



**Mariáh Guilhermino Braz**

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DOS SISTEMAS DE VEIOS E  
VÊNULAS NAS ROCHAS DA FORMAÇÃO BARRA VELHA  
(CAMPOS DE TUPI E BERBIGÃO),  
PRÉ-SAL DA BACIA DE SANTOS, BRASIL**

**Trabalho Final de Curso  
(Geologia)**

UFRJ  
Rio de Janeiro  
2025

**Mariáh Guilhermino Braz**

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DOS SISTEMAS DE VEIOS E VÊNULAS NAS  
ROCHAS DA FORMAÇÃO BARRA VELHA (CAMPOS DE TUPI E BERBIGÃO),  
PRÉ-SAL DA BACIA DE SANTOS, BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação  
em Geologia do Instituto de Geociências,  
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,  
apresentado como requisito necessário para  
obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Prof<sup>o</sup>. Dr<sup>o</sup>. Gustavo Luiz Campos Pires

Dr<sup>a</sup>. Jéssica Thaís Ferreira Oste

BRAZ, Mariáh Guilhermino

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DOS SISTEMAS DE VEIOS E VÊNULAS NAS ROCHAS DA FORMAÇÃO BARRA VELHA (CAMPOS DE TUPI E BERBIGÃO), PRÉ-SAL DA BACIA DE SANTOS, BRASIL / Mariáh Guilhermino Braz - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2025. 000 p. .: il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2025.

Orientadores: Gustavo Luiz Campos Pires e Jéssica Thaís Ferreira Oste

1. Geologia. 2. Geologia Sedimentar – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Gustavo Luiz Campos Pires. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Caracterização geológica dos sistemas de veios e vênulas nas rochas da Formação Barra Velha (Campos de Tupi e Berbigão), Pré-sal da Bacia de Santos, Brasil.

Mariáh Guilhermino Braz

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DOS SISTEMAS DE VEIOS E VÊNULAS NAS  
ROCHAS DA FORMAÇÃO BARRA VELHA (CAMPOS DE TUPI E BERBIGÃO),  
PRÉ-SAL DA BACIA DE SANTOS, BRASIL**

Trabalho Final de Curso de Graduação em  
Geologia do Instituto de Geociências,  
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,  
apresentado como requisito necessário para  
obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Profº. Drº. Gustavo Luiz Campos Pires

Drª. Jéssica Thaís Ferreira Oste

Aprovada em: 09/07/2025

Por:

---

Orientador: Profº. Drº. Gustavo Luiz Campos Pires (UFRJ)

---

Profº. Drº. André Ribeiro (UFRJ)

---

Drª. Julia Favoreto (UFRJ)

## Dedicatória

A Deus, por ter sido meu norte, mesmo nos dias em que a direção parecia incerta, e por me conceder a paz e a coragem necessárias para seguir.

Aos meus pais, Claudio e Regina, agradeço profundamente pelo esforço e dedicação incansáveis, que me possibilitaram acessar o ensino público de qualidade, e por nunca deixarem de acreditar em mim. Aos meus avós, Francisco, Maria das Graças, Maria José e Maria da Penha, por garantirem que eu tivesse a estrutura e o recursos necessários para estudar e realizar os trabalhos de campo. A cada um deles, agradeço também pelo amor constante, que foi minha base e minha força ao longo de toda a jornada.

Ao meu avô, Lafaiete (*in memoriam*), cujo exemplo de comprometimento, trabalho duro e resiliência me ensinou o valor dos frutos que nascem da perseverança.

À Hilda, por sua generosidade, por acreditar em mim e tornar possível a realização do meu pré-vestibular.

Ao meu amado esposo, Filipe, por todo o apoio, paciência e compreensão diante das minhas ausências e desafios ao longo desta trajetória. Ao seu lado, tudo se tornou mais leve, e cada conquista passou a ter ainda mais sentido.

A minha querida amiga, Jéssica, por todas as conversas, por todo incentivo e por ser um lugar seguro, sem a sua companhia teria sido muito mais difícil.

Ao meu irmão caçula, Samuel, por trazer leveza quando tudo parecia pesar.

Aos meus amigos da geologia — Carolina, João Vitor, Sarah, Lucas, Tatiane, Julia, Maria Eduarda, Marllon, Marcelo, Iago e Gisella — que, entre aulas, conversas nos corredores e o companheirismo nos trabalhos de campo, tornaram minha experiência ainda mais memorável. Sou muito grata por cada instante compartilhado ao lado de vocês.

Por fim, ao Instituto de Geociências, aos professores e a todos os servidores, minha sincera gratidão por terem me proporcionado não apenas conhecimento, mas uma nova forma de perceber o mundo. Aprendi a enxergá-lo pelas lentes da Geologia — e, com isso, a reconhecer processos, profundidade e história onde antes havia apenas paisagem.

## **Agradecimentos**

A Shell Brasil, pelo financiamento do Projeto PRÉ-SAL II (23.009-4), por meio do regulamento de P&D da ANP, que viabilizou a infraestrutura e bolsa para o desenvolvimento desta pesquisa.

Agradeço também a toda equipe do Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED - UFRJ) e ao professor Leonardo Borghi por todo suporte prestado ao desenvolvimento do meu trabalho. A Nathalie e Héliesson, sou grata pela ajuda no processamento dos dados de Microfluorescência de Raios-X.

À Michele Arena, minha gratidão por todos os ensinamentos, pelo incentivo constante e pela sensibilidade com que sempre conduziu nossas interações. Seu apoio e suas sugestões contribuíram significativamente para minha formação acadêmica e pessoal.

Por fim, em especial, gostaria de expressar minha profunda gratidão aos meus orientadores — Gustavo Pires e Jéssica Oste — que foram fundamentais na minha trajetória acadêmica. Agradeço por todo o conhecimento técnico compartilhado com generosidade, pela paciência, disponibilidade constante e atenção aos detalhes que me fizeram enxergar a geologia com mais profundidade. Ser orientada por vocês foi decisivo para meu amadurecimento como estudante e como profissional em formação.

*“When a detailed study of limestones is made,  
their interpretation becomes more difficult.”*

*– Werner Breuckner*

## RESUMO

BRAZ, Mariáh Guilhermino. **Caracterização geológica dos sistemas de veios e vênulas nas rochas da Formação Barra Velha (Campos de Tupi e Berbigão), Pré-Sal da Bacia de Santos, Brasil**. 2025. 78p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O Pré-sal brasileiro representa uma nova fronteira exploratória em águas profundas, com reservatórios de petróleo de alta qualidade localizados na margem atlântica sul-americana. A complexidade geológica desses reservatórios é intensificada pela presença de veios e vênulas que podem modificar a qualidade dos reservatórios. Este trabalho tem como objetivo caracterizar geologicamente os sistemas de veios e vênulas hospedados na Formação Barra Velha, sob as perspectivas estrutural, composicional e textural, a fim de reconstruir os processos de formação e preenchimento dessas estruturas, e posicioná-las temporalmente em relação à sequência dos principais processos diagenéticos/hidrotermais da Formação Barra Velha. A abordagem adotada integrou descrições macro e microscópicas, além do mapeamento elementar por microfluorescência de raios X ( $\mu$ XRF). Foram analisados 102,25 m e 32,45 m de testemunhos dos Campos de Tupi e Berbigão, respectivamente, além de 20 lâminas petrográficas representativas desses intervalos. Identificaram-se três tipos principais de veios: (i) ortogonais ao acamamento, (ii) paralelos ao acamamento e (iii) sem orientação preferencial. A caracterização petrográfica permitiu identificar a composição mineralógica (magnesita, quartzo, dolomita, barita, calcita e celestina) e padrões de texturas homogêneas, zonadas e *crack and seal*. Mapeamentos por  $\mu$ XRF apontaram teores elevados de estrôncio em cristais de barita presentes nos veios sem orientação preferencial, sugerindo interação com rochas sedimentares, especialmente, as carbonáticas. A análise integrada permitiu reconhecer três fases distintas de fraturamento: Fase F1, relacionada aos processos de dissecação e sinerese, com geração de fraturas paralelas ao acamamento; Fase F2, associada à compactação mecânica e/ou à atividade sísmica, marcada por fraturas ortogonais ao acamamento; e Fase F3, de caráter tectônico, representada por fraturas sem orientação preferencial e com preenchimento hidrotermal. A distribuição dessas estruturas revela a interação entre evolução diagenética e tectônica, além de apontar para múltiplos pulsos fraturamento e de circulação de fluidos. A integração dos dados estruturais, composicionais e quantitativos permitiu reconstruir a cronologia relativa dos eventos de fraturamento e de precipitação mineral, além da realização de inferências sobre o papel dos veios na redistribuição da porosidade da Formação Barra Velha.

**Palavras-chave:** Formação Barra Velha; silicificação; veios.



## ABSTRACT

BRAZ, Mariáh Guilhermino. **Geological characterization of vein and microvein systems in rocks of the Barra Velha Formation (Tupi and Berbigão fields), Pre-Salt of the Santos Basin, Brazil.** 2025. 78p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Brazilian Pre-Salt represents a new exploratory frontier in deep waters, with high-quality oil reservoirs located along the South American Atlantic margin. The geological complexity of these reservoirs is intensified by the presence of veins and microveins that can alter reservoir quality. This study aims to geologically characterize the vein and microvein systems hosted in the Barra Velha Formation from structural, compositional, and textural perspectives, in order to reconstruct the processes of formation and infilling of these structures and to temporally position them in relation to the sequence of major diagenetic/hydrothermal processes of the Barra Velha Formation. The approach adopted integrated macroscopic and microscopic descriptions, as well as elemental mapping using micro X-ray fluorescence ( $\mu$ XRF). A total of 102.25 m and 32.45 m of core samples from the Tupi and Berbigão Fields, respectively, were analyzed, along with 20 representative thin sections from these intervals. Three main types of veins were identified: (i) orthogonal to bedding, (ii) parallel to bedding, and (iii) with no preferred orientation. Petrographic characterization revealed a mineral assemblage composed of magnesite, quartz, dolomite, barite, calcite, and celestine, along with homogeneous, zoned, and crack-and-seal textures.  $\mu$ XRF mapping indicated high strontium concentrations in barite crystals within the veins with no preferred orientation, suggesting interaction with sedimentary rocks, particularly carbonates. The integrated analysis allowed the identification of three distinct fracturing phases: Phase F1, related to desiccation and syneresis processes, resulting in the formation of fractures parallel to bedding; Phase F2, associated with mechanical compaction and/or seismic activity, characterized by fractures orthogonal to bedding; and Phase F3, resulting from tectonic activity, marked by randomly oriented fractures infilled by hydrothermal mineral assemblages. The distribution of these structures reveals the interplay between diagenetic and tectonic evolution and indicates multiple fracturing and fluid circulation pulses. The integration of structural, compositional, and quantitative data enabled the reconstruction of the relative chronology of fracturing and mineral precipitation events, as well as the formulation of inferences regarding the role of veins in the redistribution of porosity within the Barra Velha Formation.

**Key-Words:** Barra Velha Formation; silicification; veins.

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Mapa de localização do polígono do Pré-sal, com destaque para os campos de Tupi e Berbigão (área de estudo), na Bacia de Santos. Imagem de satélite QuickBird.....	16
<b>Figura 2.</b> Carta estratigráfica do Cretáceo Inferior da Bacia de Santos, com ênfase na Formação Barra Velha. Adaptado de Moreira <i>et al.</i> (2007).....	17
<b>Figura 3.</b> Diagrama do círculo de Mohr com a envoltória de ruptura. Adaptado de Kamei <i>et al.</i> (2015).....	21
<b>Figura 4.</b> Morfologia microscópica. Esquema indicando principais texturas de cristais em veios. Adaptado graficamente de Bons <i>et al.</i> (2012).....	23
<b>Figura 5.</b> Morfologia de crescimento dos veios. Adaptado de Bons <i>et al.</i> , 2012 e Passchier & Trouw (2005).....	23
<b>Figura 6.</b> Fluxograma das etapas metodológicas adotadas para a caracterização dos sistemas de veios e vênulas na Formação Barra Velha.....	28
<b>Figura 7.</b> Litotipos carbonáticos representativos observados nos testemunhos dos poços 8-LL-4D-RJS (A) e 3-BRSA-1132-RJS (B), pertencentes à Formação Barra Velha.....	32
<b>Figura 8.</b> Distribuição percentual dos principais litotipos identificados nos testemunhos dos Poços A (Campo de Tupi) e B (Campo de Berbigão), pertencentes à Formação Barra Velha.....	35
<b>Figura 9.</b> Veios paralelos ao acamamento sedimentar observados na macroscopia.....	37
<b>Figura 10.</b> Fotomicrografias sob nicóis cruzados. Vênulas paralelas ao acamamento sedimentar: (A-C) Visualização geral das lâminas. (A'-C') Detalhe dos preenchimentos minerais.....	38
<b>Figura 11.</b> Veios ortogonais ao acamamento sedimentar observados na macroscopia.....	40
<b>Figura 12.</b> Fotomicrografias sob nicóis cruzados. Vênulas ortogonais ao acamamento sedimentar: (A-C) Visualização geral das lâminas. (A'-C') Detalhe dos preenchimentos minerais.....	41
<b>Figura 13.</b> Veios sem orientação preferencial observados na macroscopia.....	43
<b>Figura 14.</b> Fotomicrografias sob nicóis cruzados. Vênulas sem orientação preferencial: (A-C) Visualização geral das lâminas. (A'-C') Detalhe dos preenchimentos minerais.....	44
<b>Figura 15.</b> Fotomicrografias sob nicóis cruzados. Vênulas sem orientação preferencial: (A-C) Visualização geral das lâminas. (A'-C'). Detalhe dos preenchimentos minerais.....	45

<b>Figura 16.</b> Fotomicrografias sob nicóis paralelos (A e B) e mapas de distribuição elementar obtidos por microfluorescência de raios X (A' e B') em lâminas contendo vênulas sem orientação preferencial.....	46
<b>Figura 17.</b> Estruturas observadas no Testemunho do Poço A (Campo de Tupi).....	47
<b>Figura 18.</b> Estruturas observadas no Testemunho do Poço B (Campo de Berbigão).....	48
<b>Figura 19.</b> Distribuição dos tipos de veios nos intervalos estudados: A. Distribuição dos Veios V1, V2 e V3 no Testemunho do Poço A (Campo de Tupi).....	49
<b>Figura 20.</b> Distribuição dos tipos de veios e vênulas identificados ao longo do testemunho do Poço A (Campo de Tupi). Perfil estratigráfico esquemático elaborado no âmbito do Projeto Pré-Sal II.....	50
<b>Figura 21.</b> Distribuição dos tipos de veios e vênulas identificados ao longo do testemunho do Poço B (Campo de Berbigão). Perfil estratigráfico elaborado no âmbito do Projeto Pré-Sal II.....	51
<b>Figura 22.</b> Quadro de eventos diagenéticos elaborado com base nas evidências observadas nos testemunhos dos Poços A e B.....	57
<b>Figura 23.</b> Esquema interpretativo dos mecanismos de abertura de fraturas nas fases F1, F2 e F3.....	57

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1.</b> Relação dos materiais utilizados para a realização deste trabalho.....	27
<b>Tabela 2.</b> Resumo geral das características macro e microscópicas dos tipos de veios estudados.....	52

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b>	<b>14</b>
<b>1.1 OBJETIVOS</b>	<b>15</b>
1.1.1 Objetivo geral	15
1.1.2 Objetivos específicos	15
<b>2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>16</b>
<b>2. CONTEXTO GEOLÓGICO</b>	<b>17</b>
<b>3. ESTADO DA ARTE</b>	<b>20</b>
3.1 Mecanismos de formação de veios e seus significados	20
3.2 Tipos de veios	22
3.3 Principais processos diagenéticos em carbonatos lacustres	24
3.4 Processos pós-deposicionais no Pré-sal	26
<b>4. MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>27</b>
4.1 Materiais	27
4.2 Métodos	28
4.2.1 Descrição de Testemunhos e Caracterização Macroscópica	28
4.2.2 Petrografia e Caracterização Microscópica	29
4.2.3 Microfluorescência de Raios-X ( $\mu$ XRF)	29
<b>5. RESULTADOS</b>	<b>31</b>
<b>5.1 Caracterização das rochas hospedeiras</b>	<b>31</b>
5.1.1 Calcilutito	31
5.1.2 Calcarenito	31
5.1.3 Calcirrudito	33
5.1.4 <i>Shrubstone</i>	33
5.1.5 <i>Spherulestone</i>	34
5.1.6 Crustone	34
5.1.7 Argilito	34
5.1.8 Dolomito	34
<b>5.2 Caracterização macroscópica e microscópica dos sistemas de veios e vênulas</b>	<b>36</b>
5.2.1 Veios paralelos ao acamamento sedimentar – V1	36
5.2.2 Veios ortogonais ao acamamento sedimentar – V2	39
5.2.3 Veios sem orientação preferencial – V3	42
5.2.4 Estruturas secundárias e observações complementares	47
5.2.5 Distribuição espacial ao longo da Formação Barra Velha	48
<b>6. DISCUSSÃO</b>	<b>53</b>
6.1 Mecanismos de abertura de fraturas	54
6.2 Circulação de fluidos e cimentação dos veios	58
<b>7. CONCLUSÃO</b>	<b>61</b>
<b>REFERÊNCIAS</b>	<b>63</b>

## 1. INTRODUÇÃO

O Pré-Sal brasileiro, localizado na margem atlântica sul-americana, corresponde a uma sequência sedimentar do Cretáceo Inferior, depositada durante/após o rifteamento do supercontinente Gondwana e posteriormente recoberta por espessas camadas de sal (Riccomini *et al.*, 2012). Sua descoberta marcou uma nova fronteira exploratória em águas profundas ao revelar reservatórios de petróleo de qualidade excepcional, alojados em rochas carbonáticas abaixo do sal. Na Bacia de Santos, a Formação Barra Velha — de idade aptiana —, composta majoritariamente por carbonatos lacustres e seus equivalentes retrabalhados, abriga as principais acumulações de hidrocarbonetos desse intervalo (PETROBRAS, 2010; Wright & Barnett, 2015; Gomes *et al.*, 2020). A alta produtividade desses reservatórios, no entanto, é condicionada por uma arquitetura geológica complexa, moldada por múltiplos eventos deposicionais, diagenéticos e tectônicos.

A complexidade geológica desses reservatórios decorre da heterogeneidade das fácies carbonáticas, da superposição de eventos diagenéticos e da presença de estruturas deformacionais. Essa complexidade é intensificada pela presença de sistemas de veios e vênulas, que podem modificar significativamente a porosidade e a permeabilidade dessas rochas carbonáticas, impactando diretamente na sua qualidade como reservatório. Além de refletirem o regime estrutural e a dinâmica dos fluidos, esses sistemas estão intimamente associados a processos diagenéticos como silicificação, dolomitização e a circulação de fluidos hidrotermais (Herlinger *et al.*, 2017; Lima & De Ros, 2019; Sartorato *et al.*, 2020; Carvalho *et al.*, 2022).

Compreender a gênese, a evolução e as características dos veios e vênulas é, portanto, fundamental para a identificação de heterogeneidades, a previsão da conectividade entre sistemas porosos e a delimitação de zonas de maior potencial produtivo nos reservatórios carbonáticos do Pré-Sal. Neste contexto, o presente trabalho busca contribuir com a caracterização geológica dos sistemas de veios e vênulas da Formação Barra Velha, com foco nos Campos de Tupi e Berbigão, a partir da análise de dois testemunhos combinada com descrições petrográficas de lâminas delgadas e a aplicação de técnica de química mineral. A integração desses métodos visa reconstruir os processos de formação e preenchimento dessas estruturas, e posicioná-las temporalmente em relação aos principais processos diagenéticos da Formação Barra Velha.

## **1.1 OBJETIVOS**

### **1.1.1 Objetivo geral**

Realizar a caracterização geológica dos sistemas de veios e vênulas hospedados na Formação Barra Velha, visando compreender sua origem, evolução e impacto sobre a qualidade dos reservatórios.

### **1.1.2 Objetivos específicos**

- Realizar a descrição macroscópica dos intervalos com a presença de veios e vênulas identificados nos testemunhos de sondagem dos Poços 8-LL-4D-RJS e 3-BRSA-1132-RJS, localizados nos Campos de Tupi e Berbigão, respectivamente.
- Realizar a descrição petrográfica de lâminas delgadas representativas dos intervalos de interesse dos testemunhos.
- Identificar a distribuição dos elementos químicos e avaliar variações composicionais associadas aos sistemas de veios e vênulas, por meio da aplicação de técnica de Microfluorescência de Raios-X.
- Investigar os eventos de fraturamento, os mecanismos de abertura de fraturas e os processos diagenéticos responsáveis pelo preenchimento dessas estruturas.
- Posicionar temporalmente os episódios de fraturamento, circulação de fluidos e precipitação mineral em relação à sequência dos principais processos diagenéticos da Formação Barra Velha.

## 2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Bacia de Santos está localizada na margem sudeste da plataforma continental brasileira, estendendo-se ao longo dos litorais dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Com área exclusivamente *offshore*, abrange aproximadamente 350 mil km<sup>2</sup> e se estende desde a zona costeira até regiões de águas ultraprofundas, com lâminas d'água superiores a 2.000 metros (Milani *et al.*, 2000; Riccomini *et al.*, 2012). É limitada ao norte pelo Alto de Cabo Frio e ao sul pelo Alto de Florianópolis, que a separam, respectivamente, das Bacias de Campos e Pelotas (Moreira *et al.*, 2007) (Figura 1).

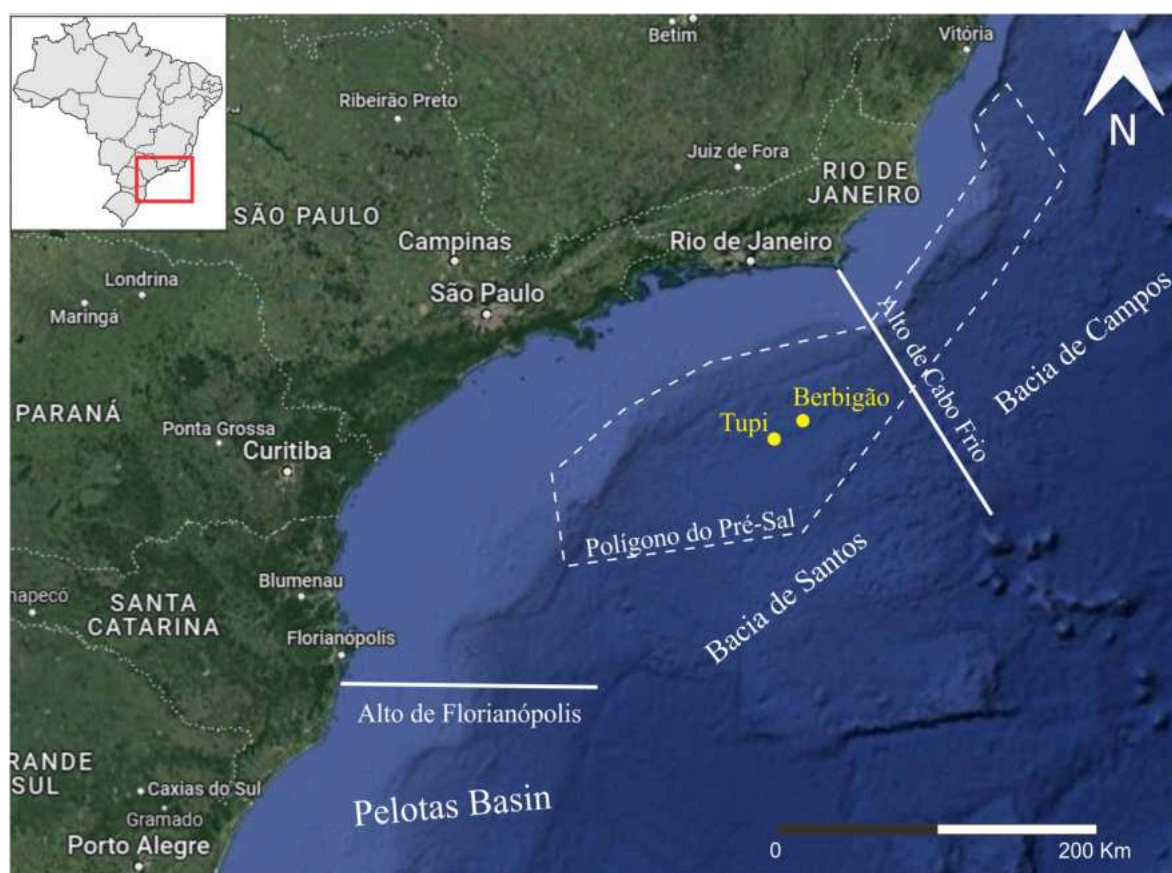


Figura 1. Mapa de localização do polígono do Pré-sal, com destaque para os campos de Tupi e Berbigão (área de estudo), na Bacia de Santos. Imagem de satélite QuickBird.



## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

Como as demais bacias localizadas nas margens do Atlântico Sul, a origem da Bacia de Santos está relacionada aos esforços extensivos responsáveis pela ruptura da porção ocidental do paleocontinente Gondwana durante o Mesozoico (Milani *et al.*, 2007; Scotchman *et al.*, 2010). Seu registro sedimentar documenta a evolução de um ambiente de rifte para uma margem passiva (Pereira & Feijó, 1994; Chang *et al.*, 1992; Scotchman *et al.*, 2010) e foi dividido nas seguintes fases tectônicas: (i) rifte, (ii) pós-rifte (*sag*) e drifte (Pereira & Feijó, 1994; Dias, 2005; Moreira *et al.*, 2007).

O embasamento da Bacia de Santos é constituído por rochas de idade pré-cambriana, incluindo granitos e gnaisses pré-cambrianos e metassedimentos pertencentes à Faixa Ribeira (Heilbron *et al.*, 2004; Moreira *et al.*, 2007). O registro sedimentar da bacia abrange, nas fases rifte e pós-rifte inicial (*sag*), as unidades do Grupo Guaratiba (Figura 2), enquanto a fase drifte é caracterizada por sedimentos siliciclásticos atribuídos aos Grupos Camburi, Frade e Itamambuca (Moreira *et al.*, 2007).

Ma	Período	Andar	Andar Local	Grupo	Formação	Discordâncias	Tectônica
125	<b>Cretáceo Inferior</b>	Aptiano	Alagoas	<b>Guaratiba</b>	Ariri	Base do Sal	Pós-Rifte (Sag)
					<b>Barra Velha</b>	Intra-Alagoas	
		Barremiano	Jiquiá		Itapema	Pré-Alagoas	Rifte
			Buracica		Piçarras		
130		Hauteriviano	Aratu		Camboriú	Topo do Basalto	
135			Rio da Serra				

Figura 2. Carta estratigráfica do Cretáceo Inferior da Bacia de Santos, com ênfase na Formação Barra Velha. Adaptado de Moreira *et al.* (2007). As linhas verticais vermelha (Poço A) e azul (Poço B) indicam, de forma esquemática, a posição estratigráfica aproximada dos testemunhos estudados.

Os derrames basálticos hauterivianos da Formação Camboriú representam os primeiros registros da fase rifte (Moreira *et al.*, 2007), enquanto os arenitos estevensíticos e os depósitos híbridos e re-sedimentados da Formação Piçarras foram depositados durante o início da sedimentação sin-rifte (Leite *et al.*, 2020). O final da fase rifte é representado pela Formação Itapema, que se caracteriza por intercalações de calcirruditos formados por conchas de bivalves e folhelhos negros (Moreira *et al.*, 2007; Chinelatto *et al.*, 2020). O topo da Formação Itapema é definido pela discordância pré-Alagoas (Moreira *et al.*, 2007) e representa a transição de uma fase tectonicamente ativa para um momento de quiescência tectônica (fase *sag*), marcado pela subsidência térmica e flexural da bacia (Dias, 2005).

Tradicionalmente, os depósitos aptianos da Formação Barra Velha têm sido interpretados como registros iniciais da fase pós-rifte (*sag*), subdivididos nos intervalos inferior e superior pela discordância intra-Alagoas (Moreira *et al.*, 2007). Interpretações anteriores também os associam a um ambiente de transição entre condições continentais e marinhas, com origem vinculada à atividade microbial (Moreira *et al.*, 2007; Terra *et al.*, 2010). Por outro lado, estudos mais recentes propõem uma reinterpretação desses depósitos como pertencentes a uma sequência sin-rifte, composta por três intervalos que refletem distintos estágios de atividade tectônica e sedimentação (Da Silva *et al.*, 2025). Paralelamente, a gênese desses depósitos tem sido revista, e autores mais atuais sugerem uma formação predominantemente abiótica em ambiente lacustre alcalino, desconsiderando a influência microbiana (Wright & Barnett, 2015; Gomes *et al.*, 2020).

A Formação Barra Velha compreende uma combinação de carbonatos formados *in situ* e carbonatos retrabalhados, cuja composição mineralógica inclui calcita, dolomita, argilas magnesianas e sílica (Wright & Barnett, 2015; Wright & Barnett, 2020; Sartorato *et al.*, 2020; Pereira *et al.*, 2023). Os carbonatos retrabalhados incluem material detrítico derivado dos carbonatos *in situ* (Wright & Barnett, 2015), além de clastos terrígenos em menor proporção, derivados de rochas vulcânicas, siliciclásticas e carbonáticas previamente expostas em altos estruturais da Bacia, como o Alto de Tupi (Da Silva *et al.*, 2025). Arienti *et al.* (2018) também identificaram a ocorrência de fácies diagenéticas, nas quais as fábricas carbonática e argilosa foram amplamente substituídas por dolomita e sílica.

Os carbonatos *in situ* ocorrem principalmente sob a forma de *shrubstones*, *spherulestones* e *crustones* (Borghi *et al.*, 2022). O termo *shrubstone* se refere a calcários formados por cristais de calcita fascicular que exibem padrões de crescimento fractal e ramificado de maneira que estes se assemelham a arbustos (*shrubs*) (Borghi *et al.*, 2022). Enquanto os *spherulestones* são rochas compostas por agregados esféricos a subesféricos de calcita fibrorradial (esferulitos), comumente associados a uma matriz argilosa, dolomítica ou calcítica (Gomes *et al.*, 2020; Borghi *et al.*, 2022). Por último, os *crustones* são rochas carbonáticas formadas por crostas calcíticas, podendo ocorrer com texturas coalescentes, maciças ou escovadas (Borghi *et al.*, 2022). Os carbonatos retrabalhados, por sua vez, são representados por calcilutitos, calcarenitos e calcirruditos (Gomes *et al.*, 2020; Borghi *et al.*, 2022; Oliveira e De Ros, 2023).

No final do Aptiano, ocorreu a deposição dos evaporitos da Formação Ariri, que, segundo Moreira *et al.* (2007), são compostos principalmente por halita e anidrita. O pacote evaporítico marca o final da fase pós-rifte (*sag*) e sua deposição ocorreu sob condições de clima árido, associada a incursões marinhas esporádicas, como consequência da formação de uma barreira vulcânica conhecida como Dorsal de São Paulo (Dias, 2005). Subsequentemente, no Albiano, estabeleceu-se um ambiente marinho franco, no qual foram depositados os sedimentos carbonáticos e siliciclásticos dos Grupos Camburi, Frade e Itamambuca, que fazem parte da sequência drifte (Moreira *et al.*, 2007).

### 3. ESTADO DA ARTE

#### 3.1 Mecanismos de formação de veios e seus significados

Veios ( $>0.1$  mm) e vênulas ( $<0.1$ mm) podem ser definidos como agregados minerais que precipitaram a partir de um fluido em sítios dilatacionais (Passchier & Trouw, 2005; Bons *et al.*, 2012; Anders *et al.*, 2014). Compreender essas estruturas é fundamental para reconstruir a cronologia de deformação de suas rochas hospedeiras, pois sua orientação, morfologia e estruturas internas permitem inferir campos de paleo-tensões e a cinemática de deformação, bem como a composição e condições físico-químicas dos fluidos responsáveis por sua cimentação (Passchier & Trouw, 2005; Bons *et al.*, 2012).

Veios configuram estruturas amplamente estudadas por sua recorrente associação com depósitos minerais de alto valor econômico, no entanto, os processos que levam à sua formação ainda não são completamente compreendidos (Bons, 2000). Nesse sentido, há consenso de que a maior parte dessas estruturas se forma a partir de um processo integrado, que envolve fraturamento, percolação de fluidos e subsequente precipitação mineral (Bons, 2000; Barker *et al.*, 2006; Gudmundsson, 2011; Fossen, 2012).

Do ponto de vista mecânico, a formação de veios pode ser explicada pelo critério de fraturamento de Mohr–Griffith–Coulomb e, segundo esse modelo, fraturas se formam quando a resistência à tração ou ao cisalhamento das rochas é superada — condição representada pelo tangenciamento do círculo de Mohr à envoltória de ruptura (Gudmundsson, 2011; Bons *et al.*, 2012; Fossen, 2012).

De maneira geral, para rochas isotrópicas, fraturas extensionais tendem a se formar paralelas à direção da tensão principal máxima ( $\sigma_1$ ), enquanto as fraturas de cisalhamento se desenvolvem com inclinações entre  $30^\circ$  e  $45^\circ$  em relação a  $\sigma_1$  (Gudmundsson, 2011; Bons *et al.*, 2012; Fossen, 2012). Cabe destacar que o fraturamento pode ser favorecido pelo aumento da pressão de fluido, que reduz a tensão normal efetiva (círculo vermelho), ou por alterações na magnitude e/ou orientação das tensões atuantes (círculo azul) (Kamei *et al.*, 2015) (Figura 3).

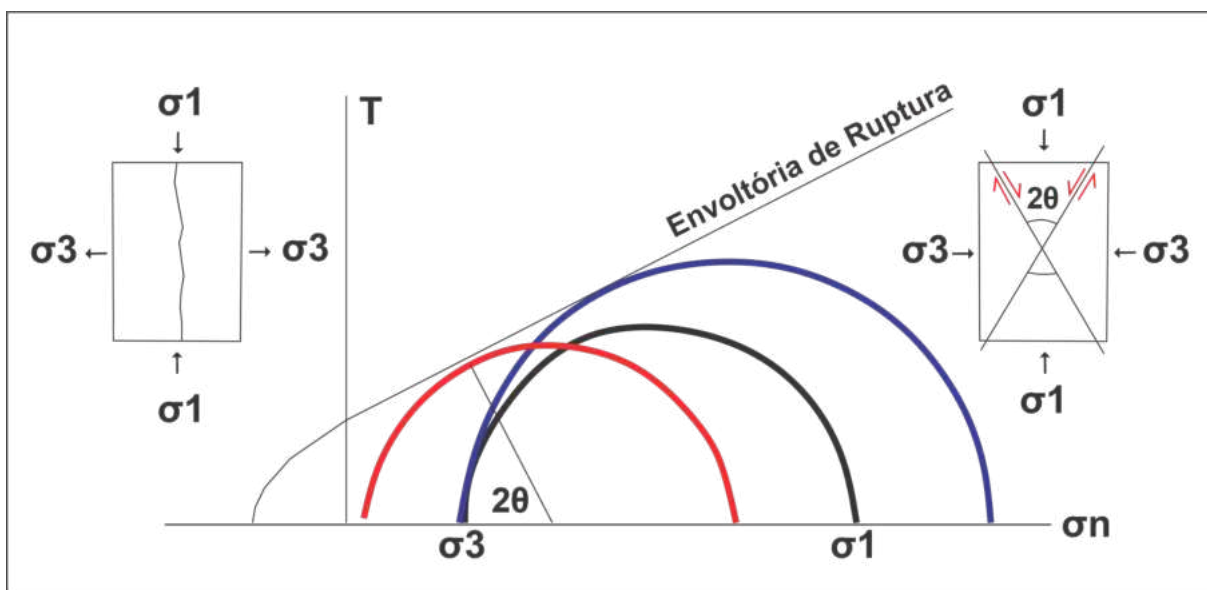


Figura 3. Diagrama do círculo de Mohr com a envoltória de ruptura. O eixo horizontal representa a tensão normal e o eixo vertical representa a tensão de cisalhamento. O círculo de Mohr preto ilustra uma condição de tensão estável, enquanto os círculos vermelhos e azuis indicam condições de fraturamento induzidas por tensões.  $\theta$  é o ângulo do plano de fratura. Adaptado de Kamei *et al.* (2015).

Complementarmente, a circulação de fluidos e os processos físico-químicos associados à precipitação mineral desempenham um papel fundamental na cimentação dessas fraturas. Os principais mecanismos de transporte de massa — difusão e advecção — são controlados por gradientes de temperatura, pressão, composição química e potencial hidráulico (Oliver & Bons, 2001; Bons *et al.*, 2012). Tais gradientes direcionam o movimento de substâncias dissolvidas para as fraturas, promovendo processos de dissolução, migração e supersaturação, que, subsequentemente, resultam na precipitação mineral e na formação dos veios (Bons, 2000; Oliver & Bons, 2001; Bons *et al.*, 2012).

Adicionalmente, o ambiente químico dos fluidos exerce uma influência significativa na solubilidade dos minerais, controlado por parâmetros como pH, Eh e a concentração de substâncias dissolvidas, os quais podem ser alterados por reações com a rocha encaixante ou pela mistura com outros fluidos (Oliver & Bons, 2001; Bons *et al.*, 2012).

### 3.2 Tipos de veios

De maneira geral, os veios podem ser agrupados em duas categorias, de acordo com sua forma e orientação. A primeira categoria inclui as sombras de pressão, cujo formato e orientação estão diretamente relacionados à presença de objetos rígidos, como por exemplo, cristais de pirita (Passchier & Trouw, 2005). Já a segunda categoria engloba os demais veios, cujo formato e orientação são geralmente controlados por estruturas como falhas, fraturas e o acamamento sedimentar (Bons, 2000; Bons *et al.*, 2012).

Em escala microscópica, a morfologia interna dos veios refere-se à forma, textura e arranjo dos cristais. Quatro tipos principais de texturas cristalinas são comumente observados: mosaico (*blocky*), franja (*elongate blocky*), fibrosa (*fibrous*) e estirada (*stretched*) (Bons, 2000; Bons *et al.*, 2012) (Figura 4).

A textura em mosaico é caracterizada por grãos equidimensionais, podendo ser primária ou resultado de recrystalização (Figura 4A). A textura em franja distingue-se por cristais moderadamente alongados, cujo crescimento ocorre por sobrecrecimento cristalográfico nas extremidades dos grãos existentes, com competição de crescimento entre os cristais, resultando em um alinhamento preferencial dos grãos dominantes (Figura 4B). A textura fibrosa, também originada por sobrecrecimento cristalográfico, diferencia-se pela ausência de competição de crescimento, o que resulta em grãos alongados com dimensões semelhantes (Figura 4C). A principal distinção em relação aos cristais estirados é que, nestes, o crescimento ocorre internamente aos grãos, sendo facilitado por microfraturas (Figura 4D). Todas essas classificações seguem as definições propostas por Dong *et al.* (1995) e Bons *et al.* (2012).

Ainda, os veios podem ser classificados de acordo com sua morfologia interna, no que diz respeito a direção preferencial de crescimento de seus minerais. Com base nesse parâmetro, os veios são classificados em quatro tipos: sintaxial, antitaxial, composto e ataxial (Passchier & Trouw, 2005) (Figura 5).

Veios sintaxiais caracterizam-se pelo desenvolvimento dos cristais a partir das paredes do veio, com as porções mais antigas posicionadas junto às bordas. Quando o crescimento ocorre a partir de ambas as paredes, uma linha mediana marca a posição final da superfície de crescimento (Figura 5A); caso o crescimento seja restrito a uma única parede, o veio é classificado como unitaxial.

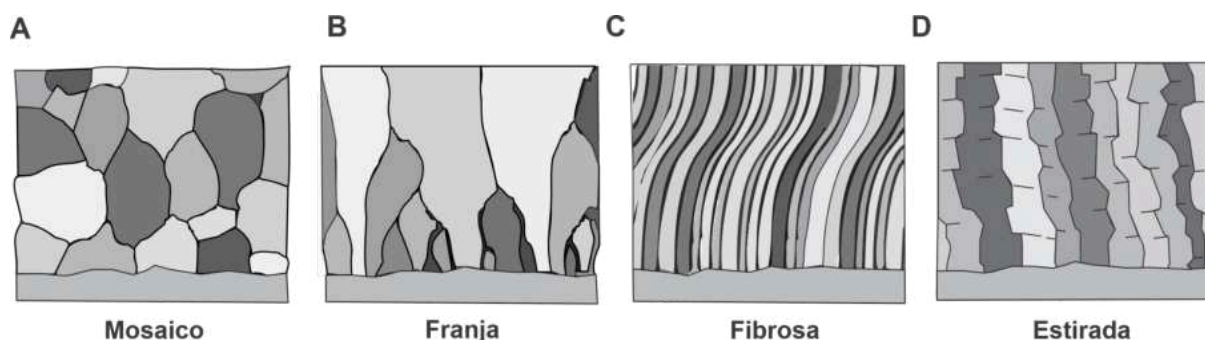


Figura 4. Morfologia microscópica. Esquema indicando principais texturas de cristais em veios: A. Textura em mosaico. B. Textura em franja. C. Textura fibrosa. D. Textura estirada. Adaptado graficamente de Bons *et al.* (2012).

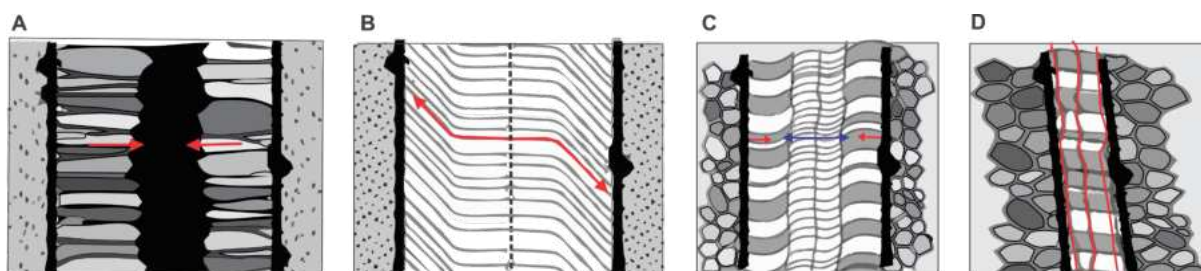


Figura 5. Morfologia de crescimento dos veios: A. Crescimento sintaxial. B. Crescimento antitaxial. C. Crescimento composto com componentes sintaxiais e antitaxiais. D. Crescimento ataxial. Adaptado de Bons *et al.*, 2012 e Passchier & Trouw (2005). As setas vermelhas e azuis representam a direção de crescimento dos cristais dentro dos veios.

Veios antitaxiais, por sua vez, distinguem-se pelo crescimento dos cristais a partir do centro do veio em direção às bordas, de modo que a parte mais antiga se localiza na linha mediana (Figura 5B). Nesse caso, o material que compõe o veio é geralmente distinto da rocha encaixante. Veios compostos reúnem características sintaxiais e antitaxiais, apresentando superfícies de crescimento nos contatos entre segmentos do veio (Figura 5C). Já nos veios ataxiais, o crescimento ocorre por fraturamento repetitivo em diferentes pontos ao longo do veio, resultando em uma distribuição irregular de porções jovens e antigas, sem formação de linha mediana (Figura 5D). Essas classificações seguem as definições propostas por Bons *et al.* (2012) e Passchier & Trouw (2005).

### 3.3 Principais processos diagenéticos em carbonatos lacustres

O termo diagênese refere-se ao conjunto de alterações físicas, químicas e biológicas que afetam os sedimentos após sua deposição, englobando processos que ocorrem durante e após sua litificação (Armenteros, 2010; Neuendorf *et al.*, 2011). Dentro desse contexto, rochas carbonáticas lacustres, de modo geral, apresentam evolução diagenética complexa, em função de sua alta susceptibilidade a variações nas condições físico-químicas, desde os primeiros estágios da diagênese, ainda sob influência meteórica, até fases mais avançadas de soterramento (Morrow & McIlreath, 1990; Armenteros, 2010). Os principais processos diagenéticos que modificam essas rochas incluem dissolução, cimentação e substituição mineral — como a dolomitização e a silicificação — além da compactação mecânica e química (Tucker & Wright, 1990; Armenteros, 2010).

Entre esses processos, destaca-se a dolomitização, caracterizada pela substituição de calcita microcristalina e argilominerais magnesianos por dolomita (Rosen & Coshell, 1992; Machel, 2004; Liu *et al.*, 2019). A precipitação de dolomita é controlada por condições específicas, incluindo uma alta razão  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$ , fluidos com elevada salinidade (ambientes evaporíticos), aumento da alcalinidade (associada à redução de sulfato) e, em alguns casos, a influência de atividade microbiana (Morrow, 1990; Machel, 2004; Armenteros, 2010). A ocorrência de dolomita em sistemas lacustres é geralmente atribuída à eodiagênese, podendo refletir precipitação primária ou processos de dolomitização precoce. No entanto, alguns autores também consideram sua formação durante a mesodiagênese, especialmente sob influência de fluidos hidrotermais, como uma possibilidade que não deve ser descartada (Liu *et al.*, 2019).

A silicificação, por sua vez, é um processo caracterizado pela substituição de carbonatos por fases silicosas e/ou pela cimentação da porosidade por minerais de sílica, como opala, moganita e quartzo (Hesse, 1989; Bustillo, 2010). A precipitação de sílica é influenciada por variações de pH próximas ao valor 9, de modo que para valores maiores que 9, a solubilidade de sílica aumenta, enquanto, para valores ligeiramente inferiores, ocorre a precipitação de minerais silicosos – de acordo com o grau de saturação das soluções (Siever, 1962).



De modo geral, esse processo é comumente associado à fase eodiagenética, com a sílica derivada de fontes biogênicas (Bustillo *et al.*, 2002; Bustillo & Alonso-Zarza, 2007). Contudo, também são reconhecidos mecanismos adicionais, como a introdução de sílica por transformação de argilas magnesianas e pela circulação de fluidos hidrotermais, bem como a remobilização e reprecipitação de sílica precoce em estágios mais tardios durante a diagênese (Bustillo, 2010).

Dentro desse contexto, minerais como quartzo e dolomita, de comportamento mecânico rúptil (Rybacki *et al.*, 2016), evidenciam como os processos de dolomitização e silicificação podem modificar a resposta mecânica das rochas carbonáticas frente à deformação (Du *et al.*, 2021; Rashid *et al.*, 2022). Os processos de dissolução, recristalização e dolomitização da calcita contribuem para o aumento do tamanho dos grãos e a formação de cimento intercrystalino, resultando no aumento da coesão e no predomínio de um comportamento mecânico rúptil (Du *et al.*, 2021).

De maneira análoga, nos estágios iniciais da diagênese, minerais de sílica tornam-se mais competentes que os carbonatos devido à desidratação, resultando em compactação diferencial e fraturamento interno (Carozzi & Gerber, 1978; Bustillo, 2010). Com a progressão da diagênese, a cimentação por quartzo intensifica ainda mais coesão e a competência do arcabouço, facilitando a propagação de fraturas (Du *et al.*, 2021). Assim, verifica-se que esses processos diagenéticos exercem controle significativo sobre as propriedades mecânicas das rochas carbonáticas e podem favorecer a nucleação de fraturas em diferentes estágios da diagênese, influenciando diretamente o fluxo de fluidos e a precipitação mineral (Liu *et al.*, 2021; Rashid *et al.*, 2022).

### 3.4 Processos pós-deposicionais no Pré-sal

Os depósitos carbonáticos do Pré-sal foram submetidos a uma evolução pós-deposicional intensa e heterogênea, marcada por diferentes processos diagenéticos — dolomitização, silicificação, dissolução, cimentação e recristalização — cujo resultado se manifesta em variações verticais e laterais na porosidade, permeabilidade e, conseqüentemente, na qualidade dos reservatórios (Lima & De Ros, 2019; Carvalho *et al.*, 2022).

Dentre esses processos, destacam-se a dolomitização e silicificação, nos quais as diferentes variedades texturais de sílica e dolomita resultantes são atribuídas a etapas diagenéticas distintas, com base na sua relação temporal e textural com a fábrica das rochas carbonáticas hospedeiras (Lima & De Ros, 2019; Sartorato *et al.*, 2020; Pereira *et al.*, 2023; Rossoni *et al.*, 2024; Schrank *et al.*, 2024).

Dentro desse contexto, a sílica criptocristalina e o microquartzo configuram fases silicosas atribuídas às etapas iniciais da diagênese, cuja origem está relacionada à períodos de renovação de água nos lagos, nos quais, as condições de baixa alcalinidade desencadeiam sua precipitação (Wright & Barnett, 2015; Sartorato *et al.*, 2020). Essa interpretação é corroborada pela disposição concordante dos corpos de sílica em relação ao acamamento sedimentar e pela deflexão das laminações das rochas hospedeiras (Sartorato *et al.*, 2020; Pereira *et al.*, 2023). Em paralelo, as variedades de dolomita microcristalina, blocosa, romboédrica e lamelar estão associadas à substituição da matriz argilosa durante a eodiagênese, favorecida pela instabilidade química dessas argilas frente a flutuações de pH, que promovem sua dissolução, a liberação de sílica e magnésio para a solução intersticial e a subsequente precipitação de dolomita e minerais de sílica (Schrank *et al.*, 2024).

Os processos de dolomitização, silicificação e dissolução também são frequentemente associados a sistemas de falhas e fraturas, que atuam como condutos para a circulação de fluidos quentes e promovem a precipitação de uma assembléia mineralógica hidrotermal — tipicamente registrada em veios stockworks, brechas hidrotermais, poros do tipo *vug* e fraturas — composta por dolomita em sela, calcita macrocristalina, megaquartzo, Sr-barita, celestina, fluorita, dickita, esfalerita, galena e outros sulfetos metálicos (Tritlla & Loma, 2018; Tritlla *et al.*, 2019; Lima & De Ros, 2019; Lima *et al.*, 2020).

## 4. MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 Materiais

Para a realização deste trabalho foram utilizados dois testemunhos de sondagem pertencentes aos poços 8-LL-4D-RJS e 3-BRSA-1132-RJS, localizados nos Campos de Tupi e Berbigão, respectivamente. Os testemunhos e lâminas petrográficas foram disponibilizados pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) via Projeto PRÉ SAL-II (IGEO 24.590) financiado pela empresa Shell Brasil, e estão armazenados temporariamente nas dependências do Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). A amostragem reflete o material disponível originalmente. A relação de materiais utilizados neste trabalho está listada na Tabela 1. Para fins de simplificação ao longo do texto, os poços 8-LL-4D-RJS e 3-BRSA-1132-RJS serão referidos, respectivamente, como Poço A (Campo de Tupi) e Poço B (Campo de Berbigão).

**Tabela 1.** Relação dos materiais utilizados para a realização deste trabalho.

Poço	Campo	Intervalo Amostrado	Lâminas delgadas	Imagens CoreScan	Intervalos de interesse
8-LL-4D-RJS (A)	Tupi	101,65 m	10	16	52
3-BRSA-1132 (B)	Berbigão	32,55 m	10	12	28

O poço 8-LL-4D-RJS é representado por três testemunhos de sondagem, enquanto o poço 3-BRSA-1132-RJS possui dois testemunhos, todos compostos por calcários da Formação Barra Velha. As imagens das caixas dos respectivos testemunhos, com as demarcações dos locais de amostragem de plugues e lâminas petrográficas (círculo amarelo), bem como dos intervalos de interesse (caixa vermelha), encontram-se nos Apêndices 1 e 2.

## 4.2 Métodos

Os métodos adotados são esquematizados no fluxograma apresentado a seguir (Figura 6).

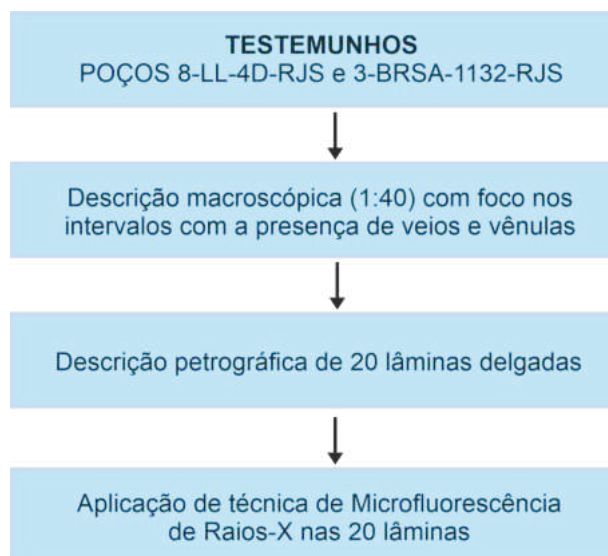


Figura 6. Fluxograma das etapas metodológicas adotadas para a caracterização dos sistemas de veios e vênulas na Formação Barra Velha.

### 4.2.1 Descrição de Testemunhos e Caracterização Macroscópica

A descrição litológica dos testemunhos foi previamente realizada e os dados correspondentes foram cedidos pelo Projeto Pré-Sal. Nesse trabalho, a descrição macroscópica focou exclusivamente na caracterização dos intervalos com ocorrência dos sistemas de veios e vênulas. Tais intervalos identificados nos testemunhos dos Poços A (Campo de Tupi - 101,65 m) e B (Campo de Berbigão - 32,55 m), foram descritos com base em imagens de alta resolução obtidas pelo CoreScan (luz branca). No total, foram descritos 80 intervalos de interesse, dos quais 52 pertencem ao Poço A e 28 ao Poço B. A descrição seguiu critérios propostos por autores como Bons *et al.* (2012) e Passchier & Trouw (2005) e considerou atributos como orientação, mineralogia, comprimento, espessura e relação estrutural com as rochas hospedeiras e/ou corpos de sílica, e sua distribuição em profundidade. Cabe destacar que a descrição macroscópica, especialmente a determinação da orientação dos veios e vênulas, considerou exclusivamente a seção meridional dos testemunhos, visto que não há informações sobre a continuidade lateral dessas estruturas fora do corte amostrado. Os intervalos descritos foram localizados em um perfil estratigráfico (escala 1:40), elaborado no âmbito deste estudo, o qual apresenta a estratigrafia simplificada das litologias carbonáticas e seus intervalos silicificados. Todas as etapas analíticas aplicadas neste trabalho foram realizadas nas dependências do Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED - UFRJ).

O termo “corpo de sílica” foi utilizado para designar intervalos das rochas carbonáticas que foram parcial ou totalmente substituídos e/ou cimentados por fases silicosas (quartzo cripto, micro e macrocristalino e calcedônia isotrópica, esferulítica e fibrosa) (Pereira *et al.*, 2023). Esses corpos ocorrem sob diferentes geometrias, sendo classificados de forma descritiva como “tabulares” (concordantes ao acamamento) ou “nodulares” (formas arredondadas ou irregulares). Ressalta-se que esses corpos não constituem litologias distintas, mas sim atributos diagenéticos preservados no interior das litofácies carbonáticas. Essa classificação morfológica segue a nomenclatura adotada no âmbito do Projeto PRÉ-SAL II (IGEO 24.590), utilizada como referência descritiva para a caracterização visual dos testemunhos.

#### **4.2.2 Petrografia e Caracterização Microscópica**

A descrição petrográfica foi realizada em 20 lâminas, das quais 10 são provenientes do Poço A (Campo de Tupi) e 10 do Poço B (Campo de Berbigão). Para as descrições microscópicas foi utilizado um microscópio petrográfico Zeiss, modelo Axio Imager.A2m, acoplado com câmera Axiocam 208 color. As lâminas foram impregnadas com resina epóxi azul, para evidenciar os poros, e tingidas com alizarina *Red S*, com objetivo de diferenciar minerais carbonáticos. A descrição petrográfica seguiu a classificação de Borghi *et al.* (2022) e considerou atributos primários e secundários das rochas carbonáticas, incluindo composição, tamanho dos cristais, porosidade, cimento e minerais de substituição. A classificação de porosidade seguiu os critérios de Choquette & Pray (1970). Além das estruturas deformacionais presentes, com ênfase nos sistemas de veios e vênulas encaixados, os quais foram caracterizados de acordo com os seguintes aspectos: orientação, espessura, mineralogia, textura e relação estrutural com as rochas hospedeiras, de acordo com os trabalhos de Bons *et al.* (2012) e Passchier & Trouw (2005).

#### **4.2.3 Microfluorescência de Raios-X ( $\mu$ XRF)**

A análise por Microfluorescência de Raios-X ( $\mu$ XRF) foi realizada em 20 lâminas com o objetivo de identificar a distribuição dos elementos químicos e avaliar variações composicionais associadas aos veios e às litologias hospedeiras. Além disso, a técnica foi empregada como suporte complementar à identificação dos minerais em lâmina, para uma caracterização mais precisa das assembleias mineralógicas. Para isso, o espectrômetro Bruker M4 Tornado foi utilizado nas seguintes condições operacionais: pressão de vácuo de 2 mBar, tamanho do feixe de raios-X de 20  $\mu$ m por pixel e tubo de raios-X de ródio operando a 35 kV e 800  $\mu$ A. O equipamento dispõe de dois espectrômetros de fluorescência de raios-X

dispersivos por energia (EDS) com detectores Bruker XFlash 6|60 configurados para 40 keV e 275 kcps. O tempo de análise para as lâminas delgadas é de aproximadamente 15 horas a uma velocidade de 20 milissegundos por pixel. A temperatura do tubo de raios-X é mantida na faixa de 26 a 32°C. A microfluorescência foi realizada em 20 lâminas e os dados obtidos foram processados usando os softwares M4 Tornado v.1.6 e Espirit v.2.6. O processamento gera mapas químicos individuais para cada elemento alvo, bem como uma planilha detalhando a quantificação química da área analisada em termos de elementos e seus óxidos.

## 5. RESULTADOS

### 5.1 Caracterização das rochas hospedeiras

#### 5.1.1 Calcilutito

Calcilutito de coloração marrom-acinzentada (Figura 7A), com contatos inferiores retos. Apresenta laminação plano-paralela incipiente e crenulação. É composto predominantemente por calcita microcristalina (lama micrítica), com ocorrência subordinada de conchas de ostracodes. Localmente, podem ocorrer lentes de calcarenito intercaladas à lama calcítica. Podem estar presentes níveis com pirita, fragmentos fosfáticos e agregados de calcita, como shrubs e esferulitos. Ocorrem nódulos de sílica de geometria tabular e irregular; os tabulares são concordantes ao acamamento, enquanto os irregulares provocam deflexão da laminação. Fraturas e microfraturas (sub)verticais e (sub)horizontais são comuns, sobretudo nos níveis silicificados, podendo estar abertas ou preenchidas por quartzo, calcita, dolomita em sela e  $\pm$  barita. Tais estruturas podem ainda apresentar impregnação por óleo. A lama calcítica pode exibir dolomitização moderada a intensa em determinados níveis. A porosidade é geralmente baixa, com ocorrência de poros vugulares e fenestrais. Observam-se também estruturas deformacionais como injectitos, dobras convolutas, microfalhas e boudins.

#### 5.1.2 Calcarenito

Granulometria varia de areia fina a muito grossa, com predominância de areia grossa e muito grossa. Pode apresentar grânulos e seixos dispersos. O grau de seleção varia de pobremente a bem selecionado, com predominância de seleção moderada. Composto por oóides, oólitos e partículas carbonáticas indiferenciadas (Figura 7B). Podem ocorrer fragmentos de rochas vulcânicas e siliciclásticas localmente. Os clastos carbonáticos variam de arredondados a subarredondados, enquanto os fragmentos vulcânicos variam de subangulosos à subarredondados. O tamanho dos clastos varia entre 5-8mm. Os contatos podem ser retos ou erosivos. Apresenta nódulos de sílica de geometria irregular. Ocorre intercalado com calcilutitos e *shrubstones*, podendo apresentar esferulitos com crostas laminadas em algumas porções. Filmes de argila castanha também são registrados localmente. A porosidade é geralmente moderada a alta, com poros do tipo interpartícula, móldico e vugular; contudo, tende a ser baixa quando o arcabouço está cimentado por calcita, dolomita e sílica. Fraturas (sub)verticais, abertas ou cimentadas por calcita, dolomita e sílica são comuns. Ainda, tais estruturas podem estar impregnadas com óleo. Manchas irregulares são observadas nas áreas com maior substituição e/ou cimentação por calcita e sílica. Estilólitos podem ocorrer localmente.

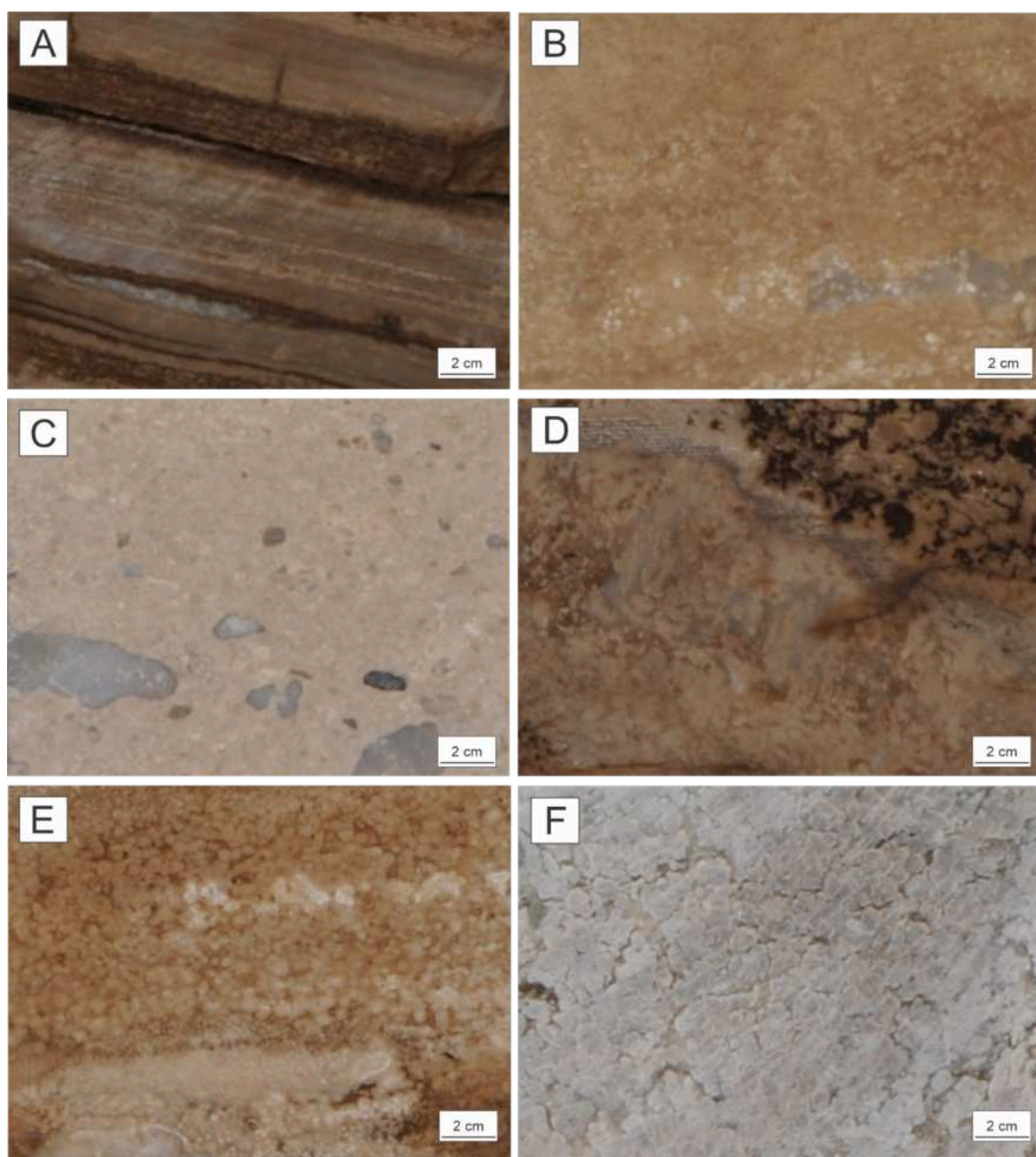


Figura 7. Litotipos carbonáticos representativos observados nos testemunhos dos poços 8-LL-4D-RJS (A) e 3-BRSA-1132-RJS (B), pertencentes à Formação Barra Velha. A. Calcilutito de cor marrom-acizentada, com presença de nódulo de sílica de geometria tabular, concordante ao acamamento. B. Calcarenito composto por clastos carbonáticos indiferenciados. C. Calcirrudito com clastos subarredondados a subangulosos de sílica. D. *Shrubstone* com porosidade interpartícula cimentada por sílica. E. *Spherulestone* laminado com manchas esbranquiçadas nas áreas com substituição por dolomita. F. *Crustone* de textura escovada e com porosidade interpartícula cimentada por sílica.



### 5.1.3 Calcirrudito

Granulometria varia de tamanho areia muito grossa a seixo. O grau de seleção varia de pobremente a bem selecionado, com predominância de seleção moderada. Composto por clastos de calcilutito, calcilutito esferulítico, *spherulestone*, além de clastos carbonáticos indiferenciados, e, raros fragmentos vulcânicos (Figura 7C). Os clastos carbonáticos são subarredondados, enquanto os fragmentos vulcânicos são subarredondados a subangulosos. Podem ocorrer fragmentos fosfáticos dispersos. O tamanho dos clastos varia entre 2-5mm. Ocorre intercalado com *shrubstones* e *spherulestones*. Os contatos são predominantemente erosivos. Observa-se a presença de nódulos de sílica de geometria irregular e tabular, deformando e fraturando o calcirrudito. Ocorre intenso fraturamento horizontal e vertical com óleo. Os nódulos de sílica também ocorrem fraturados. A porosidade é geralmente moderada a alta, manchada de óleo, com poros do tipo interpartícula, móldico, vugular e fratura; contudo, tende a ser baixa quando o arcabouço está cimentado por calcita, dolomita e sílica. Podem ocorrer associados a esferulitos e crostas calcíticas.

### 5.1.4 Shrubstone

Calcário composto por cristais de calcita fascicular que exibem padrões de crescimento fractal (*shrubs*), com dimensões variando entre 0,5 e 1,0 cm (Figura 7D). Os cristais apresentam arranjos que variam entre abertos e compactos, por vezes formando crostas coalescidas. As morfologias observadas incluem formas arbustiformes, arborescentes e dendríticas, com ocorrência de geometrias transicionais entre *shrubs* e esferulitos. As estruturas exibem bandamento horizontal com até 6 cm de espessura, caracterizado por base reta e topo dômico. Esferulitos, filmes de argila cinza-esverdeados e partículas carbonáticas indiferenciadas podem ocorrer localmente. Ocorre intercalado com crostas calcíticas, calcarenitos e *spherulestones*. Localmente brechado. Nódulos de sílica de geometria irregular e tabular são comuns, estando associados a fraturamento e fragmentação do *shrubstone*. Fraturas (sub)verticais e (sub)horizontais são frequentes, podendo estar abertas ou cimentadas por quartzo, calcita e dolomita, ou ainda, impregnadas por óleo. As áreas cimentadas por calcita, dolomita e sílica apresentam baixa porosidade, enquanto outras porções preservam boa porosidade, frequentemente impregnada por óleo. A porosidade observada é do tipo interpartícula, intrapartícula e vugular.

### 5.1.5 *Spherulestone*

Calcário laminado composto por agregados esféricos a subesféricos de calcita fibrorradial (esferulitos), comumente associados a uma matriz argilosa, dolomítica ou calcítica (Figura 7E). A granulometria dos dos esferulitos varia entre areia muito grossa e grânulo (1.0-4.0mm). Apresenta contatos côncavo-convexos e suturados. Também foram observados estilólitos. Ocorre intercalado com crostas calcíticas, calcilutitos e *shrubstones*. Podem ocorrer fragmentos fosfáticos. Apresenta aspecto mosqueado devido à intensa dolomitização. Nódulos de sílica de geometria irregular e tabular são comuns, estando associados a fraturamento e fragmentação do *spherulestone*. Fraturas (sub)verticais e (sub)horizontais são frequentes, podendo estar abertas, cimentadas por quartzo, calcita, dolomita e +/-barita, ou impregnadas por óleo. A porosidade é geralmente moderada a alta, com poros do tipo interpartícula, móldico e vugular; contudo, tende a ser baixa quando o arcabouço está cimentado por calcita, dolomita e sílica.

### 5.1.6 *Crustone*

Calcário composto por crostas calcíticas de texturas coalescentes, maciças ou escovadas (Figura 7F). Apresenta níveis com esferulitos e *shrubs*. Nódulos de sílica de geometria irregular e tabular são comuns, estando associados a fraturamento e fragmentação do *shrubs*. Ocorre intenso fraturamento. Brechado localmente. Porosidade moderada, com poros do tipo interpartícula, vugular e fratura; contudo, tende a ser baixa quando o arcabouço está cimentado por calcita, dolomita e sílica.

### 5.1.7 Argilito

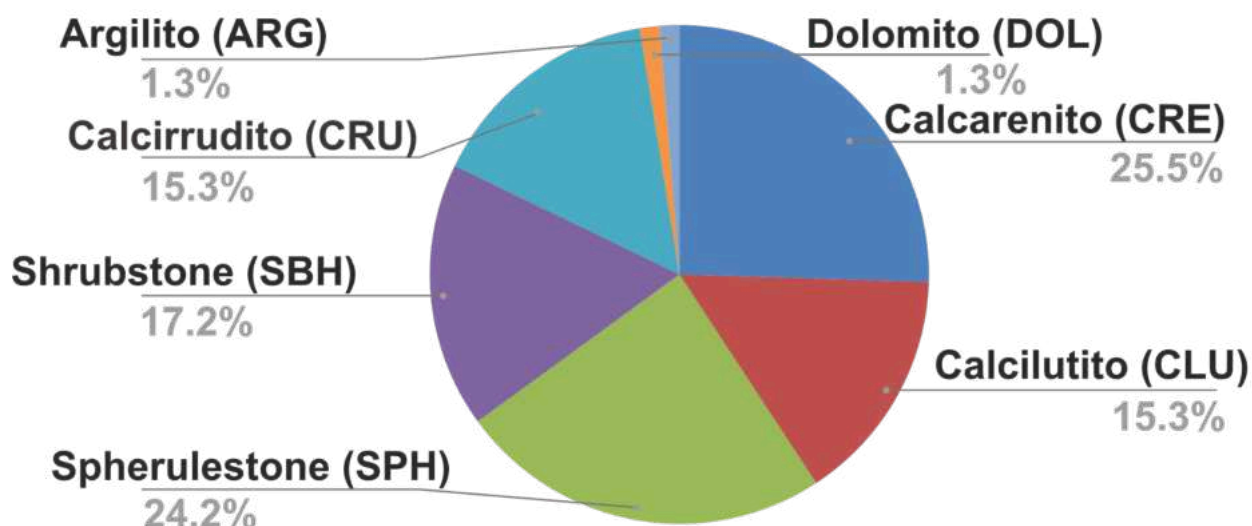
Argilito esverdeado, com lâminas calcíticas formadas por provável substituição de argila. Apresenta contatos retos. Ocorrem fragmentos fosfáticos dispersos. Foram observadas estruturas deformacionais como fraturas e falhas normais. As fraturas podem ocorrer preenchidas por sílica, dolomita e calcita. Níveis esferulíticos podem ocorrer localmente.

### 5.1.8 Dolomito

Caracterizam-se por substituição quase ou totalmente completa da fábrica carbonática original por cristais de dolomita, resultando em uma rocha recristalizada, com preservação limitada das estruturas deposicionais e texturais originais. Apresenta contatos retos na base. Pode ocorrer intercalado com nódulos de sílica de geometria tabular. Porosidade baixa, com poros do tipo fenestral, vugular e fraturas, cimentados por sílica, calcita e dolomita.

A distribuição dos principais litotipos reconhecidos nos testemunhos dos poços 8-LL-4D-RJS (A) e 3-BRSA-1132-RJS (B) é apresentada na Figura 8, auxiliando na visualização das principais litologias e sua representatividade ao longo dos intervalos analisados.

### A LITOTIPOS - POÇO 8-LL-4D-RJS (A)



### B LITOTIPOS - POÇO 3-BRSA-1132-RJS (B)

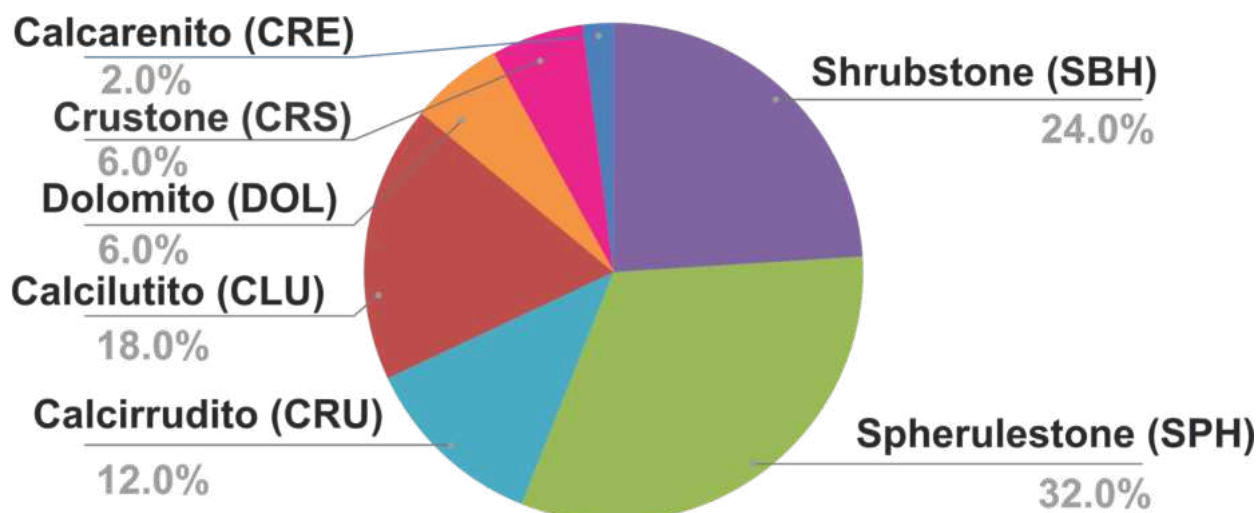


Figura 8. Distribuição percentual dos principais litotipos identificados nos testemunhos dos Poços A (Campo de Tupi) e B (Campo de Berbigão), pertencentes à Formação Barra Velha. Os gráficos ilustram a frequência relativa dos litotipos descritos ao longo dos intervalos amostrados, destacando a predominância de *spherulestone*, *shrubstone* e *calcilutito* em ambos os poços.

## 5.2 Caracterização macroscópica e microscópica dos sistemas de veios e vênulas

A partir da integração de caracterizações macroscópicas e microscópicas, foi possível distinguir três tipos de veios, hospedados nas rochas carbonáticas da Formação Barra Velha nos Poços A (Campo de Tupi) e B (Campo de Berbigão), sendo eles: V1 – Paralelos ao acamamento, V2 – Ortogonais ao acamamento e V3 – Sem orientação preferencial. Descritos no tópico a seguir.

### 5.2.1 Veios paralelos ao acamamento sedimentar – V1

Os veios e vênulas paralelos ao acamamento sedimentar (V1) possuem comprimento de <3 cm até 13 cm, e espessura entre <0.01 cm e 2 cm, são estruturas concordantes ao acamamento original das rochas hospedeiras e apresentam preenchimento por magnetita, quartzo, calcita e dolomita (Tabela 2). Vale ressaltar que os veios paralelos ao acamamento foram observados exclusivamente no testemunho do Poço A (Campo de Tupi), no qual foram identificados 13 intervalos, em que essas estruturas ocorrem predominantemente em corpos de sílica de geometria tabular hospedados em calcilutitos, *shrubstones* e *spherulestones* (Figuras 9A, 9B e 9C). Essas relações de corte permitem interpretar que a geração dos veios paralelos ao acamamento é posterior à formação dos corpos de sílica de geometria tabular observados nessas litologias hospedeiras. Adicionalmente, as relações de corte observadas em escala microscópica indicam que esses veios (V1) são cortados por fraturas de compactação, enquanto em escala macroscópica é possível observar que esse grupo de veios é cortado por fraturas verticais e veios ortogonais ao acamamento (V2), reforçando a sucessão temporal entre esses sistemas estruturais (Figura 9D).

Na descrição microscópica, foram identificados vênulas paralelas ao acamamento sedimentar homogêneas e zonadas (Tabela 2). A vênula zonada se distingue pelo preenchimento de quartzo macrocristalino nas bordas, e de dolomita em sela e calcita romboédrica no núcleo (Figura 10A). Esta vênula corta um corpo de sílica de geometria tabular, associado a um calcilutito. Vale destacar que, neste caso, o quartzo cresce ortogonalmente à parede do veio, enquanto os carbonatos se distribuem de forma aleatória, sem controle direcional. Uma das vênulas homogêneas, por sua vez, está hospedada em um *spherulestone* e apresenta preenchimento de quartzo macrocristalino em mosaico, caracterizado pelo crescimento mineral aleatório (Figura 10B).

Adicionalmente, foi identificada uma vênula homogênea de magnesita (Figura 10C) que corta um calcilutito dolomitizado. A identificação de magnesita foi confirmada por meio da análise de microfluorescência de raios X.

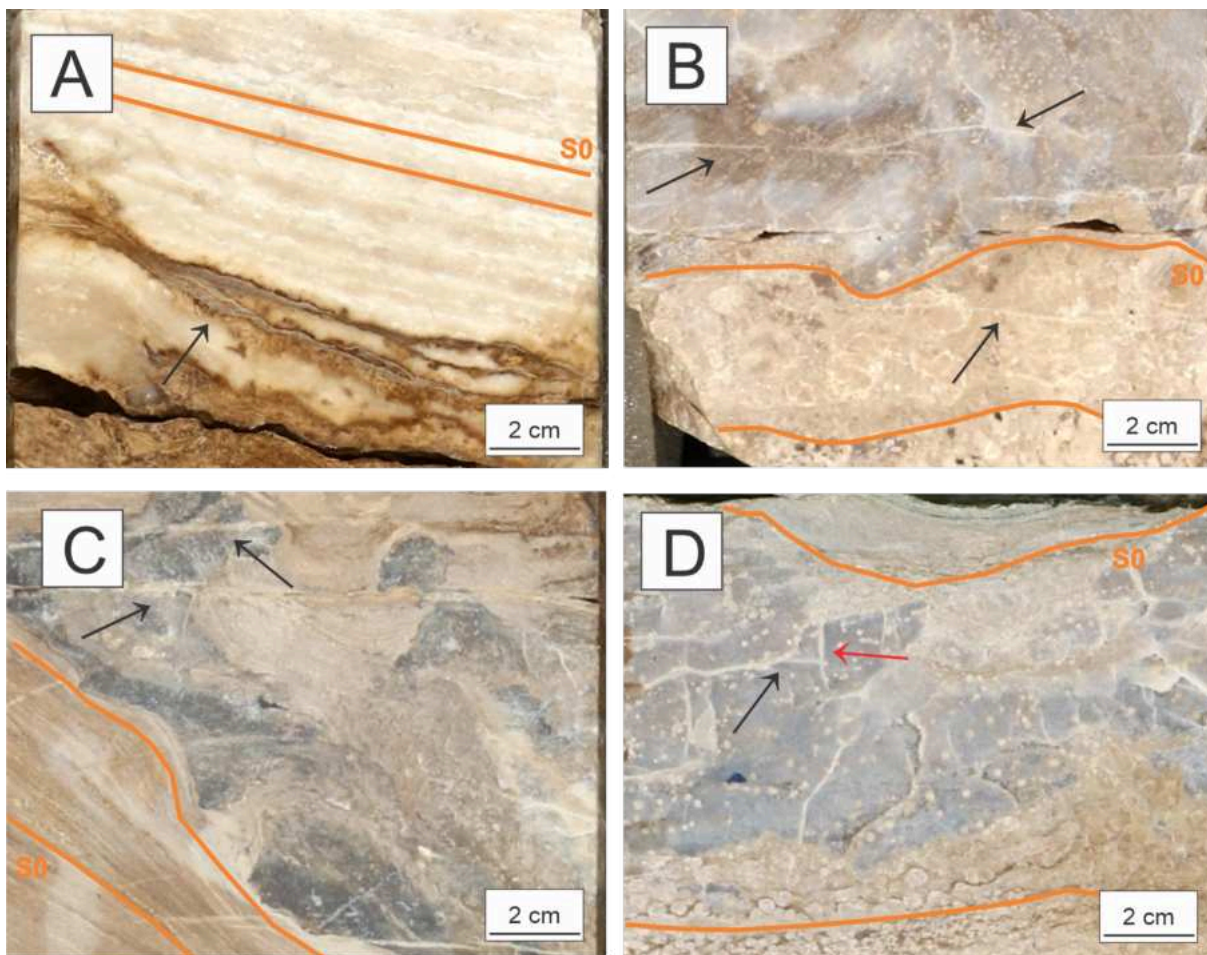


Figura 9. Veios paralelos ao acamamento sedimentar observados na macroscopia: A. Veios de quartzo e carbonato cortando calcilutito dolomitizado. B. Veios cortando *shrubstone* silicificado. C. Veios cortando calcilutito e corpo de sílica nodular. D. Veios restritos a um corpo de sílica tabular hospedado em *spherulestone*. Setas pretas indicam veios paralelos ao acamamento. Seta vermelha indica que veio V2 corta veio paralelo ao acamamento (V1). Linhas de cor laranja indicam acamamento sedimentar.



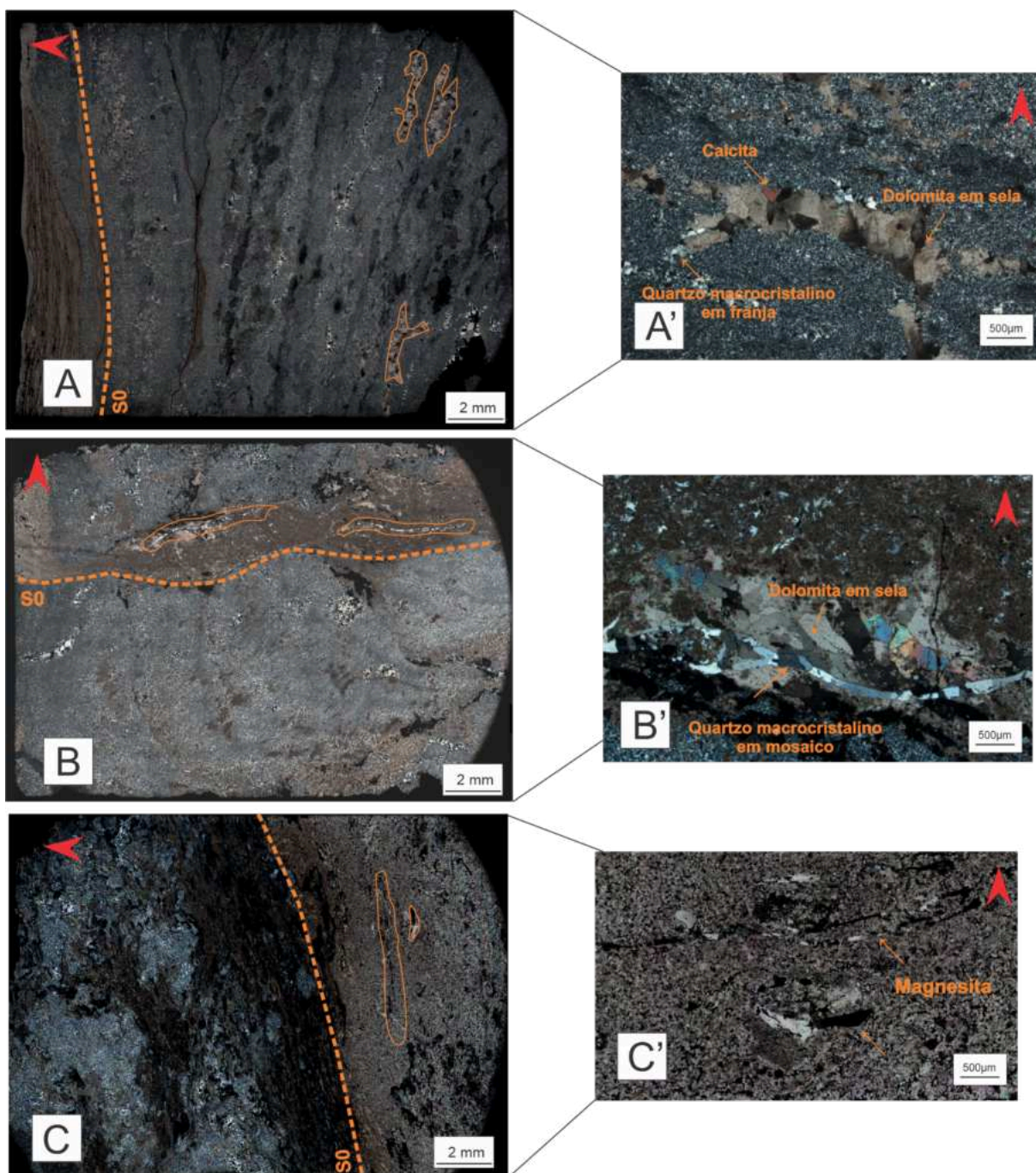


Figura 10. Fotomicrografias sob nicóis cruzados. Vênulas paralelas ao acamamento sedimentar: (A-C) Visualização geral das lâminas. (A'-C') Detalhe dos preenchimentos minerais. A-A'. Vênulas de quartzo macrocristalino em franja, dolomita em sela e calcita cortando corpo de sílica hospedado em calcilutito. B-B'. Vênula de quartzo macrocristalino em mosaico cortando *spherulestone* dolomitizado. C-C'. Vênulas de magnesita hospedadas em calcilutito dolomitizado. Linhas de cor laranja tracejadas indicam acamamento sedimentar (S0). Setas vermelhas indicam o topo.

### 5.2.2 Veios ortogonais ao acamamento sedimentar – V2

Os veios e vênulas ortogonais ao acamamento sedimentar (V2) possuem comprimento de <0.03 cm a ~6 cm, e espessura entre <0.01 cm e 0.50 cm, são estruturas discordantes ao acamamento original das rochas hospedeiras e apresentam preenchimento por quartzo, dolomita e barita (Tabela 2). No testemunho do Poço A (Campo de Tupi), essas estruturas ocorrem predominantemente cortando corpos de sílica de geometria tabular hospedados em calcilutitos e *spherulestones* (Figuras 11A, 11B, 11C e 11D). Mais raramente, esses veios podem ocorrer cortando outras litologias. No testemunho do Poço B (Campo de Berbigão), os veios ortogonais ao acamamento predominam em *spherulestones*, incluindo os corpos de sílica de geometria tabular a eles associados e em corpos de sílica tabulares hospedados em calcilutitos, enquanto *crustones* e *shrubstones* hospedam essas estruturas com menos frequência. De maneira geral, os veios ortogonais ao acamamento podem ocorrer de maneira isolada ou sob a forma de conjuntos de dois ou mais veios, e, normalmente são retilíneos, porém localmente podem apresentar ramificações. Essas relações de corte permitem interpretar que a geração dos veios ortogonais ao acamamento é posterior à formação dos corpos de sílica de geometria tabular e nodular observados nessas litologias hospedeiras.

Na microscopia, observou-se que as vênulas ortogonais ao acamamento são, em sua maioria, homogêneas, exceto apenas uma vênula zonada identificada (Figura 12) (Tabela 2). As vênulas homogêneas cortam *spherulestones* e corpos de sílica de geometria tabular hospedados em calcilutitos, distinguindo-se pela composição mineralógica. Essas estruturas são preenchidas por: (i) quartzo macrocristalino em mosaico (Figura 12A); (ii) barita macrocristalina em mosaico (Figura 12B); (iii) barita prismática e dolomita em sela (Figura 12C) e (iv) dolomita em sela. Um aspecto distintivo desse grupo é o crescimento dos minerais perpendicularmente às paredes das vênulas. Por outro lado, a única vênula zonada identificada exibe um preenchimento de quartzo macrocristalino em franja associado com dolomita em sela nas bordas (zona 1), e de dolomita em sela no núcleo (zona 2), no qual cristais crescem sem controle direcional. Esse veio foi classificado como sintaxial.

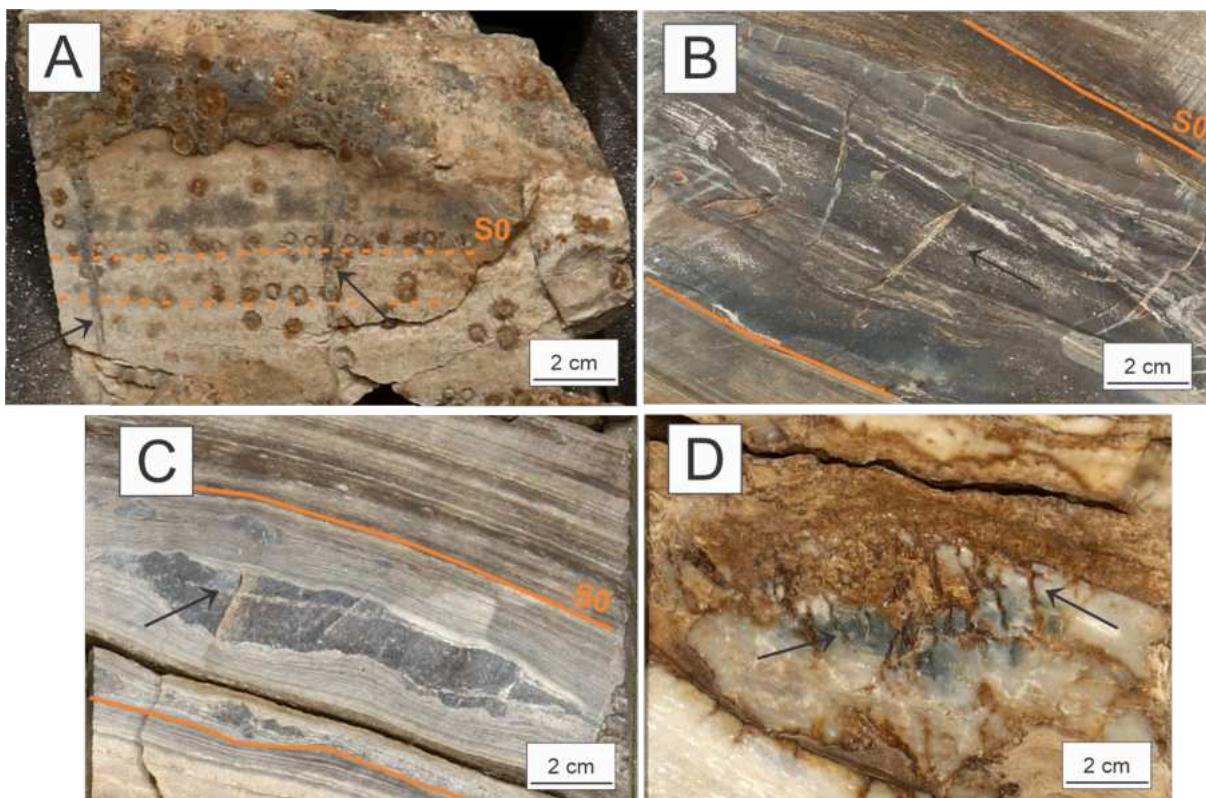


Figura 11. Veios ortogonais ao acamamento sedimentar observados na macroscopia: A. Veios de sílica cortando *spherulestone* dolomitizado. B. Veios ortogonais restritos a um corpo de sílica de geometria tabular hospedado em calcilutito. C. Veios cortando corpo de sílica tabular, hospedado em calcilutito. D. Veio cortando corpo de sílica de geometria nodular hospedado em calcilutito. Linhas de cor laranja tracejadas indicam o acamamento sedimentar (S0).



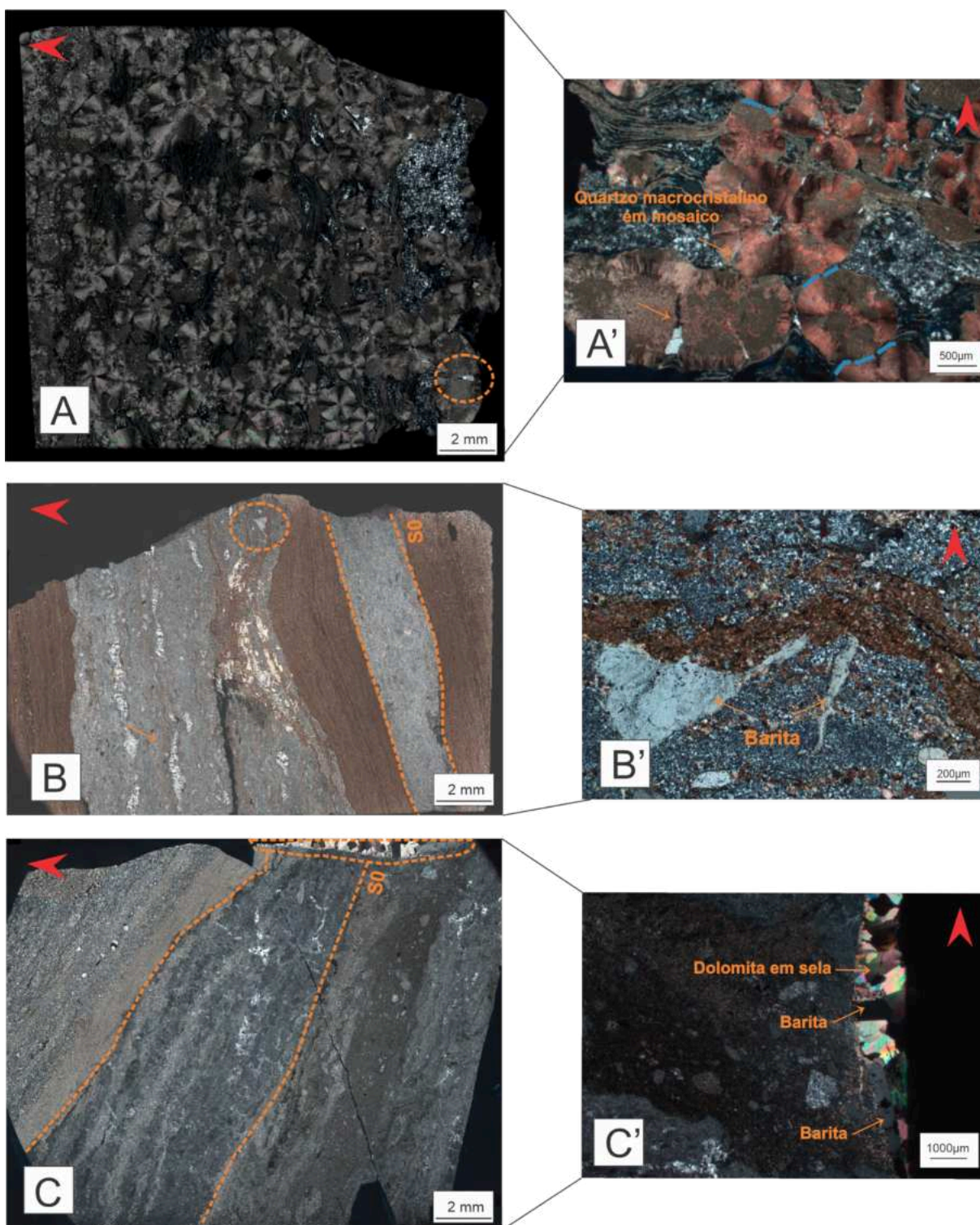


Figura 12. Fotomicrografias sob nicóis cruzados. Vênulas ortogonais ao acamamento sedimentar: (A-C) Visualização geral das lâminas. (A'-C') Detalhe dos preenchimentos minerais. A-A'. Vênulas de quartzo cortando esferulito de calcita. Linhas azuis tracejadas indicam contatos suturados. B-B'. Vênula de barita cortando corpo de sílica tabular hospedado em calcilutito. C-C'. Vênula de barita e dolomita em sela cortando corpo de sílica tabular hospedado em calcilutito. Linhas de cor laranja tracejadas indicam acamamento sedimentar (S0). Setas vermelhas indicam o topo.

### 5.2.3 Veios sem orientação preferencial – V3

Os veios desse grupo (V3) apresentam comprimentos variando de <0.03 cm a cerca de 9 cm e espessuras entre <0.01 cm e 2 cm. São caracterizados por sua distribuição irregular, sem uma orientação preferencial definida, e pelo preenchimento por quartzo, dolomita, calcita e barita (Tabela 2). No testemunho do Poço A (Campo de Tupi), foram observadas duas ocorrências dessas estruturas cortando corpos de sílica de geometria tabular hospedados em calcilutitos (Figuras 13A e 13B). Por outro lado, no testemunho do Poço B (Campo de Berbigão) foi observada uma única ocorrência desse tipo de veio cortando um *spherulestone*. Embora tenham sido observados apenas três intervalos com veios sem orientação preferencial nos testemunhos, a análise microscópica revelou uma diversidade de veios desse tipo, indicando que, em grande parte, esses veios não atingiram dimensões suficientes para serem individualizados em escala de testemunho.

A descrição microscópica permitiu identificar que as vênulas sem orientação preferencial se subdividem em: veios homogêneos, zonados, e de substituição. A única vênula de substituição identificada no intervalo estudado, corta um *shrubstone* e exibe preenchimento por dolomita em sela, se distinguindo das demais por apresentar uma zona de alteração nas suas bordas, marcada pela substituição dos *shrubs* pelo material do veio (Figura 14A).

As vênulas homogêneas e zonadas observadas em escala microscópica cortam *shrubstones*, *spherulestones*, calcilutitos e corpos de sílica tabulares, distinguem-se entre si pela composição mineralógica e pela orientação de crescimento dos minerais (Tabela 2). Essa classe de vênulas ocorre preferencialmente em rochas brechadas e de elevada porosidade (vugular e por fratura). Geralmente, essas estruturas apresentam ramificações e incorporam fragmentos das rochas encaixantes.

As vênulas homogêneas se diferenciam pelo crescimento aleatório de seus minerais, sem controle direcional e são preenchidas por: (i) quartzo macrocristalino em franja (Figura 14B); (ii) associação de dolomita em sela, barita macrocristalina em mosaico e calcita macrocristalina; (iii) associação de quartzo macrocristalino em mosaico, barita macrocristalina em mosaico e celestina fibrosa.

As vênulas zonadas ocorrem preenchidas essencialmente por quartzo macrocristalino em franja (Figuras 14C), ou associações de quartzo macrocristalino em mosaico/franja com barita macrocristalina prismática/em mosaico (Figura 15A), dolomita em sela (Figura 15B) e/ou calcita (Figuras 15C). No caso da vênula preenchida exclusivamente por quartzo macrocristalino em franja, nas duas fases de preenchimento, o mineral cresce perpendicularmente às paredes do veio, caracterizando-a como uma vênula sintaxial. Observa-se, ainda, um padrão de crescimento do tipo *crack-seal*, sugerindo episódios de reabertura dessas fraturas. Enquanto no caso das demais vênulas zonadas, os minerais das bordas apresentam crescimento ortogonal às paredes dos veios, enquanto os minerais localizados no núcleo se distribuem de maneira aleatória.

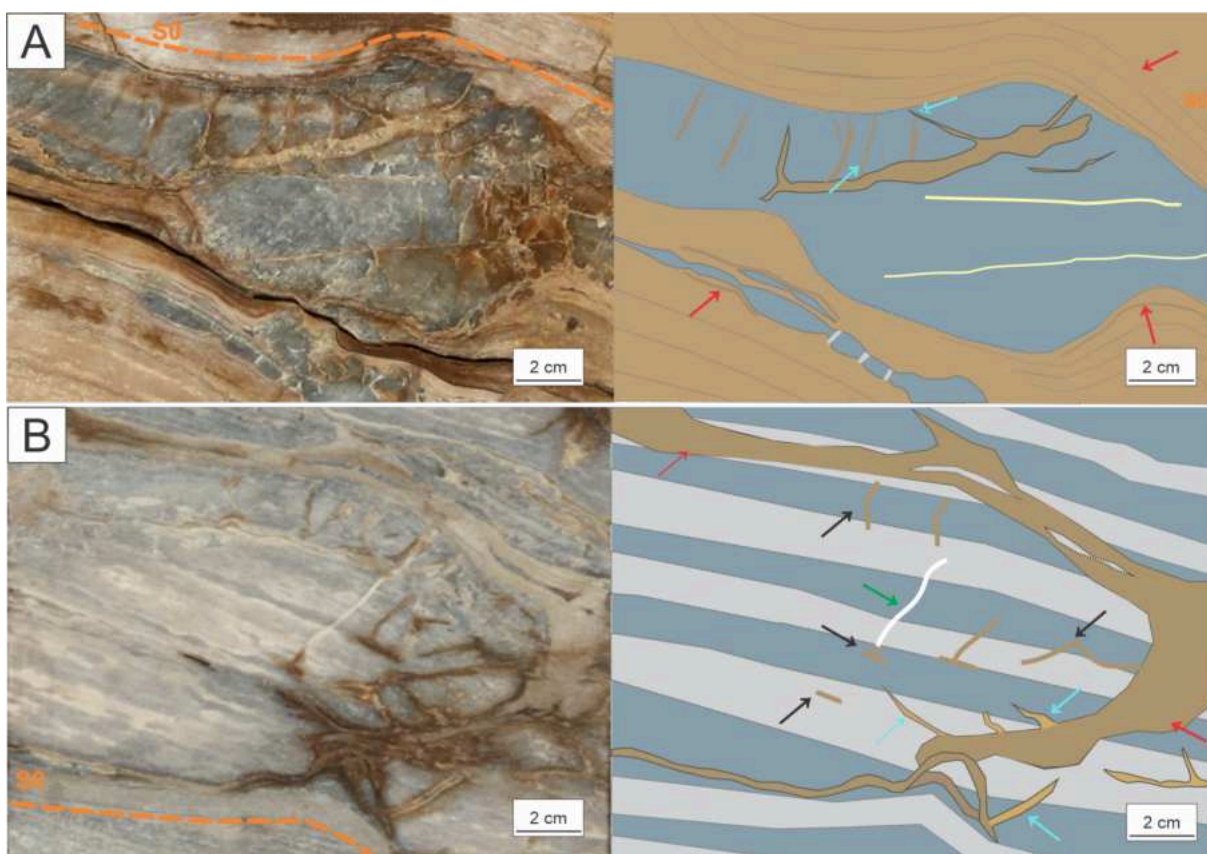


Figura 13. Veios sem orientação preferencial observados na macroscopia: A. Veio cortando corpo de sílica de geometria nodular hospedado em calcilutito. Seta azul indica que veio sem orientação preferencial corta veio ortogonal ao acamamento sedimentar. Seta vermelha indica deformação causada na laminação pelo corpo de sílica. B. Veios sem orientação preferencial corpo de sílica de geometria tabular hospedado em calcilutito. Setas pretas indicam fraturas com óleo. Seta vermelha indica infiltração de material em superfícies de descontinuidade entre nódulos de sílica. Setas azuis indicam preenchimento por minerais de sílica e/ou carbonatos nas ramificações do veio. Seta verde indica veio vertical preenchido por sílica e/ou carbonatos. Linhas de cor laranja indicam acamamento sedimentar (S0).



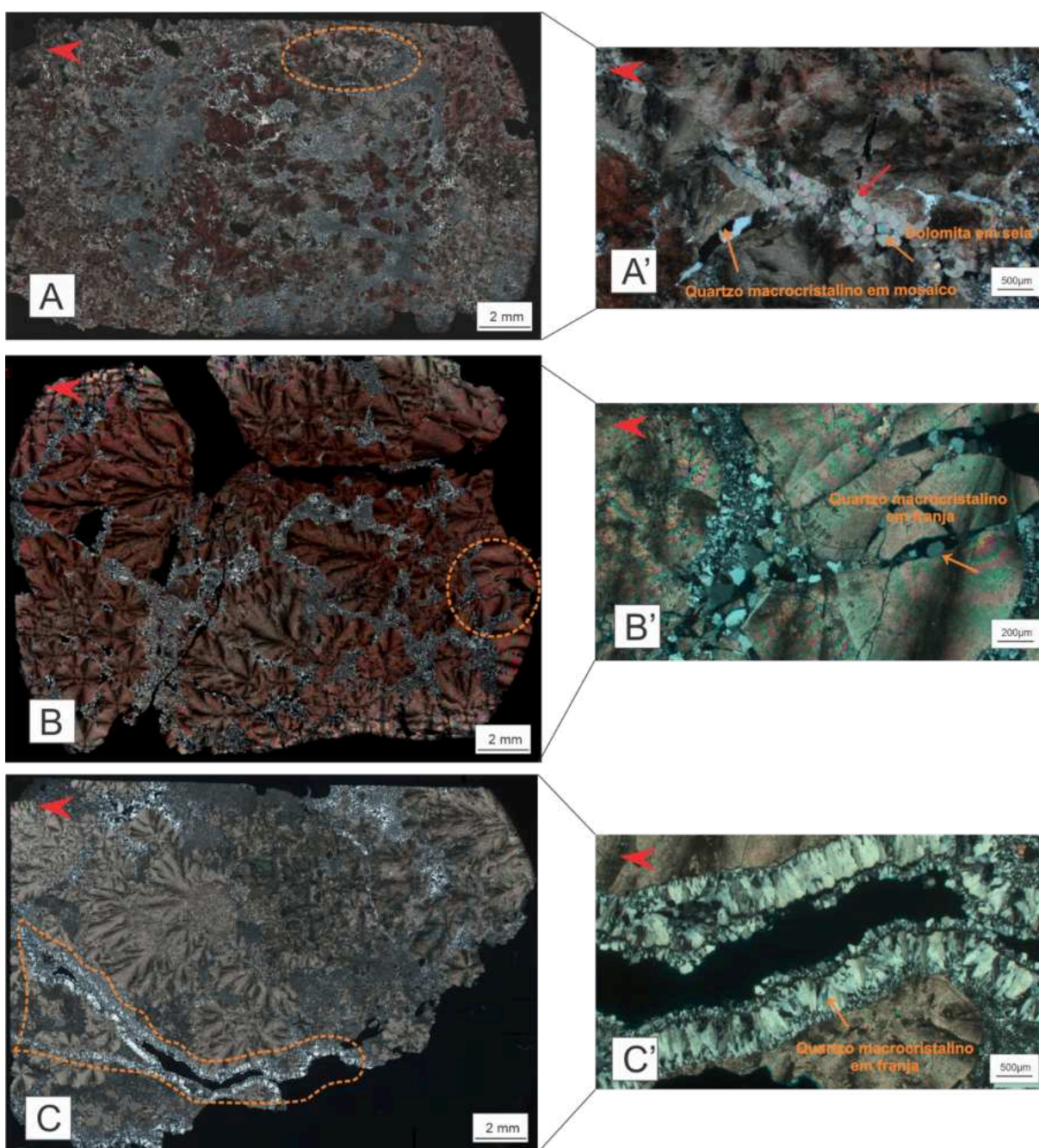


Figura 14. Fotomicrografias sob nicóis cruzados. Vênulas sem orientação preferencial: (A-C) Visualização geral das lâminas. (A'-C') Detalhe dos preenchimentos minerais. A-A'. Vênula de dolomita em sela com uma zona de alteração nas suas bordas, marcada pela substituição da rocha hospedeira pelo material da vênula. A vênula de dolomita corta vênulas de quartzo. B-B'. Vênulas de quartzo cortando *shrubstone*. Rocha brechada localmente. C-C'. Vênula sintaxial de quartzo cortando *shrubstone*, com duas fases de preenchimento (*Crack and seal*).



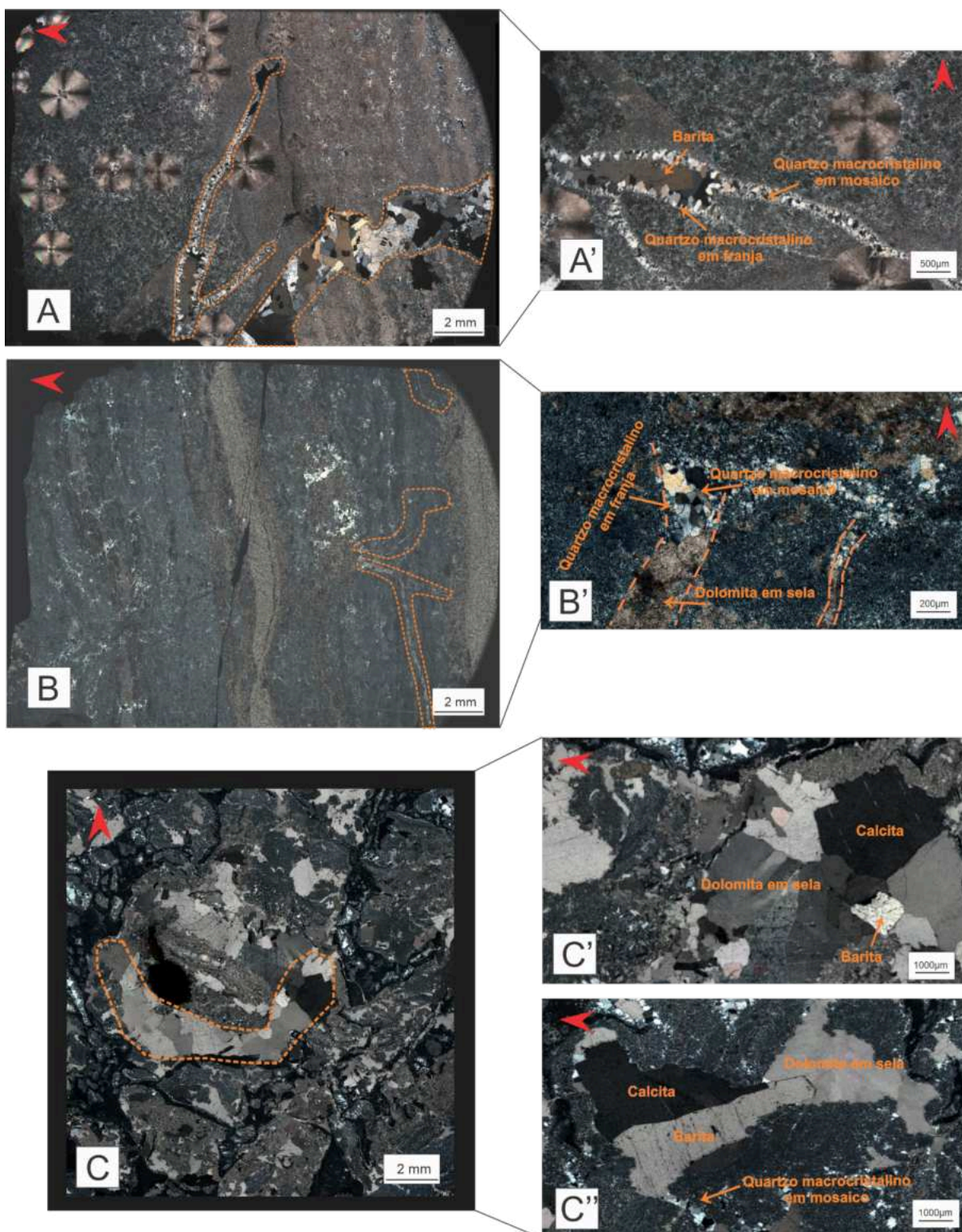


Figura 15. Fotomicrografias sob nicóis cruzados. Vênulas sem orientação preferencial: (A-C) Visualização geral das lâminas. (A'-C'). Detalhe dos preenchimentos minerais. A-A'. Vênulas de quartzo e barita cortando *spherulestone* silicificado. B-B'. Vênula de quartzo e dolomita em sela em mosaico cortando corpo de sílica de geometria tabular hospedado em calcilutito. C-C'. Vênula de barita, dolomita em sela e calcita cortando corpo de sílica tabular hospedado em calcilutito. C-C''. Vênula de quartzo, dolomita, barita e calcita cortando corpo de sílica de geometria tabular hospedado em calcilutito.

Análises pontuais de microfluorescência de raios-X realizadas em lâminas contendo vênulas sem orientação preferencial revelaram que os cristais de barita presentes nesses veios apresentam teor médio de estrôncio de 3.10% (intervalo de 0.9-17.0%). Os dados foram obtidos a partir de mapeamentos químicos nas lâminas de interesse (Figura 16).

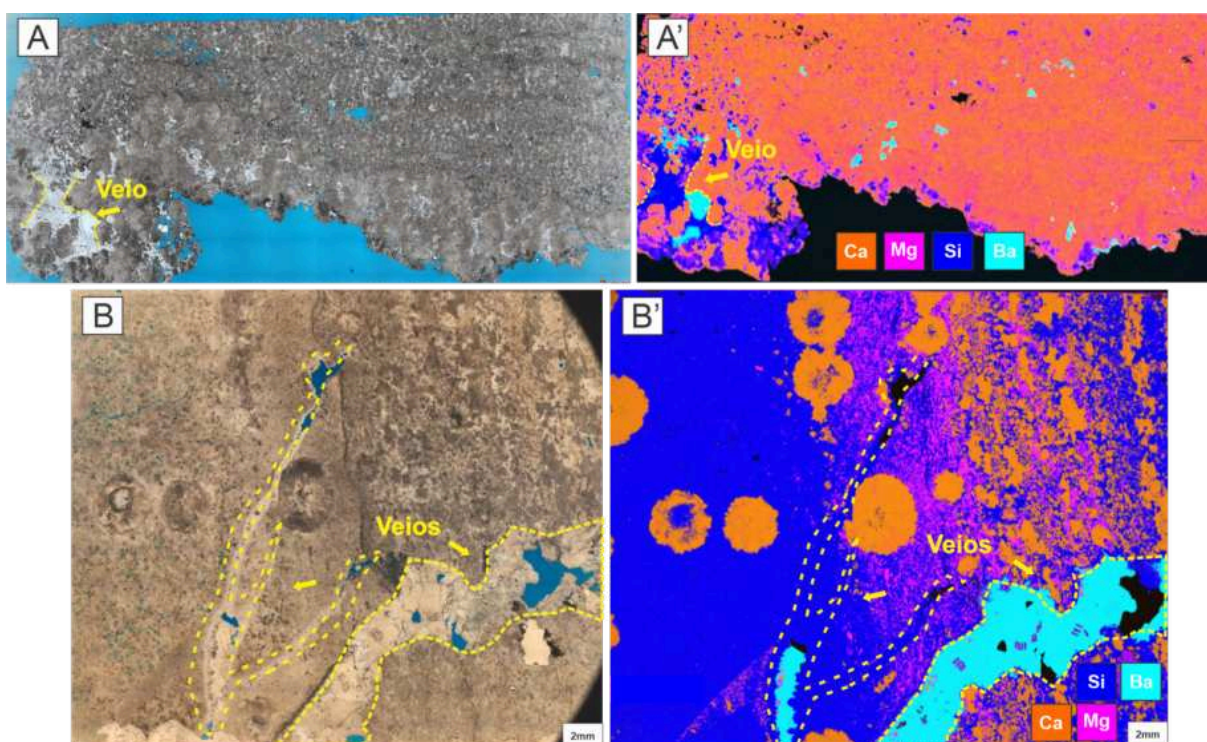


Figura 16. Fotomicrografias sob nicóis paralelos (A e B) e mapas de distribuição elementar obtidos por microfluorescência de raios X (A' e B') em lâminas contendo vênulas sem orientação preferencial. Os mapas revelam a composição mineralógica das vênulas, com destaque para a presença de barita (rica em Ba e com teores variáveis de Sr) e celestina. As cores nos mapas representam a distribuição dos principais elementos: Ca (vermelho), Mg (rosa), Si (azul) e Ba (ciano). As vênulas estão indicadas por linhas tracejadas amarelas.



#### 5.2.4 Estruturas secundárias e observações complementares

Foram identificadas, nos testemunhos dos Poços A e B, estruturas sedimentares e deformacionais que não se enquadram nos três grupos principais de veios descritos neste trabalho, mas que fornecem subsídios relevantes para a compreensão dos processos pós-deposicionais e dos episódios de deformação. Tratam-se de dobras convolutas, injectitos, fraturas alargadas por dissolução, microfalhas e brechas.

A distribuição dessas estruturas varia nos dois testemunhos analisados. No testemunho do Poço A (Campo de Tupi), ocorrem dobras convolutas (Figura 17A), injectitos (Figura 17B) e fraturas abertas impregnadas por óleo (Figura 17C), concentradas em intervalos específicos. No testemunho do Poço B (Campo de Berbigão), por sua vez, predominam fraturas alargadas por dissolução (Figura 18A), brechas (Figura 18B), microfalhas (Figura 18C), além de fraturas impregnadas por óleo. As diferenças observadas entre os testemunhos refletem a atuação de processos pós-deposicionais distintos em intervalos específicos da Formação Barra Velha.

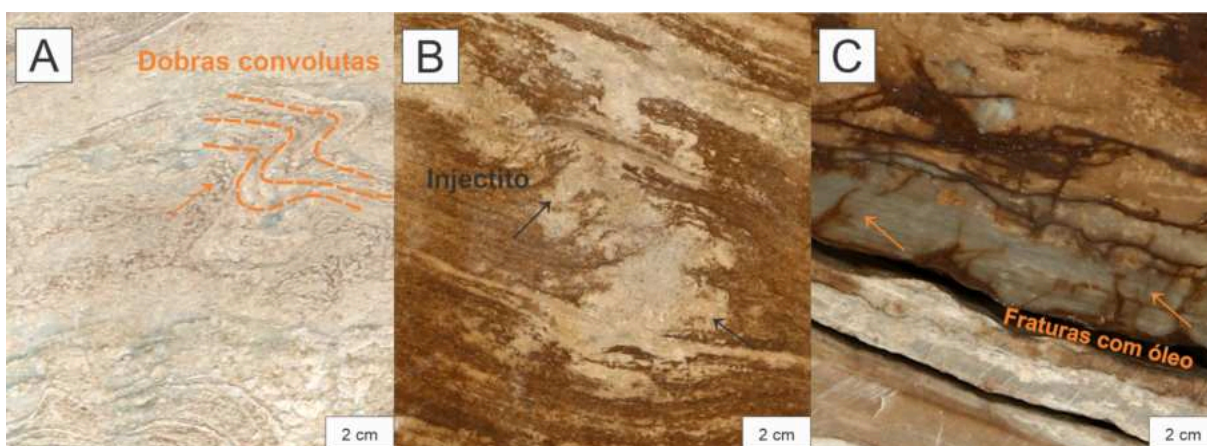


Figura 17. Estruturas observadas no Testemunho do Poço A (Campo de Tupi). A. Dobras convolutas preservadas em calcilutito, associadas a processos de deformação sin-sedimentar. B. Corpo de calcarenito injetado em calcilutito, resultado da mobilização e expulsão de sedimento não consolidado. C. Fraturas restritas ao interior de corpo de sílica tabular, impregnadas com óleo.

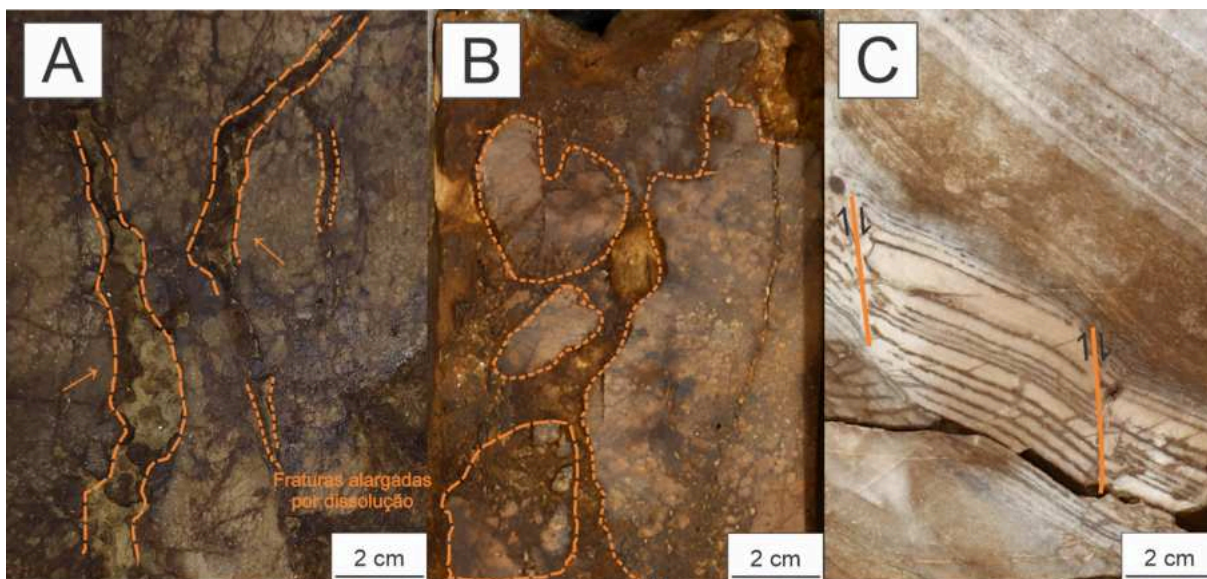


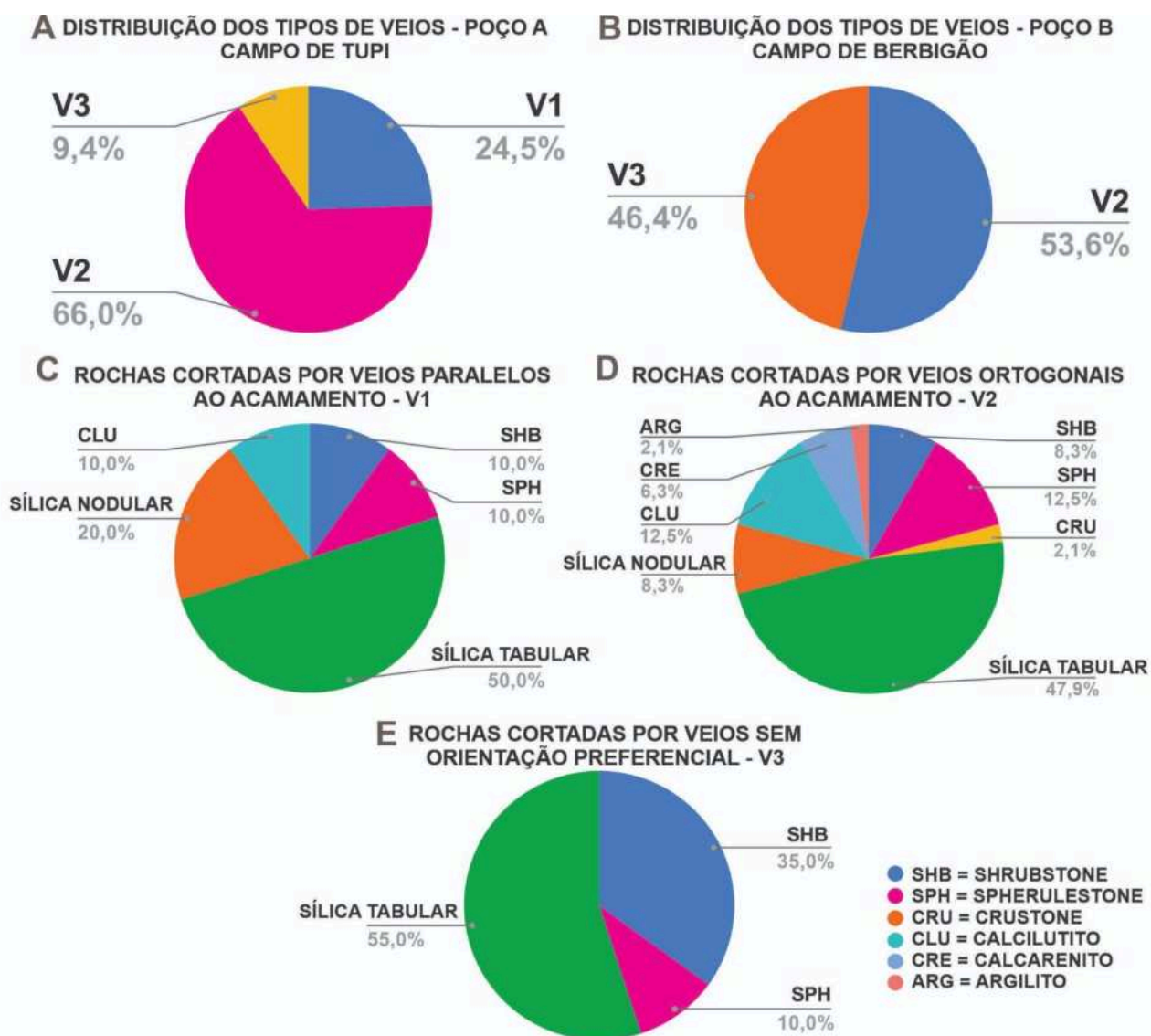
Figura 18. Estruturas observadas no Testemunho do Poço B (Campo de Berbigão). A. Fraturas alargadas por dissolução em *shrubstone*, com preenchimento parcial por cristais de quartzo e calcita. B. *Shrubstone* intensamente fraturado e brechado, com algumas vênulas parcialmente preenchidas por sílica. C. Microfalhas normais em calcilutito dolomitizado.

### 5.2.5 Distribuição espacial ao longo da Formação Barra Velha

Os três tipos de veios foram identificados no Poço A (Figura 19A), enquanto no Poço B ocorrem apenas veios ortogonais ao acamamento sedimentar e o tipo sem orientação preferencial (Figura 19B). Os veios paralelos ao acamamento ocorrem exclusivamente no Poço A (Figura 19C). Os diferentes tipos de veios apresentam variações na frequência e distribuição entre as rochas hospedeiras analisadas, sendo os veios ortogonais ao acamamento (V1) os mais frequentes em ambos os poços (Figura 19D), enquanto os veios sem orientação preferencial (V3) ocorrem com menor frequência (Figura 19E). Observa-se, ainda, que os três tipos de veios ocorrem preferencialmente nos corpos de sílica de geometria nodular e tabular hospedados nos litotipos carbonáticos.

A seguir, os perfis estratigráficos esquemáticos (escala 1:40) são apresentados com a respectiva distribuição dos três tipos de veios identificados em profundidade (Figuras 20 e 21).





"Sílica tabular" e "sílica nodular" referem-se à morfologia dos intervalos silicificados no interior das rochas carbonáticas. Os termos foram utilizados aqui como categorias descritivas simplificadas para evidenciar a frequência de veios em porções silicificadas. Esses termos não correspondem à litologia, mas a zonas de silicificação preservadas nas rochas hospedeiras.

Figura 19. Distribuição dos tipos de veios nos intervalos estudados: A. Distribuição dos Veios V1, V2 e V3 no Testemunho do Poço A (Campo de Tupi). B. Distribuição dos Veios V2 e V3 no Testemunho do Poço B (Campo de Berbigão). C. Rochas Hospedeiras dos Veios V1 (paralelos ao acamamento sedimentar). D. Rochas Hospedeiras dos Veios V2 (ortogonais ao acamamento sedimentar). E. Rochas Hospedeiras dos Veios V3 (sem orientação preferencial).

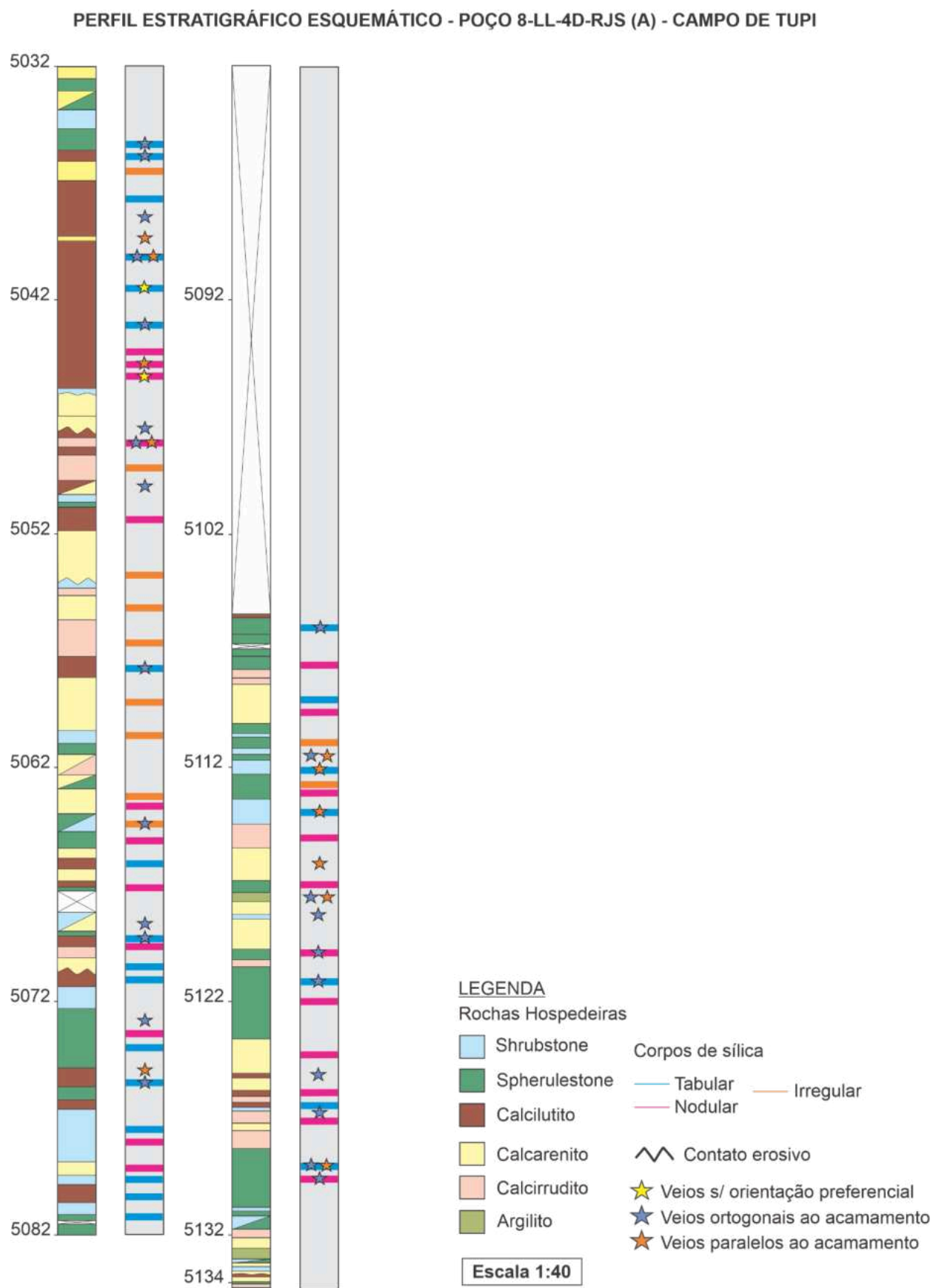


Figura 20. Distribuição dos tipos de veios e vênulas identificados ao longo do testemunho do Poço A (Campo de Tupi). Perfil estratigráfico esquemático elaborado no âmbito do Projeto Pré-Sal II.

PERFIL ESTRATIGRÁFICO ESQUEMÁTICO - POÇO 3-BRSA-1132-RJS (B) - CAMPO DE BERBIGÃO

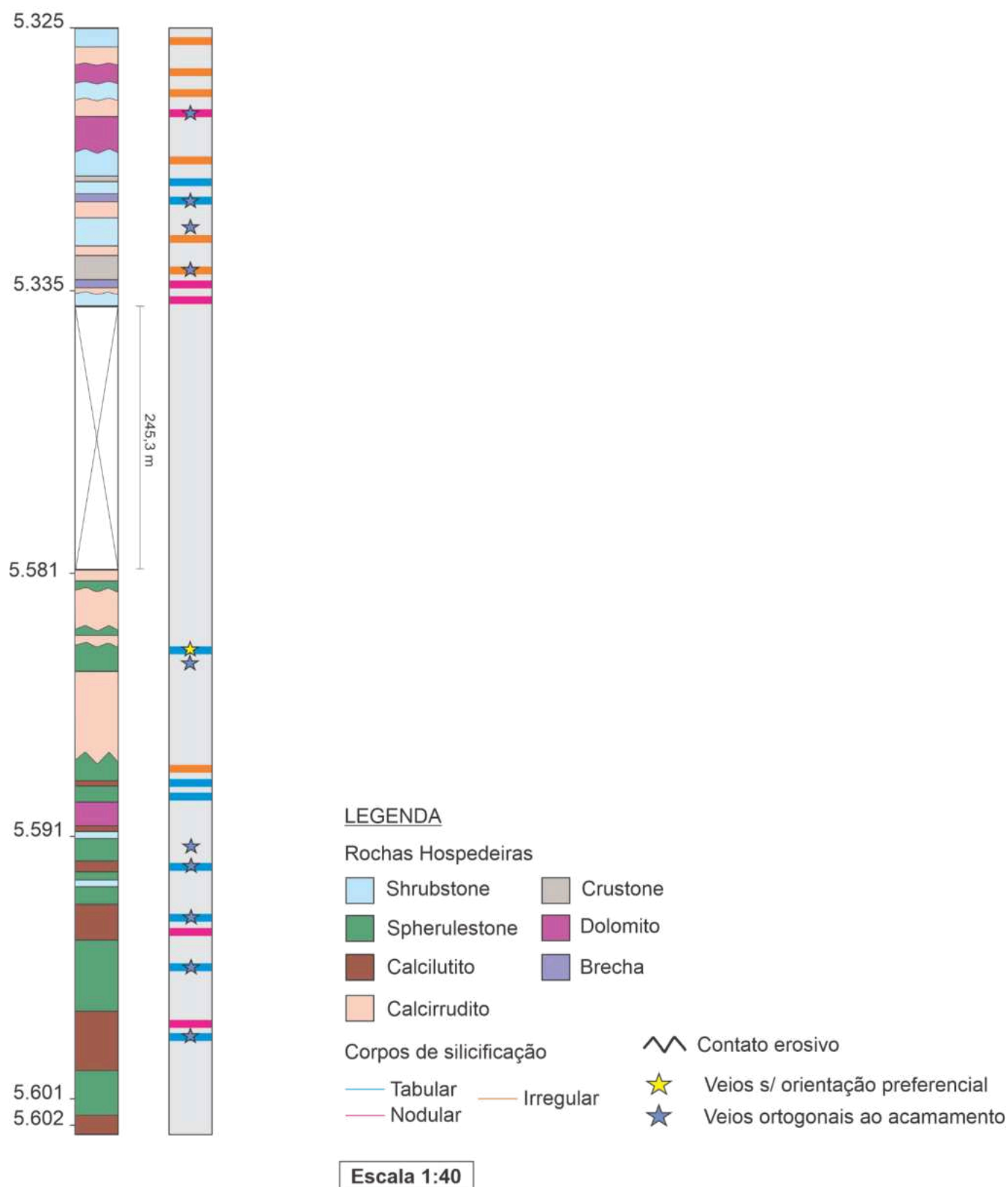


Figura 21. Distribuição dos tipos de veios e vênulas identificados ao longo do testemunho do Poço B (Campo de Berbigão). Perfil estratigráfico elaborado no âmbito do Projeto Pré-Sal II.

**Tabela 2. Resumo geral das características macro e microscópicas dos tipos de veios estudados.**

<b>Tipo de veio</b>	<b>Poços</b>	<b>Composição mineralógica</b>	<b>Características Macroscópicas</b>	<b>Características Microscópicas</b>	<b>Rochas Hospedeiras</b>
Paralelos ao acamamento V1	Apenas A	Magnesita macrocristalina Quartzo macrocristalino em mosaico Quartzo macrocristalino em franja + Dolomita em sela + Calcita	Estruturas concordantes ao S <sub>0</sub>	Homogêneos Zonados  Crescimento dos minerais perpendicular às paredes dos veios e/ou crescimento dos minerais aleatório Textura em mosaico e franja	Calcilutitos silicificados <i>Spherulestones</i> silicificados <i>Shrubstones</i> silicificados Calcarenitos Argilitos
Ortogonais ao acamamento V2	A e B	Quartzo macrocristalino em mosaico Barita macrocristalina Dolomita em sela + Barita prismática Quartzo + Dolomita em sela	Estruturas discordantes ao S <sub>0</sub> , predominantemente isoladas; localmente ramificadas.	Homogêneos Zonados  Crescimento dos minerais perpendicular às paredes dos veios e/ou crescimento dos minerais aleatório Textura em mosaico e franja	Calcilutitos silicificados <i>Spherulestones</i> silicificados <i>Shrubstones</i> silicificados
Sem orientação preferencial V3	A e B	Quartzo macrocristalino em franja + Barita prismática/mosaico Quartzo + Dolomita em sela + Calcita + Barita Quartzo macrocristalino em franja + Dolomita em sela Quartzo macrocristalino em franja/mosaico Dolomita em sela	Estruturas discordantes ao S <sub>0</sub> São comuns em litologias brechadas ou em zonas com alta porosidade vugular	Homogêneos Zonados Substituição  Crescimento dos minerais perpendicular às paredes dos veios e/ou crescimento dos minerais aleatório Textura em mosaico e franja	Calcilutitos silicificados <i>Spherulestones</i> silicificados <i>Shrubstones</i> silicificados

## 6. DISCUSSÃO

Neste trabalho, os veios e vênulas descritos em escalas macro e microscópica são interpretados como registros de múltiplos episódios de fraturamento, os quais teriam favorecido a circulação de fluidos e a subsequente precipitação mineral (Passchier & Trouw, 2005; Fossen, 2012; Bons *et al.*, 2012).

Três fases principais de deformação foram reconhecidas na Formação Barra Velha a partir da análise da geometria e das relações de corte entre os veios:

(I) F1 – fase pré-compactação, relacionada a processos eodiagenéticos, condicionados pelas oscilações da lâmina d'água e pela alternância entre ambientes subaéreos e saturados, com a geração de fraturas precoces por dissecação;

(II) F2 – uma fase sin-compactação, transicional entre a eo- e a mesodiagênese, vinculada ao avanço do soterramento, à compactação mecânica e/ou à atuação de eventos sísmicos, com fraturamento por acomodação diferencial e/ou por contração;

(III) F3 – uma fase pós-compactação, marcada pela abertura de fraturas associadas à sobrepressão de fluidos e/ou à influência de regimes tectônicos tardios.

A abertura das fraturas ao durante as três fases de deformação (F1, F2 e F3), combinada com a circulação de fluidos e a precipitação mineral, foi fundamental para o desenvolvimento dos três diferentes tipos de veios (V1, V2 e V3) estudados neste trabalho.

Vale ressaltar que a abertura das fraturas e seu subsequente preenchimento mineral não necessariamente ocorreram de forma simultânea, ou mesmo durante a mesma fase diagenética, uma vez que fraturas geradas em estágios iniciais da diagênese podem ter permanecido abertas, ou parcialmente abertas, sendo posteriormente cimentadas em fases diagenéticas mais avançadas, durante episódios subsequentes de circulação de fluidos.

Com base na análise integrada das relações de corte observadas em escala macro e microscópica, assim como em evidências diagenéticas e estruturais complementares, propõe-se um quadro esquemático para a evolução temporal dos eventos diagenéticos e estruturais registrados nos testemunhos (Figura 22).

### 6.1 Mecanismos de abertura de fraturas

Fraturas são descontinuidades mecânicas planas ou subplanas, caracterizadas pela perda da coesão dos corpos rochosos, formadas em resposta a esforços externos (tectônicos) ou internos (térmicos ou residuais) (Gudmundsson, 2011; Fossen, 2012). Nesse contexto, a origem dos grupos de veios V1, V2 E V3 está condicionada à existência prévia de fraturas paralelas (F1) e ortogonais ao acamamento (F2), bem como de fraturas sem orientação preferencial (F3), respectivamente. Embora o fraturamento seja comumente atribuído a esforços tectônicos, é importante notar que processos diagenéticos, como dissecação, sinérese, mineralização autigênica e soterramento, também constituem mecanismos efetivos de fraturamento em rochas carbonáticas (Zeng *et al.*, 2016; McMahon *et al.*, 2017; Meng *et al.*, 2021; Lai *et al.*, 2022).

Os veios paralelos ao acamamento (V1), exclusivos do testemunho do Poço A (Campo de Tupi), ocorrem predominantemente encaixados em corpos de sílica tabular, calcilutitos e *spherulestones* laminados. Observa-se ainda que esses veios são cortados por fraturas verticais, o que permite inferir que se desenvolveram anteriormente ao estágio de compactação mecânica, configurando-se como estruturas pré-compactação.

A morfologia tabular da sílica, concordante com os calcilutitos laminados, e a deflexão da laminação provocada por esses corpos sugerem formação anterior à compactação mecânica, sendo compatível com processos de formação precoce/eodiagenéticos (Sartorato *et al.*, 2020; Pereira *et al.*, 2023). Nesse contexto, uma possível causa para o fraturamento da sílica precoce seria a dissecação, promovida por oscilações da lâmina d'água na zona vadosa durante períodos secos, com geração de fraturas sub-horizontais em momentos de exposição subaérea (Bustillo & Alonso-Zarza, 2007) (Figura 23A). Padrões semelhantes de fraturamento F1 também são observados em *spherulestones* e calcilutitos, embora nesses casos provavelmente estejam mais associados à sinérese, processo no qual variações químicas influenciam a desidratação de argilas magnesianas, favorecendo a abertura de fraturas sub-horizontais (Carvalho *et al.*, 2022; Carramal *et al.*, 2022) (Figura 23A).

A ausência de evidências de deformação tectônica no Poço A (Campo de Tupi) reforça a interpretação de que as fraturas paralelas ao acamamento (F1) resultam de processos físico-químicos da diagênese inicial, capazes de gerar variações volumétricas e o desenvolvimento de tensões internas.

Veios ortogonais ao acamamento sedimentar (V2), por sua vez, foram observados nos testemunhos e lâminas dos Poços A (Campo de Tupi) e B (Campo de Berbigão). As relações de corte observadas indicam que essas estruturas são posteriores à formação dos corpos de sílica tabulares e nodulares hospedados nos litotipos carbonáticos, reforçando a interpretação de que a sílica se originou precocemente, ainda nas fases iniciais da diagênese.

Em ambos os testemunhos, essas estruturas ocorrem predominantemente restritas ao interior de corpos de sílica tabular, o que evidencia um controle reológico associado ao contraste de competência entre os minerais de sílica e os carbonatos adjacentes (Giménez-Montsant, 1999; Bustillo, 2010).

Considerando essa configuração, uma hipótese plausível para a gênese de veios V2 envolve a atuação de tensões horizontais induzidas pelo soterramento progressivo, uma vez que a sobrecarga sedimentar tende a favorecer a abertura de fraturas verticais (F2) (McMahon *et al.*, 2017). A maior competência da sílica em relação à calcita e à dolomita teria favorecido a concentração de tensões nos corpos de sílica durante a compactação mecânica, tornando-os zonas preferenciais para a nucleação das fraturas (Li *et al.*, 2022; Terra *et al.*, 2024) (Figura 23B).

Por outro lado, no testemunho do Poço A, os veios ortogonais ao acamamento (V2), também ocorrem cortando os litotipos carbonáticos (calcilutitos, *spherulestones*, *shrubstones* e calcarenitos). Nesse mesmo testemunho, foram observadas estruturas sedimentares como dobras convolutas e injectitos, indicando que durante a deposição ou imediatamente após, o depósito carbonático foi submetido a perturbações capazes de mobilizar os sedimentos ainda inconsolidados (Owen *et al.*, 2011). Diante disso, considera-se possível que parte das fraturas F2, no testemunho do Poço A, tenha se formado em resposta a eventos sísmicos (McMahon *et al.*, 2017) (Figura 23B). Uma vez que sismos podem induzir processos como liquefação e fluidização, elevando a pressão de poro nos sedimentos ainda inconsolidados — condição que favorece a geração de fraturas verticais por contração, associadas à expulsão de água intersticial dos depósitos carbonáticos (Terra *et al.*, 2024).

Os veios sem orientação preferencial (V3) ocorrem predominantemente em corpos de sílica tabular, calcilutitos, *spherulestones* e *shrubstones*. As relações de corte indicam que esse grupo de veios é posterior aos veios ortogonais ao acamamento sedimentar, o que permite interpretá-los como estruturas pós-compactação.

Os contextos estruturais e diagenéticos observados nos testemunhos dos Poços A e B são distintos e refletem diferenças nos processos deformacionais e pós-deposicionais que atuaram em cada intervalo da Formação Barra Velha.

O testemunho do Poço B exibe um conjunto de feições de caráter estrutural e diagenético significativamente mais complexo. Fraturas abertas são frequentes — muitas com características de alargamento por dissolução, gerando poros vulgares associados — além da ocorrência de brechas e microfalhas. Nas lâminas, observa-se uma quantidade expressiva de veios (V3), dos quais alguns apresentam texturas do tipo *crack-and-seal*, sugerindo múltiplos episódios de fraturamento e cimentação. A recorrência dessas estruturas, aliada às evidências de dissolução, indica a atuação de um regime tectônico mais ativo, associado a um contexto diagenético marcado por maior permeabilidade e circulação prolongada de fluidos (Lima & De Ros, 2019; Lima *et al.*, 2020).

Nesse caso, o fraturamento pode estar vinculado ao desenvolvimento de zonas de dano associadas a falhas, nas quais o acúmulo de tensões heterogêneas promove a nucleação de fraturas secundárias, com distribuição espacial difusa e orientação variável (Kim *et al.*, 2004) (Figura 23C). Essa interpretação é compatível com estudos estruturais anteriores, que identificaram uma zona de dano de falha em um intervalo do Poço B (Campo de Berbigão) e relacionaram sua ocorrência, bem como a das fraturas associadas, à circulação de fluidos hidrotermais e a processos de carstificação (Menezes *et al.*, 2025).

Por outro lado, no testemunho do Poço A, a ocorrência de veios (V3) é mais pontual. A identificação de uma brecha hidráulica em lâmina indica possível sobrepressão de fluidos, sugerindo fraturamento hidráulico localizado (Figura 23D). A ausência de feições que indiquem fraturamento extensivo ao longo do testemunho descarta um controle tectônico expressivo, e, corrobora com a hipótese de sobrepressão de fluidos, possivelmente induzida por processos diagenéticos em litofácies de baixa permeabilidade (Meng *et al.*, 2021).



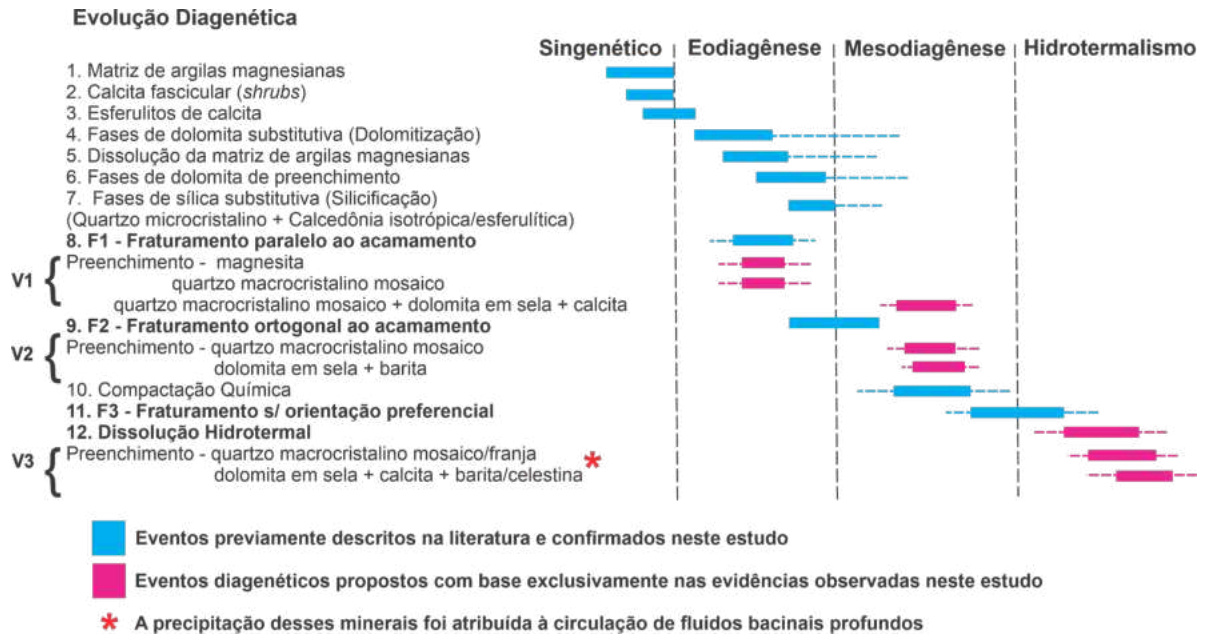


Figura 22. Quadro de eventos diagenéticos elaborado com base nas evidências observadas nos testemunhos dos Poços A e B. As barras horizontais indicam a estimativa do tempo relativo de ocorrência dos processos, ao longo das fases de diagênese (singenética, eodiagênese, mesodiagênese) e dos eventos de circulação de fluidos hidrotermais. Os eventos previamente descritos na literatura foram incorporados com base em Lima & De Ros (2019) e Menezes *et al.* (2025).

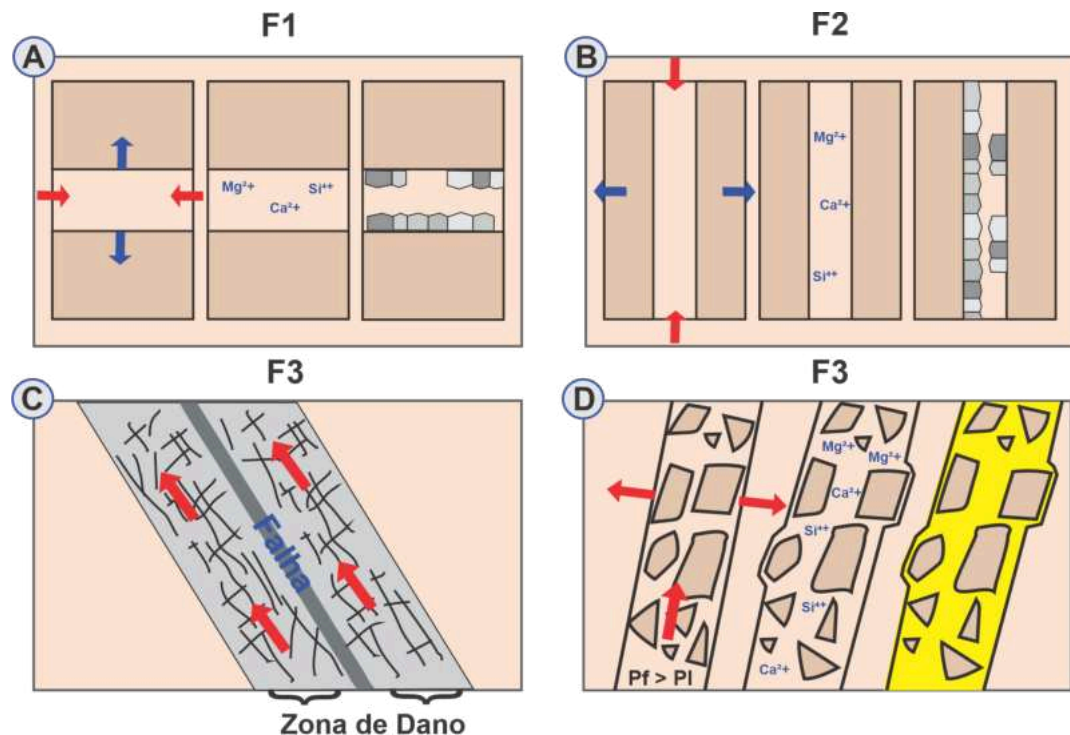


Figura 23. Esquema interpretativo dos mecanismos de abertura de fraturas nas fases F1, F2 e F3. A. F1: Formação de fraturas paralelas ao acamamento por contração (dissecação/sinérese). B. F2: Fraturas ortogonais ao acamamento, abertas por compactação mecânica ou atividade sísmica. C. F3: Fraturas sem orientação preferencial geradas por sobrepressão de fluidos induzida por processos diagenéticos. D. F3: Zona de dano associada à falha, marcada por fraturamento intenso sem orientação preferencial.

## 6.2 Circulação de fluidos e cimentação dos veios

O conjunto de veios paralelos ao acamamento sedimentar (V1) registra pelo menos dois episódios distintos de circulação de fluidos, associados a estágios diagenéticos diferentes. A abertura das fraturas (F1) ocorreu durante a fase pré-compactação, mas seu preenchimento envolveu fluidos eodiagenéticos e mesodiagenéticos. Dessa forma, o grupo (V1) inclui subfamílias com orientação preferencial semelhante, porém com cimentação vinculada a fases diagenéticas distintas, evidenciando a complexidade da circulação de fluidos nos sistemas carbonáticos estudados.

Os veios paralelos ao acamamento sedimentar (V1), preenchidos exclusivamente por magnesita ou por quartzo, provavelmente estão associados à circulação de fluidos eodiagenéticos. A análise de microfluorescência de raios-x foi essencial para identificar a magnesita e compreender a composição química dos preenchimentos, contribuindo para a reconstrução dos processos diagenéticos e da natureza dos fluidos envolvidos.

Nesse contexto, a dissolução de argilas magnesianas promove a liberação de íons  $Mg^{2+}$ , enriquecendo os fluidos intersticiais e favorecendo a precipitação de magnesita durante a eodiagênese (Lima & De Ros, 2019; Carramal *et al.*, 2022; Rossoni *et al.*, 2024). Complementarmente, pequenas variações no pH e nas concentrações de  $Mg^{2+}$  e  $Si^{4+}$  em solução podem promover a dissolução das argilas magnesianas, liberando íons que são posteriormente reprecitados como minerais diagenéticos, como o quartzo (Tosca & Masterson, 2014; Wright & Barnett, 2015; Wright & Tosca, 2016; Carramal *et al.*, 2022). Assim, a presença de magnesita e quartzo nos veios paralelos ao acamamento (V1) reflete tanto o controle litológico associado à textura original das argilas quanto à instabilidade química dessas fases e o papel dos processos diagenéticos precoces na redistribuição de magnésio e silício durante a eodiagênese.

Em contrapartida, o preenchimento dos veios paralelos ao acamamento sedimentar (V1) por quartzo, dolomita em sela e calcita está possivelmente associado a estágios mais avançados da diagênese, envolvendo a circulação de fluidos mesodiagenéticos — geralmente mais quentes e quimicamente mais evoluídos. Trabalhos recentes propõem que a precipitação de quartzo macrocristalino, dolomita em sela e calcita está associada à circulação de fluidos basinais durante a mesodiagênese (Rossoni *et al.*, 2024; Schrank *et al.*, 2024). Nesse sentido, durante a compactação química, a dissolução por pressão de fases carbonáticas libera íons  $Ca^{2+}$  e  $CO_3^{2-}$ , que passam a ser transportados até zonas de menor pressão, onde tendem a precipitar. Quando combinados ao  $Mg^{2+}$  liberado pela dissolução de argilas magnesianas, favorecem a formação de dolomita em sela. A liberação concomitante de sílica, também

associada à alteração dessas argilas, pode explicar a ocorrência localizada de fases silicosas (Rossoni *et al.*, 2024; Schrank *et al.*, 2024). Nesse mesmo contexto, a presença subordinada de calcita pode refletir o esgotamento progressivo de  $Mg^{2+}$  após a precipitação da dolomita (Merino & Canals, 2011). Portanto, a precipitação de quartzo, dolomita em sela e calcita nas fraturas (F1), provavelmente decorre de processos mesodiagenéticos associados ao incremento do grau de soterramento, com íons provenientes da compactação química e dissolução de rochas circunvizinhas, em um sistema fechado sem contribuição significativa de fluidos externos (Rossoni *et al.*, 2024; Schrank *et al.*, 2024).

No caso dos veios ortogonais ao acamamento (V2) e dos veios sem orientação preferencial (V3) – embora apresentem orientações distintas e estejam associados a diferentes eventos deformacionais – ambos apresentam preenchimento mineralógico variável, que pode incluir desde veios monominerálicos, compostos exclusivamente por quartzo ou dolomita em sela, até veios com associações mais complexas, envolvendo barita e calcita macrocristalina. Nesse contexto, é importante destacar que minerais como quartzo e dolomita podem se precipitar em diferentes estágios da evolução diagenética, o que torna sua presença isolada pouco diagnóstica quanto à origem dos fluidos (Carvalho *et al.*, 2022; Carramal *et al.*, 2022; Rossoni *et al.*, 2024; Schrank *et al.*, 2024). Sua precipitação pode ser desencadeada por uma variedade de processos, incluindo a compactação química e a dissolução de argilas magnesianas, que liberam íons de magnésio e sílica para soluções intersticiais (Rossoni *et al.*, 2024; Schrank *et al.*, 2024).

No entanto, a ocorrência de quartzo macrocristalino em mosaico e dolomita em sela, em associação com barita e calcita macrocristalina, caracteriza uma assembleia mineralógica é amplamente reconhecida como indicativa de precipitação a partir de fluidos hidrotermais, durante fases diagenéticas tardias, especialmente em contextos controlados por fraturas e falhas (Lima & De Ros, 2019; Lima *et al.*, 2020; Corrêa *et al.*, 2025). Tais fluidos hidrotermais são frequentemente associados à atividade magmática, interação com rochas do embasamento, diagênese profunda ou possivelmente dissolução dos evaporitos adjacentes (Fm. Ariri) (Herlinger *et al.*, 2017; Lima & De Ros, 2019; Lima *et al.*, 2020; Corrêa *et al.*, 2025).

As evidências observadas nos testemunhos e lâminas dos Poços A e B permitem relacionar as variações mineralógicas a contextos estruturais e diagenéticos distintos. No Poço B, a ocorrência de fraturas alargadas por dissolução, porosidade vugular, brechas, microfalhas e texturas do tipo *crack-and-seal*, em associação com uma assembleia mineralógica composta por dolomita em sela, barita e calcita macrocristalina, reforça a hipótese de circulação de fluidos hidrotermais em estágios diagenéticos tardios, controlada por estruturas tectônicas (Lima & De Ros, 2019; Lima *et al.*, 2020; Corrêa *et al.*, 2025).

Por outro lado, no Poço A, embora a assembleia mineralógica observada seja compatível com precipitação a partir de fluidos hidrotermais, as evidências macro e microscópicas não corroboram com essa interpretação. A menor densidade de fraturas, a ausência de estruturas significativas de dissolução e a falta de um controle tectônico evidente indicam um contexto mais restrito, no qual a circulação de fluidos bacinais durante a mesodiagênese teria ocorrido em um sistema relativamente fechado.

À semelhança do depósito de Walton (Canadá), onde o bário foi mobilizado exclusivamente a partir de rochas sedimentares subjacentes do Grupo Horton por fluidos bacinais aquecidos, em um sistema fechado e sem influência magmática (Wallace *et al.*, 2025) — em contraste com os modelos hidrotermais magmáticos que têm sido propostos para os depósitos do Pré-Sal (Lima & De Ros, 2019) — sugere-se que a precipitação de barita neste estudo talvez reflita um sistema análogo, no qual o bário teria sido derivado de unidades sedimentares profundas da própria bacia, por meio de processos de lixiviação e transporte por fluidos diagenéticos. A aplicação de microfluorescência de raios X ( $\mu$ XRF) nas lâminas analisadas forneceu suporte adicional às interpretações propostas. A detecção de concentrações significativas de estrôncio associadas aos cristais de barita corrobora a possibilidade de sua precipitação a partir de fluidos com forte interação com rochas sedimentares, especialmente carbonáticas.

Essa interpretação, contudo, permanece preliminar, e poderia ser refinada por meio de análises complementares, como estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis e radiogênicos (por exemplo,  $\delta^{34}\text{S}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  na barita,  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  na dolomita, e  $\delta^{18}\text{O}$  no quartzo), que permitiriam caracterizar com maior precisão a origem dos fluidos, as condições físico-químicas de precipitação e as possíveis fontes dos elementos envolvidos na mineralização.

## 7. CONCLUSÃO

- Na Formação Barra Velha, foram reconhecidas três fases principais de fraturamento (F1, F2 e F3), associadas respectivamente à diagênese inicial (pré-compactação), à compactação mecânica e/ou à atuação de eventos sísmicos (sin-compactação), e à sobrepressão de fluidos e/ou à influência de regimes tectônicos tardios (pós-compactação).
- A abertura das fraturas durante as três fases de deformação (F1, F2 e F3), combinada com a circulação de fluidos e a precipitação mineral durante diferentes etapas da diagênese, foi fundamental para o preenchimento dos três diferentes tipos de veios (V1, V2 e V3) estudados neste trabalho.
- A técnica de microfluorescência de raios-x ( $\mu$ XRF) foi essencial para a caracterização mineralógica dos veios, permitindo a identificação de magnesita, a detecção de teores elevados de estrôncio em barita (até 17%) e a diferenciação entre barita e celestina em lâminas com coexistência desses minerais. Esses dados contribuíram para a interpretação da composição dos fluidos e para a reconstrução dos eventos diagenéticos.
- Os corpos de sílica tabular, de origem diagenética precoce, controlaram a nucleação de fraturas pelo contraste de competência com os carbonatos.
- Dinâmicas estruturais e diagenéticas contrastantes nos Poços A e B condicionaram padrões distintos de porosidade secundária. No testemunho do Poço B, a maior densidade de fraturas, associada à intensa circulação de fluidos, favoreceu processos de dissolução e gerou porosidade vugular significativa, configurando um sistema com maior potencial como reservatório. Por outro lado, no testemunho do Poço A, o fraturamento ocorreu de maneira restrita e pontual, o que limitou a circulação de fluidos e restringiu o desenvolvimento de porosidade secundária expressiva.
- No testemunho do Poço A, o fraturamento foi predominantemente controlado por processos diagenéticos, sem evidências de influência tectônica significativa. Fraturas atribuídas à dissecação e à sinérese refletem variações químicas associadas à zona vadosa e/ou à zona saturada, enquanto a sobrepressão de fluidos possivelmente foi desencadeada pelo acúmulo de fluidos intersticiais resultante de processos de compactação química e/ou da desidratação e dissolução de argilas magnesianas.

- No testemunho do Poço B, por outro lado, o fraturamento é mais intenso e apresenta controle tectônico claro, associado a uma zona de dano que favoreceu a geração expressiva de fraturas sem orientação preferencial.
- Apesar da presença de uma assembleia mineralógica tipicamente associada a condições hidrotermais, não foram identificadas evidências estruturais que corroborem essa interpretação no Poço A. Propõe-se, como alternativa, que a precipitação desses minerais tenha resultado da circulação de fluidos bacinais aquecidos, em um sistema sem contribuição magmática.
- Os veios são preenchidos por assembleias mineralógicas distintas, evidenciando variações na composição e na origem dos fluidos. A cimentação não necessariamente coincidiu com a abertura das fraturas, tendo ocorrido em diferentes fases da diagênese. Os minerais precipitados refletem a atuação de fluidos eodiagenéticos, mesodiagenéticos e tardios, possivelmente associados à circulação de fluidos hidrotermais e/ou fluidos bacinais aquecidos.
- Os altos teores de estrôncio nos cristais de barita detectados por microfluorescência de raios-x ( $\mu$ XRF), reforçam a hipótese de que o bário tenha sido mobilizado a partir de unidades sedimentares profundas da própria bacia, descartando a possibilidade de aporte hidrotermal associado a magmatismo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERS, M.H.; LAUBACH, S.E.; SCHOLZ, C.H. Microfractures: A review. *Journal of Structural Geology*. Volume 69. Part B. 2014. Pages 377-394.
- ARIENTI, L. M.; SOUZA, R. S.; VIANA, S. *et al.* 2018. Facies association, depositional systems, and paleophysiographic models of the Barra Velha Formation, pre-salt sequence: Santos Basin. In: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. *Annual Convention and Exhibition*. Salt Lake City: AAPG, 2018. Article #90323.
- ARMENTEROS, I. Dolomite in lacustrine sediments and rocks. In: ALONSO-ZARZA, A. M.; TANNER, L. H. (ed.). 2010. *Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and Applications*. Oxford: Elsevier. cap. 4. p. 153–178.
- BARKER, S.L.L.; COX, S.F.; EGGINS, S.M.; GAGAN, M.K., 2006. Microchemical evidence for episodic growth of antitaxial veins during fracture-controlled fluid flow. *Earth and Planetary Science Letters*. 250. 331-344p.
- BONS, P. D. 2000. The formation of veins and their microstructures. Edição eletrônica. In: JESSELL, M.; URAI, J. (org.). *Stress, structure and strain: a volume in honour of Win D. Means*. *Journal of the Virtual Explorer*, v. 2, p. 4.
- BONS, P.; ELBURG, M.; GOMEZ-RIVAS, E. 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology*. 43. 33-62.
- BORGHI, L.; SILVA, M.; FAVORETO, J.; SANTOS, J. 2022. Defining a new common language multi-scale descriptive classification for the Pre Salt carbonates of the Barra Velha formation. In: *Rio Oil and Gas expo and conference*. Rio de Janeiro: IBP. v. 22, p. 26–27.
- BUSTILLO, M.A.; ARRIBAS, M.E.; BUSTILLO, M. 2002. Dolomitization and silicification in low energy lacustrine carbonates (Paleogene, Madrid Basin, Spain). *Sedimentary Geology* 151.
- BUSTILLO, M.A.; ALONSO-ZARZA, A.M. 2007. Overlapping of pedogenesis and meteoric diagenesis in distal alluvial and shallow lacustrine deposits in the Madrid Miocene Basin, Spain. *Sedimentary Geology*. Volume 198, Issues 3–4. Pages 255-271.

BUSTILLO, M. A. Silicification of continental carbonates. In: ALONSO-ZARZA, A. M.; TANNER, L. H. (ed.). 2010. *Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and Applications*. Oxford: Elsevier. cap. 3, p. 153–178.

CARRAMAL, N.; OLIVEIRA, D.; CACELA, A. *et al.* 2022. Paleoenvironmental insights from the deposition and diagenesis of Aptian Pre-Salt magnesium silicates from Lula Field, Santos Basin, Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, v. 92, p. 12–31.

CAROZZI, A.V., GERBER, M.S., 1978. Synsedimentary chert breccia: a Mississippian tempestite. *J. Sediment. Petrol.* 48, 705–708.

CARVALHO, M.A.A.; HAMON, Y.; SOUZA JUNIOR, O.G. *et al.* 2022. Facies and Diagenesis Distribution in an Aptian Pre-Salt Carbonate Reservoir of the Santos Basin Offshore Brazil: a Comprehensive Quantitative Approach. *Marine and Petroleum Geology*. 141 (1-2). 105708.

CORRÊA, R. S. M.; CARVALHO, B.; UKAR, E. *et al.* 2025. Brittle deformation and hydrothermal alteration in the Barra Velha Formation, Santos Basin, offshore Brazil. *AAPG Bulletin*. 109 (4): 545–590.

CHANG, H.K; KOWSMANN, R.O; FIGUEIREDO, A.M.F.; BENDER, A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, v. 213, p. 97–138.

CHINELATTO, G. F.; BELILA, A.M.P.; BASSO, M. *et al.* 2020. Taphofacies interpretation of shell concentrations and their relationship with petrophysics: a case study of Barremian–Aptian coquinas in the Itapema Formation, Santos Basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, v. 116, p. 1–21.

CHOQUETTE, P. W.; PRAY, L. C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG bulletin*, v. 54, n. 2, p. 207–250, 1970.

DA SILVA, D.R.L.; TERRA, S.A.; RIBEIRO, A. BORGHI, L. A three stage tectono-stratigraphic evolution of a Pre-salt rift unit: Barra Velha Formation (Aptian) in the Tupi Oil Field, Santos Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. V. 155. 2025. 105380.



- DE ROS, L.F.; OLIVEIRA, D.M. 2023. An operational classification system for the South Atlantic pre-salt rocks. *Journal of Sedimentary Research*. 93 (10): 693–704.
- DIAS, J. L. 2005. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 13, p. 7–25.
- DONG, G.Y.; MORRISON, G.W; JAIRETH, S. 1995. Quartz Textures in Epithermal Veins, Queensland: Classification, Origin, and Implication. *Economic Geology*. 90. 1841-1856.
- DU, J; CAI, J.; LONG, S. *et al.* 2021. The Control of Diagenesis and Mineral Assemblages on Brittleness of Mudstones. *Frontiers in Earth Science*. 9: 758046.
- FOSSEN, H. *Structural Geology*. Cambridge: Cambridge University Press. 480p. 2012.
- GIMÉNEZ-MONTSANT, J., CALVET, F., TUCKER, M.E., 1999. Silica diagenesis in Eocene shallow-water platform carbonates, southern Pyrenees. *Sedimentology*. 46, 969–984.
- GOMES, J. P.; BUNEVICH, L.R.; TEDESCHI, M.E.; WHITAKER, F.F. 2020. Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian Pre-salt. *Marine and Petroleum Geology*, v. 113.
- GUDMUNDSSON, A. Rock Fractures in Geological Processes. Cambridge University Press. 2011.
- HEILBRON, M. L.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Editora Beca. p. 203–234.
- HERLINGER, R., ZAMBONATO, E.E., DE ROS, L.F., 2017. Influence of diagenesis on the quality of Lower Cretaceous Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs from Northern Campos Basin, Offshore Brazil. *J. Sediment. Res.* 87, 1285–1313.
- HESSE, R., 1989. Silica diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts. *Earth-Science Reviews*. 26 (4), 253–284.
- KAMEI, R.; NAKATA, N.; LUMLEY, D. 2015 Introduction to microseismic source mechanisms. *The Leading Edge*. 34 (8): 876–880.

- KIM, Y.; PEACOCK, D.C.P.; SANDERSON, D.J. 2004. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*. Volume 26, Issue 3. Pages 503-517.
- LAI, B.; HONGBIN, L.; PANG, X.; LIU, S.; BAO, M.; WANG, G. 2021. Bedding parallel fractures in fine-grained sedimentary rocks: Recognition, formation mechanisms, and prediction using well log. *Petroleum Science*. 19.
- LEITE, C. O. N.; SILVA, C. M. A.; DE ROS, L. F. 2020. Depositional and diagenetic processes in the pre-salt rift section of a Santos Basin area, SE Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, v. 90, p. 584–608.
- LI, Y.; CHEN, J.; ELSWORTH, D.; PAN, Z.; MA, X. 2022. Nanoscale mechanical property variations concerning mineral composition and contact of marine shale. *Geoscience Frontiers*. Volume 13. Issue 4.
- LIMA, B.E.; DE ROS, L.F. 2019. Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in the Aptian Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil. *Sediment. Geol.* 383, 55–81.
- LIMA, B.E.; TEDESCHI, L.R.; PESTILHO, A.L.S. *et al.* 2020. Deep-burial hydrothermal alteration of the Pre-Salt carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil: evidence from petrography, fluid inclusions, Sr, C and O isotopes. *Mar. Petrol. Geol.* 113, 104143.
- LIU, H., SHI, K., LIU, B., SONG, X., GUO, R., LI, Y., WANG, G., WANG, H., SHEN, Y., 2019. Characterization and identification of bioturbation-associated high permeability zones in carbonate reservoirs of Upper Cretaceous Khasib Formation, AD oilfield, central Mesopotamian Basin, Iraq. *Mar. Petrol. Geol.* 110, 747–767.
- MACHEL, H. 2004. Concepts and models of dolomitization: A critical reappraisal. *Geological Society London Special Publications*. 235. 7-63.
- MCMAHON, S.; HOOD, A.S.; MCLLROY, D. 2017. The origin and occurrence of subaqueous sedimentary cracks. *Geological Society London Special Publications*. Geological Society of London: London, UK. Volume 448, pp. 295–309.

- MENEZES, M. N.; DAL' BÓ, P. F.; SMITH, J. J. *et al.* 2025. The influence of diagenetic conditions and fault zones on karstification development in the Barra Velha Formation (Aptian of Santos Basin, Brazil). *Marine and Petroleum Geology*, v. 178.
- MENG, Q.; HAO, F.; TIAN, J. 2021. Origins of non-tectonic fractures in shale. *Earth-Sci. Rev.* p.222, 103825.
- MERINO, E.; CANALS, À. 2011. Self-accelerating dolomite-for-calcite replacement: Self-organized dynamics of burial dolomitization and associated mineralization. *Am. J. Sci.* 311. p. 573–607.
- MILANI, E. J. *et al.* 2000. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Revista Brasileira de Geofísica*. v.18. p. 351-396.
- MILANI, E. J. *et al.* 2007. Bacias sedimentares brasileiras – Cartas estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, p. 183–205.
- MOREIRA, J. L. P. *et al.* Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 531–549, 2007.
- MORROW, D.W., 1990. Dolomite 2 Part 1: The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. In: McIlreath, I.A., Morrow D.W. (Eds), *Diagenesis. Geoscience Canada*, pp. 113-123.
- MORROW, D.W., McIlreath, I.A., 1990. Diagenesis. General introduction. In: McIlreath, I.A., Morrow, D.W. (Eds), *Diagenesis. Geoscience Canada*, Reprint Series 4, pp. 128.
- NEUENDORF, K.K.E., Mehl, J.P., Jr., and Jackson, J.A. 2011. Glossary of Geology: Alexandria, Virginia, American Geological Institute, 799 p.
- OLIVER, N.; BONS, P. 2001. Mechanisms of fluid flow and fluid-rock interaction in fossil metamorphic hydrothermal systems inferred from vein-wallrock patterns, geometry and microstructure. *Geofluids*. 1. 137 - 162.
- OWEN, G.; MORETTI M.; ALFARO P. 2011. Recognising triggers for soft sediment deformation: current understanding and future directions. *Sedimentary Geology*. 235 (3-4).
- PASSCHIER, C.W.; TROUW, R.A. 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 366 p.

PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 8, p. 219–234.

PEREIRA, T.P.; TERRA, S.; SILVA, D.R.; PIRES, G.L.C.; RIBEIRO, A. 2023. Distribution of silicification intervals throughout the Barra Velha and Itapema formations: host rock controls and chronology of silica precipitation (Pre-Salt, Santos Basin, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 128.

PETROBRAS. Declaração de comercialidade das áreas de Tupi e Iracema. Rio de Janeiro: Petróleo Brasileiro S.A., 29 dez. 2010. Disponível em: <<https://www.petrobras.com.br/ri>>. Acesso em: 17 jun. 2025.

RASHID, F.; HUSSEIN, D.; GLOVER, P.W.J.; LORINCZI, P.; LAWRENCE, J.A. 2022. Quantitative diagenesis: Methods for studying the evolution of the physical properties of tight carbonate reservoir rocks. *Marine and Petroleum Geology*. Volume 139.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; TASSINARI, C. C. G. 2012. Pré-sal: geologia e exploração. *Revista USP*, São Paulo, Brasil, n. 95, p. 33–42.

ROSEN, M.R.; COSHELL, L. 1992. A new location of Holocene dolomite formation, Lake Hayward, Western Australia. *Sedimentology* 39, 1612166.

ROSSONI, R. B.; PORCHER, C. C.; KOESTER, E. *et al.* 2024. The role of compaction in the diagenetic evolution of Pre-Salt Aptian deposits of Santos Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, v. 466, 106650.

RYBACKI, E., Meier, T., and Dresen, G. 2016. What Controls the Mechanical Properties of Shale Rocks?- Part II: Brittleness. *J. Pet. Sci. Eng.* 144, 39–58. doi:10.1016/j.petrol.2016.02.022

SARTORATO, A. C.; TONIETTO, S.; PEREIRA, E. 2020. Silicification and dissolution features in the Brazilian Pre-Salt Barra Velha Formation: impacts in the reservoir quality and insights for 3D geological modeling. In: Rio Oil and Gas expo and conference. 2020. Rio de Janeiro: IBP. v. 20.

SCHRANK, A.B.S.; DOS SANTOS, T.; ALTENHOFEN, S.D. *et al.* 2024. Interactions between Clays and Carbonates in the Aptian Pre-Salt Reservoirs of Santos Basin, Eastern Brazilian Margin. *Minerals*. 14. 191.

SCOTCHMAN, I.C.; GILCHRIST, G.; KUSZNIR, N.J.; ROBERTS, A.M.; FLETCHER, R. 2010. The breakup of the South Atlantic Ocean: formation of failed spreading axes and blocks of thinned continental crust in the Santos Basin, Brazil and its consequences for petroleum system development. In: VINING, B. A.; PICKERING, S. C. (ed.). *Petroleum Geology: from Mature Basins to New Frontiers*. London: Geological Society of London. p. 855–866.

SIEVER, R. 1962. Silica solubility, 0°C – 200°C, and the diagenesis of siliceous sediments. *The Journal of Geology*, v. 70, p. 127–150.

TERRA, G.J.S.; SPADINI, A.R.; FRANÇA, A.B. *et al.* 2010. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 18, p. 9–29.

TERRA, S.A.; RIBEIRO, A.; MAFIA, M.V.; NEPOMUCENO, F.; SILVA, D.R.L.; BORGHI, L. 2024. Deformational structures in the lower Barra Velha formation, Aptian, Atapu field, Santos Basin. *Journal of South American Earth Sciences*. Volume 136.

TOSCA, N.J.; MASTERSON, A. 2014. Chemical controls on incipient Mg-silicate crystallization at 25 °C: Implications for early and late diagenesis. *Clay Miner.* 49. 165–194.

TRITLLA, J.; LOMA, R. 2018. Decrypting Rocks: Unraveling the Rock-Fluid History of Alkaline Pre-Salt Reservoirs from Brazil (Santos & Campos Basins) and Angola (Kwanza Basin). In A. Franco (coordinator): *Geology Specialists. Addressing Key Risks & Competency Gaps. Repsol Technical Newsletter*. pp. 39-50.

TRITLLA, J.; ESTEBAN, M.; LOMA, R. *et al.* 2019. Where have most of the carbonates gone? Silicified Aptian pre-salt microbial (?) carbonates in South Atlantic basins (Brazil and Angola). In: *Proceedings of the Bathurst Meeting Mallorca 2019 16th International Meeting of Carbonate Sedimentologists, Palma de Mallorca, Spain*. (pp. 9-11).

TUCKER, M. E.; WRIGHT, V. P. 1990. Carbonate sedimentology. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 482 p.

WALLACE, C.J.; KONTAK, D.J.; TURNER, E.C.; FAYEK, M. Origin of Siderite and Baryte in a Carbonate-Replacement Ag-Pb-Zn-Cu Sulphide Deposit: Walton, Nova Scotia, Canada. *Minerals*. 2025, 15, 327.

WRIGHT, V.; BARNETT, A. 2015. An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic early Cretaceous lacustrine carbonates. *Geological Society, London, Special Publications*. v. 418.

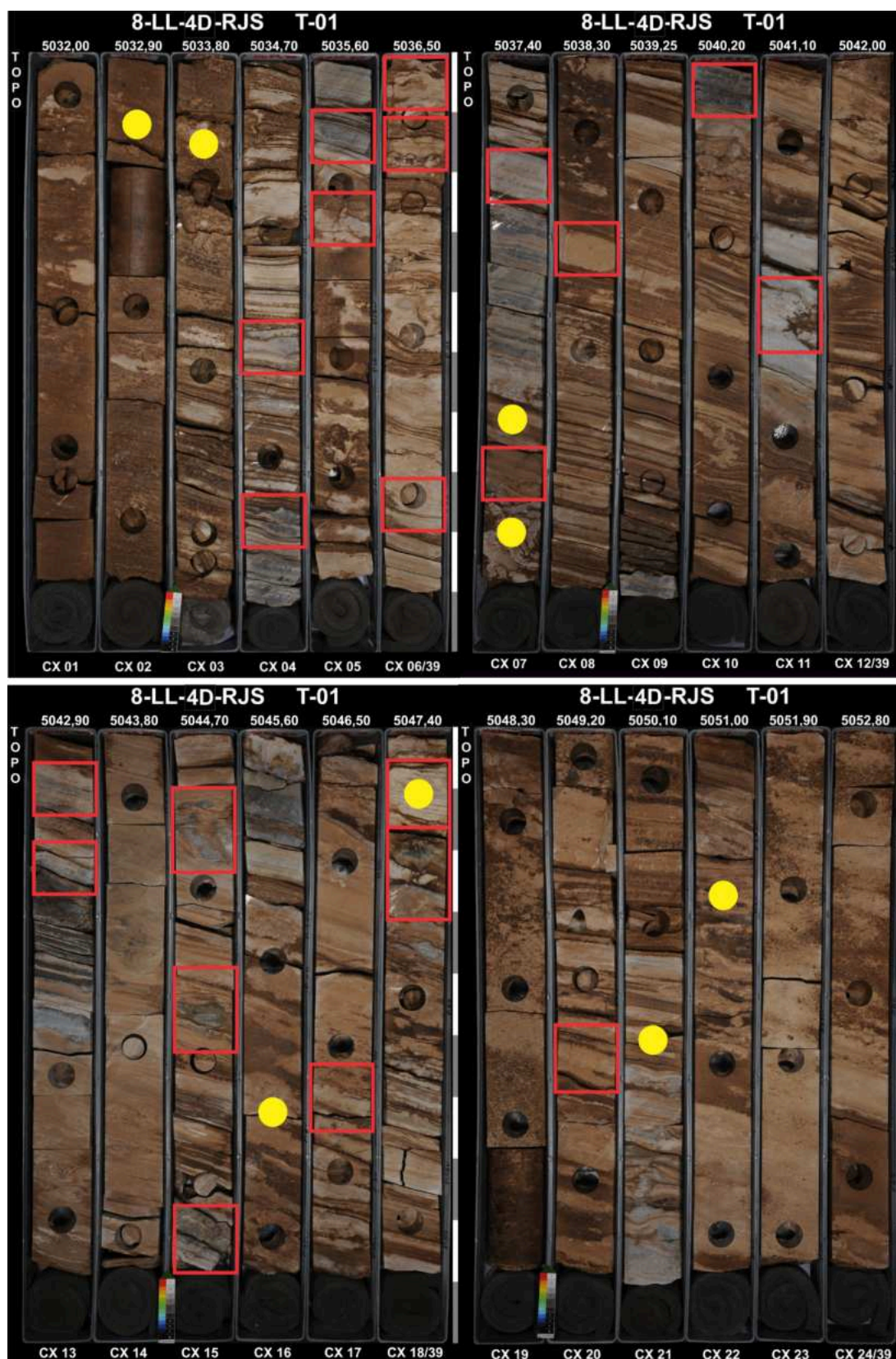
WRIGHT, V.; BARNETT, A. 2020. The textural evolution and ghost matrices of the Cretaceous Barra Velha Formation carbonates from the Santos Basin, offshore Brazil. *Facies*, v. 66. n. 7.

WRIGHT, V.P.; TOSCA, N.A. 2016. Geochemical Model for the Formation of the Pre-Salt Reservoirs, Santos Basin, Brazil: Implications for Understanding Reservoir Distribution. In: *Proceedings of the AAPG Annual Convention and Exhibition*, Calgary, AB, Canada, 19–22.

ZENG, L.; LYU, W.; LI, J.; ZHU, L.; WENG, J.; YUE, F.; ZU, K. 2016. Natural fractures and their influence on shale gas enrichment in Sichuan Basin, China. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*. Volume 30. Pages 1-9.

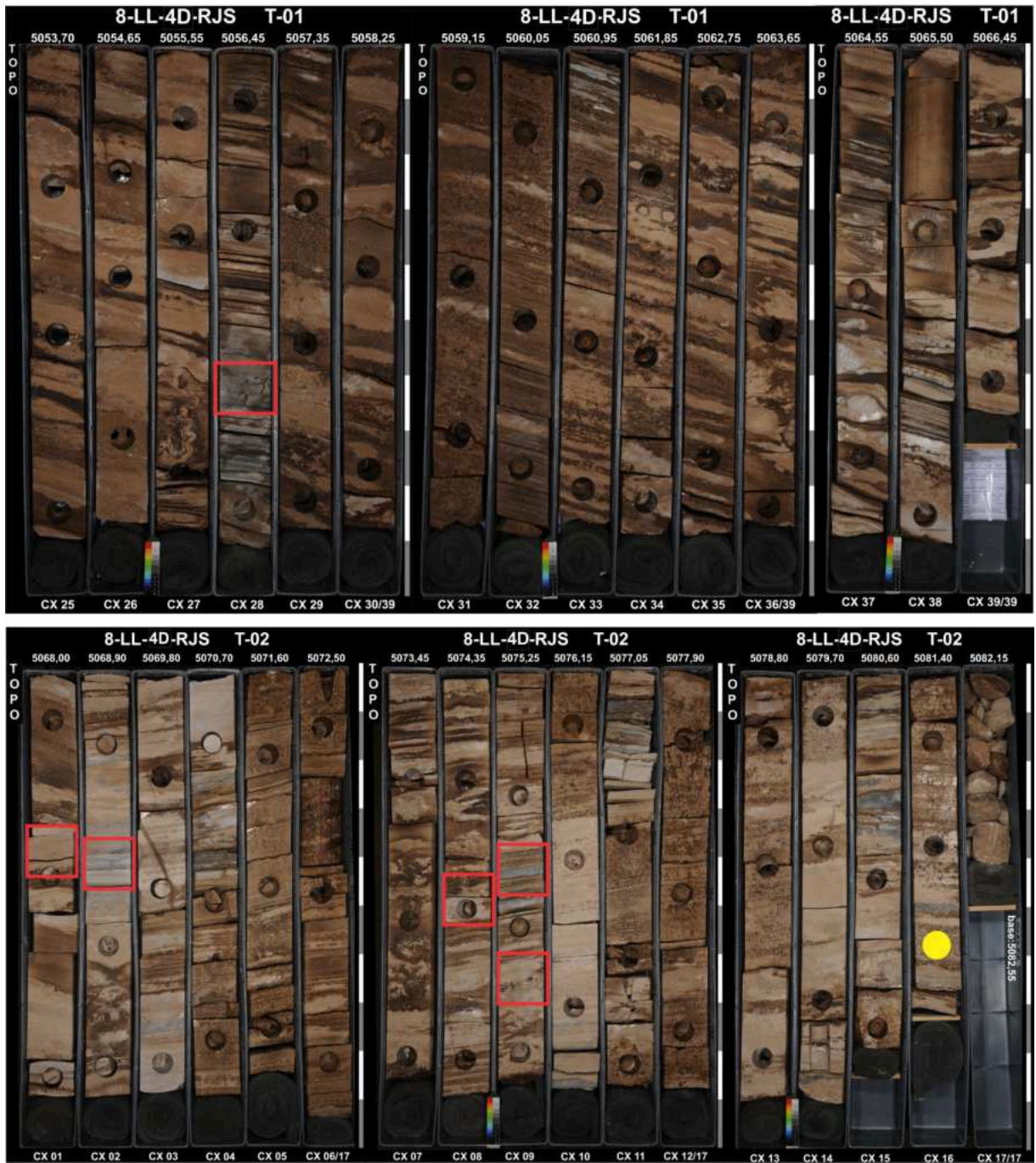
## APÊNDICE 1

### IMAGENS DAS CAIXAS DOS TESTEMUNHOS DE SONDAGEM DO POÇO 8-LL-4D-RJS COM AS DEMARCAÇÕES DOS LOCAIS DE AMOSTRAGEM DE PLUGUES E LÂMINAS PETROGRÁFICAS





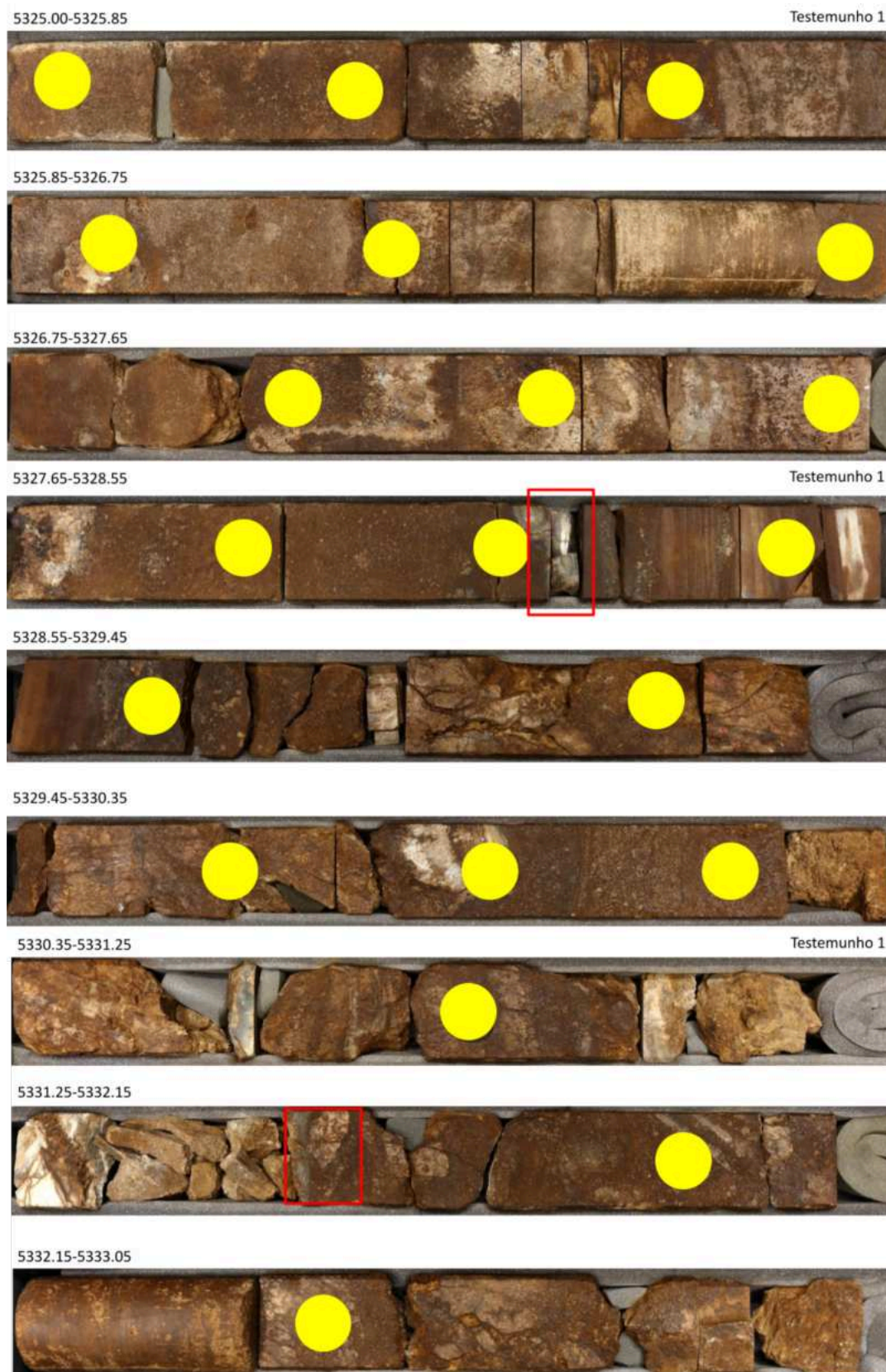
32







**APÊNDICE 2**  
**IMAGENS DAS CAIXAS DOS TESTEMUNHOS DE SONDAGEM DO POÇO**  
**3-BRSA-1132-RJS COM AS DEMARCAÇÕES DOS LOCAIS DE AMOSTRAGEM DE**  
**PLUGUES E LÂMINAS PETROGRÁFICAS**





5333.05-5334.00

Testemunho 1



5334.00-5334.90



5334.90-5335.95



5580.90-5581.75

Testemunho 2



5581.75-5582.65



5582.65-5583.55



5583.55-5584.45

Testemunho 2



5584.45-5585.35



5585.35-5586.25





5586.25-5587.15

Testemunho 2



5587.15-5588.05



5588.05-5588.95



5588.95-5589.85

Testemunho 2



5589.85-5590.75



5590.75-5591.65



5588.95-5589.85

Testemunho 2



5589.85-5590.75



5590.75-5591.65





5591.65-5592.55

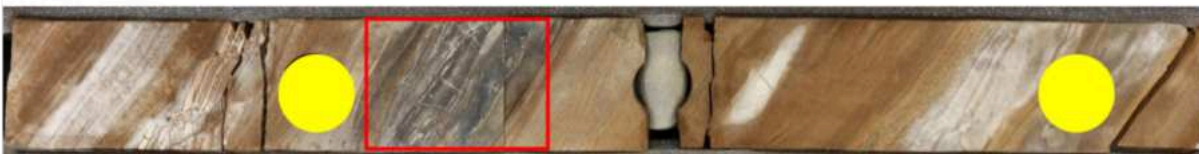
Testemunho 2



5592.55-5593.45



5593.45-5594.35



5594.35-5595.25

Testemunho 2



5595.25-5596.15



5596.15-5597.05



5597.05-5597.95

Testemunho 2



5597.95-5598.85



5598.85-5599.75



5599.75-5600.65

Testemunho 2



5600.65-5601.50



5601.50-5602.40

