 6-8% K<sub>2</sub>O; altamente desenvolvida > 8% K<sub>2</sub>O (ODIN & MATTER, 1981). As glauconitas autigênicas, encontradas nas associações marinhas das formações Serra

Alta e Teresina, possuem aproximadamente 6-7% K<sub>2</sub>O e, portanto, são consideradas desenvolvidas (Fig. 26). Isto significa que as taxas de sedimentação eram relativamente baixas, permitindo que esses minerais permanecessem por longos períodos de tempo próximos a interface do fundo marinho e, com isso, amadurecendo composicionalmente.

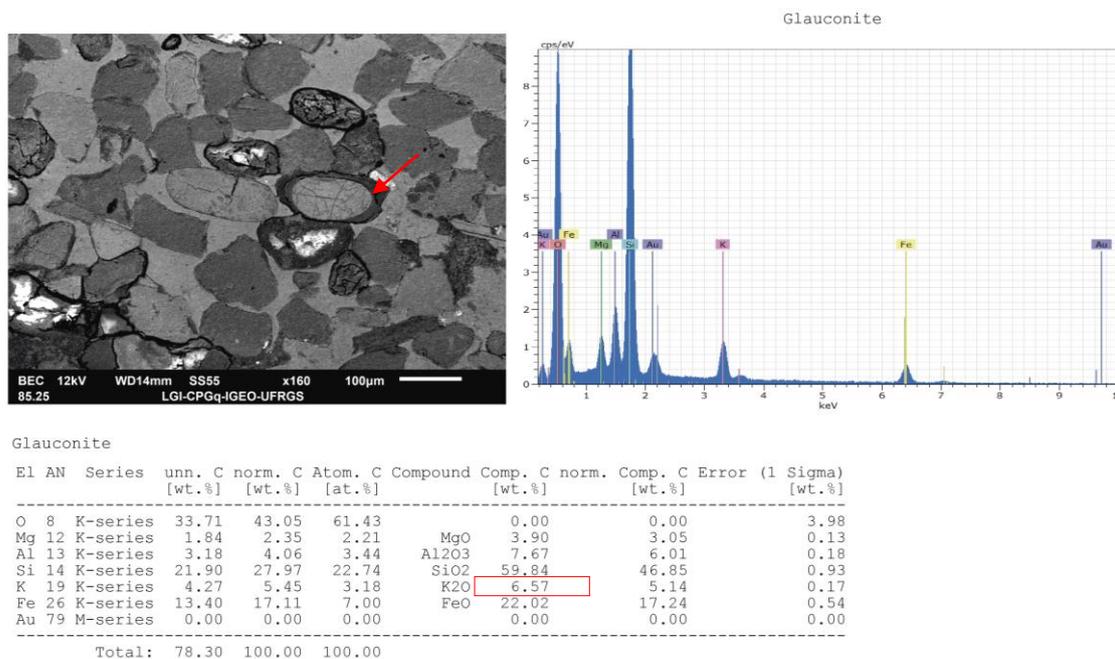


Figura 26. Imagem de MEV de elétrons retroespalhados e análise semi-quantitativa por EDS da glauconita (seta vermelha) que apresenta alteração composicional das bordas para esmectitas.

Após a precipitação da glauconita, ocorre compactação mecânica fortemente inibida pela cimentação. A compactação é caracterizada pela deformação de micas, fraturamento de minerais frágeis e formação de pseudomatrix. A pseudomatrix é oriunda, principalmente, do esmagamento de grãos dúcteis entre grãos rígidos, em que os principais representantes são intraclastos e peloides argilosos e, em menor frequência, fragmentos metamórficos (ardósias, filitos e xistos) e glauconitas.

As calcitas de composição ferrosa a não ferrosa com hábitos diversos ocorrem preenchendo poros primários e substituindo constituintes detríticos. São precipitadas por meio de concentrações de íons de cálcio em águas intersticiais em função da decomposição da matéria orgânica associada a microrganismos (MORAD *et al.*, 2000). A redução da matéria orgânica em conjunto com a presença de sulfato leva, também, a precipitação de pirita

framboidal. Nas lâminas analisadas, a formação de calcita esferulítica ferrosa pode ter ocorrido concomitantemente a pirita.

A pirita framboidal, presente em todo o intervalo estudado, tende a se concentrar na matriz argilosa, substituindo matéria orgânica amorfa e, principalmente, fragmentos carbonosos. Secundariamente, substitui fragmentos fosfáticos, peloides argilosos, esferulitos de gipsita, barita e calcita.

Os esferulitos ferrosos de calcita estão restritos as fácies marinhas ou deltaicas influenciadas por ondas (Fm. Serra Alta e porção inferior à média do Teresina). Ocorrem, predominantemente, em rochas de granulometria mais finas (Fo, Fl(o), Fl(v), Hw e Hw(v)) nas quais, recorrentemente, compõem o processo diagenético mais importante, chegando a obliterar quase totalmente as texturas originais de algumas amostras. Alguns tendem a se desenvolver melhor que outros, onde os esferulitos crescem – a partir de núcleos siliciclásticos micritizados – ao ponto de se coalescerem e gerarem contatos de compromisso; outros são desenvolvidos em direções preferenciais – nestes casos, como fasciculares. São observados ora substituindo os fragmentos vulcanoclásticos, matriz argilosa, espículas de esponjas, ortoclásios (parcial a totalmente) e peloides argilosos; ora corroendo marginalmente quartzos, ortoclásios, microclínios, plagioclásios intraclastos e peloides argilosos. Nestas rochas, ainda ocorre uma segunda fase de cimentação eodiagenética representada por calcita ferrosa microcristalina esférica, que substitui matriz e intraclastos argilosos, fragmentos vulcanoclásticos e, principalmente, os carbonatos esferulíticos. As piritas blocosas que compõem as concreções consistem em um processo mesodiagenético, juntamente com níveis de estilólitos localizados. Excepcionalmente na amostra AM 29 (siltito intensamente recristalizado por esferulitos ferrosos), se observa esferulitos eodiagenéticos de barita. Neste nível, a barita ocorre englobando parte do cimento carbonático e piritas framboidais, tendo se formado temporalmente depois destes constituintes.

Os processos diagenéticos seguem a seguinte ordem: (1) formação de glauconitas; (2) compactação mecânica; (3) precipitação de esferulitos

ferrosos e calcita fascicular simultaneamente a pirita framboidal; (4) calcita microcristalina ferrosa; (5) concreções de pirita pervasiva; e (6) compactação química.

Nas fácies mais arenosas (Sh e Hw do tipo flaser), prevalece a autigênese de calcita ferrosa poiquilotópica ao invés dos esferulitos. Ela ocorre cimentando poros, limitando a compactação mecânica, e localizadamente em regiões bioturbadas. Substitui e corrói os mesmos constituintes que os esferulitos, com o adendo que nessas fácies também expande micas e substitui gipsitas. A ordem geral dos processos se dá por: (1) formação de glauconitas autóctones, (2) precipitação de cristais prismáticos e esferulíticos de gipsita englobando grãos siliciclásticos; (3) pirita framboidal substituindo matriz argilosa, fragmentos carbonosos e gipsita; (4) calcita poiquilotópica corroendo e substituindo grãos, expandindo micas e substituindo gipsita; (5) calcita fascicular ferrosa substituindo e deslocando matriz argilosa; (6) calcita ferrosa microcristalina substituindo matriz argilosa e calcita poiquilotópica; (7) pirita blocosa.

A amostra AM 36 representa a transição do contexto tipicamente marinho para o marinho-deltaico. Nela, é possível observar zonação das calcitas esferulíticas e poiquilotópicas de uma fase composicional não ferrosa para ferrosa em direção às bordas. A partir deste nível, aparecem bertierinas em detrimento a glauconitas autigênicas (Fig. 27). Bertierinas são comuns em ambientes deltaicos e se formam em contextos mais rasos que glauconitas, sob condições subóxicas e redutoras, onde as águas intersticiais possuem composições salinas a salobras (MORAD *et al.*, 2000).

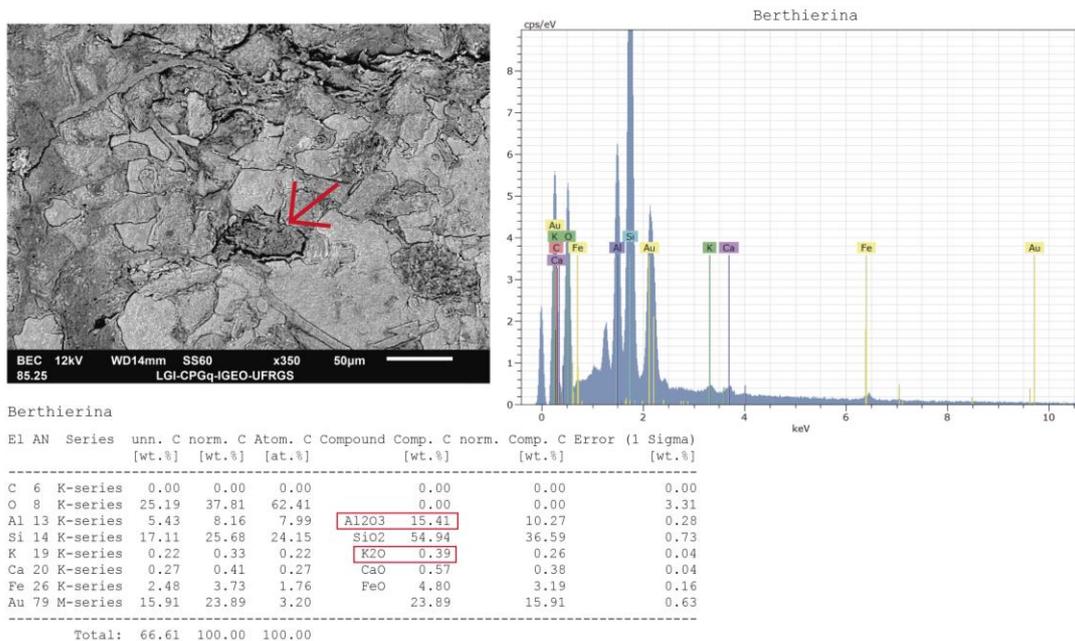


Figura 27. Imagem de MEV, modo elétrons retroespalhados e análise semi-quantitativa por EDS da bertierina (seta vermelha).

As associações deltaicas pertencentes a Fm. Teresina possuem cimentação constituída predominantemente por calcita não ferrosa. Worden & Burley (2003) afirmam que o motivo disto é o processo de metanogênese que tende a impedir carbonatos ferrosos de se formarem. Ainda segundo os autores, as bertierinas se formam a partir do ferro restante após a precipitação da pirita e costumam se formar sob profundidades de 10 a 60 metros (MEUNIER, 2005). A presença comum de gipsita eodiagenética provavelmente indica aumento climático de temperatura, ocasionando evaporação das águas da bacia e precipitação do mineral. Além disso, dissolução parcial de feldspatos se torna mais significativa a partir destas associações, assim como albitização e sericitização. Durante o estágio mesodiagenético, há formação de pirita blocosa pervasiva. Os processos diagenéticos ocorrem na seguinte ordem: (1) Compactação mecânica deformando micas, peloides e intraclastos argilosos gerando pseudomatriz argilosa; (2) precipitação de gipsita em rosetas; (3) Calcita em mosaico preenchendo poros intergranulares, corroendo e substituindo grãos; (4) Pirita framboidal substituindo fragmentos carbonosos, micas, matriz argilosa, constituintes siliciclásticos, além de calcita e gipsita; (4) formação de bertierinas; (5) pirita blocosa pervasiva.

A amostra AM 43, relacionada a um litoarenito médio conglomerático, possui uma evolução diagenética um pouco distinta das outras fácies desta associação. Os processos estão relacionados unicamente ao estágio eodiagenético e são constituídos por: (1) caulinitas expandindo biotitas; (2) compactação mecânica deformando intraclastos argilosos e fragmentos de ardósia, filito e xisto, gerando pseudomatriz argilosa e lítica; (3) albita microcristalina e sericitação substituindo feldspatos, em conjunto com sericitação; (4) crescimentos descontínuos de quartzo; (5) precipitação de calcita poiquilótica não ferrosa corroendo marginalmente e substituindo grãos; (6) dissolução parcial de feldspatos, gerando poros intragranulares.

### **Modelo evolutivo diagenético para o contexto lagunar**

O principal processo atuante neste ambiente é constituído basicamente por eodiagênese rasa. O principal cimento encontrado nos folhelhos e siltitos lagunares foi a calcita não ferrosa em mosaico fino. Entretanto, na base da sucessão, ocorre precipitação de calcita microcristalina ferrosa corroendo o cimento mosaico e substituindo matriz argilosa – a composição da calcita microcristalina se torna não ferrosa em direção ao topo do perfil. A compactação mecânica é reduzida, identificada por deformações raras de biotitas. Pirita framboidal substitui micas, matéria orgânica amorfa e fragmentos carbonosos; também se observa formação de pirita blocosa. A partir sistema lagunar, a pirita passa a sofrer oxidação sendo substituída por hematita e/ou jarosita – processo este que se torna cada vez mais significativo em direção ao topo. De acordo com Tucker (2001), óxidos e hidróxidos de ferro são comuns em ambientes áridos oxidantes. Eles são responsáveis pelas tonalidades roxas e avermelhadas encontradas nas rochas da Formação Rio do Rasto e a intercalação dessas camadas lamosas avermelhadas com níveis esverdeados reflete mudanças nas condições do sistema de oxidante para redutor, representando períodos de maior e menor aridez respectivamente. A ordem geral dos processos é a seguinte: (1) compactação mecânica; (2) precipitação de pirita framboidal; (3) calcita não ferrosa em mosaico; (4) calcita microcristalina ferrosa (base) ou não ferrosa

(topo); (5) pirita blocosa; (6) oxidação de piritas framboidais, blocosas e biotitas por hematita/jarosita.

### **Modelo evolutivo diagenético para o contexto fluvial**

Os litoarenitos fluviais da Fm. Rio do Rasto possuem maior diversidade quanto aos processos diagenéticos. A compactação mecânica gera deformação de micas, intraclastos argilosos e fragmentos de filito e xisto, porém é limitada pela cimentação de calcita poiquilotópica. Os feldspatos passam por intensos processos de albitização e sericitação. Ocorrem, também, crescimentos descontínuos de quartzo e feldspatos potássicos marcados por finas camadas óxidos. A dissolução de constituintes é um dos últimos processos a acontecer, produzindo porosidade secundária intragranular por meio da dissolução de feldspatos predominantemente potássicos, fragmentos líticos metamórficos e vulcânicos e, ocasionalmente, de quartzos. Ademais, ocorrem cutículas contínuas de esmectita fibrosa ao redor dos grãos siliciclásticos e precipitação de hematitas e jarositas substituindo constituintes primários e preenchendo poros residuais. Os processos estão ordenados da seguinte maneira: (1) precipitação de cutículas de esmectita; (2) crescimentos descontínuos de quartzos e feldspatos potássicos (3) compactação mecânica; (4) vacuolização de feldspatos; (5) calcita poiquilotópica (6) dissolução de constituintes primários; (7) precipitação de óxidos/hidróxidos de ferro.

## 6. CONCLUSÕES

Por meio da descrição do testemunho 5-CA-20-RS (intervalo 245 a 121 metros), somada as análises microscópicas de 29 lâminas petrográficas deste intervalo, difratometria de raios-X e microscopia eletrônica de varredura, concluiu-se que:

- (1) As porções estudadas das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto são constituídas por 14 fácies sedimentares, as quais compõe 7 associações distintas: 1) *Offshore*; 2) *Shoreface inferior*; 3) Prodelta; 4) Frente deltaica; 5) Laguna; 6) Canal fluvial; 7) Planície de inundação.
- (2) As seções condensadas contendo glauconitas, esponjas marinhas e fragmentos fosfáticos fósseis de peixes, indicam que a Formação Serra Alta se formou na região de *offshore* de um ambiente marinho raso, onde o talude não era muito pronunciado, durante um regime transgressivo. Além disso, registra em seu intervalo basal episódios vulcânicos explosivos, representados por *glass shards*, púmices e *fiammes*, relacionados a Província Ígnea de Choiyoi.
- (3) O intervalo inferior da Fm. Teresina caracteriza um trato de sistema de nível alto, representado pelo padrão de empilhamento de ciclos agradacionais pontuais que marcam o início do contexto regressivo da Supersequência Gondwana I. A grande intensidade de bioturbações, predomínio de fácies heterolíticas, arenitos contendo estratificações cruzadas *hummockys* e retrabalhamento de glauconitas, indicam que este intervalo se formou sobre a região de *shoreface inferior* de um ambiente marinho raro dominado por ondas.
- (4) A análise petrográfica dos intervalos marinhos identificou quartzo, ortoclásios, plagioclásios, glauconitas, peloides argilosos indiferenciados, intraclastos argilosos e fragmentos fósseis de peixes como principais constituintes primários. A eodiagênese se provou o estágio diagenético mais significativo

nas amostras, sendo a mesodiagenese representada por concreções de piritas e compactação química. A ordem dos processos ocorreu da seguinte forma: 1) formação de glauconitas; 2) compactação mecânica; 3) precipitação de esferulitos ferrosos e calcita fascicular simultaneamente a pirita framboidal; 4) calcita microcristalina ferrosa; 5) pirita blocosa; 6) concreções de pirita pervasiva; 7) compactação química gerando estilólitos.

- (5) A porção média da Fm. Teresina é definida por um sistema deltaico influenciado por ondas. Este delta desembocaria sobre o ambiente marinho raso, indicado pelo eventual retrabalhamento das fácies deltaica por ondas. Impressões vegetais de plantas fósseis, dados de difração de raios-X e análises químicas qualitativas de EDS em MEV indicando presença de bertierina, diminuição do conteúdo de glauconitas e prevalectimento de espécies para-autóctones, e arenitos extremamente selecionados corroborariam esta hipótese.
- (6) Os principais constituintes primários das associações deltaicas são compostos por quartzo, feldspatos potássicos, plagioclásios, peloides e intraclastos argilosos e fragmentos carbonosos e metamórficos debaixo grau. Os processos diagenéticos ocorrem na seguinte maneira: 1) compactação mecânica, deformando constituintes dúcteis; 2) precipitação de gipsita; 3) calcita não ferrosa em mosaico; 4) pirita framboidal; 5) precipitação de bertierinas; 6) pirita blocosa pervasiva.
- (7) A sucessão deltaica da Fm. Teresina grada em direção ao topo para um ambiente lagunar através de uma discordância subaérea críptica relacionada ao trato de sistema de regressão forçada que consolida a bacia sobre uma conjuntura continental. No contexto lagunar, não são mais encontradas glauconitas e bertierinas.

- (8) O limite entre a Fm. Teresina e a Fm. Rio do Rasto foi considerada transicional através da gradual mudança de coloração das fácies lamosas de esverdeadas – características redutoras do ambiente lagunar mais profundo da Fm. Teresina – para avermelhadas – ambiente oxidante associado a profundidades mais rasas. Os principais processos diagenéticos do sistema lagunar são compostos por: 1) compactação mecânica; 2) pirita framboidal; 3) calcita não ferrosa em mosaico; 4) predomínio de calcita microcristalina não ferrosa; 5) pirita blocosa; 6) oxidação das piritas e biotitas por hematita/jarosita.
- (9) O último intervalo estudado é referente ao sistema fluvial da Fm. Rio do Rasto constituído por canais fluviais e planícies de inundação com desenvolvimento de paleossolos incipiente. Este sistema possui um contato erosivo com as litologias da associação lagunar, referente à incisão fluvial por sobre a laguna. Os arenitos são mal selecionados, compostos por quartzo, feldspatos potássicos e sódicos, micas, intraclastos argilosos, fragmentos carbonosos, litoclastos metamórficos e vulcânicos. Além disso, a diagênese ocorre por 1) compactação mecânica; 2) vacuolização de feldspatos; 3) crescimentos descontínuos de quartzos e feldspatos potássicos; 4) calcita poiquilótópica não ferrosa; 5) dissolução de constituintes primários gerando porosidade secundária intragranular; 6) precipitação de óxidos/hidróxidos de ferro.
- (10) A análise combinada de feições petrográficas e estratigráfica, juntamente com informações paleontológicas propiciou uma grande quantidade de dados novos com relação aos sistemas deposicionais e à evolução dos ambientes das formações estudadas. Recomenda-se, ainda, a correlação entre análises petrográficas e estratigráficas com parâmetros petrofísicos em outros testemunhos próximos a região de Cachoeira do Sul para se obter dimensão e lateralidade dos sistemas

deposicionais. Assim como, o mapeamento da discordância subaérea que delimita os ambientes marinhos e continentais do Permiano Superior da Bacia do Paraná.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMOROSI, A. 1997. Detecting compositional, spatial and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, 109: 135-153.
- ARAÚJO, L.M., 2001. *Análise da expressão estratigráfica dos parâmetros de geoquímica orgânica e inorgânica nas sequências Irati*. Porto Alegre. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- BAAS, J.H. 1999. An empirical model for the development and equilibrium morphology of current ripples in fine sand. *Sedimentology*, 46: 123-138.
- BELLANCA, A., MASETTI, D., NERI, R., VENEZIA, F. 1999. Geochemical and sedimentological evidence of productivity cycles recorded in toarcian black shales from the Belluno Basin, Southern Alps, Northern Italy. *Journal of Sedimentary Research*, 69(2): 466–476.
- BONDIOLI, J.G. 2014. *Dinâmica sedimentar, tafonomia e paleoambientes da fácies offshore da Formação Serra Alta, Permiano, Bacia do Paraná: um estudo de caso no estado de São Paulo*. São Paulo, 130p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo.
- BUATOIS, L.A., GINGRAS, M.K., MACEACHERN, J., MÁNGANO, M.G., ZONNEVELD, J.P., PEMBERTON, S. G., NETTO, R.G., MARTIN, A. 2005. Colonization of brackish-water systems through time: evidence from the trace-fossil record. *Palaïos*, 20:buatois 321–347.
- CHAN, F., BARTH, J.A., KROEKER, K.J., LUBCHENCO, J., B.A. MENGE, B.A. 2019. The dynamics and impact of ocean acidification and hypoxia: Insights from sustained investigations in the Northern California Current Large Marine Ecosystem. *Oceanography*, 32(3): 62–71.
- CHEEL, R.J. & LECKIE, D.A. 1993. Hummocky Cross-Stratification. *Sedimentology Review*, v. 1.
- CHRISTOFOLETTI, S.R., ROVERI, C.D., ZANARDO, A. 2020. Litofácies e Mineralogia da Formação Estrada Nova no Estado de São Paulo – Brasil Visando Aplicação na Indústria Cerâmica de Revestimento. *In: Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*. 43(4): 156-175.
- FIGUEIREDO FILHO, P.M. 1972. A faciologia do Grupo Passa Dois no Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, 2: 216-235.
- FOLK, R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas, Hemphill Publishing Company, 182p.
- FOUNTAIN, K.B. & MCCLELLAN, G.H. 2000. Mineralogical and geochemical evidence on the origin of phosphorite nodules of the Upper West Florida slope. *Soc. Econ. Pal. Min.* 66: 201 –220.

- GAMA JR., E. 1979. A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Irati), um modelo geomórfico. *Revista Brasileira de Geociências*, 9: 1-16.
- GOODWIN, P. W., ANDERSON, E. J. 1985. Punctuated Aggradational Cycles: A General Hypothesis of Episodic Stratigraphic Accumulation. *The Journal of Geology*, 93(5): 515–33.
- GREGORI, D. A., KOSTADINOFF, J., STRAZZERE, L., RANIOLO, A. 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research* 14: 429–450.
- HACHIRO, J. 1996. *O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná*. São Paulo, 248p. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo.
- HOLZ, M., FRANÇA, A.B., SOUZA, P.A., IANNUZZI, R., ROHN, R. 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 381–399.
- ITO, T., MATSUOKA, A., FENG, Q. 2016. Siliceous sponge spicules from the Permian Gufeng Formation in Wuhan, Hubei Province, China. *News of Osaka Micropaleontologists (NOM)*, 16: 105–111.
- KERN, H.P., LAVINA, E.L.C., PAIM, P.S.G., GIRELLI, T.J., LANA, G. 2021. Paleogeographic evolution of the southern Paraná Basin during the Late Permian and its relation to the Gondwanides. *Sedimentary Geology*, 415.
- LAGES, E. L. C. 2004. *A Formação Irati (Grupo Passa Dois, Permiano, Bacia do Paraná) no furo de sondagem FP-01-PR (Sapopema, PR)*. Rio Claro, São Paulo. Dissertação de Mestrado, UNESP.
- MACKENZIE, F.T. 2004. *Sediments, Diagenesis and Sedimentary Rocks*. Elsevier – Pergamon, Oxford, 425p.
- MURICY, G. & HAJDU, E. 2006. *Porifera Brasilis. Guia de identificação das esponjas mais comuns do Sudeste do Brasil*. Rio de Janeiro, Eclesiarte 104p.
- MEGLHIORATTI, T. 2006. *Estratigrafia de seqüências das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Permiano, Bacia do Paraná) na porção nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo*. Rio Claro, São Paulo. Dissertação de Mestrado, UNESP.
- MENDES, J.C. 1984. Sobre os paleoambientes deposicionais do Grupo Passa Dois. *Revista do Instituto Geológico*, 5: 15-24.
- MEUNIER, A. 2005. *Clays Minerals*. Berlin, Springer, 472p.
- MIALL, A D. 1996. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. p. 582.
- MILANI, E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*.

Porto Alegre. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MILANI, E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. *In: MANTESSO-NETO V., BARTORELLI, A., CARNEIRO C.D.R., BRITO-NEVES B.B. (org). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flavio Marques de Almeida.* São Paulo, p. 265-279.

MILANI, E.J., FACCINI, U.F., SCHERER, C.M., ARAÚJO, L.M., CUPERTINO, J.A. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG – USP*, 29: 125-173.

MILANI, E.J., MELO, J.H.G., SOUZA, P.A., FERNANDES, L.A., FRANÇA, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15: 265–287.

MORAD, S., KETZER, J.M. DE ROS, L.F. 2000 Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47: 95-120.

NG, C. 2019. *Evidências de ingressões marinhas no grupo Passa Dois, Permiano da Bacia do Paraná: uma abordagem microfaciológica.* Paraná. Tese de doutorado, Universidade Federal do Paraná.

ODIN, G.S. & MATTER, A. 1981. De Glauconiarum Origine.

PETRI, S., COIMBRA, A.M. 1982. Estruturas sedimentares das formações Irati e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuição para elucidação dos seus paleoambientes geradores, Brasil. *In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA*, 5., 1982, Argentina. Actas. Buenos Aires, Asociacion Paleontologica Argentina. v. 2, p. 353-371.

PETROBRAS. 1991. *Biopaleogeografia da Bacia do Paraná.* Curitiba, PETROBRAS, 35p.

RAGONHA, E.W., SOARES, P.C. 1974. Ocorrência de carófitas fósseis na Formação EstradaNova em Anhembi-SP. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 29., Porto Alegre, Rio Grande do Sul, 1974. p. 271-275.

ROHN, R. 2001. A estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). *Correlação de Seqüências Paleozóicas Sul-Americanas*, v. 20: 209-218.

ROHN, R. 1994. *Evolução Ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná.* São Paulo. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo.

ROHN, R., LOURENÇO, A.T.A., MEGLHIORATTI, T. 2003. As formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto no furo de sondagem SP-23-PR (Permiano, Grupo Passa Dois, Borda Leste da Bacia do Paraná). *In:*

CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS, 2., 2003, Rio de Janeiro, Brasil. CD-ROM, pp. 1-6.

RUDNITZKI, I. & NOGUEIRA, A. 2012. Reavaliação paleoambiental e estratigráfica da Formação Nobres do Grupo Araras, Neoproterozóico da Faixa Paraguai, região de Cáceres (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, 42: 633-645.

SCHNEIDER, R.L., MUHLMANN, H., TOMMASI, E., MEDEIROS, R.A., DAEMON, R.A., NOGUEIRA, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da bacia do Paraná. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28., Porto Alegre, 1974. Anais, pp. 41-65.

SHARMA, P. & BHAKRI, G. 2019. Role of Bacteria in Pedogenesis. *In: VARMA, A. & CHOUDHARY, D.K. Mycorrhizosphere and Pedogenesis*. Springer Nature Singapore Pte Ltd.

SILVA, S.A.M. 2016. *Tafonomia e Paleoecologia de bivalves permianos em fácies siliciclásticas deficientes em oxigênio: o exemplo das formações Irati e Serra Alta, Bacia do Paraná, Brasil*. São Paulo, 539p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo.

SIMÕES, M.G., TORELLO, F.F. 2003. Modelo de tafóceis para os moluscos bivalves do Grupo Passa Dois (formações Serra Alta, Teresina e Corumbá), Permiano superior, Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 33: 371-380.

SMAILL, J.B. 2015. *Geochemical Variations in Glauconitic Minerals: Applications as a Potassium Fertiliser Resource*. Dissertação de Mestrado, University of Canterbury.

SOARES, P.C., LANDIM, P.M.B. 1973. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu Flanco Nordeste. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 27., 1973, Aracajú - Anais. Aracajú, SBG, v. 1, p. 243-256.

ZUFFA, G.G. 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. *In: ZUFFA, G.G. (Ed.). Provenance of Arenites*. NATO-ASI Series, v. 148, p. 165-189.

## **ANEXOS**

Anexo I: Perfil colunar digitalizado.

