
**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**DIAGÊNESE E POROSIDADE DE RESERVATÓRIOS
INTRACLÁSTICOS DO PRÉ-SAL NA BACIA DE SANTOS**

MARIANE CRISTINA TROMBETTA

ORIENTADOR - Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

COORIENTADORA - Prof. Dra. Amanda Goulart Rodrigues

Porto Alegre, 2026

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**DIAGÊNESE E POROSIDADE DE RESERVATÓRIOS
INTRACLÁSTICOS DO PRÉ-SAL NA BACIA DE SANTOS**

MARIANE CRISTINA TROMBETTA

ORIENTADOR - Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

COORIENTADORA - Prof. Dra. Amanda Goulart Rodrigues

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann - Universidade Federal de Pernambuco (UFPE)

Profa. Dra. Valéria Centurion Córdoba – Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN)

Dr. Garibaldi Armelenti – Programa de Formação de Recursos Humanos 14.1 – ANP – Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)

Tese de Doutorado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Doutor em Ciências.

Porto Alegre, 2026

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitora: Marcia Barbosa

Vice-Reitor: Pedro Costa

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Vice-Diretor: Antônio Pedro Viero

CIP - Catalogação na Publicação

Trombetta, Mariane Cristina
DIAGÊNESE E POROSIDADE DE RESERVATÓRIOS
INTRACLÁSTICOS DO PRÉ-SAL NA BACIA DE SANTOS / Mariane
Cristina Trombetta. -- 2026.
262 f.
Orientador: Luiz Fernando De Ros.

Coorientadora: Amanda Goulart Rodrigues.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2026.

1. diagênese. 2. carbonatos lacustres. 3. depósitos
ressedimentados. 4. pré-sal. 5. petrofácies de
reservatório. I. De Ros, Luiz Fernando, orient. II.
Goulart Rodrigues, Amanda, coorient. III. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os
dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Programa de Pós-Graduação em Geociências
Campus do Vale - Av. Bento Gonçalves, 9500, Agronomia
Porto Alegre – RS – Brasil
CEP: 91501 – 970 / Caixa Postal: 15001
Telefone: +55 51 3308-6340 / 3308-6332
E-mail: ensinoppggeo@ufrgs.br

DEDICATÓRIA

Para os meus amados pais, Germano e Elvira Maria, pela força com que enfrentaram o mundo mesmo sem recursos, e pela coragem de acreditar no estudo como caminho. Cada conquista minha carrega o esforço, os sonhos e os sacrifícios de vocês. O que realizo hoje também é de vocês.

AGRADECIMENTOS

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pela formação de excelência.

Ao apoio financeiro do Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (PRH/ANP – PRH14/Geociências UFRGS), suportado com recursos provenientes do investimento de empresas petrolíferas qualificadas na Cláusula de PD&I da Resolução ANP nº 50/2015 e da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), processo nº 2024/10540-7.

Ao Instituto do Petróleo e Recursos Naturais (IPR/PUCRS), com o suporte da Equinor Brasil, que ofereceram a estrutura e os dados necessários para que eu publicasse o segundo artigo.

Aos meus orientadores e maiores referências profissionais e, posso dizer com muita tranquilidade que também são as minhas grandes referências pessoais, De Ros e Amanda. Obrigada pelo cuidado e atenção comigo neste período. Obrigada por todo conhecimento compartilhado e pelo suporte incansável durante os dias, noites, finais de semana e feriados. Minha admiração por vocês é imensa. Sempre terei o maior orgulho do privilégio que foi ter sido orientada por vocês.

À minha família que sempre incentivou a minha formação. Obrigada, pai e mãe, por tudo, vocês são o meu maior tesouro. Obrigada, irmãs e cunhados, por tudo que sempre fizeram e fazem por mim. Obrigada, meu afilhado Théo, por me ensinar sobre o amor mais puro da vida. Obrigada, Niki, por todos os lambeijos necessários nesse período.

Ao Danrlei, Deborah e Brenda pelo amor e apoio incondicional.

A todos os meus amigos e colegas do IPR-PUCRS, que foram fundamentais nessa etapa. Levo uma enorme admiração por todos vocês. Agradeço

especialmente a Rosa e o Jaques, que foram meus coordenadores e inspirações profissionais, e a Sabrina, minha colega/irmã da petrografia.

Aos professores e colegas da estratigrafia que estiveram sempre dispostos em ajudar. Agradeço especialmente a Renata, o Rodrigo, e o Carlinhos pelo suporte.

Aos colegas da SEMMAS, Josiane, Amanda, Mateus e Mariana, pela escuta, apoio e por fazer os meus dias mais leves nesta nova etapa da minha vida.

“Happiness is only real when shared”.

*Segue o teu destino,
Rega as tuas plantas,
Ama as tuas rosas.
O resto é a sombra
De árvores alheias.*

Fernando Pessoa

RESUMO

Os reservatórios carbonáticos do pré-sal da margem leste brasileira contêm acumulações gigantescas de hidrocarbonetos. Depósitos carbonáticos ressedimentados constituem os reservatórios de maior qualidade em diversos campos petrolíferos da Bacia de Santos. Em contraste com os depósitos *in situ* do pré-sal, predominantemente formados pela precipitação de calcita associada à expansão e substituição de argilominerais magnesianos, os depósitos ressedimentados distinguem-se por apresentar excelentes propriedades petrofísicas. Contudo, a evolução diagenética variável implica em reservatórios heterogêneos que, apesar de sua relevância, permanecem pouco compreendidos. Este estudo investiga o controle dos padrões diagenéticos sobre a qualidade de reservatório dos depósitos ressedimentados da Formação Barra Velha (Aptiano). Uma análise petrográfica sistemática foi realizada em nove poços de quatro campos do pré-sal da Bacia de Santos, com suporte de análises petrofísicas, de inclusões fluidas e de microtomografia (μ CT). Petrofácies de reservatório foram caracterizadas de acordo com os principais controles sobre a evolução da porosidade, que compreendem: dolomitização, silicificação e compactação. A precipitação de dolomita e sílica é multifásica, como evidenciado pelas relações paragenéticas e pelas amplas faixas de temperatura de homogeneização das inclusões fluidas. A dolomita blocosa precipitou tanto antes quanto depois da compactação, enquanto a dolomita em sela se formou durante o soterramento mais profundo. Ocorreram pelo menos duas fases de silicificação eodiagenética, seguidas pela precipitação tardia de quartzo macrocristalino. A relação temporal entre a compactação e a precipitação eodiagenética de dolomita, sílica e, localmente, calcita, controla a qualidade dos reservatórios. Os processos mesodiagenéticos e hidrotermais tiveram influência subordinada na evolução da porosidade. O estudo contribui para o aprimoramento da caracterização e do desenvolvimento dos reservatórios do pré-sal, além de ampliar a compreensão da evolução diagenética de carbonatos lacustres ressedimentados.

Palavras-chave: diagênese, carbonatos lacustres, pré-sal, depósitos ressedimentados, petrofácies de reservatório.

ABSTRACT

Pre-salt carbonate reservoirs of eastern Brazilian margin contain giant hydrocarbon accumulations. Resedimented carbonate deposits constitute the highest quality reservoirs across several oilfields in Santos Basin. Unlike in situ pre-salt deposits, predominantly formed by calcite precipitation associated with the expansion and replacement of magnesian clay minerals, the resedimented deposits are distinguished by their excellent petrophysical properties. However, the variable diagenetic evolution of these deposits implies in reservoirs with heterogeneous quality which, despite their relevance, remains poorly understood. This study evaluates the control exerted by diagenetic patterns on reservoir quality of the resedimented deposits of the Aptian Barra Velha Formation. Systematic petrographic analysis was performed in nine wells across four pre-salt fields, with support of petrophysical, fluid inclusions, and micro- tomography (μ CT) analyses. Reservoir petrofacies were characterized according to the main controls on porosity evolution, which comprised: dolomitization, silicification, and compaction. Dolomite and silica precipitation are multiphases, as evidenced by paragenetic relations, and by wide homogenization temperatures of fluid inclusions. Blocky dolomite precipitated both before and after compaction, while late saddle dolomite formed during deeper burial. At least two eodiagenetic silicification phases occurred, followed by late coarse quartz precipitation. The relative timing between compaction and eodiagenetic dolomite, silica and locally calcite precipitation controls reservoir quality. Mesodiagenetic and hydrothermal processes had subordinate influence on porosity evolution. The study contributes to improving the characterization and development of pre-salt reservoirs, as well as to enhancing the understanding of the diagenetic evolution of resedimented lacustrine carbonates.

Keywords: diagenesis, lacustrine carbonates, pre-salt, resedimented deposits, reservoir petrofacies.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Localização da área de estudo. (A) Localização da Bacia de Santos. (B) Blocos de exploração (cinza) e produção (estudados em cores; outros em branco) da Bacia de Santos. (C) Localização dos nove poços nos quatro campos estudados (modificado de ANP, 2023)..... 20
- Figura 2. Carta estratigráfica do Cretáceo Inferior da Bacia de Santos. Idades locais: 1- Rio da Serra; 2- Aratu; 3- Buracica; 4- Jiquiá; 5- Alagoas. 22
- Figura 3. Representação esquemática do fluxograma utilizado para a definição de petrofácies de reservatório nos carbonatos ressedimentados do pré-sal. Primeiro, os depósitos ressedimentados "intraclásticos" foram agrupados de acordo com os valores de porosidade interpartícula combinados com a contribuição de porosidade não seletiva à fábrica (por exemplo, vugs e canais). Subsequentemente, sufixos foram atribuídos com base no principal processo diagenético que afeta a porosidade.... 35
- Figura 4. Principais controles da sedimentação lacustre (modificada de Renault & Gierlowski-Kordesch, 2010). 38
- Figura 5. Zonas e distribuição das principais fácies lacustres com modelo conceitual para sistemas petrolíferos em sistemas lacustres de bacias rifte (compilado de Renault & Gierlowski-Kordesch, 2010 e Moore & Wade, 2013)..... 39
- Figura 6. Diagrama de classificação de lagos rifte a partir da relação entre entrada de água e sedimentos *versus* espaço de acomodação (modificada de Bohacs *et al.*, 2000). 42
- Figura 7. Modelo de circulação hidrológica em uma bacia fechada intermontana (modificado de Renault & Gierlowski-Kordesch, 2010). 43
- Figura 8. Esquema de distribuição de diferentes *build-ups* em diferentes ambientes deposicionais não marinhos (modificado de Della Porta, 2015). 46
- Figura 9. Diagrama esquemático mostrando os hábitos de crescimento dos cimentos calcíticos nas principais zonas diagenéticas. (1) Calcita e

aragonita fibrosas com texturas microcristalinas; (2) Calcita blocosa, equante, com textura cristalina fina ou grossa; (3) Calcita de textura cristalina fina, acicular (<i>whisker crystals</i>); (4) Mg-calcita ou aragonita fibrosas, com textura cristalina fina; (5) Calcita prismática (<i>bladed</i>) fina a grossa; (6) Calcita blocosa de textura cristalina grossa, equante; (7) Calcita blocosa, equante, comumente poiquilotópica (modificado de Moore, 1989).	51
Figura 10. Modelo conceitual dos principais ambientes diagenéticos e condições hidrológicas presentes no ambiente meteórico (modificado de Moore, 1989).....	52
Figura 11. Morfologias dos principais tipos de cimentos formados durante a diagênese meteórica na zona vadosa (esquerda) e freática (direita) (modificado de James & Choquette, 1984).....	57
Figura 12. Seção esquemática apresentando os controles no crescimento de mounds em um lago alcalino Mesoproterozóico, Bacia Borden, Nunavut, Canada (modificado de Hahn <i>et al.</i> , 2015).	64
Figura 13. Exemplos dos principais constituintes singenéticos e eodiagenéticos precoces/primários carbonáticos. A) Agregados fasciculares. B) Esferulitos substituindo e deslocando as argilas magnesianas. C) Agregados fasciculares e transicionais para esferulitos assimétricos. D) Esferulitos com forma lobada transicional para agregados fasciculares (extraído de De Ros, 2021).....	67
Figura 14. Representação esquemática da gênese de depósitos in situ do pré-sal. A) Depósitos laminados de argilas magnesianas singenéticas, com pelóides argilosos dispersos e grãos siliciclásticos; B) Substituição parcial e deformação da matriz Mg-argila por esferulitos de calcita. Esferulitos assimétricos formados mais próximos da interface água-sedimento (WSI); C) Agregados fasciculares não coalescidos de calcita precipitados na WSI com porosidade interagregado nas estruturas de crescimento. Pelóides argilosos e grãos siliciclásticos incluídos em alguns agregados fasciculares (modificada de Lima & De Ros, 2019).	69

Figura 15. Principais tipos de poros em rochas carbonáticas (modificado de Choquette & Pray, 1970).	76
Figura 16. Classificação geológica/petrofísica do espaço poroso interpartícula em carbonatos baseado no tamanho e na seleção dos grãos e cristais. O volume de espaço poroso interpartícula é importante, pois se relaciona com a distribuição do espaço poroso (Lucia, 1983).	77
Figura 17. Caminhos potenciais de evolução diagenética e processos e produtos diagenéticos esperados para os depósitos ressedimentados estudados (Trombetta <i>et al.</i> , in press).	81
Figura 18. Gráfico de porosidade <i>versus</i> permeabilidade dos dados petrofísicos dos poços 9-BUZ-1-RJS e 9-BUZ-2-RJS Exibindo quatro populações de rochas: (a) calcarenitos pouco modificados pela diagênese; (b) calcarenitos compactados e/ou pouco cimentados; (c) calcarenitos dolomitizados; (d) calcarenitos silicificados. Trombetta <i>et al.</i> (in press). 82	
Figura 19. A) Sequência paragenética dos depósitos ressedimentados da Formação Barra Velha. A espessura das linhas corresponde à intensidade ou abundância dos processos e produtos. As gotas azuis representam os valores de temperatura da microtermometria de inclusões fluidas aquosas para as condições originais de precipitação mineral, e as gotas marrons representam inclusões fluidas de óleo. (B) Dolomita blocosa intergranular pré-compactação. Polarizadores descruzados (//P). (C) Dolomita blocosa intergranular sin-compactação e pós-compactação (//P). (D) Cimentação eodiagenética pré-compactação por quartzo microcristalino. Porosidade intrapartícula. (//P). (E) Cimentação pré-compactação por calcedônia impregnada por óleo. Porosidade intrapartícula. (//P). (F) Quartzo prismático preenchendo fratura em rocha previamente cimentada por quartzo microcristalino. Polarizadores cruzados (XP). (G) Calcita macrocristalina preenchendo a porosidade intergranular no Poço A2 (//P). Trombetta <i>et al.</i> (2026).	85
Figura 20. Esquema da evolução diagenética dos depósitos ressedimentados e das petrofácies. Trombetta <i>et al.</i> (2026).	88

SUMÁRIO

ESTRUTURA DA TESE	14
PARTE 1.....	16
1 INTRODUÇÃO	17
2 ÁREA DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO	19
2.1 Localização e Contexto Exploratório	19
2.2 Bacia de Santos.....	20
2.3 Formação Barra Velha.....	24
3 MATERIAIS E MÉTODOS	31
3.1 Fontes de materiais e dados	31
3.2 Levantamento bibliográfico	31
3.3 Petrografia sistemática	31
3.4 Inclusões fluidas	33
3.5 Definição de petrofácies de reservatório	34
3.6 Dados petrofísicos	35
3.7 Microtomografia computadorizada de raios-X	36
4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	37
4.1 Sedimentação carbonática lacustre.....	37
4.2 Diagênese carbonática não marinha	47
4.3 Cimentação carbonática	50
4.4 Diagênese meteórica.....	52
4.5 Características diagenéticas dos ambientes lacustres	58
4.6 Alcalinidade e processos eodiagenéticos lacustres.....	63
4.7 Diagênese dos carbonatos lacustres do pré-sal.....	65
4.8 Qualidade de reservatórios carbonáticos não marinhos.....	74

5	SÍNTESE DOS PRINCIPAIS RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	79
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	90
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	91
PARTE 2.....		
	ARTIGO 1	118
	ARTIGO 2	187
PARTE 3.....		
	COAUTORIAS	243
	RESUMOS.....	249

ESTRUTURA DA TESE

Esta tese de Doutorado está estruturada em um texto integrador acompanhado de dois artigos científicos. A sua organização está em conformidade com as normas estabelecidas pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, compreendendo as seguintes partes:

PARTE I

Texto Integrador, compreendendo os capítulos: 1) Introdução e Objetivos; 2) Área de Estudo e Contexto Geológico; 3) Materiais e Métodos; 4) Fundamentação Teórica; 5) Síntese dos Principais Resultados e Discussões; 6) Considerações Finais; 7) Referências Bibliográficas.

PARTE II

Corpo principal da Tese, constituído por dois artigos científicos:

Artigo 1, intitulado “*Evolution of diagenesis and quality of pre-salt resedimented deposits from the Búzios Field, Santos Basin, Brazil*”, aceito para publicação no periódico *Journal of Sedimentary Research* (classificação PPGGeo de periódicos N2).

Artigo 2, intitulado “*Diagenetic evolution and reservoir quality of Aptian lacustrine reworked carbonates from the Santos Basin, Brazilian pre-salt*”, aceito para publicação no periódico *Sedimentologica* (classificação PPGGeo de periódicos N4).

PARTE III

Artigos científicos em coautorias e resumos publicados em eventos.

PARTE 1

1 INTRODUÇÃO

Os depósitos ressedimentados do pré-sal são reservatórios de hidrocarbonetos de grande importância econômica, apresentando características deposicionais mais favoráveis do que os depósitos *in situ*, que são comumente associados a altos conteúdos de material argiloso. Embora depósitos lacustres ressedimentados sejam geralmente menos espessos do que seus equivalentes marinhos devido às limitações impostas pela menor área de atuação do vento e ondas (Olsen, 1990; Olariu *et al.*, 2021), os calcarenitos e calcirruditos intraclásticos da seção pré-sal apresentam espessuras significativas, localmente em escala decamétrica, além de ampla extensão lateral (Barnett *et al.*, 2021; Altenhofen *et al.*, 2024; Medeiros *et al.*, 2024). A Formação Barra Velha, da seção aptiana da Bacia de Santos (Moreira *et al.*, 2007), é caracterizada pela ocorrência de depósitos essencialmente químicos compostos por argilominerais magnesianos, e agregados fasciculares e esferulitos de calcita. Os depósitos ressedimentados, também chamados na literatura de depósitos intraclásticos, redepositados ou retrabalhados, foram gerados pela ressedimentação de fragmentos desses materiais *in situ* (Herlinger *et al.*, 2017; Barnett *et al.*, 2021; Altenhofen *et al.*, 2025).

Nos últimos anos, diversos estudos abordaram a gênese dos depósitos *in situ* da seção pré-sal (e.g., Wright & Rodriguez, 2018; Lima & De Ros, 2019; Basso *et al.*, 2020; Wright & Barnett, 2020; Carvalho *et al.*, 2022; Rodríguez-Berriguete *et al.*, 2022; Wright, 2022; Schrank *et al.*, 2024), identificando processos eodiagenéticos relacionados à dissolução dos argilominerais magnesianos, sua substituição por calcita, dolomita e sílica, além de modificações por fluidos mesodiagenéticos (Carvalho *et al.*, 2022; Schrank *et al.*, 2024) e, localmente à percolação de fluidos hidrotermais (Vieira de Luca *et al.*, 2017; Lima *et al.*, 2020; Teboul *et al.*, 2019; Wennberg *et al.*, 2021; Strugale *et al.*, 2024; Figueiredo *et al.*, 2025). No entanto, os depósitos ressedimentados, apesar de sua importância econômica, permanecem significativamente menos estudados, com lacunas importantes no conhecimento sobre seus padrões

diagenéticos e controles da qualidade e heterogeneidade dos reservatórios. As excelentes propriedades petrofísicas observadas em algumas áreas e intervalos resultam de uma combinação favorável de características deposicionais e evolução diagenética, embora esta última tenha atuado de forma heterogênea.

A hipótese inicial deste estudo é que a evolução diagenética dos depósitos ressedimentados da Formação Barra Velha foi significativamente influenciada pelo ambiente deposicional lacustre alcalino. A questão fundamental é se as propriedades atuais dos reservatórios podem ser atribuídas predominantemente aos processos eodiagenéticos (relacionados às condições deposicionais), ou se são principalmente condicionadas por processos mesodiagenéticos (incluindo compactação heterogênea, cimentação e dissolução tardias) ou ainda, se as modificações foram influenciadas por fluidos hidrotermais focalizados por falhas, atuantes durante a eodiagênese ou mesodiagênese.

O objetivo principal deste trabalho foi a caracterização petrológica das rochas ressedimentadas do pré-sal na Bacia de Santos, particularmente quanto aos processos e produtos diagenéticos e ao seu impacto sobre a distribuição da porosidade e da permeabilidade dos reservatórios do Campo de Búzios e outros três campos na Bacia de Santos. Esses três campos não podem ser identificados por questões de sigilo de dados. Como objetivos específicos, buscou-se caracterizar texturas, fábricas, constituintes primários e diagenéticos e sistemas porosos, identificar as condições de precipitação e a composição dos fluidos diagenéticos, e gerar modelos conceituais da evolução diagenética e de seu impacto sobre a qualidade dos reservatórios.

2 ÁREA DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Localização e Contexto Exploratório

A Bacia de Santos localiza-se na porção *offshore* da região sudeste da margem continental brasileira, entre os paralelos 23° e 28° Sul (Fig. 1). Ocupa cerca de 350.000 km² até a cota batimétrica de 3.000 m (Moreira *et al.*, 2007). Abrange os litorais dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina. A bacia é limitada ao norte pelo Alto de Cabo Frio, com a Bacia de Campos e ao sul pela Plataforma de Florianópolis com a Bacia de Pelotas (Moreira *et al.*, 2007).

O Campo de Búzios, conhecido como Franco na exploração inicial, é um campo de petróleo e gás em águas ultraprofundas. O campo está localizado na Bacia de Santos, a 180 km do litoral do Rio de Janeiro (Fig. 1) em profundidade de 2000 metros de coluna de água. O Campo do Búzios é um super-gigante descoberto em 2010 pelo poço 2-ANP-1-RJS, como parte de um projeto de investigação liderado pela ANP e Petrobras (Rosa & Silva, 2022). A Petrobras, operadora e parceiros (CNODC e CNOOC) estão investindo no campo, com contratos para implementar pelo menos 7 unidades de produção adicionais até 2027, o que deverá consolidar Búzios como o maior campo de petróleo em águas ultraprofundas do mundo (Rosa & Silva, 2022).

Os campos A, B e C estudados no segundo artigo também representam importantes descobertas petrolíferas do pré-sal da Bacia de Santos. O Campo A está localizado a cerca de 280 quilômetros da costa do estado do Rio de Janeiro e em águas com profundidade de 2.200 metros (ANP, 2022). O campo apresenta desafios técnicos significativos, com reservatório localizado em profundidade total de até 7 mil metros, sendo 3 mil metros de rocha, 2 mil metros de sal e 2 mil metros de lâmina d'água (ANP, 2024). O Campo B está localizado a 185 km da costa do município de Ilhabela/SP. Trata-se de um reservatório complexo com pressão de 900 bar, localizado em águas ultraprofundas com mais de 2 mil metros, caracterizando-se como um dos projetos de óleo e gás mais complexos

do mundo devido às particularidades de seu reservatório de alta qualidade e alta pressão. Já o Campo C está localizado a 250 quilômetros da costa do estado do Rio de Janeiro. O campo se destaca pelo desenvolvimento recente, com adição significativa de reservas (Petrobras, 2025).

As descobertas de petróleo nos reservatórios carbonáticos da seção pré-sal das bacias brasileiras da margem continental sudeste revolucionaram o panorama energético do país a partir de 2006. Estas acumulações, situadas abaixo de espessa camada evaporítica em águas ultraprofundas, contêm volumes recuperáveis estimados entre 70 e 100 bilhões de barris de óleo equivalente, colocando o Brasil entre os principais produtores mundiais de petróleo (Riccomini *et al.*, 2012).

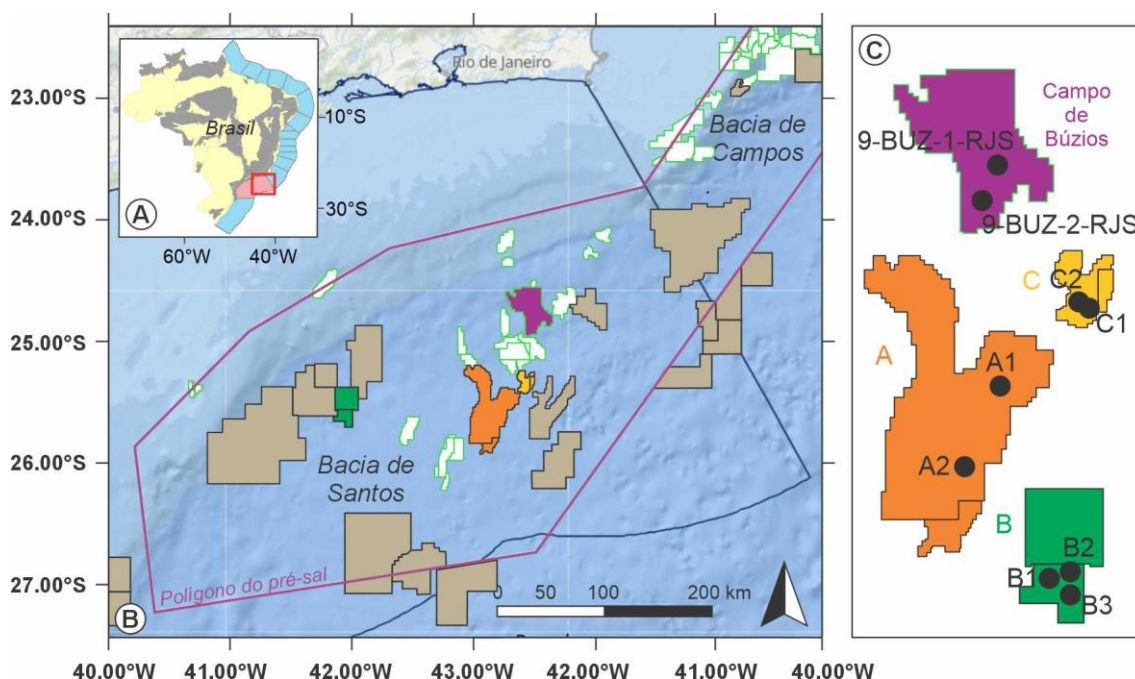


Figura 1. Localização da área de estudo. (A) Localização da Bacia de Santos. (B) Blocos de exploração (cinza) e produção (estudados em cores; outros em branco) da Bacia de Santos. (C) Localização dos nove poços nos quatro campos estudados (modificado de ANP, 2023).

2.2 Bacia de Santos

A Bacia de Santos, assim como as outras bacias de margem leste brasileira, tem a sua origem associada ao processo de abertura do Oceano Atlântico Sul, que resultou na formação de margens conjugadas entre o Brasil e a África ocidental, com diferentes estruturas e padrões de preenchimento que determinaram as acumulações de hidrocarbonetos (Peron-Pinvidic *et al.*, 2013; Quirk *et al.*, 2013; Wen *et al.*, 2019). O registro sedimentar é dividido em três supersequências: rifte, pós-rifte e drifte (Moreira *et al.*, 2007; Fig. 2).

Durante a fase rifte (Hautereviano até o Aptiano inferior), a tectônica extensional foi responsável pela criação do espaço de acomodação. Com o processo de subsidência mecânica, houve a geração de falhas normais, em parte pela reativação de falhas do embasamento Pré-cambriano (Mohriak *et al.*, 2008). Nesta fase, formaram-se as bacias rifte que compreendem uma série de estruturas de *horsts* e *grabens* e *meio-grabens* ao longo das margens, posteriormente preenchidas com sedimentos predominantemente clásticos (Moreira *et al.*, 2007). Altos estruturais internos formados durante a fase rifte atuaram posteriormente como caminhos de migração e locais de armadilhamento de hidrocarbonetos (Gomes *et al.*, 2012; Szatmari & Milani, 2016).

Época	Idade	Idade local	Tempo (Ma)	Litoestratigrafia	Tectônica	Discordâncias
Cretáceo Inferior	Albiano		110	Guarujá	Drifte	
				Ariri		Base do sal
	Aptiano	5	120	Barra Velha	Pós-rifte	Intra-Alagoas
		4		Itapema		Pré-Alagoas
	Barremiano	3	130	Piçarras		
		2			Rifte	Embasamento Econômico
	Hauteriviano	1		Camboriú		

Figura 2. Carta estratigráfica do Cretáceo Inferior da Bacia de Santos. Idades locais: 1- Rio da Serra; 2- Aratu; 3- Buracica; 4- Jiquiá; 5- Alagoas.

Na Bacia de Santos, a área conhecida como Alto Externo, localizada na região de águas profundas, consiste em uma série de blocos falhados do rifte que foram soerguidos e erodidos durante o Barremiano superior (Gomes *et al.*, 2012). Durante o Aptiano, esses altos favoreceram a sedimentação carbonática lacustre devido à grande distância da margem, o que limitou a sedimentação clástica (Gomes *et al.*, 2012). Ao Sul, o limite da bacia representado pelo Alto de Florianópolis e pelos lineamentos vulcânicos de *Walvis Ridge* e Rio Grande, serviu como barreira para a incursão marinha durante o Aptiano (Thompson *et al.*, 2015).

A supersequência rifte é subdividida em intervalos inferior e superior, baseados em dois períodos de atividade tectônica que são separados por uma discordância sísmicamente mapeável (Moreira *et al.*, 2007). No intervalo inferior do rifte, as principais estruturas desenvolvidas foram meio-*grabens* inicialmente preenchidos por extenso vulcanismo sin-rifte, conhecido como Formação Camboriú (Dias, 2005; Quirk *et al.*, 2013). O intervalo superior é formado por sedimentos continentais siliciclásticos, e depósitos de oóides de talco-

estevensita, intercalados e sobrepostos por calcários bioclásticos (“coquinas”) e folhelhos ricos em matéria orgânica das formações Piçarras e Itapema, respectivamente (Szatmari & Milani, 2016).

A Formação Piçarras, informalmente conhecida como sequência “talco-estevensítica”, foi depositada no andar Barremiano. O registro compreende depósitos de leques aluviais nas regiões proximais, com conglomerados e arenitos polimíticos com fragmentos de basalto, quartzo e feldspatos, e folhelhos e arenitos de composição talco-estevensítica nas regiões lacustres (Moreira *et al.*, 2007). A Formação Itapema, conhecida informalmente como a sequência das “coquinas”, foi depositada entre o Neobarreniano até o Eoaptiano. Limita-se na base pela discordância Jiquiá/Buracica e no topo pela discordância Pré-Alagoas (Dias, 2005). O registro sedimentar compreende intercalações de calcirruditos e calcarenitos de bioclastos de bivalves, e folhelhos ricos em matéria orgânica (principais rochas-fonte da bacia) nas porções mais distais e arenitos e conglomerados nas áreas proximais (Moreira *et al.*, 2007).

A supersequência pós-rifte, também conhecida como fase *sag*, formou-se durante o Aptiano, e é representada pelas formações Barra Velha e Ariri. A Formação Barra Velha é limitada na base pela discordância Pré-Alagoas e no topo pela base dos evaporitos Ariri (Moreira *et al.*, 2007). A discordância Pré-Alagoas foi gerada durante o soerguimento regional e erosão no fim da fase rifte (Moreira *et al.*, 2007), marcando mudanças paleoambientais por dividir os registros de um lago altamente alcalino da fase *sag*, do sistema lacustre de água doce anterior onde depositaram-se as “coquinas”. Alguns autores subdividem a fase *sag* em duas subunidades separadas pela discordância Intra-Alagoas (~117 Ma), que marcaria o início de uma fase de quiescência tectônica com criação de espaço de acomodação exclusivamente por subsidência térmica (Karner & Gamboa, 2007; Buckley *et al.*, 2015).

A Formação Barra Velha foi inicialmente definida como composta por folhelhos nas porções distais e laminitos microbiais e calcários estromatolíticos nas porções proximais (e.g., Moreira *et al.*, 2007; Terra *et al.*, 2010). Esses

depósitos e aqueles da Formação Macabu, equivalentes na Bacia de Campos, foram reinterpretados por diversos autores como produtos da precipitação abiótica *in situ* (e.g., Tosca & Wright, 2015; Wright & Barnett, 2015; Herlinger *et al.*, 2017; Wright & Rodriguez, 2018; Lima & De Ros, 2019; Farias *et al.*, 2019; Gomes *et al.*, 2020; Wright & Barnett, 2020; Carvalho *et al.*, 2022; Wright, 2022; Schrank *et al.*, 2024). Associados aos depósitos *in situ*, ocorrem fácies retrabalhadas desses depósitos, que formam principalmente depósitos de calcirruditos e calcarenitos intraclásticos (Barnett *et al.*, 2021; Altenhofen *et al.*, 2024; 2026; Medeiros *et al.*, 2024).

O rompimento da barreira que impedia a entrada de águas marinhas, representada pelo Alto de Florianópolis, somado às condições climáticas áridas do Aptiano, promoveu a formação dos espessos pacotes de evaporitos da Formação Ariri. A sequência compreende depósitos de sais com espessuras deposicionais de até mais de 2 km, formados principalmente por halita (Moreira *et al.*, 2007). A halita é intercalada com camadas de anidrita, carnalita, taquihidrita e silvita, indicando vários ciclos de inundação e dessecação ao longo do tempo (Gamboa *et al.*, 2019). Regionalmente, interpreta-se que a deposição dos sais ocorreu em um período relativamente curto, inferior a 1.000.000 Ma, com base na análise paleontológica de sedimentos delimitadores (Moreira *et al.*, 2007; Gamboa *et al.*, 2009). A espessa camada de evaporitos serve como eficiente selo para as acumulações do pré-sal. Acima do sal encontra-se uma sequência de carbonatos de plataforma marinha depositada no Albiano (Moreira *et al.*, 2007).

2.3 Formação Barra Velha

As condições deposicionais dos carbonatos do pré-sal Aptiano permanecem objeto de intenso debate na literatura científica. Enquanto alguns autores atribuem a formação dos depósitos *in situ* a mecanismos microbianos ou influenciados por atividade microbiana (Dias, 2005; Terra *et al.*, 2010; Kirkham &

Tucker, 2018; Mercedes-Martín *et al.*, 2017; Araújo *et al.*, 2022; Gomes *et al.*, 2024), outros interpretam sua origem como resultado de precipitação química abiótica sob condições altamente alcalinas (Wright & Barnett, 2015; Herlinger *et al.*, 2017; Lima & De Ros, 2019; Carramal *et al.*, 2022; Rodríguez-Berriguete *et al.*, 2022; Wright, 2022), e há ainda aqueles que consideram ambos os processos bióticos e abióticos (Saller *et al.*, 2016; Basso *et al.*, 2020; Azerêdo *et al.*, 2021; Carvalho & Fernandes, 2021).

As rochas *in situ* são originalmente compostas por um *background* de argilas magnesianas, onde se precipitaram agregados esferulíticos e fasciculares (*shrubs*) de calcita. A intercalação de argilas magnesianas, esferulitos e *shrubs* de calcita resultou de variações na química lacustre, onde os argilominerais magnesianos se formaram em condições de pH elevado e salinidades variáveis (Pozo & Calvo, 2018; Tutolo & Tosca, 2018). A precipitação de calcita esferulítica seria favorecida em lagos alcalinos com $\text{pH} > 10$, enquanto a formação de *shrubs* seria atribuída a maiores concentrações de HCO_3^- (Tutolo & Tosca, 2018). O aumento de HCO_3^- pode ser promovida por evaporação, desgaseificação de CO_2 e/ou aumento do suprimento de CO_2 de águas subterrâneas (Chafetz & Guidry, 1999; Lima *et al.*, 2020; Pietzsch *et al.*, 2020; Riding & Virgone, 2020; Wright, 2022).

Os depósitos *in situ* de *shrubs* e esferulitos de calcita com e sem a presença de argilominerais magnesianos teriam sua formação relacionada com as condições de menor nível do lago e de maior evaporação (Wright, 2022). Estas condições são evidenciadas pela presença de estevensita e outros argilominerais magnesianos. Condições de intensa evaporação também são evidenciadas pelos valores de isótopos de carbono e oxigênio (Pietzsch *et al.*, 2018; 2020). Em depósitos lacustre, carbonatos formados durante estágios de maior evaporação têm valores mais positivos e os carbonatos formados durante estágios de nível do lago mais alto têm valores relativamente mais negativos (Talbot, 1990).

As fontes dos grandes volumes de Mg^{2+} , Ca^{2+} , sílica e CO_2 necessários para a extensa formação de argilas magnesianas e carbonatos no sistema lacustre pré-sal permanecem incertas, com sugestões envolvendo mistura de diferentes fontes incluindo rochas do embasamento granítico-gnáissico, magmatismo do rifte e do Aptiano, depósitos de rifte e serpentização do manto superior (Pietzsch *et al.*, 2018; Tutolo & Tosca, 2018; Lima *et al.*, 2020). As intercalações de alta frequência entre diferentes litotipos e alterações diagenéticas, observadas na sucessão do pré-sal, são mais bem explicadas como resultado da estratificação da coluna d'água em um amplo sistema lacustre (De Ros, 2021; Altenhofen *et al.*, 2024; Schrank *et al.*, 2024), ao invés de variações no nível do lago como interpretado, por exemplo, por Arienti *et al.* (2018) e Farias *et al.* (2019). A ausência de feições de exposição subaérea, como as indicadas por Esteban e Klappa (1983) e por Railsback *et al.* (2013), a consistência dos valores isotópicos, a distribuição espacial ampla e a preservação de estevensita através das bacias de Santos, Campos e Kwanza, juntamente com a grande continuidade lateral da seção *sag* (Gomes *et al.*, 2012; Ceraldi & Green, 2017; Wright & Barnett, 2017; Minzoni *et al.*, 2021), sugerem que a sucessão aptiana pré-sal representa um único e imenso sistema lacustre (Pietzsch *et al.*, 2018, 2020).

Nos lagos estratificados (meromíticos), a estratificação está relacionada a diferenças na temperatura e/ou composição química da água (Boehrer & Schultze, 2008) entre a camada superior menos densa (epilímnio ou mixolímnio) e a camada inferior mais densa (hipolímnio ou monimolímnio). Os níveis superior e inferior são separados por uma superfície de abrupta mudança de densidade (genericamente, picnoclina) pelas diferentes temperaturas (termoclina) ou salinidades (quimioclina). Variações na profundidade da quimioclina, que podem ocorrer devido a variações sazonais, mudanças no suprimento de águas superficiais e subterrâneas (von Rohden *et al.*, 2009; Boehrer *et al.*, 2014) e ação de ondas e correntes (Stewart, 2008; Valerio *et al.*, 2019), geram variações na precipitação de diferentes constituintes sem necessidade de mudanças generalizadas no nível do lago. No sistema lacustre estratificado do pré-sal,

ocorreria supersaturação de calcita no mixolímnio por maior desgaseificação de CO₂ e evaporação, enquanto o monimolímnio experimentaria maior supersaturação em relação às argilas magnesianas (De Ros, 2021; Schrank et al, 2024).

De acordo com Wright & Barnett (2015) e Wright (2022), as principais fácies que ocorrem na Formação Barra Velha formariam ciclos deposicionais em escala decimétrica a métrica. Esses ciclos iniciariam com *mudstones* laminados, nódulos de sílica e restos de vertebrados. Esses depósitos teriam a sua formação relacionada com as fases de nível alto do lago em decorrência de períodos mais chuvosos. A condição menos alcalina (mais diluída) das águas do lago seria indicada pela ocorrência dos nódulos de sílica, pois a precipitação da sílica é favorecida em condições de alcalinidade mais baixa; e pela presença dos fósseis de peixes. Os *mudstones* laminados seriam sucedidos por rochas com esferulitos e argilas magnesianas, e estes pelos agregados fasciculares.

Além dos depósitos carbonáticos, depósitos vulcânicos máficos ocorrem intercalados com a Formação Barra Velha (Moreira *et al.*, 2007). As erupções de lavas basálticas iniciaram na fase rifte e continuaram durante o Aptiano (Gordon *et al.*, 2023). Szatmari & Milani (2016) interpretaram que o recorrente vulcanismo e atividade hidrotermal associada, junto com a erosão e intemperismo dos terrenos vulcânicos, teria fornecido as condições necessárias para a extensa deposição carbonática não marinha. As falhas associadas à configuração rifte atuaram como condutos para fluídos hidrotermais, bem como para a atividade vulcânica (Szatmari & Milani, 2016).

Wright & Rodriguez (2018) apontam evidências contrárias ao modelo de plataformas carbonáticas interpretadas para o pré-sal em trabalhos como Buckley *et al.* (2015) e Minzoni *et al.* (2021). Segundo Wright & Rodriguez (2018), a limitada ocorrência de feições microbiais inviabilizaria um modelo de plataformas carbonáticas lacustres equivalente às plataformas marinhas, uma vez que nas plataformas marinhas a produção carbonática é formada por organismos fotossintetizantes, que ocupam áreas com baixo influxo sedimentar

e apresentam extensa cimentação precoce, ou por fábricas microbiais. Além disso, a formação de grandes *mounds* carbonáticos associados a sistemas de condutos hidrotermais necessitaria de profundidades proporcionais ao tamanho da construção carbonática, o que não seria possível para a Formação Barra Velha, uma vez que os modelos geoquímicos e a sísmica regional apontariam para um sistema lacustre relativamente raso (Wright & Rodriguez, 2018).

Calcarenitos e calcirruditos constituídos por intraclastos erodidos dos depósitos *in situ* ocorrem comumente intercalados com eles. Barnett *et al.* (2021) levantam duas hipóteses quanto à deposição dessas fácies retrabalhadas: (1) depósitos bem selecionados, granodecrescentes, associados a escarpas e escorregamentos a partir de blocos de falha, com retrabalhamento por ondas nos depósitos mais distais, interpretados como *carbonate fan delta shorelines*; (2) depósitos grossos e mal selecionados associados a *mounds*, onde as partículas dominantes são fragmentos de *shrubs*, formados pela exposição subaérea e desagregação dos *mounds*.

A ampla distribuição dos depósitos intraclásticos através das bacias de Santos e Campos na margem leste brasileira (e.g. Herlinger *et al.*, 2017; Wright & Barnett, 2017; Lima & De Ros, 2019; Barnett *et al.*, 2021; Carramal *et al.*, 2022; Carvalho *et al.*, 2022; Altenhofen *et al.*, 2024; 2026; Medeiros *et al.*, 2024), e Bacia de Kwanza em Angola (e.g., Saller *et al.*, 2016; Ceraldi & Green, 2017) sugere, entretanto, um processo regionalmente significativo ao invés de eventos sedimentares localizados (Altenhofen *et al.*, 2024; 2026). A ampla distribuição dos depósitos ressedimentados e sua comum intercalação com depósitos *in situ* motivaram Altenhofen *et al.* (2024; 2026) a propor ondas internas na quimioclina do sistema lacustre alcalino estratificado (meromítico) do pré-sal como o principal mecanismo responsável pela ressedimentação. Ondas internas são reconhecidas como importantes agentes de ressedimentação em ambientes lacustres e marinhos (Preusse *et al.*, 2010; Bádenas *et al.*, 2012; Pomar *et al.*, 2012) e constituem um mecanismo plausível para explicar tanto a recorrente intercalação entre depósitos ressedimentados e *in situ* quanto a sua ampla

distribuição nas bacias de Santos, Campos e Kwanza (Altenhofen *et al.*, 2024; 2026).

Os reservatórios ressedimentados da Formação Barra Velha apresentam padrões heterogêneos e anisotrópicos de distribuição da porosidade e da permeabilidade. A relação direta entre os processos diagenéticos e a qualidade de reservatório dos depósitos do pré-sal destaca a importância de se compreender a evolução diagenética pela qual passaram estes depósitos (Carvalho *et al.*, 2022). Muitos estudos destacam o papel da eodiagênese na evolução dos característicos depósitos *in situ*, principalmente relacionada à dissolução das argilas magnesianas e sua substituição pelos esferulitos de calcita, dolomita e sílica (e.g., Tosca & Wright, 2015; Wright & Barnett, 2015, 2020; Herlinger *et al.*, 2017; Farias *et al.*, 2019; Lima & De Ros, 2019). Além disso, o impacto da diagênese na evolução da porosidade e da permeabilidade não se restringe aos processos eodiagenéticos, mas também aos efeitos da mesodiagênese e à circulação de fluidos hidrotermais (Vieira de Luca *et al.*, 2017; Lima & De Ros, 2019; Lima *et al.*, 2020; Sartorato *et al.*, 2020; Strugale *et al.*, 2025).

Em contraste com os depósitos *in situ*, a evolução diagenética das fácies intraclásticas é menos abordada na literatura, mas pode revelar importantes controles sobre a qualidade e heterogeneidade desses reservatórios. Os principais processos diagenéticos em depósitos intraclásticos equivalentes aos da Formação Barra Velha no Norte da Bacia de Campos incluem compactação e cimentação (Herlinger. *et al.* 2017). Quando a porosidade primária é preservada, são registrados altos valores de porosidade e permeabilidade nessas rochas. A dolomitização ocorre de forma heterogênea nos depósitos de Campos, reduzindo a porosidade primária e eodiagenética, ou gerando altos valores de porosidade e permeabilidade em doloespátitos (Herlinger *et al.*, 2017). Os calcarenitos e calcirruditos da Bacia de Santos também são comumente afetados por dissolução, silicificação, cimentação por dolomita,



calcita e barita (Farias *et al.*, 2019; Basso *et al.*, 2021; Carramal *et al.*, 2022; Carvalho *et al.*, 2022).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Fontes de materiais e dados

Os dados do Campo de Búzios foram solicitados à Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) utilizando recursos do Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (PRH/ANP – PRH14/Geociências UFRGS). A seleção do Campo de Búzios fundamentou-se em seu excepcional volume de hidrocarbonetos. Adicionalmente, três outros campos foram incluídos no escopo do estudo, em virtude da disponibilidade de um conjunto ampliado de dados, viabilizada por meio do Projeto “Gênese e alteração de depósitos pré-sal aptianos da Bacia de Santos” financiado pela Equinor Brasil e executado pelo Instituto do Petróleo e Recursos Naturais (IPR) da PUCRS.

3.2 Levantamento bibliográfico

Foi conduzida uma revisão bibliográfica voltada à compreensão dos processos de diagênese carbonática não marinha, com ênfase em sistemas lacustres alcalinos e no contexto específico do pré-sal do Atlântico Sul. Essa etapa envolveu a análise crítica de trabalhos clássicos e recentes relacionados à evolução diagenética em carbonatos lacustres, incluindo as relações entre condições físico-químicas lacustre e o desenvolvimento de porosidade primária e secundária. Conjuntamente, foram examinados os principais trabalhos referentes à estratigrafia, sedimentologia e petrologia do pré-sal. Os conhecimentos compilados nessa revisão forneceram a base conceitual para a interpretação dos dados petrográficos, petrofísicos e de inclusões fluidas obtidos neste estudo.

3.3 Petrografia sistemática

A análise petrográfica quantitativa no estudo sobre o Campo de Búzios foi realizada sobre 84 lâminas delgadas de rochas retrabalhadas selecionadas dos testemunhos e amostras laterais dos poços 9-BUZ-1-RJS (12 de 74 lâminas delgadas) e 9-BUZ-2-RJS (72 de 189 lâminas delgadas). As lâminas delgadas foram selecionadas com base na identificação preliminar, por análise microscópica visual, de texturas deposicionais compatíveis com fácies ressedimentadas. As amostras também foram classificadas qualitativamente utilizando fotomicrografias fornecidas pela Agência Nacional do Petróleo (ANP). Além do conjunto de lâminas do Campo de Búzios, 1121 lâminas de três outros campos da Bacia de Santos foram descritas. Intervalos com ocorrência de depósitos ressedimentados foram estudados em sete poços desses três campos petrolíferos do pré-sal. Os nomes dos campos e a posição exata dos sete poços não podem ser divulgados devido à confidencialidade dos dados. Os campos foram denominados A, B e C, e os poços como A-1, A-2 (do campo A), B-1, B-2, B-3 (do campo B), e C-1, C-2 (do campo C). Dessas 1.121 lâminas examinadas, 328 correspondem a carbonatos ressedimentados. Dessas 328 lâminas, 132 correspondem a *core trims* ('tijolinhos' dos testemunhos), 83 a plugues dos testemunhos e 113 a amostras laterais.

Todas as lâminas petrográficas foram preparadas a partir de amostras impregnadas com resina epóxi azul. Antes da descrição e quantificação petrográfica, as lâminas foram tingidas com alizarina-S vermelha e ferricianeto de potássio para diferenciar os minerais carbonáticos (Dickson, 1965). As composições modais foram obtidas pela contagem de 300 pontos por lâmina, seguindo transectas perpendiculares à estrutura deposicional das rochas, e os dados gerados foram armazenados no software Petroledge® (De Ros *et al.*, 2007). A análise petrográfica sistemática registrou o volume em porcentagem, localização e as relações paragenéticas de cada constituinte primário e diagenético, e tipo de poro observado.

Os depósitos ressedimentados foram classificados de acordo com a classificação proposta por De Ros & Oliveira (2023). Os tipos de poros foram

classificados segundo Choquette & Pray (1970). Microscópios ópticos de luz polarizada Zeiss Axio Imager A1 e Leica DM750P foram utilizados para as análises petrográficas e aquisição fotomicrográfica no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul e no Laboratório de Caracterização de Rochas do Instituto de Petróleo e Recursos Naturais (IPR-PUCRS).

Lâminas delgadas selecionadas foram examinadas com epifluorescência de raios ultravioleta para identificar remanescentes orgânicos e argilosos, relações diagenéticas e zonação cristalina dos constituintes. A análise de epifluorescência foi conduzida utilizando microscópios ZEISS Axio Imager A2 equipados com fonte de luz de fluorescência de haleto metálico ZEISS HXP 120 V e filtros Zeiss ultravioleta set 02 (excitação G 365 nm, divisor de feixe FT 395 nm, emissão LP 420 nm) e azul-ciano Lumar 09 (excitação BP 450-490 nm, emissão LP 515 nm). Adicionalmente, vinte e três seções delgadas foram selecionadas para mapeamento automatizado da composição mineralógica utilizando equipamento QEMSCAN 650 (FEI) com dois detectores EDS/Bruker acoplados na Universidade de Brasília.

3.4 *Inclusões fluidas*

A microtermometria de inclusões fluidas (IF) foi realizada em quatro seções delgadas duplamente polidas (120 µm de espessura). As IFs foram analisadas em quartzo prismático, dolomita blocosa, dolomita substituindo matriz, dolomita em sela e calcita macrocristalina. Um total de 109 determinações de temperatura de homogeneização (Th) foram conduzidas pela H-Expertise Services S.A.S. (H-ES, Vandœuvre-lès-Nancy, França) e pela Fluid Inclusion Technologies Schlumberger (FIT-SLB, Texas, EUA). No laboratório H-Expertise Services S.A.S., as medições foram realizadas utilizando uma platina de aquecimento-resfriamento LINKAM MDS 600, operando entre -170 °C e 400 °C, acoplada a uma câmera de vídeo colorida Sony Exwave HAD3 montada

em um microscópio Olympus BX51. Na FIT-SLB, as análises foram realizadas utilizando uma platina de aquecimento-resfriamento tipo USGS da Fluid Inc. Ambos os sistemas microtermométricos foram termicamente calibrados utilizando padrões sintéticos. A precisão analítica é estimada em $\pm 0,2$ °C para temperaturas de fusão do gelo ($T_m(\text{gelo})$) e $\pm 0,5$ °C para temperaturas de homogeneização (T_h). Os agrupamentos de inclusões fluidas (FIAs) foram realizados seguindo a metodologia de Roedder (1984), de acordo com seus tipos genéticos (primárias, secundárias ou pseudo-secundárias) e correlacionados com a sequência paragenética.

A temperatura de homogeneização (T_h) indica quando uma IF bifásica com volume de fase líquida maior que a fase vapor à temperatura ambiente se homogeneiza para uma única fase líquida após aquecimento. A temperatura de homogeneização do vapor ($T_{h\text{vapor}}$) destaca casos em que uma IF bifásica com volume de fase vapor maior que a fase líquida à temperatura ambiente se homogeneiza como uma única fase vapor após aquecimento.

3.5 Definição de petrofácies de reservatório

As petrofácies de reservatório *sensu* De Ros & Goldberg (2007) foram definidas pela combinação das principais características texturais e de fábrica, composição primária, e processos e produtos diagenéticos que controlam o sistema poroso. Atributos que impactaram significativamente a porosidade e permeabilidade foram utilizados como critérios de agrupamento. As petrofácies ressedimentadas foram identificadas pelo prefixo 'Intrac' (de intraclástico), devido à origem predominantemente intraclástica das partículas carbonáticas. Após um agrupamento inicial das amostras, as petrofácies preliminares foram avaliadas em relação aos parâmetros petrofísicos. A proporção de redução da porosidade por compactação e cimentação foi avaliada em um diagrama de Ehrenberg (1995). Amostras com compactação como o principal processo de redução de porosidade receberam o sufixo "Comp." Amostras cuja porosidade

foi principalmente controlada por cimentação receberam os sufixos "Dol", "Cal" e "Sil", dependendo se dolomita, calcita ou sílica, respectivamente, foram os principais modificadores diagenéticos. Petrofácies com dois modificadores diagenéticos de porosidade significativos (considerados quando a diferença entre seus volumes é menor que 5%) foram rotuladas com ambos os sufixos mnemônicos (por exemplo, DolSil para dolomita e sílica; Fig. 3).

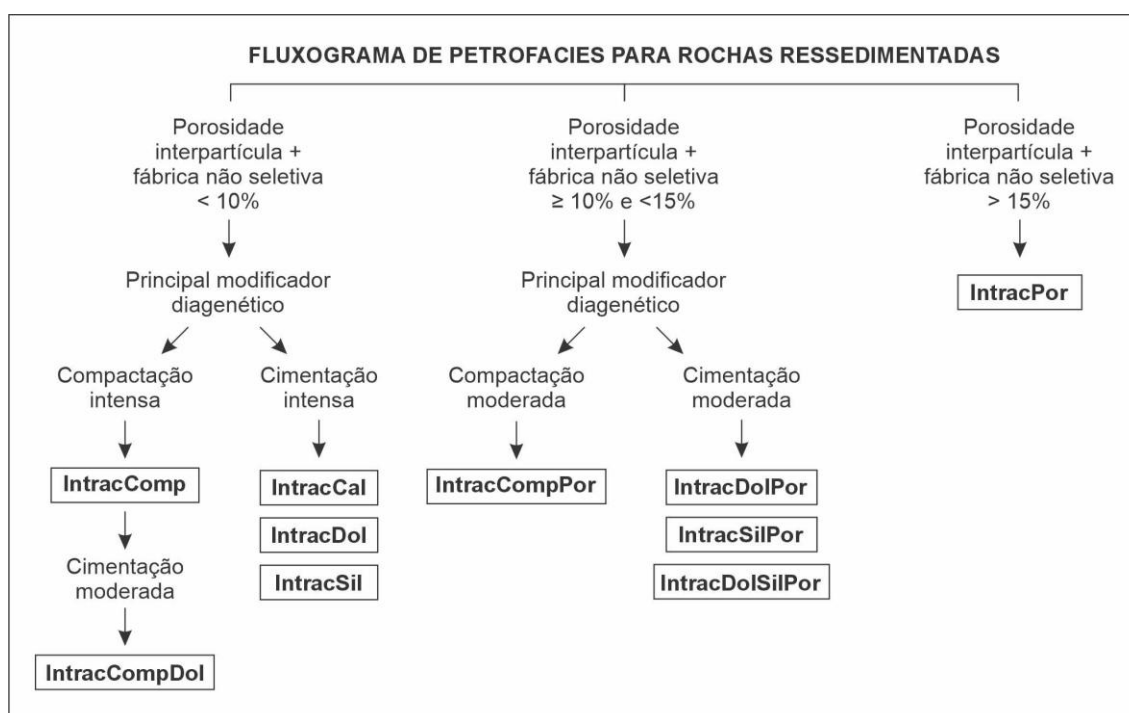


Figura 3. Representação esquemática do fluxograma utilizado para a definição de petrofácies de reservatório nos carbonatos ressedimentados do pré-sal. Primeiro, os depósitos ressedimentados "intraclásticos" foram agrupados de acordo com os valores de porosidade interpartícula combinados com a contribuição de porosidade não seletiva à fábrica (por exemplo, vugs e canais). Subsequentemente, sufixos foram atribuídos com base no principal processo diagenético que afeta a porosidade.

3.6 Dados petrofísicos

Dados de perfis e análise de rotina de testemunhos (RCA) foram fornecidos pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). Onze RCA do poço 9-BUZ-1-RJS, 65 do poço 9-BUZ-2-RJS e 200 dos

outros sete poços foram utilizados e integrados com os resultados petrográficos. Os dados petrográficos foram integrados com perfis geofísicos e litológicos para identificar padrões e correlações entre características petrográficas, sedimentológicas e de qualidade de reservatório. O valor de corte T2 utilizado para a porosidade de fluido livre de RMN foi de 92 ms, que representa um padrão comumente aplicado para rochas carbonáticas (Coates *et al.*, 1999). O módulo Techlog QuantiElan (software Techlog®) foi empregado para gerar o perfil de fração mineral.

3.7 Microtomografia computadorizada de raios-X

A microtomografia computadorizada de raios-X foi realizada no IPR-PUCRS, utilizando um sistema SkyScan 1173 equipado com uma fonte de raios-X de microfoco operando a 130 kV e 61 μ A. Para minimizar os efeitos de endurecimento do feixe, foi aplicado um filtro de latão de 0,25 mm. A aquisição de imagens foi realizada com resolução de pixel variando de 7 a 35,7 μ m. Cada amostra foi escaneada em um intervalo rotacional de 270° a 360°, com um passo angular de 0,2°, gerando imagens de transmissão TIFF de 16 bits em cada incremento. A reconstrução tridimensional foi conduzida utilizando um algoritmo de feixe cônico, otimizado para variações na espessura da amostra. O processamento de imagens e a análise quantitativa, incluindo segmentação, identificação de poros e gargantas de poros, medições dimensionais e cálculos de volume total e parcial, foram realizados utilizando o software AVIZO Thermo Scientific.

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A descoberta de grandes acumulações de hidrocarbonetos em depósitos lacustres das seções rifte e *sag* do pré-sal das Bacias de Campos e Santos fez com que a comunidade acadêmica mundial ampliasse e renovasse os conceitos e referências sobre depósitos carbonáticos lacustres. Ainda existem muitas questões em aberto sobre a origem e evolução destes reservatórios. Apesar do impacto da diagênese na qualidade desses reservatórios, o foco das pesquisas até o momento é em entender os mecanismos e processos deposicionais.

O objetivo inicial desta revisão é apresentar as principais características da dinâmica da sedimentação carbonática lacustre, visto que os processos eodiagenéticos são amplamente influenciados pelas características do ambiente deposicional. Em seguida é desenvolvida uma revisão sobre os principais processos diagenéticos em carbonatos não marinhos, com atenção especial ao ambiente lacustre. Por fim, é discutido o conhecimento atual sobre a evolução diagenética dos depósitos do pré-sal. Observa-se que poucos estudos abordam a natureza, distribuição, processos e controles da eodiagênese em carbonatos lacustres (e.g., Arp, 1995; Bustillo *et al.*, 2002; Arribas *et al.*, 2004; Bustillo & Alonso-Zarza, 2007; Calvo *et al.*, 1995; Freytet & Verrecchia, 2002; Armenteros, 2010; Wright, 2012; Ceraldi & Green, 2017). Ao contrário, há uma ampla bibliografia sobre a diagênese de carbonatos marinhos. Por isso, a discussão que se segue inclui algumas referências e conceitos desenvolvidos também para carbonatos marinhos.

4.1 Sedimentação carbonática lacustre

O interesse exploratório no pré-sal no Atlântico Sul foi o principal fator que fez com que os depósitos carbonáticos lacustres ganhassem destaque nas pesquisas geológicas das últimas décadas. Alguns dos depósitos lacustres mais bem documentados estão localizados no oeste dos Estados Unidos e incluem os modernos *Great Salt Lake*, *Mono Lake*, *Pyramid Lake* e a Formação *Green River*,

do Eoceno. Uma das revisões mais recentes sobre carbonatos lacustres foi compilada por Gierlowski-Kordesch (2010).

Lagos são sistemas dinâmicos, particularmente sensíveis às mudanças climáticas sutis, como, as variações sazonais de precipitação. Devido à alta sensibilidade desses ambientes, os depósitos sedimentares lacustres tendem a apresentar empilhamento vertical e distribuição horizontal mais complexa do que os de ambientes marinhos (Tucker & Wright, 1990). Apesar da biota lacustre ser muito menos diversa do que a marinha, os processos biológicos e químicos lacustres estão diretamente ligados. A grande variação de tipos de lagos faz com que, por vezes, os modelos deposicionais existentes não reflitam o registro deposicional. Além disso, fatores hidrológicos como a estratificação da coluna d'água (de composição química, temperatura e oxigênio) tornam mais desafiador o estudo desses sistemas (Tucker & Wright, 1990). A Figura 4 apresenta os principais controles da sedimentação lacustre, responsáveis pela imensa variedade de tipos de lagos.

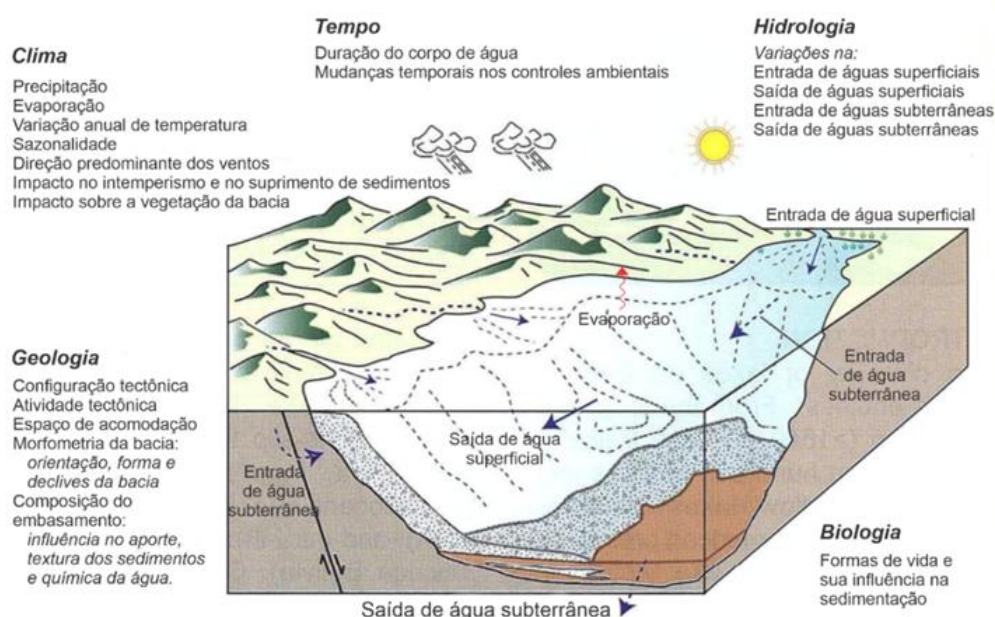


Figura 4. Principais controles da sedimentação lacustre (modificada de Renault & Gierlowski-Kordesch, 2010).

A faixa de águas rasas nas margens dos lagos é chamada de zona litorânea, enquanto a zona sublitorânea ocorre em lagos com declives suaves, marcando a transição para águas mais profundas (Fig. 5). A luz ainda pode penetrar até o fundo na zona sublitorânea, caracterizando a zona fótica. A profundidade a partir da qual há a mínima ou nenhuma penetração de luz é denominada de zona profunda ou afótica (Gierlowski-Kordesch, 2010). A área lacustre acima da zona profunda, dentro da zona fótica superior é denominada "zona pelágica".

Além da divisão nas zonas litorânea, sublitorânea e profunda, Platt & Wright (1991) agrupam os sedimentos em fácies marginais e baciais. Os carbonatos formados nas fácies marginais apresentam maior variedade sedimentológica, refletindo a variação de energia. Áreas marginais com alta energia caracterizam-se por depósitos carbonáticos de granulometria areia e cascalho, constituídos de bioclastos e partículas singenéticas como oóides e oncóides, enquanto depósitos micríticos bioturbados caracterizam as margens com baixa energia (Platt & Wright, 1991).

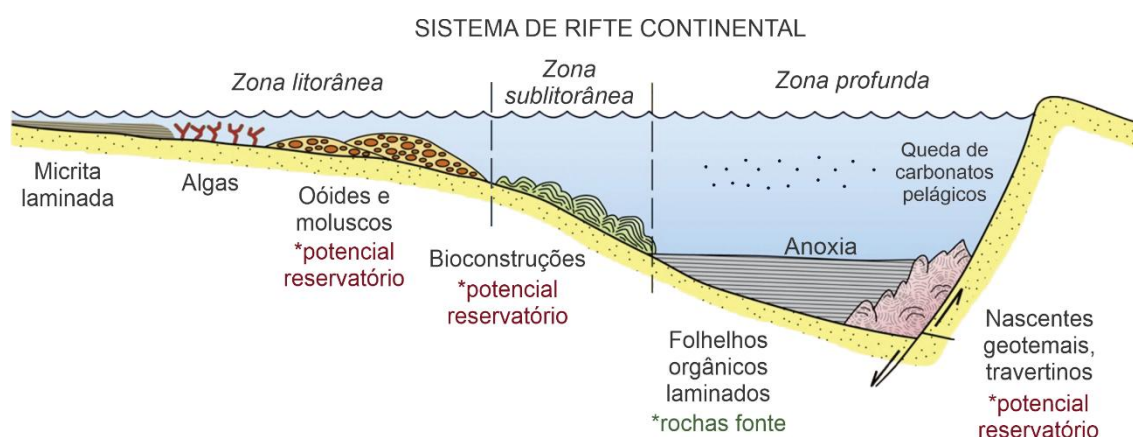


Figura 5. Zonas e distribuição das principais fácies lacustres com modelo conceitual para sistemas petrolíferos em sistemas lacustres de bacias rifte (compilado de Renault & Gierlowski-Kordesch, 2010 e Moore & Wade, 2013).

A estratificação da coluna d'água é um importante controle deposicional em sistemas lacustres (Platt & Wright, 1991) e consiste em zonas com distintas densidades, devido a distintas temperaturas e/ou composição química. O zoneamento de densidade pela composição se dá porque águas salinas são mais densas, concentrando-se no fundo do lago (Tucker & Wright, 1990). O principal processo físico que promove a mistura das águas lacustres é o vento. Entretanto, a sua ação é limitada pela extensão e profundidade do lago (Tucker & Wright, 1990). Um processo de estratificação prolongado pode levar à anoxia do fundo, o que não permite a presença de organismos bentônicos, e conseqüentemente cessa a bioturbação e reduz a taxa de decomposição da matéria orgânica (Tucker & Wright, 1990).

Sistemas lacustres podem ser classificados quanto a hidrologia em abertos e fechados (Tucker & Wright, 1990). O clima controla diretamente a hidrologia dos lagos, padrão de circulação dos fluidos, e taxas de produtividade orgânica (Platt & Wright, 1991). Os lagos abertos apresentam conexão permanente com sistemas de drenagem, que permite o fluxo das águas superficiais. Esses lagos são característicos de regiões exorreicas (Tucker & Wright, 1990). Nos lagos abertos, existe equilíbrio entre a entrada e saída de água, gerando ambientes quimicamente estáveis, sem tendência a aumento de salinidade ou alcalinidade (Tucker & Wright, 1990).

Lagos hidrologicamente fechados não apresentam extravasamento para rios. O nível desses lagos e a química da água são controlados pelo balanço entre influxo, precipitação e evaporação (Tucker & Wright, 1990). Podem ser perenes, contendo corpos de água que permanecem por muitos anos com certa flutuação de nível devido às variações de precipitação e evaporação, ou efêmeros, formando-se apenas durante períodos chuvosos (Tucker & Wright, 1990). Os depósitos sedimentares de lagos fechados são comumente marcados por mudanças litológicas verticais bruscas. Essa variação ocorre pelo balanço sensível entre entradas (influxo e chuva) e saídas (evaporação e infiltração), o que resulta em rápidas e frequentes mudanças na linha de costa como resposta

às mudanças do nível do lago (Bellanca *et al.*, 1992). Em lagos fechados, a deposição primária de carbonatos, bem como a formação de argilominerais estão estritamente relacionados à geoquímica das águas (Bellanca *et al.*, 1992).

Carroll & Bohacs (1999) classificam os lagos formados em riftes como *balanced fill*, *underfilled* e *overfilled* (Fig. 6). A classificação relaciona a ocorrência, distribuição e tipo de lagos com o balanço relativo entre a acomodação (controlada principalmente pela tectônica) e a entrada de água e sedimentos (controladas principalmente pelo clima). Como a classificação de Carroll & Bohacs (1999, 2001) foi concebida para lagos tipo rifte, é necessário considerar potenciais adaptações para outros tipos de lagos. Isso inclui variações de menor escala, que podem deixar registros apenas em depósitos de lagos menores (ou mais rasos), não sendo sentidas e registradas nos depósitos de lagos maiores.

O volume da bacia lacustre, ou o potencial de acomodação em relação à entrada de água e sedimentos, controla a existência, o tipo, a área e a distribuição do lago ao longo da evolução hidrológica. Os lagos abertos, com constante entrada de água tendem a corresponder a bacias *overfilled*, caracterizadas por empilhamento progradacional de sedimentos clásticos e associação de fácies fluvial-deltaica-lacustre (Carroll & Bohacs, 2001). Em lagos intermitentemente abertos, as águas flutuam entre alcalinas/salinas e doces (mais diluídas). Estes lagos correspondem às bacias *balanced fill*, caracterizadas pela mistura de empilhamento progradacional-agradacional de sedimentos clásticos e biogênicos/químicos, favorecidos pela concentração de solutos durante os períodos fechados. Os lagos fechados apresentam águas tipicamente salinas a hipersalinas e padrão de empilhamento agradacional, podendo acomodar depósitos clásticos, biogênicos e químicos, incluindo significativa proporção de evaporitos (Bohacs *et al.*, 2000; Carroll & Bohacs, 2001).

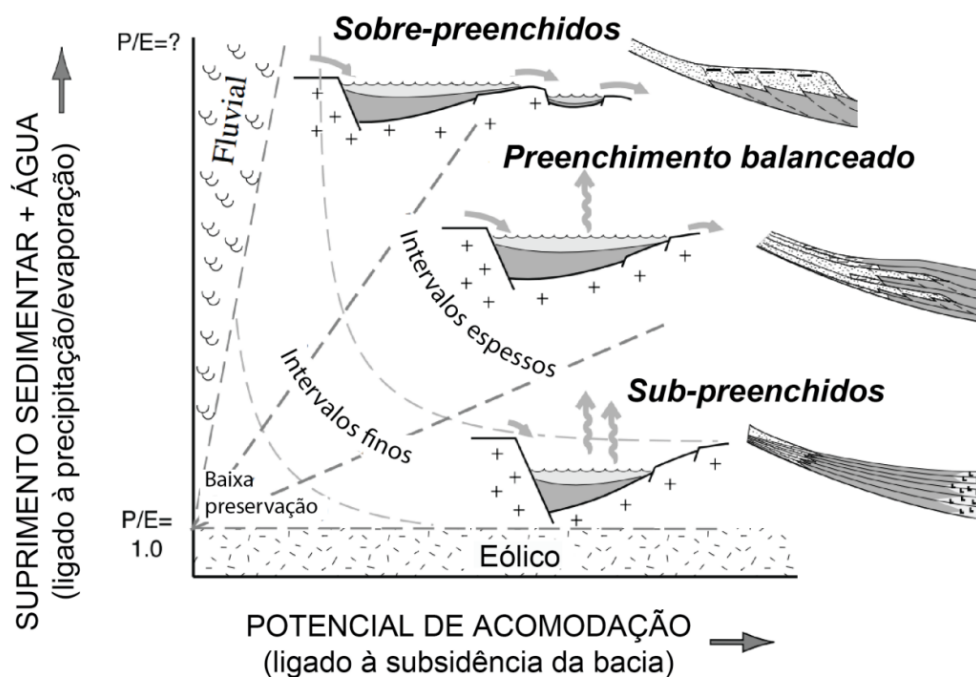


Figura 6. Diagrama de classificação de lagos riftes a partir da relação entre entrada de água e sedimentos *versus* espaço de acomodação (modificada de Bohacs *et al.*, 2000).

A entrada de água e solutos em uma bacia lacustre pode se dar através de águas superficiais e/ou subterrâneas (Gierlowski-Kordesch, 2010) (Fig. 7). Os rios podem trazer carbonatos para os lagos na forma de sedimentos de fundo ou em suspensão, mas também em solução. A entrada de água subterrânea através de nascentes e fontes subaquosas pode possibilitar a precipitação de carbonato ao longo dos depósitos aluviais marginais e diretamente no fundo do lago (como no Mar Morto, em Israel) (Gvirtzman, 2006; Yechieli, 2006). Ambientes lacustres alimentados por sistemas de água subterrânea são menos afetados por mudanças climáticas de curto prazo (Gierlowski-Kordesch, 2010). Além da entrada de íons através das águas superficiais e subterrâneas, a atmosfera também pode contribuir importando íons para as águas dos lagos, diretamente (como CO_2), ou a partir das chuvas e do vento (Stumm, 2004).

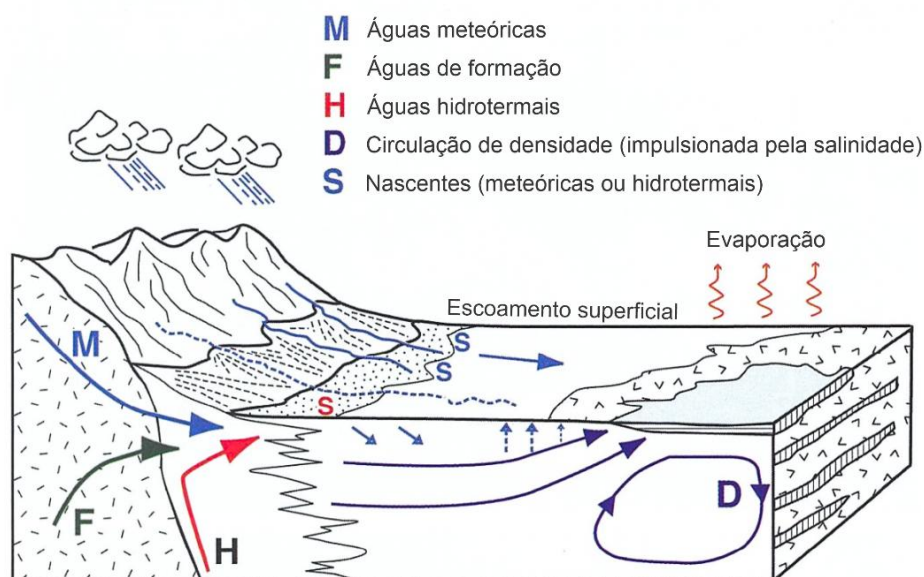


Figura 7. Modelo de circulação hidrológica em uma bacia fechada intermontana (modificado de Renaut & Gierlowski-Kordesch, 2010).

Os depósitos carbonáticos não marinhos incluem: (1) espeleotemas em carste, (2) carbonatos de fontes (travertinos e tufas), (3) calcretes, e (4) carbonatos lacustres e marginais-palustres, que incluem depósitos biogênicos, microbiais e abióticos (De Boever *et al.*, 2017). Grande parte da precipitação de carbonatos em lagos é biogenicamente induzida. Em ambientes lacustres, mais do que em qualquer outro ambiente, é fundamental a integração de estudos de biofácies, litofácies, petrografia, química e diagênese (Tucker & Wright, 1990). As águas lacustres também podem ser modificadas pela mistura com a água do mar ou com fluidos baciais, ou ainda por meio da concentração por evaporação (De Boever *et al.*, 2017).

Embora os depósitos carbonáticos mais comuns sejam dependentes de um corpo de água relativamente estável, eles também podem se formar em ambientes lacustres onde não há, necessariamente, um grande corpo de água. Essas condições são evidenciadas no trabalho de Smoot (1978), onde as condições físicas da bacia sedimentar controlam a sedimentação carbonática lacustre a partir do retrabalhamento de depósitos carbonáticos. A

ressedimentação por depósitos em lençol é importante em ambientes lacustres que permanecem na maior parte de tempo expostos, sob condições evaporativas. As partículas carbonáticas predominantes nos depósitos analisados por Smoot (1978) são intraclastos de tamanho areia e silte formados pela desintegração de crostas de dolomita formadas na planície lamosa evaporativa, *mounds* de travertinos e tufas, precipitados ao longo de córregos alimentados por fontes, e crostas de caliche e cimentos formados em leques aluviais.

A tectônica é um dos controles mais importantes para a ocorrência de lagos. A tectônica influencia a geometria do lago, as taxas de subsidência e o aporte sedimentar. Classificações como a de Platt & Wright (1991) identificam dois membros fisiográficos finais: plataformas e rampas. Em bacias com alto gradiente representadas por riftes e bacias de zonas de transcorrência, margens do tipo plataforma desenvolvem-se nas margens falhadas. Em bacias de baixo gradiente, como as de antepaís e *sags*, desenvolvem-se margens do tipo rampa (Platt & Wright, 1991). No entanto, estes modelos não incorporaram outros cenários, como as variações da sedimentação em lagos altamente alcalinos (Wright, 2012). Lagos hiperalcalinos se desenvolveram nas margens brasileiras e africanas durante a abertura do Oceano Atlântico e ocorrem atualmente nos riftes do leste africano (Thompson *et al.*, 2015; Markowska *et al.*, 2022; Salgado-Campos *et al.*, 2022).

Apesar dos avanços recentes das pesquisas sobre carbonatos lacustres, ainda existem muitas questões que precisam ser aprofundadas, especialmente sobre lagos fechados. Os modelos de fácies tradicionais não englobam a variedades de formas de *build-ups* (construções) que podem ser abundantes e peças-chave na compreensão dos controles deposicionais de carbonatos. Tais carbonatos podem ter origem biogênica (bioconstruções), abiogênica, ou ambos (Wright, 2012).

Construções isoladas em lagos rifte com tectônica ativa formam-se comumente nas elevações topográficas dos blocos falhados, onde a precipitação

abiótica é favorecida pela percolação de fluidos concentrados através das falhas (Saller *et al.*, 2016). Já as bioconstruções microbiais comumente estão associadas às margens lacustres (Della Porta, 2015), mas podem ocorrer de forma discreta em profundidades de até 20 a 30 m, como ocorre no Lago Tanganyika (Cohen & Thouin, 1987). Em alguns *build-ups* pode ser demonstrado um forte controle microbial na precipitação de carbonatos, mas isso não é a regra. Construções abióticas são capazes de criar estruturas de escala sísmica, mas a sua distribuição pode ser limitada ou condicionada às imediações de condutos hidrotermais, como evidenciado no Mono Lake, Califórnia (Council & Benneth, 1993). Essas grandes estruturas só podem se desenvolver onde os lagos são profundos o suficiente para acomodar seu crescimento (Wright, 2012).

Nos lagos localizados em bacias rifte, especialmente aqueles sob influência de vulcanismo, a produção carbonática dominante pode se relacionar a esses *build-ups* formados por fontes, tanto em ambientes subaéreos quanto subaquosos (Wright, 2012). Della Porta (2015) traz uma revisão sobre as formas de ocorrência e distribuição de *build-ups* carbonáticos continentais formados em ambientes lacustres, sob influência hidrotermal e fluvial (Fig. 8), comparando sua geometria, fábrica deposicional e assinaturas geoquímicas.

Os *build-ups* carbonáticos continentais ilustrados por Della Porta (2015) exibem geometrias, fábricas e controles deposicionais distintos, de acordo com ambiente de deposição. Na margem lacustre, desenvolvem-se biohermas microbiais e algais rasos (até poucas dezenas de metros de profundidade), com morfologias de domos, lentes e cones invertidos, dispostos em cinturões descontínuos de centímetros a poucos metros de espessura, paralelos à linha de costa. Os travertinos hidrotermais caracterizam-se por *mounds* e *aprons* (rampas suavemente inclinadas) com dimensões variando de decímetros a centenas de metros, apresentando vertentes suaves e declives distais abruptos, cuja deposição é controlada por gradiente topográfico, atividade tectônica, clima e ascensão de fluidos termais ricos em Ca^{2+} através de falhas. As tufas fluviais ocorrem como cascatas, barragens e represas com dimensões centimétricas até

várias dezenas de metros, dominadas por fábricas fitohermais (macrófitas, micrófitas e briófitas), controladas primariamente por gradiente topográfico, condições climáticas e natureza do substrato. Adicionalmente, Della Porta (2015) destaca a ocorrência de *mounds* e *pinnacles* sublacustres associados a nascentes hidrotermais, formados pela mistura de águas subterrâneas ricas em Ca^{2+} com águas lacustres ricas em HCO_3^- , alinhados ao longo de falhas que atuam como condutos preferenciais para circulação de fluidos, podendo formar depósitos isolados ou agrupados, bem como sistemas mistos onde travertinos hidrotermais e carbonatos de água doce coexistem em lagos rasos tectonicamente controlados.

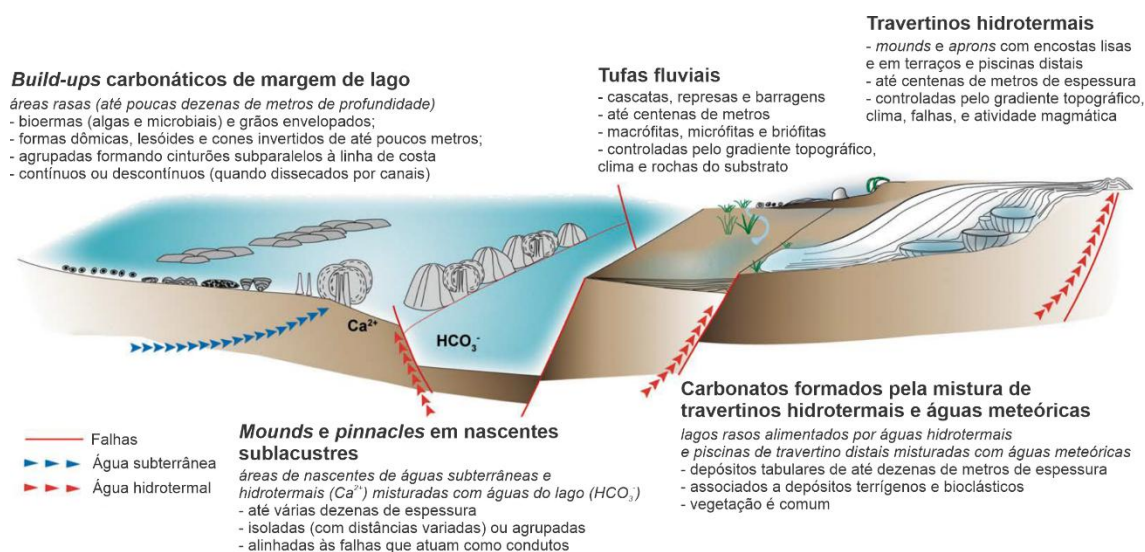


Figura 8. Esquema de distribuição de diferentes *build-ups* em diferentes ambientes deposicionais não marinhos (modificado de Della Porta, 2015).

O transporte dos sedimentos carbonáticos rasos para as zonas sublitorâneas e profundas do lago ocorre através da redeposição. O retrabalhamento e a redeposição depende dos processos físicos da bacia, que podem ocorrer em eventos episódicos ou contínuos (Walker & Plint, 1992). Fatores geomórficos locais (e.g., plataformas rasas e extensas *versus* estreitas e profundas) e flutuações climáticas influenciam as taxas e os padrões de

sedimentação; além dos padrões de circulação de correntes de circulação hidrológicas (Gierlowski-Kordesch, 2010). A ação de correntes e ondas atua na redistribuição dos sedimentos depositados nas porções rasas da bacia, enquanto eventos episódicos (fluxos gravitacionais e ação das tempestades) são os principais responsáveis pela redeposição de sedimentos no fundo da bacia.

4.2 *Diagênese carbonática não marinha*

A diagênese inclui todas as alterações biológicas, físicas, químicas, bioquímicas e físico-químicas que ocorrem desde imediatamente após a deposição e durante o soterramento, e anteriormente ao metamorfismo de baixo grau (Morad *et al.*, 2010). As rochas e os sedimentos carbonáticos são especialmente suscetíveis às modificações pós-deposicionais devido à alta reatividade química dos minerais carbonáticos. Os minerais carbonáticos podem reagir rapidamente com diferentes fluidos, na busca de equilíbrio com as novas condições impostas pelo meio (Moore, 1989).

Esses processos podem ocorrer em diferentes ambientes diagenéticos que incluem o ambiente marinho, de mistura, meteórico, e de soterramento (Moore, 1989; Moore & Wade, 2013). A avaliação das condições, processos e produtos típicos de cada um desses ambientes diagenéticos fornece um método para entender e prever a evolução diagenética. A relação entre a qualidade do reservatório e a diagênese é complexa e variável, e, às vezes, os processos diagenéticos funcionam de forma complementar e sobreposta.

A diagênese gera efeitos nas propriedades químicas, mecânicas e petrofísicas dos sedimentos, bem como na preservação ou não da fábrica e das assinaturas geoquímicas deposicionais. A diagênese pode transformar toda uma unidade rochosa, mas geralmente se inicia em ambientes de micro e/ou nano escala (De Boever *et al.*, 2017). Os processos de neomorfismo (inversão e recristalização), cimentação e substituição de sedimentos carbonáticos

geralmente resultam em uma textura cristalina mais grossa e homogênea do que a fábrica original (De Boever *et al.*, 2017).

O meio primordial para que a diagênese ocorra é a água, no entanto, a química dos fluidos presente nos poros, a taxa de fluxo através do sistema poroso, a temperatura, e o regime de pressão controlam os processos diagenéticos (Moore & Wade, 2013). O contexto ambiental da diagênese (ou ambiente diagenético) é discutido de acordo com os três grandes grupos de águas primárias e a sua distribuição na superfície e subsuperfície do planeta (Moore & Wade, 2013). Em áreas superficiais os grandes ambientes diagenéticos são o meteórico e marinho. Esses dois ambientes podem ser modificados, formando, por exemplo, ambientes altamente alcalinos e evaporíticos, como é o caso do paleolago pré-sal (Mercedes-Martín *et al.*, 2019; Pietzsch *et al.*, 2018; 2020). Quando modificadas, as águas deixam de corresponder quimicamente às suas composições primárias (meteórica ou marinha). O terceiro grande ambiente diagenético é o de subsuperfície, influenciado por águas de formação produzidas pela mistura entre águas marinhas e meteóricas e/ou salmouras quimicamente complexas que resultam de longos períodos de interação entre a rocha e a água em elevadas temperaturas e pressões (*basinal-derived brines*; Moore, 2001).

Além das características químicas intrínsecas dos fluidos, Choquette & Pray (1970) reconhecem três zonas diagenéticas. Os processos ocorrentes logo após a deposição são denominados processos diagenéticos precoces (*early diagenesis sensu* De Boever *et al.*, 2017) ou eodiagenéticos (*eogenetic zone sensu* Choquette & Pray, 1970). Os processos diagenéticos que ocorrem em subsuperfície, sob maiores temperatura e pressão, são denominados como mesodiagenéticos (*mesogenetic zone sensu* Choquette & Pray, 1970). Rochas que foram submetidas às modificações mesodiagenéticas podem voltar a passar, devido ao soerguimento e a erosão, por processos diagenéticos superficiais, denominados telodiagenéticos (*telogenetic zone sensu* Choquette & Pray, 1970).

No contexto ambiental da eodiagênese meteórica, a alteração de depósitos carbonáticos tem as suas particularidades definidas por diversas condições específicas, entre elas as condições ambientais de deposição, como processo deposicional e clima. A fábrica deposicional dos sedimentos carbonáticos pode mudar intensamente já durante a eodiagênese devido à sua limitada estabilidade química. No entanto, o potencial para alterações diagenéticas depende da reatividade do precipitado inicial. A calcita magnesiana e a aragonita são fases essencialmente metaestáveis durante a evolução diagenética “normal” dos depósitos carbonáticos (De Boever *et al.*, 2017).

Em contextos não marinhos, a maior parte dos depósitos carbonáticos se forma pela nucleação e precipitação dos fluidos ou de secreções biogênicas. Estes processos tornam o limite entre a formação primária e o início da diagênese por vezes difuso e difícil de definir (De Boever *et al.*, 2017). Um exemplo deste problema ocorre nos depósitos de travertinos, no qual a fábrica primária pode ser considerada apenas na superfície ativa dos últimos milímetros dos depósitos (Pentecost, 2005). Ambientes lacustres, por outro lado, podem constituir locais de precipitação carbonática ainda na interface água-sedimento. Nestes casos, os precipitados carbonáticos crescem na superfície dos sedimentos tanto como cristais equantes como também como cristais aciculares, denominados de *benthic cements* por Chafetz *et al.* (1985).

Através da pervasiva interação entre a água e as rochas em subsuperfície, os fluidos tendem a se tornar saturados em relação às espécies carbonáticas estáveis de calcita não magnesiana e dolomita, de forma a não modificar consideravelmente a porosidade de carbonatos (James & Choquette, 1984). No entanto, sob alta pressão e temperatura, a dissolução por pressão pode destruir a porosidade pela cimentação em poros adjacentes (Moore & Wade, 2013). A água de formação também pode favorecer o aumento da porosidade por dissolução a partir de condições localmente subsaturadas, em consequência da degradação térmica da matéria orgânica ou de hidrocarbonetos (Moore & Wade, 2013).

4.3 Cimentação carbonática

Os hábitos dos cimentos carbonáticos são determinados, em grande parte, pela taxa de crescimento dos cristais (Sánchez-Navas *et al.*, 2013). A taxa de crescimento dos cristais é influenciada por diversos parâmetros como pressão de CO₂, taxa de fluxo dos fluidos intersticiais e temperatura (Sánchez-Navas *et al.*, 2013). Já a composição e mineralogia dos cimentos carbonáticos são amplamente determinados pelos parâmetros composicionais dos fluídos precipitantes (Chafetz *et al.*, 1985). Durante a eodiagênese, a formação de carbonatos é dependente da atividade relativa do Mg²⁺ e do Ca²⁺ nos fluidos dos poros (Chafetz *et al.*, 1985). A cimentação pode ocorrer no espaço interpartícula ou intrapartícula, mas também preenchendo fraturas, e deslocando o material depositado quando este ainda não se encontra completamente litificado.

Existem diferentes entendimentos sobre a formação das diferentes morfologias as quais os cristais de calcita e aragonita podem precipitar. Folk (1974) sugere que a morfologia dos cimentos de calcita estaria relacionada com a razão entre Mg/Ca do fluido precipitante. O modelo de Folk baseia-se no conceito de “envenenamento” dos cristais de calcita em crescimento através da substituição de íons Ca²⁺ por Mg²⁺, que distorce a estrutura cristalina. Lahann (1978) apontou que o efeito do “envenenamento” deveria afetar todas as faces do cristal igualmente, inclusive a direção axial do eixo “c”. O modelo de Lahann explica o diferente desenvolvimento das faces cristalinas através da diferença de potencial dos eixos cristalinos.

Cada ambiente diagenético exibe variação em relação à saturação de carbonatos e pode precipitar diferentes morfologias. No entanto, o entendimento convencional mostra que a calcita precipitada pela ação de água meteórica tende a apresentar cristais equantes, enquanto os cristais de calcita magnesiana e aragonita precipitados em ambiente marinho tendem a formas alongadas e fibrosas. Por outro lado, as águas subsuperficiais precipitam cristais de calcita equantes que podem variar até poliedros bastante complexos (Moore & Wade,

2013). A Figura 9 resume as principais morfologias dos cimentos carbonáticos nos principais ambientes diagenéticos.

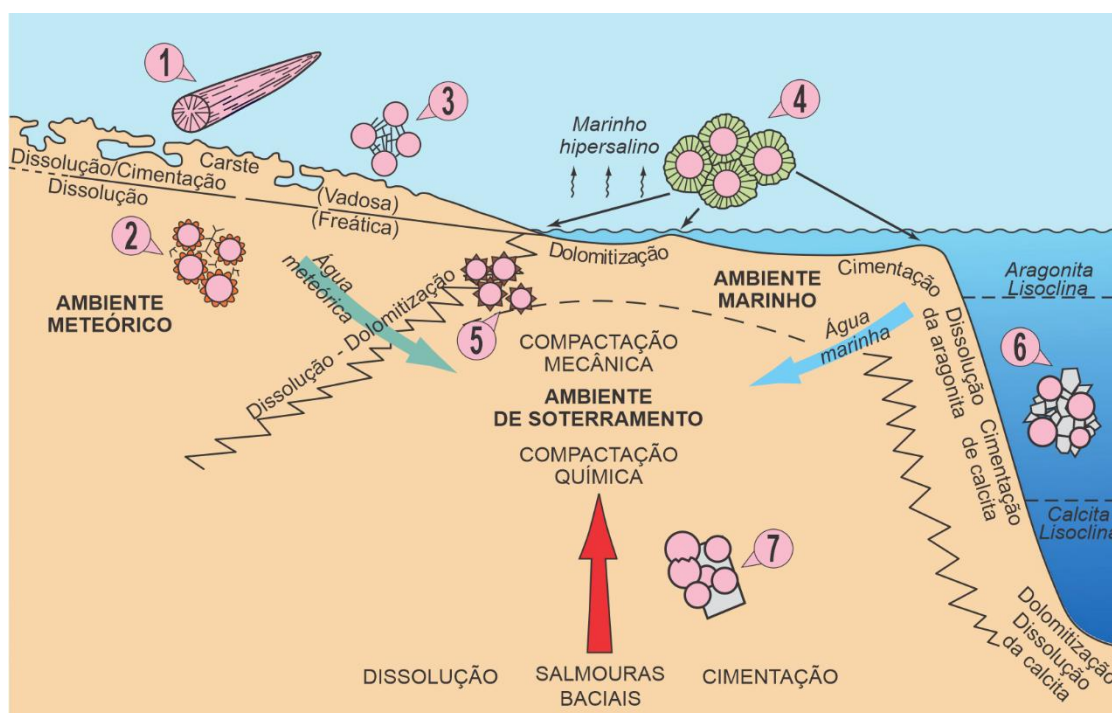


Figura 9. Diagrama esquemático mostrando os hábitos de crescimento dos cimentos calcícticos nas principais zonas diagenéticas. (1) Calcita e aragonita fibrosas com texturas microcristalinas; (2) Calcita blocosa, equante, com textura cristalina fina ou grossa; (3) Calcita de textura cristalina fina, acicular (*whisker crystals*); (4) Mg-calcita ou aragonita fibrosas, com textura cristalina fina; (5) Calcita prismática (*bladed*) fina a grossa; (6) Calcita blocosa de textura cristalina grossa, equante; (7) Calcita blocosa, equante, comumente poiquilotópica (modificado de Moore, 1989).

A substituição diagenética também tem relação direta com a cimentação. A substituição mineral envolve dois processos: dissolução dos minerais originais e crescimento de minerais preenchendo os espaços de dissolução (Armenteros, 2010). O neomorfismo dos bioclastos de composição aragonítica, por exemplo, pode produzir dois diferentes estilos texturais através da substituição, a depender da largura da “frente de alteração” e da razão entre as taxas de dissolução e precipitação. Os moldes são formados quando a taxa de dissolução

de aragonita é maior do que a de precipitação de calcita. Já quando há transformação mineral da aragonita em menor escala, sob condições de baixo fluxo hidrológico, ocorre neomorfismo por dissolução e precipitação simultâneas (Armenteros, 2010).

4.4 *Diagênese meteórica*

No ambiente meteórico, os processos são controlados pelos fluidos meteóricos presentes nos poros dos sedimentos. A calcita de baixo magnésio consiste no principal cimento carbonático formado pela interação com águas meteóricas (Chafetz *et al.*, 1985). A cimentação relacionada aos fluidos meteóricos ocorre em três regimes ou zonas hidrológicas: vadosa, freática e de mistura (Longman, 1980). As zonas hidrológicas são dinâmicas e mudam na medida que a coluna da água varia (Fig. 10). As variações podem gerar vários outros hábitos diagenéticos, e inclusive, alguns se sobrepõem aos encontrados em ambiente marinho (De Boever *et al.*, 2017).

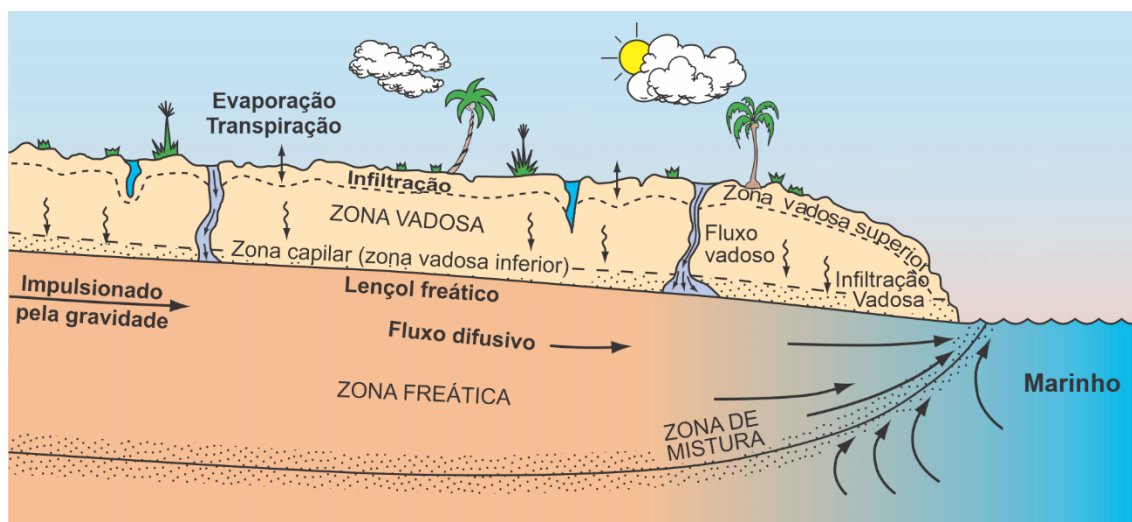


Figura 10. Modelo conceitual dos principais ambientes diagenéticos e condições hidrológicas presentes no ambiente meteórico (modificado de Moore, 1989).

A **zona vadosa** localiza-se acima do nível saturado com água (nível freático). É a zona mais superficial, onde os poros estão preenchidos por água e ar. Nessas condições, a capilaridade influencia o movimento da água, favorecendo sua concentração nos contatos dos grãos (Moore, 1989). A água pode se mover na zona vadosa por meio de dois estilos: (1) infiltração vadosa (*vadose seepage*), onde a água se movimenta lentamente pelos poros e fraturas interconectados; (2) fluxo vadoso (*vadose flow*), onde a água se movimenta por canais de solução, sumidouros e grandes fraturas diretamente para o lençol freático (Wright, 1991; Loucks, 1999).

Os cimentos de calcita formados na zona vadosa geralmente apresentam uma superfície curva que reflete a distribuição da água no momento da precipitação (Moore & Wade, 2013). Este padrão curvo de cimentação foi denominado cimento em meniscos (Dunham, 1971). Nas áreas mais saturadas, ainda acima do lençol freático e abaixo da zona de capilaridade, o excesso de água se acumula na forma de gotas pendentes sob os grãos. Os cimentos precipitados nesta zona mostram a orientação gravitacional e são denominados micro-estalactíticos ou pendulares (Moore, 2001). Outras texturas que refletem transformações em ambientes vadosos são a granulação, sedimentação interna geopetal e fraturamentos (Bustillo & Alonso-Zarza, 2007). A presença de laminações nos sedimentos geopetais indica flutuações do lençol freático durante a sedimentação (Arosi & Wilson, 2015).

A fonte dos sedimentos vadosos tem sido atribuída à atividade de fungos, que pode produzir partículas pelo processo de *sparmicritization*, à dissolução ou perfuração de rochas carbonática originais, ou ao intemperismo das paredes de cavidades em zonas cársticas (Jones & Pemberton, 1987; Verrecchia, 2000). Estes padrões de distribuição de cimentos vadosos ocorrem tanto no ambiente meteórico quanto no ambiente marinho (*beachrocks*). A zona vadosa pode ainda ser dividida em superior (*caliche zone*) e inferior (Moore & Wade, 2013).

A zona vadosa superior é um ambiente onde ocorre intensa diagênese em terrenos carbonáticos. Em regiões chuvosas, predomina a dissolução devido

às águas meteóricas serem subsaturadas em CaCO_3 pela sua alta pCO_2 . O CaCO_3 é removido e infiltrado, favorecendo a precipitação de calcita na zona vadosa inferior (Moore & Wade, 2013). Já em ambientes semiáridos, o potencial de dissolução seguido de evaporação favorece a precipitação de carbonatos próximos à superfície, formando crostas conhecidas como caliches, calcretes e *duricrusts* (James & Choquette, 1984).

Calcretes são depósitos carbonáticos de zona vadosa superior muito utilizados em reconstruções paleoambientais. As crostas normalmente se apresentam como *hardplans* laminados no topo da sequência, zona com placas e crostas, sequência nodular e pisolítica e zona de transição *chalky* com os sedimentos não alterados (Purvis & Wright, 1991; Moore & Wade, 2013). Um perfil de calcrete se forma como resultado da substituição de carbonatos em diversos substratos, como sedimentos, solos e rochas, podendo ser atividade orgânica (Moore & Wade, 2013) quanto inorgânica (Wright & Tucker, 1991). A textura original da rocha é substituída por nódulos, pisóides, rizolitos (concreções ao redor de raízes), tepees, *crystal silt* (microesparita) e *Microcodium* (células calcificadas de fungos e plantas superiores) (Purvis & Wright, 1991).

Na zona vadosa inferior há o domínio da percolação por gravidade. A saturação de água é significativamente maior na zona logo acima do lençol freático, conhecida como zona de capilaridade. A água se encontra normalmente saturada em CaCO_3 devido à dissolução dos carbonatos, o que pode levar à uma concentração de cimentos de calcita logo acima do nível freático (Moore & Wade, 2013). Em regiões onde a percolação na zona vadosa é reduzida pelas influências climáticas, a dissolução e a cimentação tendem a ser menos intensas e de forma localizada. Nestes cenários, os cimentos precipitam próximos às zonas de dissolução, resultando em uma distribuição disseminada dos cimentos vadosos ao longo da sequência (Halley & Harris, 1979).

Com relação à criação de porosidade na zona vadosa, vários autores concordam que existe um equilíbrio entre a dissolução e a cimentação. Com isso, a porosidade total tende a permanecer aproximadamente a mesma durante a

estabilização dos minerais carbonáticos instáveis sob condições meteóricas vadosas (e.g., Heydari, 2003; Major, 2014). No entanto, em períodos de clima úmido e alta recarga, onde a taxa de dissolução supera a taxa de precipitação, haverá aumento da porosidade (e.g., Li *et al.*, 2014). Já a permeabilidade pode ser intensamente modificada, uma vez que os cimentos vadosos precipitam preferencialmente fechando as gargantas dos poros, o que reduz a eficiência do escoamento de fluidos (Halley & Harris, 1979).

A **zona freática** localiza-se abaixo do nível freático, onde os poros estão completamente saturados com água (Moore, 1989). Os aquíferos freáticos são comumente desconfinados e conectados com a atmosfera através da zona vadosa (Moore & Wade, 2013). Há um consenso de que os processos diagenéticos são mais intensos na zona freática do que na zona vadosa devido ao maior volume de água disponível (Morse & Mackenzie, 1990; Moore & Wade, 2013).

Na zona freática, a água pode se mover por fluxo difusivo (*diffusive flow*), onde o lençol freático está bem estabelecido e as condições de fluxo se aproximam da Lei de Darcy, ou fluxo livre (*free flow*), através de canais e condutos como “rios subterrâneos” (Moore, 1989). O fluxo difusivo é característico de sedimentos carbonáticos expostos durante os primeiros estágios da estabilização mineral. Já o fluxo livre é característico de terrenos carbonáticos estabilizados, associados à carstes. Moore (1989) considera duas maiores configurações freáticas: a lente flutuante local de água doce e o sistema de aquífero meteórico regional.

A zona freática em áreas litorâneas pode apresentar duas configurações hidrológicas básicas ligadas ao nível de base: (1) nível alto, onde o nível freático de ilhas e áreas marginais irá flutuar e a diagênese meteórica irá dominar na zona de mistura; (2) nível baixo, onde desenvolvem-se aquíferos meteóricos regionais, que favorecem o desenvolvimento de sistemas de cavernas de margem de plataforma na zona de mistura meteórica-marinha (Moore & Wade, 2013). Durante episódios de nível baixo, pequenas cavernas são comuns ao

longo do nível freático. A carstificação da superfície da plataforma também é comum e dependerá do clima e da duração do período de exposição (Moore & Wade, 2013).

Na configuração freática de sistemas de aquíferos meteóricos regionais, grandes volumes de água meteórica movem-se ativamente por meio dos sedimentos carbonáticos, interagindo com o substrato, dissolvendo fases carbonáticas e precipitando carbonatos a jusante. Devido ao potencial de transporte de CaCO_3 em grande escala, este sistema é um dos mais importantes ambientes diagenéticos em relação à mudança de porosidade (Moore, 1989). As mudanças diagenéticas são desencadeadas pelo contraste de solubilidade da calcita não magnésiana com a aragonita e com a calcita magnésiana, e pelo rápido movimento da água através do aquífero (Moore & Wade, 2013).

Em plataformas carbonáticas que possuem leve inclinação em direção ao centro da bacia devido à subsidência diferencial, os sistemas de aquíferos regionais são escoados pela gravidade. Onde há um escoamento meteórico os ambientes diagenéticos são considerados ativos relativamente à modificação de porosidade (Moore & Wade, 2013). A recarga do aquífero inicia com a entrada de água meteórica subsaturada em relação a calcita levando à dissolução da aragonita. Com a dissolução da aragonita, CaCO_3 será transferido para o sistema e as águas tendem a alcançar o nível de supersaturação em calcita não magnésiana. Quando o fluxo meteórico alcança o nível do mar, a taxa de fluxo diminui e inicia uma rápida precipitação de calcita. Durante a mistura de águas meteóricas e marinhas, a cimentação por calcita irá cessar e uma nova fase de dissolução é possível (Moore, 1989). A tendência geral desses processos é a total estabilização dos depósitos para calcita não magnésiana (Moore & Wade, 2013).

Já as plataformas carbonáticas que apresentam morfologias menos inclinadas tendem a ser totalmente expostas quando há uma queda do nível de base. Com a exposição, a plataforma fica sob a ação de águas meteóricas e ocorre o estabelecimento de sistemas de aquíferos meteóricos. Feições

epicársticas, incluindo dolinas, localizadas na zona da interface rocha/solo e crostas vadosas (calcretes) são estabelecidas (Moore & Wade, 2013).

Os cimentos meteóricos freáticos apresentam uma distribuição mais homogênea em relação aos cimentos da zona vadosa. O principal hábito desses cimentos é representado por franjas isópacas, formada por cristais equantes de calcita (Fig. 11). Devido ao padrão de cimentação circumgranular da zona freática, a permeabilidade é menos afetada em relação à cimentação na zona vadosa do que na freática (Halley & Harris, 1979). Além disso, as condições oxidantes meteóricas das zonas vadosas e freáticas tendem a impedir a incorporação de Fe e Mn nos carbonatos (Moore, 1989).

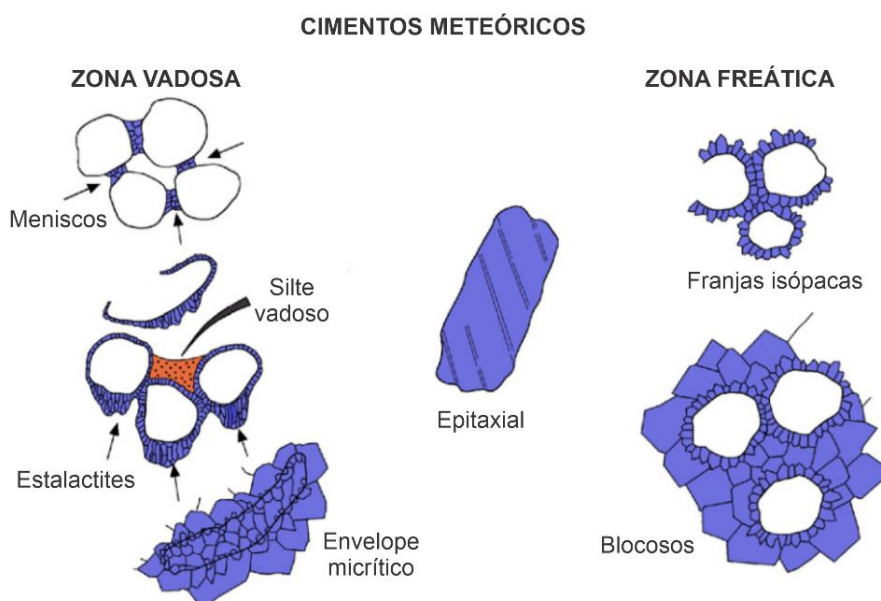


Figura 11. Morfologias dos principais tipos de cimentos formados durante a diagênese meteórica na zona vadosa (esquerda) e freática (direita) (modificado de James & Choquette, 1984).

A **zona de mistura** das águas meteóricas com as águas marinhas (ou águas lacustres salinas) pode desencadear processos de dolomitização. Quando as águas subterrâneas são saturadas em sílica pode formar *chert* e ocorrer a silicificação dos carbonatos formados em ambientes salinos (Knauth,

1979, 1994; Manning-Berg & Kah, 2017). Os sedimentos metaestáveis nesta zona são mais propensos à dissolução por pressão, ao contrário do que os depósitos adjacentes já estabilizados mineralogicamente (Moore, 1989).

4.5 Características diagenéticas dos ambientes lacustres

Diferentemente dos ambientes marinhos, os processos diagenéticos lacustres são ainda pouco compreendidos (Wright, 2012). Em ambientes lacustres temperados, a precipitação de calcita aumenta durante a primavera e verão, principalmente por mecanismos bióticos, em consequência da supersaturação em zonas de alta produtividade (Gierlowski-Kordesch, 2010). Em lagos hidrologicamente fechados, por outro lado, a precipitação de carbonatos é fortemente condicionada aos ciclos de variação da química da água. Normalmente, há uma rápida entrada de Ca^{2+} pelo escoamento superficial durante as estações chuvosas e sua remoção pela precipitação durante as estações secas (Armenteros, 2010). A sequência de precipitação carbonática em lagos fechados se relaciona com o aumento da salinidade, formando, sucessivamente, calcita, calcita magnesiana, aragonita, dolomita e magnesita (Deocampo, 2010).

Outro importante processo controlador da precipitação de carbonatos em ambientes lacustres, principalmente em lagos rasos, é a litificação de esteiras microbiais (Armenteros, 2010). A mineralização destes depósitos é condicionada pela degradação das secreções poliméricas extracelulares (*extracellular polymeric secretions*; EPS). As EPS são constituídas principalmente por carboidratos poliméricos que são consumidos por microrganismos, particularmente por bactérias redutoras de sulfato, que, através da sua degradação, liberam cátions (Ca^{2+} e Mg^{2+}) e aumentam a alcalinidade, calcificando o EPS (Armenteros, 2010).

A siderita também pode ser um importante precipitado eodiagenético em ambientes lacustres anaeróbicos sem SO_4^{2-} , nos quais a calcita e os sulfetos de

ferro não se formam. Estas condições se associam principalmente aos sedimentos sapropélicos durante condições anóxicas com baixa concentração de sulfato (Armenteros, 2010). Concreções carbonáticas são outro exemplo de precipitação durante a eodiagênese. A decomposição bacteriana de restos orgânicos, por exemplo de peixes, libera compostos básicos, como amônia e aminas, que causam um aumento no pH local e podem nuclear a precipitação de CaCO_3 (Berner, 1984).

Durante períodos em que a evaporação excede o influxo, ocorre regressão nas margens dos ambientes lacustres. Nesses episódios, pode haver a formação de brechas de ressecamento e *tepees* pela exposição e endurecimento de sedimentos carbonáticos finos, e a precipitação de minerais evaporíticos intrasedimentos (Armenteros, 2010). As planícies lamosas carbonáticas também são importantes ambientes de transformações diagenéticas. A calcita de baixo magnésio é substituída por carbonatos magnesianos pela interação com as salmouras intersticiais evaporíticas (Armenteros, 2010). Os argilominerais detríticos também podem ser extensamente transformados para fases magnesianas durante episódios evaporíticos em planícies lamosas (Pozo & Calvo, 2018). Com a continuidade da evaporação, é comum a precipitação de gipsita com diferentes formas cristalinas e tamanhos (Armenteros, 2010). Em lagos efêmeros de clima áridos com pH maior que 9 e com baixa concentração de sulfato, carbonatos e bicarbonatos como a trona, shortita, haylussita, pirssonita, nahcolita e natrão podem se formar como precipitados intersticiais (Armenteros, 2010).

Os processos de substituição de depósitos carbonáticos não marinhos ocorrem quando as condições ambientais mudam. A dolomitização e a silicificação são os processos mais comuns durante a eodiagênese. A dolomitização e a silicificação de depósitos lacustres são normalmente associadas às águas salinas evaporativas, à diminuição da concentração de sulfato e às elevadas razões Mg/Ca (De Boever *et al.*, 2017).

A dolomitização pode ser controlada por vários fatores e com isso são propostos vários modelos de dolomitização. Evaporativo (Hsu & Siegenthaler, 1969), refluxo por infiltração (*seepage-reflux*; Adams & Roads, 1960), mistura (Badiozamani, 1973), água do mar (Land, 1967), soterramento (Hardie, 1987) e hidrotermal (Machel & Lonnee, 2002) são alguns exemplos. Embora esses modelos genéticos sejam aparentemente diferentes entre si, eles são consistentes na medida em que todos tentam ilustrar a fonte de fluidos ricos em Mg^{2+} e as condições fluidodinâmicas, ou seja, como os íons Mg^{2+} chegaram aonde a dolomitização ocorreu.

Em ambientes não marinhos, a dolomitização segue principalmente o modelo de *sabkha* continental ou *playa lake*, no qual a evaporação e as condições hipersalinas tornam os fluidos mais densos, o que faz com que eles se infiltrem nos sedimentos carbonáticos do fundo (Machel, 2004). Já o modelo de zona de mistura (*mixing zone*) também pode ser utilizado para explicar depósitos lacustres dolomitizados (Arp, 1995). Neste modelo, o nível freático é rebaixado, causando a entrada de águas meteóricas e mistura com a água salinas do lago.

Os processos de dolomitização em ambientes continentais são principalmente associados a ambientes lacustres salinos. 95% das ocorrências de precipitação de dolomita no Quaternário são encontradas em lagos salinos ou em sedimentos que foram depositados durante uma fase de alta salinidade da bacia (Last, 1990). Além de condições salinas, os ambientes lacustres modernos onde ocorre a formação de dolomita apresentam altas alcalinidades (alta razão CO_3/Ca) e altas razões Mg/Ca (Last, 1990). Ainda, em contraste com dados experimentais os quais sugerem que a dolomita é favorecida em níveis de baixa concentração de sulfato dissolvido, quase todas as ocorrências de dolomita em ambientes lacustres modernos são associadas a altas concentrações de SO_4^{2-} (Last, 1990).

Shen *et al.* (2016) mostram que, em depósitos lacustres, a dolomita pode se formar em três estágios distintos. Primeiramente, dolomita singenética pode

se formar intercalada com lamas ricas em matéria orgânica e calcita, depositadas pela variação do nível do lago fechado. A dolomitização penecontemporânea a partir de refluxo por infiltração ocorre em um segundo estágio. Em lagos fechados altamente salinos, a água fornece os íons Mg^{2+} para dolomitização através do mecanismo de dinâmica de fluidos com a gravidade como condutor, e as reações redox da matéria orgânica fornece ânions extras de CO_3^{2-} para transformar a calcita em dolomita não ferrosa. Em um terceiro estágio, a dolomitização ocorre durante o soterramento, com a formação de dolomita ferrosa, através da substituição de Mg^{2+} por Fe^{2+} proveniente da água de formação.

O modelo *Dorag* ou *mixing zone model* é ainda controverso, porém utilizado para explicar a dolomitização em sistemas meteóricos e mistos onde há a mistura de águas meteóricas e marinhas. Para cada sistema de aquífero meteórico regional, existe o potencial de dolomitização na zona de mistura na faixa costeira do aquífero. Com a progradação da linha de costa, a zona de mistura irá progredir e é possível que toda a plataforma seja dolomitizada. Moore & Wade (2013) entretanto indicam que este modelo pode ser tratado como uma possibilidade, porém, não é um modelo viável para explicar extensos processos de dolomitização de plataformas carbonáticas.

Além desses modelos, existe a possibilidade de os depósitos serem alterados devido aos efeitos do hidrotermalismo, como ocorre nos depósitos carbonáticos estudados por Frix *et al.* (2014). Na Formação Toca (Campo de Kambala, Cabinda-Angola), esses autores identificaram dois processos distintos de dolomitização. Na Formação Toca inferior, os carbonatos foram dolomitizados durante a eodiagênese. Estes depósitos apresentam textura cristalina fina e com baixa qualidade de reservatório. Já na Formação Toca superior, os carbonatos contêm dolomita com textura cristalina grossa (dolomita “zebra”), formada tardiamente pela interação dos depósitos com fluidos hidrotermais durante o soterramento, o que levou a um aumento da qualidade de reservatório. Também se observou que a intensidade da dolomitização foi diretamente proporcional à

intensidade do fluxo, enquanto a temperatura dos fluidos exerceu menor influência (Frixia *et al.*, 2014).

A desdolomitização, que ocorre em uma ampla gama de ambientes diagenéticos, é definida como o inverso da dolomitização e ocorre quando soluções com alta razão Ca/Mg reagem com a dolomita para formar calcita (Armenteros, 2010). Em sentido estrito, o termo “desdolomitização” deve ser aplicado apenas quando as reações de dissolução/precipitação são coevas (Nader *et al.*, 2008). Este processo ocorre tipicamente em dolomitos soerguidos e expostos, mas pode ocorrer também durante a diagênese inicial em margens lacustres e em fácies palustres e de calcrete (Moore & Wade, 2013).

A substituição de carbonatos por sílica é comumente desencadeada por variações no pH e salinidade. Estas variações são muito comuns em ambientes continentais rasos, como lagos rasos e solos (Bustillo & Alonso-Zarza, 2007). A substituição de carbonato por sílica é favorecida em condições em que fluidos ricos em sílica são disponibilizados e o pH (~6 a >9) e temperatura são flutuantes, afetando a solubilidade do carbonato e da sílica (Bustillo, 2010). Estas condições são alcançadas onde águas com diferentes composições e saturações se misturam, ou onde fluidos ascendentes enriquecidos em silício são resfriados (Bustillo, 2010).

A fonte da sílica também pode estar associada ao aporte de argilominerais, rochas vulcânicas e metamórficas, ou mesmo a microrganismos com esqueletos silicosos, como por exemplo, as diatomáceas. A sílica comumente é precipitada primeiramente na forma de opala-A, que é metaestável, e posteriormente transforma-se em opala-CT e por fim, em quartzo. No entanto, a sílica pode formar-se diretamente na forma de quartzo estável (Bustillo *et al.*, 2002). Nódulos de *chert* são comumente evidências de condições hipersalinas. Grandes quantidades da sílica dissolvida em águas salinas e com pH alto são forçadas a precipitar quando o pH é abruptamente reduzido pelo influxo de águas diluídas (Buchheim, 1994).

Em ambientes alcalinos, a substituição de argilas magnesianas por opala também é favorecida (Fritsch *et al.*, 2004). Sugere-se que as argilas magnesianas e a sua estrutura cristalina favoreçam a nucleação de opala (Fritsch *et al.*, 2004). A precipitação de um ou outro mineral será controlado por pequenas mudanças na atividade do Si e Mg, e de pH (Bustillo & Alonso-Zarza, 2007). Sílica e sepiolita são exemplos de minerais que podem coexistir em condições geoquímicas semelhantes, inclusive em ambiente lacustre e solos em clima árido (Bustillo & Alonso-Zarza, 2007).

4.6 Alcalinidade e processos eodiagenéticos lacustres

A alcalinidade exerce forte influência sobre os processos eodiagenéticos. Na literatura, a ocorrência de lagos altamente alcalinos é atribuída principalmente à existência de embasamento com composição vulcânica e/ou outras fontes vulcânicas (e. g. Hahn *et al.*, 2015; Haihua *et al.*, 2015; Li *et al.*, 2020; Guo *et al.*, 2021). A água desses lagos também é comumente modificada pela evaporação. O processo se inicia durante a percolação da água do lago pelo embasamento vulcânico, seguida pela sua ascensão (mais quente e enriquecida em íons de Mg e Ca) através de falhas, emergindo no fundo do lago, onde reage com a água rica em HCO_3^- , podendo assim, precipitar carbonato na forma de *mounds* e/ou como *seep pelagic precipitates* (Hahn *et al.*, 2015).

No exemplo de Hahn *et al.* (2015), a água de composição alcalina contém alta concentração de sódio, potássio, cálcio e magnésio. Os íons são importados para o lago através do intemperismo das rochas basálticas aflorantes e possivelmente das rochas do embasamento granítico. Na parte rasa da bacia, a água do lago foi concentrada por evaporação, e o fluido denso, enriquecido com Mg, infiltra pelas rochas subjacentes. Em profundidade, o fluido foi ligeiramente aquecido pelo gradiente geotérmico normal e interagiu com o basalto (e possivelmente também com o embasamento). Devido à interação, o fluido adquire um padrão de elementos terras-raras semelhante ao do basalto. Os

fluidos ascenderam através de zonas de falhas porosas, ressurgindo no fundo da bacia. A interação dos fluidos ascendentes com a água do lago rica em carbonato permitiu a precipitação de carbonatos tanto de forma bêntica quanto na coluna de água nas imediações (Fig. 12).

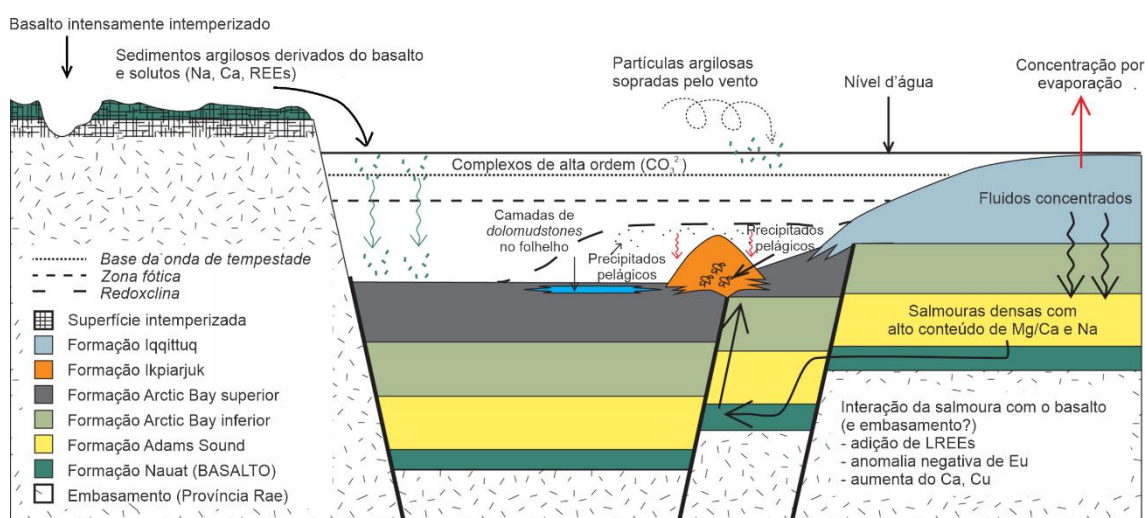


Figura 12. Seção esquemática apresentando os controles no crescimento de mounds em um lago alcalino Mesoproterozóico, Bacia Borden, Nunavut, Canada (modificado de Hahn *et al.*, 2015).

A Formação Green River (Eoceno) de Fossil Lake em Wyoming apresenta variação vertical e lateral de fácies que fornece percepção sobre a eodiagênese em lagos salinos e alcalinos (Buchheim, 1994). Os depósitos da seção Fossil Lake registram inicialmente aumentos episódicos de salinidade, com maior frequência em direção ao topo, até que o lago se torna predominantemente hipersalino (Buchheim, 1994). Calcita é precipitada durante as fases de água mais diluída, enquanto dolomita é o produto da substituição da calcita magnesiana previamente precipitada a partir das águas hipersalinas do lago com altas razões Mg/Ca.

O mesmo padrão também é reconhecido no Membro Laney da Formação Green River (Murphy *et al.*, 2014). A dolomita microcristalina é interpretada como

precipitação direta primária devido à sua laminação e associação com moldes de sal e nódulos de *chert*. Depósitos dolomíticos microcristalinos são formados principalmente em ambientes evaporíticos rasos, com cristais euédricos e microporos associados à substituição (Shen *et al.*, 2016). Os nódulos de *chert* ocorrem apenas nas porções dolomíticas, enquanto fósseis de peixes são encontrados apenas nos depósitos micríticos calcíticos, evidenciando as variações de salinidade. A deposição da dolomita microcristalina inicia e cessa abruptamente. Ainda, as condições altamente salinas favoreceram a preservação da matéria orgânica (Buchheim, 1994).

4.7 *Diagênese dos carbonatos lacustres do pré-sal*

Os carbonatos não marinhos do pré-sal apresentam formação incomum no registro geológico e evolução diagenética complexa. Os primeiros precipitados formaram-se ainda durante a deposição (singênese), seguindo até modificações durante o soterramento profundo, ou potencialmente afetadas por processos hidrotermais (Lima *et al.*, 2020). O sistema carbonático lacustre do pré-sal foi controlado pelas condições tectônicas, climáticas e hidrológicas atuantes durante o rifteamento do Continente Gondwana no Cretáceo Inferior, que levou à formação do Oceano Atlântico Sul (Mohriak *et al.*, 2008; Chaboureau *et al.*, 2013).

As condições ideais para a formação dos depósitos únicos da Formação Barra Velha foram alcançadas a partir da ocorrência de fontes hidrotermais e da alteração de terrenos vulcânicos sob condições climáticas áridas (Tosca & Wright, 2018). Para que essas condições ideais ocorressem, foram necessárias uma abundante entrada de CO₂ e elevada alcalinidade de carbonatos, além de alto conteúdo de sílica, magnésio e cálcio dissolvidos (Wright & Barnett, 2015). A contribuição dos sistemas hidrotermais na química do lago, bem como as outras possíveis fontes das grandes quantidades de Ca, Mg e Si, ainda precisam ser determinadas (Wright & Barnett, 2015; Lima & De Ros, 2019), incluindo o

magmatismo rifte e contemporâneo e a serpentinização do manto exumado (Mizusaki *et al.* 2022; Kumar *et al.*, 2013; Gordon *et al.*, 2023; Lima & De Ros, 2019).

Os reservatórios do pré-sal são explorados ao longo das margens conjugadas do Oceano Atlântico, principalmente nas bacias de Campos e Santos no Brasil, e de Kwanza, Angola e Congo no continente Africano (Moragas *et al.*, 2023). A ocorrência desses depósitos nessas várias bacias evidencia a extensão do sistema lacustre. Fósseis marinhos estão ausentes. Apenas alguns ostracodes estão presentes, essencialmente formas que toleram uma ampla variação de salinidade (Wright & Barnett, 2015). Sulfatos singenéticos, como a gipsita e a anidrita também estão ausentes, reforçando uma origem não marinha para os carbonatos (Wright & Barnett, 2015).

Os depósitos *in situ* da seção *sag* do pré-sal são essencialmente formados por calcita e filossilicatos magnesianos (principalmente estevensita e kerolita; Tosca & Wright, 2015; Wright & Barnett, 2020; Silva *et al.*, 2021; 2025; Carramal *et al.*, 2022; Schrank *et al.*, 2024). Seus aspectos texturais e composicionais originais são condicionados pela deposição singenética de matriz laminada e pelóides de filossilicatos magnesianos, e pela precipitação singenética de agregados fasciculares de calcita e eodiagenética de esferulitos e *shrubs* que substituíram, deslocaram e, no caso dos *shrubs* singenéticos, cobriram em parte os depósitos singenéticos de argilas magnesianas (Fig. 13; Lima & De Ros 2019; De Ros, 2021).

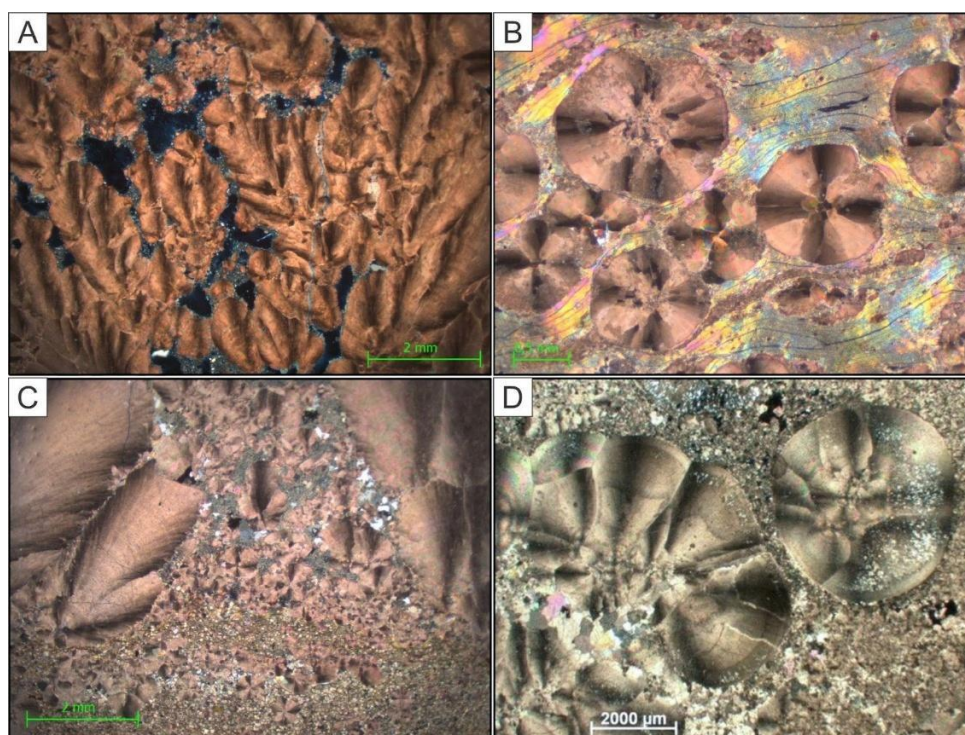


Figura 13. Exemplos dos principais constituintes singenéticos e eodiagenéticos precoces/primários carbonáticos. A) Agregados fasciculares. B) Esferulitos substituindo e deslocando as argilas magnesianas. C) Agregados fasciculares e transicionais para esferulitos assimétricos. D) Esferulitos com forma lobada transicional para agregados fasciculares (extraído de De Ros, 2021).

Os depósitos argilosos laminados se formaram em ambientes altamente supersaturados e de baixa energia hidrodinâmica. Já os pelóides de argila magnesiana provavelmente foram formados em condições de energia intermediária (Carramal *et al.*, 2022). Tosca & Wright (2018) e Wright & Barnett (2015; 2020) analisaram a assembleia mineral das argilas magnesianas associadas aos carbonatos e concluíram que a estevensita teria se formado a partir de um gel rico em Si^{4+} e Mg^{2+} . Evidências indicam, entretanto, que a estevensita pode ter sido precipitada diretamente na coluna de água já na forma cristalina com tamanho argila, e decantada no fundo, formando depósitos de matriz singenética laminada e de pelóides argilosos, localmente com silte siliciclástico e argilas detríticas (De Ros, 2021; Silva *et al.*, 2021; Carramal *et al.*,

2022). As evidências da deposição dos filossilicatos de magnésio já na forma de argila incluem: (1) a decantação seria extremamente lenta para partículas coloidais (Lei de Stokes); (2) a fábrica é fortemente orientada paralelamente, enquanto que cristalização de material coloidal resultaria em orientação caótica (como ocorre com a sílica); (3) o deslocamento das laminações durante a precipitação eogenética de calcita indica que os sedimentos inconsolidados já eram laminados (De Ros, 2021; Carramal *et al.*, 2022).

A formação singenética de argilas magnesianas requer condições altamente alcalinas, normalmente atingidas em bacias com elevada atividade vulcânica (Tosca & Wright, 2018). No pré-sal, as condições químicas para a formação de argilominerais magnesianos podem ter sido alcançadas através de vários meios. No entanto, a forma mais rápida e extensa para alcançar tais condições foi através da concentração evaporativa (Tosca & Wright, 2018). Tosca e Wright (2018) também sugerem que os silicatos magnesianos se acumularam em áreas de baixa energia, abaixo do nível de ação das ondas. Isso implica em deposição do pré-sal Aptiano teria ocorrido em condições lacustres não muito rasas, onde a ação de ondas e correntes impediria a acumulação das argilas magnesianas, e nem potencialmente muito profundas, onde a concentração evaporativa seria mais limitada. Lagos rasos fechados são dinâmicos e, portanto, espera-se que a distribuição dos silicatos de magnésio exiba alta complexidade, com a formação controlada pela química do lago e com o espaço de acomodação desempenhando um papel crítico (Wright & Barnett, 2015; Tosca & Wright, 2018).

Extensa porosidade pseudo-fenestral foi identificada nas fácies esferulíticas da Formação Barra Velha, formada a partir da dissolução dos silicatos de magnésio (Wright & Barnett, 2015; 2020; Carramal *et al.*, 2022). Muitas vezes são preservados apenas os minerais que substituíram os argilominerais magnesianos, formando inclusive morfologias de pontes” e “cristais flutuantes” de dolomita em poros de dissolução entre os esferulitos e shrubs (Wright & Barnett, 2017).

Enquanto os esferulitos de calcita se formaram exclusivamente dentro dos depósitos argilosos (eodiagenéticos), os agregados fasciculares cresceram tanto na interface água/sedimento (singenéticos) quanto dentro dos depósitos argilosos (eodiagenéticos) (Fig. 14; De Ros, 2021). De acordo com Schrank *et al.* (2024), a diferenciação entre esferulitos e *shrubs* está relacionada à distância em relação à interface água-sedimento, uma vez que, próximo a essa interface, o maior suprimento iônico e as maiores taxas de precipitação favorecem o crescimento cristalino preferencialmente vertical. A formação de *shrubs* na interface água/sedimento também é favorecida por baixas taxas de decantação das argilas magnesianas (Lima & De Ros, 2019). A ocorrência de formas de transição entre esferulitos e agregados fasciculares indica que as duas formas de agregados precipitaram a partir dos mesmos fluidos, sob condições levemente distintas (Lima & De Ros, 2019). As crostas de agregados fasciculares lembram produtos abióticos de travertinos modernos (Chafetz & Guidry, 1999). Tal semelhança com travertinos abióticos é devido a rápida precipitação a partir de soluções supersaturadas (Wright & Barnett, 2015).

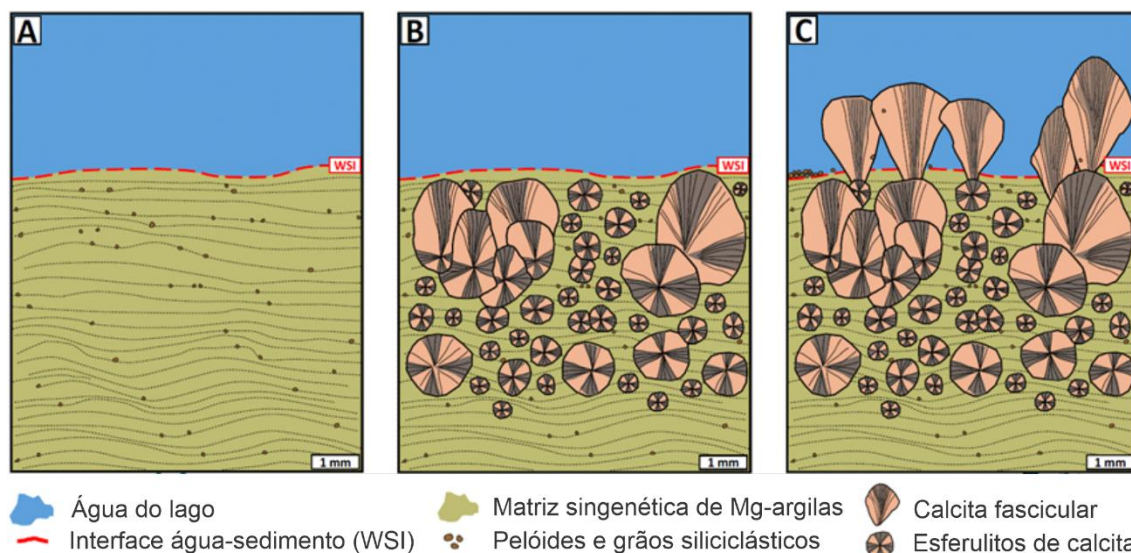


Figura 14. Representação esquemática da gênese de depósitos in situ do pré-sal. A) Depósitos laminados de argilas magnesianas singenéticas, com pelóides argilosos dispersos e grãos siliciclásticos; B) Substituição parcial e deformação da matriz Mg-argila por esferulitos de calcita. Esferulitos assimétricos formados mais próximos da interface água-sedimento (WSI); C) Agregados fasciculares não coalescidos de calcita precipitados na WSI com porosidade

interagregado nas estruturas de crescimento. Pelóides argilosos e grãos siliciclásticos incluídos em alguns agregados fasciculares (modificada de Lima & De Ros, 2019).

Diferentes interpretações foram propostas sobre as condições de formação dos esferulitos de calcita. Kirkham & Tucker (2018) admitem que a atividade microbiana pode iniciar a formação dos esferulitos, mas o crescimento dos cristais é abiótico. Tutolo & Tosca (2018) com base em modelagem geoquímica experimental sugerem que, embora soluções supersaturadas em relação aos silicatos de magnésio comumente produzem géis hidratados, não são necessárias elevadas concentrações de ácidos orgânicos, mediação biológica, ou uma matriz de gel para o carbonato de cálcio atingir a morfologia esferulítica.

A formação de dolomita durante a eodiagênese nos carbonatos do pré-sal tem sido interpretada como um processo intimamente ligado às condições hiperalcalinas, salinas e quimicamente estratificadas do sistema lacustre, bem como à abundância de argilas magnesianas. Estudos recentes indicam que a alteração precoce e a dissolução parcial de argilas magnesianas (essencialmente estevensita e kerolita), ainda em condições rasas e de baixa temperatura, constituíram uma fonte efetiva de Mg^{2+} para os fluidos intersticiais, favorecendo a nucleação e o crescimento de dolomita ainda nos estágios diagenéticos iniciais (Carvalho *et al.*, 2022; 2024).

Nos depósitos *in situ*, a dolomita eodiagenética ocorre preenchendo porosidade primária e substituindo as argilas magnesianas e os esferulitos e *shrubs* de calcita na forma de agregados lamelares, fibrosos, cristais microcristalinos e blocosos. Normalmente, a dolomita substituiu seletivamente os argilominerais magnesianos intersticiais, enquanto os esferulitos e os agregados fasciculares de calcita foram apenas marginalmente dolomitizados (Lima & De Ros, 2019). Localmente, dolomita pseudomórfica é encontrada na Formação Barra Velha, substituindo os esferulitos e *shrubs* e “copiando” sua orientação cristalográfica (Herlinger *et al.*, 2017; Schrank *et al.*, 2024). Dolomita

blocosa é comumente registrada substituindo e deslocando a argila magnesianiana (Lima & De Ros, 2019; Carvalho *et al.* 2022).

Nas crostas fasciculares de calcita e nos depósitos ressedimentados sem matriz, a dolomita preenche parcial- ou totalmente a porosidade primária na forma de romboedros, microcristalina e em sela (Herlinger *et al.*, 2017; Carvalho *et al.*, 2022). É importante destacar que a ocorrência da dolomita em sela pode estar relacionada a fluidos hidrotermais, embora não seja restrita a essas condições (Machel, 2004). A precipitação de dolomita no pré-sal é interpretada como multifásica (Brito *et al.*, 2024), podendo alternar-se episódios de dissolução e precipitação conforme variações locais no balanço Mg/Ca, na atividade da sílica e no grau de confinamento dos poros, o que contribui para a expressiva heterogeneidade observada nos reservatórios do Barra Velha. A precipitação heterogênea da dolomita reforça que o processo não é controlado exclusivamente por parâmetros químicos, mas sim pela combinação entre a textura e composição primária e a dinâmica dos fluidos no sistema do pré-sal.

Várias formas de sílica são identificadas nos reservatórios lacustres carbonáticos do pré-sal. A precipitação precoce de sílica em sistemas lacustres quimicamente estratificados é favorecida por flutuações locais de pH, atividade da sílica e razão Mg/Ca, o que resulta em precipitação heterogênea já nos primeiros estágios diagenéticos (Pereira *et al.*, 2023). A sílica eodiagenética ocorre tipicamente como calcedônia, microquartzo, ou sílica criptocristalina substituindo seletivamente a matriz argilosa, frequentemente preservando texturas deposicionais (Sartorato *et al.*, 2020; Pereira *et al.*, 2023). Carvalho *et al.* (2024) indicam que a principal fonte de SiO₂ para a precipitação da sílica durante a eodiagênese foi a dissolução e a transformação diagenética de argilas magnesianas (e.g., estevensita e kerolita), abundantes nos depósitos *in situ* e comum em algumas ocorrências de depósitos retrabalhados da Formação Barra Velha.

De Jesus *et al.* (2023) e Pereira *et al.* (2023) propõem que parte da sílica pode ter origem singenética, formando-se na interface sedimento-água em áreas

próximas a descargas hidrotermais sublacustres. Esta interpretação sugere diversos processos de silicificação, desde a deposição até o soterramento profundo, com múltiplas fontes incluindo a alteração de argilas magnesianas, o aporte hidrotermal através de falhas, e possível precipitação primária em ambientes sublacustres hidrotermais. Hipóteses alternativas propõem que parte da silicificação estaria relacionada com atividade microbial (Saller *et al.*, 2016; Moore *et al.*, 2024). Entretanto, estas interpretações carecem de suporte robusto por evidências petrográficas diretas, como preservação de estruturas celulares silicificadas, e não são corroboradas por assinaturas isotópicas características de processos mediados biologicamente. O consenso atual favorece modelos de silicificação predominantemente abiótica, controlada por mudanças na química lacustre, aporte hidrotermal através de falhas, e processos de dissolução-precipitação durante o soterramento.

Lapponi *et al.* (2019) estudando os cimentos de sílica no bloco BM-C-33 da Bacia de Campos, interpretaram que a precipitação de sílica, assim como de dolomita, foi multifásica. Os altos valores de isótopos de oxigênio são consistentes com precipitação em baixas temperaturas, a partir de salmouras evaporíticas durante a eodiagênese (Lapponi *et al.*, 2019). Já os cimentos de megaquartzo em fraturas e poros de dissolução são consistentes com um ambiente diagenético distinto, possivelmente relacionado a fluidos extraformacionais (Lapponi *et al.*, 2019). Feições cársticas hipogênicas também são localmente importantes, associadas à alta densidade de fraturas abertas próximas a falhas, definindo zonas de dano de cavernas amalgamadas (*amalgamated cavern damage zones* – ACDZs; Wennberg *et al.*, 2021). A correlação positiva entre fraturas e vugs é causada pelo fluxo de fluidos que promovem a dissolução e alargamento das fraturas expostas, e o fraturamento em zonas de concentração das tensões ao redor de vugs (Wennberg *et al.*, 2021).

Os modelos de silicificação propostos para os reservatórios do pré-sal reconhecem múltiplas fases de precipitação de sílica com diferentes origens e

contextos diagenéticos. Nos reservatórios do Bloco BM-C-33 (Bacia de Campos), Vieira de Luca *et al.* (2017) e Tritlla *et al.* (2013) identificaram que a fonte principal de sílica foi a alteração das rochas vulcânicas basálticas, por processos hidrotermais durante e após a deposição carbonática. Embora algumas fases hidrotermais iniciais teriam se formado durante a deposição de carbonato, a intensa silicificação é claramente posterior à deposição e à diagênese precoce, gerando microporosidade, porosidade vugular de dissolução e brechas hidráulicas. Na Bacia de Kwanza, Poros *et al.* (2017) propõem uma sequência diagenética onde a silicificação (substituição parcial por chert) e a cimentação por sílica (calcedônia, seguida por quartzo drusiforme e megaquartzo) ocorreram após a dolomitização mesodiagenética, associada à entrada de fluidos de alta temperatura migrando ao longo de falhas durante estágios avançados de soterramento, trazendo CO₂ e CH₄.

Teboul *et al.* (2019), através de estudo geoquímico integrado nas bacias da margem oeste africana (Namíbia, Kwanza e Congo Inferior), estabeleceram uma evolução temporal e termal para os diferentes tipos de cimento silicoso. O microquartzo e a calcedônia *length-slow* precipitaram de águas alcalinas ricas em silício a temperaturas menores que 100°C, com valores isotópicos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) entre 31 e 37‰ refletindo fluidos modificados por evaporação. A calcedônia *length-fast*, com $\delta^{18}\text{O}$ entre 27 e 32‰, precipitou a partir de fluidos não evaporativos em temperaturas maiores, relacionados à interação de águas neutras ou ácidas saturadas em sílica com rochas vulcânicas. Os cimentos de megaquartzo, posteriores aos cimentos fibrosos, apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ maior que 40‰, indicando fluidos altamente enriquecidos em ^{18}O , possivelmente incluindo águas evaporativas recicladas ou resultantes de intensa interação água/rocha. Este modelo estabelece uma progressão diagenética desde precipitação precoce em condições evaporíticas até fases de soterramento tardio com fluidos de alta temperatura.

Durante o soterramento das rochas do pré-sal, ocorreu a precipitação de calcita blocosa e macrocristalina preenchendo poros, frequentemente

apresentando extinção ondulante. Dolomita em sela com característica extinção ondulante ocorre como crescimento sobre a dolomita blocosa e como preenchimento de fraturas. Lima *et al.* (2020) encontraram temperatura de homogeneização de até 152°C medidas em calcita macrocristalina, megaquartzo, dolomita de sela e Sr-barita ao norte da Bacia de Campos. Essas altas temperaturas indicam temperaturas de aprisionamento superiores aos valores máximos interpretados a partir da história de soterramento, confirmando as condições hidrotermais durante a alteração tardia dos reservatórios estudados. Os autores encontraram similaridade entre os fluidos hidrotermais que atuaram nos depósitos do pré-sal com os fluidos formados nos sistemas tipo Mississippi Valley e Irish hydrothermal system (Lima *et al.* 2020).

A compactação dos depósitos do pré-sal ocorre de forma heterogênea. A compactação química é localmente importante e é evidenciada pela presença de estilólitos e contatos suturados. No entanto, sua intensidade é geralmente menor do que a observada em carbonatos marinhos de mesma profundidade de soterramento devido à espessura dos evaporitos sobrepostos e ao arcabouço cristalino originalmente estável de alguns depósitos *in situ*, que inibiram parcialmente a dissolução por pressão (Herlinger *et al.*, 2017). Rossoni *et al.* (2024) apontam que a evolução diagenética das rochas *in situ* do pré-sal foi fortemente condicionada pela interação entre compactação mecânica inicial, processos de compactação química durante o soterramento e eventos precoces de cimentação, os quais, em conjunto, contribuem no controle da porosidade. A heterogeneidade composicional e textural dos depósitos implica em diferentes respostas em relação ao soterramento progressivo, resultando em variações petrofísicas. Nesse contexto, o arcabouço cristalino original, a presença de cimentos carbonáticos e de sílica eodiagenéticos limitaram a compactação química, favorecendo a preservação de porosidade primária em determinados intervalos.

4.8 Qualidade de reservatórios carbonáticos não marinhos

Os reservatórios carbonáticos apresentam qualidade altamente heterogênea. Os tipos de poros em rochas carbonáticas apresentam formas e tamanhos altamente variáveis e frequentemente com pouca ou nenhuma relação com energia de deposição, tamanho das partículas ou classificação da rocha. O tamanho dos poros em rochas carbonáticas pode variar de $<1\ \mu$ até a dimensão de cavernas, com possibilidade de muitos tipos de poros ocorrerem dentro da mesma unidade rochosa (Kupecs *et al.*, 1997). Ainda, a mistura com materiais siliciclásticos em depósitos composicionalmente híbridos, e as modificações diagenéticas, aumentam a complexidade dos sistemas porosos. Os processos de dissolução, cimentação e substituição podem alterar significativamente as características originais das rochas (Choquette & Pray, 1970).

A complexidade da porosidade nos carbonatos é o resultado de muitos fatores relacionados às morfologias primárias (variabilidade de partículas aloquímicas, bioconstruções e precipitados singenéticos), além da obliteração parcial a total de poros por sedimentos internos (geopetais) ou cimentos, criação de poros secundários (seletivos quanto à fábrica deposicional ou não, e com dimensões altamente variadas), dolomitização e recristalização. Devido à combinação de fatores biológicos e processos físicos e diagenéticos sobrepostos, os depósitos carbonáticos soterrados tendem a apresentar uma maior heterogeneidade de porosidade e permeabilidade do que os depósitos siliciclásticos, o que geralmente implica em uma maior incerteza na previsão da porosidade média (Kupecs *et al.*, 1997).

Entre os vários métodos propostos para classificação de tipos de poros em carbonatos, as abordagens de Choquette e Pray (1970) e Lucia (1983) são as mais comuns. O sistema de Choquette e Pray (1970) propõe uma classificação genética com 15 tipos de poros, agrupados em seletivos quanto à fábrica, não seletivos quanto à fábrica e seletivos ou não quanto à fábrica (Fig. 15). O sistema de Lucia (1983) adota uma perspectiva quantitativa e aplicada, relacionando propriedades petrofísicas (porosidade, permeabilidade e pressão capilar) com o tamanho dos grãos carbonáticos (Fig. 16). A distinção entre vugs

isolados e conectados é crucial, sendo que vugs isolados dependem da porosidade da matriz rochosa para contribuir para a permeabilidade, enquanto vugs conectados criam caminhos preferenciais de fluxo.

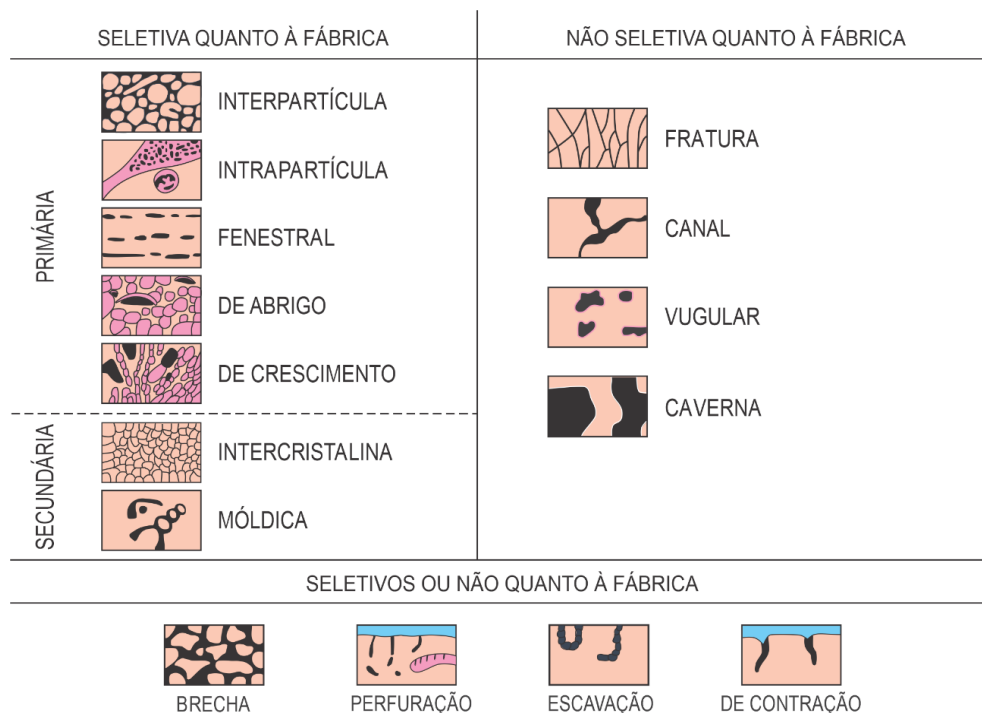
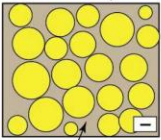
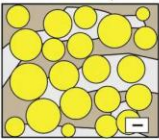
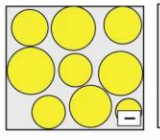
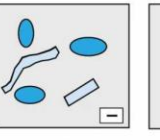
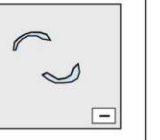
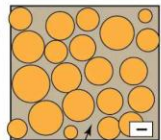
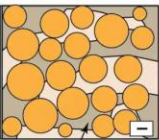
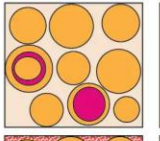
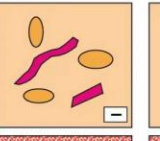
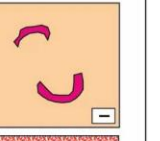
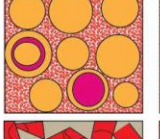
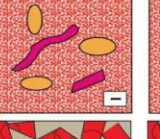
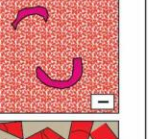
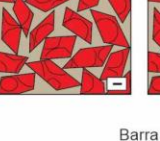
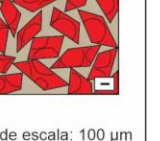


Figura 15. Principais tipos de poros em rochas carbonáticas (modificado de Choquette & Pray, 1970).

ESPAÇO POROSO INTERPARTÍCULA			
Tamanho das partículas e seleção (Conexão da matriz)			
PORCENTAGEM DE PORO INTERPARTÍCULA	FÁBRICA DOMINADA POR GRÃOS		FÁBRICA DOMINADA POR LAMA
	Grainstone O tamanho do grão controla o tamanho do poro	Packstone O tamanho do grão e a lama controlam o tamanho do poro	Packstone Wackestone Mudstone Lama controla o tamanho da conexão dos poros
	Calcário  Espaço poroso ou cimento intergranular		Calcário    O tamanho dos cristais de dolomita controla a conexão dos poros
	Dolomito Tamanho dos cristais <100 µm  Espaço poroso ou cimento intergranular		Dolomito Tamanho dos cristais <20 µm    Tamanho dos cristais 20-100 µm    Tamanho dos cristais >100 µm    Espaço poroso intercristalino
Barra de escala: 100 µm			

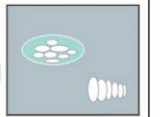
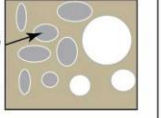
ESPAÇO POROSO VUGULAR				
POROS VUGULARES SEPARADOS (conexão vugular-matriz-vugular)			POROS VUGULARES CONECTADOS (conexão vugular-vugular)	
POROSIDADE VUGULAR ISOLADA	FÁBRICA DOMINADA POR GRÃOS	FÁBRICA DOMINADA POR LAMA	FÁBRICA DOMINADA POR GRÃOS E LAMA	
	Poros Móldicos 	Poros Móldicos 	Caverna 	Fratura 
	Poros Intrafóssil 	Poros Intrafóssil 	Brecha 	Fraturas alargadas 
	Microporos Intra-granulares 	Poros de Abrigo 	Fenestral 	Microfraturas conectando poros móldicos 

Figura 16. Classificação geológica/petrofísica do espaço poroso interpartícula em carbonatos baseado no tamanho e na seleção dos grãos e cristais. O volume de espaço poroso interpartícula é importante, pois se relaciona com a distribuição do espaço poroso (Lucia, 1983).

Em depósitos lacustres específicos, como evidenciado na seção pré-sal, a qualidade dos reservatórios reflete condições diagenéticas particulares. Nestes sistemas, a precipitação e a dissolução eodiagenética, controladas pela variação da química do lago, o fluxo episódico de fluidos hidrotermais e as condições de soterramento controlaram a criação, redistribuição e obliteração de porosidade. Sistemas porosos heterogêneos com poros móldicos, intercristalinos, vugulares e de fratura podem ser formados nessas condições (Lima & De Ros, 2019). Essas condições únicas resultam em sistemas porosos extremamente heterogêneos, caracterizados por diversos tipos de poros (interpartícula nas rochas ressedimentadas, inter-agregado cristalino nas rochas *in situ*, móldicos, vugulares, intercristalinos, de fratura, de canal) frequentemente coexistindo no mesmo intervalo do reservatório (Lima & De Ros, 2019)

No contexto do pré-sal, as crostas fasciculares e os depósitos ressedimentados de intraclastos de *shrubs* e esferulitos (De Ros & Oliveira, 2023) constituem os principais reservatórios, apresentando excelente porosidade primária preservada e porosidade secundária desenvolvida por dissolução eodiagenética e/ou mesodiagenética (Wright & Barnett, 2015; Herlinger *et al.*, 2017). Localmente, o tectonismo e a influência hidrotermal geraram outros intervalos com qualidade excepcional de reservatório, através da criação de porosidade secundária por fraturamento e dissolução (Nworie *et al.*, 2023; Wennberg *et al.*, 2024; Mendes *et al.*, 2025; Menezes *et al.*, 2025). Do ponto de vista do arcabouço deposicional, essas litologias de alta qualidade ocorrem principalmente em fácies sísmicas associadas a plataformas carbonáticas e *build-ups* (acumulações carbonáticas construtivas) alinhados às falhas, que controlaram tanto a deposição original quanto os caminhos preferenciais para circulação de fluidos diagenéticos (Saller *et al.*, 2016; Sommer *et al.*, 2022; Plawiak *et al.* 2024).

5 SÍNTESE DOS PRINCIPAIS RESULTADOS E DISCUSSÕES

As descobertas de hidrocarbonetos em rochas ressedimentadas do pré-sal ampliam o potencial exploratório dos sistemas carbonáticos. Os depósitos carbonáticos lacustres são altamente variáveis, podendo ter origem física (produto da erosão e deposição), química (como precipitados a partir de fluidos saturados), ou biológica. Depósitos carbonáticos formados em condições lacustres extremas de alcalinidade e salinidade ganharam destaque com a exploração dos reservatórios pré-sal. No entanto, ainda há muitas questões que necessitam de detalhamento quanto à origem e evolução do sistema lacustre e dos seus depósitos. A literatura sobre diagênese carbonática é limitada quanto aos processos afetando depósitos lacustres, e quanto aos ambientes diagenéticos afetados por influência hidrotermal e vulcanismo, que podem ser fatores determinantes das características únicas do pré-sal

O artigo 1 - *Evolution of diagenesis and quality of pre-salt resedimented deposits from the Búzios Field, Santos Basin, Brazil* – apresentado integralmente adiante, discute a evolução diagenética das rochas ressedimentadas da Formação Barra Velha, Aptiano da Bacia de Santos no Campo de Búzios, e o impacto da diagênese na qualidade daqueles reservatórios. Foram estudados dois poços, 9-BUZ-1-RJS e 9-BUZ-2-RJS, localizados nas regiões central e sul do referido Campo. Foram descritas quantitativamente 84 lâminas. Para este estudo não se teve acesso presencial aos testemunhos.

Os depósitos ressedimentados estudados são compostos essencialmente por intraclastos de calcita formados pela fragmentação dos esferulitos e *shrubs* de calcita. Subordinadamente, ocorrem oóides e pelóides de argila magnesiana. Os intraclastos variam de areia muito fina a seixo, com graus de arredondamento e seleção variáveis. A compactação é o processo dominante na redução da porosidade primária. Evidências de compactação incluem contatos côncavo-convexos e suturados, fraturamento das partículas, estilólitos com concentrações residuais de matéria orgânica e dolomita microcristalina, e descolamento dos envelopes de oóides dos seus núcleos intraclásticos.

A modificação diagenética da porosidade foi controlada principalmente pela cimentação por dolomita e sílica. A dolomita é o principal constituinte diagenético, ocorrendo predominantemente como cristais blocosos que substituíram os intraclastos de calcita e preencheram poros interpartículas, e como dolomita em sela, preenchendo preferencialmente poros vugulares. A dolomita blocosa precipitou antes da compactação, como evidenciado pela ocorrência de cristais ao longo dos contatos interpartícula.

A sílica representa o segundo principal constituinte diagenético. A sílica ocorre sob múltiplas formas, como calcedônia, quartzo microcristalino, flamboyant, prismático e drusiforme. Sílica criptocristalina comumente substituiu remanescentes de matriz argilosa laminada e pelóides argilosos. Evidências indicam que parte significativa da silicificação ocorreu durante a eodiagênese, como demonstrado pela continuidade das franjas de calcedônia precipitadas em torno das partículas antes da compactação mecânica.

Fases diagenéticas tardias (Fig.17) incluem barita, dawsonita, fluorita, zeólita (analcima), dickita, dolomita em sela e calcita macrocristalina. Estes minerais preencheram poros interpartículas, vugulares e fraturas. A dissolução tardia criou porosidade vugar, que foi comumente preenchida por cimentação subsequente, limitando sua contribuição para a qualidade dos reservatórios.

Os intervalos do reservatório com melhor preservação da porosidade são aqueles menos afetados pela compactação e cimentação, no qual a porosidade atinge valores de até 30% e com dados de ressonância magnética nuclear consistentes que indicam sistemas porosos verticalmente contínuos. A heterogeneidade dos sistemas porosos nos depósitos ressedimentados resulta de trajetórias diagenéticas distintas, com porosidade predominantemente interpartícula, intrapartícula ou vugar, além de tipos menos comuns, como porosidade móldica, intercristalina, intracristalina e de fratura.

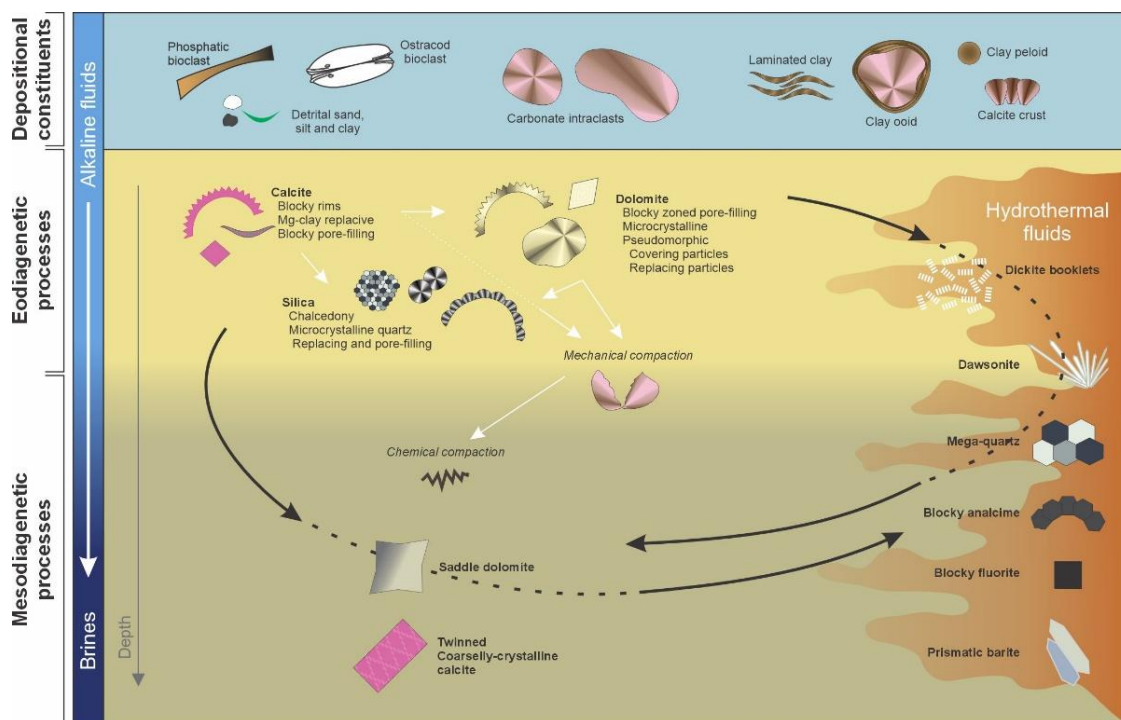


Figura 17. Caminhos potenciais de evolução diagenética e processos e produtos diagenéticos esperados para os depósitos ressedimentados estudados (Trombetta *et al.*, 2026).

A análise integrada da petrografia com os dados petrofísicos demonstrou que entre todos os precipitados diagenéticos, a cimentação por sílica teve o impacto mais severo na conectividade dos poros e na qualidade dos reservatórios, seguida pela dolomita blocosa. A distribuição de porosidade *versus* permeabilidade (Fig. 18) revelou quatro grupos principais: (a) calcarenitos com porosidade interpartícula primária preservada; (b) calcarenitos compactados e/ou levemente cimentados, mas ainda mantendo boa conectividade entre os poros; (c) calcarenitos dolomitizados, com porosidade intercrystalina preservada entre romboedros de dolomita; e (d) calcarenitos silicificados, com porosidade obliterada e desenvolvimento de porosidade móldica pouco efetiva.

Foi determinado que a evolução paragenética e a qualidade de reservatório dos depósitos *in situ* e ressedimentados dependem de variáveis distintas. Nos depósitos *in situ*, a diagênese foi fortemente influenciada pelo

conteúdo de argilas e pelo grau de coalescência dos agregados de calcita (esferulitos e *shrubs*). Em contraste, os depósitos ressedimentados exibem maior homogeneidade composicional e textural, o que simplifica sua caracterização como reservatórios. Entretanto, sua qualidade final de reservatório é diretamente controlada pela cimentação e compactação.

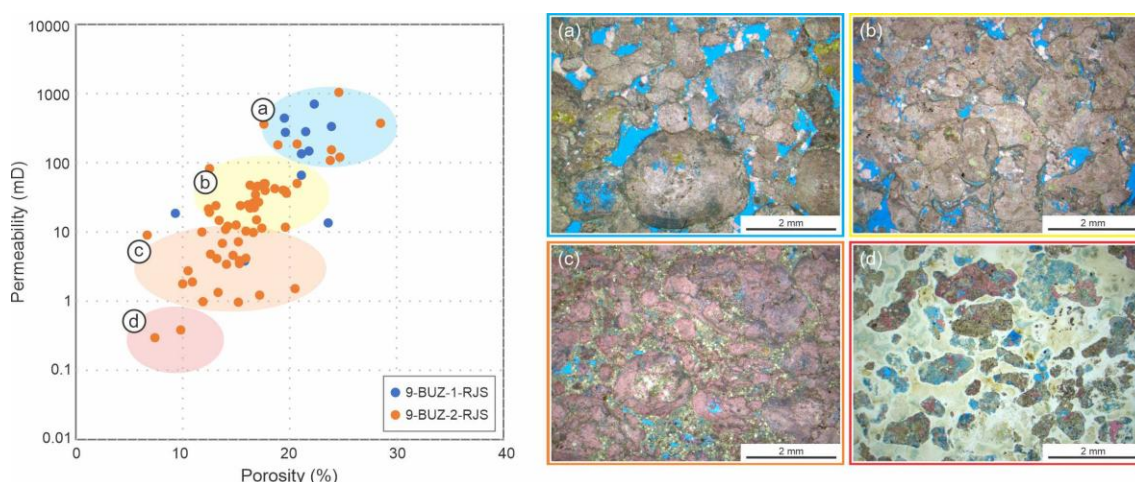


Figura 18. Gráfico de porosidade *versus* permeabilidade dos dados petrofísicos dos poços 9-BUZ-1-RJS e 9-BUZ-2-RJS. Exibindo quatro populações de rochas: (a) calcarenitos pouco modificados pela diagênese; (b) calcarenitos compactados e/ou pouco cimentados; (c) calcarenitos dolomitizados; (d) calcarenitos silicificados. Trombetta *et al.* (2026).

O estudo de dois poços do supergigante Campo de Búzios proporcionou melhor entendimento dos processos, produtos e padrões de diagênese, e seus impactos sobre a qualidade e heterogeneidade dos reservatórios dos depósitos ressedimentados, aspectos anteriormente muito pouco documentados e discutidos. Ao esclarecer a importância relativa destes processos diagenéticos, este estudo forneceu uma estrutura para prever a qualidade e heterogeneidade de reservatórios ressedimentados do pré-sal, bem como ofereceu informações que podem ser aplicáveis a sistemas lacustres alcalinos em todo o mundo.

O artigo 2 - *Diagenetic evolution and reservoir quality of Aptian lacustrine reworked carbonates from the Santos Basin, Brazilian pre-salt* – apresentado integralmente adiante, discute os padrões diagenéticos e seus controles sobre a qualidade de reservatório dos depósitos retrabalhados da Formação Barra Velha através da análise integrada de petrografia, inclusões fluidas, petrofísica e microtomografia computadorizada. A pesquisa foi desenvolvida em sete poços de três campos petrolíferos da Bacia de Santos. Petrofácies de reservatório foram definidas de acordo com os principais controles sobre a evolução da porosidade, que compreenderam dolomitização, silicificação e compactação.

Os resultados demonstraram que a precipitação de dolomita e sílica ocorreu de forma multifásica, conforme evidenciado pelas relações paragenéticas e pelos dados de inclusões fluidas que revelaram aprisionamento heterogêneo com amplos intervalos de temperatura de homogeneização (Fig. 19). A dolomita blocosa precipitou tanto antes quanto depois da compactação, enquanto a dolomita em sela precipitou durante o soterramento. Pelo menos duas fases de silicificação eodiagenética ocorreram, seguidas por precipitação tardia de quartzo macrocristalino. O tempo relativo entre a compactação e a precipitação eodiagenética de dolomita, sílica e calcita é o principal controle na qualidade destes reservatórios. Os processos mesodiagenéticos e hidrotermais tiveram influência subordinada sobre a evolução da porosidade.

A dolomita é o principal constituinte diagenético em seis dos sete poços estudados, ocorrendo tanto como constituinte intrapartícula substituindo intraclastos de calcita, quanto preenchendo porosidade interpartícula. A dolomita blocosa também é comumente observada substituindo a matriz argilosa e pseudomatriz. As formas de sílica incluem sílica criptocristalina, quartzo microcristalino, calcedônia e quartzo macrocristalino, em mosaico grosso, prismático e drusiforme.

A análise de inclusões fluidas foi fundamental para compreender a evolução diagenética. Foram realizadas 109 determinações de temperatura de homogeneização em quartzo prismático, dolomita blocosa, dolomita de

substituição de matriz, dolomita em sela e calcita macrocristalina. Pelo menos duas fases de silicificação ocorreram durante a eodiagênese e outra fase de silicificação ocorreu durante a diagênese tardia. A presença de uma assembleia de inclusões fluidas de gás condensado coexistindo com óleo leve e com fluidos aquosos salinos em inclusões monofásicas e bifásicas indica aprisionamento durante a eodiagênese. Um segundo estilo de silicificação que ocorreu durante o estágio eodiagenético pode estar ligado à percolação rasa de fluidos hidrotermais. Abundantes inclusões de óleo e algumas ocorrências de inclusões aquosas pseudosecundárias heterogêneas em cimentos precoces são comuns em certas profundidades analisadas, particularmente dentro do quartzo prismático e da calcedônia eodiagenéticos de preenchimento de poros.

Foram definidas petrofácies de reservatório de acordo com a combinação das principais características diagenéticas e de porosidade. As amostras foram classificadas com sufixos indicando o processo principal de redução de porosidade: compactação, dolomita, sílica ou calcita. Em rochas silicificadas, a dissolução formou porosidade intrapartícula e móldica pouco conectada, resultando em baixos valores de permeabilidade. Em rochas cimentadas por dolomita, a dissolução das partículas localmente formou porosidade vulgar, devido à porosidade intercristalina entre os cristais de dolomita. A petrofácies parcialmente compactada IntracCompPor retém entre 10% e 15% de porosidade, representando um grupo com os segundos valores mais altos de permeabilidade. Uma explicação plausível é que nessas rochas compactadas sem cimentação, a porosidade interpartícula não foi obliterada; em vez disso, a compactação principalmente aumentou a tortuosidade da rede porosa.

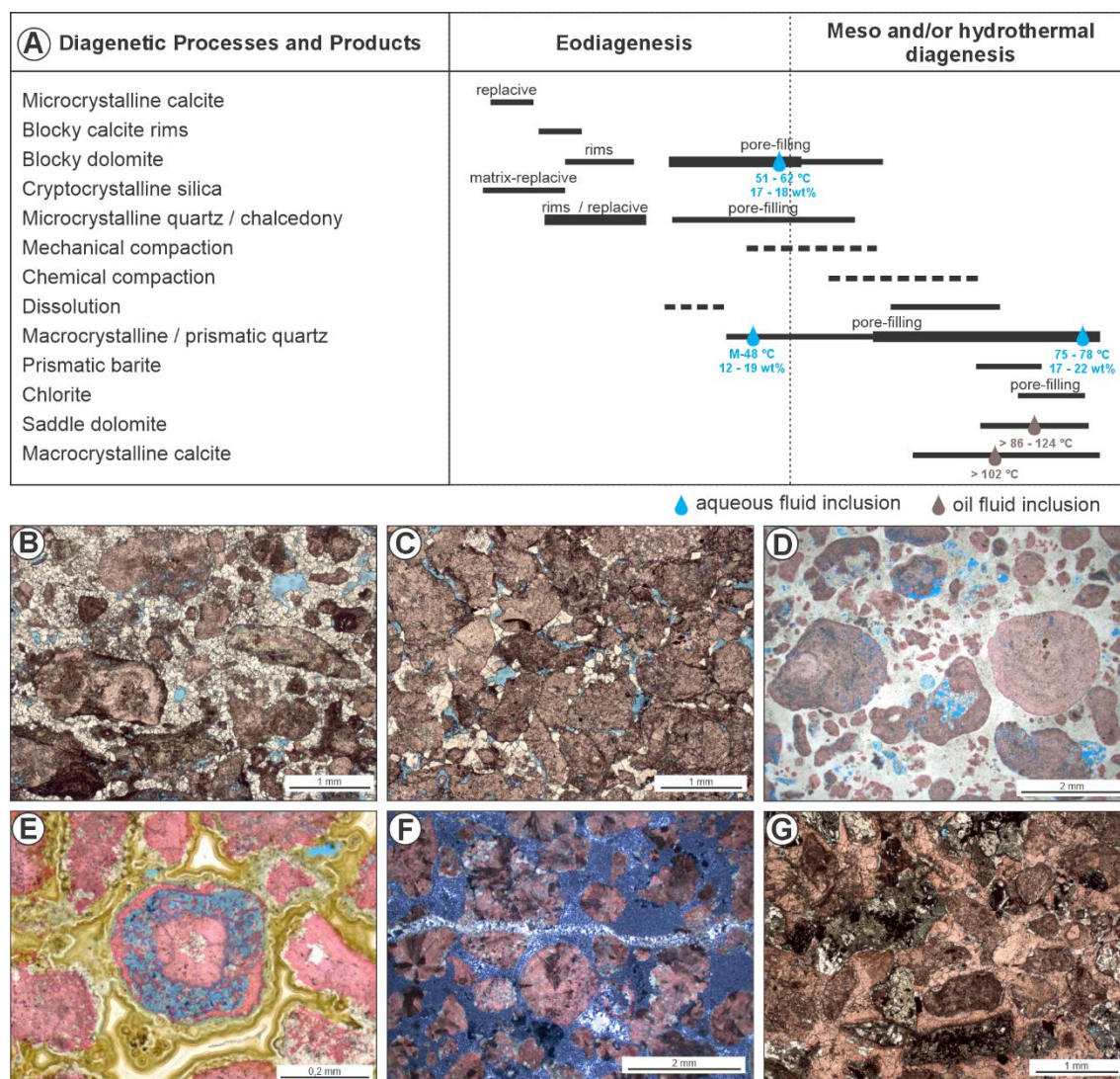


Figura 19. A) Sequência paragenética dos depósitos ressedimentados da Formação Barra Velha. A espessura das linhas corresponde à intensidade ou abundância dos processos e produtos. As gotas azuis representam os valores de temperatura da microtermometria de inclusões fluidas aquosas para as condições originais de precipitação mineral, e as gotas marrons representam inclusões fluidas de óleo. (B) Dolomita blocosa intergranular pré-compactação. Polarizadores descruzados (//P). (C) Dolomita blocosa intergranular sin-compactação e pós-compactação (//P). (D) Cimentação eodiagenética pré-compactação por quartzo microcristalino. Porosidade intrapartícula. (//P). (E) Cimentação pré-compactação por calcedônia impregnada por óleo. Porosidade intrapartícula. (//P). (F) Quartzo prismático preenchendo fratura em rocha previamente cimentada por quartzo microcristalino. Polarizadores cruzados (XP). (G) Calcita macrocristalina preenchendo a porosidade intergranular no Poço A2 (//P). Trombetta *et al.* (2026).

A cimentação por sílica resultou em petrofácies que, mesmo com volume de poros interpartículas moderado, entre 10 e 15%, mostram valores de permeabilidade baixos a moderados. Algumas exceções ocorrem onde a porosidade vugular associada a fraturamento conectou a porosidade móldica e intrapartícula, formando rochas silicificadas com sistemas porosos bem conectados. A cimentação e substituição precoce por sílica tornou essas rochas mais frágeis e suscetíveis ao fraturamento. O fraturamento criou áreas com permeabilidade significativamente aumentada. Em locais onde fluidos corrosivos percolaram, foi formada porosidade de canal e vugular. Entretanto, a ocorrência de poros vugulares totalmente cimentados por sílica drusiforme é comum nessas rochas, evidenciando mais de uma fase de silicificação e o impacto complexo dos processos de silicificação sobre a qualidade dos reservatórios do pré-sal.

As rochas retrabalhadas da Formação Barra Velha foram particularmente mais suscetíveis à compactação do que as rochas *in situ*, cujo arcabouço originalmente mais estável preveniu processos de compactação mais intensos. A constatação de que as rochas retrabalhadas foram mais suscetíveis aos efeitos de compactação do que as rochas *in situ*, que apresentam melhor potencial de qualidade de reservatório em algumas áreas devido ao arcabouço cristalino relativamente mais estável, tem implicações importantes para a exploração. Cimentação parcial por calcita, dolomita ou quartzo, seja como franjas ou como cristais discretos, comumente permitiu a preservação de porosidade interpartícula ao impedir o desenvolvimento de compactação intensa. Petrofácies afetadas principalmente por cimentação interpartícula, ou substituição precoce da matriz argilosa por dolomita ou sílica, mostram permeabilidade diminuída devido ao isolamento dos poros.

A integração de dados petrográficos, petrofísicos e de microtomografia computadorizada revelou padrões importantes. A análise de micro-CT permitiu a visualização tridimensional dos sistemas porosos e sua relação com os constituintes diagenéticos. As reconstruções 3D confirmaram que a petrofácies IntracPor apresenta excelente conectividade porosa, com poros interpartícula

bem preservados. Em contraste, a petrofácies IntracSil mostra porosidade predominantemente móldica e intrapartícula, com conectividade reduzida devido à cimentação por sílica. A petrofácies IntracCompDol apresenta sistemas porosos complexos, com porosidade intercristalina entre cristais de dolomita contribuindo para a permeabilidade, embora em valores moderados.

As principais conclusões deste estudo demonstram que por meio de uma abordagem multi-metodológica foi possível caracterizar com sucesso petrofácies de reservatório com trajetórias evolutivas distintas e qualidade diferencial dentro dos depósitos retrabalhados da Formação Barra Velha (Fig. 20). A metodologia de petrofácies de reservatório parece crucial para a compreensão dos reservatórios heterogêneos do pré-sal, apesar da composição textural e mineralógica primária relativamente simples das rochas retrabalhadas. O estudo confirmou que o tempo relativo entre a compactação e a precipitação de dolomita, sílica ou calcita eodiagenéticas determina a qualidade de reservatório das rochas retrabalhadas da Formação Barra Velha, enquanto processos mesodiagenéticos ou hidrotermais tardios exerceram menor influência sobre a evolução da porosidade das rochas intraclásticas.

Diante desse contexto, o estudo apresentado no artigo 2 propôs a utilização de petrofácies de reservatório como uma abordagem mais robusta e integrada para a classificação das rochas ressedimentadas da Formação Barra Velha em um foco voltado à exploração de hidrocarbonetos. A definição das petrofácies, fundamentada na integração entre textura e composição deposicionais, processos diagenéticos dominantes e atributos petrofísicos, permite uma melhor compreensão dos controles sobre a qualidade dos reservatórios e fornece subsídios mais consistentes para a predição de heterogeneidades em modelos geológicos e de simulação.

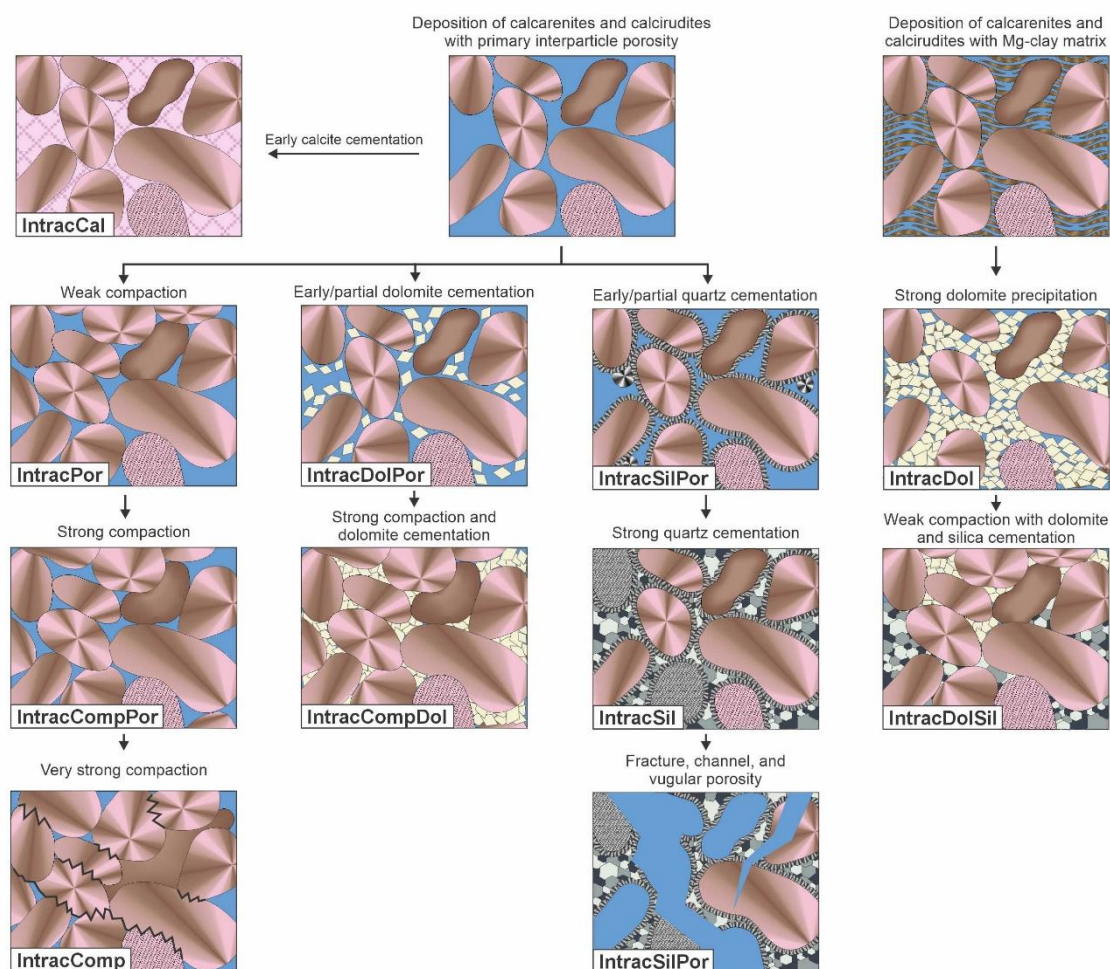


Figura 20. Esquema da evolução diagenética dos depósitos ressedimentados e das petrofácies. Trombetta *et al.* (2026).

Mais avanços na compreensão dos depósitos ressedimentados podem se beneficiar de estudos complementares aos realizados nesta tese. Uma maior precisão da relação temporal entre eodiagênese, soterramento, hidrotermalismo e geração de hidrocarbonetos poderá ser alcançada através de estudos integrando inclusões fluidas, geoquímica isotópica e modelagem da história térmica. O detalhamento quanto à paragénesese, a caracterização multiescala das heterogeneidades, integrando dados petrográficos, dados de poços e atributos sísmicos, poderá contribuir para a compreensão da distribuição dos processos diagenéticos e das propriedades petrofísicas. A integração destes elementos em



modelos deposicionais-diagenéticos preditivos será essencial para reduzir incertezas na exploração e desenvolvimento de reservatórios do pré-sal.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

- Este estudo avança no conhecimento sobre os reservatórios carbonáticos do pré-sal ao identificar os controles específicos sobre a evolução diagenética e porosidade nos depósitos ressedimentados, demonstrando que esses controles diferem dos depósitos *in situ*, que foram até agora mais amplamente estudados.
- A abordagem integrada da petrografia com análises complementares de epifluorescência ultravioleta, catodoluminescência, e inclusões fluidas relevou a natureza multifásica da dolomitização e da silicificação dos depósitos ressedimentados dos pré-sal Aptiano da Bacia de Santos. A caracterização dos produtos e processos diagenéticos contribui para refinar os modelos da evolução diagenética destes e de outros sistemas lacustres alcalinos similares. Além disso, a integração da petrografia com dados de petrofísica e microtomografia de raios-X permitiu compreender e relacionar o impacto dos principais processos diagenéticos na qualidade desses reservatórios.
- O presente estudo detalhou o papel da compactação nos depósitos ressedimentados carbonáticos, demonstrando que depósitos carbonáticos particulados, sem matriz argilosa deposicional e sem intensa cimentação eodiagenética, podem preservar porosidade efetiva mesmo sob compactação significativa.
- A utilização do conceito de petrofácies de reservatório mostrou que as fácies deposicionais tem pouca capacidade de predição da qualidade de reservatório, e que essa abordagem pode ser aplicada com melhor resultado na previsão e modelagem da qualidade dos campos petrolíferos do pré-sal.
- O contínuo avanço no entendimento da diagênese dos carbonatos do pré-sal é fundamental não apenas para otimização da exploração e produção destes importantes reservatórios, mas também para a compreensão de outros sistemas carbonáticos lacustres alcalinos similares.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, J.E., Rhodes, M.L. 1960. Dolomitization by seepage refluxion. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 44(12): 1920–1930.
- Altenhofen, S.D., Rodrigues, A.G., Borghi, L., De Ros, L.F. 2024. Dynamic re-sedimentation of lacustrine carbonates in the Búzios Field, pre-salt section of Santos Basin, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 138: 104863. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.104863>
- Altenhofen, S.D., Schrank, A.B.S., Dos Santos, T., Trombetta, M.C., Freitas, W.S., Cembrani, E., Simon, S.P., Martiny, J., Dalla Vecchia, F., Maraschin, A., Barili, R., Rodrigues, A.G., De Ros, L.F. 2026. Distribution of intraclastic deposits in the Barra Velha Formation, Santos Basin pre-salt—implications for the reworking processes. Petroleum Geoscience, in press.
- ANP – Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. 2022. Mapa de exploração e produção de petróleo e gás: Bacia de Campos e Santos (polígono do pré-sal). Superintendência de Dados Técnicos. Disponível em: <https://www.gov.br/anp>. Acesso em: 9 fev. 2026.
- ANP – Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. 2023. GeoMapsANP – mapa de dados georreferenciados. Disponível em: <https://geomaps.anp.gov.br/geoanp/>. Acesso em: 9 fev. 2026.
- Araújo, C.C., Madrucci, V., Homewood, P., Mettraux, M., Ramnani, C.W., Spadini, A.R. 2022. Stratigraphic sedimentary constraints on presalt carbonate reservoirs of the South Atlantic margin, Santos Basin, offshore Brazil. AAPG Bulletin, 106(12): 2513–2546. <https://doi.org/10.1306/08082219218>
- Arienti, L.M., Souza, R.S., Viana, S., Cuglieri, M.A., Silva, R.P., Tonietto, S.N., De Paula, L., Gil, J.A. 2018. Facies association, depositional systems, and paleophysiographic models of the Barra Velha Formation, pre-salt

- sequence – Santos Basin, Brazil. In: AAPG Annual Convention and Exhibition, Salt Lake City. AAPG.
- Armenteros, I. 2010. Diagenesis of carbonates in continental settings. In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.). Carbonates in continental settings: geochemistry, diagenesis and applications. Developments in Sedimentology, 62: 61–151. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06202-5](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06202-5)
- Arosi, H.A., Wilson, M.E.J. 2015. Diagenesis and fracturing of a large-scale, syntectonic carbonate platform. Sedimentary Geology, 326: 109–134. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.06.010>
- Arp, G.G. 1995. Lacustrine bioherms, spring mounds, and marginal carbonates of the Ries-impact-crater (Miocene, southern Germany). Facies, 33: 35–90. <https://doi.org/10.1007/BF02537444>
- Arribas, M.E., Bustillo, A., Tsige, M. 2004. Lacustrine chalky carbonates: origin, physical properties and diagenesis (Palaeogene of the Madrid Basin, Spain). Sedimentary Geology, 166(3–4): 335–351. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.01.012>
- Azerêdo, A.C., Duarte, L.V., Silva, A.P. 2021. The challenging carbonates from the Pre-Salt reservoirs offshore Brazil: facies, palaeoenvironment and diagenesis. Journal of South American Earth Sciences, 108: 103202. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103202>
- Bádenas, B., Pomar, L., Aurell, M., Morsilli, M. 2012. A facies model for internalites (internal wave deposits) on a gently sloping carbonate ramp (Upper Jurassic, Ricla, NE Spain). Sedimentary Geology, 271–272: 44–57. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.05.020>
- Badiozamanp, K. 1973. The Dorag dolomitization model – application to the Middle Ordovician of Wisconsin. Journal of Sedimentary Petrology, 43(4):

965–984. <https://doi.org/10.1306/74D728C9-2B21-11D7-8648000102C1865D>

Barnett, A.J., Obermaier, M., Amthor, J., Sharafodin, M., Bolton, M., Clarke, D., Camara, R. 2021. Origin and significance of thick carbonate grainstone packages in nonmarine successions: a case study from the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazil. In: Mello, M.R., Oya Yilmaz, P., Katz, B.J. (Eds.). AAPG Memoir 124: The supergiant Lower Cretaceous pre-salt petroleum systems of the Santos Basin, Brazil, p. 155–174. <https://doi.org/10.1306/13722318MSB.6.1853>

Basso, M., Belila, A.M.P., Chinelatto, G.F., Souza, J.P.P., Vidal, A.C. 2020. Sedimentology and petrophysical analysis of pre-salt lacustrine carbonate reservoir from the Santos Basin, southeast Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 110: 1–23. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01932-7>

Bellanca, A., Calvo, J.P., Censi, R., Neri, R., Pozo, M. 1992. Recognition of lake-level changes in Miocene lacustrine units, Madrid Basin, Spain. Evidence from facies analysis, isotope geochemistry and clay mineralogy. *Sedimentary Geology*, 76: 135–153. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90080-B](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90080-B)

Berner, R.A. 1984. Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(4): 605–615. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90089-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90089-9)

Bohrer, B., Schultze, M. 2008. Stratification of lakes. *Reviews of Geophysics*, 46(2): RG2005. <https://doi.org/10.1029/2006RG000210>

Bohrer, B., Kiwel, U., Rahn, K., Schultze, M. 2014. Chemocline erosion and its conservation by freshwater introduction to meromictic salt lakes. *Limnologia*, 44(2): 81–89. <https://doi.org/10.1016/j.limno.2013.08.003>

Bohacs, K.K., Carroll, A.R., Neal, J.E., Mankiewicz, P.J. 2000. Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-

- stratigraphic-geochemical framework. In: Gierlowski-Kordesch, E.H., Kelts, K.R. (Eds.). Lake basins through space and time. AAPG Studies in Geology, 46: 3–34. <https://doi.org/10.1306/St46706C1>
- Brito, J.P.S., Santos, R.V., Gonçalves, G.O., Barbosa, P.F., Souza Cruz, C.E., Ushirobira, C.A., Souza, V.S., Richter, F. & Abreu, C.J. 2024. U-Pb dating of Barra Velha carbonates reveals the influence of Santos Basin sedimentary and tectonothermal history on pre-salt carbonate ages. Marine and Petroleum Geology, 168:107035
- Buchheim, H.P. 1994. Eocene Fossil Lake, Green River Formation, Wyoming: a history of fluctuating salinity. In: Renaut, R.W., Last, W.M. (Eds.). Sedimentology and geochemistry of modern and ancient saline lakes. SEPM Special Publication, 50: 239–247. <https://doi.org/10.2110/pec.94.50.0239>
- Buckley, J.P., Bosence, D., Elders, C. 2015. Tectonic setting and stratigraphic architecture of an Early Cretaceous lacustrine carbonate platform, Sugar Loaf High, Santos Basin, Brazil. In: Bosence, D.W.J. et al. (Eds.). Microbial carbonates in space and time. Geological Society Special Publication, 418: 175–191. <https://doi.org/10.1144/SP418.13>
- Bustillo, M.A. 2010. Silicification of continental carbonates. In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.). Carbonates in continental settings. Developments in Sedimentology, 62: 153–178. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06203-7](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06203-7)
- 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, 198(3–4): 255–271. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.12.006>
- Bustillo, M.A., Arribas, M.E., Bustillo, M. 2002. Dolomitization and silicification in low-energy lacustrine carbonates (Paleogene, Madrid Basin, Spain).

- Sedimentary Geology, 151: 107–126. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00234-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00234-2)
- Calvo, J.P., Jones, B.F., Bustillo, M., Fort, R., Alonso-Zarza, A.M., Kendall, C. 1995. Sedimentology and geochemistry of carbonates from lacustrine sequences in the Madrid Basin, central Spain. Chemical Geology, 123(1–4): 173–191. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00161-Z](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00161-Z)
- Carramal, N.G., Oliveira, D.M., Cacela, A.S.M., Cuglieri, M.A., Rocha, N.P., Viana, S.M., Toledo, S.L.V., Pedrinha, S., De Ros, L.F. 2022. Paleoenvironmental insights from the deposition and diagenesis of Aptian pre-salt magnesium silicates from the Lula Field, Santos Basin, Brazil. Journal of Sedimentary Research, 92(1): 12–31. <https://doi.org/10.2110/jsr.2020.139>
- Carroll, A.R., Bohacs, K.M. 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls. Geology, 27(2): 99–102. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0099:SCOALB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0099:SCOALB>2.3.CO;2)
- Carroll, A.R., Bohacs, K.M. 2001. Lake-type controls on petroleum source rock potential in nonmarine basins. AAPG Bulletin, 85(6): 1033–1053. <https://doi.org/10.1306/8626CA5F-173B-11D7-8645000102C1865D>
- Carvalho, M.D., Fernandes, F.L. 2021. Pre-salt depositional system: sedimentology, diagenesis, and reservoir quality of the Barra Velha Formation as a result of the Santos Basin tectono-stratigraphic development. In: AAPG Memoir 124: The supergiant Lower Cretaceous pre-salt petroleum systems of the Santos Basin, Brazil, p. 121–154. <https://doi.org/10.1306/13732337MSB.5.1708>
- Carvalho, A.M.A., Hamon, Y., Gomes de Souza, O., Goulart Carramal, N., Collard, N. 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: 105708. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105708>

- Carvalho, A.M.A., Collard, N., Hamon, Y., Meiller, C. 2024. Assessing the role of local versus regional fluid circulation in the pre-salt sag section of Santos Basin (Brazil): insights from reactive transport modeling. *Marine and Petroleum Geology*, 161: 106667. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2024.106667>
- Ceraldi, T.S., Green, D. 2017. Evolution of the South Atlantic lacustrine deposits in response to Early Cretaceous rifting, subsidence and lake hydrology. *Geological Society, London, Special Publications*, 438(1): 77–98. <https://doi.org/10.1144/SP438.10>
- Chaboureau, A.C., Guillocheau, F., Robin, C., Rohais, S., Moulin, M., Aslanian, D. 2013. Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: paleotopographic and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 604: 191–223. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.025>
- Chafetz, H.S., Guidry, S.A. 1999. Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal shrubs: bacterial vs. abiotic precipitation. *Sedimentary Geology*, 126(1–4): 57–74. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00032-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00032-9)
- Chafetz, H.S., Wilkinson, B.H., Love, K.M. 1985. Morphology and composition of non-marine carbonate cements in near-surface settings. In: Schneidermann, N., Harris, P.M. (Eds.). *Carbonate cements*. SEPM Special Publication, 36: 337–347. <https://doi.org/10.2110/pec.85.36.0337>
- Choquette, P.W., Pray, L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, 54(2): 207–250.
- Coates, G.R., Xiao, L., Prammer, M.G. 1999. NMR logging: principles and applications. Halliburton Energy Services, Houston, 234 p.
- Cohen, A.S., Thouin, C. 1987. Nearshore carbonate deposits in Lake Tanganyika. *Geology*, 15(5): 414–418. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<414:NCDILT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<414:NCDILT>2.0.CO;2)

- Council, T.C., Bennett, P.C. 1993. Geochemistry of ikaite formation at Mono Lake, California: implications for the origin of tufa mounds. *Geology*, 21(11): 971–974. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0971:GOIFAM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0971:GOIFAM>2.3.CO;2)
- De Boever, E., Brasier, A.T., Foubert, A., Kele, S. 2017. What do we really know about early diagenesis of non-marine carbonates? *Sedimentary Geology*, 361: 25–51. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.09.011>
- De Jesus, I.L., Abrantes Jr., F.R., Ferreira, D.J.A., Lupinacci, W.M. 2023. Carbonate reservoir quality and permoporosity obliteration due to silicification processes in the Barra Velha Formation, Santos Basin, southeastern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 53(2): e20220086. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202320220086>
- De Ros, L.F. 2021. Syngenetic, diagenetic and hydrothermal processes in the pre-salt sag section of Santos and Campos basins. In: *EAGE Conference on Pre-Salt Reservoir*, 2: 1–5. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202183007>
- De Ros, L.F., Goldberg, K., Abel, M., Victorinetti, F., Mastella, L., Castro, E. 2007. Advanced acquisition and management of petrographic information from reservoir rocks using the PETROLEDGE® system. In: *AAPG Annual Conference and Exhibition, Long Beach. Extended Abstracts*, 6 p.
- 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. <https://doi.org/10.2110/jsr.2022.103>
- Deocampo, D. 2010. The geochemistry of continental carbonates. In: *Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.). Carbonates in continental settings. Developments in Sedimentology*, 62: 1–59.

- Dias, J.L. 2005. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no andar Aptiano da margem leste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13(1): 7–25.
- Dickson, J.A.D. 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205(4971): 587. <https://doi.org/10.1038/205587a0>
- Dunham, R.J. 1971. Meniscus cements. In: Bricker, O.P. (Ed.). *Carbonate cements*. Johns Hopkins University Studies in Geology, 19: 297–300.
- Ehrenberg, S.N. 1995. Measuring sandstone compaction from modal analyses of thin sections: how to do it and what the results mean. *Journal of Sedimentary Research*, 65(2a): 369–379. <https://doi.org/10.1306/D42680C7-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Esteban, M., Klappa, C.F. 1983. Subaerial exposure environment. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (Eds.). *Carbonate depositional environments*. AAPG Memoir, 33: 1–54.
- Farias, F., Szatmari, P., Bahniuk, A., França, A.B. 2019. Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin: genesis and tectonic implications. *Marine and Petroleum Geology*, 112: 103983. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.08.011>
- Figueiredo, I., Lana, C., Alkmim, F.F., Silva, M.A., Souza, M.E., Mendonça, K.R.N. 2025. Tracing carbonate diagenesis and hydrothermal activity during the opening of the central South Atlantic: insights from the Santos Basin (Brazil). *Geoscience Frontiers*, 16(5): 102115. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2025.102115>
- Folk, R.L. 1974. The natural history of crystalline calcium carbonate; effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Research*, 44(1): 40–53.

- Freytet, P., Verrecchia, E.P. 2002. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Journal of Paleolimnology*, 27: 221–237. <https://doi.org/10.1023/A:1014263722766>
- Fritsch, E., Gaillou, E., Ostroumov, M., Rondeau, B., Devouard, B., Barreau, A. 2004. Relationship between nanostructure and optical absorption in fibrous pink opals from Mexico and Peru. *European Journal of Mineralogy*, 16(5): 743–751. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2004/0016-074>
- Frixa, A., Maragliulo, C., Consonni, A., Ortenzi, A. 2014. Dolomitization of the lacustrine carbonates of the Toca Formation (Kambala Field, offshore Cabinda) and quantitative diagenetic modeling. In: International Petroleum Exhibition and Conference, Abu Dhabi. SPE Paper 171960-MS. <https://doi.org/10.2118/171960-MS>
- Gamboa, L., Ferraz, A., Baptista, R., Santos Neto, E.V. 2019. Geotectonic controls on CO₂ formation and distribution processes in the Brazilian pre-salt basins. *Geosciences*, 9(6): 252. <https://doi.org/10.3390/geosciences9060252>
- Gierlowski-Kordesch, E.H. 2010. Lacustrine carbonates. In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.). *Carbonates in continental settings. Developments in Sedimentology*, 61: 1–101.
- Gomes, P.O., Kilsdonk, B., Grow, T., Minken, J., Barragan, R. 2012. Tectonic evolution of the outer high of Santos Basin, southern São Paulo Plateau, Brazil, and implications for hydrocarbon exploration. In: Gao, D. (Ed.). *Tectonics and sedimentation: implications for petroleum systems. AAPG Memoir*, 100: 125–142. <https://doi.org/10.1306/13351550M1003530>
- Gomes, J.P.B., Bunevich, R.B., Sartorato, A.C.L., Tedeschi, L.R., Tonietto, S.N., Tucker, M.E., Whitaker, F. 2024. Early diagenetic evolution based on petrography and stable isotope analysis in the Barra Velha Formation of the Brazilian pre-salt. *Depositional Record*: 1–25. <https://doi.org/10.1002/dep2.288>

- Gordon, A.C., Mohriak, W.U., Santos, A.C., Caitano, C.R., Stanton, N. 2023. Magmatic cycles in Santos Basin (SE Brazil): geochemical characterization and magmatic sources. *Journal of South American Earth Sciences*, 126: 104323. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104323>
- Guo, P., Wen, H., Li, C., Jin, J., Lei, H. 2021. Origin and enrichment of borates in a Late Paleozoic alkaline lake-playa deposit, Junggar Basin, NW China. *Ore Geology Reviews*, 138: 104389. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104389>
- Gvirtzman, H. 2006. Groundwater hydrology and paleohydrology of the Dead Sea rift valley. *Geological Society of America Special Paper*, 401: 95–111. [https://doi.org/10.1130/2006.2401\(06\)](https://doi.org/10.1130/2006.2401(06))
- Hahn, K.E., Turner, E.C., Babechuk, M.G., Kamber, B.S. 2015. Deep-water seep-related carbonate mounds in a Mesoproterozoic alkaline lake, Borden Basin (Nunavut, Canada). *Precambrian Research*, 271: 173–197.
- Haihua, Z., Dakang, Z., Jingli, Y., Haitao, S., Xiaobing, N., Xiaowei, L., Yuan, Y., Xin, L. 2015. Alkaline diagenesis and its effects on reservoir porosity: a case study of Upper Triassic Chang 7 Member tight sandstone in Ordos Basin, NW China. *Petroleum Exploration and Development*, 42(1): 56–65. [https://doi.org/10.1016/S1876-3804\(15\)60006-4](https://doi.org/10.1016/S1876-3804(15)60006-4)
- Halley, R.B., Harris, P.M. 1979. Fresh-water cementation of a 1,000-year-old oolite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(3): 969–988. <https://doi.org/10.1306/212F7892-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- 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. *Journal of Sedimentary Research*, 87(12): 1285–1313. <https://doi.org/10.2110/jsr.2017.70>

- Heydari, E. 2003. Meteoric versus burial control on porosity evolution of the Smackover Formation. *AAPG Bulletin*, 87(11): 1779–1797. <https://doi.org/10.1306/07070302009>
- Hsu, K.J., Siegenthaler, C. 1969. Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. *Sedimentology*, 12(1–2): 11–25. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1969.tb00161.x>
- James, N.P., Choquette, P.W. 1984. Limestones: the meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canada*, 11(4): 161–194.
- Jesus, C.M., Lupinacci, W.M., Mendes, A.C., Bueno, J.F., Roemers-Oliveira, E. 2019. Paleokarst features in the Aptian carbonates of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 109: 639–654. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.07.024>
- Jones, B., Pemberton, S.G. 1987. Experimental formation of spiky calcite through organically mediated dissolution. *Journal of Sedimentary Research*, 57(4): 687–694. <https://doi.org/10.1306/212F8BD9-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Karner, G.D., Gambôa, L.A.P. 2007. Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. In: Schreiber, B.C., Lugli, S., Babel, M. (Eds.). *Evaporites through space and time*. Geological Society, London, Special Publications, 285(1): 15–35. <https://doi.org/10.1144/SP285.2>
- Kirkham, A., Tucker, M.E. 2018. Thrombolites, spherulites and fibrous crusts (Holkerian, Purbeckian, Aptian): context, fabrics and origins. *Sedimentary Geology*, 374: 69–84. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.07.002>
- Knauth, L.P. 1979. A model for the origin of chert in limestone. *Geology*, 7(6): 274–277. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1979\)7<274:AMFTOO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7<274:AMFTOO>2.0.CO;2)

- Knauth, L.P. 1994. Petrogenesis of chert. In: Heaney, P.J., Prewitt, C.T., Gibbs, G.V. (Eds.). *Silica: physical behavior, geochemistry, and materials applications*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 29: 233–258. <https://doi.org/10.1515/9781501509698-012>
- Kumar, N., Danforth, A., Nuttall, P., Helwig, J., Bird, D.E., Venkatraman, S. 2013. From oceanic crust to exhumed mantle: a 40 year (1970–2010) perspective on the nature of crust under the Santos Basin, SE Brazil. In: Mohriak, W.U., Danforth, A., Post, P.J., Brown, D.E., Tari, G.C., Nemčok, M., Sinha, S.T. (Eds.). *Conjugate divergent margins*. Geological Society, London, Special Publications, 369: 147–165. <https://doi.org/10.1144/SP369.16>
- Kupecz, J.A., Gluyas, J., Bloch, S. 1997. Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates: an overview. In: Kupecz, J.A., Gluyas, J., Bloch, S. (Eds.). *Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates*. AAPG Memoir, 69: 7–26.
- Lahann, R.W. 1978. A chemical model for calcite crystal growth and morphology control. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48(1): 337–347. <https://doi.org/10.1306/212F746E-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Land, L.S. 1967. Diagenesis of skeletal carbonates. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37(3): 914–930. <https://doi.org/10.1306/74D717D5-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Lapponi, F., Hunt, D., Dickinson, T. 2019. Low and high temperature silica diagenesis in a giant pre-salt reservoir: BM-C-33, Campos Basin, Brazil. In: *EAGE Workshop on Pre-Salt Reservoir: From Exploration to Production*, 1: 1–4. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201982017>
- Last, W.M. 1990. Lacustrine dolomite: an overview of modern, Holocene, and Pleistocene occurrences. *Earth-Science Reviews*, 27(3): 221–263. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(90\)90004-F](https://doi.org/10.1016/0012-8252(90)90004-F)

- Li, S., Tian, J., Lin, X., Zuo, Y., Kang, H., Yang, D. 2020. Effect of alkaline diagenesis on sandstone reservoir quality: insights from the Lower Cretaceous Erlian Basin, China. *Energy Exploration & Exploitation*, 38(2): 434–453. <https://doi.org/10.1177/0144598719876040>
- Li, Z., Goldstein, R.H., Franseen, E.K. 2014. Climate, duration, and mineralogy controls on meteoric diagenesis, La Molata, southeast Spain. *Interpretation*, 2(3): SF111–SF123. <https://doi.org/10.1190/INT-2014-0060.1>
- Lima, B.E.M., 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. *Sedimentary Geology*, 383: 55–81. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.01.006>
- Lima, B.E.M., Tedeschi, L.R., Pestilho, A.L.S., Santos, R.V., Vazquez, J.C., Guzzo, J.V.P., De Ros, L.F. 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. *Marine and Petroleum Geology*, 113: 104143. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104143>
- Longman, M.W. 1980. Carbonate diagenetic textures from near-surface diagenetic environments. *AAPG Bulletin*, 64(4): 461–487. <https://doi.org/10.1306/2F918A63-16CE-11D7-8645000102C1865D>
- Loucks, R.G. 1999. Paleocave carbonate reservoirs: origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications. *AAPG Bulletin*, 83(11): 1795–1834. <https://doi.org/10.1306/E4FD426F-1732-11D7-8645000102C1865D>
- Lucia, F.J. 1983. Petrophysical parameters estimated from visual descriptions of carbonate rocks: a field classification of carbonate pore space. *Journal of Petroleum Technology*, 35(3): 629–637

- Machel, H.G. 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. *Geological Society, London, Special Publications*, 235(1): 7–63. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.235.01>
- Machel, H.G., Lonnee, J. 2002. Hydrothermal dolomite – a product of poor definition and imagination. *Sedimentary Geology*, 152(3–4): 163–171. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00259-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00259-2)
- Major, R.P. 2014. Early meteoric diagenesis and porosity preservation: stratigraphic traps in carbonate grainstones. In: *International Petroleum Technology Conference*, Kuala Lumpur. IPTC-17924-MS: 1–7. <https://doi.org/10.2523/IPTC-17924-MS>
- Manning-Berg, A.R., Kah, L.C. 2017. Proterozoic microbial mats and their constraints on environments of silicification. *Geobiology*, 15(4): 469–483. <https://doi.org/10.1111/gbi.12238>
- Markowska, M., Martin, A.N., Vonhof, H.B., Guinoiseau, D., Fischer, M.L., Zinaye, B., Galer, S.J.G., Asrat, A., Junginger, A. 2022. A multi-isotope and modelling approach for constraining hydro-connectivity in the East African Rift System, southern Ethiopia. *Quaternary Science Reviews*, 279: 107387. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107387>
- Medeiros, R.S.P., Basso, M., Chinelatto, G.F., Soares, M.V.T., Matheus, G.F., Morales, J.F.V., Carvalho Mendes, L., Vidal, A.C. 2024. Origin and significance of reworked deposits in Aptian lacustrine carbonate reservoirs of the Santos Basin, SE Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 161: 106700. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2024.106700>
- Mendes, M.N., Banks, D.A., Fallick, A.E., Monsalve, M.L., Lucassen, F., López, S.M., Barker, S.L.L., Wright, V.P. 2025. Brittle deformation and hydrothermal alteration in the Barra Velha Formation, Santos Basin, offshore Brazil. *AAPG Bulletin*, 109(4): 545–575.

- Menezes, M.N., Dal' Bó, P.F., Smith, J.J., Mattos, N.H., Ribeiro, C., Arena, M., Santos, H.N., Pires, G.L.C., Watahe, P., Borghi, L. 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*, 173: 107192.
- Mercedes-Martín, R., Brasier, A.T., Rogerson, M., Reijmer, J.J.G., Vonhof, H., Pedley, M. 2017. A depositional model for spherulitic carbonates associated with alkaline, volcanic lakes. *Marine and Petroleum Geology*, 86: 168–191. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.05.032>
- Mercedes-Martín, R., Ayora, C., Tritlla, J., Sánchez-Román, M. 2019. The hydrochemical evolution of alkaline volcanic lakes: a model to understand the South Atlantic pre-salt mineral assemblages. *Earth-Science Reviews*, 198: 102938. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102938>
- Minzoni, M., Cantelli, A., Thornton, J., Wignall, B. 2021. Seismic-scale geometries and sequence-stratigraphic architecture of Early Cretaceous syn-post rift carbonate systems, pre-salt section, Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 509: 105–126. <https://doi.org/10.1144/SP509-2019-78>
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz-Filho, A., Milani, E.J., Césero, P. 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2): 183–198. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00014-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00014-7)
- Mohriak, W., Nemčok, M., Enciso, G. 2008. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.). *West Gondwana: pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*. Geological Society, London, Special Publications, 294: 365–398. <https://doi.org/10.1144/SP294.19>

- Moore, C.H. 1989. Introduction to diagenesis in the meteoric environment. In: Moore, C.H. (Ed.). *Carbonate diagenesis and porosity*. Developments in Sedimentology, 46: 161–175.
- Moore, C.H. 2001. *Carbonate reservoirs: porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework*. Developments in Sedimentology, 55. Elsevier, 460 p.
- Moore, C.H., Wade, W.J. 2013. Meteoric diagenetic environment. In: Moore, C.H., Wade, W.J. (Eds.). *Carbonate reservoirs: porosity and diagenesis in a sequence stratigraphic framework*, 2^a ed. Developments in Sedimentology, 67: 165–206. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53831-4.00008-2>
- Morad, S., Al-Ramadan, K., Ketzer, J.M., De Ros, L.F. 2010. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: a review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. *AAPG Bulletin*, 94(8): 1267–1309. <https://doi.org/10.1306/04211009178>
- Moragas, M., Baqués, V., Martín-Martín, J.D., Sharp, I., Lapponi, F., Hunt, D., Zeller, M., Vergés, J., Messenger, G., Gindre-Chanu, L., Swart, R., Machado, V. 2023. Paleoenvironmental and diagenetic evolution of the Aptian pre-salt succession in Namibe Basin (onshore Angola). *Marine and Petroleum Geology*, 150: 106153. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2023.106153>
- Moreira, J.L.P., Madeira, C.V., Gil, J.A., Machado, M.A.P. 2007. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(1): 531–549.
- Morse, J.W., Mackenzie, F.T. 1990. *Geochemistry of sedimentary carbonates*. Developments in Sedimentology, 48. Elsevier, 707 p.
- Murphy, J.T., Lowenstein, T.K., Pietras, J.T. 2014. Preservation of primary lake signatures in alkaline earth carbonates of the Eocene Green River Wilkins

- Peak–Laney Member transition zone. *Sedimentary Geology*, 314: 75–91.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.09.005>
- Nader, F.H., Swennen, R., Keppens, E. 2008. Calcitization/dedolomitization of Jurassic dolostones (Lebanon): results from petrographic and sequential geochemical analyses. *Sedimentology*, 55(5): 1467–1485.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.00953.x>
- Nworie, D.C., Chinelatto, G.F., Vidal, A.C. 2023. Paleokarst features in the Aptian carbonates of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 53(1): e20220073.
- Olariu, C., Zhou, C., Steel, R., Zhang, Z., Yuan, X., Zhang, J., Chen, S., Cheng, D., Kim, W. 2021. Controls on the stratal architecture of lacustrine delta successions in low-accommodation conditions. *Sedimentology*, 68(5): 1941–1963. <https://doi.org/10.1111/sed.12838>
- Olsen, P.E. 1990. Tectonic, climatic, and biotic modulation of lacustrine ecosystems – examples from Newark Supergroup of eastern North America. In: Katz, B. (Ed.). *AAPG Memoir 50: Lacustrine basin exploration: case studies and modern analogs*, p. 209–224.
<https://doi.org/10.1306/M50523C13>
- Pereira, T.P., Terra, S., Da 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*, 128: 104446.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104446>
- Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Osmundsen, P.T. 2013. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: a review of observations and concepts. *Marine and Petroleum Geology*, 43: 21–47.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002>

- Petrobras. 2024. Tupi: conheça 8 curiosidades sobre o campo mais produtivo do pré-sal. Disponível em: <https://agencia.petrobras.com.br>. Acesso em: 9 fev. 2026.
- Petrobras. 2025. Petrobras informa sobre reservas provadas em 2024. Disponível em: <https://agencia.petrobras.com.br/w/negocio/petrobras-informa-sobre-reservas-provadas-em-2024>. Acesso em: 9 fev. 2026.
- Pietzsch, R., Oliveira, D.M., Tedeschi, L.R., Queiroz Neto, J.V., Figueiredo, M.F., Vazquez, J.C., Souza, R.S. 2018. Palaeohydrology of the Lower Cretaceous pre-salt lacustrine system, from rift to post-rift phase, Santos Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 507: 60–80. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.06.043>
- Pietzsch, R., Tedeschi, L.R., Oliveira, D.M., Dos Anjos, C.W.D., Vazquez, J.C., Figueiredo, M.F. 2020. Environmental conditions of deposition of the Lower Cretaceous lacustrine carbonates of the Barra Velha Formation, Santos Basin (Brazil), based on stable carbon and oxygen isotopes: a continental record of pCO₂ during the onset of the Oceanic Anoxic Event. *Chemical Geology*, 535: 119457. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119457>
- Platt, N.H., Wright, V.P. 1991. Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. In: Anadón, P., Cabrera, L., Kelts, K. (Eds.). *Lacustrine facies analysis*. IAS Special Publication, 13: 57–74. <https://doi.org/10.1002/9781444303919.ch3>
- Plawiak, R.A.B., Carvalho, M.J., Sombra, C.L., Brandão, D.R., Mepen, M., Ferrari, A.L., Gambôa, L.A.P. 2024. Structural controls of the migration of mantle-derived CO₂ offshore in the Santos Basin (southeastern Brazil). *Frontiers in Earth Science*, 11: 1284151.
- Pomar, L., Morsilli, M., Hallock, P., Bádenas, B. 2012. Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth-*

-
- Science Reviews*, 111(1–2): 56–81.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.12.005>
- Poros, Z., Jagniecki, E., Luczaj, J., Kenter, J., Gal, B., Correa, T.S., Ferreira, E., McFadden, K.A., Elifritz, A., Heumann, M., Johnston, M., Matt, V. 2017. Origin of silica in pre-salt carbonates, Kwanza Basin, Angola. In: *AAPG Annual Convention and Exhibition*, Houston.
- Pozo, M., Calvo, J. 2018. An overview of authigenic magnesian clays. *Minerals*, 8(11): 520. <https://doi.org/10.3390/min8110520>
- Preusse, M., Peeters, F., Lorke, A. 2010. Internal waves and the generation of turbulence in the thermocline of a large lake. *Limnology and Oceanography*, 55(6): 2353–2365.
<https://doi.org/10.4319/lo.2010.55.6.2353>
- Purvis, K., Wright, V.P. 1991. Calcretes related to phreatophytic vegetation from the Middle Triassic Otter Sandstone of south west England. *Sedimentology*, 38: 539–551
- Quirk, D.G., Hertle, M., Jeppesen, J.W., Raven, M., Mohriak, W.U., Kann, D.J., Nørgaard, M., Howe, M.J., Hsu, D., Coffey, B., Mendes, M.P. 2013. Rifting, subsidence and continental break-up above a mantle plume in the central South Atlantic. *Geological Society, London, Special Publications*, 369(1): 185–214. <https://doi.org/10.1144/SP369.20>
- Railsback, L.B., Layou, K.M., Heim, N.A., Holland, S.M., Trogon, M.L., Jarrett, M.B., Izsak, G.M., Bulger, D.E., Wysong, E.J., Trubee, K.J., Fiser, J.M., Cox, J.E., Crowe, D.E. 2013. Linking diagenesis to sequence stratigraphy. In: *Linking diagenesis to sequence stratigraphy*. Wiley, p. 257–269.
<https://doi.org/10.1002/9781118485347.ch11>
- Renaut, R.W., Gierlowski-Kordesch, E.H. 2010. Lakes. In: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.). *Facies models 4*. Geological Association of Canada, p. 541–572.

- Riccomini, C., Sant'Anna, L.G., Tassinari, C.C.G. 2012. Pré-sal: geologia e exploração. *Revista USP*, 95: 33–42.
- Riding, R., Virgone, A. 2020. Hybrid carbonates: in situ abiotic, microbial and skeletal co-precipitates. *Earth-Science Reviews*, 208: 103300. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103300>
- Rodríguez-Berriguete, Á., Dal' Bó, P.F., Valle, B., Borghi, L. 2022. When distinction matters: carbonate shrubs from the Aptian Barra Velha Formation of Brazilian pre-salt. *Sedimentary Geology*, 440: 106236. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2022.106236>
- Rosa, F.O.R., Silva, V.C. 2022. Búzios global development plan: unlocking the potential of the world's largest ultra-deepwater oil field. In: *Brazilian Petroleum Conference*, 3^a ed., Rio de Janeiro.
- Rossoni, R.B., Porcher, C.C., Koester, E., Sobiesiak, J.S., Silva, L.A.C., Mexias, A.S., Gomes, M.E.B., Ramnani, C.W., De Ros, L.F. 2024. The role of compaction in the diagenetic evolution of pre-salt Aptian deposits of Santos Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 466: 106650. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2024.106650>
- Salgado-Campos, V.M.J., Carvalho, I.S., Bertolino, L.C., Borghi, L., Rios-Netto, A.M., Araújo, B.C., Souza, D.C., Ferreira, L.O., Bobco, F.E.R. 2022. Unraveling an alkaline lake and a climate change in northeastern Brazil during the Late Aptian. *Sedimentary Geology*, 442: 106290. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2022.106290>
- Saller, A., Rushton, S., Buambua, L., Inman, K., McNeil, R., Dickson, J.A.D. 2016. Presalt stratigraphy and depositional systems in the Kwanza Basin, offshore Angola. *AAPG Bulletin*, 100(7): 1135–1164. <https://doi.org/10.1306/02111615216>
- Sartorato, A.C.L., Tonietto, S.N., Pereira, E. 2020. Silicification and dissolution features in the Brazilian pre-salt Barra Velha Formation: impacts on

- reservoir quality and insights for 3D geological modeling. In: *Rio Oil & Gas Expo and Conference*, Instituto Brasileiro de Petróleo e Gás. <https://doi.org/10.48072/2525-7579.rog.2020.068>
- Schrank, A.B.S., Dos Santos, T., Altenhofen, S.D., Freitas, W., Cembrani, E., Haubert, T., Dalla Vecchia, F., Barili, R., Rodrigues, A.G., Maraschin, A., De Ros, L.F. 2024. Interactions between clays and carbonates in the Aptian pre-salt reservoirs of Santos Basin, eastern Brazilian margin. *Minerals*, 14(2): 191. <https://doi.org/10.3390/min14020191>
- Shen, J., Chen, B., Chen, F., Cheng, C., Li, Y., Tian, Y. 2016. Paleogene lacustrine dolomitization, Xingou region, southern Qianjiang Depression, China. *Geosciences Journal*, 20(2): 183–197. <https://doi.org/10.1007/s12303-015-0027-0>
- Silva, M.D., Gomes, M.E.B., Mexias, A.S., Pozo, M., Drago, S.M., Célia, R.S., Silva, L.A.C., Netto, P., Gomes, L.B., Porcher, C.C., Dani, N., Driemeyer, D., Ramnani, C.W.D., Santos, J.F. 2021. Mineralogical study of levels with magnesian clay minerals in the Santos Basin, Aptian pre-salt Brazil. *Minerals*, 11(9): 970. <https://doi.org/10.3390/min11090970>
- Smoot, J.P. 1978. Origin of the carbonate sediments in the Wilkins Peak Member of the lacustrine Green River Formation (Eocene), Wyoming, U.S.A. In: Matter, A., Tucker, M.E. (Eds.). *Modern and ancient lake sediments*. IAS Special Publication, 2: 109–127.
- Sommer, V.P., Kuchle, J., De Ros, L.F. 2022. Seismic stratigraphic framework and seismic facies of the Aptian pre-salt Barra Velha Formation in the Tupi Field, Santos Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 118: 103947. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103947>
- Strugale, M., Lima, B.E.M., Day, C., Omma, J., Rushton, J., Olivito, J.P.R., Bouch, J., Robb, L.J., Roberts, N.M.W., Cartwright, J. 2025. Diagenetic products, settings and evolution of the pre-salt succession in the northern

- Campos Basin, Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 548(1). <https://doi.org/10.1144/SP548-2023-93>
- Stewart, R.H. 2008. *Introduction to physical oceanography*. Texas A&M University, 345 p.
- Stumm, W. 2004. Chemical processes regulating the composition of lake waters. In: Sullivan, P.E., Reynolds, C.S. (Eds.). *The lakes handbook: limnology and limnetic ecology*. Blackwell, p. 79–106. <https://doi.org/10.1002/9780470999271.ch4>
- Szatmari, P., Milani, E.J. 2016. Tectonic control of the oil-rich large igneous-carbonate-salt province of the South Atlantic rift. *Marine and Petroleum Geology*, 77: 567–596. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.06.004>
- Sánchez-Navas, A., López-Cruz, O., Velilla, N., Vidal, I. 2013. Crystal growth of lead carbonates: influence of the medium and relationship between structure and habit. *Journal of Crystal Growth*, 376: 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.jcrysgro.2013.04.007>
- Talbot, M.R. 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology*, 80: 261–279. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(90\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0168-9622(90)90009-2)
- Teboul, P.A., Durllet, C., Girard, J.P., Dubois, L., San Miguel, G., Virgone, A., Gaucher, E.C., Camoin, G. 2019. Diversity and origin of quartz cements in continental carbonates: example from the Lower Cretaceous rift deposits of the South Atlantic margin. *Applied Geochemistry*, 100: 22–41. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2018.10.019>
- Terra, J.G.S., Spadini, A.R., França, A.B., Leite, C., Zambonato, E.E., Costa, L., Arienti, L.M., Erthal, M.M., Blauth, M., Franco, M.P., Matsuda, N.S., Goulart, N., Augusto, P., Junior, M., Francisco, R.S., Avila, D., Souza, R.S., Tonietto, S.N., Maria, S. 2010. Classificações clássicas de rochas carbonáticas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18(1): 9–29.

- Thompson, D.L., Stilwell, J.D., Hall, M. 2015. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: pre-salt coquinas of Brazil and West Africa. *Gondwana Research*, 28(1): 26–51. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.12.005>
- Tosca, N.J., Wright, V.P. 2018. Diagenetic pathways linked to labile Mg-clays in lacustrine carbonate reservoirs: a model for the origin of secondary porosity in the Cretaceous pre-salt Barra Velha Formation, offshore Brazil. In: Armitage, P.J. et al. (Eds.). *Reservoir quality of clastic and carbonate rocks*. Geological Society, London, Special Publications, 435: 33–46. <https://doi.org/10.1144/SP435.1>
- Tritlla, J., Loma, R., Sánchez-Pérez-Cejuela, V., Esteban, M., Wloszczowski, D., Perona, R., Algibez, J.L., Caja, M.A., Levresse, G., Bonillo, P., Tiwary, D. 2013. Volcanism, alkalinity, and hydrothermalism in offshore Brazil: unraveling the Pão de Açúcar reservoir. In: *Repsol E&P Technical Congress*, Madrid.
- Trombetta, M.C., Rodrigues, A.G., De Ros, L.F. 2026. Evolution of diagenesis and quality of pre-salt resedimented deposits from the Búzios Field, Santos Basin, Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, in press.
- Trombetta, M.C., Altenhofen, S.D., Schmidt, J.S., Freitas, W.D.S., Barili, R., Rodrigues, A.G., De Ros, L.F. 2026. Diagenetic evolution and reservoir quality of Aptian lacustrine reworked carbonates from the Santos Basin, Brazilian pre-salt. *Sedimentologica*, in press.
- Tucker, M.E., Wright, V.P. 1990. *Carbonate sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, 482 p.
- Tutolo, B.M., Tosca, N.J. 2018. Experimental examination of the Mg-silicate–carbonate system at ambient temperature: implications for alkaline chemical sedimentation and lacustrine carbonate formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 225: 80–101. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.01.019>

- Valerio, G., Pilotti, M., Lau, M.P., Hupfer, M. 2019. Oxycline oscillations induced by internal waves in deep Lake Iseo. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23: 1763–1777. <https://doi.org/10.5194/hess-23-1763-2019>
- Vieira de Luca, P.H., Matias, H., Carballo, J., Sineva, D., Pimentel, G.A., Tritlla, J., Esteban, M., Loma, R., Alonso, J.L.A., Jiménez, R.P., Pontet, M., Martinez, P.B., Vega, V. 2017. Breaking barriers and paradigms in presalt exploration: the Pão de Açúcar discovery (offshore Brazil). In: Merrill, R.K., Sternbach, C.A. (Eds.). *AAPG Memoir 113: Giant fields of the decade 2000–2010*, p. 177–193. <https://doi.org/10.1306/13572007M1133686>
- Von Rohden, C., Ilmberger, J., Boehrer, B. 2009. Assessing groundwater coupling and vertical exchange in a meromictic mining lake with an SF₆-tracer experiment. *Journal of Hydrology*, 372(1–4): 102–108. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.04.004>
- Walker, R.G., Plint, A.G. 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.). *Facies models: response to sea level change*, p. 219–238.
- Wen, Z., Jiang, S., Song, C., Wang, Z., He, Z. 2019. Basin evolution, configuration styles, and hydrocarbon accumulation of the South Atlantic conjugate margins. *Energy Exploration & Exploitation*, 37(3): 992–1008. <https://doi.org/10.1177/0144598719840751>
- Wennberg, O.P., McQueen, G., Vieira de Luca, P.H., Lapponi, F., Hunt, D., Chandler, A.S., Waldum, A., Camargo, G.N., Castro, E., Loures, L. 2021. Open fractures in pre-salt silicified carbonate reservoirs in block BM-C-33, the Outer Campos Basin, offshore Brazil. *Petroleum Geoscience*, 27(4): 1–16. <https://doi.org/10.1144/petgeo2020-125>
- Wennberg, O.P., Ramalho, F.O., Mafia, M.V., Lapponi, F., Chandler, A.S., Cartesio, L.E., Hunt, D.W. 2023. The characteristics of natural open fractures in acoustic borehole image logs from the pre-salt Barra Velha

-
- Formation, Santos Basin, Brazil. *Journal of Structural Geology*, 167: 104794.
- Wright, V.P. 1991. Paleokarst: types, recognition, controls and associations. In: Wright, V.P., Esteban, M., Smart, P.L. (Eds.). *Paleokarsts and paleokarstic reservoirs*, p. 56–88.
- Wright, V.P. 2012. Lacustrine carbonates in rift settings: the interaction of volcanic and microbial processes on carbonate deposition. *Geological Society, London, Special Publications*, 370(1): 39–47. <https://doi.org/10.1144/SP370.2>
- Wright, V.P. 2022. The mantle, CO₂ and the giant Aptian chemogenic lacustrine carbonate factory of the South Atlantic: some carbonates are made, not born. *Sedimentology*, 69(1): 47–73. <https://doi.org/10.1111/sed.12835>
- Wright, V.P., Barnett, A.J. 2015. An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic Early Cretaceous lacustrine carbonates. In: Bosence, D.W.J. et al. (Eds.). *Microbial carbonates in space and time*. Geological Society, London, Special Publications, 418. <https://doi.org/10.1144/SP418.3>
- Wright, V.P., Barnett, A.J. 2020. The textural evolution and ghost matrices of the Cretaceous Barra Velha Formation carbonates from the Santos Basin, offshore Brazil. *Facies*, 66(1): 1–18. <https://doi.org/10.1007/s10347-019-0591-2>
- Wright, V.P., Tucker, M.E. (Eds.). 1991. *Calcretes*. Blackwell Scientific Publications, 352 p. <https://doi.org/10.1002/9781444304497>
- Yechieli, Y. 2006. Response of the groundwater system to changes in the Dead Sea level. *Geological Society of America Special Paper*, 401: 113–126. [https://doi.org/10.1130/2006.2401\(07\)](https://doi.org/10.1130/2006.2401(07))





PARTE 2

ARTIGO 1

O primeiro artigo desenvolvido foi intitulado “*Evolution of diagenesis and quality of pre-salt resedimented deposits from the Búzios Field, Santos Basin, Brazil*”, com autoria de Trombetta, M.C.; Rodrigues A.G.; & De Ros L.F. O artigo foi submetido ao periódico *Journal of Sedimentary Research*, tendo sido considerado aceito. A seguir, o artigo 1 é apresentado, na íntegra, conforme a última versão enviada ao periódico.



The Journal of Sedimentary Research <em@editorialmanag... para mim ▾ 18 de fev. de 2026, 11:23 (há 3 dias) ★ 😊 ↩ ⋮

CC: james.bishop@chevron.com, stephen.kaczmarek@wmich.edu

Ref.: Ms. No. 2025.077R1

Evolution of diagenesis and quality of pre-salt resedimented deposits from the Búzios Field, Santos Basin, Brazil
Journal of Sedimentary Research

Dear Ms Trombetta,

I have now received the report on your manuscript from the Associate Editor, James Bishop. He indicates that you have skillfully addressed the last round of comments, and that the paper should be accepted for publication in JSR. I agree with the AE, but I have chosen to send it back to you for a few very minor items. The AE and the Reviewer have both offered a few additional comments for you to consider, and I wanted to give you a chance to address them before the paper enters the technical editing stage. I suspect that these last few changes will be relatively easy to make. As noted by the AE in his report below, congratulations on producing such high-quality work. I commend you on your handling of the requested revisions.

In summary, please address these last few minor comments from the AE and the Reviewer and resubmit your revised manuscript. Once I have the revised manuscript, your paper will be officially accepted and will move into the technical editing phase.

Please submit your revision no later than: Mar 18, 2026.

To submit a revision, go to <https://www.editorialmanager.com/sepm-jsr/> and log in as an Author. You will see a menu item call Submission Needing Revision. You will find your submission record there.

Please include a "clean" version and a version with tracked-changes.

Thank you for bringing your study to JSR, congratulations again for producing such high-quality work, and I look forward to seeing your revised manuscript in due course.

Yours sincerely,

Stephen E. Kaczmarek, PhD
Editor
Journal of Sedimentary Research

Evolution of diagenesis and quality of pre-salt resedimented deposits from the Búzios Field, Santos Basin, Brazil

Mariane Cristina Trombetta^{a*}, Amanda Goulart Rodrigues^a, Luiz Fernando De Ros^a

^a Postgraduate Program in Geosciences, Federal University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil

Corresponding author: marianetrombetta@gmail.com

Abstract

The South Atlantic Aptian pre-salt carbonates are the most productive lacustrine reservoirs in the world due to their large thickness, extensive distribution, and excellent quality, especially in the Búzios Field of the Santos Basin. Pre-salt resedimented deposits were formed by the erosion and redeposition of *in situ* lacustrine carbonate deposits, composed of fascicular and spherulitic calcite aggregates, magnesian clay, ooids, and peloids. The results show that compaction is the dominant process reducing primary porosity. Diagenetic modification of the pore network is mainly controlled by dolomite and silica cementation. Blocky dolomite commonly replaces calcite allochems and fills interparticle pores, whereas saddle dolomite preferentially fills vuggy pore space. Silica occurs first as chalcedony rims and replacive fabrics and later as macrocrystalline quartz that fills remaining pore volume. The best-preserved reservoir intervals are those less affected by compaction and cementation, where porosity reaches values up to 30% and NMR data indicate laterally continuous and well-connected pore systems. Among all diagenetic precipitates, silica cementation has the most severe impact on pore connectivity and reservoir quality, followed by blocky dolomite. These findings demonstrate that understanding the controls, distribution, and products of diagenesis in

resedimented pre-salt carbonates is essential for reservoir quality prediction in Búzios and provides a basis for interpreting similar alkaline lacustrine carbonate systems.

Keywords: resedimented carbonates; diagenesis; pre-salt; Santos Basin; Barra Velha Formation

INTRODUCTION

Pre-salt lacustrine carbonate rocks constitute some of the most important hydrocarbon reservoirs worldwide. These deposits accumulated during the Aptian in a highly alkaline lacustrine system, comprising a variety of *in situ* and resedimented carbonate deposits associated with Mg-clays (e.g. Wright and Barnett 2015; Herlinger et al. 2017). Within this context, the resedimented pre-salt lacustrine deposits of the Santos Basin stand out for their significant thickness (reaching decametric scales in some locations) and lateral extent (e.g., Ferreira et al. 2019; Barnett et al. 2021; Carvalho et al. 2022; Rebelo et al. 2022; Sommer et al. 2022). The resedimented deposits from the Búzios Field in the Santos Basin present excellent porosity and permeability values, although with heterogeneous and anisotropic depositional and diagenetic patterns (Ferreira et al. 2019; Tavares dos Santos and Gordon 2021).

The resedimented deposits of the Barra Velha Formation are composed essentially of calcite intraclasts derived from the fragmentation of shrubs and spherulitic calcite aggregates (Medeiros et al. 2024; Altenhofen et al. 2024). Subordinate to the calcite intraclasts, ooids and peloids of magnesian clay minerals, and other associated materials commonly occur. Typically, intraclastic lacustrine deposits are thinner compared to similar deposits formed in marine environments (Olsen 1990; Olariu et al. 2021). One of the reasons why resedimented deposits are limited in lacustrine environments is largely attributed to the typically limited action of wind, waves, and currents in lake environments. However, the resedimented deposits in the Barra Velha Formation were formed

by distinct depositional processes primarily controlled by lake paleotopography. The literature published to date attributes the deposition to wave-reworked carbonate fan-delta shorelines and coarse deposits from subaerial disaggregation of shrub mounds along faulted margins (Barnett et al. 2018, 2021; Wright 2022) deposits formed by wave and currents activity with tractive structures (Saller et al. 2016; Carvalho and Fernandes 2021; Medeiros et al. 2024), and widespread massive deposits attributed to internal wave redistribution in stratified lacustrine systems (Altenhofen et al. 2024).

In addition to the depositional characteristics of resedimented deposits (composition, sorting, distribution, thickness) being favorable for their excellent reservoir properties, diagenetic evolution has also played a key role in preserving or enhancing porosity. The diagenetic modifications of *in situ* deposits in pre-salt have been addressed in many recent studies (e.g., Azerêdo et al. 2021; Wright 2022; Carvalho et al. 2022; Schrank et al. 2024), while the diagenetic evolution and heterogeneity of the resedimented deposits remain largely unexplored.

Diagenesis in the Barra Velha Formation is characterized by strong mechanical compaction, selective dissolution, and multiple stages of carbonate and silica cementation, strongly influenced by evolving lacustrine chemistry and evaporitic conditions (Rossoni et al. 2024; Pietzsch et al., 2018 2020; Azerêdo et al. 2021). Multiple studies have highlighted silicification as a major porosity-reducing process (e.g., Basso et al. 2023; Carvalho et al. 2022), while dolomitization shows variable impacts on reservoir quality depending on volume and distribution (Carvalho and Fernandes 2021; Azerêdo et al. 2021). Rossoni et al. (2024) emphasized the significant role of mechanical compaction in the diagenetic evolution of *in situ* deposits. These diagenetic alterations redistributed porosity, creating a heterogeneous petrophysical framework where enhanced reservoir intervals are commonly associated with dissolution and late-stage porosity preservation.

This research aims to understand the diagenetic alterations in the resedimented deposits and assess their impact on reservoir quality in the

supergiant Búzios Field, since this field hosts the largest oil reserves in the Santos Basin with an average daily production of 666.6 thousand barrels per day between January and July 2024 (Mbbbl/d; ANP 2025a). Our observations present important implications for the pre-salt resedimented deposits of the Búzios Field, which can be applied in other pre-salt fields, given the wide distribution of these rocks, in addition to analogous deposits elsewhere.

GEOLOGICAL CONTEXT

Santos Basin

The Santos Basin, located on the southeastern Brazilian continental margin, covers an area of approximately 350,000 km², down to the bathymetric level of 3,000 m (Moreira et al. 2007). The basin is separated from the Campos Basin to the north by the Cabo Frio High, and from the Pelotas Basin to the south by the Florianópolis High (Moreira et al. 2007; Carlotto et al. 2017). Like other basins along the eastern Brazilian margin, the Santos Basin originated during the opening of the South Atlantic Ocean. The rift phase was diachronous, starting in the south and propagating northward through extensional tectonics (Chaboureaud et al. 2013).

The sedimentary infill of the Santos Basin is divided into three supersequences: rift, post-rift (sag), and drift (Moreira et al. 2007; Fig. 1). During the rift phase (Hauterivian to lower Aptian), accommodation was created by extensional tectonics. The rift supersequence is subdivided into lower and upper intervals (Moreira et al. 2007). In the lower rift interval, extensive basaltic volcanism formed the Camboriú Formation (Dias 2005; Quirk et al. 2013). During the upper rift interval, deep half-grabens were infilled with alluvial siliciclastic sediments and lacustrine deposits of kerolite-stevensite ooids from the Piçarras Formation, bivalve bioclastic limestones ("coquinas"), and organic-rich shales of the Itapema Formation (Szatmari and Milani 2016).

Epoch	Age	Local age	Time (Ma)	Lithostratigraphy	Tectonics	Unconformities
Lower Cretaceous	Albian		110	Guarujá	Drift	
				Ariri		Salt base
	Aptian	5	120	Barra Velha	Post-rift	Intra-Alagoas
		4		Itapema		Pre-Alagoas
	Barremian	3	130	Piçarras		
	Hauterivian	2		Camboriú	Rift	Economic Basement
		1				

Figure 1. Simplified chronostratigraphic chart of the Lower Cretaceous section of Santos Basin (modified from Moreira et al., 2007). The Barra Velha Formation, highlighted in grey, is the study unit. Local ages: 1- Rio da Serra; 2- Aratu; 3- Buracica; 4- Jiquiá; 5- Alagoas.

The transition to the post-rift sag phase marks a major paleoenvironmental change, represented by the Barra Velha Formation. This unit is bounded at the base by the Pre-Alagoas Unconformity and at the top by the salt base unconformity (Moreira et al. 2007). The Pre-Alagoas Unconformity marks a regional uplift and erosion phase of intense paleoenvironmental change, dividing the Itapema freshwater lacustrine system from the highly alkaline lake deposits of the Barra Velha Formation (Moreira et al. 2007). The unusual *in situ* Barra Velha Formation deposits are constituted by spherulitic and fascicular calcite aggregates precipitated in a magnesian clay matrix (Lima and De Ros 2019). They were initially interpreted as microbial stromatolites (Moreira et al. 2007; Terra et al. 2010) but were later reinterpreted by several authors as products of chemical abiotic precipitation (e.g., Wright and Barnett 2015; Wright and Rodrigues 2018; Farias et al. 2019; Gomes et al. 2020; Pietzsch et al. 2020; Netto et al. 2022; Wright 2022; Schrank et al. 2024). Intervals of calcarenites and calcirudites formed through erosion, transport, and redeposition of the original chemically precipitated carbonates, representing the resedimented deposits of

the Barra Velha Formation (Barnett et al. 2021; Medeiros et al. 2024; Altenhofen et al. 2024).

The subsequent late Aptian marine invasion led to deposition of the thick Ariri evaporite succession under arid conditions (Davison 2007). This salt layer, which locally exceeds 2 km, not only provides an efficient regional seal but can locally act as a thermal conductor, creating a relatively cool geothermal regime that retarded organic maturation and diagenesis beneath it (e.g., Jones and Xiao 2013; Lima et al. 2020; Strugale et al. 2024; Schmidt et al. 2025).

Búzios Field

The Búzios Field is a supergiant oil field located approximately 180 km off the coast of Rio de Janeiro in the ultra-deepwater northern Santos Basin, at a water depth of 2,000 meters (Fig. 2). It was discovered by the exploration well 2-ANP-1-RJS, drilled by Petrobras in 2010 (Rosa and Silva 2022). The Búzios Field exhibits an estimated volume of oil in place (VOIP) of approximately 29,4 billion barrels (ANP 2025b), representing one of the largest hydrocarbon accumulations in the Santos Basin pre-salt province. The field lies within the Outer High of the Santos Basin, a structurally uplifted region that has remained elevated since the rift phase (Gomes et al. 2013). The structural framework of the Búzios Field is characterized by horsts, grabens, and half-grabens, which are interpreted as the result of a complex transfer zone (Tavares dos Santos and Gordon 2021).

In the Búzios Field, carbonate build-ups are interpreted as forming on structural highs associated with major faults, indicating that carbonate deposition was closely linked to fault activity (Ferreira et al. 2019). The Outer High provided favorable conditions for lacustrine carbonate sedimentation due to its significant distance from the margin, which restricted clastic influx (Gomes et al. 2013). The evolution from orthogonal extension during the rift stage to oblique Aptian deformation during post-rift thinning generated steep bathymetric gradients and

structural instability (Siqueira et al. 2024), conditions that enhanced erosion, gravitational remobilization, and redeposition of the *in situ* rocks.

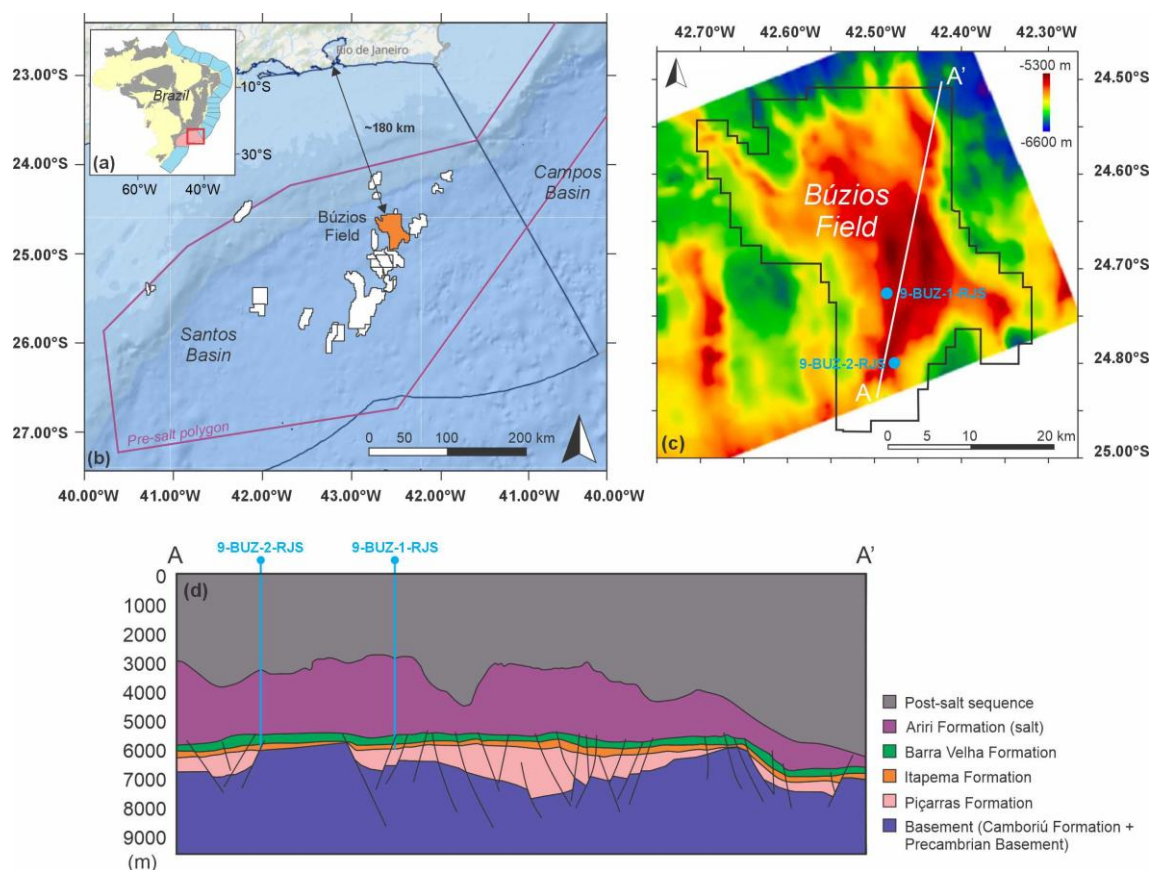


Figure 2. Location map of Búzios Field. (a) Location of Santos Basin in the Brazilian eastern margin. (b) Location of the Búzios Field (orange) in the Santos Basin, about 180 km from Rio de Janeiro State. (c) Location of the studied wells in blue (9-BUZ-1-RJS and 9-BUZ-2-RJS). (D) Sketch of an interpreted seismic line A–A' near the wells studied over Búzios field. The position of the seismic section is highlighted in a white line on figure C (modified from Siqueira et al., 2024).

The Barra Velha interval in Búzios reaches 200–400 m over structural highs and up to 850 m along flanks (Tavares dos Santos and Gordon 2021). Carbonates were deposited either along ramp-like areas between the structural highs (Tavares dos Santos and Gordon 2021) or as wide carbonate "platforms"

(Siqueira et al. 2024). This structural and depositional configuration explains the abundance and reservoir relevance of resedimented deposits in the Búzios Field. Therefore, the interplay between tectonics, carbonate precipitation style, depositional setting, and early basin subsidence is central to understanding the origin and distribution of resedimented deposits in the Barra Velha Formation, particularly in the Búzios Field.

Besides oblique post-rift tectonic deformation, the Búzios Field is relatively more proximal to the coastline and exhibits a thinner and less mobilized salt package than the Tupi and Sapinhoá/Lapa areas to the south (Costa et al. 2023). Although the pre-salt reservoirs are commonly over-pressured (reducing the effective stress), pressure gradient analyses indicate significant connectivity within the Buzios field, demonstrated by the maintenance of the pressure gradient slope even with advancing production (Silva 2024).

METHODS

Quantitative petrographic analysis was conducted on 84 thin sections of resedimented deposits selected from the 9-BUZ-1-RJS (12 of 74 thin sections) and 9-BUZ-2-RJS (72 of 189 thin sections) wells of the Búzios Field. The quantitative petrography was performed in intervals corresponding to the cores that were sampled from the core wells. The sidewall samples were also classified qualitatively using micrographs provided by the National Petroleum Agency (ANP). The location of the cores and sidewall samples is shown in Figure 8. By ANP standard, sampling for the preparation of petrographic slides is commonly carried out using an average interval of 30 cm.

Before petrographic description and quantification, the thin sections were stained with alizarin red-S and potassium ferricyanide to differentiate carbonate minerals (Dickson 1965). Modal compositions were obtained by counting 300 points per thin section, following transects perpendicular to the rock depositional structure, and acquired and stored using Petroledge® software (De Ros et al.

2007). The samples were classified according to the De Ros and Oliveira (2023) system for Aptian pre-salt deposits. A polarized light optical microscope, Leica DM750P, was used for petrographic analyses and photomicrographic acquisition at the Geosciences Institute of the Federal University of Rio Grande do Sul.

Selected thin sections were examined with UV-epifluorescence to reveal organic and clay remnants, diagenetic relations, and crystal zonation. Fluorescence microscopy was performed using a ZEISS Axio Imager A2 microscope equipped with a ZEISS HXP 120 V metal halide fluorescence light source and a Zeiss ultraviolet set 02 (excitation G 365 nm, beamsplitter FT 395 nm, emission LP 420 nm) and blue-cyan Lumar 09 (excitation BP 450–490 nm, emission LP 515 nm) filters.

Log data and routine core analysis (RCA) were provided by the National Petroleum Agency (ANP). Eleven RCA from well 9-BUZ-1-RJS and 65 from well 9-BUZ-2-RJS were used and integrated with petrographic results. Petrographic data was integrated with geophysical and lithological logs to identify patterns and correlations among petrographic, sedimentological, and reservoir quality characteristics. The T2 cutoff value used for the NMR free fluid porosity was 92 ms, which represents a commonly applied standard for carbonate rocks (Coates et al. 1999). The Techlog QuantiElan module (Techlog® software) was employed to generate the mineral fraction log.

RESULTS

Both wells lie adjacent to rift-related fault systems that controlled accommodation and depositional architecture across the field. Well 9-BUZ-2-RJS is positioned on a structurally elevated basement block where volcanic rocks of the Piçarras Formation are absent, whereas 9-BUZ-1-RJS is in a downthrown block characterized by a thick volcanic package at the base of the succession. Despite these contrasting structural and volcanic frameworks, both wells display

comparable salt thicknesses cover, with 9-BUZ-1-RJS recording approximately 3000 m and 9-BUZ-2-RJS about 2500 m.

Petrographic analysis of the basal deposits of the Barra Velha Formation in wells 9-BUZ-1-RJS and 9-BUZ-2-RJS shows that the interval is dominated by laminated, dolomitized, and silicified mudstones (*sensu* De Ros and Oliveira 2023), locally interbedded with ooidal calcarenites and sparse microbial nodules with cryptocrystalline clotted textures. In the two studied wells of the Búzios Field, the unconformable limit between the Itapema and the Barra Velha Formation is unclear. Castro (2019) identifies a muddy interval, termed the 'Jiquiá Shale,' that separates the coquinas of the Itapema Formation from the Mg-clays and carbonate deposits of the Barra Velha Formation across several wells in the Búzios Field. This interval exhibits characteristically high gamma-ray values and elevated microporosity on NMR logs. The microporosity in NMR logs corresponds to the difference between free fluid porosity and effective porosity. The thickness of this high gamma-ray interval varies between wells: approximately 25 meters in well 9-BUZ-1-RJS and 40 meters in well 9-BUZ-2-RJS (Fig. 3).

Although Castro (2019) and Castro and Lupinacci (2022) placed the 'Jiquiá Shale' interval at the top of the Itapema Formation, its occurrence in several wells in the Búzios field suggests that it can correspond to the base of the Barra Velha Formation. This reinterpretation is supported by regional correlations, as the continuity of this interval across the Congo, Kwanza, Cabinda, and Gabon basins (Sabato Ceraldi and Green 2017), suggesting a continuous lacustrine system during the early sag phase that contrasts with the underlying rift system. Further petrographic evidence, such as the absence of bivalve bioclasts typical of the Itapema Formation, and the presence of spherulitic and fascicular calcite expanding and replacing the mudstone and encrusting the microbial nodules (Fig. 3, pink arrow) reinforces its attribution to the basal Barra Velha Formation.

The absence of clear patterns in the gamma-ray log of 9-BUZ-1-RJS and 9-BUZ-2-RJS wells (Fig. 3) is attributed to the low potassium content in the magnesian clays of the Barra Velha Formation (Herlinger et al. 2020). Variations

in the gamma rays in the carbonate-clay interval are primarily linked to variations in uranium content. In contrast, the base of the Barra Velha Formation is characterized by a mudstone interval with high gamma-ray values, indicating a compositional difference from the overlying unit.

Owing to wettability issues (Herlinger et al. 2023), resistivity values can be erratic in the pre-salt reservoirs. Nevertheless, the lack of significant cementation and porosity variation related to an oil/water contact inferred in 9-BUZ-2-RJS well may be related to a late changes of the contact position, or to inhibited diagenesis within a reservoir compartment, but this is contradicted by the excellent pressure communication indicated by the maintenance of the pressure gradient slope even with advancing production (Silva 2024).

The mineral fraction log in the 9-BUZ-2-RJS well shows more intense alteration by silicification processes at the top of the Barra Velha Formation. Petrographic quantification confirms the calculated mineral composition, showing common occurrence of crystalline or diagenetically altered rocks (cherts and dolostones) in the uppermost core 1 of the 9-BUZ-2-RJS well. In correlation with the silica distribution, the log “shale” content also increases towards the top of the unit, while the dolomite content remains consistently distributed throughout the entire interval.

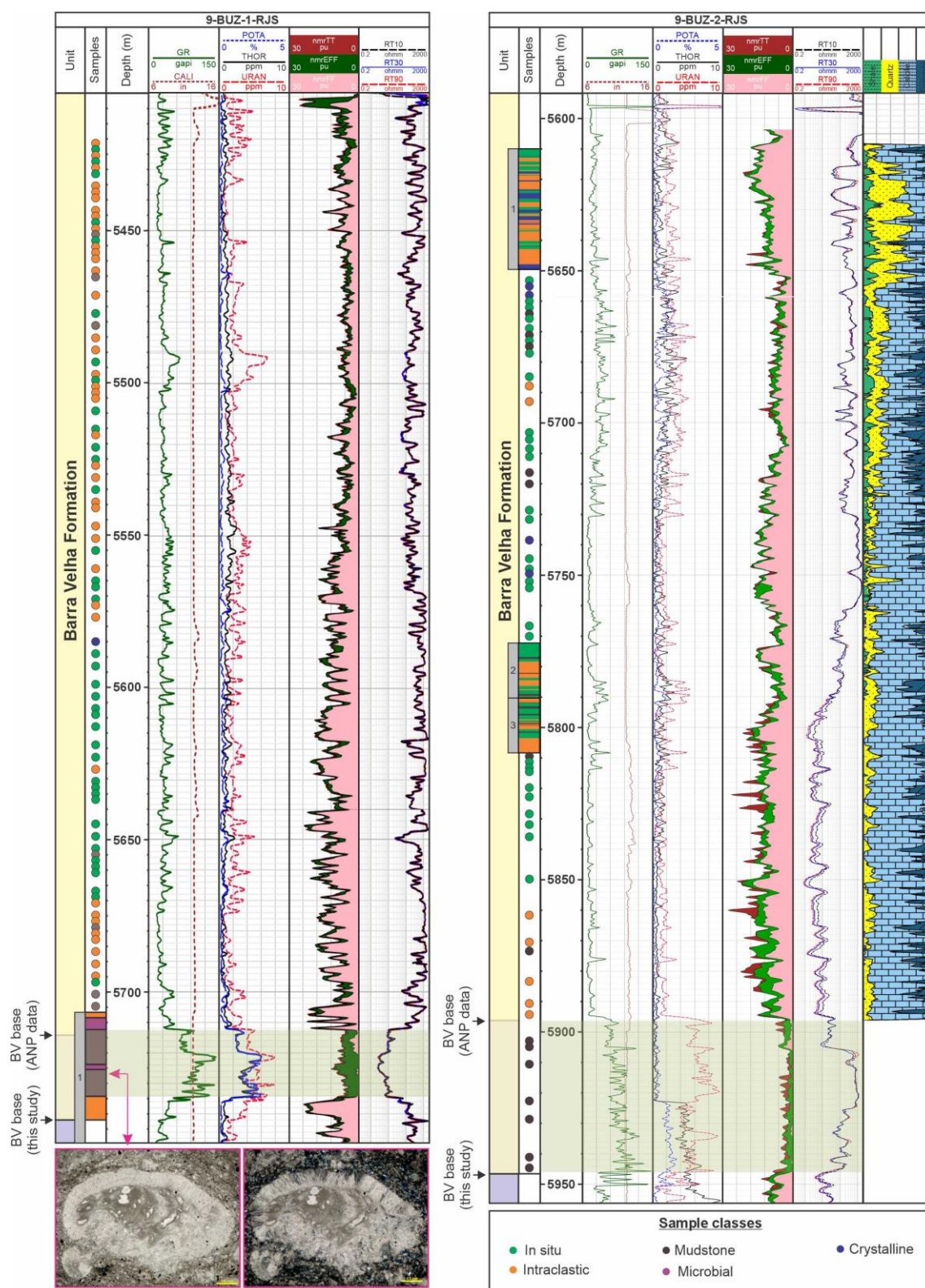


Figure 3. Integrated logs of the Barra Velha Formation in the studied wells with the position of the studied cores and the sidewall samples. The photomicrographs evidenced in 9-BUZ-1-RJS

well refer to the first occurrence of spherulitic calcite expanding and replacing the mudstone deposits at the Barra Velha interval. Petrophysical logs displayed are: Gamma Ray (GR), Caliper (CALI), Potassium (POTA, %), Thorium (THOR, ppm), Uranium (URAN, ppm), NMR Total Porosity (nmrTT), NMR Effective Porosity (nmrEFF), NMR Free-Fluid Porosity (nmrFF), and Deep/Medium/Shallow Resistivity (RT10, RT30, RT90; ohmm).

Primary structures, textures and constituents

The resedimented deposits from wells 9-BUZ-1-RJS and 9-BUZ-2-RJS consist of massive or irregularly laminated calcirudites (Fig. 4a), arenaceous calcirudites, rudaceous calcarenites, slightly rudaceous calcarenites, and calcarenites (Fig. 4b; *sensu* De Ros and Oliveira 2023). In addition to these lithologies, the resedimented deposits also include hybrid rocks composed of carbonate intraclasts mixed with clay peloids and ooids (carbonate-silicate hybrid composition; Fig. 4c). Furthermore, laminated deposits characterized by the intercalation of carbonate particle layers with *in situ* syngenetic fascicular carbonate crusts also occur (Fig. 4d).

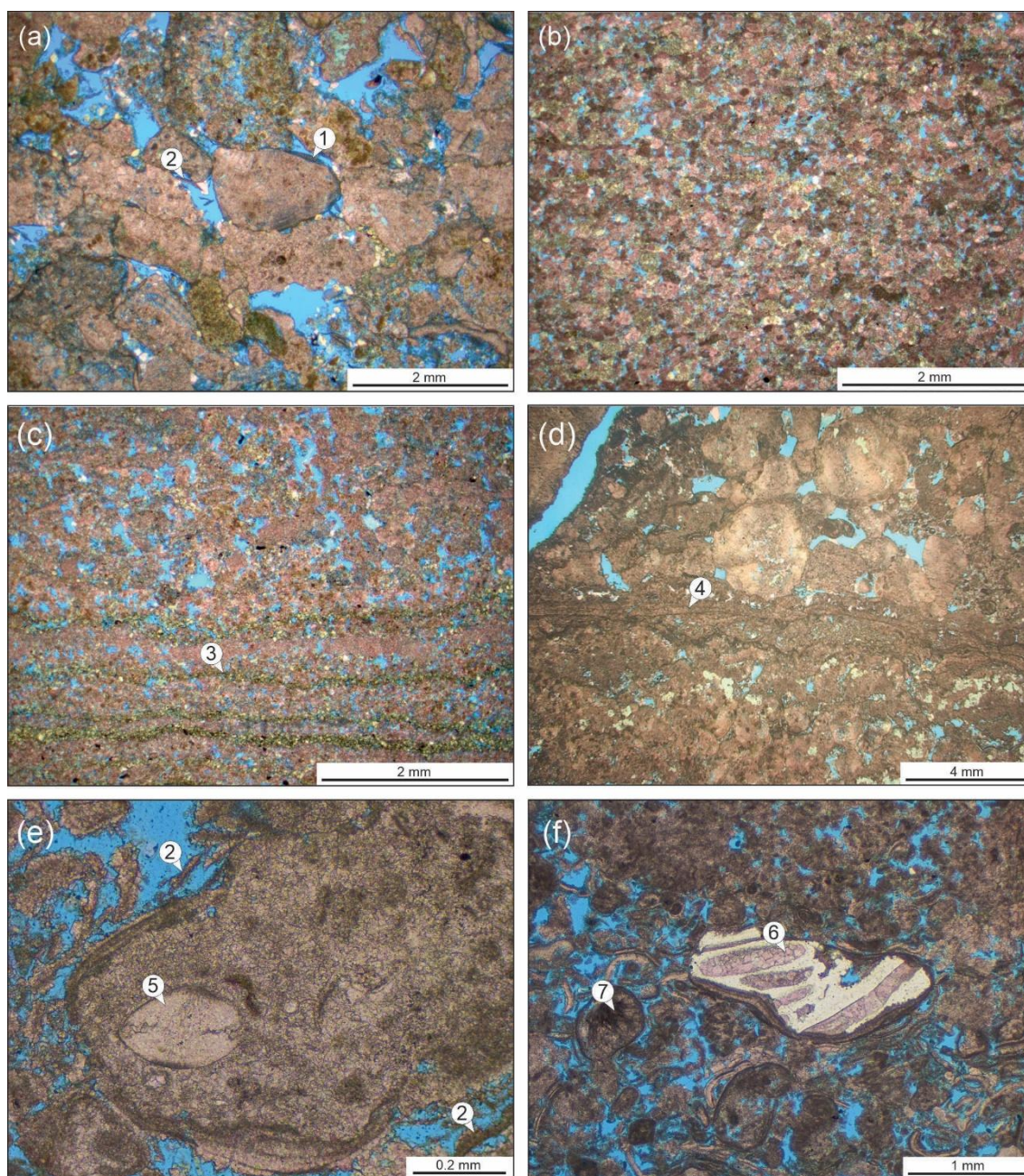


Figure 4. Primary compositional and textural characteristics of the studied deposits. (a) Arenaceous calcirudite composed by fascicular and microcrystalline intraclasts and clay ooids replaced by microcrystalline calcite (1), commonly detached from the ooid nucleus (2). (Uncrossed polarizers; //P). (b) Well-sorted, fine-grained calcarenite (//P). (c) Fine-grained calcarenite with levels of intraclasts intercalated with clay levels replaced by dolomite (3) (//P). (d) *In situ* laminated level (4) intercalated between two redeposited layers (//P). (e) Ooid with reworked nucleus with ostracod (5) and clay envelopes replaced by microcrystalline calcite (//P). (f) Ooid with reworked nucleus with ostracod (5) and clay envelopes replaced by microcrystalline calcite (//P).

(f) Ooid with a silica lithoclast nucleus with calcite-cemented bioclastic molds from the Itapema Formation (6). Samples rich in ooid with microbial intraclast nucleus (7).

The particles consist of spherulites and shrubs calcite intraclasts, micro- and macrocrystalline calcite intraclasts, dolomitic and microbial intraclasts, single and composite clay ooids, peloids, and fragments of ostracod and phosphatic bioclasts (Table 1). Additionally, intraclasts composed of multiple particles (such as intraclasts, clay ooids, peloids, and bioclasts) are also found.

Table 1. Quantitative data of the main primary constituents.

Primary constituents	9-BUZ-1-RJS		9-BUZ-2-RJS	
	Average (%)	Maximum (%)	Average (%)	Maximum (%)
Carbonate fascicular intraclast	0.56	3.00	19.40	64.67
Microcrystalline carbonate intraclast	18.86	42.00	7.65	52.00
Carbonate spherulitic intraclast	0.14	1.33	3.59	32.67
Clay ooid	11.92	41.33	2.17	41.33
Coarse crystalline carbonate intraclast	1.75	6.33	2.12	12.00
Carbonate sand intraclast	9.50	21.67	1.00	9.67
Ostracode bioclast	3.58	8.33	0.14	1.67
Dolomite carbonate intraclast	0.00	0.00	0.12	4.67
Clay peloid	0.00	0.00	0.04	1.00
Microbial carbonate intraclast	4.58	22.00	0.03	2.33
Silicatic syngenetic clay matrix	0.00	0.00	0.01	1.00
Chert rock fragment	0.06	0.67	0.00	0.00
Detrital quartz monocrystalline	0.22	1.00	0.00	0.00

The intraclasts are commonly rounded to sub-rounded and poorly to well-sorted, ranging from very fine sand to pebble size. The internal texture of spherulitic calcite intraclasts consist of radially arranged fibrous crystals forming spherical to sub-spherical aggregates. Calcite shrub intraclasts present

asymmetrical and elongated morphology and are characterized by bush-like fascicular calcite aggregates. Shrubs, spherulites, and microcrystalline calcite intraclasts also occur as nuclei of ooids enveloped by thin Mg-clay coatings. The clay ooids found are spherical to subspherical, with concentric envelopes of clay minerals around diverse carbonate intraclast nuclei. Samples located at the base of the Barra Velha Formation (9-BUZ-1-RJS core) exhibit an abundance of microbial intraclasts and ooids with microbial intraclastic nuclei. Intraclasts formed by the erosion of microbial deposits exhibit the characteristic grumose texture. Clay peloids are rare in the samples described. They consist of rounded silt- to fine sand-sized grains composed of clay minerals and generally lack internal structures.

The peloids and the clay envelopes of ooids were largely replaced by microcrystalline calcite (Fig. 4e). They are commonly abraded by reworking, detached from the nuclei by shrinkage or compaction, or dissolved. Their original magnesian clay composition (Carramal et al. 2022) was not preserved in the analyzed samples. Some ooids display nuclei made of silica lithoclasts with bivalve shells that originated from the underlying Itapema Formation deposits (Fig. 4f). Silica lithoclasts are rarely found at the base of well 9-BUZ-1-RJS. Ostracod and phosphate bioclasts are the only bioclastic constituents described, besides spherical microorganisms, probably unicellular algae or bacteria, that are preserved within the intraclasts.

Laminated clay and peloidal matrix fill the interstitial space in some of the described samples. The scarce matrix present in the resedimented deposits rocks was extensively replaced by dolomite and cryptocrystalline silica. In most cases, the replacive cryptocrystalline silica preserves the yellowish color and lamination of the silicate matrix under plane-polarized light; however, it appears isotropic under crossed polarizers. In some samples, fascicular calcite occurs as thin, continuous laminations that encrust the underlying particulate carbonate deposits.

Diagenetic processes and constituents

The analyzed calcarenites and calcirudites were affected by compaction, dissolution, dolomitization, silicification, and cementation by dolomite, silica, calcite, pyrite, barite, fluorite, zeolite, dawsonite, and dickite. Table 2 summarizes the main diagenetic constituents and their location related to the rock fabric: intraparticle, interparticle, or non-selective. Evidence of compaction processes includes concave-convex and sutured interparticle contacts, particle fracturing (Fig. 5a), stylolites with residual concentrations of less soluble materials (mainly pyrite, organic matter, and dolomite; Fig. 5b), and detachment of envelopes from the ooid nuclei (Figs. 5c, d).

Table 2. Quantitative data of diagenetic constituents.

Primary constituents	9-BUZ-1-RJS		9-BUZ-2-RJS	
	Average (%)	Maximum (%)	Average (%)	Maximum (%)
<i>Calcite Total</i>	32.47	72.00	6.36	45.65
Calcite interparticle	8.75	34.99	3.37	30.01
Calcite intraparticle	23.72	67.00	2.83	35.99
Calcite non-fabric selective	0.00	0.00	0.16	2.67
<i>Dolomite Total</i>	1.92	23.00	30.07	89.01
Dolomite interparticle	0.92	11.00	6.51	25.34
Dolomite intraparticle	1.00	12.00	23.07	81.34
Dolomite non-fabric selective	0.00	0.00	0.49	20.33
<i>Saddle dolomite Total</i>	0.00	0.00	1.53	26.67
Saddle dolomite interparticle	0.00	0.00	0.85	23.00
Saddle dolomite intraparticle	0.00	0.00	0.63	17.67
Saddle dolomite non-fabric selective	0.00	0.00	0.05	2.00
<i>Chalcedony Total</i>	0.00	0.00	5.02	57.33
Chalcedony interparticle	0.00	0.00	1.91	23.00
Chalcedony intraparticle	0.00	0.00	2.99	57.00
Chalcedony non-fabric selective	0.00	0.00	0.13	4.67
<i>Cryptocrystalline silica Total</i>	0.00	0.00	1.00	46.33

Cryptocrystalline silica				
interparticle	0.00	0.00	0.13	5.67
Cryptocrystalline silica				
intraparticle	0.00	0.00	0.88	46.33
Cryptocrystalline silica non-				
fabric selective	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Quartz Total</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>10.04</i>	<i>78.34</i>
Quartz interparticle	0.00	0.00	2.94	26.00
Quartz intraparticle	0.00	0.00	6.72	54.00
Quartz non-fabric selective	0.00	0.00	0.38	12.67
<i>Analcime Interparticle/Total</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.33</i>
<i>Barite Total</i>	<i>0.08</i>	<i>0.67</i>	<i>0.13</i>	<i>2.00</i>
Barite interparticle	0.03	0.33	0.04	1.00
Barite intraparticle	0.06	0.67	0.04	1.33
Barite non-fabric selective	0.00	0.00	0.06	1.67
<i>Dawsonite Total</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.02</i>	<i>1.00</i>
Dawsonite Interparticle	0.00	0.00	0.01	0.67
Dawsonite Intraparticle	0.00	0.00	0.01	0.33
<i>Dickite Total</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.10</i>	<i>2.00</i>
Dickite interparticle	0.00	0.00	0.06	2.00
Dickite intraparticle	0.00	0.00	0.02	1.00
Dickite non-fabric selective	0.00	0.00	0.02	1.67
<i>Fluorite Total</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.03</i>	<i>1.00</i>
Fluorite interparticle	0.00	0.00	0.00	0.33
Fluorite non-fabric selective	0.00	0.00	0.02	1.00
<i>Pyrite Total</i>	<i>0.08</i>	<i>0.67</i>	<i>0.44</i>	<i>1.67</i>
Pyrite interparticle	0.03	0.33	0.02	0.33
Pyrite intraparticle	0.06	0.67	0.40	1.67
Pyrite non-fabric selective	0.00	0.00	0.02	1.33
<i>Zeolite Total</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.03</i>	<i>2.00</i>
Zeolite Interparticle	0.00	0.00	0.01	1.00
Zeolite Intraparticle	0.00	0.00	0.00	0.33
Zeolite Non-fabric selective	0.00	0.00	0.01	0.67

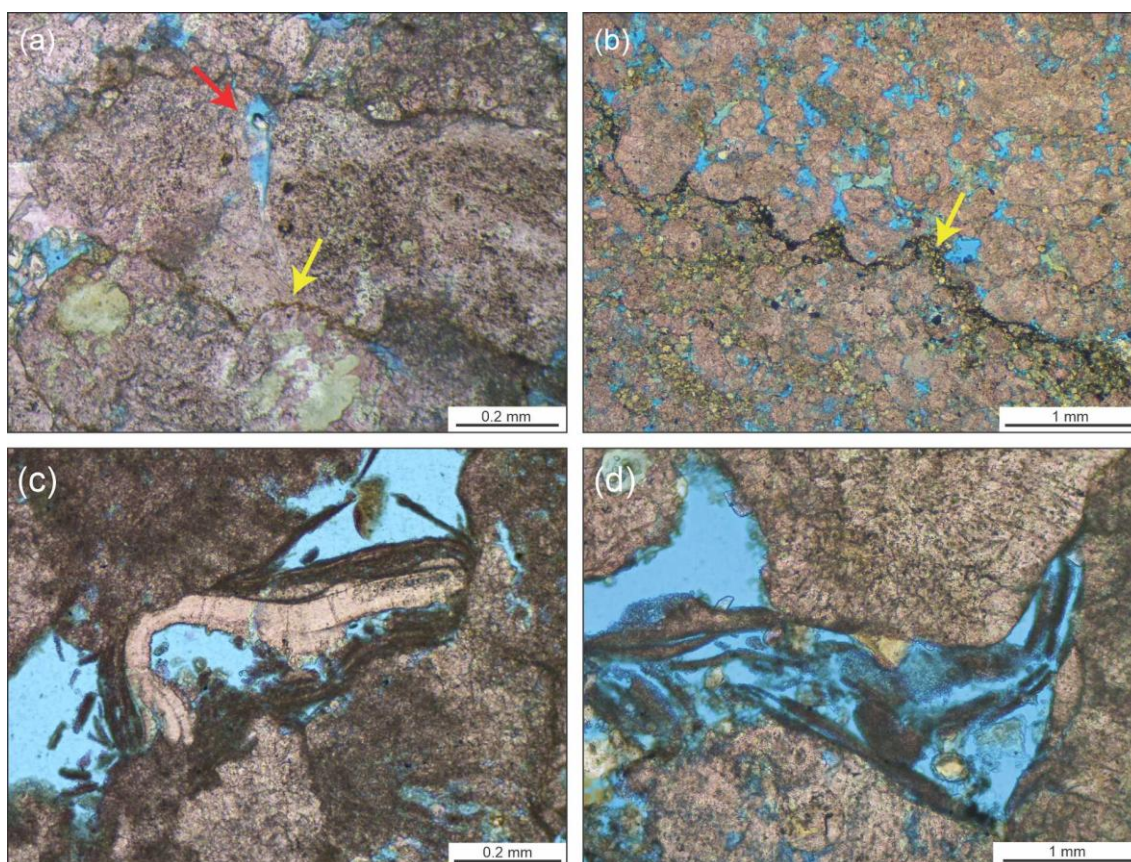


Figure 5. Main compaction features observed in the analyzed samples. (a) Fracturing of particles (red arrow) and sutured interparticle contacts (yellow arrow; (//P)). (b) Stylolites (yellow arrow) with concentration of amorphous organic material and microcrystalline dolomite (//P). (c) Clay envelopes replaced by microcrystalline calcite and partially detached from ostracod ooid nuclei by compaction (//P). (d) Replaced clay envelopes detached and concentrated in the interparticle space (//P).

Dolomite is the main diagenetic constituent, predominantly replacing primary constituents, especially microcrystalline intraclasts and peloids, and filling interparticle porosity (Fig. 6a). Strongly dolomitized samples present molds of dissolved intraclasts, locally with calcite remnants of the replaced grains (Fig. 6b). Clay peloids were extensively replaced by microcrystalline dolomite, locally covered by blocky dolomite. Some samples show selective dolomitization in layers of clay peloids interbedded with resedimented deposits levels (Fig. 4c).

Blocky and saddle dolomite partially or totally filled interparticle porosity. Blocky dolomite precipitated before compaction, as evidenced by dolomite rhombohedra concentrated along interparticle contacts (Fig. 6a). In partially cemented rocks, primary porosity is preserved among dolomite crystals as intercrystalline pores. Other samples show complete dolomite cementation with no porosity preservation. Blocky dolomite crystals commonly exhibit delicate zonation in polarized light, which is more visible under ultraviolet light (Fig. 6c). The zones are 4 to 10 micrometers thick, with preferential dissolution of the yellowish fluorescing zones. Saddle dolomite presents the characteristic undulating extinction, indicative of crystalline lattice deformation. Saddle dolomite occurs mainly as vuggy pore-filling cement (Fig. 6d), often associated with barite, dawsonite, analcime, and fluorite cements.

Calcite is the second most abundant diagenetic constituent in the samples analyzed. Intraclasts are commonly covered by blocky calcite, either as discrete crystals or as rims, which are sometimes partially dissolved (Fig. 6e) or replaced by later-stage minerals. Microcrystalline calcite extensively replaced and displaced the original clay envelopes from ooid particles (Fig. 6f). The replaced envelopes were commonly detached from the intraclastic ooid nuclei due to compaction or shrinkage processes (Figs. 5c, d). Blocky and macrocrystalline calcite typically represents a late-stage cement phase, filling interparticle and dissolution pores.

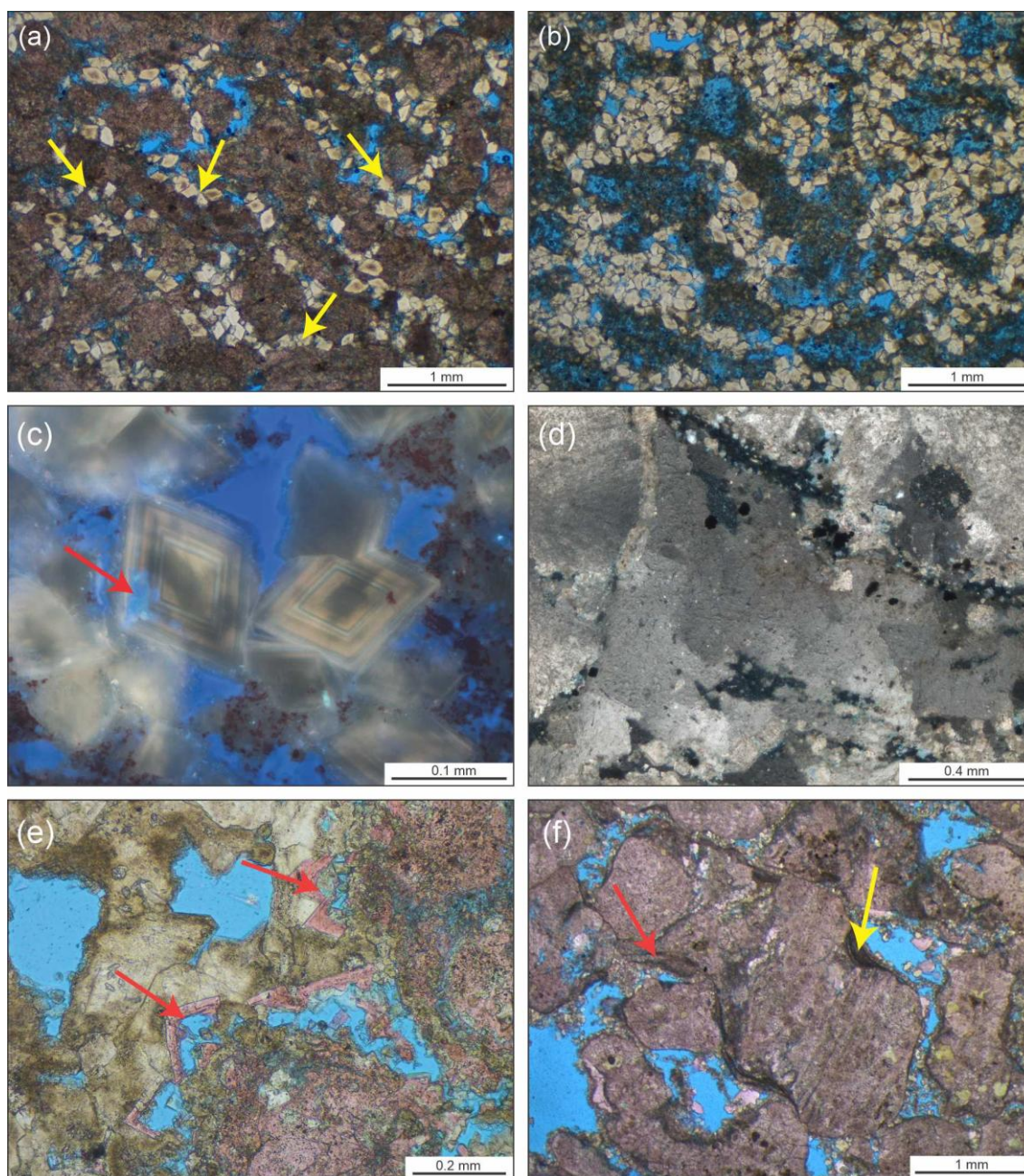


Figure 6. Main diagenetic features observed in the analyzed samples. (a) Blocky dolomite crystals partially fill the interparticle porosity. Yellow arrows point to the main locations with blocky dolomite at the contacts between particles, evidencing pre-compaction precipitation (//P). (b) Blocky dolomite crystals filling interparticle pore with intensely dissolved intraclasts (//P). (c) Blocky dolomite displaying delicate zonation under UV light. Partial dissolution along some zones (red arrow). (d) Saddle dolomite filling vugular pore (crossed polarizers; XP). (e) Partially dissolved blocky calcite rims (red arrows) covering spherulitic intraclast and covered by saddle dolomite (//P). (f) Microcrystalline calcite replacing (yellow arrow) and expanding (red arrow) remnants of the clay envelopes covering intraclastic nuclei (//P).

Cryptocrystalline silica commonly replaced remnants of laminated clay matrix and peloids. Micro- and macrocrystalline quartz, chalcedony rims, and fibro-radiated aggregates occur abundantly at silicified levels. Microcrystalline quartz and chalcedony both replaced and progressively covered the particles, often making their original composition difficult or impossible to identify, with only remnants or ghost structures indicating their former presence (Figs. 7a-d). Locally, quartz and chalcedony filled the interparticle porosity without replacing the particles. This complete cementation is more prevalent in strongly silicified rocks.

Multiple forms of silica filled vuggy and interparticle pores (Figs. 7e, f; 8a), typically in the following sequence: fibrous chalcedony rims, microcrystalline quartz rims, flamboyant and prismatic quartz rims, and drusiform quartz filling remaining pore space. Pores partially filled by silica commonly contain late-stage mineral phases, such as saddle dolomite, barite, and macrocrystalline calcite. Dissolution porosity of carbonate intraclasts and earlier carbonate diagenetic phases (calcite rims and blocky dolomite) are commonly associated with silicified rocks (Figs. 8b, c).

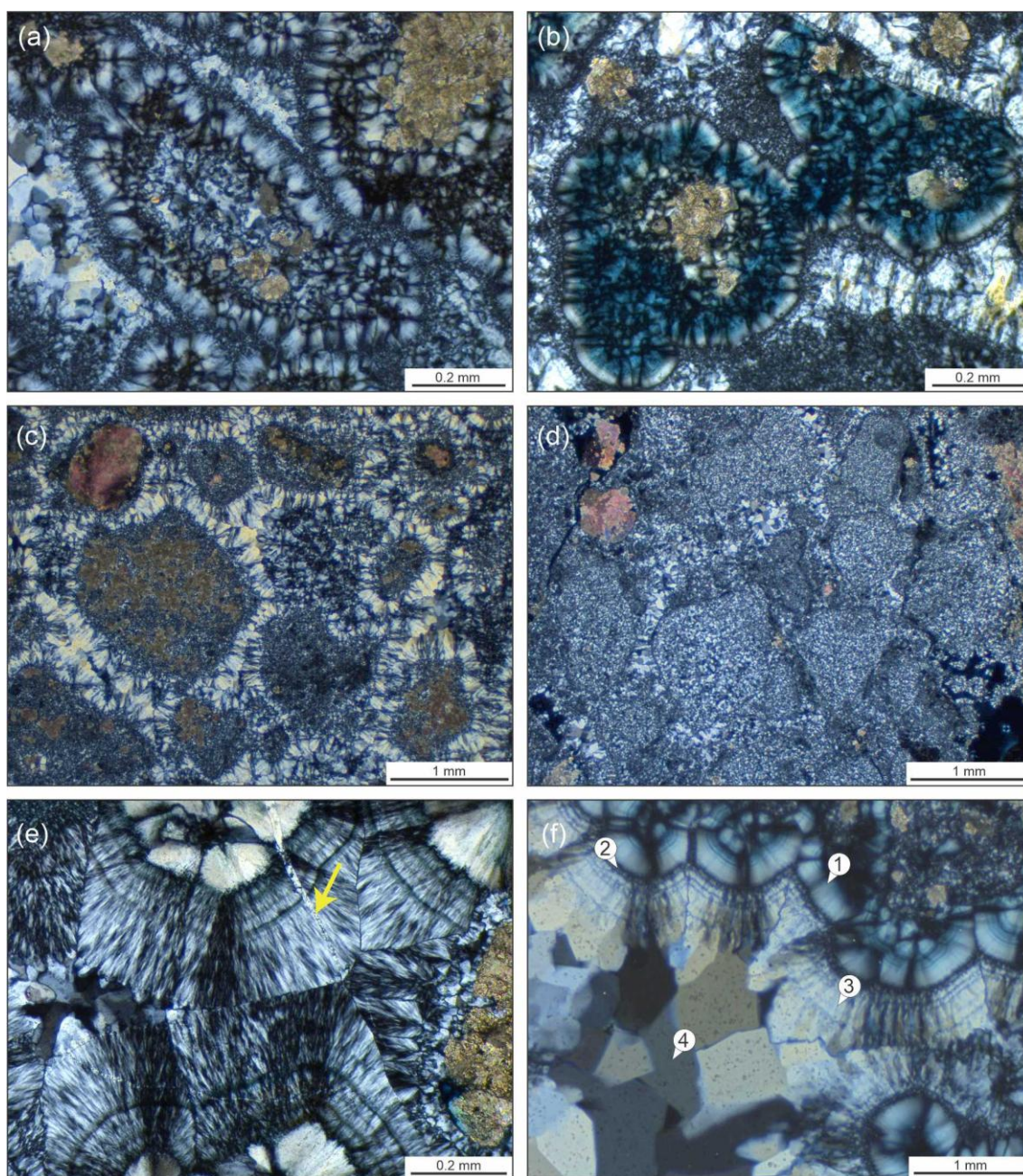


Figure 7. Diagenetic features of the intensely silicified rocks. (a, b) Originally carbonate intraclasts undergone near-total replacement by chalcedony and microcrystalline quartz. Fibro-radiated chalcedony surrounding the intraclasts (XP). (c) Resedimented deposit intensely replaced by microcrystalline quartz. Fibro-radiated chalcedony continuously covering the particles (XP). (d) Resedimented deposit pervasively replaced by microcrystalline quartz. The original intraclasts are identified only under crossed polarizers (XP). (e) Spherulitic and fibrous chalcedony filling interparticle porosity and forming compromise contacts. Fracture filled by microcrystalline quartz pointed with yellow arrow (XP). (f) Fibro-radiated chalcedony (1) covered by microcrystalline (2) and flamboyant quartz rims (3). Drusiform quartz filling remaining porosity (4) (XP).

Late-stage diagenetic minerals include barite, dawsonite, fluorite, zeolite, dickite, saddle dolomite, and macrocrystalline calcite. These minerals filled interparticle, vuggy, and fracture pores. Barite is the most abundant, occurring as prismatic (Fig. 8c) and macrocrystalline pore-filling cement. Dickite predominantly forms booklet-like aggregates filling vuggy pores (Fig. 8d). Zeolite (analcime) and fluorite show macrocrystalline and blocky habits. Analcime mainly lines vuggy pores, which are later filled by macrocrystalline calcite (Fig. 8e). Dawsonite occurs as acicular crystals arranged in a radial pattern (Fig. 8f).

Porosity

The pore systems of the studied resedimented deposits consist of interparticle, intraparticle, and vuggy porosity. Less common pore types include moldic, intercrystalline and intracrystalline, and rock and grain fracture pores (Table 3). The variability of pore systems in resedimented deposits results from contrasting diagenetic pathways. In intervals with limited diagenetic overprint, primary interparticle pores dominate and commonly correspond to the highest total porosity values.

Dolomitized rocks exhibit a more heterogeneous pore network. While early interparticle porosity is commonly obliterated by pervasive dolomite cementation, partial dolomitization are associated with vuggy and moldic pores. Intermediate volumes of blocky dolomite, when not fully occluding interparticle pores, introduce significant intercrystalline porosity. Where blocky dolomite crystals are partially dissolved, micro-scale intracrystalline pores develop, adding further complexity to the pore system.

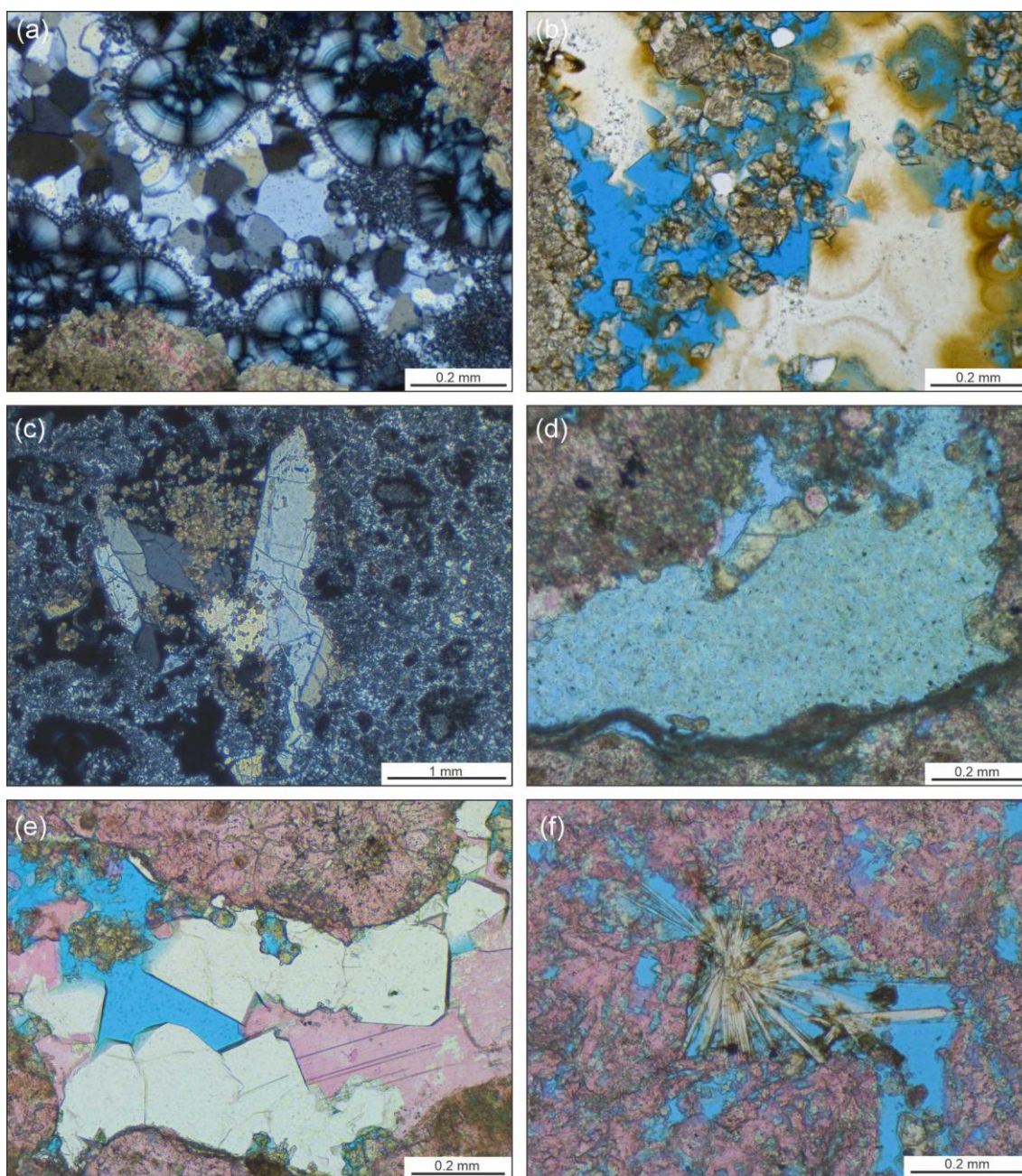


Figure 8. Diagenetic features of the studied calcarenites and calcirudites. (a) Vuggy pore filled by spherulitic chalcedony, isopachous microcrystalline quartz, and drusy quartz (XP). (b) Spherulitic chalcedony rich in oil inclusions covering vugular porosity, with macrocrystalline quartz filling the remaining porosity. The current porosity refers to dissolution porosity of intraclasts and blocky calcite rims that covered these intraclasts before silica cementation (//P). (c) Prismatic barite filling vugular porosity in intensely silicified rock (XP). (d) Microcrystalline, silicified rock. (e) Silicified rock with large, irregular, light-colored siliceous bodies. (f) Silicified rock with a central, star-shaped, radiating siliceous body.

microporous dickite filling vugular pore (//P). (e) Blocky analcime surrounding the interparticle pore, partially filled by macrocrystalline late calcite (//P). (f) Acicular dawsonite crystals partially filling intraparticle dissolution porosity (//P).

A similarly complex but distinct pattern characterizes silicified rocks. Commonly, the strong silica cementation obliterated primary interparticle porosity, and subsequent dissolution tends to form abundant isolated, poorly connected moldic pores system. As in the dolomitized samples, vuggy and fracture pores may develop in highly silicified zones, but intercrystalline porosity is generally less significant. Overall, silicification results in a pore system dominated by secondary, discontinuous, and often with low-connectivity pore types.

Table 3. Quantitative data of pore types.

Porosity	9-BUZ-1-RJS		9-BUZ-2-RJS	
	Average	Maximum	Average	Maximum
	(%)	(%)	(%)	(%)
Total porosity	14.25	17.00	8.87	20.01
Interparticle pore	8.89	15.00	1.98	8.00
Intraparticle pore	3.84	9.00	2.40	9.66
Vug pore	1.00	8.67	1.60	11.67
Moldic pore	0.53	1.67	0.40	4.67
Intercrystalline pore	0.00	0.00	1.79	13.33
Intracrystalline pore	0.00	0.00	0.52	4.67
Rock fracture pore	0.00	0.00	0.06	2.00
Grain fracture pore	0.00	0.00	0.10	1.33

Free-fluid porosities in the Nuclear Magnetic Resonance (NMR) log range from near zero to 18%. Effective porosity remains relatively consistent, with occasional peaks of high NMR microporosity distributed over the studied interval.

The minimum porosity of RCA conventional petrophysics in the resedimented deposits is 2.6%, with permeability values at or near zero. The maximum petrophysical porosity values are close to 30%, with a maximum permeability of 1,040 mD. The porosity–permeability data from wells 9-BUZ-1-RJS and 9-BUZ-2-RJS define four distinct petrophysical domains that correspond to distinct pore-systems observed in thin sections (Fig. 9). Samples in domain (a) show the highest porosity (~20–30%) and permeabilities exceeding 100 mD, reflecting lightly altered resedimented deposits dominated by well-connected interparticle macropores. Domain (b) displays moderate porosity (~10–20%) and intermediate permeability (10–100 mD), where moderate compaction and partial reduce pore connectivity. Domain (c) comprises samples with similar or slightly lower porosity but markedly reduced permeability (1–10 mD), consistent with strong cementation that restricts pore throats. Finally, domain (d) represents the lowest-quality reservoir interval, characterized by porosity <10% and permeabilities <1 mD, corresponding to extensively silicified rocks, dominated by moldic pores.

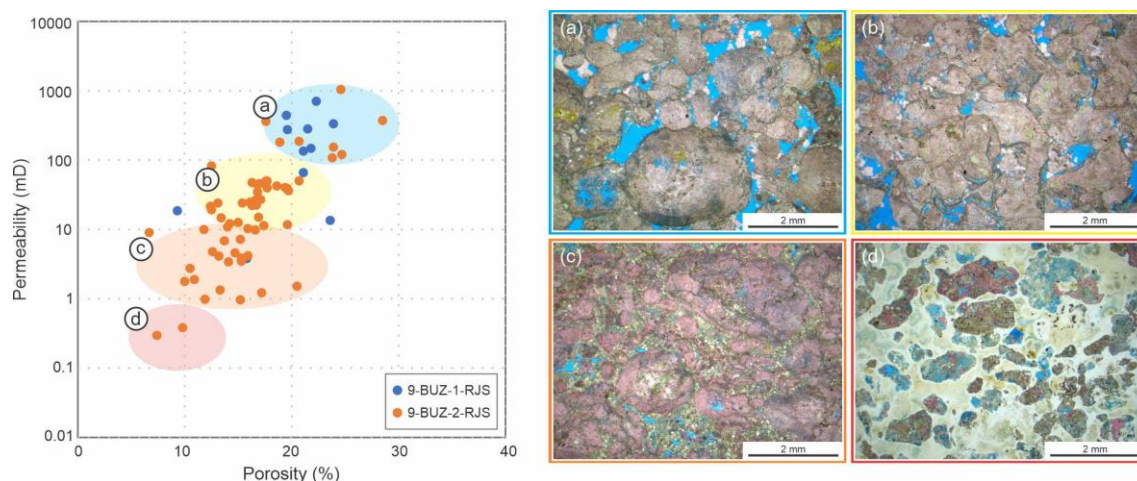


Figure 9. Porosity versus permeability graph of petrophysics data provided by ANP for 9-BUZ-1-RJS and 9-BUZ-2-RJS. (a) Calcarenites slightly altered by diagenesis. (b) Compacted and/or slightly cemented calcarenites. (c) Dolomitized calcarenites. (d) Silicified calcarenites.

DISCUSSION

Understanding the deposition and diagenesis of the Barra Velha Formation represents a major challenge due to the complex and unusual characteristics of the Brazilian pre-salt rocks. The depositional and alteration processes of these deposits still demand extensive research to fully elucidate the dynamics of the unique alkaline lacustrine depositional system and the key factors controlling the porosity and permeability of these reservoirs. The following discussion aims to explore the main aspects and compile previously published data on the resedimented deposits, with a particular focus on analyzing the diagenetic controls that impact their reservoir quality.

Depositional environment and syngenetic processes

The Barra Velha Formation is largely composed of abiotic Mg-clays, calcite spherulites, and shkrubs, with minor bioclastic components, while microbial deposits are generally sparse (e.g., Wright and Barnett 2015; Carvalho et al. 2022; Wright 2022). Microbial deposits occur at the base of the Barra Velha Formation in the Búzios (this study) and Atapu (Terra et al. 2023) fields, as well as within the uppermost tens of meters below the salt layer, in an interval known as the Lula Marker and identified by distinctive gamma-ray signatures (Wright and Rodrigues 2018; Plantz et al. 2024). These two isolated occurrences indicate that environmental conditions were more favorable to microbial colonization during both the initial and terminal stages of Barra Velha deposition.

Previously published studies have indicated a non-marine depositional system for the Aptian pre-salt rocks, evidenced by the absence of marine fossils and syngenetic sulfates (Rebelo et al. 2022), as well as $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios significantly higher than those of Cretaceous marine waters (Pietzsch et al. 2018; Wright 2022). These data highlight the distinctive characteristics of this depositional system, differentiating it from conventional marine carbonate environments. The widespread occurrence of stevensite and extremely restricted fauna (Farias et al. 2019), coupled with distinctive carbon and oxygen isotopic

signatures (Pietzsch et al. 2020), indicate a closed saline lacustrine environment characterized by a high area-to-depth ratio and alkaline conditions (Tosca and Wright 2018; Pietzsch et al. 2020). Both deposition and early diagenetic processes were predominantly controlled by the geochemistry of this unique lacustrine system (Pietzsch et al. 2018; Wright and Barnett 2015; 2020; Lima and De Ros 2019; Wright 2022).

When compared with the characteristics of present-day alkaline lakes (e.g., Hirst 1995; Pecoraino et al. 2015; Deocampo and Renaut 2016), and of those alkaline lakes throughout the geological record (Buchheim 1994; Valero-Garcés et al. 1999; Li et al. 2023; Souza et al. 2024), the pre-salt lacustrine system presents exclusive attributes, mainly regarding its extension and geochemical characteristics of the deposits. Modern alkaline lakes have limited dimensions compared to the extensive areal coverage and geochemical homogeneity of the pre-salt lacustrine system (Bohacs et al. 2003). Although highly alkaline lakes can precipitate abiotic structures at seismic scale, their frequent association with volcanic or hydrothermal activity typically restricts these structures to the immediate vicinity of fluid conduits (Council and Bennett 1993; Della Porta 2015; Hahn 2015).

Quantitative analysis of samples from the Búzios Field reveals that resedimented carbonate deposits occur interbedded with *in situ* deposits at high-frequency scales. This recurrent, high-frequency intercalation of *in situ* and resedimented deposits does not exhibit systematic cyclicity, suggesting subtle depositional controls (e.g., Medeiros et al. 2024; Altenhofen et al. 2024). Resedimented deposits are characterized by a predominantly massive structure, with plane-parallel laminations occurring only rarely. The carbonate particles consist predominantly of spherulitic, shrubs, macro-, and microcrystalline calcite intraclasts. The calcirudites and calcarenites may be mixed with clay components, including peloids and ooids (Fig. 10a), and display laminated textures (Fig. 10b). Furthermore, they are commonly encrusted by laterally continuous fascicular calcite crusts precipitated *in situ* (Fig. 10c).

Syngenetic precipitates associated to reworked rocks

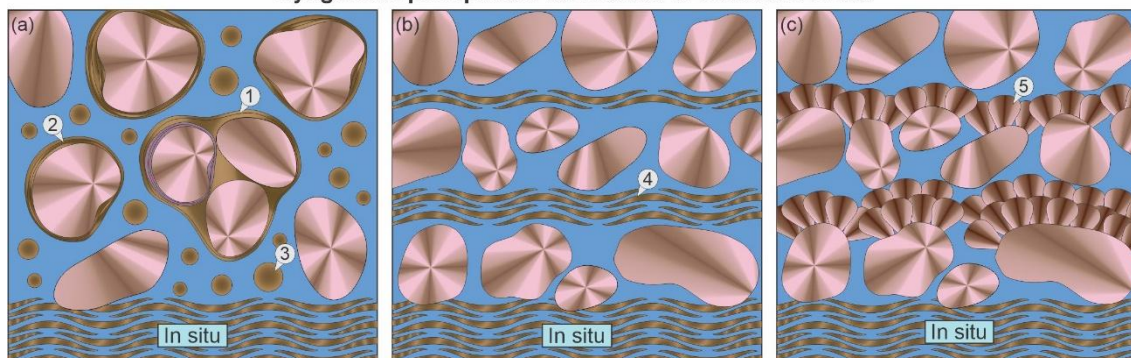


Figure 10. Syngenetic precipitates associated with the intraclasts. (a) Deposit of Mg-clay ooids (1, 2) and peloids (3). In 1, an ooid containing other ooids is represented, along with other intraclasts, indicating multiple depositional phases. (b) Thin Mg-clay laminations (4) occur intercalated with predominantly resedimented layers. (c) Fascicular calcite aggregates encrusting resedimented layers.

Magnesian clay ooids and peloids (Fig. 10a) formed through precipitation in the lake water column as peloids or on the surface of pre-existing particles, with subsequent rolling under gentle wave and current action creating concentric envelopes around nuclei (Carramal et al. 2022). These Mg-silicates (stevensite, kerolite, saponite) constitute the depositional background of pre-salt deposits and form peloids and ooids that are commonly mixed with carbonate intraclasts in resedimented deposits. Laminated magnesian clay deposits (Fig. 10b) were deposited as finely laminated horizons that settled from the water column during intervals when coarser intraclasts were not being deposited. Fascicular calcite encrustations (Fig. 10c) precipitated on the sediment-water interface, forming crusts that covered carbonate intraclasts deposits and created continuous laminated structures. These calcite shrubs formed abiotically under conditions of high ionic supply in the hyper-alkaline lake environment (Wright and Barnett 2015).

The occurrence of Mg-clay laminae intercalated within the calcarenites and calcirudites indicates their deposition as clay- and silt-sized particles. This

observation is consistent with the findings of Carramal et al. (2022) and Schrank et al. (2024), who argued that, according to Stokes' law, the recurrent and widespread settling of abundant Mg-clays in the succession could not have occurred through colloidal deposition. The colloidal, gel-like precipitates would remain suspended under the higher-energy conditions associated with the reworking and deposition of resedimented deposits. Additionally, the well-oriented laminated fabric commonly exhibited by pre-salt Mg-clays indicates that they were not originally deposited as a gel, as suggested by Tosca and Wright (2018), but rather as clay-sized particles, since the crystallization of an amorphous phase would produce chaotic crystal orientations, as observed in silica forms (e.g., French and Worden 2013). Clay peloids would form and deposit under relatively higher-energy conditions than those required for laminated clay deposition (Schrank et al. 2024), which would explain their preferential association with resedimented deposits from Búzios field.

Previous studies propose multiple depositional configurations for the resedimented deposits of the Barra Velha Formation, ranging from wave-reworked fan-delta shoreline successions to coarse accumulations produced by shrub-mound subaerial disaggregation along faulted margins (Barnett et al. 2018, 2021; Wright 2022). Additional work associates interbedded reworked layers and fascicular calcite with wave- and current-dominated processes based on tractive sedimentary structures (Saller et al. 2016; Carvalho and Fernandes 2021; Carvalho et al. 2022; Medeiros et al. 2024). Other interpretations argue that their recurrent alternation with *in situ* deposits, their concentration over structural highs, and wide distribution throughout the pre-salt deposits support rapid hydrodynamic fluctuations within a stratified lacustrine system, potentially driven by internal waves (Altenhofen et al. 2024; 2025).

Eodiagenetic processes, products and patterns

Eodiagenetic modifications occur under surface conditions, influenced by depositional fluids at low temperatures and pressures (Choquette and Pray 1970). In the absence of evidence from other techniques, such as stable isotopes and fluid inclusions, the paragenetic relationships of diagenetic constituents and processes relative to compaction can be used as indicators of eodiagenetic versus mesodiagenetic (burial-related) alterations (Moore and Wade 2013). In the studied samples, compaction processes heterogeneously affected the resedimented deposits.

The replacement of ooid clay envelopes by microcrystalline calcite occurred prior to compaction. Carramal et al. (2022) identified a composition of kerolite and mixed-layer kerolite-stevensite for ooid envelopes in the Tupi Field of the Santos Basin. The X-ray diffraction patterns identified by Carramal et al. (2022) represent the current composition of the clay minerals, which may not reflect their original composition, since magnesian clay can undergo rapid mineral transformations during the initial stages of eodiagenesis after deposition (Tosca and Masterson 2014; Pozo and Calvo 2018). The stability of Mg-clay species is primarily controlled by variations in salinity, pH, Mg concentration, and CO₂ levels (Pozo and Calvo 2018). It remains unclear why only microcrystalline calcite replaced the original clay envelopes, given that interlayered laminated magnesian clay minerals were commonly replaced by various other constituents, including dolomite (with lamellar, blocky, and microcrystalline habits), lamellar magnesite, and cryptocrystalline silica.

Blocky calcite rims commonly cover the intraclasts, ooids, and peloids. The calcite rims are frequently dissolved and/or replaced by dolomite or quartz. In some samples, the blocky rims formed complex zoning and dissolution patterns, indicating rapid chemical changes in the eodiagenetic environment (Fernandes Neto 2010). In marine limestones, blocky calcite rims are common in eodiagenetic meteoric phreatic environments (Moore 1989; James and Choquette 1989). It is unlikely that eodiagenetic calcite precipitation in carbonate particles occurred from dilute meteoric waters, but rather from minimally modified

alkaline lacustrine fluids. The absence of vadose features, such as pendant or meniscus cements, infiltration of clay and/or silt, and the lack of evidence in the literature for soils and calcretes with meteoric $\delta^{18}\text{O}$ values (Esteban and Klappa 1983; James and Choquette 1989), indicates that the resedimented deposits from the two studied wells did not undergo subaerial exposure during eodiagenesis.

Blocky dolomite commonly fills interparticle porosity, occurring along concave-convex and sutured interparticle contacts and stylolites, indicating its pre-compactional precipitation (Fig. 6a). In addition to blocky dolomite, crypto- to microcrystalline dolomite also replaced primary and diagenetic constituents during eodiagenesis. Blocky dolomite filled and lined interparticle pores and replaced remnants of matrix laminations. Criteria for differentiating between cementation and matrix replacement in *in situ* rocks were summarized by Schrank et al. (2024), but should be applied cautiously to sedimented deposits, which contained substantially less original matrix. According to the authors, the main characteristic of matrix-replacive dolomite is the random distribution of crystals, which appear to be "floating" in interstitial spaces or following the original matrix lamination, whereas dolomite cement tends to nucleate on particle surfaces as rims of blocky crystals.

Dolomite occurs predominantly as interparticle cement (Figs. 6a, b), only locally replacing laminated Mg-clays and peloids. Blocky dolomites are inclusion-rich and exhibit characteristic zonation under UV epifluorescence (Fig. 6c). The extensive eodiagenetic cementation by dolomite in resedimented deposits is probably a result of elevated HCO_3^- activity in the eodiagenetic environment, combined with the release of Mg^{2+} ions from dissolution of Mg-clays in associated *in situ* rocks (Tosca and Wright 2018; Schrank et al. 2024). Laminae with concentrations of clay peloids were preferentially replaced by dolomite (Fig. 4c). The association of *in situ* with resedimented deposits strongly influences their diagenetic evolution. The high reactivity of *in situ* deposits, responsible for their

pronounced early diagenetic alteration, released ions that affected intercalated resedimented deposits, promoting early dolomite and silica cementation.

Much of the silica in resedimented pre-salt deposits precipitated during the initial stages of diagenesis. Fibro-radiated chalcedony rims precipitated continuously before compaction, as evidenced by the continuity of particle coatings (Fig. 7c). Chalcedony is often microporous and oil impregnated. This oil can be related to early hydrocarbon charge and to the operation of an early, hydrothermal, and atypical petroleum system (Guzzo et al. 2018). The complexity of silicification processes in pre-salt rocks on both South American and African continental margins has been documented in several studies (Tritlla et al. 2018; Girard et al. 2019; Teboul et al. 2019; Wennberg et al. 2001; Basso et al. 2023; Pereira et al. 2023).

Despite extensive research efforts, the mechanisms driving silica precipitation, sources of silica-rich fluids, and diagenetic environments remain poorly constrained. The replacement of carbonates by silica is commonly triggered by variations in pH, salinity (Bustillo 2010), and CO₂ content (Hesse 1989; Maliva and Siever 1989). These variations are common in shallow continental environments, such as lakes and soils (Bustillo 2010). However, the pre-salt lacustrine system is considered a vast and relatively homogeneous lake (Pietzsch et al. 2018), where rapid and abrupt geochemical shifts are unlikely (Bohacs et al. 2003).

Cryptocrystalline silica commonly replaced remnants of magnesian clay laminations and peloids. Studies have recognized the significant role of early diagenetic silicification of Mg-clays and carbonates driven by interactions with lacustrine fluids and the potential formation of syngenetic sinters (Jesus et al. 2023; Pereira et al. 2023; Moore et al. 2024). Carbonate replacement by silica is favored under conditions where silica-rich fluids are available and pH and temperature fluctuate (Bustillo 2010). These conditions are commonly achieved when waters with different compositions and saturations mix or when ascending silica-enriched fluids undergo cooling (Bustillo 2010). Pre-compaction

silicification was documented by Pereira et al. (2023) in the Sapinhoá and Búzios fields of the Santos Basin. Additionally, numerous examples of carbonate and Mg-silicate silicification related to highly alkaline lacustrine environments have been reported (e.g., Bustillo and Alonso-Zarza 2007).

Silicification and dolomitization represent the dominant diagenetic alterations in alkaline lacustrine environments associated with Mg-silicate deposits worldwide (e.g., Bustillo 2001; Bustillo et al. 2002; Bustillo and Alonso-Zarza 2007; Cupertino 2023). Magnesian clays and carbonates in these settings are particularly sensitive to variations in pH, temperature, and fluid chemistry. With the dissolution of Mg-silicates, Si and Mg ions are released, creating favorable conditions for both dolomitization and silicification processes (Tosca and Wright 2018).

Compaction

Compaction represents the dominant factor controlling porosity reduction in the analyzed rocks, as evidenced by several textural features. The presence of blocky dolomite along sutured and concave-convex interparticle contacts indicates that significant dolomite cementation preceded compaction. Subsequently, mechanical compaction led to intraclast rearrangement, particle fracturing, and detachment of calcitized clay envelopes in the ooidal calcarenites. This interpretation aligns with Rossoni et al. (2024), who demonstrated that mechanical and chemical compaction of Barra Velha Formation lithologies occurred predominantly during shallow burial conditions.

Unlike *in situ* pre-salt deposits, which have a rigid and chemically constructed calcite framework, the resedimented deposits have a particulate framework that is inherently more susceptible to compaction. This particulate framework undergoes significant porosity reduction during shallow burial through grain rotation and repacking, particle fracturing, and ductile deformation of softer components such as muddy intraclasts, clay ooids, and peloids (Worden and

Burley 2003). This fundamental difference in framework type explains the extensive compaction features observed in the resedimented intervals, and which are more discrete in the *in situ* intervals.

Chemical compaction significantly influenced porosity evolution, as evidenced by sutured interparticle contacts and well-developed stylolites (Worden and Burley 2003). The predominantly horizontal to sub-horizontal orientation of these stylolites, along with sub-vertical fractures, indicates vertical stress from overburden loading, consistent with observations by Rossoni et al. (2024) from *in situ* deposits. The presence of blocky dolomite along the sutured interparticle contacts shows that such limited cementation could not support the framework to prevent a more intense compaction of the studied pre-salt rocks. Stylolite development is particularly pronounced at contacts with stratabound silicified layers, suggesting focused dissolution along these interfaces. Pressure dissolution during chemical compaction likely provided Ca^{2+} and CO_3^{2-} ions that enabled precipitation of late-stage carbonate phases, including saddle dolomite and macrocrystalline calcite (Moore 1989; Tucker and Wright 1990).

Since overburden is the main vertical stress that affects the compaction of pre-salt *in situ* rocks (Rossoni et al. 2024), and both studied wells are overlain by salt intervals of comparable thickness, the observed heterogeneous compaction must be attributed to additional factors. The primary control appears to be the heterogeneous eodiagenetic cementation by calcite, dolomite, or silica. Additionally, intercalated thin Mg-clay laminae may have acted as sites of enhanced pressure dissolution, promoting localized stylolitization along specific horizons (Koepnick 1984). Early hydrocarbon saturation may have also influenced local compaction patterns. Guzzo et al. (2018) suggests that an atypical petroleum system, driven by shallow hydrothermal fluid circulation, generated hydrocarbons internally. The early oil emplacement could have preserved certain intervals from chemical compaction effects.

Compaction of resedimented deposits originally rich in clay ooids produced distinctive textural modifications, particularly the detachment of

calcified clay envelope fragments from their ooid nuclei (Figs. 5c, d). Commonly, the original clay envelopes of the ooids were first partially abraded by reworking processes. During early eodiagenesis, the remaining envelopes were fully replaced by microcrystalline calcite. Subsequent compaction led to the fragmentation and detachment of these replaced envelopes from the intraclastic nuclei (Fig. 11). In these samples, sutured contacts and intraclast fracturing are also frequently observed.

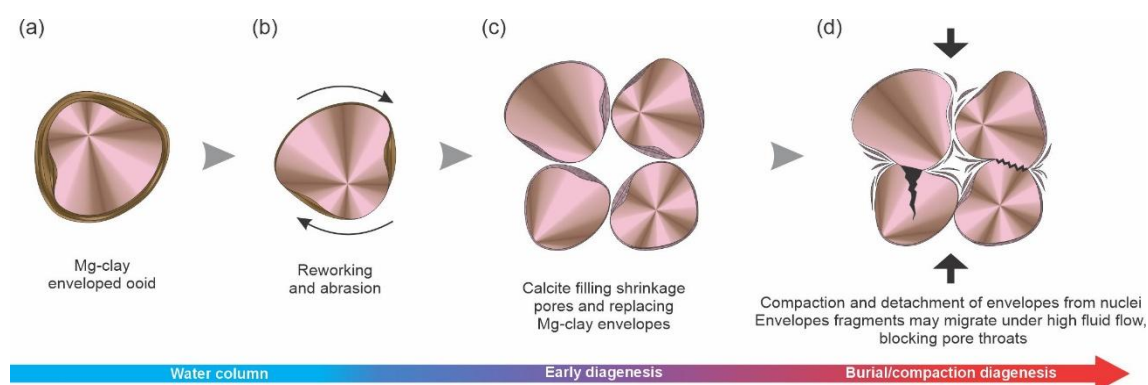


Figure 11. Model of diagenetic evolution of the original clay ooids. (a) Ooid with clay envelopes continuously covering intraclastic carbonate nuclei. (b) Reworking and partial abrasion the clay envelopes, better preserved in concave areas of the particle surface. (c) Replacement of the clay envelopes by microcrystalline calcite during early eodiagenesis. (d) With compaction during increasing burial, the envelopes are fragmented and detached from their intraclastic nuclei. In these samples, sutured contacts and particle fracturing are also common.

Mesodiagenetic and hydrothermal processes, products and patterns

Identifying hydrothermal processes and products in carbonate successions, and distinguishing them from mesodiagenetic alterations, remains a widely debated challenge (e.g., Machel and Lonnee 2002; Davies and Smith 2006). Machel and Lonnee (2002), following the original definition of White (1957) suggested that a mineral should be considered hydrothermal only if precipitated at temperatures at least 5 to 10°C higher than the host rock temperature.

However, such temperature determinations are often impractical, leading to the development of more flexible identification criteria. Neilson and Oxtoby (2008) interpreted certain mineral assemblages, such as fluorite, barite, and sphalerite, as hydrothermal due to their "exotic" nature in conventional carbonate diagenetic environments. Similarly, Lima et al. (2020) offered an operational definition, defining hydrothermal alterations as those directly linked to and spatially controlled by fluid circulation along faults and major structural features.

Some mineral phases in the studied rocks indicate precipitation from either evolved mesodiagenetic or hydrothermal fluids, including saddle dolomite, dawsonite, fluorite, barite, and dickite. Saddle dolomite crystals occur filling interparticle pores in rocks with limited compaction and early diagenetic cementation, but more commonly fill intraparticle, interparticle, and vugular dissolution porosity. Saddle dolomite generally precipitates at temperatures above 60°C (Radke and Mathis 1980; Spötl and Pitman 1998; Warren 2000), under deep burial or hydrothermal conditions. These conditions are typically characterized by increased carbonate alkalinity, often driven by thermochemical sulfate reduction (Machel 1987).

Dawsonite ($\text{NaAlCO}_3(\text{OH})_2$) occurs as a trace constituent in primary interparticle and vugular pores, typically displaying acicular or prismatic radiate crystal habits. This rare sodium carbonate mineral forms under specific conditions requiring high CO_2 pressure combined with elevated aluminum, sodium, and carbonate concentrations (Worden 2006). Such conditions typically develop in regions with active volcanism or those affected by hot alkaline, CO_2 -rich fluids (Baker et al. 1995). The occurrence of dawsonite in several pre-salt fields in the Santos and Campos Basins indicates similar, high CO_2 diagenetic environments over extensive areas (e.g. Lima and De Ros 2019; Lawson et al. 2023; Schrank et al. 2024). This widespread distribution suggests either extensive hydrothermal influence or formation from highly evolved burial brines, though distinguishing between these mechanisms remains challenging.

Well-developed prismatic barite crystals occur within intensely silicified resedimented deposits at the top of the Barra Velha Formation in well 9-BUZ-2-RJS. Some occurrences of discrete barite, when not associated with silica and vugular porosity, are related to macrocrystalline calcite filling dissolution pores. Lima et al. (2020) analyzed fluid inclusions in fracture-channel-vug-filling saddle dolomite, Sr-barite, macrocrystalline calcite, and mega-quartz from pre-salt reservoirs in the northern Campos Basin, interpreted the assemblage as evidence of hydrothermal activity. They attributed this hydrothermal system to multiple heat sources, including interactions with the granitic-gneissic basement, the rift sedimentary succession, Late Cretaceous and Paleogene magmatism, and possibly asthenosphere upwelling and exhumation.

Fluorite occurs locally as macrocrystalline cement filling interparticle pores. Herlinger et al. (2017), Lima et al. (2020) and Lawson et al. (2023) described the occurrence of fluorite associated with barite, dickite, and pyrite in zones of focused hydrothermal circulation of deep-sourced fluids in Campos and Santos basins. Dickite fills interparticle pores, in areas with limited cementation and slight dissolution of calcite cement and intraclasts, as well as of blocky dolomite. The close association of dickite with limited dissolution of calcite and dolomite cements suggest that these deep-sourced or basinal fluids were charged with organic acids (e.g. Morad et al. 2019). Basinal brines with organic acids can efficiently transport highly insoluble Al^{3+} , precipitating dickite during mesodiagenesis (Prochnow et al. 2006; Morad et al. 2019).

Late-stage silica precipitation in the Búzios field involved dissolution and cementation processes, characterized by macrocrystalline, prismatic, and drusy pore-filling quartz. The abundant moldic porosity in resedimented deposits indicates that particle dissolution occurred after silicification, demonstrating that a rigid, silicified framework had developed prior to subsequent dissolution events. The coarse-crystalline, fabric-destructive quartz cementation is consistent with hydrothermal origins documented in numerous pre-salt studies (Lapponi et al.

2019; Teboul et al. 2019; Sartorato et al. 2020; Lima et al. 2020; Wennberg et al. 2021; Fernández-Ibáñez et al. 2022; Basso et al. 2023).

According to Poros et al. (2017), silicification and corrosion in similar settings were driven by high-temperature fluids migrating along faults during advanced burial stages. The simultaneous dissolution of carbonate and precipitation of silica were likely facilitated by the inverse solubility relation between carbonate and silica, controlled by pressure and pH changes during fluid migration. Lapponi et al. (2019) documented multiphase silica precipitation in Campos Basin carbonates (block BM-C-33). They interpreted high oxygen isotope values as evidence for early, low-temperature precipitation from evaporite brines during early diagenesis, while megaquartz cementation in fractures and dissolution pores was attributed to later extraformational hydrothermal fluids. These findings are consistent with our observations, supporting a multiphase silicification model: an early, fabric-selective stage under early diagenetic conditions, followed by late-stage, fabric-destructive silicification associated with hydrothermal fluid flow.

A model illustrating the diagenetic processes affecting the studied resedimented deposits is presented in Figure 12. Early diagenetic processes are linked to the alkaline and evaporitic lacustrine environment. Among the mesodiagenetic constituents, equant calcite and saddle dolomite may or may not have been directly influenced by hydrothermal fluid circulation. In contrast, the 'exotic' minerals (*sensu* Neilson and Oxtoby 2008), including dickite, dawsonite, megaquartz, analcime, fluorite, and barite, are likely associated with hydrothermal activity. Notably, hydrothermal fluids may have directly altered pre-salt rocks during early diagenesis before significant burial, indicating that hydrothermal activity can occur in relatively shallow conditions independent of deep burial processes. Although no magmatic activity later than the early rift Camboriú volcanics is described for the Búzios area, the observed hydrothermal processes are probably related to regional magmatism and tectonism and

interpreted for pre-salt reservoirs of northern Campos Basin (e.g., Lima et al., 2020; Strugale et al., 2024).

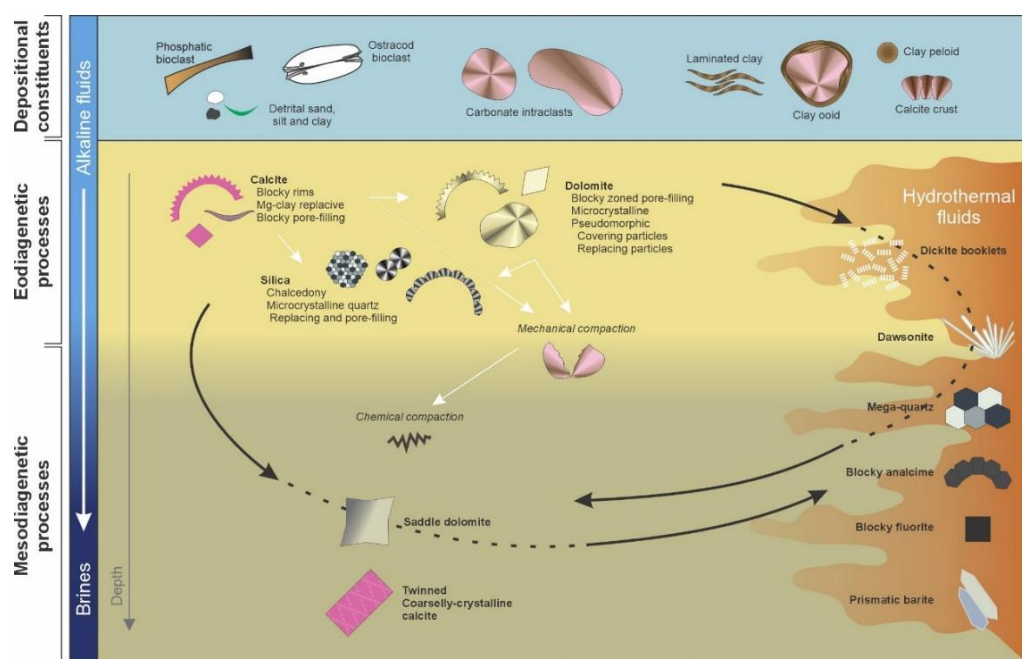


Figure 12. Pathways of diagenetic evolution observed in the studied resedimented deposits through alkaline lacustrine eodiagenetic, mesodiagenetic, and hydrothermal environments.

Paragenetic evolution

The paragenetic sequence of post-depositional processes in the resedimented deposits was determined through analysis of paragenetic relations among the alteration processes in the primary constituents and pores, and diagenetic products (Fig. 13). The alteration processes were attributed to eodiagenetic, mesodiagenetic, and/or hydrothermal environments. Observed oil and bitumen inclusions in the eogenetic mineral phases may be related to an atypical hydrothermal petroleum system (Schmidt et al. 2025), the oil inclusions in the late, mesogenetic or hydrothermal phases are related to the second, main oil charge in the reservoir (Tavares dos Santos and Gordon, 2021).

Microcrystalline calcite was the earliest diagenetic constituent, replacing the clay envelopes of ooids, peloids and filling pores formed by the shrinkage of

the clay envelopes during early eodiagenesis (Fig. 5c, d). In contrast, fascicular, spherulitic, macro-, and microcrystalline intraclasts were predominantly coated by blocky calcite rims, which were often dissolved in later diagenetic stages (Fig. 6e). Blocky dolomite rims commonly overlay the calcite rims. Blocky dolomite is the main diagenetic constituent in the analyzed samples from well 9-BUZ-2-RJS, displaying intricate and complex zonation patterns under epifluorescence imaging (Fig. 6c).

Cryptocrystalline silica replaced the remnants of laminated Mg-clays and peloids. Microcrystalline quartz and chalcedony covered the calcite and dolomite particles and rims (Fig. 8b). Within interparticle and vugular porosity, chalcedony was followed by microcrystalline quartz, flamboyant/prismatic quartz, and finally by drusy quartz (Fig. 8a). Mechanical and chemical compaction affected non-silicified rocks, producing abundant sutured interparticle contacts and particle fracturing, while silicified rocks remained relatively uncompacted due to their rigid framework. The final diagenetic stage involved precipitation of a late-stage mineral assemblage including barite, dawsonite, fluorite, analcime, dickite, saddle dolomite, and macrocrystalline calcite. These minerals filled interparticle pores in rocks with limited eodiagenetic alteration, or intraparticle and vugular pores in more altered rocks.

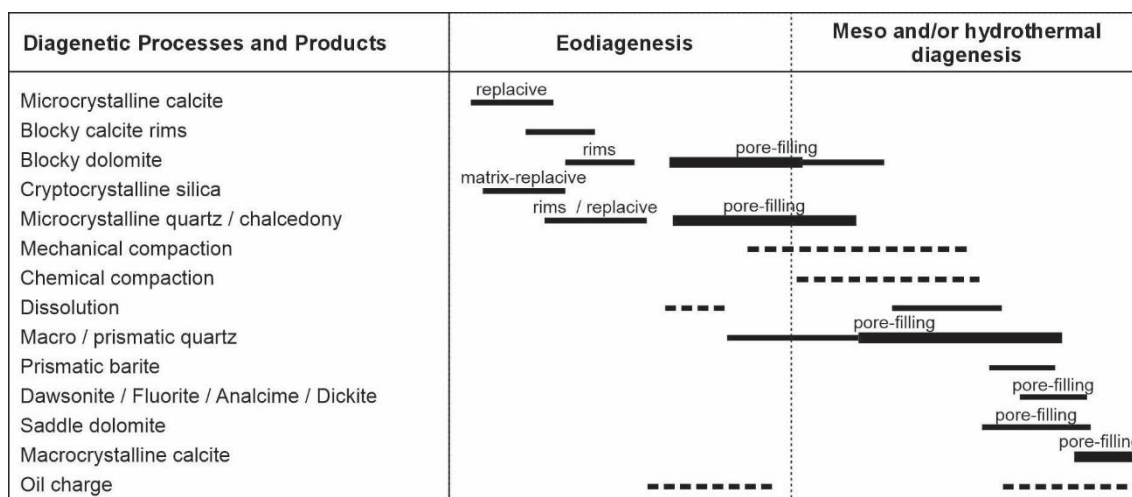




Figure 13. Interpreted diagenetic evolution for the resedimented deposits of the Barra Velha Formation under eodiagenetic, mesodiagenetic and hydrothermal contexts.

Porosity evolution and reservoir implications

To evaluate the relative impacts of compaction and cementation on porosity reduction, the volume of interparticle cements was plotted versus the total interparticle volume of the analyzed rocks (Fig. 14; after Ehrenberg 1989). The adapted Ehrenberg diagram provides a quantitative basis for interpreting the diagenetic evolution of the resedimented deposits of the Barra Velha Formation. In the diagram, a value of 40% is assumed for the original, depositional intergranular porosity. The diagram was originally proposed for sandstones but can be also applied for moderate to relatively well-sorted carbonate grainstones, as the studied rocks. We are not plotting strongly dolomitized rocks, as the particle and interparticle volumes are normally not quantifiable in them. In the studied Búzios samples, most data points plot within the compacted field, indicating that mechanical compaction is the primary process responsible for the reduction of interparticle porosity in most of the studied rocks. This is further supported by the abundance of concave-convex and sutured interparticle contacts. The early cementation, in general, was not volumetrically sufficient to stabilize the interparticle framework, allowing compaction to proceed and significantly reducing original porosity as burial increased. The only exception is rocks extensively cemented by eodiagenetic silica, which obliterates the interparticle space and stabilizes the framework, significantly preventing the effects of compaction. The resulting porosity values are thus primarily controlled by compaction, with cementation acting as a secondary modifier.

Estimating the effects of compaction in particulate carbonate rocks is challenging due to significant variability in particle size and shape, and to the differential resistance of carbonate particles to pressure dissolution (Coogan and Manus 1975). Budd (2002), in his study of Paleogene grainstones from West-

Central Florida, U.S.A., demonstrated that mechanical compaction in particulate carbonate rocks reduces permeability primarily by decreasing porosity, elongating pore throats, and increasing tortuosity. The effect of compaction differs from interparticle cementation, which typically constricts or seals pore throats by nucleating from grain limits to the pore center.

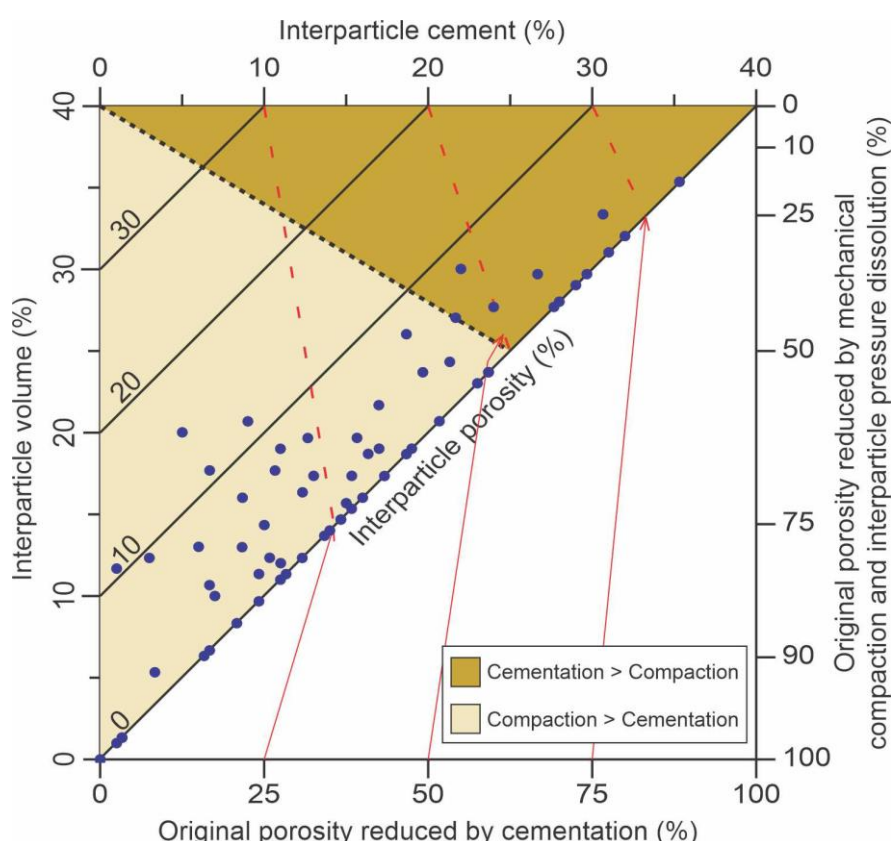


Figure 14. Plot of the volume of interparticle cements *versus* the total interparticle volume (after Ehrenberg, 1989). Compaction was the main cause of reduction of interparticle porosity in most of the analyzed resedimented deposits, although there are samples where interparticle porosity was reduced mainly by. Dashed, diagonal line (upper left to lower right) represent equal loss of porosity by compaction and cementation. Light yellow represents more compactional loss than cementation loss; dark yellow represents more cementation than compaction.

Although mechanical compaction was the principal driver of porosity reduction in the resedimented studied deposits, a significant portion of these compacted but only moderately cemented intervals still retains good reservoir

quality. The porosity and permeability distribution (Fig. 9) shows that samples in clusters (a) and part of (b) preserve connected interparticle porosity, resulting in fair to high permeability despite substantial grain rearrangement during burial. These intervals were less impacted by destructive diagenesis and therefore maintain a relatively open framework characterized by partially preserved depositional pore systems (Fig. 9a, b). In contrast, samples plotting in clusters (c) and (d) record the compounded effects of mechanical compaction and interparticle cementation, leading to reduced pore throat connectivity and lower flow efficiency. Among the cements observed, blocky dolomite (Fig. 9c) is less detrimental to reservoir quality than silica cementation (Fig. 9d), as blocky dolomite commonly preserves some intercrystalline porosity between dolomite rhombohedra (Mazzullo 2004), while the latter promotes pervasive pore occlusion. These observations indicate that reservoir performance in the resedimented intervals is governed primarily by the balance between compaction intensity and the nature of post-compaction cements: where compaction is not accompanied by extensive pore-filling cementation, calcarenites may still develop and preserve reservoir-quality pore networks.

Pore-lining cement, even with low volumes, significantly reduces the pore throats, impacting mainly the permeability (Armenteros 2010). In the studied resedimented deposits, pore-lining cements took place mainly during early diagenesis, with dolomite, calcite, and chalcedony rims covering the particles (Fig. 15a, d, h), what significantly reduced their permeability. In addition to pore-lining cementation, diagenetic laminations of blocky dolomite, formed by the selective replacement of peloidal or laminated clay levels, also had a limited effect on porosity but directly impacted the vertical permeability of the resedimented deposits (Fig. 15g).

More abundant eodiagenetic cementation by chalcedony and quartz totally filled the interparticle porosity (Fig. 15b). The later dissolution of carbonate particles created intraparticle and moldic pores, which, due to their limited connectivity, are ineffective for permeability (Moore and Wade 2013; Fig. 15c).

Intraclast dissolution in early quartz-cemented rocks was developed through ionic diffusion, as fluid flow was impeded through the cemented interparticle spaces (Morad et al. 2000).

Partial early cementation by blocky dolomite was not enough to prevent resedimented deposits from compaction during increasing burial. Unlike in some siliciclastic rocks, where early blocky dolomite acted as pillars reducing the effects of compaction (Souza et al. 1995), the calcite intraclasts in the studied rocks underwent to pressure dissolution even when cemented by eodiagenetic dolomite (Fig. 15e), owing to the greater solubility of the carbonate particles. Conversely, mesodiagenetic or hydrothermal silica cementation is normally associated with areas of intense fracturing and vugular porosity. Megaquartz and other hydrothermal phases partially filled the fractures, vugs, and channels created by late dissolution (Fig. 15f, i).

The paragenetic evolution and reservoir quality of *in situ* and resedimented deposits are dependent on distinct variables. In *in situ* deposits, diagenesis is strongly influenced by clay mineral content and the degree of coalescence of calcite aggregates (spherulites and shrubs; Schrank et al. 2024). In contrast, resedimented deposits exhibit greater compositional and textural homogeneity, which simplifies reservoir characterization. However, their final reservoir quality is predominantly controlled by cementation and mechanical compaction. While focusing the explorations studies on resedimented deposits is advantageous due to their relatively compositional and textural homogeneity, the final diagenetic overprint (particularly compaction, silica and dolomite cementation) ultimately determines reservoir quality in these rocks.

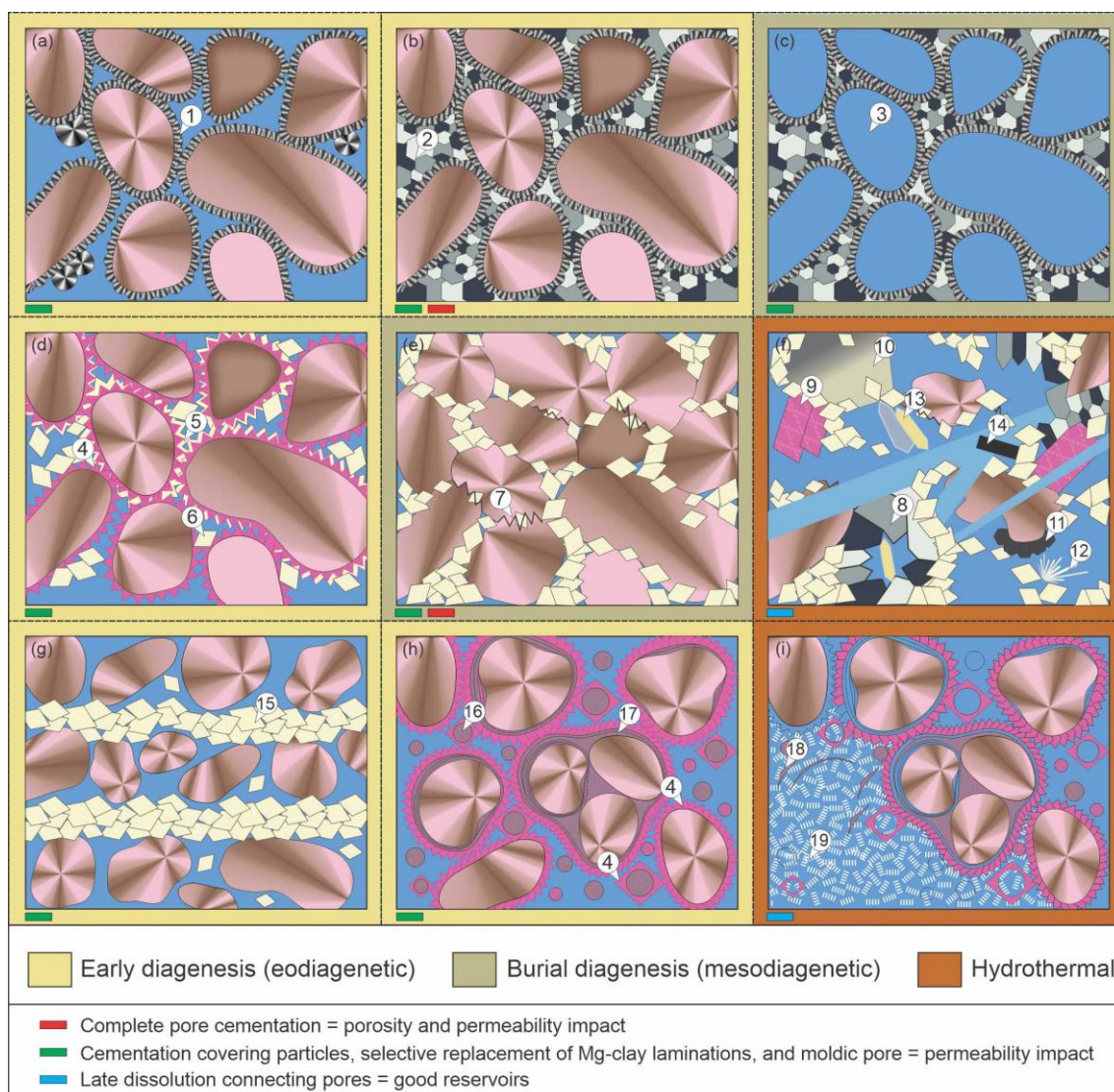


Figure 15. Schematic representation of the main diagenetic processes affecting the quality of the redeposited reservoirs of the Barra Velha Formation in the Búzios Field. (a, b, c) resedimented deposit affected by early chalcedony rims (1), microspheralites and quartz cement (2), inhibiting compaction. Dissolution of intraclasts under further, possibly mesodiagenetic conditions generated moldic porosity (3). (d, e, f) Cementation by rims of calcite (4) and/or dolomite (5) and blocky dolomite (6), not very effective in preventing compaction, as evidenced by the occurrence of blocky dolomite along concave-convex and sutured interparticle contacts (7). Such rocks, where affected by fracturing and hydrothermal fluids show dissolution and precipitation of coarsely-crystalline quartz (8), calcite (9), and saddle dolomite (10), and 'exotic' phases: analcime (11), dawsonite (12), barite (13), and fluorite (14). (g) Diagenetic laminations generated by dolomitized levels of Mg-clay laminations or peloids (15), directly impacting vertical permeability. (h, i) Ooidal-intraclastic-peloidal calcarenites with peloids (16) and envelopes replaced by

microcrystalline calcite (17), covered by blocky calcite rims. Late dissolution with remnants of detached ooid envelopes (18) and dickite precipitation (19) in vugular pores.

CONCLUSIONS

- Pre-salt resedimented deposits constitute important reservoirs in the Santos Basin, and although they commonly exhibit favorable textural properties, their present-day reservoir quality is governed predominantly by early diagenetic modifications.
- The study of two wells of the supergiant Búzios Field provided better understanding of the processes, products and patterns of diagenesis, and their impacts on the reservoir quality and heterogeneity of resedimented deposits reservoirs, which has been previously very poorly constrained.
- Compaction and differential eodiagenetic cementation by dolomite and silica are the primary controls on porosity preservation and pore-network connectivity. Compaction is the main controlling factor in rocks little cemented by dolomite or silica during eodiagenesis. Early dolomitization, when not dense or pervasive, reduces the porosity of resedimented deposits but allows some connectivity among pores, preserving some permeability. In contrast, pervasive silica cementation tends to eliminate interparticle pores while allowing intraclast dissolution and the development of abundant but largely ineffective moldic porosity.
- Mesodiagenetic and hydrothermal processes represent secondary to minor controls, given their low volumetric abundance in the samples studied. Although late-stage dissolution can create vuggy pores, these are commonly filled by subsequent cementation, limiting their contribution to effective permeability. Nevertheless, the occurrence of hypogenic karst in certain sectors of the pre-salt demonstrates that late-stage fluid flow can, under favorable conditions, generate highly productive intervals, explaining the exceptional performance of some Búzios wells.

- By clarifying the relative importance of these diagenetic processes, this study provides a framework for predicting reservoir quality and heterogeneity in pre-salt resedimented carbonates and offers broader insights applicable to alkaline lacustrine systems worldwide. As a future direction, the definition of reservoir petrofacies for resedimented deposits represents a promising avenue for improved predictive models. Such an effort will require a more extensive and quantitatively integrated dataset, capable of capturing the full spectrum of textural and diagenetic variability documented in these complex reservoirs.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors acknowledge the support and funding from the Human Resources Program of the National Agency of Petroleum, Natural Gas, and Biofuels (PRH-ANP). They also thank the Institute of Geosciences of the Federal University of Rio Grande do Sul for the support during the doctoral research. Additionally, the authors are grateful to IPR-PUCRS for its support and collaboration in conducting the fluorescence UV analyses.

References

- Altenhofen, S.D., Rodrigues, A.G., Borghi, L., and De Ros, L.F., 2024, Dynamic re-sedimentation of lacustrine carbonates in the Búzios Field, pre-salt section of Santos Basin, Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 138, 104863, doi:10.1016/j.jsames.2024.104863.
- Altenhofen, S.D., Schrank, A.B.S., Dos Santos, T., Trombetta, M.C., Freitas, W.S., Cembrani, E., Simon, S.P., Martiny, J., Dalla Vecchia, F., Maraschin, A., Barili, R., Rodrigues, A.G., and De Ros, L.F., 2026, Distribution of intraclastic deposits in the Barra Velha Formation, Santos Basin pre-salt—Implications for the reworking processes: *Petroleum Geoscience*, in press.

ANP, 2025a, Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural: <https://app.powerbi.com/view?r=eyJrIjojNzVmNzI1MzQtNTY1NC00ZGVhLTk5N2ItNzBkMDNhY2IxZTlxliwidCI6IjQ0OTlmNGZmLTl0YTYtNGI0Mi1iN2VmLTExNGFmY2FkYzIxMyJ9> (accessed 27 December 2025).

ANP, 2025b, Painel Dinâmico SDP – Recursos e Reservas: <https://app.powerbi.com/view?r=eyJrIjojNjA1ODAwMzQ0OTlmNGZmLTl0YTYtNGI0Mi1iN2VmLTExNGFmY2FkYzIxMyJ9> (accessed 27 December 2025)

Armenteros, I., 2010, Diagenesis of carbonates in continental settings, in Alonso-Zarza, A.M., and Tanner, L.H., eds., Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and Applications: Developments in Sedimentology, v. 62, Elsevier, p. 61–151.

Azerêdo, A.C., Duarte, L.V., and Silva, A.P., 2021, The challenging carbonates from the Pre-Salt reservoirs offshore Brazil: facies, palaeoenvironment and diagenesis: Journal of South American Earth Sciences, v. 108, 03202, doi:10.1016/j.jsames.2021.103202.

Baker, J.C., Bai, G.P., Hamilton, P.J., Golding, S.D., and Keene, J.B., 1995, Continental-scale magmatic carbon dioxide seepage recorded by dawsonite in the Bowen Gunnedah-Sydney Basin system, eastern Australia: Journal of Sedimentary Research, v. 65, p. 522–530, doi:10.1306/D4268117-2B26-11D7-8648000102C1865D.

Barnett, A.J., Obermaier, M., Amthor, J., Juk, K., Camara, R., Sharafodin, M., and Bolton, M., 2018, Origin and significance of thick carbonate grainstone packages in non-marine successions: a case study from the Barra Velha Formation, Santos Basin: AAPG Annual Convention and Exhibition, AAPG Search and Discovery Article #11116.

Barnett, A.J., Obermaier, M., Amthor, J., Sharafodin, M., Bolton, M., Clarke, D., and Camara, R., 2021, Origin and significance of thick carbonate grainstone packages in nonmarine successions: A case study from the Barra Velha

Formation, Santos Basin, Brazil, in Mello, M.R., Oya Yilmaz, P., and Katz, B.J., eds., *The Supergiant Lower Cretaceous Pre-Salt Petroleum Systems of the Santos Basin, Brazil: AAPG Memoir 124*, p. 155–174, doi:10.1306/13722318MSB.6.1853.

Basso, M., Chinelatto, G.F., Belila, A.M.P., Mendes, L.C., Souza, J.P.P., Stefanelli, D., Vidal, A.C., and Bueno, J.F., 2023, Characterization of silicification and dissolution zones by integrating borehole image logs and core samples: a case study of a well from the Brazilian pre-salt: *Petroleum Geoscience*, v. 29, doi:10.1144/petgeo2022-044.

Bohacs, K.M., Carroll, A.R., and Neal, J.E., 2003, Lessons from large lake systems-thresholds, nonlinearity, and strange attractors, in Chan, M.A., and Archer, A.W., eds., *Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time: Geological Society of America Special Paper 370*, p. 75–90, doi:10.1130/0-8137-2370-1.75.

Buchheim, H.P., 1994, Eocene Fossil Lake, Green River Formation, Wyoming: a history of fluctuating salinity, in Renaut, R.W., and Last, W.M., eds., *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes: SEPM Special Publication 50*, p. 239–247, doi:10.2110/pec.94.50.0239.

Budd, D.A., 2002, The relative roles of compaction and early cementation in the destruction of permeability in carbonate grainstones: a case study from the Paleogene of west-central Florida, U.S.A.: *Journal of Sedimentary Research*, v. 72, p. 116–128, doi:10.1306/061501720116.

Bustillo, M.A., 2001, Cherts with moganite in continental Mg-clay deposits: an example of "false" Magadi-type cherts, Madrid basin, Spain: *Journal of Sedimentary Research*, v. 71, p. 436–443, doi:10.1306/2dc40953-0e47-11d7-8643000102c1865d.

Bustillo, M.A., Arribas, M.E., and Bustillo, M., 2002, Dolomitization and silicification in low-energy lacustrine carbonates (Paleogene, Madrid Basin,

Spain): *Sedimentary Geology*, v. 151, p. 107–126, doi:10.1016/s0037-0738(01)00234-2.

Bustillo, M.A., and 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*, v. 198, p. 255–271, doi:10.1016/j.sedgeo.2006.12.006.

Bustillo, M.A., 2010, Silicification of continental carbonates, in Alonso-Zarza, A.M., and Tanner, L.H., eds., *Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and Applications: Developments in Sedimentology*, v. 62, Elsevier, p. 153–178, doi:10.1016/S0070-4571(09)06203-7.

Carlotto, M.A., Silva, R.C.B., Yamato, A.A., Trindade, W.L., Moreira, J.L.P., Fernandes, R.A.R., and Ribeiro, O.J.S., 2017, Libra: a newborn giant in the Brazilian pre-salt province, in Merrill, R.K., and Sternbach, C.A., eds., *Giant Fields of the Decade 2000–2010: AAPG Memoir 113*, p. 165–176, doi:10.1306/13572006M1133685.

Carramal, N.G., Oliveira, D.M., Cacela, A.S.M., Cuglieri, M.A.A., Rocha, N.P., Viana, S.M., Toledo, S.L.V., Pedrinha, S., and De Ros, L.F., 2022, Paleoenvironmental insights from the deposition and diagenesis of Aptian pre-salt magnesium silicates from the Lula Field, Santos Basin, Brazil: *Journal of Sedimentary Research*, v. 92, p. 12–31, doi:10.2110/jsr.2020.139.

Carvalho, M.D., and Fernandes, F.L., 2021, Pre-salt depositional system: sedimentology, diagenesis, and reservoir quality of the Barra Velha Formation, as a result of the Santos Basin tectono-stratigraphic development, in Mello, M.R., Oya Yilmaz, P., and Katz, B.J., eds., *The Supergiant Lower Cretaceous Pre-Salt Petroleum Systems of the Santos Basin, Brazil: AAPG Memoir 124*, p. 121–154, doi:10.1306/13732337MSB.5.1708.

- Carvalho, A.M., Hamon, Y., Gomes, O.S., Silva, N.G.C., and Collard, N., 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*, v. 141, 105708, doi:10.1016/j.marpetgeo.2022.105708.
- Castro, T.M., 2019, Avaliação dos Reservatórios Carbonáticos do Pré-sal no Campo de Búzios, Bacia de Santos [M.Sc. thesis]: Universidade Federal Fluminense, Brasil, 182 p.
- Castro, T.M., and Lupinacci, W.M., 2022, Comparison between conventional and NMR approaches for formation evaluation of presalt interval in the Buzios Field, Santos Basin, Brazil: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, v. 208, 109679, doi:10.1016/j.petrol.2021.109679.
- Chaboureau, A.C., Guillocheau, F., Robin, C., Rohais, S., Moulin, M., and Aslanian, D., 2013, Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: paleotopographic and geodynamic implications: *Tectonophysics*, v. 604, p. 191–223, doi:10.1016/j.tecto.2012.08.025.
- Choquette, P.W., and Pray, L.C., 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: *AAPG Bulletin*, v. 54, p. 207–250, doi:10.1306/5D25C98B-16C1-11D7-8645000102C1865D.
- Coates, G.R., Xiao, L., and Prammer, M.G., 1999, *NMR Logging Principles and Applications*: Houston, Texas, Halliburton Energy Services, 234 p.
- Coogan, A.H., and Manus, R.W., 1975, Compaction and diagenesis of carbonate sands, in *Developments in Sedimentology*, v. 20: Elsevier, p. 79–166, doi:10.1016/S0070-4571(08)71085-9.
- Costa, F.M., Melo, A., and Novo, T.A., 2023, Three-dimensional characterization of the Búzios Field reveals implications on the tectonostratigraphic evolution of the Santos Basin using combined seismic attributes and well-logs

analysis: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 131, 104541, doi:10.1016/j.jsames.2023.104541.

Council, T.C., and Bennett, P.C., 1993, Geochemistry of ikaite formation at Mono Lake, California: implications for the origin of tufa mounds: *Geology*, v. 21, p. 971–974, doi:10.1130/0091-7613(1993)021<0971:goifam>2.3.co;2.

Cupertino, D.F., 2023, Saline-alkaline lakes of the Eocene Green River Formation and their microbialites [Ph.D. thesis]: University of California, Santa Barbara, 234 p.

Davies, G.R., and Smith, L.B.J., 2006, Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview: *AAPG Bulletin*, v. 90, p. 1641–1690, doi:10.1306/04290707031.

Davison, I., 2007, Geology and tectonics of the South Atlantic Brazilian salt basins, in Ries, A.C., Butler, R.W.H., and Graham, R.H., eds., *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward*: Geological Society, London, Special Publications, v. 272, p. 345–359, doi:10.1144/gsl.sp.2007.272.01.18.

Della Porta, G., 2015, Carbonate build-ups in lacustrine, hydrothermal and fluvial settings: comparing depositional geometry, fabric types and geochemical signature, in Bosence, D.W.J., Gibbons, K.A., Le Heron, D.P., Morgan, W.A., Pritchard, T., and Vining, B.A., eds., *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production*: Geological Society, London, Special Publications, v. 418, p. 17–68, doi:10.1144/SP418.4.

Deocampo, D.M., and Renaut, R.W., 2016, Geochemistry of African soda lakes, in Schagerl, M., ed., *Soda Lakes of East Africa*: Springer International Publishing, Cham, p. 77–93, doi:10.1007/978-3-319-28622-8_4.

De Ros, L.F., Goldberg, K., Abel, M., Victoretti, F., Mastella, L., and Castro, E., 2007, Advanced acquisition and management of petrographic information

from reservoir rocks using the PETROLEDGE® system: AAPG Annual Convention and Exhibition, Long Beach, California, Expanded Abstracts, 6 p.

De Ros, L.F., and Oliveira, D.M., 2023, An operational classification system for the South Atlantic pre-salt rocks: *Journal of Sedimentary Research*, v. 93, p. 693–704, doi:10.2110/jsr.2022.103.

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.

Dickson, J.A., 1965, Modified staining technique for carbonates in thin section: *Nature*, v. 205, p. 587, doi:10.1038/205587a0.

Ehrenberg, S.N., 1989, Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: discussion; compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura Basins, California: discussion: *AAPG Bulletin*, v. 73, p. 1274–1276, doi:10.1306/44B4AA1E-170A-11D7-8645000102C1865D.

Esteban, M., and Klappa, C.F., 1983, Subaerial exposure environment, in Scholle, P.A., Bebout, D.G., and Moore, C.H., eds., *Carbonate Depositional Environments: AAPG Memoir 33*, p. 1–54, doi:10.1306/M33429C1.

Farias, F.A., Szatmari, P., Bahniuk, A., and França, A.B., 2019, Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin – genesis and tectonic implications: *Marine and Petroleum Geology*, v. 105, p. 251–272, doi:10.1016/j.marpetgeo.2019.04.020.

Fernandes Neto, S., 2010, Contribuição da catodoluminescência para o entendimento da diagênese da Formação Jandaíra: áreas do Campo de Petróleo da Fazenda Belém e Lajedo do Rosário, Brasil [Dissertation]: Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 62 p.

- Fernández-Ibáñez, F., Nolting, A., Breithaupt, C.I., Darby, B., Mimoun, J., and Henares, S., 2022, The properties of faults in the Brazil pre-salt: a reservoir characterization perspective: *Marine and Petroleum Geology*, v. 146, 105955, doi:10.1016/j.marpetgeo.2022.105955.
- Ferreira, D.J.A., Lupinacci, W.M., Castro, T.M., Casado, N.L., Alvarenga, M., Bezerra, Y., Caparica Jr., J.F., and Santos, M.A.C., 2019, Neural network unsupervised classification as an advanced pre salt reservoir characterization technique: a Buzios Field case study: 16th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, SBGf, Rio de Janeiro, 6 p.
- French, M.W., and Worden, R.H., 2013, Orientation of microcrystalline quartz in the Fontainebleau Formation, Paris Basin and why it preserves porosity: *Sedimentary Geology*, v. 284–285, p. 149–158, doi:10.1016/j.sedgeo.2012.12.004.
- Girard, J.P., San Miguel, G., Teboul, P.A., and Godeau, N., 2019, Diagenetic silicification in the presalt carbonate reservoirs of the Kwanza Basin, offshore Angola: constraints from fluid inclusions, stable isotopes and U-Pb dating: *Proceeding of the Goldschmidt Conference 2019, Barcelona, Spain*, 18–24 August 2019.
- Gomes, P.O., Kilsdonk, B., Grow, T., Minken, J., and Barragan, R., 2013, Tectonic evolution of the Outer High of Santos Basin, southern São Paulo Plateau, Brazil, and implications for hydrocarbon exploration, in Gao, D., ed., *Tectonics and Sedimentations: Implications for Petroleum Systems: AAPG Memoir 100*, p. 125–142, doi:10.1306/13351550M1003530.
- Gomes, J.P., Bunevich, R.B., Tedeschi, L.R., Tucker, M.E., and 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, 104176, doi:10.1016/j.marpetgeo.2019.104176.

- Guzzo, J.V.P., Rocha, Y.S., Menezes, T.R., Pestilho, A.L.S., Binotto, R., Matos, T.F., Silva, Y.M.P., Tonieto, S.N., and Carvalho, B.R.B.M., 2018, Hydrothermal petroleum and solid reservoir bitumens: recognition of an atypical petroleum system in the Brazilian Pre-salt deposits (Santos Basin): XV Latin American Congress on Organic Geochemistry, Salvador, Brazil, p. 1–3.
- Hahn, K.E., Turner, E.C., Babechuk, M.G., and Kamber, B.S., 2015, Deep-water seep-related carbonate mounds in a Mesoproterozoic alkaline lake, Borden Basin (Nunavut, Canada): *Precambrian Research*, v. 271, p. 173–197, doi:10.1016/j.precamres.2015.09.025.
- Herlinger., R., Zambonato, E.E., and 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: *Journal of Sedimentary Research*, v. 87, p. 1285–1313, doi:10.2110/jsr.2017.70.
- Herlinger., R., Freitas, G.N., Anjos, C.W., and De Ros, L.F., 2020, Petrological and petrophysical implications of magnesian clays in Brazilian Pre-Salt deposits: SPWLA 61st Annual Logging Symposium, June 24 to July 29, 2020, p. 1–13.
- Herlinger, R., De Ros, L.F., Surmas, R., and Vidal, A.C., 2023, Residual oil saturation investigation in Barra Velha Formation reservoirs from the Santos Basin, offshore Brazil: A sedimentological approach: *Sedimentary Geology*, v. 448, article 106372, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2023.106372>.
- Hesse, R., 1989, Silica diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts: *Earth-Science Reviews*, v. 26, p. 253–284, doi:10.1016/0012-8252(89)90024-X.
- Hirst, J.F., 1995, Sedimentology, diagenesis and hydrochemistry of the saline, alkaline lakes on the Cariboo Plateau, interior British Columbia, Canada [Ph.D. thesis]: University of Saskatchewan, Saskatoon, 285 p.

- James, N.P., and Choquette, P.W., 1989, Diagenesis 9. Limestones: the meteoric diagenetic environment, in Scholle, P.A., and James, J.F., eds., Carbonate Sedimentology and Petrology: American Geophysical Union, Washington, D.C., p. 45–78, doi:10.1029/SC004p0045.
- Jesus, I.L., Abrantes Jr., F.R., Ferreira, D.J.A., and Lupinacci, W.M., 2023, Carbonate reservoir quality and permoporosity obliteration due to silicification processes in the Barra Velha Formation, Santos Basin, Southeastern Brazil: Brazilian Journal of Geology, v. 53, e20220086, doi:10.1590/2317-4889202320220086.
- Jones, G.D., and Xiao, Y., 2013, Geothermal convection in South Atlantic subsalt lacustrine carbonates: Developing diagenesis and reservoir quality predictive concepts with reactive transport models: AAPG Bulletin, v. 97, p. 1249-1271, <https://doi.org/10.1306/02191312162>.
- Koepnick, R.B., 1987, Distribution and permeability of stylolite-bearing horizons within a Lower Cretaceous carbonate reservoir in the Middle East: SPE Formation Evaluation, v. 2, p. 137–142, doi:10.2118/14173-pa.
- Lapponi, F., Hunt, D., and Dickson, T., 2019, Low and high temperature silica diagenesis in a giant pre-salt reservoir: BM-C-33, Campos Basin, Brazil: First EAGE Workshop on Pre-Salt Reservoir: from Exploration to Production, Rio de Janeiro, Brazil, 5–6 December 2019.
- Lawson, M., Sitgreaves, J., Rasbury, T., Wootton, K., Esch, W., Marcon, V., Henares, S., Konstantinou, A., Kneller, E., Gombosi, D., Torres, V., Silva, A., Alevato, R., Wren, M., Becker, S., and Eiler, J., 2023, New age and lake chemistry constraints on the Aptian pre-salt carbonates of the central South Atlantic: GSA Bulletin, v. 135, p. 595–607, doi:10.1130/B36378.1.
- Li, C., Guo, P., Zhong, K., Xu, J., and Wen, H., 2023, Formation and diagenesis of authigenic silicates in the Late Paleozoic alkaline lake deposits, Junggar Basin, NW China: Sedimentary Geology, v. 458, 106531, doi:10.1016/j.sedgeo.2023.106531.

- Lima, B.E.M., and 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: *Sedimentary Geology*, v. 383, p. 55–81, doi:10.1016/j.sedgeo.2019.01.006.
- Lima, B.E.M., Tedeschi, L.R., Pestilho, A.L.S., Santos, R.V., Vazquez, J.C., Guzzo, J.V.P., and De Ros, L.F., 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: *Marine and Petroleum Geology*, v. 113, 104143, doi:10.1016/j.marpetgeo.2019.104143.
- Machel, H.G., 1987, Saddle dolomite as a by-product of chemical compaction and thermochemical sulfate reduction: *Geology*, v. 15, p. 936–940, doi:10.1130/0091-7613(1987)15<936:SDAABO>2.0.CO;2.
- Machel, H.G., and Lonnee, J., 2002, Hydrothermal dolomite: a product of poor definition and imagination: *Sedimentary Geology*, v. 152, p. 163–171, doi:10.1016/S0037-0738(02)00259-2.
- Maliva, R.G., and Siever, R., 1989, Nodular chert formation in carbonate rocks: *Journal of Geology*, v. 97, p. 421–433.
- Mazzullo, S.J., 2004, Overview of porosity evolution in carbonate reservoirs: AAPG Search and Discovery Article #40134.
- Medeiros, R.S.P., Basso, M., Chinelatto, G.F., Soares, M.V.T., Matheus, G.F., Morales, J.F.V., Carvalho Mendes, L., and Vidal, A.C., 2024, Origin and significance of reworked deposit in Aptian lacustrine carbonate reservoirs of the Santos Basin, SE Brazil: *Marine and Petroleum Geology*, v. 161, 106700, doi:10.1016/j.marpetgeo.2024.106700.
- Moore, C.H., 1989, Meteoric diagenetic environments, in Moore, C.H., ed., *Carbonate Diagenesis and Porosity: Developments in Sedimentology*, v. 46, Elsevier, p. 177–217, doi:10.1016/B978-0-444-53831-4.00008-2.

- Moore, C.H., and Wade, W.J., 2013, Meteoric diagenetic environment, in *Developments in Sedimentology*, v. 67: Elsevier, p. 165–206, doi:10.1016/B978-0-444-53831-4.00008-2.
- Moore, K.R., Crémière, A., Present, T.M., Barnett, A., Bergmann, K.D., Amthor, J., and Grotzinger, J., 2024, Primary microfossiliferous chert in the Aptian Barra Velha Formation: *Sedimentology*, v. 71, p. 1815–1842, doi:10.1111/sed.13193.
- Morad, S., Ketzer, J.M., and De Ros, L.F., 2000, Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins: *Sedimentology*, v. 47, p. 95–120, doi:10.1046/j.1365-3091.2000.00007.x.
- Morad, S., Al Suwaidi, M., Mansurbeg, H., Morad, D., Ceriani, A., Paganoni, M., and Al-Aasm, I., 2019, Diagenesis of a limestone reservoir (Lower Cretaceous), Abu Dhabi, United Arab Emirates: comparison between the anticline crest and flanks: *Sedimentary Geology*, v. 380, p. 127–142, doi:10.1016/j.sedgeo.2018.12.004.
- Moreira, J.L.P., Madeira, C.V., Gil, J.A., and Machado, M.A.P., 2007, Bacia de Santos: *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, p. 531–549.
- Neilson, J.E., and Oxtoby, N.H., 2008, The relationship between petroleum, exotic cements and reservoir quality in carbonates - a review: *Marine and Petroleum Geology*, v. 25, p. 778–790, doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.02.004.
- Netto, P.R.A., Pozo, M., da Silva, M.D., Mexias, A.S., Gomes, M.E.B., Borghi, L., and Rios-Netto, A.M., 2022, Authigenic Mg-clay assemblages in the Barra Velha Formation (Upper Cretaceous) from Santos Basin (Brazil): the role of syngenetic and diagenetic process: *Applied Clay Science*, v. 216, 106339, doi:10.1016/j.clay.2021.106339.

- Olariu, C., Zhou, C., Steel, R., Zhang, Z., Yuan, X., Zhang, J., Chen, S., Cheng, D., and Kim, W., 2021, Controls on the stratal architecture of lacustrine delta successions in low-accommodation conditions: *Sedimentology*, v. 68, p. 1941–1963, doi:10.1111/sed.12838.
- Olsen, P.E., 1990, Tectonic, Climatic, and Biotic Modulation of Lacustrine Ecosystems-Examples from Newark Supergroup of Eastern North America, in Katz, B., ed., *AAPG Memoir 50: Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs*: American Association of Petroleum Geologists, p. 209–224, <https://doi.org/10.1306/M50523C13>.
- Pecoraino, G., D'Alessandro, W., and Inguaggiato, S., 2015, The other side of the coin: Geochemistry of alkaline lakes in volcanic areas, in *Advances in Volcanology*: Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, p. 219–237, https://doi.org/10.1007/978-3-642-36833-2_9.
- Pereira, T.P., Terra, S., Renato da Silva, D., Pires, G.L.C., and 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, 104446, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104446>.
- Pietzsch, R., Oliveira, D.M., Tedeschi, L.R., Queiroz Neto, J.V., Figueiredo, M.F., Vazquez, J.C., and de Souza, R.S., 2018, Palaeohydrology of the Lower Cretaceous pre-salt lacustrine system, from rift to post-rift phase, Santos Basin, Brazil: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 507, p. 60–80, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.06.043>.
- Pietzsch, R., Tedeschi, L.R., Oliveira, D.M., dos Anjos, C.W.D., Vazquez, J.C., and Figueiredo, M.F., 2020, Environmental conditions of deposition of the Lower Cretaceous lacustrine carbonates of the Barra Velha Formation, Santos Basin (Brazil), based on stable carbon and oxygen isotopes: A continental record of pCO₂ during the onset of the Oceanic Anoxic Event

1a (OAE 1a) interval?: Chemical Geology, v. 535, 119457, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119457>.

Plantz, J.B., da Silva, M.C.A.S., Santos, J., Nascimento dos Santos, H., and Borghi, L., 2024, Depositional and diagenetic characteristics of the Lula's Fingers: Evidences of microbial activity and exposure during final pre-salt depositional in Santos Basin: Journal of South American Earth Sciences, v. 134, 104731, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104731>.

Poros, Z., Jagniecki, E., Luczaj, J., Kenter, J., Gal, B., Correa, T.S., Ferreira, E., McFadden, K.A., Elifritz, A., Heumann, M., Johnston, M., and Matt, V., 2017, Origin of Silica in Pre-Salt Carbonates, Kwanza Basin, Angola: Search and Discovery Article #51413.

Pozo, M., and Calvo, J., 2018, An Overview of Authigenic Magnesian Clays: Minerals, v. 8, 520, <https://doi.org/10.3390/min8110520>.

Prochnow, E., Remus, M., Ketzer, J., Gouvea, J., Schiffer de Souza, R., and De Ros, L., 2006, Organic-inorganic interactions in oilfield sandstones: examples from turbidite reservoirs in the Campos Basin, offshore eastern Brazil: Journal of Petroleum Geology, v. 29, p. 361–380, <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2006.00361.x>.

Quirk, D.G., Hertle, M., Jeppesen, J.W., Raven, M., Mohriak, W.U., Kann, D.J., Nørgaard, M., Howe, M.J., Hsu, D., Coffey, B., and Mendes, M.P., 2013, Rifting, subsidence and continental break-up above a mantle plume in the central South Atlantic, in Mohriak W.U., Danforth, A., Post, P.J., Brown, D.E., Tari, G.C., Nemčok, M., and Sinha, S.T., eds., Conjugate Divergent Margins: Geological Society of London Special Publication 369, p. 185–214, <https://doi.org/10.1144/SP369.20>.

Radke, B.M., and Mathis, R.L., 1980, On the formation and occurrence of saddle dolomite: Journal of Sedimentary Petrology, v. 50, p. 1149–1168, <https://doi.org/10.1306/212F7B9E-2B24-11D7-8648000102C1865D>.

- Rebelo, T.B., Batezelli, A., Mattos, N.H.S., and Leite, E.P., 2022, Flow units in complex carbonate reservoirs: A study case of the Brazilian pre-salt: Marine and Petroleum Geology, v. 140, 105639, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105639>.
- Rosa, F.O.R., and Silva, V.C., 2022, Búzios global development plan: unlocking the potential of the world's largest ultra-deepwater oil field: Brazilian Petroleum Conference (3rd edition), Rio de Janeiro, RJ, Brazil, 1 p.
- Rossoni, R.B., Porcher, C.C., Koester, E., Sobiesiak, J.S., da Silva, L.A.C., Mexias, A.S., Gomes, M.E.B., Ramnani, C.W., and De Ros, L.F., 2024, The role of compaction in the diagenetic evolution of Pre-Salt Aptian deposits of Santos Basin, Brazil: Sedimentary Geology, v. 466, 106650, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2024.106650>.
- Sabato Ceraldi, T., and Green, D., 2016, Evolution of the South Atlantic lacustrine deposits in response to Early Cretaceous rifting, subsidence and lake hydrology: Geological Society of London Special Publication 438, p. 77–98, <https://doi.org/10.1144/SP438.10>.
- Saller, A., Rushton, S., Buambua, L., Inman, K., Mcneil, R., and Dickson, J.A.D., 2016, Pre-Salt stratigraphy and depositional systems in the Kwanza Basin, offshore Angola: AAPG Bulletin, v. 100, p. 1135–1164, <https://doi.org/10.1306/02111615216>.
- Sartorato, A.C.L., Tonietto, S.N., and 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: Rio Oil and Gas Expo and Conference 20, p. 68-69.
- Schmidt, J., Cembrani, E., Dos Santos, T., Trombetta, M., Lenz, R., Schrank, A., Altenhofen, S., Rodrigues, A., De Ros, L., Dalla Vecchia, F., and Barili, R., 2025, Petrography and fluid inclusions for petroleum system analysis of pre-salt reservoirs in the Santos Basin, eastern Brazilian margin: Geosciences, v. 15, article 158, <https://doi.org/10.3390/geosciences15050158>.

- Schrank, A.B.S., Dos Santos, T., Altenhofen, S.D., Freitas, W., Cembrani, E., Haubert, T., Dalla Vecchia, F., Barili, R., Rodrigues, A.G., Maraschin, A., and De Ros, L.F., 2024, Interactions between Clays and Carbonates in the Aptian Pre-Salt Reservoirs of Santos Basin, Eastern Brazilian Margin: *Minerals*, v. 14, 191, <https://doi.org/10.3390/min14020191>.
- Siqueira, R., Fetter, M., and Cetale, M., 2024, Structural geology and deformation analysis in the Búzios-Itapu area, Santos Basin — offshore Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 134, 104779, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.104779>.
- Silva, B.S., 2024, Inferências sobre fluidos do pré-sal do campo de Búzios, Bacia de Santos, através dos gradientes de pressão de poros: Unpublished M.Sc. thesis, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Brazil, 96 p.
- Sommer, V.P., Kuchle, J., and De Ros, L.F., 2022, Seismic stratigraphic framework and seismic facies of the Aptian Pre-salt Barra Velha Formation in the Tupi Field, Santos Basin, Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 118, 103947, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103947>.
- Souza, R.S., De Ros, L.F., and Morad, S., 1995, Dolomite diagenesis and porosity preservation in lithic reservoirs: Carmopolis member, Sergipe-alagoas basin, northeastern Brazil: *AAPG Bulletin*, v. 79, <https://doi.org/10.1306/8d2b1b88-171e-11d7-8645000102c1865d>.
- Souza, D.C. de, Carvalho, I. de S., Borghi, L., Ferreira, L. de O., Salgado-Campos, V.M.J., Sedorko, D., Uhlein, G.J., and Araújo, B.C., 2024, Reconstructing early sedimentation patterns of the lower Codó Formation (Early Cretaceous, NE Brazil): Evidence of marine influence and the onset of an alkaline hypersaline lake: *Marine and Petroleum Geology*, v. 170, 107097, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2024.107097>.
- Spötl, C., and Pitman, J.K., 1998, Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones: A reappraisal of a burial-diagenetic concept, in Morad, S., ed., *Carbonate Cementation in Sandstones: Distribution Patterns and*

Geochemical Evolution: International Association of Sedimentologists
 Special Publication 26, p. 437-460,
<https://doi.org/10.1002/9781444304893.ch19>.

Strugale, M., Lima, B.E.M., Day, C., Omma, J., Rushton, J., Olivito, J.P.R.,
 Bouch, J., Robb, L., Roberts, N., and Cartwright, J., 2024, Diagenetic
 products, settings and evolution of the pre-salt succession in the Northern
 Campos Basin, Brazil: Geological Society, London, Special Publications, v.
 548, p. 231-265, <https://doi.org/10.1144/SP548-2023-93>.

Szatmari, P., and Milani, E.J., 2016, Tectonic control of the oil-rich large igneous-
 carbonate-salt province of the South Atlantic rift: Marine and Petroleum
 Geology, v. 77, p. 567–596,
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.06.004>.

Tavares dos Santos, P., and Gordon, A.C., 2021, Búzios Field: Geological Setting
 of the Largest Pre-Salt Field, Santos Basin, Brazil, in Mello, M.R., Yilmaz,
 P.O., and Katz, B.J., eds., AAPG Memoir 124: The Supergiant Lower
 Cretaceous Pre-Salt Petroleum Systems of the Santos Basin, Brazil:
 American Association of Petroleum Geologists, p. 375–394,
<https://doi.org/10.1306/13722365MSB.14.1853>.

Teboul, P.A., Durllet, C., Girard, J.P., Dubois, L., San Miguel, G., Virgone, A., and
 Camoin, G., 2019, Diversity and origin of quartz cements in continental
 carbonates: example from the Lower Cretaceous rift deposits of the South
 Atlantic margin: Applied Geochemistry, v. 100, p. 22–41,
<https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2018.10.019>.

Terra, G.J.S., Spadini, A.R., França, A.B., Sombra, C.L., Zambonato, E.E.,
 Juschaks, L.C.S., Arienti, L.M., Erthal, M.M., Blauth, M., Franco, M.P.,
 Matsuda, N.S., Silva, N.G.C., Moretti Junior, P.A., D'avila, R.S.F., Souza,
 R.S., Tonietto, S.N., Anjos, S.M.C., Campinho, V.S., and Winter, W.R.,
 2010, Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias
 sedimentares brasileiras: Boletim de Geociências da Petrobras, v. 18, p. 9–

-
- 29, <https://bgp.petrobras.com.br/bgp/article/view/113> (accessed 4 June 2025).
- Terra, S.A., Lima da Silva, D.R., Ribeiro, A., and Borghi, L., 2023, The lower Barra Velha formation (Aptian) in the Atapu field, Santos Basin: Geological model for a pre-salt succession: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 131, 104589, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104589>.
- Tosca, N.J., and Masterson, A.L., 2014, Chemical controls on incipient Mg-silicate crystallization at 25°C: Implications for early and late diagenesis: *Clay Minerals*, v. 49, p. 165–194, <https://doi.org/10.1180/claymin.2014.049.2.03>.
- Tosca, N.J., and Wright, V.P., 2018, Diagenetic pathways linked to labile Mg-clays in lacustrine carbonate reservoirs: A model for the origin of secondary porosity in the Cretaceous pre-salt Barra Velha Formation, offshore Brazil, in Armitage, P.J., Butcher, A.R., Churchill, J.M., Csoma, A.E., Hollis, C., Lander, R.H., Omma, J.E., and Worden, R.H., eds., *Geological Society of London Special Publication 435*, p. 33–46, <https://doi.org/10.1144/SP435.1>.
- Tritlla, J., Esteban, M., Loma, R., Mattos, A., Sánchez, V., Boix, C., and Levresse, G., 2018, Carbonates that are no more: Silicified pre-salt oil reservoirs in Campos Basin (Brazil): *AAPG ACE 2018, Search and Discovery Article*, v. 90323.
- Tucker, M.E., and Wright, V.P., 1990, Diagenetic processes, products and environments: *Carbonate Sedimentology*: Blackwell Scientific Publications, p. 314–364, <https://doi.org/10.1002/9781444314175.ch7>.
- Valero-Garcés, B.L., Delgado-Huertas, A., Ratto, N., and Navas, A., 1999, Large ^{13}C enrichment in primary carbonates from Andean Altiplano lakes, northwest Argentina: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 171, p. 253–266, [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(99\)00150-8](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(99)00150-8).

- Warren, J., 2000, Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations: *Earth-Science Reviews*, v. 52, p. 1–81, [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00022-2](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00022-2).
- Wennberg, O.P., McQueen, G., Vieira de Luca, P.H., Lapponi, F., Hunt, D., Chandler, A.S., Waldum, A., Camargo, G.N., Castro, E., and Loures, L., 2021, Open fractures in pre-salt silicified carbonate reservoirs in block BM-C-33, the Outer Campos Basin, offshore Brazil: *Petroleum Geoscience*, v. 27, 16 p., <https://doi.org/10.1144/petgeo2020-125>.
- White, D.E., 1957, Thermal waters of volcanic origin: *Geological Society of America Bulletin*, v. 68, p. 1637-1658, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1957\)68\[1637:twovo\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1957)68[1637:twovo]2.0.co;2).
- Worden, R.H., and Burley, S.D., 2003, Sandstone Diagenesis: The Evolution of Sand to Stone, in Worden, R.H., and Burley, S.D., eds., *Sandstone Diagenesis: International Association of Sedimentologists*, p. 3–44, <https://doi.org/10.1002/9781444304459.ch>.
- Worden, R.H., 2006, Dawsonite cement in the Triassic Lam Formation, Shabwa Basin, Yemen: A natural analogue for a potential mineral product of subsurface CO₂ storage for greenhouse gas reduction: *Marine and Petroleum Geology*, v. 23, p. 61–77, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.07.001>.
- Wright, V.P., and Barnett, A.J., 2015, An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic early Cretaceous lacustrine carbonates, in Bosence, D.W.J., Gibbons, K.A., Le Heron, D.P., Morgan, W.A., Pritchard, T., and Vining, B.A., eds., *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production: Geological Society of London Special Publication*, <https://doi.org/10.1144/SP418.3>.
- Wright, P., and Rodriguez, K., 2018, Reinterpreting the South Atlantic Pre-Salt 'Microbialite' reservoirs: petrographic, isotopic and seismic evidence for a



shallow evaporitic lake depositional model: *First Break*, v. 36, p. 71–77, <https://doi.org/10.3997/1365-2397.n0094>.

Wright, V.P., and Barnett, A.J., 2020, The textural evolution and ghost matrices of the Cretaceous Barra Velha Formation carbonates from the Santos Basin, offshore Brazil: *Facies*, v. 66, 7, <https://doi.org/10.1007/s10347-019-0591-2>.

Wright, V.P., 2022, The mantle, CO₂ and the giant Aptian chemogenic lacustrine carbonate factory of the South Atlantic: Some carbonates are made, not born: *Sedimentology*, v. 69, p. 47–73, <https://doi.org/10.1111/sed.12835>.

ARTIGO 2

O segundo artigo, intitulado “*Diagenetic evolution and reservoir quality of Aptian lacustrine reworked carbonates from the Santos Basin, Brazilian pre-salt*”, com autoria de Trombetta, M.C., Altenhofen, S.D.; Schmidt, J.; Freitas, W.S.; Barili, R., Rodrigues, A.G. & De Ros, L.F. foi aceito para publicação no periódico Sedimentologika. A seguir, o artigo 2 é apresentado, na íntegra, conforme a última versão enviada ao periódico.

[Sdk] Editor Decision ▶ Caixa de entrada x



≡ Resumir este e-mail



Giovanna Della Porta via Open Access Publications <oap... 26 de dez. de 2025, 19:05 (há 3 dias) ☆ 😊 ↩ ⋮
para mim, Sabrina, Jaques, William, Rosalia, Amanda, Luiz ▼

Dear Mariane Trombetta, Sabrina Altenhofen, Jaques Schmidt, William Freitas, Rosalia Barili, Amanda Rodrigues, Luiz Fernando De Ros,

I am writing you regarding your submission to Sedimentologika, "Diagenetic evolution and reservoir quality of Aptian lacustrine reworked carbonates from the Santos Basin, Brazilian pre-salt".

I am pleased to inform you that your paper can be accepted for publication in Sedimentologika.

I really thank you for submitting your interesting study to Sedimentologika.

Best Regards

Giovanna Della Porta

EE Sedimentologika

Diagenetic evolution and reservoir quality of Aptian lacustrine resedimented deposits from the Santos Basin, Brazilian pre-salt

Mariane Cristina Trombetta^{1,2*}, Sabrina Danni Altenhofen², Jaques Soares Schmidt², William Da Silveira Freitas^{1,2}, Rosalia Barili², Amanda Goulart Rodrigues¹, Luiz Fernando De Ros¹

¹Institute of Geosciences of Federal University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil

²Institute of Petroleum and Natural Resources of Pontifical Catholic University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil

Mariane Cristina Trombetta: [0000-0001-6623-078X](tel:0000-0001-6623-078X)

Sabrina Danni Altenhofen: [0000-0003-2117-0933](tel:0000-0003-2117-0933)

Jaques Soares Schmidt: [0000-0002-0869-4532](tel:0000-0002-0869-4532)

William da Silveira Freitas: [0009-0002-6615-2843](tel:0009-0002-6615-2843)

Rosalia Barili: [0000-0001-8149-2710](tel:0000-0001-8149-2710)

Amanda Goulart Rodrigues: [0000-0001-7349-1216](tel:0000-0001-7349-1216)

Luiz Fernando De Ros: [0000-0003-2651-8097](tel:0000-0003-2651-8097)

*Correspondence concerning this article should be addressed to Mariane Cristina Trombetta. Email: marianetrombetta@gmail.com

Short title: Diagenesis of resedimented pre-salt deposits

Abstract

Pre-salt carbonate reservoirs of the Santos Basin, eastern Brazilian margin, contain giant hydrocarbon accumulations, with resedimented deposits constituting the highest-quality reservoirs across several oilfields. Despite their importance, the diagenetic evolution of the lacustrine resedimented deposits remains poorly understood. This study investigates the diagenetic patterns and controls on reservoir quality of the resedimented deposits of the Aptian Barra Velha Formation through integrated petrography, fluid inclusions, petrophysical, and micro-computed tomography (μ CT) analysis. Reservoir petrofacies were characterized according to the main controls on porosity evolution, which comprised: dolomitization, silicification, and compaction. Dolomite and silica precipitation are multiphase, as evidenced by paragenetic relations, and by fluid inclusions data showing heterogeneous entrapment with wide homogenization temperature ranges. Blocky dolomite precipitated both before and after compaction, while late saddle dolomite formed during deeper burial. At least two eodiagenetic silicification phases occurred, followed by late diagenetic coarse quartz precipitation. The relative timing between compaction and eodiagenetic dolomite, silica and calcite precipitation fundamentally controls reservoir quality in the resedimented deposits. Mesodiagenetic and hydrothermal processes had subordinate influence on porosity evolution. Resedimented deposits show greater susceptibility to compaction than *in situ* deposits, owing to the more stable crystalline framework of the latter. This study provided essential insights to improve the reservoir characterization and optimize the development strategies for the pre-salt accumulations, as well as for understanding the diagenetic evolution of resedimented lacustrine carbonates worldwide.

Lay summary: Brazil pre-salt carbonate rocks host one of the largest oil and gas reserves in the world. Resedimented deposits, which constitute excellent reservoirs in the succession, show a complex evolution that control their quality. This study combines systematic petrography, fluid inclusion analysis, and microtomography to understand the impact of dissolution, compaction, dolomite and silica precipitation on the porosity of the intraclastic rocks. We found that the

timing of these processes strongly controls the pore space available for oil and gas. These findings contribute to reduce the exploration uncertainties of pre-salt reservoirs and may help to understand similar lacustrine carbonate rocks globally.

Keywords: lacustrine diagenesis, pre-salt reservoirs, resedimented deposits, petrofacies.

1. Introduction

Lacustrine carbonate deposits represent dynamic systems that are particularly sensitive to subtle environmental changes (Tucker and Wright, 1990; Platt and Wright, 1991; Wright, 2012). These deposits commonly exhibit more complex vertical stacking patterns and horizontal distribution than those of marine carbonates. The inherent complexity of lacustrine systems poses significant challenges for their hydrocarbon exploration, demanding the integration of multiple scales and analytical techniques. During the last decades, the exploration of the giant South Atlantic pre-salt carbonate reservoirs has been driving the increasing prominence of these unique lacustrine deposits.

The lacustrine reservoirs of the pre-salt sag succession are essentially composed of carbonates, magnesian clays and silica, including both *in situ* precipitates and resedimented deposits. Although some authors have interpreted the pre-salt *in situ* lithologies as microbial deposits (e.g., Saller et al., 2016; Sabato Ceraldi and Green, 2017; Araújo et al., 2022; Gomes et al., 2024), the genesis of the *in situ* precipitates has been mostly interpreted as abiotic, based on petrographic and isotopic evidence (Wright and Barnett, 2015; 2017; Wright and Tosca, 2016; De Ros, 2018; 2021; Pietzsch et al., 2018; 2020; Farias et al., 2019; Lima and De Ros, 2019; Gomes et al., 2020; Carvalho et al., 2022; Wright, 2022; Schrank et al., 2024). The resedimented deposits contain carbonate fragments derived from *in situ* deposits (intraclasts) produced by the action of gravitational processes (Barnett et al., 2021), waves (Medeiros et al., 2024), or internal waves in a stratified lacustrine system (Altenhofen et al., 2024; 2026).

Both the *in situ* and resedimented deposits are relevant reservoirs in the pre-salt section, reaching 2,981 million bbl/d of oil and 139.79 million m³/d of natural gas (ANP, 2025a). The porosity of the resedimented carbonates is predominantly primary, whereas in many *in situ* rocks it was largely generated by matrix dissolution (Wright and Barnett, 2015; Herlinger et al., 2017; Schrank et al., 2024). Nevertheless, diagenetic alterations such as cementation, dolomitization, silicification, and compaction significantly impacted the reservoir quality of the resedimented deposits (Carvalho et al., 2022), justifying studies for the development of geologically coherent models for these reservoirs. Although the diagenesis of the pre-salt rocks has been the subject of numerous recent publications, studies specifically focused on the resedimented carbonates remain very scarce. The primary textural and compositional variations within the resedimented deposits and their diagenetic evolution form reservoirs with very distinct characteristics (Herlinger et al., 2017). In addition to numerous eodiagenetic modifications, mesodiagenetic processes were responsible for porosity reduction in some cases, while in others promoting the development of zones with intense fracturing and dissolution, which resulted in exceptionally well-connected reservoirs (Fernandez-Ibanez et al., 2022a; 2022b). In our study, eodiagenetic and mesodiagenetic were used according the original definition *sensu* Choquette and Pray (1970), which is of surface-influenced fluids and temperatures for eodiagenetic processes, and burial-controlled modifications, for mesodiagenetic processes.

The high degree of heterogeneity and the wide distribution of these reservoirs throughout the Aptian pre-salt succession highlight the importance of systematically examining their diagenesis through integrated studies. This article presents a study of the diagenesis of Santos Basin resedimented pre-salt deposits, developed with an integrated approach, combining sedimentary characterization, petrography, fluid inclusions and petrophysical analysis, including micro-computed tomography (μ CT), to better understand the evolution of the pore systems of these reservoirs. Our study provides new insights on the multiple factors favoring the reduction, preservation or enhancement of reservoir

quality in the resedimented pre-salt, as well as in equivalent resedimented lacustrine carbonates.

2. Geological setting

The Santos Basin, offshore SE margin of Brazil, covers an area of approximately 350,000 km² down to a bathymetric depth of 3,000 m (Moreira et al., 2007). The studied wells are located in three fields in the northeastern and central part of the Santos Basin (Fig. 1). The Cabo Frio High separates the Santos Basin from the Campos Basin to the north, while the Florianópolis High marks its southern boundary with the Pelotas Basin (Moreira et al., 2007).

Like other basins along the Brazilian eastern margin, the Santos Basin originated during the opening of the South Atlantic Ocean (Mohriak et al. 2008). The sedimentary infill comprises three supersequences: rift, post-rift (sag), and drift (Fig. 2). The pre-salt play encompasses the supersequences formed during the rift and post-rift stages. The rift supersequence (Hauterivian to lower Aptian) is subdivided into lower and upper intervals (Moreira et al., 2007). In the lower interval, extensive basaltic volcanism constituted the Camboriú Formation (Dias, 2005; Quirk et al., 2013). During the upper rift interval, deep half-grabens were infilled with alluvial siliciclastic sediments and lacustrine deposits of kerolite-stevensite ooids from the Piçarras Formation (Moreira et al., 2007; Pietzsch, 2018; Leite et al., 2020), covered by bivalve bioclastic limestones ("coquinas") and organic-rich shales of the Itapema Formation (Szatmari and Milani, 2016). The Aptian post-rift phase is represented by the Barra Velha Formation, limited at the base by the Pre-Alagoas Unconformity and at the top by the salt base unconformity (Moreira et al., 2007).

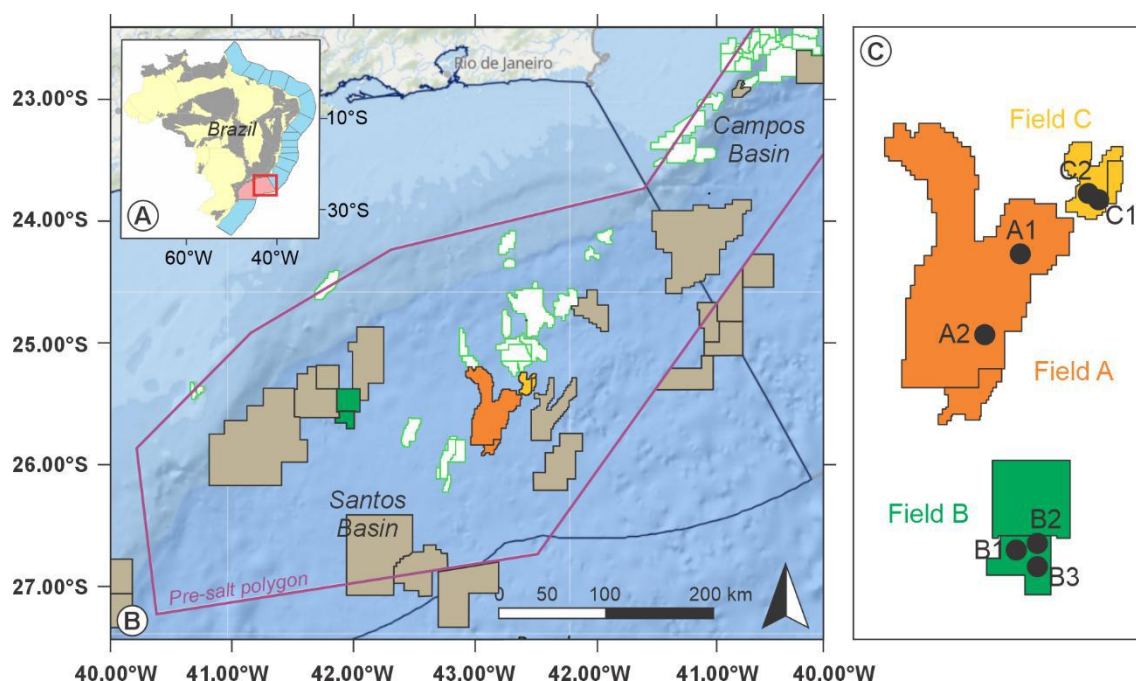


Figure 1: Location of study area. (A) Santos Basin. (B) Exploration and production blocks from Santos Basin (modified from ANP, 2025b). (C) Location of the seven wells in the three studied fields.

The unusual *in situ* deposits of the Barra Velha Formation are constituted by spherulitic and fascicular calcite aggregates precipitated in a magnesian clay matrix. They were initially interpreted as microbial stromatolites (Moreira et al., 2007; Terra et al., 2010) and later reinterpreted as a product of chemical abiotic precipitation (e.g., Wright and Barnett, 2015; Wright and Rodrigues, 2018; Farias et al., 2019; Gomes et al., 2020; Pietzsch et al., 2020; Carramal et al., 2022; Wright, 2022; Schrank et al., 2024). Resedimented deposits that occur associated with the *in situ* deposits are represented by intraclastic calcirudites and calcarenites formed by the erosion, reworking and redeposition of the *in situ* deposits (Barnett et al., 2021; Medeiros et al., 2024; Altenhofen et al., 2024; 2026). During the late Aptian, the rupture of the Florianópolis High barrier allowed the inflow of marine waters, and the deposition of the thick evaporitic sequence of the Ariri Formation. After the deposition of shallow to deep marine carbonate sediments during the Albian, the upper portion of the drift sequence comprises

marine shales with turbiditic sands in deeper areas, as well as proximal sandy and gravel marginal deposits (Moreira et al., 2007).

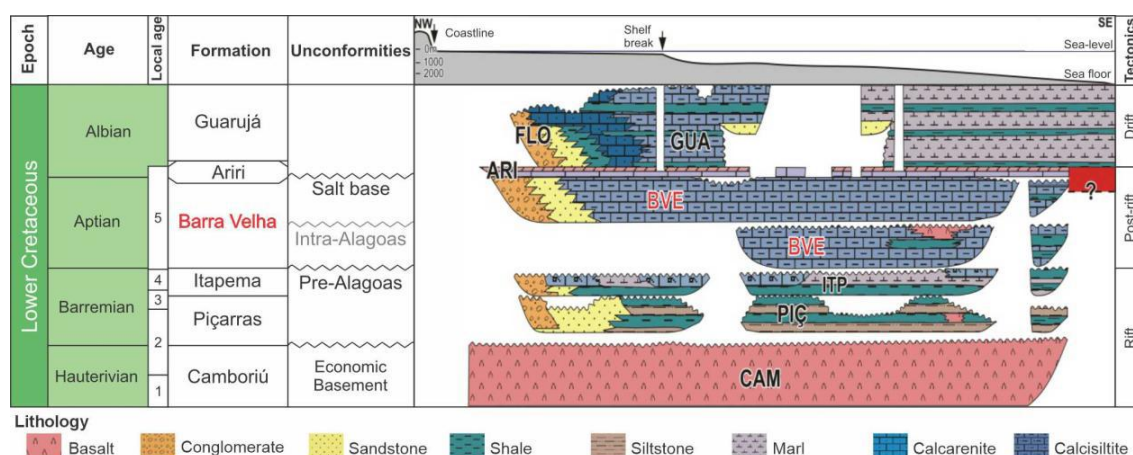


Figure 2: Lower Cretaceous stratigraphic chart of the Santos Basin. The Barra Velha Formation is highlighted in red (BVE). Lithostratigraphic units: Camboriú Formation (CAM); Piçarras Formation (PIÇ); Ariri Formation (ARI); Guarujá Formation (GUA); Florianópolis Formation (FLO). Local ages: Rio da Serra (1); Aratu (2); Buracica (3); Jiquiá (4); Alagoas (5). Modified from Moreira et al. (2007).

The Santos Basin hosts major petroleum systems, including the pre-salt play that currently accounts for 78.8% of petroleum production in the country (ANP, 2025a). The pre-salt play encompasses the rift and post-rift megasequences, including the Itapema and Barra Velha Formations. The thick evaporitic sequence of the Ariri Formation serves as an effective seal for these reservoirs with giant hydrocarbon accumulations.

3. Methods and materials

Intervals with occurrence of resedimented deposits were studied in seven wells from three pre-salt oilfields of the Santos Basin (Fig. 1). The name of the fields and exact position of the wells cannot be disclosed due to data confidentiality. Fields were named as A, B and C, and wells as A-1, A-2 (from

field A), B-1, B-2, B-3 (from field B), C-1, C-2 (from field C). A total of 1,121 thin sections were analyzed from the seven wells. Of these, 328 samples corresponding to resedimented carbonates were systematically characterized. They were prepared from 132 core trim, 83 core plugs, and 113 sidewall samples impregnated with blue epoxy resin. Staining with Alizarin red-S and potassium ferricyanide solution was applied to all thin sections to differentiate the carbonate minerals, as outlined by Dickson (1965).

Systematic petrographic analysis was performed in the Rock Characterization Laboratory of the Institute of Petroleum and Natural Resources (IPR-PUCRS) using the Petroledge® software (De Ros et al., 2007). The petrographic analysis records the volume, location and the paragenetic relations of each observed primary and diagenetic constituent, and pore type. The classification of the resedimented deposits followed the system proposed by De Ros and Oliveira (2023). Pore types were classified according to Choquette and Pray (1970). Zeiss Axio Imager A1 and Leica DM750P microscopes were used to perform petrographic analyses. Ultraviolet epifluorescence analysis was conducted on 10 thin sections using a Zeiss HXP 120 V metal halide fluorescence light source, connected to an Axio Imager A2 microscope with set 02 (excitation G 365 nm, beamsplitter FT 395 nm, emission LP 420 nm) and blue-cyan Lumar 09 filters (excitation BP 450-490 nm, emission LP 515 nm). In addition, twenty-three thin sections were selected for automated mineralogical distribution mapping using a QEMSCAN 650 (FEI) equipment with two coupled EDS/Bruker detectors at the University of Brasilia.

Fluid inclusions (FI) petrography and microthermometry were performed on four double-polished thin sections (120 μm -thick). FIs were analyzed in prismatic quartz, blocky, matrix-replacive, saddle dolomite, and macrocrystalline calcite. A total of 109 determinations of homogenization temperature (T_h) were conducted by H-Expertise Services S.A.S (H-ES, Vandœuvre-lès-Nancy, France) and by Fluid Inclusion Technologies Schlumberger (FIT-SLB, Texas, USA). At GeoRessources laboratory (University of Lorraine, France),

measurements were conducted using a LINKAM MDS 600 heating-freezing stage, operating between -170 °C and 400 °C, coupled with a Sony Exwave HAD3 color video camera mounted on an Olympus BX51 microscope. At FIT-SLB, analyses were performed using a Fluid Inc. USGS-type heating-freezing stage. Both microthermometric systems were thermally calibrated using synthetic fluid inclusion standards. The analytical precision is estimated to be ± 0.2 °C for ice melting temperatures ($T_m(\text{ice})$) and ± 0.5 °C for homogenization temperatures (T_h). Fluid inclusion assemblages (FIAs) were classified following the methodology of Roedder (1984), according to their genetic types (primary, secondary, or pseudo-secondary) and correlated with the paragenetic sequence.

The homogenization temperature (T_h) indicates when a biphasic FI with a liquid phase volume greater than the vapor phase at room temperature homogenizes to a single liquid phase after heating. The vapor homogenization temperature ($T_{h\text{vapor}}$) highlights cases when a biphasic FI with a vapor phase volume greater than the liquid phase at room temperature homogenizes as a single vapor phase after heating.

Reservoir petrofacies *sensu* De Ros and Goldberg (2007) were defined by the combination of the main textural and fabric features, primary composition, and diagenetic processes and products that mostly control the pore system. Attributes that significantly impacted the porosity and permeability were used as grouping criteria. Resedimented petrofacies are identified by the prefix 'Intrac' (from intraclastic), due to the dominantly intraclastic origin of the carbonate particles. After an initial grouping of the samples, the preliminary petrofacies were evaluated against petrophysical parameters using statistical tools. The porosity reduction by compaction and cementation was evaluated on an Ehrenberg (1995) diagram. Samples with compaction as the main porosity reduction process were given the suffix "Comp." Samples whose porosity was mostly controlled by cementation were assigned with the suffixes "Dol", "Cal", and "Sil", depending on whether dolomite, calcite, or silica, respectively, were the main diagenetic modifiers. Petrofacies with two significant diagenetic porosity modifiers

(considered when the difference between their volumes is less than 5%) were labeled with both mnemonic suffixes (e.g., DolSil for dolomite and silica; Fig. 3).

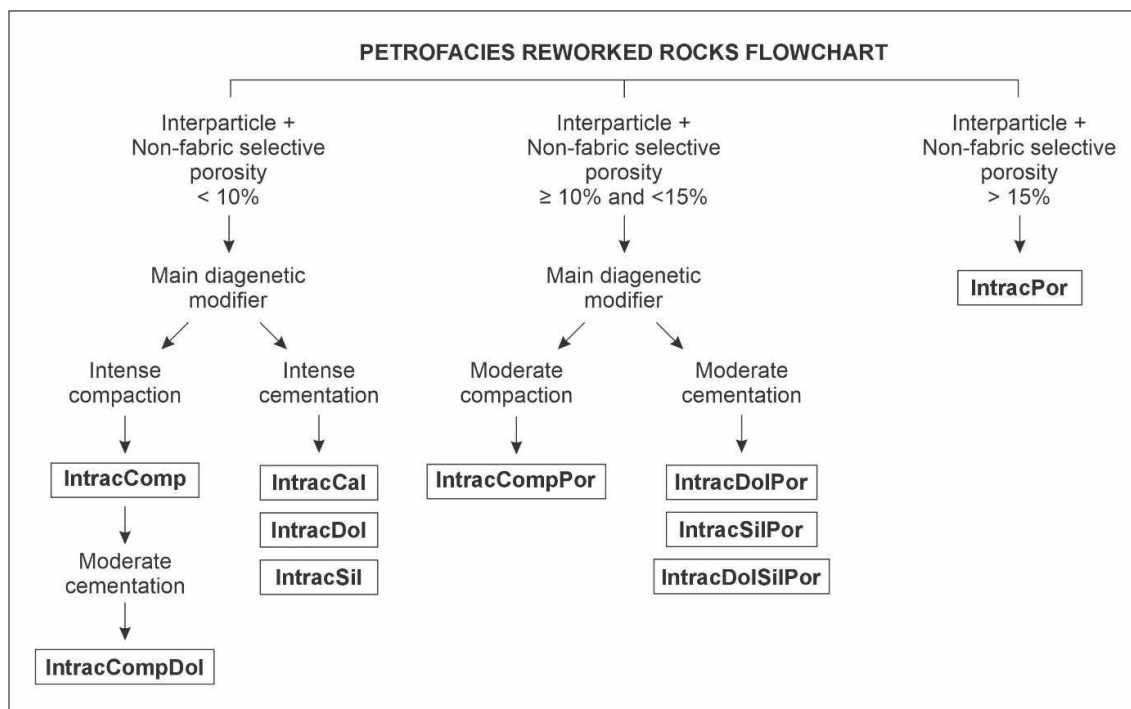


Figure 3: Schematic representation of the workflow used for the definition of reservoir petrofacies in the studied resedimented pre-salt carbonates. First, the resedimented “intraclastic” deposits were grouped according to interparticle porosity values combined with the contribution of non-fabric selective porosity (e.g., vugs and channels). Subsequently, suffixes were assigned based on the main diagenetic process affecting porosity.

Routine core analysis (RCA) data, including porosity and permeability measurements, were obtained from the National Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels (ANP) database. Computerized X-ray microtomography was performed in the Rock Characterization Laboratory of the Institute of Petroleum and Natural Resources (IPR-PUCRS), using a SkyScan 1173 system equipped with a micro-focus X-ray source operating at 130 kV and 61 μ A. To minimize beam hardening effects, a 0.25 mm brass filter was applied. Image acquisition was carried out with pixel resolutions ranging from 7 to 35.7 μ m. Each sample was scanned over a rotational range of 270° to 360°, with an angular step of 0.2°, generating 16-bit TIFF transmission images at each increment. Three-

dimensional reconstruction was conducted using a cone-beam algorithm, optimized for variations in sample thickness. Image processing and quantitative analysis, including segmentation, pore and pore throat identification, dimensional measurements, and total and partial volume calculations, were carried out using AVIZO Thermo Scientific software.

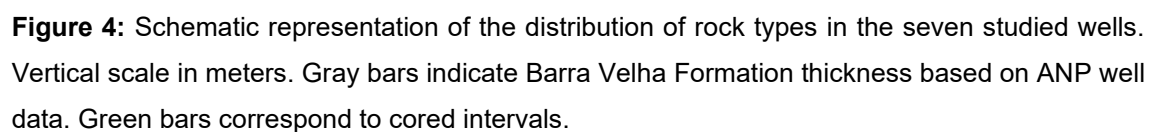
4. Results

4.1 Distribution of resedimented deposits

The analysis of the total 1,121 thin sections allowed us to understand the stratigraphic distribution of the resedimented deposits across the three studied fields (Fig. 4). The thin sections were grouped into six major rock types (Table 1), and the proportion of each one is indicated in parentheses: *in situ* deposits (572 samples; 51.1%), resedimented deposits (331 samples; 29.6%), crystalline rocks (115 samples; 10.3%), mudstones (66 samples; 5.9%), microbial deposits (29 samples; 2.6%), and anhydrite (6 samples; 0.5%). As can be observed in Figure 4, the resedimented deposits are intercalated in high frequency with the *in situ* deposits, and with crystalline or microbial deposits. The resedimented deposits occur as layers that range from millimeter-scale laminations, locally interbedded with *in situ* deposits, to thick depositional units reaching approximately 10 m in thickness in some locations. Also, it is visible that there is a greater representation of resedimented deposits in Field C compared to the other fields.

Table 1: Rock type classification with sample distribution and main characteristics.

Rock type	Number of Samples	Proportion (%)	Main characteristics
In situ deposits	572	51.12	In situ deposits are formed by diagenetic and/or syngenetic shrubs and spherulitic calcite associated with magnesian clay. These deposits exhibit layers with thicknesses ranging from centimeters to meters. In situ deposits commonly display irregular to plane-parallel laminations and variable degrees of coalescence of the calcite precipitates.
Resedimented deposits	331	29.58	Resedimented deposits consist mainly of intraclastic carbonate particles derived from the erosion and redeposition of previously deposited carbonates. They are predominantly massive or locally plane-parallel laminated, medium- to coarse-grained, composed of subrounded to rounded particles, and show moderate sorting.
Crystalline rocks	115	10.28	Intensely silicified or dolomitized rocks in which original textures are no longer preserved. They are represented by dolostones and cherts, with thicknesses ranging from centimeters to meters, and are concentrated at the base of wells B2 and B3.
Mudstones	66	5.90	Mudstone composed of magnesian clay, commonly replaced by microcrystalline calcite. It occurs in millimeter- to centimeter-scale layers and exhibits irregular to plane-parallel lamination.
Microbial deposits	29	2.59	Carbonate deposits characterized by a grumose texture typical of microbial carbonates. They display stromatolitic to thrombolitic structures, with layer thicknesses ranging from centimeters to meters, and occur in isolated intervals at the base of well C1 and at the top of wells B1 and B3.
Anhydrite	6	0.54	Massive layers of evaporitic calcium sulfate, with thicknesses ranging from millimeters to centimeters, occurring at the upper boundary of the Barra Velha Formation in wells B2, B3, and C2.
Total	1119	100.00	



The resedimented carbonates were texturally classified (Fig. 5) into calcarenites (108 samples; 32.6%), rudaceous calcarenites (64 samples; 25.4%), slightly rudaceous calcarenites (63 samples; 19%), arenaceous calcirudites (47 samples; 14.2%), calcirudites (8 samples; 2.4%), muddy calcirudites (5 samples; 1.51%), and muddy calcarenites (3 samples; 0.9%). In addition to these carbonate rocks, hybrid carbonate-siliciclastic arenites (10 samples; 3%) and breccias (3 samples; 0.9%) were also characterized.

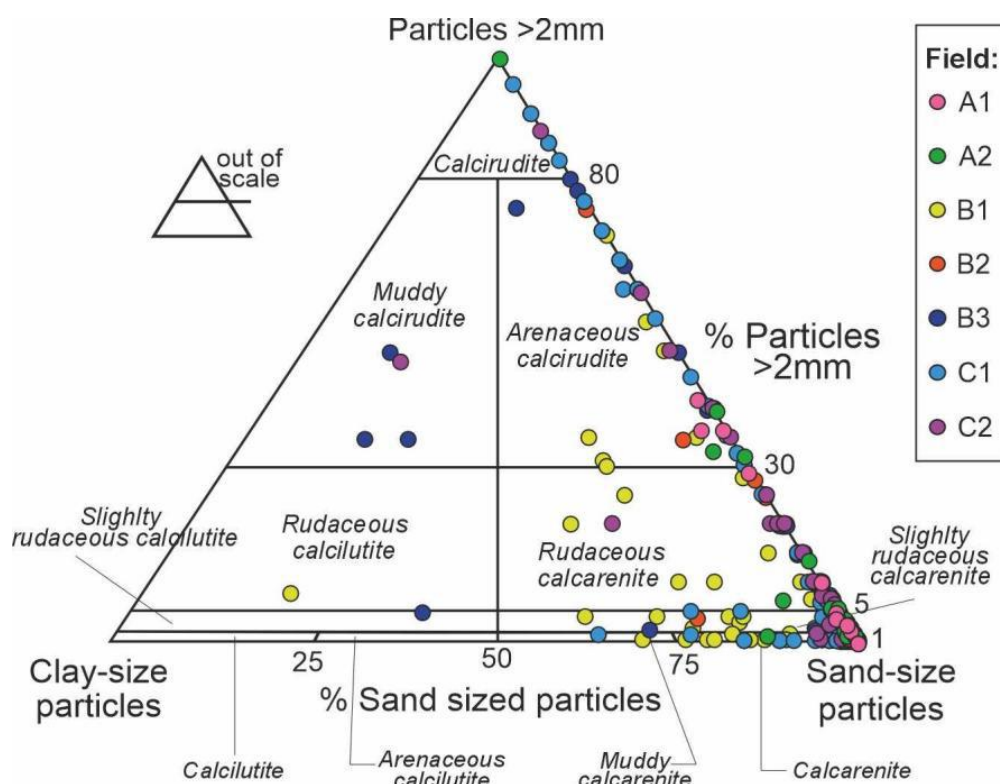


Figure 5: Textural classification of resedimented deposits described from the seven studied wells (modified from De Ros and Oliveira, 2023).

4.2 Primary composition and texture of the resedimented deposits

The resedimented deposits from the studied wells are primarily composed of intraclasts eroded from the characteristic *in situ* pre-salt deposits. These

comprise mostly intraclasts of spherulitic and fascicular calcite aggregates, as well as intraclasts of macro- and microcrystalline calcite. Microbial intraclasts with a clotted texture, along with dolomitic, siliceous, and muddy intraclasts, occur locally. The intraclasts range from 0.1 to 3.5 mm of diameter, predominantly with medium to coarse sand size, and from well rounded to angular, predominantly sub-rounded shape. They commonly exhibit moderate sorting. The average intraclast content among the studied samples is 46.4%, with a maximum of 79%, indicating their predominance in the composition (Table 2; Fig. 6A-E).

Table 2: Summary of primary composition of described resedimented deposits.

Primary Constituent \ Well:	A1		A2		B1		B2		B3		C1		C2	
	Avg.	Max.	Avg.	Max.	Avg.	Max.	Avg.	Max.	Avg.	Max.	Avg.	Max.	Avg.	Max.
Clay Ooid	2.06	14.5	12.47	54.67	0.19	8.00	1.5	12.5	1.59	23.00	1.34	42.00	4.35	35.00
Spherulitic intraclast	12.05	25.00	7.02	20.67	25.65	50.00	15.78	37.00	13.94	45.00	16.41	63.00	20.1	50.00
Fascicular intraclast	17.72	38.00	3.73	15.5	15.55	48.00	10.98	32.00	15.51	45.00	16.9	52.00	13.89	33.5
Undiff intraclast	0.38	5.00	0.36	8.00	0.00	0.00	1.35	25.00	0.05	1.00	0.07	9.00	3.24	25.00
Microbial intraclast	0.00	0.00	0.47	8.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.34	12.00	1.3	68.5	0.06	2.5
Carbonate sand intraclast	0.92	7.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Macrocrystalline intraclast	6.23	63.00	2.88	12.67	4.68	40.00	0.53	5.00	3.06	44.00	3.25	35.67	3.54	28.00
Microcrystalline intraclast	6.67	15.00	15.84	41.33	8.24	36.00	7.26	20.00	10.7	68.00	8.05	70.00	7.67	30.00
Dolomite intraclast	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	6.00	0.12	4.00	0.02	1.00
Total Carbonate intraclast	44.00	75.00	30.3	62.00	54.13	76.5	35.91	65.5	44.6	72.00	45.98	79.00	48.5	70.01
Detrital grains	0.05	0.67	0.98	13.00	1.44	5.25	0.53	3.5	0.32	2.5	0.05	2.5	0.14	1.5
Carbonate bioclast	0.05	0.67	0.09	2.00	0.02	1.00	0.09	1.00	0.01	0.33	0.2	3.00	0.21	5.00
Preserved Matrix	0.04	0.5	1.13	10.5	2.05	9.00	0.13	2.00	1.18	12.5	1.21	16.00	0.63	5.00
Mud intraclast	0.00	0.00	0.22	2.00	0.03	1.33	0.03	0.5	0.00	0.00	0.3	7.00	0.13	3.00
Phosphate bioclast	0.46	1.5	0.28	3.5	0.6	3.5	0.63	4.5	0.29	3.00	0.08	4.00	0.05	2.00
Siliceous intraclast	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	2.01	0.59	17.00	0.19	10.00	0.59	10.00

Other primary constituents include clay ooids with carbonate intraclastic or volcanic nuclei covered by irregular Mg-clay envelopes (Carramal et al., 2022; Altenhofen et al., 2024; Fig. 6F). The ooids often exhibit single superficial clay envelopes that have been replaced and expanded by calcite or dolomite. In some cases, these envelopes were detached from their nuclei. The bioclasts identified are articulated and disarticulated ostracods and undetermined phosphatic bioclasts. Carbonate and phosphate bioclasts sometimes occur concentrated in levels, and are often found within spherulitic and fascicular intraclasts, having been engulfed during the *in situ* growth of the calcite aggregates.

A magnesian clay matrix locally fills the interparticle porosity in the resedimented deposits, but it also occurs segregated in laminations intercalated with the intraclastic levels (Fig. 6B). This matrix consists of a clay-size fraction as well as silt and fine sand-size clay peloids. It is often replaced by blocky dolomite or cryptocrystalline silica. Locally, the matrix contains significant amounts of detrital silt, such as quartz, feldspar, micas, and celadonite grains. Clay intraclasts are rarely found. They occur mixed with carbonate particles and are commonly replaced by dolomite. Compacted clay intraclasts locally fill interparticle porosity as clay pseudomatrix.

4.3 Diagenetic phases

Dolomite, silica, and calcite are the main diagenetic constituents in the resedimented carbonate reservoirs. Dolomite is the main diagenetic constituent in six of the seven wells. Only well C1 contains a silica content higher than dolomite. The volume of diagenetic calcite is limited, standing out only in well A2 as macrocrystalline (> 0.12 mm) interparticle cement. MacrocrySTALLINE calcites are commonly filling fractures in calcite intraclasts. Locally, calcite occurs as a microcrystalline replacement constituent, replacing and displacing the clay envelopes of ooids. Some samples display rims of blocky calcite covering the intraclasts.

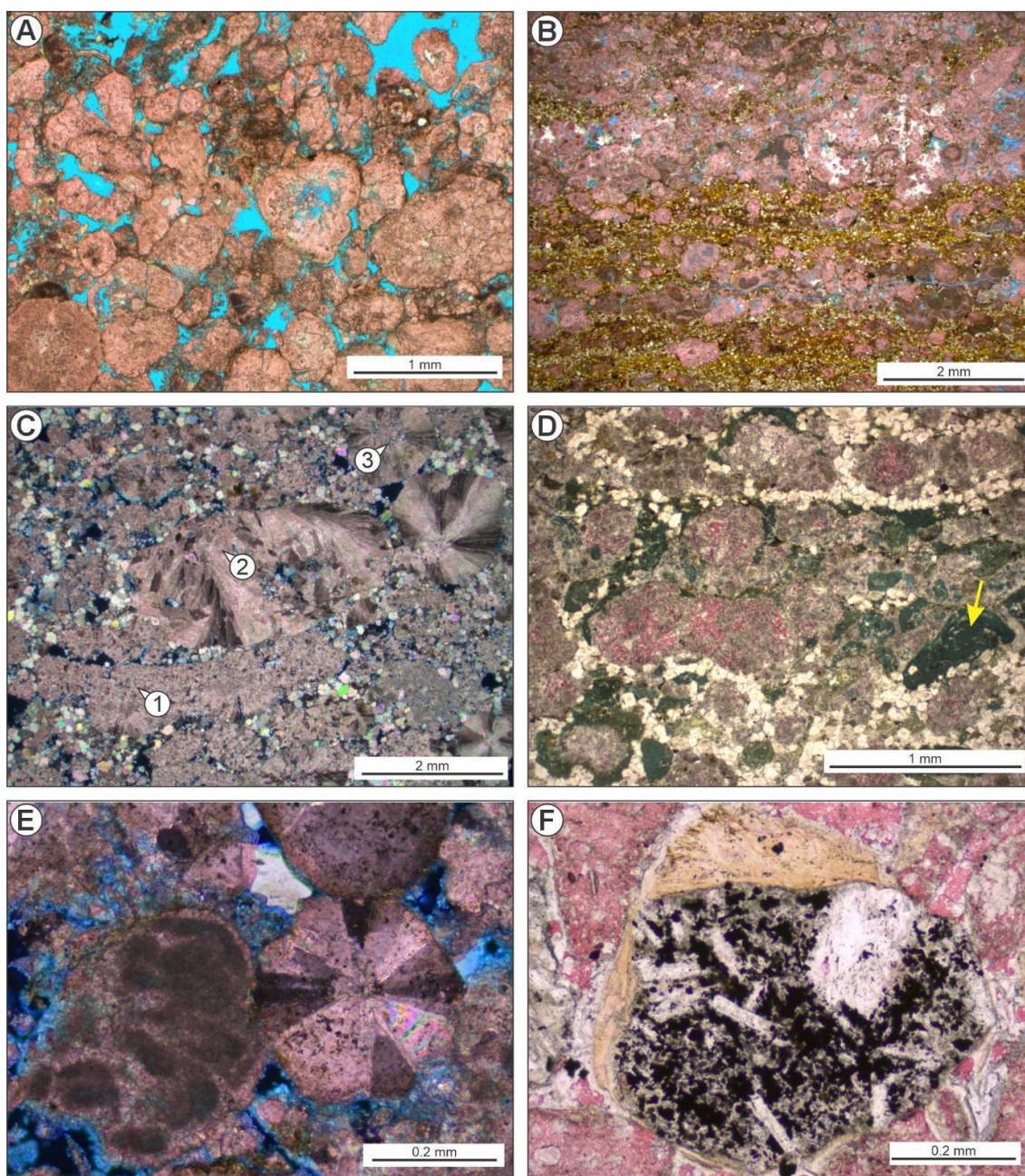


Figure 6: Textural and compositional aspects of the analysed resedimented deposits. (A) Calcarenite composed of calcite intraclasts with preserved interparticle porosity. Uncrossed polarizers (//P). (B) Laminated intraclastic calcarenite with peloidal clay laminations intensely replaced by dolomite. Silica patches fill interparticle pores in the intraclastic laminae (//P). (C) Calcite intraclasts with macrocrystalline (1), fascicular (2), and spherulitic (3) textures. Blocky dolomite partially fills the interparticle porosity. Crossed polarizers (XP). (D) Hybrid calcarenite with partially dissolved clay intraclasts (yellow arrow) cemented by blocky dolomite (//P). (E) Intraclast with clotted texture, suggestive of microbial origin (left) and spherulitic intraclast (right;

XP). (F) Clay ooid with volcanic nucleus, and a single discontinuous envelope (//P).

Blocky dolomite occurs abundantly, both as an intraparticle constituent, replacing calcite intraclasts and other primary constituents (34.5%), and filling interparticle porosity (32.2%; Fig. 7A). In wells B1 and B3, blocky dolomite is also commonly observed replacing the clay matrix and pseudomatrix from the compaction of clay intraclasts (Fig. 7B). Matrix-replacive blocky dolomite can be distinguished from blocky dolomite that fills primary interparticle porosity by the arrangement of the crystals. The replacive variety preserves some alignment reflecting the original lamination of the matrix, whereas the pore-filling dolomite typically nucleated along the edges of the particles, as also described by Schrank et al. (2024).

Blocky dolomite also largely replaced the clay peloids among the calcite intraclasts, as well as those included in the calcite aggregates. Saddle dolomite commonly occurs as a pore filling, but also as a matrix replacement constituent. Larger volumes of saddle dolomite occur in field B and in well A2 (Fig. 7C). Pseudomorphic dolomite replacement of the original calcite fabric of the intraclasts stands out in well A2 (Fig. 7D).

Silica habits include cryptocrystalline silica, microcrystalline quartz, fibrous-radiated chalcedony, as well as coarsely crystalline quartz (macrocrystalline, coarse mosaic, prismatic and drusiform; Figs. 7E and 7F). Cryptocrystalline silica preferentially replaced the laminated clay matrix and peloids. Microcrystalline (< 0.12 mm) quartz replaced the carbonate particles and filled the interparticle porosity, often obliterating the pre-compaction interparticle pore space. Chalcedony is abundant as cement in the resedimented deposits, commonly forming fibro-radiated aggregates and rims covering the carbonate particles, but also frequently replacing the framework constituents. Coarsely crystalline quartz mostly filled the dissolution secondary porosity, such as vuggy, channel, and fracture pores. However, drusy and macrocrystalline quartz are also observed filling primary interparticle porosity.

Other diagenetic constituents are rare (max. 5% of volume, in few samples) and consist of pyrite, dawsonite, barite and chlorite. Pyrite, the most abundant among these minor constituents, commonly occurs replacing clay matrix, peloids, and intraclasts with microcrystalline and framboidal habits. Dawsonite occurs in fibrous, fibro-radiated and, less commonly, prismatic forms, replacing matrix and locally filling dissolution porosity. Dawsonite is relatively common in field C but absent in field B. Prismatic barite occurs filling primary and secondary porosity. The occurrence of chlorite was identified with the aid of QEMSCAN (Fig. 8) in a single thin section as interparticle pore-filling constituent.

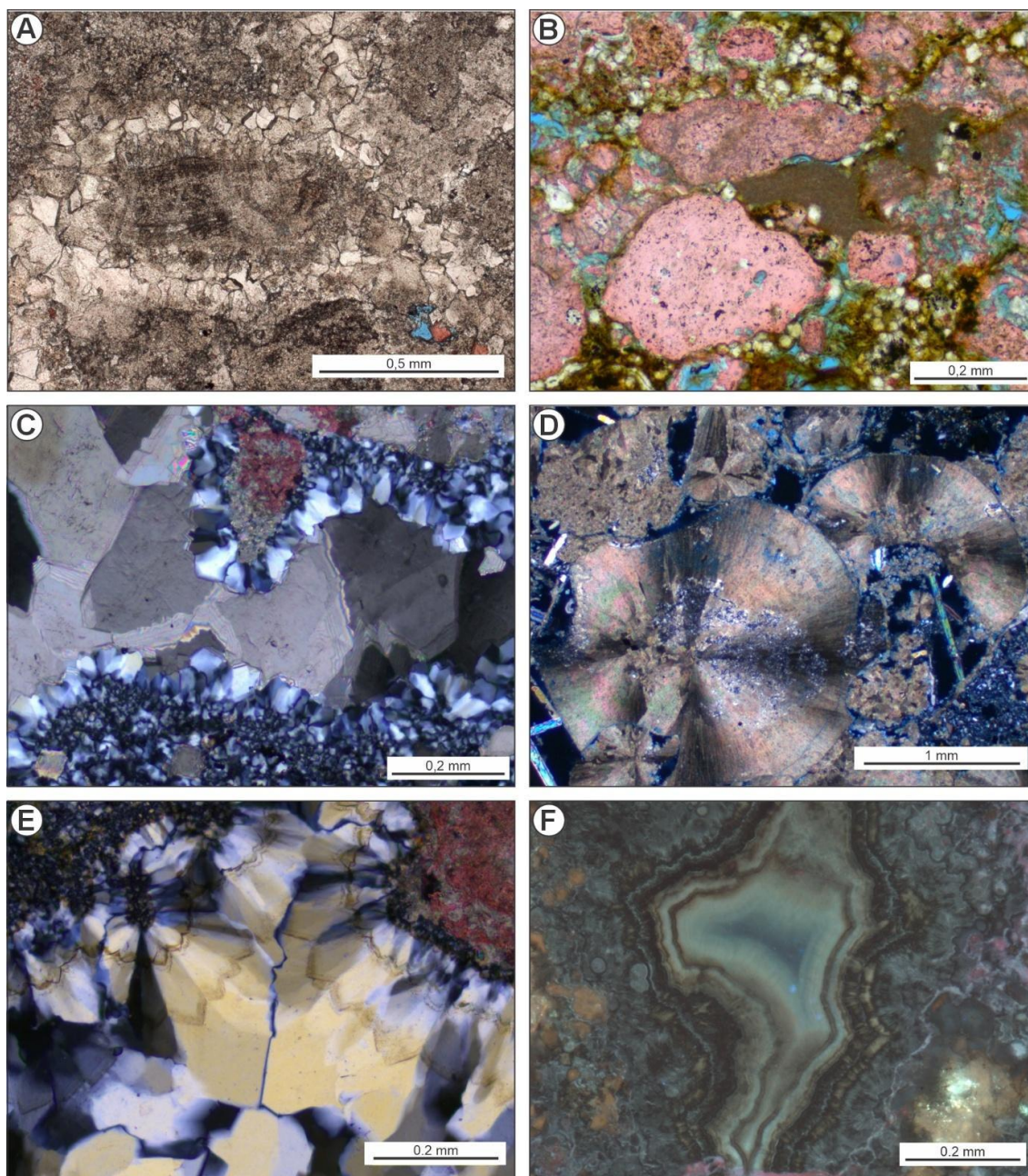


Figure 7: Main diagenetic constituents of resedimented deposits. (A) Dolomitized carbonate intraclast and blocky dolomite filling interparticle porosity (//P). (B) Blocky dolomite replacing clay matrix (//P). (C) Saddle dolomite, precipitated upon macrocrystalline quartz, filling vuggy porosity (XP). (D) Spherulitic intraclasts replaced by pseudomorphic dolomite, partially dissolved (XP). (E) Microcrystalline quartz replacing the margins of the intraclasts, prismatic quartz rims covering the particles and macrocrystalline quartz filling interparticle porosity (XP). (F) Chalcedony lining vuggy

pore in UV epifluorescence. The different silica growth phases are marked by oil inclusions. The center of the pore is filled with macrocrystalline quartz.

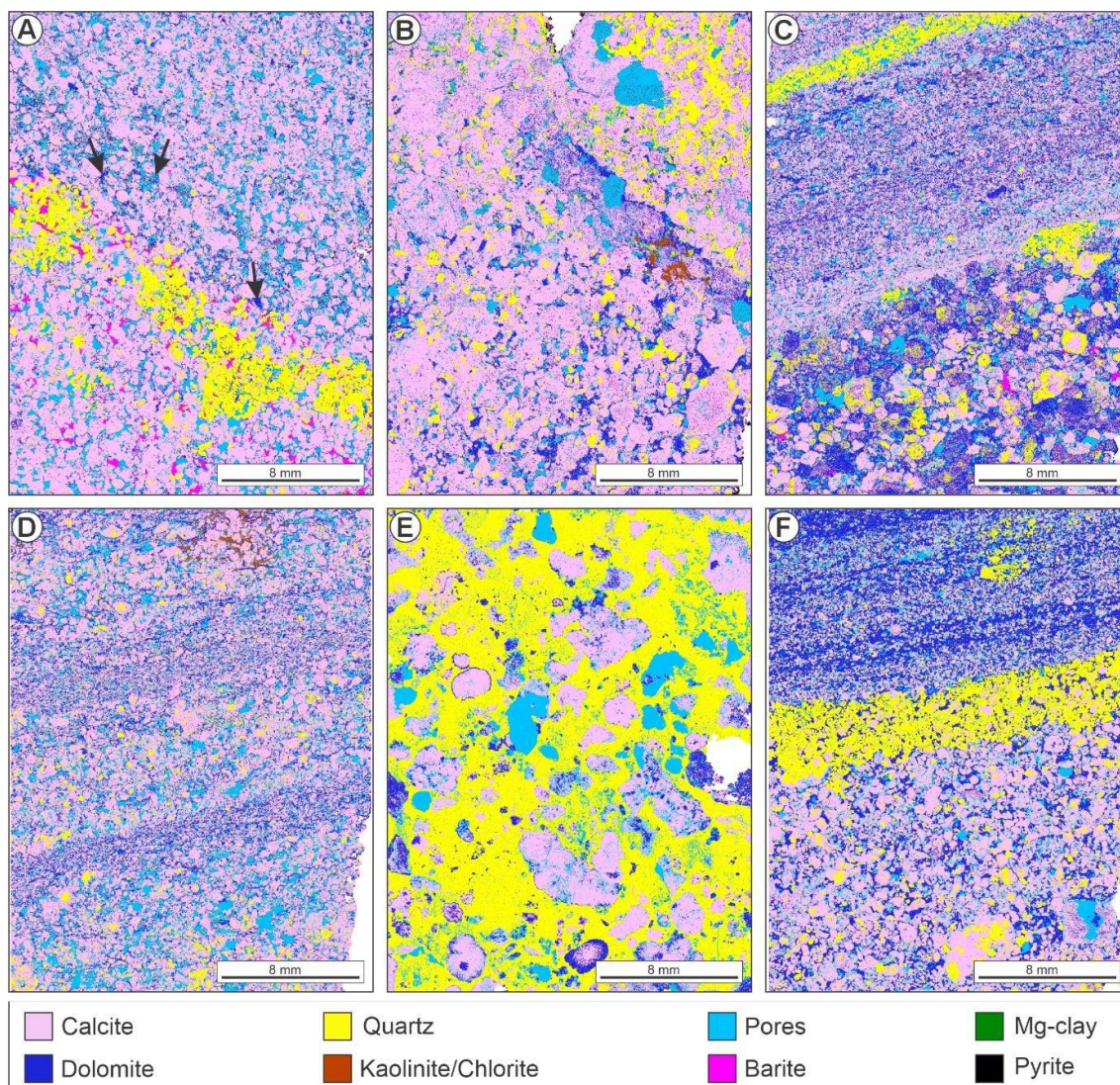


Figure 8: QEMSCAN images showing structural, textural, and fabric features characteristic of the analyzed resedimented deposits. (A) Intraclastic calcarenite with an irregular silicified level. Remnants of laminated clay matrix replaced by dolomite (black arrows), and abundant barite filling interparticle porosity. (B) Rudaceous calcarenite partially cemented by quartz and dolomite. Kaolinite/chlorite replacing remnants of the clay matrix. (C) Contact between fine intraclastic-peloidal calcarenite and very coarse massive intraclastic calcarenite. Dolomite replacing the original matrix. The coarser portion is composed of carbonate intraclasts, with dolomite and quartz filling interparticle porosity. (D) Intraclastic-peloidal calcarenite with slightly dolomitized levels marking irregular lamination. Kaolinite/chlorite patches filling interparticle porosity. (E) Intensely

silicified calcirudite, with several particles replaced by silica. Silica filling interparticle porosity. Moldic porosity formed by dissolution of carbonate intraclasts. (F) Laminated medium- to fine-grained calcarenite with interparticle porosity cemented by dolomite. A silicified level marks the contact between the two grain-size intervals.

4.4 Fluid inclusions

Aqueous and oil fluid inclusions association (FIA) hosted in diagenetic constituents from the resedimented carbonates were analyzed (Fig. 9). Three analyzed samples are from well C1, and one from well B1. The diagenetic phases analyzed are interparticle pore-filling and fracture-filling blocky dolomite, macrocrystalline calcite, prismatic quartz, saddle pore-filling, and matrix-replacive dolomite. The characteristics of the FIs in specific analyzed constituents can be summarized as follows:

Fluid inclusions from three FIAs in pore filling blocky dolomite at well B1 (6056.62 m) show relatively narrow Th variation within individual FIAs. Each assemblage presents three fluid inclusions analyses. The FIAs consisting of primary aqueous inclusions showed Th values between 51 and 62 °C, with salinity levels in individual assemblages ranging from 17–18 wt% NaCl equivalent (evaporitic-influenced).

Fluid inclusions from one FIA with only one secondary oil inclusion in diagenetic calcite (undetermined habit) at well C1 (4944.55 m) displayed orange-white fluorescence and Th of 102 °C.

Fluid inclusions from four FIAs in pore-filling prismatic quartz at well B1 (6056.62 m) show relatively large homogenization temperature (Th) variation within individual FIAs. Each assemblage contained between 10 and 5 fluid inclusions. The FIA of primary gas condensate showed a Th_{vapor} of 81–90 °C, that coexists with biphasic aqueous inclusions with large vapor bubbles with a Th_{vapor} of 75–77 °C, for which salinity could not be measured. Additionally, the three FIAs

of primary oil, presenting white, yellow, yellow-white and blue-green fluorescence colors, displayed a Th range of 47–100 °C, that coexists with aqueous inclusions that had a Th of 78–100 °C and salinity of 17–22 wt% (evaporitic-influenced).

Fluid inclusions from thirteen FIAs in pore-filling prismatic quartz at well C1 (4963.52, 4944.55 and 4977.66 m) show relatively large homogenization temperature (Th) variation within individual FIAs. Each assemblage contained between 13 and 1 fluid inclusions. The four FIAs of primary oil, presenting white and orange fluorescence colors, displayed a Th range of 54–143 °C. The two FIAs of pseudosecondary oil, presenting white and orange fluorescence colors, displayed a Th range of 75–124 °C. There are also three heterogeneous pseudosecondary FIAs presenting monophasic and biphasic aqueous fluid inclusions that had a Th of 48–141 °C and salinity of 12–19 wt% (evaporitic-influenced). One pseudosecondary FIA consisting of aqueous inclusions showed Th values between 49 and 85 °C, with salinity levels in individual assemblages ranging from 16–21 wt% (evaporitic-influenced). Finally, one FIA of secondary oil with orange fluorescence colors, exhibited a Th of 71 °C; while two others secondary FIAs of aqueous inclusions had a Th of 97–150 °C and salinity of 14 wt% (evaporitic-influenced).

Fluid inclusions from four FIAs in replacive blocky dolomite at well C1 (4977.66 m) show relatively large Th variation within individual FIAs. Each assemblage contained between three and one fluid inclusions. The three FIAs consisting of primary oil inclusions showed Th values between 49 and 93 °C, presenting three fluorescence colors: white, yellow, and blue-white. The secondary FIA presents white fluorescence and Th of 52 °C.

Fluid inclusions from four FIAs in pore-filling saddle dolomite at well C1 (4963.52 m) show relatively large Th variation within individual FIAs. Each assemblage contained one fluid inclusion. The FIAs consisting of secondary oil inclusions showed Th values between 86 and 124 °C, presenting three fluorescence colors: white, yellow, and blue.

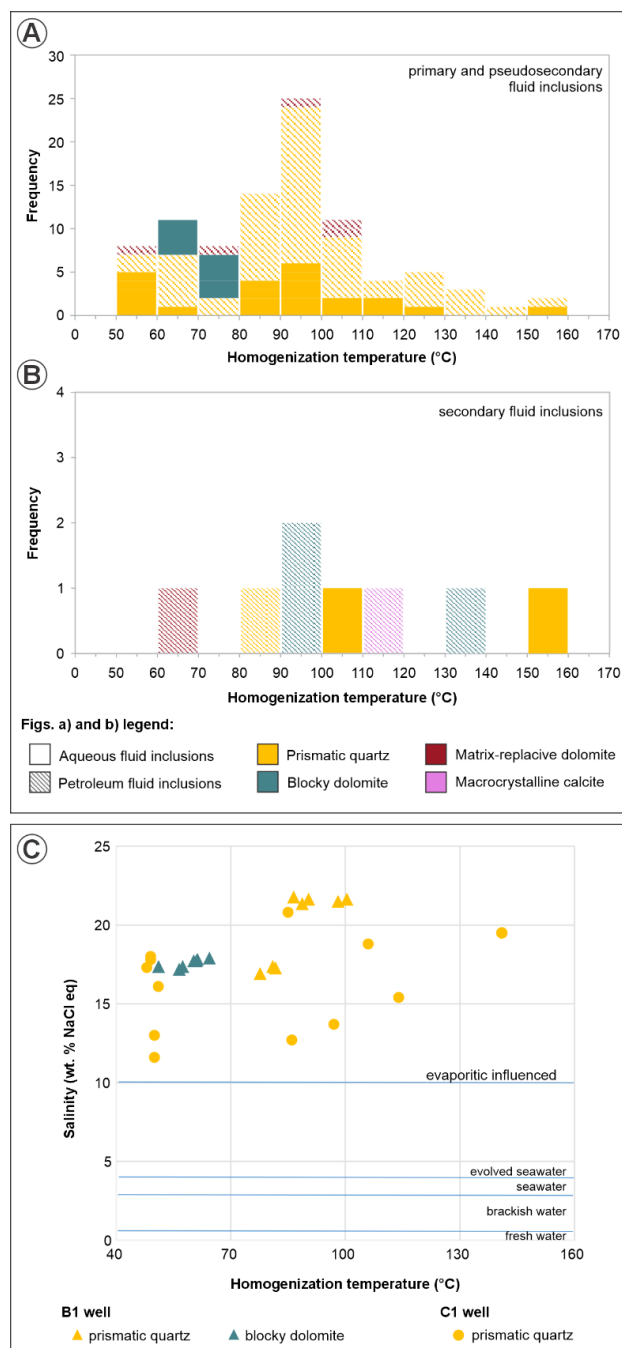


Figure 9: Homogenization temperatures (°C) histograms of aqueous (solid colors) and petroleum (hatched colors) fluid inclusions hosted in diagenetic mineral phases from the Barra Velha Formation of Santos Basin, Brazil. (A) Primary and pseudo-secondary fluid inclusions. (B) Secondary fluid inclusions. (C) Homogenization temperature (°C) versus salinity (wt% NaCl eq.) cross plot for aqueous primary and pseudo-secondary fluid inclusions. Salinity varies in the range of 11.6–21.8 wt% eq. NaCl.

4.5 Porosity

The most common type of porosity in the resedimented deposits consists of intraparticle pores generated by partial dissolution of the carbonate intraclasts (34.8% of total quantified pore volume), followed by interparticle (30.4%), vuggy (20.3%), and porosity from dissolution and shrinkage of clay and peloidal matrix (13.7%). Interparticle porosity in the analyzed rocks is essentially primary. However, in some resedimented deposits with matrix, interparticle porosity was created by matrix dissolution, or is intercrystalline, among dolomite crystals that previously replaced the original clay matrix. Other minor pore types in these lithologies include vuggy, fracture and channel pores. Fracture, vuggy, and channel pores can be underestimated in petrographic analyses, because thin section preparation typically targets more massive areas of the rock, avoiding zones with fractures and larger vugs. In these cases, visualization of the sample in micro-CT images proves valuable for observing the pore system and interpreting permeability values (Fig. 10).

4.6 Reservoir petrofacies

The resedimented deposits of the Barra Velha Formation were classified into ten reservoir petrofacies. The defined petrofacies reflect variations in the intensity of diagenetic processes, including cementation, replacement, and compaction. This section presents the main diagenetic and porosity characteristics of each petrofacies, with implications for reservoir quality.

IntracPor petrofacies correspond to resedimented “intraclastic” samples with more than 15% of interparticle and non-fabric selective porosity (Table 3; Fig. 10C and D). This petrofacies represents 11.89% of the studied thin sections. The pore types in this petrofacies include interparticle, intraparticle, vuggy, and fracture pores. The average interparticle and non-fabric selective porosity is

17.43%, while the average petrophysical porosity is 18.25%. The average permeability is 390.6 mD.

Petrofacies with compaction as the main diagenetic modifier (**IntracComp**, **IntracCompDol**, and **IntracCompPor**) are represented by samples with low interparticle volume (<35%), abundance of concave-convex and sutured contacts, stylolites, grain fractures, and locally, pseudomatrix formed by the compaction of soft clay intraclasts. IntracComp and IntracCompDol petrofacies (Fig. 10E and F), with less than 10% of connected porosity, present predominantly framework dissolution intraparticle porosity (4.58 and 4.68% respectively), with lower permeability values for IntracCompDol petrofacies. Among the defined reservoir petrofacies, IntracCompPor, with interparticle porosity between 10 and 15%, presents the second-best average of permeability values. The main type of porosity in this petrofacies is interparticle, followed by intraparticle and vuggy porosity.

Dolomitized petrofacies (**IntracDol** and **IntracDolPor**) present more than 10% of dolomite filling interstitial pores. IntracDolPor petrofacies (Fig. 10G and H) shows between 10 and 15% of interparticle and non-fabric selective porosity. The average porosity of the IntracDolPor petrofacies is 11.5% and the maximum is 14%, while the porosity values for the IntracDol petrofacies are 4.7% in average and 9.5% maximum. IntracDolPor presents the third highest average permeability values (avg. 273.27 mD; max. 1600 mD). This occurs where dolomite cementation creates a network of intercrystalline pores, partially enlarged by slight dolomite dissolution.

Silicified petrofacies (**IntracSil**, **IntracSilPor**, and **IntracDolSilPor**) correspond to samples with interstitial silica, both filling the interparticle porosity and subordinately replacing clay matrix and peloids. In the IntracSil (Fig. 10I and J) and IntracSilPor petrofacies, moldic and intraparticle pores prevail, commonly lined by silica cementation, which frequently leads to moderate porosity, but low permeability values. Locally, micro-CT reconstructions reveal fractured zones

within the silicified petrofacies, which may act as conduits, significantly enhancing permeability in these intervals (Fig. 10). IntracSil petrofacies presents 3% average and 9.5% maximum of connected porosity, and average permeability of 34.18 mD (max. 501.9 mD). IntracSilPor is the petrofacies with the smallest number of samples (only 4), with only two samples tested by RCAL, and therefore the permeability values may not be representative. The IntracDolSilPor petrofacies contain similar volumes of interparticle dolomite and silica, with an average connected porosity of 11.2% and a maximum of 15%. IntracDolSilPor petrofacies show average permeabilities of 39.7 mD and a maximum of 64 mD.

Table 3: Average and maximum values of the main types of pores described by petrography analysis (framework, interparticle, vuggy, total connected pores - without framework porosity, total petrographic porosity. The last 5 columns refer to RCAL data from plugs at the same depths of the studied thin sections.

Petrofacies	#	# (%)	Avg. Framework Pores	Max. Framework Pores	Avg. Interparticle Pores	Max. Interparticle Pores	Avg. Vuggy Pores	Max. Vuggy Pores	Avg. Total Petrographic Connected Porosity	Max. Total Petrographic Connected Porosity	Avg. Petrographic Total Porosity	Max. Petrographic Total Porosity	Avg. Petrophysical Porosity	Max. Petrophysical Porosity	# RCAL	Avg. Permeability (mD)	Max. Permeability (mD)
IntracCal	14.0	4.3	0.7	4.7	1.1	8.0	0.6	8.0	1.8	8.5	2.6	8.5	5.4	5.4	1.0		
IntracComp	24.0	7.3	4.6	23.0	2.5	6.3	1.1	7.5	5.0	9.5	9.6	26.3	13.2	23.6	13.0	47.0	373.1
IntracCompDol	26.0	7.9	4.7	8.0	2.6	8.0	0.6	6.5	4.1	9.0	8.8	13.7	13.4	19.6	18.0	11.2	61.5
IntracCompPor	16.0	4.9	3.9	10.0	7.8	14.0	2.1	8.0	11.4	14.0	15.2	20.0	17.0	25.3	12.0	322.3	1700.0
IntracDol	95.0	29.0	3.7	15.0	1.8	8.7	0.8	7.0	4.7	9.5	8.3	17.5	14.3	31.7	61.0	23.6	716.1
IntracDolPor	42.0	12.8	3.2	6.5	5.3	13.4	3.5	10.0	11.5	14.0	14.7	20.0	15.8	22.2	27.0	273.3	1600.0
IntracDolSilPor	9.0	2.7	3.8	7.0	5.3	10.0	5.1	10.0	11.2	14.0	15.1	17.0	14.8	19.4	6.0	39.8	64.0
IntracPor	39.0	11.9	3.7	12.0	9.1	25.0	5.9	20.0	17.4	27.0	21.2	30.5	18.2	32.6	29.0	390.6	2750.0
IntracSil	59.0	18.0	4.8	16.0	0.8	8.5	1.9	9.0	3.0	9.5	7.8	20.0	9.8	25.4	28.0	35.2	501.9
IntracSilPor	4.0	1.2	5.1	8.0	1.9	3.0	9.9	13.0	11.8	13.5	16.9	19.5	9.1	14.4	2.0	0.6	1.1

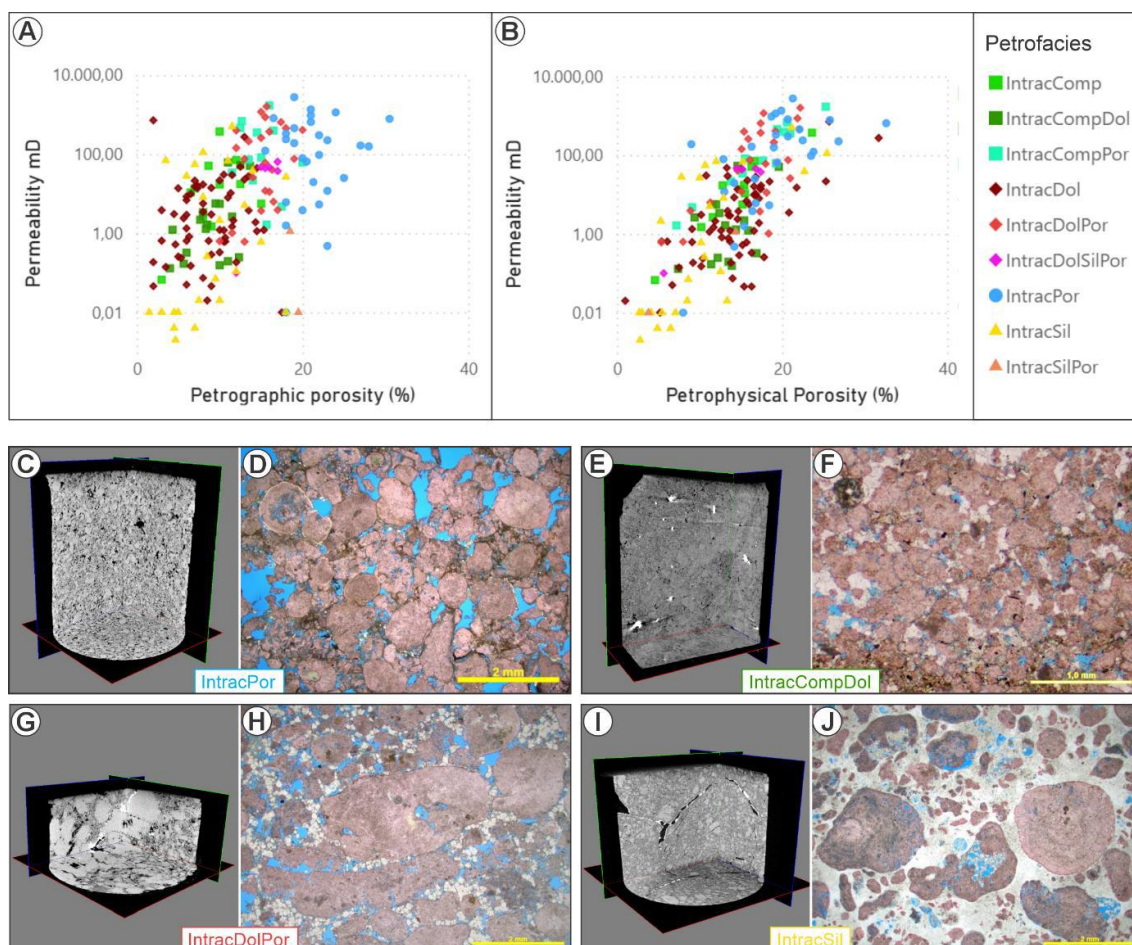


Figure 10: Integration of petrographic, RCAL, and micro-CT data for the main petrofacies. (A) Cross-plot of porosity observed in petrographic analysis vs. RCAL permeability. (B) Cross-plot of RCAL porosity and permeability. (C) 3D micro-CT reconstruction and (D) thin section image corresponding to the IntracPor petrofacies. (E) and (F) IntracCompDol petrofacies. (G) and (H) IntracDolPor petrofacies. (I) and (J) IntracSil petrofacies.

5. Discussion

5.1. Depositional processes

The resedimented deposits in the pre-salt sag section of the Santos Basin are predominantly characterized by massive structures with moderate to good sorting, contrasting with typical features expected from high-energy depositional environments (Tucker and Wright, 1990). The dominant lack of depositional

structures in these deposits provides important constraints on depositional mechanisms. While features of tractive processes characteristic of surface waves and currents, such as low-angle cross-stratification, hummocky cross-stratification, and current or wave ripples have been documented in specific areas (e.g., Fragoso et al., 2023; Medeiros et al., 2024), the pre-salt resedimented deposit show dominantly massive structure. On the other hand, their redeposition by gravitational processes, as proposed by Barnett et al. (2021) and Wright (2022), seems to have been limited to few areas, as they are mostly distributed on top of structural highs, and not adjacent to them, and considering that subaerial exposure features are nearly absent in the section. The definition of the average and maximum water depth of the Aptian pre-salt lake is still a matter of considerable debate (e.g., by Wright and Barnett, 2017; Wright and Rodriguez, 2018; Pietzsch et al., 2018; 2020; Wright, 2022; Christ et al., 2025).

The widespread distribution of these deposits across the Santos and Campos basins in eastern Brazilian margin (e.g. Herlinger et al., 2017; Wright and Barnett, 2017; Lima and De Ros, 2019; Barnett et al., 2021; Carramal et al., 2022; Carvalho et al., 2022), and Kwanza Basin in Angola (e.g. Saller et al., 2016; Sabato Ceraldi and Green, 2017) further suggests a regionally significant process rather than localized sedimentary events (Altenhofen et al., 2024; 2026). This distribution and the depositional structure of most of the pre-salt resedimented deposits have stimulated Altenhofen et al. (2024; 2026) to propose internal waves of the chemocline of the pre-salt stratified (meromictic) alkaline lacustrine system as the main mechanism for their generation. Internal waves have been identified as important agents of resedimentation in lacustrine and marine environments (Apel *et al.* 2007; Preusse et al., 2010; Bádenas *et al.* 2012; Pomar et al. 2012), and provide a viable mechanism to account for the recurrent intercalation of resedimented and *in situ* deposits and their widespread distribution across the Santos, Campos, and Kwanza basins (Altenhofen et al., 2024; 2026).

5.2 Paragenetic evolution

The diagenetic processes of resedimented deposits from the sag section of the Santos Basin are the main control on their reservoir quality. The integrated approach, combining systematic petrography, fluid inclusion microthermometry, micro-computed tomography, and reservoir petrofacies analysis, contributed to understanding the diagenetic evolution of these rocks, and their relations with reservoir quality and basin evolution.

Dolomite and silica cementation, along with compaction, are the main diagenetic processes impacting the reservoir quality of the pre-salt resedimented reservoirs. Both dolomite and silica precipitation occurred under diverse conditions, as suggested by their paragenetic relations and distribution patterns. The presence of heterogeneous aqueous fluid inclusions (liquid and liquid+vapor) entrapped at low temperatures in an evaporative context is indicative of eodiagenesis. The wide range of homogenization temperatures supports the occurrence of multiple events of dolomite and silica precipitation (Fig. 11A) and indicates post-trapping stretching re-equilibration processes (Goldstein and Reynolds, 1994; Goldstein, 2001) in some fluid inclusion assemblages (FIAs), which re-equilibrated the original entrapment temperatures to a gradation of higher values. For FIAs with clear evidence of stretching, only the minimal T_h mode of aqueous FIAs was considered representative of the original entrapment conditions.

Dolomite commonly occurs as blocky and saddle habits replacing and cementing the resedimented deposits. Dolomite precipitation in alkaline lacustrine deposits is well documented in the literature (Last, 1990; Hirst, 1995; Guo et al., 2023; Tosca and Tutolo, 2023) and is often interpreted as the result of alteration of magnesium-rich clay minerals (Tutolo and Tosca, 2018; Li et al., 2023). Homogenization temperatures measured in primary aqueous inclusion hosted by cementing blocky dolomites from well B1 presented narrow distribution between 51 and 62 °C in evaporitic-influenced context, indicating precipitation during the initial stages of burial diagenesis (Immenhauser, 2022). Paragenetic relationships suggest that blocky dolomite precipitated before compaction (Fig.

11B), in some samples, and post-compaction (Fig. 11C), in others. Replacive blocky dolomite, occurring as a replacement of intraclasts and clay matrix, contains oil inclusions with Th values between 49 and 93 °C, indicating replacement processes during both eodiagenesis and mesodiagenesis.

Late saddle dolomite precipitated during deeper burial diagenesis. These crystals are often filling fractures or vuggy pores in the resedimented deposits, also suggesting precipitation from late fluids, marked by secondary oil FIAs with minimal Th of 86 and 124 °C. The paragenetic relations of saddle dolomite, post-dating compaction and other interparticle pore-filling phases, reinforces its origin under mesodiagenetic or hydrothermal conditions (Machel, 1987; Spötl and Pitman, 1998). Lima et al. (2020) associated the presence of saddle dolomite, with other minerals such as macrocrystalline calcite, mega-quartz, Sr-barite, celestine, fluorite, dickite, sphalerite, galena, and other metallic sulfides, to a hydrothermal system with some analogy to carbonate-hosted Pb–Zn Mississippi Valley (MVT) and Irish-type ore deposits.

The larger amount of macrocrystalline calcite cement in Well A2 may be related to a particular primary composition of the Barra Velha Formation basal section. These hybrid arenites contain abundant volcanic clasts, which may be one of the sources of Ca for the abundant precipitation of interparticle calcite in these rocks. The hybrid rocks exhibit intense compaction, characterized by tight grain packing and abundant concave–convex and sutured interparticle contacts, indicative of dissolution by chemical compaction. Calcite cementation likely occurred after compaction, obliterating the interparticle porosity of these rocks (Fig. 11G). Calcite also occurs in smaller volumes as an eodiagenetic constituent, replacing the clay envelopes of ooids and covering the intraclasts as rims of blocky crystals. These rims are commonly dissolved or replaced during later diagenetic evolution.

At least two phases of silicification occurred during the early diagenetic stage and another silicification phase took place during late diagenesis. The

earliest and most abundant phase occurs as interparticle pore-filling silica cement. This phase was associated with the release of Si from the dissolution of abundant magnesian clays of the *in situ* associated deposits. This initial and most significant silicification process preceded hydrocarbon charge and the arrival of organic acids (Christ et al., 2025). The dissolution of Mg-clays was interpreted as the main source of Mg^{2+} and $Si^{4+}(aq.)$ for the silicification and dolomitization of pre-salt deposits (Tosca and Wright, 2015), since Mg-clays are known to be chemically labile and prone to rapid destabilization and dissolution during diagenesis (Deocampo, 2015; Tosca and Masterson, 2014; Tosca and Wright, 2015).

The eodiagenetic precipitation of silica is favored over dolomite precipitation by a decrease in Mg^{2+} concentration or a slight decrease in pH. These conditions promoted early cementation of the resedimented deposits by microcrystalline silica prior to compaction, thereby preserving significant interparticle volume (Fig. 11D). According to Wright and Barnett (2015), early silica nodules and layers in the Barra Velha Formation would have originated from the precipitation of silica gels during freshening episodes of the lake waters and a decrease of pH. However, given the large extent of the pre-salt lake system, encompassing several South Atlantic basins, it is unlikely that the input of meteoric fluids into the basin alone could have caused the frequent early silicification episodes observed throughout the lacustrine system (Schrack et al., 2024). The coexistence of gas condensate, light oil, and evaporitic-influenced aqueous fluids in prismatic quartz suggests an alternative to Wright and Barnett's freshening hypothesis. Rather than precipitation from gels during freshening episodes, fluid inclusion data indicate eodiagenetic silica precipitation (replacement and cementation) under sustained evaporitic lake conditions, without drastic changes in water chemistry.

A second silicification style that occurred during the early diagenetic stage may be linked to the shallow percolation of hydrothermal fluids prior to the deposition of the thick salt section. Schmidt et al. (2025) identified an early

hydrothermal, atypical petroleum system (*sensu* Magoon and Dow, 1994) in rocks of the Barra Velha Formation, based on the occurrence of fluid inclusions containing condensate gas coexisting with light oil (heterogeneous trapping). Guzzo et al. (2018) also previously described an atypical petroleum system in the Barra Velha Formation, evidenced by the presence of a wide range of fluid inclusion homogenization temperatures (50–160 °C) hosted in early diagenetic cements, along with molecular indicators of oil biodegradation in pre-salt oils. Abundant oil inclusions and some heterogeneous aqueous pseudosecondary inclusions in early cements are common at certain analyzed depths, particularly within eodiagenetic pore-filling prismatic quartz and chalcedony (Fig. 11E). If the generation of this early oil charge is indeed related to a hydrothermal system, its paragenetic relations (occurring within pre-compaction cements) support the interpretations of Guzzo et al. (2018) and Schmidt et al. (2025) of an early-stage hydrothermal alteration of the pre-salt rocks. Hydrothermal systems can also promote silicification through the formation of organic acids produced by the thermal degradation of organic matter (Tosca and Wright, 2015).

There is no clear correlation between the salinity and temperature of fluid inclusions (Fig. 9C). Salinities are less variable in well B1 compared to well C1. All salinity values above 10 (wt% NaCl eq) indicate fluids influenced by highly evaporitic conditions. Salinity between 15–10 wt% NaCl eq may indicate mixing between saline connate fluids and pulses of brackish juvenile fluids, as suggested by Schmidt et al. (2025). These brackish juvenile fluids likely percolated laterally and vertically through reservoir interval carrying droplets of hydrothermal oil. Based on associated oil and aqueous fluid inclusion assemblages, Schmidt et al. (2025) identified multiple episodes of petroleum generation-migration in some Barra Velha fields.

Late-stage silica precipitation is characterized predominantly by macrocrystalline, prismatic, and drusy quartz. Numerous studies have associated such coarse-crystalline quartz, which typically occurs filling non-selective porosity (fractures, vugs, and channels), with a late hydrothermal origin in the pre-salt

rocks (Lapponi et al., 2019; Teboul et al., 2019; Sartorato et al., 2020; Lima et al., 2020; Wennberg et al., 2021; Fernández-Ibáñez et al., 2022b; Basso et al., 2023). In the studied resedimented deposits, coarse crystalline quartz is found filling fractures (Fig. 11F), channel pores, and vugs, mainly in well C1. This process likely developed more brittle mechanical characteristics, making the rock more susceptible to fracturing. The early fracturing subsequently favored more intense fluid circulation during late diagenesis. Furthermore, the dissolution of carbonates and precipitation of silica were facilitated by the inverse solubility relationship between carbonates and silica under decreasing pH conditions associated with the inflow of more dilute hydrothermal fluids (Poros et al., 2017).

The diagenetic evolution of the wells studied in the fields A, B, and C reveals a broadly comparable paragenetic framework with intense dolomitization and silicification. Distinct diagenetic pathways occur in some wells due to particular depositional characteristics (presence of clay and peloids with magnesian matrix, or volcanic fragments) or due to the structural framework in which the well is located (structural lows or highs associated with major faults).

The A Field is characterized by multi-phase dolomitization, which constitutes the dominant diagenetic mechanism. Early pseudomorphic, microcrystalline, and lamellar dolomite preserved original depositional fabrics, while saddle dolomite filled pores during mesodiagenesis. Localized calcite cementation in hybrid arenites at the base of well A2 resulted in near-complete occlusion of primary porosity, forming diagenetic compartmentalization in resedimented reservoirs.

In the B Field, abundant Mg-clay matrix is preserved in well B1. Dolomitization is pervasive, occurring predominantly as blocky and saddle dolomite and exerts a moderate impact on pore network modification. Silicification is subordinate relative to the other fields and does not significantly overprint primary textures. Consequently, the reservoir quality in B Field is strongly

controlled by the interplay between matrix preservation and restrained diagenetic replacement.

The C Field exhibits the most complex and intense diagenetic overprint among the three areas. Silicification is the dominant process and occurs as a multistage sequence ranging from cryptocrystalline and chalcedonic replacement to late euhedral quartz precipitation. The presence of dawsonite, coupled with fabric-destructive silica phases, suggests episodic hydrothermal input. The resedimented deposits prevail in the C1 well. Despite extensive silica replacement, porosity remains locally preserved or enhanced through dissolution and fracturing, resulting in a complex but effective reservoir system.

Although all three fields share an initial mineralogical and depositional framework, their diagenetic divergence significantly influenced petrofacies evolution and reservoir performance which are discussed in sequence. B Field shows that the preservation of primary matrix content mixed with resedimented deposits controlled reservoir behavior. C Field contains intensely replaced rocks dominated by hydrothermal silica and late-stage mineral precipitation. The A field records a dolomite predominance with development of well-connected intercrystalline pore networks. These contrasts emphasize the role of structural positioning and lithological heterogeneity in determining reservoir quality in the pre-salt.

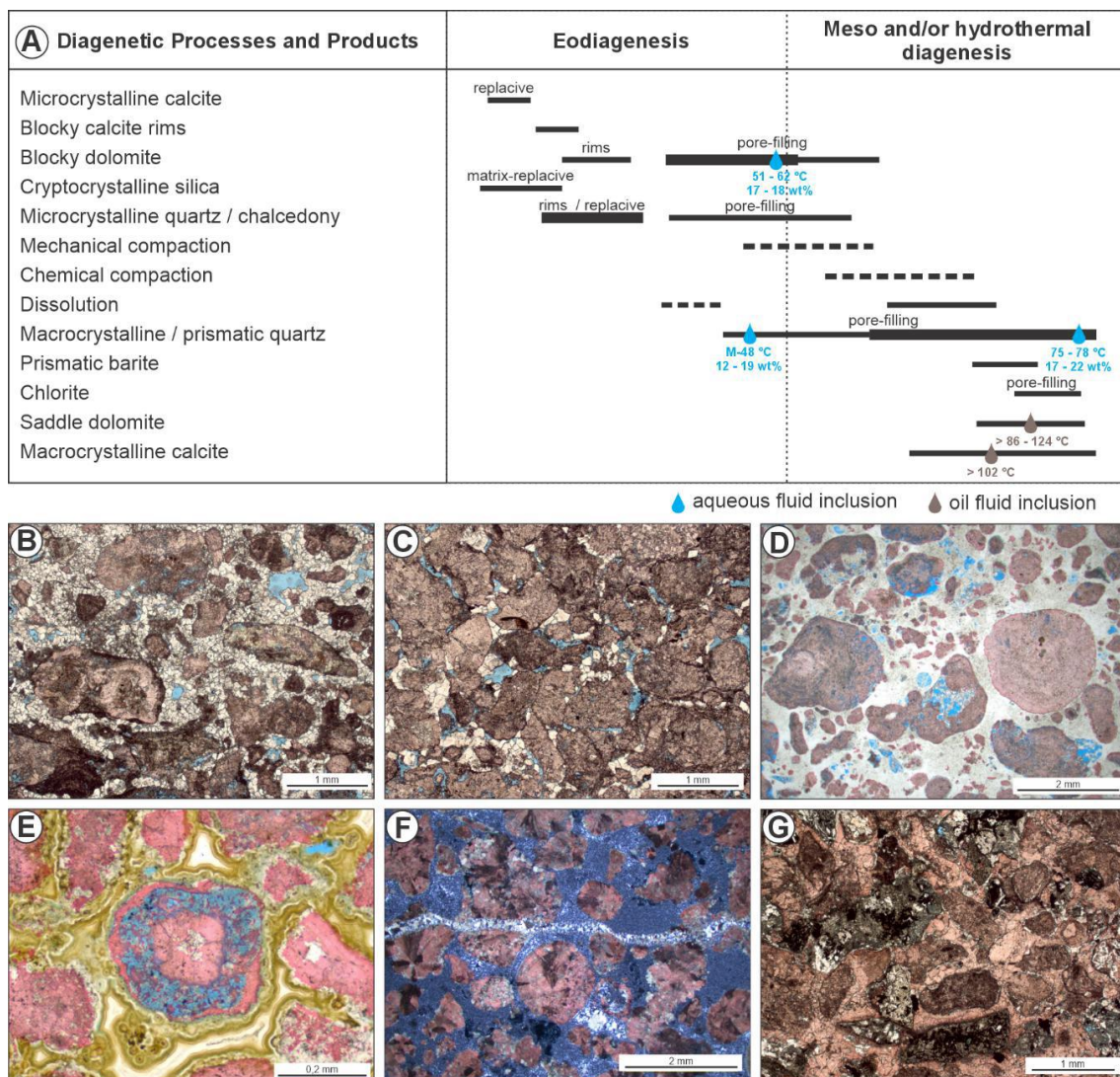


Figure 11: (A) Paragenetic sequence of the studied Barra Velha Formation resedimented deposits. The thickness of the lines corresponds to the intensity or abundance of the processes and products. Blue drops represent aqueous fluid inclusion microthermometry temperature values for original mineral precipitation conditions, and brown drops represent oil fluid inclusions. (B) Pre-compaction interparticle blocky dolomite (//P). (C) Syn-compaction and post-compaction interparticle blocky dolomite (//P). (D) Eodiagenetic, pre-compaction interparticle microcrystalline quartz cementation (//P). (E) Pre-compaction interparticle oil-impregnated chalcedony cementation (//P). (F) Prismatic quartz filling fracture in rock previously cemented by microcrystalline quartz (XP). (G) Macrocrystalline calcite filling the interparticle porosity in Well A2 (//P).

5.3 Diagenesis and reservoir quality

The primary porosity in the analyzed resedimented deposits is interparticle, as in many examples of the pre-salt carbonate rocks (Herlinger et al., 2017). Preserved porosity in pre-salt resedimented reservoirs is controlled far more by diagenetic evolution than by depositional texture. Unlike the *in situ* rocks of the Barra Velha Formation, where porosity is mainly secondary, generated by dissolution of the Mg-clay matrix (Schrang et al., 2024), the diagenetic processes had a mostly negative impact on porosity of the resedimented deposits. The scatter plots in Figure 12 demonstrate the impact of diagenetic constituents on porosity for the studied resedimented deposits. It is observed that the calcite-cemented rocks present low total porosity values. Dolomite shows no clear control over porosity loss. Silica displays a more evident negative correlation with porosity than dolomite in the analyzed thin sections.

The flowchart in Figure 13 illustrates the diagenetic pathways of the analyzed resedimented deposits, both with and without depositional matrix, and their classification into distinct reservoir petrofacies. This classification is critical for understanding reservoir quality distribution within the resedimented deposits of the Barra Velha Formation, as each petrofacies represents a combination of depositional and diagenetic features that control fluid flow and hydrocarbon storage.

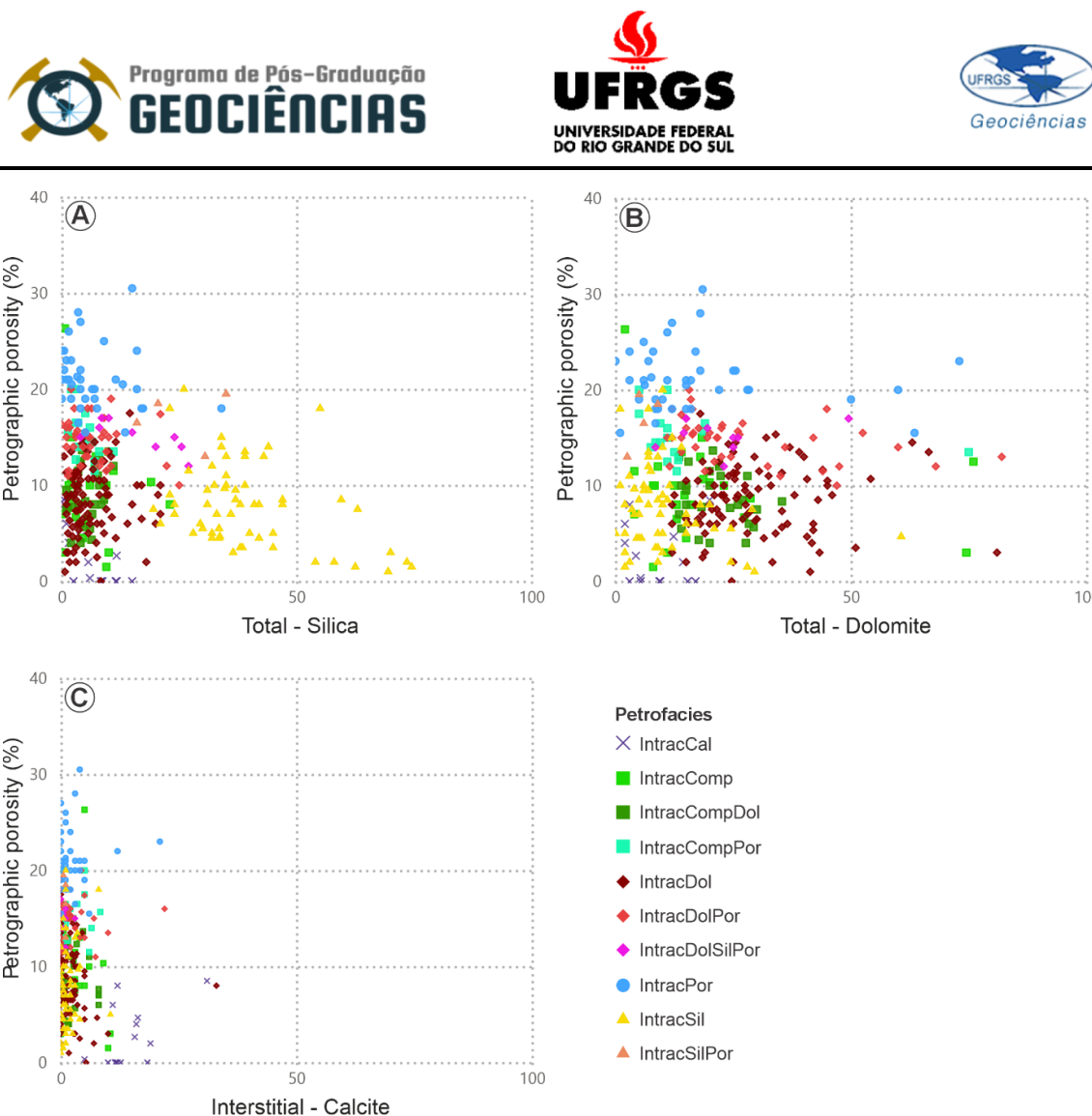


Figure 12: Cross-plots showing the relation of the main diagenetic constituents (A) silica, (B) dolomite, (C) calcite cement with porosity.

Some Barra Velha resedimented deposits were deposited with a magnesian clay matrix. This was promoted by incomplete winnowing of the syngenetic Mg-clay matrix during reworking of the *in situ* deposits, allowing the deposition of clay laminations intercalated among the intraclastic deposits. The scarcity of argillaceous intraclasts was interpreted by Altenhofen et al. (2026) as a product of the low cohesion of the Mg-clay matrix due to the lack of microbial colonization on the clay deposits. Compaction of the few clay intraclasts formed a clay pseudomatrix filling interparticle porosity.

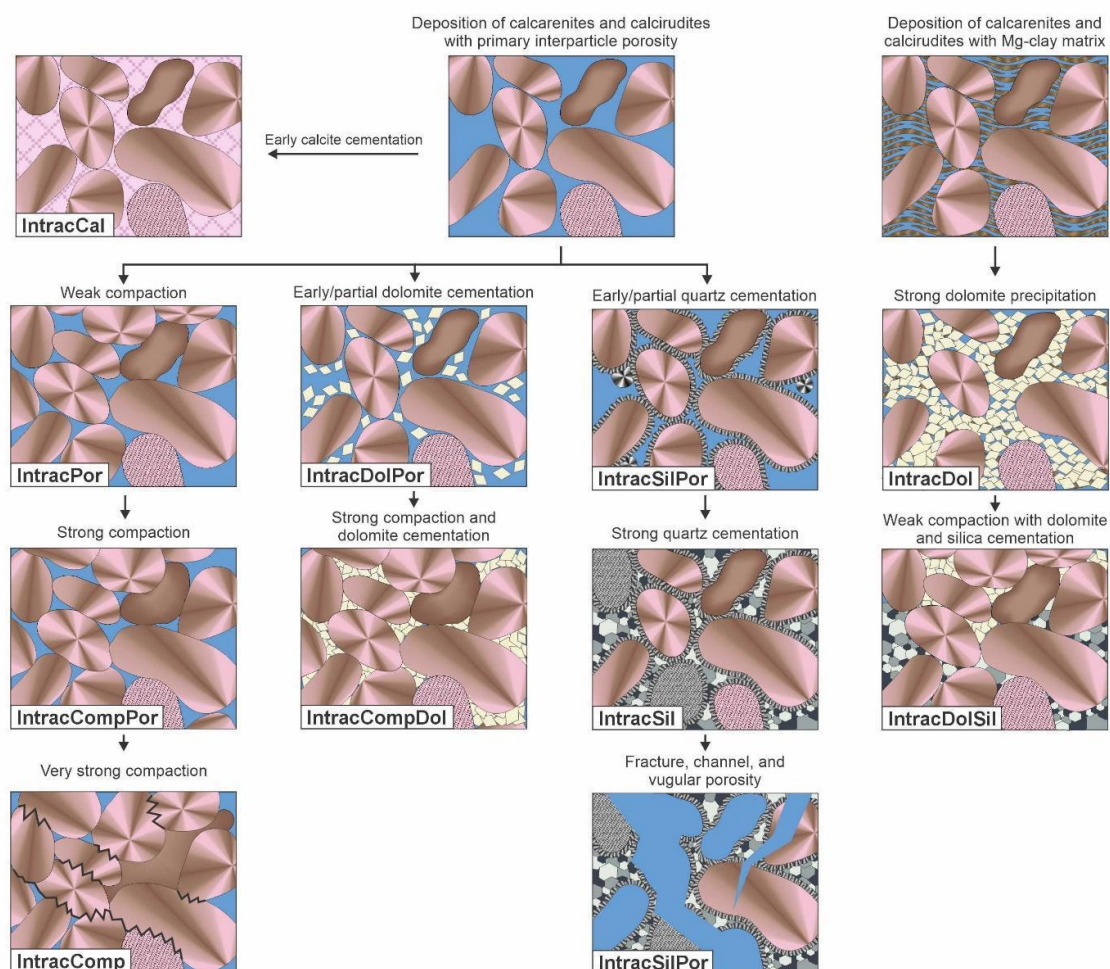


Figure 13: Schematic diagenetic evolution of the resedimented deposits and corresponding potential reservoir petrofacies.

In resedimented deposits with matrix, the destabilization of the magnesian clay minerals released ions that promoted widespread dolomitization in these rocks. The replacement of the argillaceous matrix by microcrystalline and blocky dolomite during early diagenesis, prevented stronger compaction. Silica also replaced the argillaceous matrix where and/or when pH decreased. The eodiagenetic environment, rich in HCO_3^- , Ca^{2+} , Si^{4+} , and Mg^{2+} ions, promoted extensive pre-compaction silica and dolomite cementation. Both the interparticle silica and dolomite cements nucleated along the surfaces of the carbonate particles and grew toward the pore centers (Schrack et al., 2024).

The porous IntracPor petrofacies ($\phi > 15\%$) present pore systems consisting essentially of interparticle pores. However, some resedimented deposits may present more complex pore systems including vugs, fractures, and channels. Early interparticle dolomite and silica cementation stabilized the framework of these rocks but obliterated their primary interparticle porosity. The subsequent preferential dissolution of the calcite particles created intraparticle and moldic porosity. In silicified rocks, dissolution formed poorly connected moldic porosity resulted in low permeability values. In rocks cemented by dolomite, the dissolution of the particles locally formed vuggy porosity, owing to their intercrystalline porosity among the dolomite crystals.

The compacted IntracCompPor petrofacies that retain between 10% and 15% of porosity represent the group with the second highest permeability values. A plausible explanation is that in these compacted rocks lacking cementation, the interparticle porosity was not occluded; instead, compaction mostly increased the tortuosity of the pore network (Budd, 2002). The pore systems of the IntraComp and IntracCompDol petrofacies (with pore volume below 10%) are represented mainly by secondary intraparticle pores, formed by dissolution and fracturing of the carbonate particles.

The resedimented deposits of the Barra Velha Formation were particularly more susceptible to compaction than the *in situ* deposits, whose more stable framework prevented more intense compaction processes (Rossoni et al., 2024; Schrank et al., 2024). Partial cementation by calcite, dolomite, or quartz, either as rims or as discrete crystals, commonly enabled the preservation of interparticle porosity by preventing intense compaction (e.g., Morad, et al., 2012).

Petrofacies affected mainly by interparticle cementation or early replacement of the clay matrix by dolomite or silica, show decreased permeability due to isolation of the pores (Budd, 2002). Where intense interparticle pore reduction by dolomite cementation occurs ($< 10\%$ porosity), a strong impact on

throat size relative to pore size is observed, as described by Herlinger et al. (2023).

Silica cementation resulted in petrofacies that, even with moderate interparticle pore volumes between 10 and 15%, show low to moderate permeability values. Some exceptions occur where vuggy pores associated with fracturing connected the moldic and intraparticle porosity, which formed silicified rocks with well-connected pore systems. Early cementation and replacement by silica made these rocks more brittle and susceptible to fracturing. Fracturing created areas with significantly enhanced permeability. Where associated with ascending corrosive fluids, channels or vuggy pores formed. However, the occurrence of vuggy pores totally cemented by drusiform silica is common in these rocks, indicating more than one phase of silicification and the complex impact of the silicification processes on the quality of the pre-salt reservoirs.

6. Conclusions

- Through a multi-methodological approach, we successfully characterized reservoir petrofacies with distinct evolutionary pathways and differential quality within the resedimented deposits of the pre-salt Aptian Barra Velha Formation in the Santos Basin. The reservoir petrofacies methodology is crucial for the exploration and development of heterogeneous pre-salt reservoirs, despite the relatively simple primary textural and mineralogical composition of the resedimented pre-salt deposits.
- Dolomite and silica precipitated in a multiphase pattern, as evidenced by their paragenetic relations and distribution. Multiple dolomite and silica precipitation events are also supported by the presence of fluid inclusions with heterogeneous trapping and a wide range of homogenization temperatures.

- Blocky dolomite precipitated prior to compaction in some samples and post-compaction in others. Late saddle dolomite precipitated during deeper burial diagenesis.
- At least two phases of silicification occurred during the eodiagenetic stage, with an additional silicification phase occurring during late burial diagenesis.
- The relative timing between compaction and the precipitation of eodiagenetic dolomite, silica, or calcite determines the reservoir quality of the resedimented Barra Velha Formation deposits. Mesodiagenetic or late hydrothermal processes exerted less influence on the porosity evolution of the resedimented deposits.
- Resedimented deposits were more susceptible to compaction than the *in situ* deposits, which show better reservoir potential in some areas, owing to a relatively more stable crystalline framework.
- These insights are key to predicting reservoir quality and optimize the development strategies for pre-salt accumulations, as well as improving the understanding of the diagenetic evolution of resedimented lacustrine carbonates in general.

Acknowledgements

The first author acknowledges the financial support from the Human Resources Program of the Brazilian National Agency for Petroleum, Natural Gas and Biofuels (PRH/ANP – PRH14/Geosciences UFRGS), funded by resources from the investment of qualified oil companies under the R&D Clause of ANP Resolution No. 50/2015, and from the São Paulo Research Foundation (FAPESP), grant No. 2024/10540-7. The authors also thank the Geosciences Postgraduate Program of the Federal University of Rio Grande do Sul for support during the PhD research. We acknowledge the funding from Equinor Brazil through ANP R&D levy regulation (grant number 21761-2). We also thank the



Institute of Petroleum and Natural Resources (IPR) of the Pontifical Catholic University of Rio Grande do Sul (PUCRS) for the infrastructure and support.

Author contribution

MCT carried out laboratory analysis and wrote the first draft; SDA provided advice on petrographic analysis and interpretation; JSS provided advice on fluid inclusions analysis; WSF provided advice on micro-tomography analysis; RB conceived the study and acquired funding; AGR and LFR provided project and writing supervision.

Data availability statement

The data are subject to confidentiality restrictions imposed by the company consortium and therefore are not publicly available. Access may be granted upon request and with permission of the consortium.

Conflict of interest

The authors declare that they have no conflicts of interest in relation to the contents of this work.

References

- Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. (2025a). Production bulletin – Pre-salt data: Interactive production dashboard. <https://app.powerbi.com/view?r=eyJrljoiZjZhZDliMTYtOWIyZi00OGY5LWJkYzltOTQ1MzFjZGMzMzMDNkliwidCI6IjQ0OTlmNGZmLTl0YTtytNGI0Mi1i>

N2VmLTEyNGFmY2FkYzkxMyJ9

- Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. (2025b). GeoANP (GeoMaps): Interactive geoscientific mapping platform. <https://geomaps.anp.gov.br/geoanp/>
- Altenhofen, S. D., Rodrigues, A. G., Borghi, L., & De Ros, L. F. (2024). Dynamic re-sedimentation of lacustrine carbonates in the Búzios Field, pre-salt section of Santos Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 138, 104863. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.104863>
- Altenhofen, S. D., Schrank, A. B. S., Dos Santos, T., Trombetta, M. C., Freitas, W. S., Cembrani, E., Simon, S. P., Martiny, J., Dalla Vecchia, F., Maraschin, A., Barili, R., Rodrigues, A. G., & De Ros, L. F. (2026). Distribution of intraclastic deposits in the Barra Velha Formation, Santos Basin pre-salt – Implications for the reworking processes. *Petroleum Geoscience*, accepted.
- Apel, J.R., Ostrovsky, L.A., Stepanyants, Y.A. and Lynch, J.F. (2007). Internal solitons in the ocean and their effect on underwater sound. *Journal of the Acoustical Society of America*, 121, 695–722. <https://doi.org/10.1121/1.2395914>
- Araújo, C.C., Madrucci, V., Homewood, P., Mettraux, M., Ramnani, C.W. and Spadini, A.R. (2022). Stratigraphic and sedimentary constraints on presalt carbonate reservoirs of the South Atlantic Margin, Santos Basin, offshore Brazil. *AAPG Bulletin*, v. 106(12), p. 2513–2546. <https://doi.org/10.1306/08082219218>
- Bádenas, B., Pomar, L., Aurell, M. and Morsilli, M. (2012). A facies model for internalites (internal wave deposits) on a gently sloping carbonate ramp (Upper Jurassic, Ricla, NE Spain). *Sedimentary Geology*, 271–272, 44–57. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.05.020>
- Barnett, A. J., Obermaier, M., Amthor, J., Sharafodin, M., Bolton, M., Clarke, D., & Camara, R. (2021). Origin and significance of thick carbonate grainstone packages in nonmarine successions: A case study from the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazil. In A. J. Barnett, M. Obermaier, J. Amthor,

- M. Sharafodin, M. Bolton, D. Clarke, & R. Camara (Eds.), The supergiant Lower Cretaceous pre-salt petroleum systems of the Santos Basin, Brazil (AAPG Memoir 124, pp. 155–174). AAPG. <https://doi.org/10.1306/13722318MSB.6.1853>
- Basso, M., Chinelatto, G. F., Belila, A. M. P., Mendes, L. C., Souza, J. P. P., Stefanelli, D., Vidal, A. C., & Bueno, J. F. (2023). Characterization of silicification and dissolution zones by integrating borehole image logs and core samples: A case study of a well from the Brazilian pre-salt. *Petroleum Geoscience*, 29(3). <https://doi.org/10.1144/petgeo2022-044>
- Budd, D. A. (2002). The relative roles of compaction and early cementation in the destruction of permeability in carbonate grainstones: A case study from the Paleogene of West-Central Florida, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 72(1), 116–128. <https://doi.org/10.1306/061501720116>
- Carramal, N. G., Oliveira, D. M., Cacela, A. S. M., Cuglieri, M. A. A., Rocha, N. P., Viana, S. M., Toledo, S. L. v., Pedrinha, S., & De Ros, L. F. (2022). Paleoenvironmental insights from the deposition and diagenesis of Aptian pre-salt magnesium silicates from the Lula Field, Santos Basin, Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, 92(1), 12–31. <https://doi.org/10.2110/jsr.2020.139>
- Carvalho, A. M., Hamon, Y., Gomes de Souza Jr, O., Goulart Carramal, N., & Collard, N. (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, 105708. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105708>
- Choquette, P. W., & Pray, L. C. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, 54(2), 207–250. <https://doi.org/10.1306/5d25c98b-16c1-11d7-8645000102c1865d>
- Christ, A. B., Cacas-Stentz, M. C., Collard, N., Nader, F. H., Bemmer, E., Bunevich, R. B., Borges Gomes, J. P., Gomes de Souza, O., & Abreu de Almeida dos Reis, M. A. (2025). Integrated 3D forward stratigraphic and basin modeling of the Santos Basin, offshore Brazil: Implications of sedimentary

- depositional facies and CO₂ migration for silicification of continental carbonate reservoirs. *Marine and Petroleum Geology*, 180, 107455. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2025.107455>
- De Ros, L. F. (2018). Genesis and evolution of Aptian pre-salt carbonate reservoirs in southeastern Brazilian margin [Conference abstract]. Brazilian Petroleum Conference, Rio de Janeiro, Brazil. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.12290.09922>
- De Ros, L. F. (2021). Syngenetic, diagenetic and hydrothermal processes in the pre-salt sag section of Santos and Campos basins. 2nd EAGE Conference on Presalt Reservoir.
- De Ros, L. F., & Goldberg, K. (2007). Reservoir petrofacies: A tool for quality characterization and prediction [Extended abstract]. Search and Discovery Article #50059. <https://www.searchanddiscovery.com/documents/2007/07117deros/>
- De Ros, L. F., Goldberg, K., Abel, M., Victorinetti, F., Mastella, L., & Castro, E. (2007). Advanced acquisition and management of petrographic information from reservoir rocks using the PETROLEDGE® system. AAPG Annual Convention and Exhibition.
- 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. <https://doi.org/10.2110/jsr.2022.103>
- Deocampo, D. M. (2015). Authigenic clay minerals in lacustrine mudstones. *Special Paper of the Geological Society of America*, 515(03), 49–64. [https://doi.org/10.1130/2015.2515\(03\)](https://doi.org/10.1130/2015.2515(03))
- Dias, J. L. (2005). Tectônica, estratigrafia e sedimentação no andar Aptiano da margem leste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13(1), 7–25.
- Dickson, J. A. D. (1965). A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205, 587. <https://doi.org/10.1038/205587a0>
- Ehrenberg, S. N. (1995). Measuring sandstone compaction from modal analyses of thin sections: How to do it and what the results mean. *Journal of*

Sedimentary Research, 65(2A), 369–379.

- Farias, F., Szatmari, P., Bahniuk, A., & França, A. B. (2019). Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin – Genesis and tectonic implications. *Marine and Petroleum Geology*, 105, 251–272. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.04.020>
- Fernández-Ibáñez, F., Jones, G. D., Mimoun, J. G., Bowen, M. G., Simo, J. A., Marcon, V., & Esch, W. L. (2022a). Excess permeability in the Brazil pre-salt: Nonmatrix types, concepts, diagnostic indicators, and reservoir implications. *AAPG Bulletin*, 106(4), 701–738. <https://doi.org/10.1306/10042120171>
- Fernandez-Ibáñez, F., Nolting, A., Breithaupt, C. I., Darby, B., Mimoun, J., & Henares, S. (2022b). The properties of faults in the Brazil pre-salt: A reservoir characterization perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 146, 105955. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105955>
- Fragoso, D.G.C, Melo, A.H., Gonçalves, L.A., Bunevich, R.B., Araujo, J.A.M., Costa, T.C., Pedrosa, C.A. and Scherer, C.M.S. (2023). High-resolution sequence stratigraphy applied to reservoir characterization of the Brazilian Cretaceous pre-salt section, Campos Basin: Guidelines for geological modeling and reservoir management. *Marine and Petroleum Geology*, 151, 106203, 25 pp, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2023.106203>
- Goldstein, R. H., & Reynolds, T. J. (1994). Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals (SEPM Short Course Notes 31). SEPM. <https://doi.org/10.2110/scn.94.31>
- Goldstein, R. H. (2001). Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos*, 55, 159–193. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00044-X](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00044-X)
- Gomes, J. P., Bunevich, R. B., Tedeschi, L. R., Tucker, 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*, 113, 104176. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104176>
- Gomes, J.P., Bunevich, R.B., Sartorato, A.C.L., Tedeschi, L.R., Tonietto, S.N.,

- Tucker, M.E. and Whitaker, F.F. (2024). Early diagenetic evolution based on petrography and stable isotope analysis in the Barra Velha Formation of the Brazilian Pre-salt. *The Depositional Record*, June 2024, 1-25. <https://doi.org/10.1002/dep2.288>
- Guo, P., Wen, H., Li, C., He, H., & Sánchez-Román, M. (2023). Lacustrine dolomite in deep time: What really matters in early dolomite formation and accumulation? *Earth-Science Reviews*, 246, 104575. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104575>
- Guzzo, J. V. P., Rocha, Y. S., Menezes, T. R., Pestilho, A. L. S., Binotto, R., Matos, T. F., Parizek Silva, M. Y., Tonietto, S. N., Silva Filho, R. P., & Carvalho, B. R. B. M. (2018). Hydrothermal petroleums and solid reservoir bitumens: Recognition of an atypical petroleum system in the Brazilian pre-salt deposits (Santos Basin). XV Latin American Congress on Organic Geochemistry.
- Herlinger, R., De Ros, L. F., Surmas, R., & Vidal, A. (2023). Residual oil saturation investigation in Barra Velha Formation reservoirs from the Santos Basin, offshore Brazil: A sedimentological approach. *Sedimentary Geology*, 448, 106372. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2023.106372>
- 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. *Journal of Sedimentary Research*, 87(12), 1285–1313. <https://doi.org/10.2110/jsr.2017.70>
- Hirst, J. F. (1995). Sedimentology, diagenesis and hydrochemistry of the saline, alkaline lakes on the Cariboo Plateau, interior British Columbia, Canada [Doctoral dissertation, University of British Columbia].
- Immenhauser, A. (2022). On the delimitation of the carbonate burial realm. *Depositional Record*, 8(2), 524–574. <https://doi.org/10.1002/dep2.173>
- Lapponi, F., Hunt, D., & Dickinson, T. (2019). Low and high temperature silica diagenesis in a giant pre-salt reservoir: BM-C-33, Campos Basin, Brazil. First EAGE Workshop on Pre-Salt Reservoir: From Exploration to

Production.

- Last, W. M. (1990). Lacustrine dolomite – an overview of modern, Holocene, and Pleistocene occurrences. *Earth-Science Reviews*, 27(3), 221–263. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(90\)90004-F](https://doi.org/10.1016/0012-8252(90)90004-F)
- 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*, 90, 584–608. <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2020.27>
- Li, C., Guo, P., Zhong, K., Xu, J., & Wen, H. (2023). Formation and diagenesis of authigenic silicates in the Late Paleozoic alkaline lake deposits, Junggar Basin, NW China. *Sedimentary Geology*, 458, 106531. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2023.106531>
- Lima, B. E. M., & 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. *Sedimentary Geology*, 383, 55–81. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.01.006>
- Lima, B. E. M., Tedeschi, L. R., Pestilho, A. L. S., Santos, R. V., Vazquez, J. C., Guzzo, J. V. P., & De Ros, L. F. (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. *Marine and Petroleum Geology*, 113, 104143. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104143>
- Machel, H. G. (1987). Saddle dolomite as a by-product of chemical compaction and thermochemical sulfate reduction. *Geology*, 15(10), 936–940. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<936:SDAABO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<936:SDAABO>2.0.CO;2)
- Magoon, L. B., & Dow, W. G. (1994). The petroleum system. In L. B. Magoon & W. G. Dow (Eds.), *The Petroleum System – from Source to Trap* (AAPG Memoir 60, pp. 3–24). AAPG.
- Medeiros, R. S. P., Basso, M., Chinelatto, G. F., Theodoro Soares, M. V., Matheus, G. F., Villacreses Morales, J. F., Carvalho Mendes, L., & Vidal, A. C. (2024). Unravelling the origin of reworked deposits in Aptian

- lacustrine carbonate reservoirs of the Santos Basin, SE Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 161, 106700.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2024.106700>
- Mohriak, W., Nemčok, M., & Enciso, G. (2008). South Atlantic divergent margin evolution: Rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. *Geological Society Special Publication*, 294, 365–398.
<https://doi.org/10.1144/SP294.19>
- Morad, S., Al-Aasm, I. S., Nader, F. H., Ceriani, A., Gasparrini, M., & Mansurbeg, H. (2012). Impact of diagenesis on the spatial and temporal distribution of reservoir quality in the Jurassic Arab D and C members, offshore Abu Dhabi oilfield, United Arab Emirates. *GeoArabia*, 17(3), 17–41.
- Moreira, J. L. P., Madeira, C. V., Gil, J. A., & Machado, M. A. P. (2007). Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 531–549.
- Platt, N.H. and Wright, V.P. (1991). Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. *International Association of Sedimentologists Special Publication* 13, 57–74.
- Pietzsch, R., Oliveira, D. M., Tedeschi, L. R., Queiroz Neto, J. v., Figueiredo, M. F., & Vazquez, J. C. (2018). Palaeohydrology of the Lower Cretaceous pre-salt lacustrine system, from rift to post-rift phase, Santos Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 507, 60–80.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.06.043>
- Pietzsch, R., Tedeschi, L. R., Oliveira, D. M., dos Anjos, C. W. D., Vazquez, J. C., & Figueiredo, M. F. (2020). Environmental conditions of deposition of the Lower Cretaceous lacustrine carbonates of the Barra Velha Formation, Santos Basin (Brazil), based on stable carbon and oxygen isotopes: A continental record of pCO₂ during the onset of the OAE-1a interval? *Chemical Geology*, 535, 119457.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119457>
- Pomar, L., Morsilli, M., Hallock, P. and Bádenas, B. 2012. Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth-Science Reviews*, 111, 1–2, 56-81.

<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.12.005>.

- Poros, Z., Jagniecki, E., Luczaj, J., Kenter, J., Gal, B., Correa, T. S., Ferreira, E., Kathleen, A., Elifritz, A., Heumann, M., & Johnston, M. (2017). Origin of silica in pre-salt carbonates, Kwanza Basin, Angola. AAPG Annual Conference on Organic Geochemistry.
- Quirk, D. G., Hertle, M., Jeppesen, J. W., Raven, M., Mohriak, W. U., Kann, D., & Nørgaard, M. (2013). Rifting, subsidence and continental break-up above a mantle plume in the central South Atlantic. Geological Society Special Publication, 369(1), 185–214. <https://doi.org/10.1144/SP369.20>
- Roedder, E. (1984). Fluid inclusions (Vol. 12). Mineralogical Society of America.
- Rossoni, R. B., Porcher, C. C., Koester, E., Sobiesiak, J. S., da Silva, L. A. C., Mexias, A. S., Gomes, M. E. B., Ramnani, C. W., & De Ros, L. F. (2024). The role of compaction in the diagenetic evolution of pre-salt Aptian deposits of Santos Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 466, 106650. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2024.106650>
- Sabato Ceraldi, T. and Green, D. (2017). Evolution of the South Atlantic lacustrine deposits in response to Early Cretaceous rifting, subsidence and lake hydrology. In: Petroleum Geoscience of the West Africa Margin, T. Sabato Ceraldi, R.A. Hodgkinson and G. Backe (Eds.), Geological Society of London Special Publication 438, p. 77-98. <http://doi.org/10.1144/SP438.10>
- Sartorato, A. C. L., Tonietto, S. N., & 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. Rio Oil and Gas Expo and Conference, 20, 68–69. <https://doi.org/10.48072/2525-7579.rog.2020.068>
- Saller, A., Rushton, S., Buambua, L., Inman, K., Mcneil, R., & Dickson, J.A.D.T. (2016). Presalt stratigraphy and depositional systems in the Kwanza Basin, offshore Angola. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 100, 1135–1164. <https://doi.org/10.1306/02111615216>
- Schmidt, J., Cembrani, E., dos Santos, T., Trombetta, M., Lenz, R., Schrank, A.,

- Altenhofen, S., Rodrigues, A., De Ros, L. F., Dalla Vecchia, F., & Barili, R. (2025). Petrography and fluid inclusions for petroleum system analysis of pre-salt reservoirs in the Santos Basin, eastern Brazilian margin. *Geosciences*, 15(5), 158. <https://doi.org/10.3390/geosciences15050158>
- Schrank, A. B. S., dos Santos, T., Altenhofen, S. D., Freitas, W., Cembrani, E., Haubert, T., Dalla Vecchia, F., Barili, R., Rodrigues, A. G., Maraschin, A., & De Ros, L. F. (2024). Interactions between clays and carbonates in the Aptian pre-salt reservoirs of Santos Basin, eastern Brazilian margin. *Minerals*, 14(2), 191. <https://doi.org/10.3390/min14020191>
- Spötl, C., & Pitman, J. K. (1998). Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones: A reappraisal of a burial-diagenetic concept. In S. Morad (Ed.), *Carbonate Cementation in Sandstones* (pp. 437–460). International Association of Sedimentologists.
- Szatmari, P., & Milani, E. J. (2016). Tectonic control of the oil-rich large igneous–carbonate–salt province of the South Atlantic rift. *Marine and Petroleum Geology*, 77, 567–596. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.06.004>
- Teboul, P. A., Durllet, C., Girard, J. P., Dubois, L., San Miguel, G., Virgone, A., Gaucher, E. C., & Camoin, G. (2019). Diversity and origin of quartz cements in continental carbonates: Example from the Lower Cretaceous rift deposits of the South Atlantic margin. *Applied Geochemistry*, 100, 22–41. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2018.10.019>
- Terra, J. G. S., Spadini, A. R., França, A. B., Leite, C., Zambonato, E. E., Costa, L., Arienti, L. M., Erthal, M. M., Blauth, M., Franco, M. P., Matsuda, N. S., Goulart, N., Augusto, P., Junior, M., Francisco, R. S., Avila, D., Souza, R. S. de, Tonietto, S. N., & Maria, S. (2010). Classificações clássicas de rochas carbonáticas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18(1), 9–29.
- Tosca, N. J., & Masterson, A. L. (2014). Chemical controls on incipient Mg-silicate crystallization at 25 °C: Implications for early and late diagenesis. *Clay Minerals*, 49(2), 165–194. <https://doi.org/10.1180/claymin.2014.049.2.03>
- Tosca, N. J., & Wright, V. P. (2015). Diagenetic pathways linked to labile Mg-clays in lacustrine carbonate reservoirs: A model for the origin of

- secondary porosity in the Cretaceous pre-salt Barra Velha Formation, offshore Brazil. In P. J. Armitage et al. (Eds.), *Reservoir Quality of Clastic and Carbonate Rocks: Analysis, Modelling and Prediction* (Geological Society Special Publication 435(1), pp. 33–46). <https://doi.org/10.1144/SP435.1>
- Tosca, N. J., & Tutolo, B. M. (2023). Hydrothermal vent fluid–seawater mixing and the origins of Archean iron formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 352, 51–68. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2023.05.002>
- Tucker, M. E., & Wright, V. P. (1990). *Carbonate sedimentology*. Blackwell Scientific Publications.
- Tutolo, B. M., & Tosca, N. J. (2018). Experimental examination of the Mg-silicate–carbonate system at ambient temperature: Implications for alkaline chemical sedimentation and lacustrine carbonate formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 225, 80–101. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.01.019>
- Wennberg, O. P., McQueen, G., de Luca, P. H. V., Lapponi, F., Hunt, D., Chandler, A. S., Waldum, A., Camargo, G. N., & Castro, E. (2021). Open fractures in pre-salt silicified carbonate reservoirs in block BM-C-33, the Outer Campos Basin, offshore Brazil. *Petroleum Geoscience*, 27(4), petgeo2020-125. <https://doi.org/10.1144/petgeo2020-125>
- Wright, V.P. (2012). Lacustrine carbonates in rift settings: the interaction of volcanic and microbial processes on carbonate deposition. In: *Advances in carbonate exploration and reservoir analysis* (Eds. Garland, J., Neilson, J.E., Laubach, S.E. and Whidden, K.J.), Geological Society, London, Special Publication 370, 39–47.
- Wright, V. P. (2022). The mantle, CO₂ and the giant Aptian chemogenic lacustrine carbonate factory of the South Atlantic: Some carbonates are made, not born. *Sedimentology*, 69(1), 47–73. <https://doi.org/10.1111/sed.12835>
- Wright, V. P., & Barnett, A. J. (2015). An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic Early Cretaceous lacustrine carbonates. *Geological Society Special Publication*, 418(1), 209–219.

<https://doi.org/10.1144/SP418.3>

- Wright, V. P., & Barnett, A. J. (2017). Critically evaluating the current depositional models for the pre-salt Barra Velha Formation, offshore Brazil. AAPG Search and Discovery Article, 51439.
- Wright, P., & Tosca, N. J. (2016). A geochemical model for the formation of the pre-salt reservoirs, Santos Basin, Brazil: Implications for understanding reservoir distribution. AAPG Annual Convention and Exhibition, 51304, 1–32.
- Wright, P., & Rodriguez, K. (2018). Reinterpreting the South Atlantic pre-salt 'microbialite' reservoirs: Petrographic, isotopic and seismic evidence for a shallow evaporitic lake depositional model. *First Break*, 36(5), 71–77. <https://doi.org/10.3997/1365-2397.n0094>.



PARTE 3

COAUTORIAS

Bobco, F.E.R.; Trombetta, M.C.; Ferreira, L.O.; Silveira, L.F.; Kroth, M.; Mendonça, J.O.; Mendonça Filho, J.G.; Sedorko, D.; Araújo, B.C.; Borghi, L. 2023. Alternations of open and closed lakes in the Lower Aptian Codó Formation (Parnaíba Basin, Brazil). *Sedimentary Geology*, 455: 106478. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2023.106478>



Alternations of open and closed lakes in the Lower Aptian Codó Formation (Parnaíba Basin, Brazil)

Fabia Emanuela Rafaloski Bobco^{a,b,*}, Mariane Cristina Trombetta^d, Laís de Oliveira Ferreira^{a,b}, Luís Fernando Silveira^{a,b}, Mateus Kroth^{a,b}, Joalce de Oliveira Mendonça^{a,c}, João Graciano Mendonça Filho^{a,c}, Daniel Sedorko^e, Bruno César Araujo^{a,b}, Leonardo Borghi^{a,b}

^a Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Av. Athos da Silveira Ramos 274, Cidade Universitária, 21941-909 Rio de Janeiro, RJ, Brazil

^b Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Laboratório de Geologia Sedimentar, Av. Athos da Silveira Ramos 274, Cidade Universitária, 21941-909 Rio de Janeiro, RJ, Brazil

^c Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Laboratório de Palinofícies e Fácies Orgânica, Av. Athos da Silveira Ramos 274, Cidade Universitária, 21941-916 Rio de Janeiro, RJ, Brazil

^d Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Av. Bento Gonçalves 9500, 91509-900 Porto Alegre, RS, Brazil

^e Universidade Federal do Rio de Janeiro, Museu Nacional, Horto Botânico, Quinta da Boa Vista, 20940-040 Rio de Janeiro, RJ, Brazil

ARTICLE INFO

Article history:
Received 3 May 2023
Received in revised form 20 July 2023
Accepted 21 July 2023
Available online 29 July 2023

Editor: Dr. Massimo Moretti

Keywords:
Lacustrine carbonates
Evaporites
Geochemistry
Palynofacies

ABSTRACT

Lakes can be classified as open, semi-closed, and closed based on the balance between accommodation space and sediment–water fill. Different lake types can coexist in adjacent basins and rapidly change throughout time from one type to another. Understanding the processes that result from shifts in a lake's hydrological properties can be challenging, as well as characterizing its sedimentary products. The Aptian Codó Formation, in the Parnaíba Basin, north–northeast Brazil, contains in its record a complex facies succession deposited in a continental lacustrine system. In order to better understand the depositional aspects of different lake types, we characterized the lower portion of the Codó Formation using a multi-proxy approach. We combined litho- and microfacies analysis, ichnology, bulk chemical data, mineralogy, isotopic geochemistry, and organic matter analysis in the recently drilled, fully recovered borehole, 2-CO-1-MA. We defined eight lithofacies: bioturbated siltstones, dark gray mudstones, laminites, stratiform and domal stromatolites, heterolites rich in ostracods and organic muddy, and anhydrite and gypsum rocks. The isotopic data and the palynofacies analysis pointed out the existence of restricted conditions (TOC up to 19.6 wt%) with intermittent connections with seawater. Integrating all techniques, we interpreted five depositional stages: expanded lake, brackish ephemeral lake, perennial shallow lake, evaporitic sabkha, and stratified lake. These stages were influenced by the relation between inflow and evaporation rate, which were the main controls on sedimentation in the lacustrine-sabkha system studied. Our findings provide a detailed description and interpretation of the paleoenvironmental conditions related to the alternation from open to closed lakes, combining sedimentological, geochemical, and palynological characteristics of an inland lake system.

© 2023 Elsevier B.V. All rights reserved.

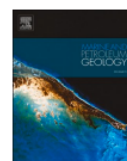
Maahs, R.; Kuchle, J.; Rodrigues, A.G.; Trombetta, M.C.; Alvarenga, R.S.; Barili, R.; Freitas, W. 2024. Three-dimensional geological modeling applied to multiscale heterogeneity of a reservoir analog: paleocoastal deposits from the Rio Bonito Formation, Paraná Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 167: 106930. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2024.106930>.



Contents lists available at [ScienceDirect](https://www.sciencedirect.com)

Marine and Petroleum Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/marpetgeo



Three-dimensional geological modeling applied to multiscale heterogeneity of a reservoir analog: Paleocoastal deposits from the Rio Bonito formation, Paraná Basin

Ricardo Maahs^{a,*}, Juliano Kuchle^a, Amanda Goulart Rodrigues^a, Mariane Cristina Trombetta^a, Renata dos Santos Alvarenga^b, Rosalia Barili^c, William Freitas^c

^a Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGeo), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), PO Box 15001, Av. Ipiranga, 9500-Agronomia, Porto Alegre, 91501-970, Brazil

^b Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), PO Box 15001, Av. Ipiranga, 9500-Agronomia, Porto Alegre, 91501-970, Brazil

^c Instituto do Petróleo e dos Recursos Naturais (IPR), Building 96J, Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul (PUCRS), Av. Ipiranga, 6681-Partenon, Porto Alegre, 90619-900, Brazil

ARTICLE INFO

Keywords:

Sandstone petroleum reservoir
Geological modeling
Geobody geometry
Reservoir petrofacies
Micro-CT porosity

ABSTRACT

Coastal sandstones have high permeability and contain significant hydrocarbon reserves, although they present variable flow heterogeneities. The goal of this paper is to understand the distribution of potential reservoir-flow units in the Rio Bonito Formation (early Permian, Paraná Basin) and to investigate heterogeneities on multiscale. We use stratigraphic, sedimentological, 3D model, and petrological data to evaluate reservoir heterogeneities. System tracts were modeled by sectioning the entire succession into five zones. Eleven facies associations were modeled separately within each zone, using geostatistical analysis and different algorithms. The 3D model was validated by jackknife procedure, and the distribution of facies associations adequately represented both depositional and stratigraphic frameworks. The results are adequate in a curve of accommodation changes similar to previous proposal for the study area. Tidal sand bar facies association presents as elongated (parallel to depositional dip) to sheetlike geobodies according to amalgamation grade, while upper and middle shoreface one is mostly elongated (parallel to depositional strike) to sheetlike. Besides, fluvial channel facies association occurs mainly elongated parallel to depositional dip, forming multilateral and multistorey geobodies. Modeled depositional geometries were distinguished along the succession, showing similarities to Rio Bonito Formation outcrops, recent environments, and other deposits around the world, such as estuarine strata from Oriente Basin and shoreface ones from Gulf of Mexico Basin. Using a detailed petrological analysis, eleven reservoir petrofacies were defined and classified into good-, medium-, and low-quality reservoirs or non-reservoirs. Tidal sand bar, upper-middle shoreface, and fluvial channel deposits were categorized as the main reservoir-flow units. This study provides predictive scenarios for heterogeneities in reservoirs and may be applied in petroleum fields.

Schmidt, J.; Cembrani, E.; Dos Santos, T.; Trombetta, M.; Lenz, R.; Schrank, A.; Altenhofen, S.; Rodrigues, A.; De Ros, L.; Dalla Vecchia, F.; Barili, R. 2025. Petrography and fluid inclusions for petroleum system analysis of pre-salt reservoirs in the Santos Basin, eastern Brazilian margin. *Geosciences*, 15(5): 158. <https://doi.org/10.3390/geosciences15050158>.



Article

Petrography and Fluid Inclusions for Petroleum System Analysis of Pre-Salt Reservoirs in the Santos Basin, Eastern Brazilian Margin

Jaques Schmidt ¹, Elias Cembrani ¹, Thisiane Dos Santos ¹, Mariane Trombetta ¹, Rafaela Lenz ^{1,2}, Argos Schrank ¹, Sabrina Altenhofen ¹, Amanda Rodrigues ², Luiz De Ros ², Felipe Dalla Vecchia ¹ and Rosalia Barili ^{1,*}

¹ Instituto do Petróleo e dos Recursos Naturais (IPR)—Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul (PUCRS), Av. Ipiranga, 6681—Prédio 96J, Porto Alegre 90619-900, Rio Grande do Sul, Brazil; jaques.schmidt@pucrs.br (J.S.); elias.cembrani@ufrgs.br (E.C.); thisiane.santos@gmail.com (T.D.S.); mariane.trombetta@pucrs.br (M.T.); rafaela.lenz@ufrgs.br (R.L.); argosab@hotmail.com (A.S.); sabrina.altenhofen@pucrs.br (S.A.); felipe.vecchia@pucrs.br (F.D.V.)

² Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91501-970, Rio Grande do Sul, Brazil; goulart.rodrigues@ufrgs.br (A.R.); lfdros@inf.ufrgs.br (L.D.R.)

* Correspondence: rosalia.cunha@pucrs.br



Academic Editors: Meng Lu and Takuzo Maekawa

Received: 15 January 2025

Revised: 5 April 2025

Accepted: 14 April 2025

Published: 23 April 2025

Citation: Schmidt, J.; Cembrani, E.; Dos Santos, T.; Trombetta, M.; Lenz, R.; Schrank, A.; Altenhofen, S.; Rodrigues, A.; De Ros, L.; Dalla Vecchia, F.; et al. Petrography and Fluid Inclusions for Petroleum System Analysis of Pre-Salt Reservoirs in the Santos Basin, Eastern Brazilian Margin. *Geosciences* 2025, 15, 158. <https://doi.org/10.3390/geosciences15050158>

Copyright © 2025 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Abstract: The complex interaction of hydrothermal fluids and carbonate rocks is recognized to promote significant impacts on petroleum systems, reservoir porosity, and potential. The objective of this study is to investigate the fluid phases entrapped in the mineral phases of the Barra Velha Formation (Santos Basin), including their petrographic paragenetic relationships, relative timing, temperatures of migration events, and maximum temperature reached by the sedimentary section. The petrographic descriptions (387), Rock-Eval pyrolysis (107), fluid inclusion petrography (14), and microthermometry (428) were performed on core and sidewall samples from two wells from one field of the Santos Basin. Hydrocarbon source intervals were primarily identified in lithologies with high argillaceous content. Chert samples still retain some organic remnants indicative of their original composition prior to extensive silicification. Redeposited intraclastic rocks exhibit the lowest organic content and oil potential. A hydrothermal petroleum system is identified by fluids consisting in gas condensate, light to heavy undersaturated oil, occasionally accompanied by aqueous fluids influenced by juvenile and evaporitic sources, and localized flash vaporization events. These hydrothermal fluids promoted silicification and dolomitization, intense brecciation, and lead to enhanced porosity in different compartments of the reservoir. The relative ordering of paleo-hydrothermal oils and the main oil migration and accumulation events has improved our understanding of the petroleum systems in the basin. This contribution is significant for future regional research on the evolution of fluid systems and their implications for carbonate reservoirs.

Keywords: hydrothermal oil; gas condensate; fluids salinity; flash vaporization; thermal maturation; petroleum system analysis; carbonate petroleum reservoirs

1. Introduction

Petroleum reservoirs are complex geological formations that store hydrocarbons and exhibit significant heterogeneity in their properties, such as porosity, permeability, and fluid distribution [1]. These variations occur on different scales and can impact reservoir

Freitas, W.S.; Dos Santos, T.; Trombetta, M.C.; Altenhofen, S.D.; Schrank, A.B.S.; Martinez, G.A.; Maraschin, A.J.; Dalla Vecchia, F.; Rodrigues, A.G.; De Ros, L.F.; Barili, R. 2026. Porosity evolution and geometry in Santos Basin Aptian presalt petrofacies. *AAPG Bulletin*, 110(1): 51-77. <https://doi.org/10.1306/11132524122>.

Porosity evolution and geometry in Santos Basin Aptian presalt petrofacies

William da Silveira Freitas, Thisiane Dos Santos, Mariane C. Trombetta, Sabrina Danni Altenhofen, Argos Belmonte Silveira Schrank, Guilherme A. Martinez, Anderson J. Maraschin, Felipe Dalla Vecchia, Amanda Goulart Rodrigues, Luiz Fernando De Ros, and Rosalia Barili

ABSTRACT

The presalt deposits from offshore southeastern Brazil account for approximately 3/4 of the total hydrocarbon production of the country. Consequently, they are the subject of various studies aimed at better understanding the primary and diagenetic controls on their reservoir quality. The Barra Velha Formation (Aptian, Santos Basin) constitutes the main reservoirs of the presalt sag section, essentially composed of magnesian clays, calcite spherulites and fascicular shrubs, and intraclasts reworked from these aggregates. The pore systems of these rocks are highly complex, owing to depositional and diagenetic controls. Therefore, the origin and distribution of porosity and permeability are difficult to understand. To better understand and characterize the pore systems of the unusual presalt reservoirs, this study aimed to recognize the relationships among their porosity and permeability values and pore types within the context of the evolution and geometry of their pore systems. X-ray microtomography scanning of 251 samples from 3 wells was performed to obtain the three-dimensional (3-D) porosity distribution, and the main pore types were described in detail in 583 thin sections. Thirteen petrofacies were defined for the studied samples, and the 3-D pore network was reconstructed for characteristic samples of each petrofacies. Image segmentation was applied to quantify pore sizes and shapes, as well as to visualize the connections between them. Petrofacies with low quality or considered nonreservoirs correspond to rocks in which the magnesian clay

AUTHORS

WILLIAM DA SILVEIRA FREITAS – Instituto de Geociências, Campus do Vale, Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, Brazil; Institute of Petroleum and Natural Resources (IPR), Pontifical Catholic University of Rio Grande do Sul (PUCRS), Porto Alegre, Brazil; william.freitas@pucrs.br

William da Silveira Freitas received a B.Sc. degree in geology from the UFRGS and an M.Sc. degree in geosciences from the same university. He has extensive experience with x-ray microtomography applied to reservoir rocks, diagenesis of carbonate rocks, digital rock technology, the study of porous media, and synchrotron light experiments on presalt rocks. He has participated in research and development projects focused on the development of genetic and diagenetic models integrating various techniques in the presalt rocks of the Barra Velha Formation, Aptian of the Santos Basin.

THISIANE DOS SANTOS – IPR-PUCRS, Porto Alegre, Brazil; thisiane.santos@pucrs.br

Thisiane Dos Santos graduated from UFRGS in 2011, specializing in petroleum geology. He holds a Ph.D. from the University of Aberdeen, where he studied the provenance of the Upper Cretaceous siliciclastic turbidites of the Rosario Formation in Mexico. He has consolidated experience in the characterization of siliciclastic and carbonate reservoirs, petrography of sediments and rocks, geological surveying, and integrating and interpreting geochemical and petrophysical data. He has participated in research and development projects focused on developing genetic and diagenetic models of carbonate rocks from the Aptian interval, associated with the petroleum system of the presalt of the South Atlantic.

MARIANE C. TROMBETTA – IPR-PUCRS, Porto Alegre, Brazil; mariane.trombetta@pucrs.br

Mariane C. Trombetta received her B.Sc. degree from the Federal University of Pampa and her M.Sc. degree in geosciences from

Copyright ©2026. The American Association of Petroleum Geologists. All rights reserved. Gold Open Access. This paper is published under the terms of the CC-BY license.

Manuscript received November 17, 2024; provisional acceptance March 21, 2025; revised manuscript received August 8, 2025; revised manuscript provisional acceptance October 16, 2025; 2nd revised manuscript received October 20, 2025; final acceptance October 30, 2025; preliminary ahead of print version published November 15, 2025.

DOI:10.1306/11132524122

Altenhofen, S.D.; Schrank, A.B.S.; Dos Santos, T.; Trombetta, M.C.; Freitas, W.S.; Dalla Vecchia, F.; Rodrigues, A.G.; De Ros, L.F.; Barili, R.; Lenz, R.; Cembrani, E.; Martinez, G.A.; Maraschin, A.J. 2026. Distribution of intraclastic deposits in the Barra Velha Formation, Santos Basin pre-salt – implications for the reworking processes. *Petroleum Geoscience*, petgeo2025-074. <https://doi.org/10.1144/petgeo2025-074>

Accepted Manuscript

Petroleum Geoscience

Distribution of intraclastic deposits in the Barra Velha Formation, Santos Basin pre-salt – implications for the reworking processes

S.D. Altenhofen, A.B.S. Schrank, T. Dos Santos, M.C. Trombetta, W.S. Freitas, E. Cembrani, S.P. Simon, J. Martiny, F. Dalla Vecchia, A.J. Maraschin, R. Barili, A.G. Rodrigues & L.F. De Ros

DOI: <https://doi.org/10.1144/petgeo2025-074>

To access the most recent version of this article, please click the DOI URL in the line above. When citing this article please include the above DOI.

This article is part of the Conjugate margins collection available at: <https://www.lyellcollection.org/topic/conjugate-margins-2024>

Received 18 July 2025

Revised 25 November 2025

Accepted 17 December 2025

© 2026 The Author(s). Published by The Geological Society of London for GSL and EAGE. All rights, including for text and data mining (TDM), artificial intelligence (AI) training, and similar technologies, are reserved. For permissions: <https://www.lyellcollection.org/publishing-hub/permissions-policy>. Publishing disclaimer: <https://www.lyellcollection.org/publishing-hub/publishing-ethics>

Souza, M.R.W., Conceição, R., Altenhofen, S.D., Santos, T., Schrank, A.B.S., Trombetta, M.C., De Ros, L.F. & Barili, R. Isotopic Evidence for Predominantly Abiotic Carbonate Precipitation in the Pre-Salt Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, in press.

Date: 02/05/2026
To: "Márcio Roberto Wilbert de Souza" rwsmarcio@gmail.com
From: "Marine and Petroleum Geology" noreply_EMsupport@elsevier.com
Subject: Your Submission

Ms. Ref. No.: **JMPG-D-25-01528R1**

Title: Isotopic Evidence for Predominantly Abiotic Carbonate Precipitation in the Pre-Salt Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazil
Marine Geoscience and Energy

Dear Mr. Souza,

I am pleased to inform you that your paper "Isotopic Evidence for Predominantly Abiotic Carbonate Precipitation in the Pre-Salt Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazil" has been accepted for publication in Marine Geoscience and Energy.

Below are comments from the editor and reviewers.

Your accepted manuscript will now be transferred to our production department and work will begin on creation of the proof. If we need any additional information to create the proof, we will let you know. If not, you will be contacted again in the next few days with a request to approve the proof and to complete a number of online forms that are required for publication.

Thank you for submitting your work to Marine Geoscience and Energy.

We encourage authors of original research papers to share the research objects – including raw data, methods, protocols, software, hardware and other outputs – associated with their paper. More information on how our open access Research Elements journals can help you do this is available at https://www.elsevier.com/authors/tools-and-resources/research-elements-journals?dgcid=ec_em_research_elements_email.

Yours sincerely,

Hui Tian, Ph.D.
Section Editor
Marine Geoscience and Energy

RESUMOS

Reunião Anual de Avaliação ANP (RAA) – Rio de Janeiro/RJ - 26/03/2023 a 29/03/2023

DIAGÊNESE E POROSIDADE DE RESERVATÓRIOS INTRACLÁSTICOS DO PRÉ-SAL NA BACIA DE SANTOS

ALUNA: MARIANE CRISTINA TROMBETTA (DSC)

Bolsista PRH-ANP 14.1, UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

ORIENTADORES: PROF. DR. LUIZ FERNANDO DE ROS E PROFA. DRA.

AMANDA GOULART RODRIGUES

Motivação:

Os depósitos lacustres de calcarenitos e calcirruditos intraclásticos do Pré-sal da Bacia de Santos apresentam significativas espessuras (localmente em escala decamétrica) e extensão lateral. Esses depósitos constituem importantes reservatórios em campos do Pré-sal, como por exemplo, no Campo de Búzios. Na Bacia de Santos, os depósitos intraclásticos estão inseridos na Formação Barra Velha, e foram gerados pela ressedimentação de fragmentos de agregados fasciculares e esferulitos de calcita, oóides e pelóides de argilominerais magnesianos, e outros materiais associados. Nos últimos anos, vários estudos relacionados à gênese dos depósitos *in situ* da seção Pré-sal foram publicados, no entanto, a gênese e a evolução diagenética dos depósitos intraclásticos são pouco compreendidas.

Além das características deposicionais (fácies, seleção, distribuição, espessura) serem favoráveis para as ótimas propriedades de reservatório registradas nas fácies retrabalhadas, a evolução diagenética também atuou na preservação ou no aumento da porosidade, embora de forma heterogênea. As modificações diagenéticas dos depósitos *in situ* do Pré-sal são abordadas em diversos trabalhos, porém nenhum buscou entender a heterogeneidade diagenética dos retrabalhados. Os principais processos eodiagenéticos dos depósitos *in situ* se relacionam com a dissolução das argilas magnesianas e sua

substituição por calcita, dolomita e sílica. Além dos processos eodiagenéticos, fluidos baciais mesodiagenéticos e hidrotermais também foram responsáveis por modificações na porosidade e permeabilidade dos reservatórios.

Objetivos:

Considerando a importância destes depósitos na exploração de hidrocarbonetos, o objetivo principal da tese é a caracterização petrológica das rochas intraclásticas do Pré-sal na Bacia de Santos, particularmente quanto aos processos e produtos diagenéticos, e quanto ao seu impacto sobre a distribuição da porosidade e consequentemente sobre a qualidade dos reservatórios do Campo de Búzios. O foco deste projeto será a construção de modelos de evolução da diagênese e de qualidade de reservatórios dos depósitos intraclásticos, com objetivo de auxiliar na exploração e produção desses reservatórios.

Como objetivos específicos têm-se: (1) a caracterização de texturas, fábricas, constituintes primários, diagenéticos e sistemas porosos; (2) a identificação das condições de precipitação, temperatura e composição de fluidos precipitantes; (3) a geração de modelos conceituais da evolução diagenética e seu impacto sobre a qualidade de reservatórios.

Aplicação no Setor de Petróleo e Energia:

As acumulações de óleo do Pré-sal têm um alto valor comercial devido à excelente qualidade do óleo leve acumulado em campos gigantes e supergigantes na área. Segundo a ANP, o Campo de Búzios é atualmente o segundo maior produtor de hidrocarbonetos do Brasil, onde as duas instalações que mais produzem no Pré-sal estão inseridas, produzindo respectivamente 165.598 e 145.189 barris de petróleo por dia (bbl/d). Juntamente com as fácies *in situ*, os depósitos intraclásticos heterogêneos constituem os principais reservatórios no Campo de Búzios.

O grande interesse na área de Búzios se dá pelo volume de reservas, que representam 66,6% do total das reservas provadas brasileiras (~15 bilhões de barris em novembro de 2019), podendo se tornar o sétimo maior campo de petróleo offshore do mundo, a depender do tempo de vida e eficiência da fase de produção. Portanto, a caracterização dos padrões de porosidade irá contribuir para otimizar a produção dos reservatórios a partir da caracterização dos controles da porosidade. Além disso, a compreensão da história diagenética e dos seus controles regionais deverão fornecer bases

para prever as propriedades de reservatório nas áreas ainda em exploração.

Este estudo será desenvolvido de forma integrada com um grande projeto de estudo regional dos depósitos intraclásticos do Pré-sal da Bacia de Santos, a ser executado pelo Instituto de Geociências da UFRGS para a TotalEnergies do Brasil.

Resultados Obtidos:

Espera-se que a caracterização diagênese dos depósitos retrabalhados contribua para a compreensão dos reservatórios do Campo de Búzios. Os produtos previstos para com o projeto de tese incluem: (1) perfis sedimentológicos integrados; (2) descrições petrográficas sistemáticas quantitativas das lâminas delgadas estudadas; (3) documentação fotomicrográfica das principais feições petrográficas; (4) petrofácies genéticas, definidas com base na combinação das principais texturas, fábricas e composição primária, processos e produtos diagenéticos, e porosidade; (5) sequências paragenéticas dos processos diagenéticos interpretadas para cada petrofácies; (6) modelos conceituais da evolução diagenética, de porosidade e de qualidade dos reservatórios; (7) produções científicas.

12º PDPetro – Balneário Camboriú/SC - 30/10/2024 a 01/11/2024

DIAGÊNESE E QUALIDADE DE RESERVATÓRIO DAS ROCHAS INTRACLÁSTICAS DO CAMPO DE BÚZIOS, PRÉ- SAL, BACIA DE SANTOS

Mariane Cristina Trombetta^{1,2,*}, Amanda Goulart Rodrigues¹, Luiz Fernando De Ros¹

¹Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

²Instituto do Petróleo e Recursos Naturais, Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul

*mariane.trombetta@ufrgs.br

R E S U M O

Os reservatórios intraclásticos do Pré-sal são produto da erosão e redeposição dos depósitos *in situ*, constituídos por agregados fasciculares e esferulíticos de calcita, associados a intraclastos, oóides e pelóides de argila magnesianas e materiais detríticos. Reservatórios intraclásticos apresentam grande espessura e extensão, e excelente qualidade no Campo de Búzios da Bacia de Santos. O objetivo deste estudo foi caracterizar os processos diagenéticos e suas relações, bem como a porosidade dos calcarenitos e calcirruditos intraclásticos em dois poços do Campo de Búzios, a fim de entender o impacto da diagênese na qualidade desses reservatórios. Modelos de evolução diagenética foram propostos a partir da análise petrográfica quantitativa de 81 lâminas delgadas, combinada com dados petrofísicos dos poços, para explicar a qualidade de reservatório das rochas carbonáticas intraclásticas. Quinze petrofácies de reservatório foram definidas com base nos principais aspectos texturais e composicionais primários, processos e produtos diagenéticos que influenciaram a porosidade dos reservatórios. Os processos diagenéticos ocorreram de forma heterogênea, diminuindo, preservando ou aumentando a porosidade. Dolomitização e silicificação foram os principais processos de substituição e cimentação. Pelo menos duas fases de sílica ocorrem, com calcedônia fibrosa cobrindo ou substituindo as partículas e circundando os poros, e quartzo macrocristalino preenchendo os poros remanescentes. A dolomita ocorre predominantemente na forma de cristais blocosos e zonados,

substituindo partículas, e como cimento nos poros interpartícula. Dolomita em sela ocorre preenchendo poros vulgares, associada com calcita macrocristalina, analcima e barita. Além da porosidade por dissolução de constituintes primários e diagenéticos, cimentação e substituição, os sistemas porosos foram afetados intensa- e heterogeneamente por processos de compactação física e química controlados pela cimentação precoce de dolomita e pela variação textural primária. Mesmo com essas mudanças diagenéticas afetando seus sistemas porosos, os intervalos intraclásticos correspondem aos valores mais altos e verticalmente contínuos de porosidade petrográfica e nos perfis de ressonância magnética. A compreensão das características, controles e distribuição da porosidade nas rochas intraclásticas do Campo de Búzios é crucial para otimizar a produção do campo, assim como de reservatórios equivalentes em outras áreas do Pré-sal.

CBGEO 2024 - Belo Horizonte/MG 13 a 17/10/2024

**DEPOSIÇÃO E EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DAS ROCHAS
INTRACLÁSTICAS DA FORMAÇÃO BARRA VELHA, CAMPO DE BÚZIOS,
BACIA DE SANTOS**

Trombetta, MC^{1,2}; Rodrigues, AG¹; De Ros, LF¹

¹ Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS

² Instituto do Petróleo e dos Recursos Naturais - IPR/PUCRS

Resumo: Os reservatórios intraclásticos do pré-sal apresentam grande espessura e extensão no Campo de Búzios, Bacia de Santos. Esses depósitos são produto da erosão e redeposição de agregados fasciculares e esferulíticos de calcita, associados a intraclastos compostos por argila magnesiana, oóides e pelóides argilosos, e materiais detríticos. O objetivo deste estudo foi caracterizar estes depósitos, com foco na evolução diagenética e da porosidade dos calcarenitos e calcirruditos em dois poços do Campo de Búzios, a fim de entender o impacto da diagênese na qualidade desses reservatórios. Para realização do estudo, foi realizada a descrição dos testemunhos, análise dos perfis geofísicos e análise petrográfica de 419 lâminas delgadas de dois poços localizados na região sul do campo. Epifluorescência ultravioleta foi utilizada como técnica complementar para a caracterização das fases minerais. Normalmente, as rochas intraclásticas da Formação Barra Velha apresentam boa porosidade deposicional, salvo raros casos em que a matriz de argilas magnesianas ocorre associada. Modelos combinando petrografia detalhada e dados petrofísicos foram criados para entender a evolução diagenética das rochas carbonáticas intraclásticas e de sua qualidade do reservatório. Os processos diagenéticos ocorreram de forma heterogênea, diminuindo, preservando ou aumentando a porosidade interpartícula primária. Dolomitização e silicificação foram os principais processos de substituição e cimentação. Pelo menos duas fases de preenchimento por sílica ocorrem, com calcedônia fibrosa cobrindo ou substituindo partículas e circundando os poros, e quartzo macrocristalino preenchendo a porosidade remanescente. A dolomita ocorre predominantemente na forma de cristais

blocosos e zonados, substituindo as partículas e preenchendo poros. Dolomita em sela ocorre preenchendo porosidade secundária, associada à calcita macrocristalina, analcima e barita. Além da dissolução de constituintes primários e diagenéticos, da cimentação e substituição, o sistema poroso foi afetado intensa e heterogeneamente por processos de compactação física e química, controlados pela cimentação precoce por dolomita e pela variação da textura primária. Minerais acessórios de preenchimento de poros, como fluorita e dawsonita, também foram identificados. A ocorrência limitada de pirita indica um ambiente diagenético com baixa disponibilidade de sulfato e ferro. Mesmo com as alterações diagenéticas que afetaram sua porosidade, os intervalos intraclásticos ainda são correlacionados com os valores mais altos e verticalmente contínuos (“padrões em caixote”) de porosidade nos perfis de ressonância magnética. Compreender as características, controles e distribuição das zonas cimentadas, compactadas e porosas das rochas intraclásticas do Campo de Búzios é crucial para otimizar seu desenvolvimento e a recuperação de hidrocarbonetos durante sua produção.

PALAVRAS-CHAVE: Rochas intraclásticas; Formação Barra Velha; Campo de Búzios, Diagênese.

**International Association of Sedimentologists Conference (IAS) -
Aberdeen/SCO - 25 a 27/06/2024**

**DIAGENESIS AND RESERVOIR QUALITY OF REDEPOSITED CARBONATE
ROCKS FROM THE GIANT BUZIOS FIELD, SANTOS BASIN, BRAZIL**

Mariane Trombetta¹, Amanda Rodrigues¹, Luiz Fernando De Ros¹

¹ *Institute of Geosciences of Federal University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil*

Intraclastic reservoirs present large thickness and extension of in the Búzios Field of Santos Basin. These deposits were generated by the erosion and redeposition of fascicular and spherulitic calcite aggregates, associated with magnesian clay intraclasts, ooids and peloids, and detritic materials. The aim of this study was to characterize the diagenetic and porosity evolution of calcarenites and calcirudites in two wells of the Búzios field in order to understand the impact of diagenesis in these reservoirs. Diagenetic evolution and reservoir quality models of intraclastic deposits were created correlating with well-logs petrophysic data. Diagenetic processes occur heterogeneously decreasing, preserving, or increasing porosity in these rocks. Dolomitization and silicification were the main processes of replacement and cementation. At least two phases of pore filling by silica occur, with fibrose chalcedony covering particles and surrounding pores and macrocrystalline quartz filling pores. The dissolution of dolomite blocks and the replacement by quartz indicate alternations in the geochemical environment conditions. In addition to the dissolution porosity of primary and diagenetic constituents, pore-filling cement, and mineral replacements, the porous system is intensely and heterogeneously affected by physical and chemical compaction processes controlled by the early dolomite cementation and the primary textural variation. Pore-filling accessory minerals such as fluorite and dawsonite were also identified, indicating high CO₂ and Na pressure in the geochemical system. The discrete occurrence of pyrite, commonly associated with organic matter, indicates a diagenetic environment with low sulfate and iron availability. Even with diagenetic changes that affect the porosity of redeposited rocks, the intervals of redeposited rocks are correlated with highest and



vertically continuous magnetic resonance porosity values. Understanding the characteristics, controls, and distribution of the cemented and porous zones of the reworked rocks of the Búzios field is crucial for the development of reservoir models.

**International Association of Sedimentologists Conference (IAS) -
Aberdeen/SCO - 25 a 27/06/2024**

**DIAGENETIC PROCESSES IN APTIAN PRE-SALT RESEDIMENTED
CARBONATE AND HYBRID ROCKS OF SANTOS BASIN, BRAZIL**

Mariane Trombetta¹, Sabrina Altenhofen¹, Thisiane Dos Santos¹, Argos Schrank^{1,2},
Márcio De Souza¹, William Freitas^{1,2}, Rafaela Lenz^{1,2}, Rosalia Barili¹, Amanda
Rodrigues^{1,2}, Felipe Dalla Vecchia¹, Luiz Fernando De Ros^{1,2} & Anderson Maraschin¹

¹ *Institute of Petroleum and Natural Resources, Porto Alegre, RS, Brazil*

² *Institute of Geosciences of Federal University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil*

The South Atlantic Aptian Pre-Salt lacustrine carbonate deposits represent one of the largest hydrocarbon provinces in the world. Intraclastic deposits of the Barra Velha Formation from the Santos Basin were generated by resedimentation of the *in situ* calcite and clay aggregates. Millimetric intercalations between *in situ* and reworked deposits are extremely common, indicating high-frequency changes in depositional conditions. This study aimed to characterize the diagenetic processes, distribution patterns, and their impact on reservoir quality of reworked deposits in seven wells from the three different fields. Dolomitization and silicification are the main diagenetic processes in calcarenites and calcirudites. Blocky and saddle dolomite occur filling interparticle pores and less commonly replacing intraclasts, while the rare matrix remnants are replaced by dolomite. Locally, pseudomorphic dolomite preserved the original internal textures of the intraclasts. Interparticle and vugular pores are lined by prismatic quartz and filled by drusiform and coarsely-crystalline quartz. Chalcedony is present as fibrous rims and spherulitic aggregates both cementing and replacing grains. Microcrystalline quartz preferentially replaces intraclasts. Diagenetic calcite is less common and appears as rims lining and locally filling pores. One exception is the rare hybrid arenites composed of volcanic fragments mixed with carbonate intraclasts and clay ooids, which show pervasive cementation by macrocrystalline calcite and heterogeneous compaction. Extensive silicification associated with hydrothermal activity, barite, dawsonite, and intense fracturing erased the primary features and strongly reduced the primary porosity. Unlike the associated *in-situ* deposits, the porosity of the reworked rocks was strongly



reduced by mechanical and chemical compaction, while also was controlled by primary textural features and early diagenetic processes. Understanding the patterns and impacts of post-depositional alterations on the Pre-salt reworked rocks will contribute to mitigating exploration risks and enhancing production optimization.



Mountjoy IV Conference – 10 A 13/08/2025 - Montreal/CA**Title of Abstract:**

Evolution of diagenesis and reservoir quality in Brazilian pre-salt resedimented carbonate rocks from the Santos Basin

Session:

Carbonate Diagenesis/Dolomitization

Keywords: (maximum of four):

lacustrine carbonates; resedimented deposits, diagenesis; pre-salt reservoir

Corresponding Author:

Mariane Cristina Trombetta

Company/Affiliation:

Institute of Geosciences of Federal University of Rio Grande do Sul

Address (City/state/postal code):

9500 Bento Gonçalves Avenue, Porto Alegre, Rio Grande do Sul State, 90650-001

Country:

Brazil

Email address:

marianetrombetta@gmail.com

Student: YES



Early career: YES

List Co-Authors (name, company/affiliation, and email):

Sabrina Danni Altenhofen, Institute of Petroleum and Natural Resources of Pontifical Catholic University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil,
sabrina.altenhofen@pucrs.br

Jaques Soares Schmidt, Institute of Petroleum and Natural Resources of Pontifical Catholic University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil,
jaques.schmidt@pucrs.br

William Da Silveira Freitas, Institute of Petroleum and Natural Resources of Pontifical Catholic University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil,
william.freitas@pucrs.br

Rosalia Barili, Institute of Petroleum and Natural Resources of Pontifical Catholic University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil, rosalia.cunha@pucrs.br

Amanda Goulart Rodrigues, Institute of Geosciences of Federal University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil, goulart.rodrigues@ufrgs.br

Luiz Fernando De Ros, Institute of Geosciences of Federal University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil, lfderos@inf.ufrgs.br

Has this material been presented elsewhere? (if yes, please indicate where and

when); **NO**

Abstract Text (maximum 300 words):

The South Atlantic pre-salt carbonate deposits are one of the largest hydrocarbon provinces in the world. The resedimentation of the *in situ* calcite aggregates and magnesian clay deposits created thick packages of calcarenites and calcirudites in the Santos Basin, eastern Brazilian margin. This study aimed to characterize the diagenetic processes, distribution patterns, and their impact on reservoir quality of resedimented deposits of Aptian Barra Velha Formation. Dolomitization and silicification are the main diagenetic processes. Blocky and saddle dolomite occur filling interparticle pores, and less commonly, replacing intraclasts. Locally, pseudomorphic dolomite preserved the original internal textures of the intraclasts. Interparticle and vugular pores are lined by prismatic quartz and filled by drusiform and coarsely-crystalline quartz. Chalcedony is present as fibrous rims and spherulitic aggregates both cementing and replacing grains. Microcrystalline quartz preferentially replaces intraclasts. Diagenetic calcite is less common and occur as rims lining and locally filling pores. Hydrothermal activity precipitated extensive silicification, barite, and dawsonite, and intense fracturing erased the primary features. Unlike the associated *in-situ* reservoirs, the porosity of the resedimented reservoirs was strongly reduced by mechanical and chemical compaction. Diagenetic processes reduced, preserved or increased the porosity. Blocky dolomite cementation was less deleterious to reservoir quality compared to silica cementation, as it preserved intercrystalline porosity between dolomite rhombohedrons. Understanding the patterns and impacts of post-depositional alterations on the pre-salt resedimented rocks will contribute to mitigating exploration risks and provide important insights into particulate carbonate rocks deposited in lacustrine and alkaline environments.