



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Ana Carolina Leonel Sartorato

**Caracterização faciológica, estratigráfica e diagenética dos reservatórios  
carbonáticos da Formação Barra Velha, Bacia de Santos**

Rio de Janeiro

2018

Ana Carolina Leonel Sartorato

**Caracterização faciológica, estratigráfica e diagenética dos reservatórios carbonáticos da  
Formação Barra Velha, Bacia de Santos**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Orientador: Prof Dr. Egberto Pereira

Rio de Janeiro

2018

CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

S251 Sartorato, Ana Carolina Leonel.  
Caracterização faciológica, estratigráfica e diagenética dos reservatórios carbonáticos da Formação Barra Velha, Bacia de Santos / Ana Carolina Leonel Sartorato. – 2018.  
277 f. : il.

Orientador: Egberto Pereira.  
Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geologia estratigráfica – Formação Mineral – Barra Velha (SC) – Teses. 2. Pré-Sal – Barra Velha (SC) – Teses. 3. Carbonatos – Sedimentação e depósitos – Brasil – Teses. 4. Diagênese – Santos, Rio, Bacia de (SP) – Teses. 5. Modelagem numérica – Bacia de Santos (SP) – Teses. I. Pereira, Egberto. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 551.24.02(815.6/816.4)

Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7: 5265

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

---

Assinatura

---

Data

Ana Carolina Leonel Sartorato

**Caracterização faciológica, estratigráfica e diagenética dos reservatórios carbonáticos da  
Formação Barra Velha, Bacia de Santos**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Aprovada em 26 de abril de 2018.

Banca Examinadora:

---

Prof. Dr. Egberto Pereira

Faculdade de Geologia - UERJ

---

Prof. Dr. René Rodrigues

Faculdade de Geologia - UERJ

---

Dra. Marcelle Marques Erthal

Petróleo Brasileiro S. A.

Rio de Janeiro

2018

## **DEDICATÓRIA**

À minha mãe Gislaine, por seu apoio e amor, sempre.

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer a Petrobras pela oportunidade de realizar este estudo, em especial aos gerentes de geologia de reservatórios Carlos Henrique de Lima Bruhn e Ednilson Bento Freire pelo auxílio no processo de liberação dos dados utilizados nessa dissertação, apoio e incentivo. Agradeço ainda ao meu gerente Bruno Moczydlower pela minha liberação e total apoio a realização deste mestrado.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Egberto Pereira, pela orientação e pelo incentivo em “pensar fora da caixa”.

Ao meu marido Rômulo, pelo companheirismo, amor e paciência nessa longa jornada. Agradeço também pelas valiosas contribuições a essa dissertação.

Aos meus pais, Nelson e Gislaine, ao meu irmão, Rodrigo, e a minha segunda mãe, Tata, pelo amor e carinho, e por sempre terem acreditado no meu potencial.

Aos meus mestres, Olinto Gomes de Souza Jr. e Rita Parisi Conde Pozzi. Obrigada pelos ensinamentos, apoio e contribuições para meu crescimento pessoal e profissional.

Ao geólogo Rodrigo Bunevich, pelo apoio, auxílio e discussões.

Aos colegas de trabalho e amigos, Franco Quadros, Marcos Paulo de Deus, João Paulo Gomes, Thiago Mizuno, Leonardo de Oliveira, Jessiane Paegle, João Rosseto, Cristiano Rancan, Vivian Pessoa, Tom Borges, Rodrigo Baptista, Allan Penatti, Alexandre Zanatta, Yaro Silva, Julice Santos e Marcelle Erthal.

A geofísica Ana Maria Moliterno pela interpretação sísmica da área de estudos.

Aos técnicos dos laboratórios do CENPES da Petrobras e ao geólogo operador da microsonda eletrônica do CRTI da Universidade Federal de Goiânia, Ivan Araújo.

Por fim, gostaria de agradecer em especial à geóloga Sandra Nellis Tonietto, pela orientação e inestimável contribuição a este trabalho, participando na descrição das lâminas delgadas, das análises aqui apresentadas e estando sempre disposta a transmitir seus conhecimentos sobre essas rochas complexas, mas ao mesmo tempo fascinantes. Obrigada por todo apoio e paciência em me orientar e ensinar!

A todos vocês, MUITO OBRIGADA!

Try not. Do or do not. There is no try.

*Mestre Yoda* (Lucasfilm, 1980)

## RESUMO

SARTORATO, Ana Carolina Leonel. *Caracterização faciológica, estratigráfica e diagenética dos reservatórios carbonáticos da Formação Barra Velha, Bacia de Santos*. 2018. 277 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

As bacias marginais brasileiras apresentam extensos depósitos carbonáticos lacustres, de idade aptiana, conhecidos como a seção Pré-Sal, onde foram descobertas grandes acumulações de óleo, a partir de 2006. Os maiores volumes ocorrem na Formação Barra Velha, Bacia de Santos. Estudos sedimentares, estratigráficos e diagenéticos de detalhe são muito importantes, pois fornecem subsídios para a prospecção de novas áreas, e viabilizam o desenvolvimento da produção nos campos já delimitados. Nesse sentido, o objetivo deste trabalho consistiu na caracterização faciológica, estratigráfica e diagenética de um reservatório carbonático da Formação Barra Velha, e a incorporação dos resultados em um modelo numérico tridimensional. Para tanto, foram descritos 265 metros de testemunho, 331 amostras laterais rotativas e 221 lâminas delgadas provenientes de quatro poços. Além disso, foram realizadas, em amostras selecionadas, análises por catodoluminescência, microscopia eletrônica de varredura, difratometria de raios-x e análises químicas em microsonda eletrônica. Através da análise de fácies, 15 fácies sedimentares foram identificadas. Analisando-se as características litológicas de cada uma delas, juntamente com seu padrão de transição, foi possível estabelecer um empilhamento de fácies ideal, que é principalmente controlado pelo balanço hídrico do lago (períodos secos e úmidos). Através desse padrão, e com a análise de seções sísmicas e perfis elétricos, foi feita a correlação estratigráfica entre os quatro poços estudados, a partir da qual foi selecionado um intervalo para a caracterização diagenética. Através do estudo diagenético, identificou-se que os principais minerais diagenéticos são, em ordem de abundância, a dolomita, minerais de sílica e a calcita. Esses minerais são predominantemente eodiagenéticos, e ocorrem em uma grande diversidade de formas, que representam fases diagenéticas diferentes. Os minerais carbonáticos apresentaram composições químicas também distintas entre si. A caracterização faciológica e a descrição sistemática quantitativa de minerais e processos diagenéticos, possibilitou construir modelos numéricos de distribuição de fácies sedimentares e dos produtos diagenéticos. Com a combinação desses modelos, obteve-se um modelo numérico de categorias de qualidade de reservatório, que nos poços mostrou-se coerente com as curvas de permeabilidade calculadas a partir do perfil de ressonância magnética. Assim, pode-se concluir que a análise diagenética foi eficaz na identificação de intervalos com melhor qualidade permoporosa.

Palavras-chave: Pré-Sal. Formação Barra Velha. Carbonatos Lacustres. Diagênese.

Modelagem Numérica.



## ABSTRACT

SARTORATO, Ana Carolina Leonel. *Caracterização faciológica, estratigráfica e diagenética dos reservatórios carbonáticos da Formação Barra Velha, Bacia de Santos*. 2018. 277 f  
Dissertação (Mestrado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

The Brazilian marginal basins have extensive lacustrine deposits of apatian age, known as the Pre-Salt section, where large oil accumulations were discovered since 2006. The largest volumes occur in the Barra Velha Formation, in Santos Basin. Detailed sedimentary, stratigraphic and diagenetic studies of these reservoirs are of crucial importance, for they provide subsidies for the exploration of new areas, and enable the production development in the already delimited oil fields. In this sense, the aim of this dissertation consisted in the facies, stratigraphic and diagenetic characterization of a carbonate reservoir of the Barra Velha Formation, and the incorporation of the results in a 3D numerical model. To do so, 265 meters of core, 331 sidewall cores and 221 thin sections from four wells were studied. In addition, cathodoluminescence, scanning electron microscopy, x-ray diffractometry and electron microprobe chemical analyzes were performed in selected samples. As a result of the facies analysis, 15 sedimentary facies were identified. By observing the lithological characteristics of each facies, together with their transition pattern, it was possible to establish an ideal vertical stacking of facies, which is mainly controlled by the lake water balance (dry and humid periods). Through this pattern together with the analysis of seismic sections and well logs, a stratigraphic correlation was made between the four wells studied, from which an interval was selected for the diagenetic characterization. This study identified that the main diagenetic minerals are, in order of abundance, dolomite, silica minerals and calcite. These minerals are mainly eodiagenetic and occur in a great diversity of forms that represent different diagenetic phases. The carbonate minerals also have differences in chemical composition. The facies characterization and the systematic quantitative description of minerals and diagenetic processes allowed the numerical modeling of the distribution of sedimentary facies and diagenetic products. With the combination of these models, a reservoir quality numerical model was obtained, which turned to be coherent with the permeability log calculated from the nuclear magnetic resonance log. Thus, it can be concluded that the diagenetic analysis was effective in identifying intervals with better permo-porous quality in the reservoir.

Keywords: Pre-Salt. Barra Velha Formation. Lacustrine Carbonates. Diagenesis.

Numerical Modeling

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa de localização da Bacia de Campos .....	23
Figura 2 –	Mapa tectono-estrutural do oceano Atlântico Sul há 84 Ma .....	24
Figura 3 –	Modelos de geração de riftes .....	26
Figura 4 –	Principais feições estruturais da Bacia de Santos e áreas adjacentes .....	28
Figura 5 –	Seção geológica do norte da Bacia de Santos interpretada através de dados sísmicos e gravimétricos .....	29
Figura 6 –	Mapa de contorno estrutural da descontinuidade de Mohorovicic (Moho).....	29
Figura 7 –	Mapa magnético da costa sudeste do Brasil com a projeção da anomalia “Helmut” .....	31
Figura 8 –	Carta estratigráfica da Bacia de Santos .....	34
Figura 9 –	Estrutura cristalina dos argilominerais trioctaédricos magnesianos .....	43
Figura 10 –	Ciclo ideal observado na Formação Barra Velha .....	48
Figura 11 –	Modelo explicativo da relação entre as 3 fácies principais observadas na Formação Barra Velha .....	48
Figura 12 –	Modelo estratigráfico esquemático do Pré-Sal da Bacia de Kwanza .....	49
Figura 13 –	Classificação de rochas carbonáticas de Folk (1959, 1962) .....	53
Figura 14 –	Classificação de rochas carbonáticas de Dunham, 1962 .....	54
Figura 15 –	Classificação de rochas carbonáticas de Embry & Klovan (1971) .....	55
Figura 16 –	Classificação de rochas carbonáticas de Wright (1971) .....	55
Figura 17 –	Classificação de rochas carbonáticas proposta por Terra <i>et al.</i> (2010) ....	57
Figura 18 –	Grupo dos minerais carbonáticos que possuem o ânion $(CO_3)^{2-}$ em sua unidade básica .....	58
Figura 19 –	Estruturas cristalográficas da Calcita ( $CaCO_3$ ) e da Dolomita ( $CaMg(CO_3)_2$ ) .....	59
Figura 20 –	Diagrama de Pressão x Temperatura com os campos de estabilidade dos polimorfos de $CaCO_3$ , calcita e aragonita .....	60
Figura 21 –	Diagrama Ternário Ca-Mg-Fe com as soluções sólidas dos minerais	

	carbonáticos mais frequentes.....	62
Figura 22 –	Gráfico de Temperatura x Concentração de MgCO <sub>3</sub> com as fases minerais sintetizadas experimentalmente por Goldsmith & Heard (1961) .....	63
Figura 23 –	Gráfico de classificação de tipos de lagos .....	68
Figura 24 –	Gráfico da temperatura da água em sistemas lacustres em função da profundidade .....	69
Figura 25 –	Classificação de ambientes lacustres de Tucker & Wright (1990) .....	71
Figura 26 –	Diagrama mostrando a evolução das diferentes composições de salmouras .....	75
Figura 27 –	Características dos depósitos carbonáticos do Great Saly Lake (Utah) ...	79
Figura 28 –	Depósitos carbonáticos do Pyramid Lake (Nevada) .....	81
Figura 29 –	Mounds de geometria subesférica e estrutura acamadada do Pyramid Lake .....	82
Figura 30 –	Morfologia dos estromatólitos do Lago Tanganica .....	85
Figura 31 –	Chaminés inativas expostas no fundo dissecado do lago Abhé .....	86
Figura 32 –	Biohermas da Formação Green River .....	88
Figura 33 –	Estromatólitos da Sequência Balbuena IV (Formação Yacoraite) .....	91
Figura 34 –	Alternância de depósitos de clima úmido e clima seco .....	91
Figura 35 –	Hábito de crescimento dos cristais de calcite em função da razão Mg/Ca	94
Figura 36 –	Feições petrográficas típicas de processos de compactação .....	96
Figura 37 –	O ciclo diagenético e a ocorrência dos principais processos .....	97
Figura 38 –	Ambientes diagenéticos modificados de Longman (1980) para o contexto lacustre .....	99
Figura 39 –	Desenho esquemático ilustrando diferentes tipos de cimentação meteórica .....	100
Figura 40 –	Tipos de cimento que frequentemente se formam no ambiente de subsuperfície .....	102
Figura 41 –	Superposição de curvas de solubilidade de calcita e sílica em relação ao pH .....	105
Figura 42 –	Processos de organomineralização induzida e influenciada .....	109

Figura 43 –	Fatores que contribuem para a organomineralização .....	111
Figura 44 –	Tipos de porosidade seletiva quanto a fábrica .....	114
Figura 45 –	Tipos de porosidade não seletiva e seletiva ou não quanto à fábrica .....	114
Figura 46 –	Localização dos poços selecionados e seções sísmicas .....	120
Figura 47 –	Seção sísmica 1 entre os poços A e D .....	121
Figura 48 –	Seção sísmica 2 entre os poços A e B .....	121
Figura 49 –	Seção sísmica 3 entre os poços A e C .....	122
Figura 50 –	Perfis elétricos do poço A .....	123
Figura 51 –	Perfis elétricos do poço B .....	124
Figura 52 –	Perfis elétricos do poço C .....	125
Figura 53 –	Perfis elétricos do poço D .....	126
Figura 54 –	Seção mostrando os poços selecionados (A, B, C e D) .....	127
Figura 55 –	Visão geral do empilhamento de fácies descritas no testemunho do poço A .....	129
Figura 56 –	Tipos de perfis de imagem .....	131
Figura 57 –	Comparação do perfil de imagem com o testemunho .....	131
Figura 58 –	Correção de profundidade das amostras laterais rotativas .....	132
Figura 59 –	Interpretação de fácies nos intervalos não testemunhados através de perfis de imagem .....	132
Figura 60 –	Seção mostrando perfis de fácies interpretados para toda a extensão da Fm. Barra Velha .....	133
Figura 61 –	Cabeçalho da planilha utilizada para a descrição de lâminas delgadas ....	135
Figura 62 –	Perfis verticais de produtos e processos diagenéticos obtidos através da descrição de lâminas delgadas .....	136
Figura 63 –	Principais constituintes das rochas carbonáticas da Formação Barra Velha .....	147
Figura 64 –	Constituintes menos frequentes das rochas carbonáticas da Formação Barra Velha .....	148
Figura 65 –	Imagens em MEV (BEI) das texturas dos esferulitos e shrubs .....	149
Figura 66 –	Imagens em MEV (BEI) de esferulitos .....	150
Figura 67 –	Características gerais da fácies ESF.arg .....	153

Figura 68 – Exemplos do aspecto macroscópico da fácies ESF .....	154
Figura 69 – Exemplos do aspecto microscópico das fácies ESF e ESF.arg .....	155
Figura 70 – Exemplos do aspecto macroscópico da fácies SB .....	159
Figura 71 – Exemplos da fácies SB com geometria dômica .....	160
Figura 72 – Exemplos do aspecto microscópico das fácies SB .....	161
Figura 73 – Imagens em MEV (BEI) de estruturas alongadas, semelhantes a corpos de bactérias, associadas a um shrub .....	162
Figura 74 – Características gerais da fácies HESF/SB .....	165
Figura 75 – Fotos de parte do testemunho do poço A exemplificando o empilhamento vertical e a transição entre as fácies ESF, HESF/SB e SB .....	166
Figura 76 – Exemplos do aspecto macroscópico da fácies LMT.lis .....	168
Figura 77 – Exemplos do aspecto microscópico da fácies LMT.lis .....	169
Figura 78 – Exemplos do aspecto macroscópico da fácies LMT.cre e LMT.cro .....	172
Figura 79 – Exemplos do aspecto microscópico das fácies LMT.cre e LMT.cro .....	173
Figura 80 – Exemplos do aspecto macroscópico da fácies BL .....	174
Figura 81 – Exemplos do aspecto macroscópico das fácies carbonáticas alóctones sem matriz micrítica .....	178
Figura 82 – Exemplos do aspecto microscópico das fácies carbonáticas alóctones sem matriz micrítica .....	179
Figura 83 – Exemplos do aspecto macroscópico das fácies carbonáticas alóctones com matriz micrítica .....	180
Figura 84 – Proporção de fácies por poço na Fm. Barra Velha .....	185
Figura 85 – Perfil litológico da Fm. Barra Velha no poço A .....	186
Figura 86 – Perfil litológico da Fm. Barra Velha no poço B .....	187
Figura 87 – Perfil litológico da Fm. Barra Velha no poço C .....	188
Figura 88 – Perfil litológico da Fm. Barra Velha no poço D .....	189
Figura 89 – Ciclo de alta frequência idealizado da Formação Barra Velha .....	192
Figura 90 – Diagramas esquemáticos da área de estudos representando a distribuição de fácies e os processos sedimentares que ocorrem nos períodos úmidos do lago .....	193
Figura 91 – Diagramas esquemáticos representando a distribuição de fácies na área	

	de estudos e os processos sedimentares que ocorrem nos períodos de seca no lago .....	194
Figura 92 –	Seção sísmica entre os poços A e D mostrando os marcadores identificados na sísmica .....	196
Figura 93 –	Seção estratigráfica entre os poços A e D mostrando os 9 marcadores interpretados, juntamente com sua interpretação estratigráfica .....	197
Figura 94 –	Seção estratigráfica entre os poços A e D com foco no intercalo estratigráfico selecionado para a caracterização diagenética .....	199
Figura 95 –	Proporção de fácies sedimentares no intervalo selecionado para o estudo diagenético .....	200
Figura 96 –	Características gerais da dolomita romboédrica .....	204
Figura 97 –	Espectros obtidos pela análise de EDS dos pontos na Figura 96-6 .....	205
Figura 98 –	Características gerais das duas fases de dolomita subédrica com extinção ondulante .....	208
Figura 99 –	Características gerais da dolomita lamelar .....	210
Figura 100 –	Espectros obtidos pela análise de EDS dos pontos na Figura 99-6 .....	211
Figura 101 –	Características gerais da dolomita anédrica .....	213
Figura 102 –	Espectros obtidos pela análise de EDS dos pontos na Figura 101-5/6 .....	214
Figura 103 –	Características gerais da sílica criptocristalina .....	216
Figura 104 –	Características gerais do quartzo microcristalino e calcedônia.....	218
Figura 105 –	Características gerais do quartzo macrocristalino .....	219
Figura 106 –	Características gerais dos cimentos de calcita .....	221
Figura 107 –	Minerais acessórios observados na análise de lâminas delgadas .....	223
Figura 108 –	Minerais acessórios observados na análise de MEV juntamente com os espectros obtidos pela análise em EDS .....	224
Figura 109 –	Feições de corrosão geradas por processos de dissolução do arcabouço e de minerais diagenéticos .....	226
Figura 110 –	Exemplos de feições geradas por compactação mecânica e por compactação química .....	228
Figura 111 –	Ocorrência de substituição parcial de shrebs por dolomita e quartzo.....	229
Figura 112 –	Mapeamento composicional de um esferilito por análise de MSE,	

evidenciando substituição por dolomita, sílica e pirita .....	230
Figura 113 – Diagramas ternários Ca-Mg-Fe mostrando a composição das fases de dolomita e calcita dos poços A, C e D .....	233
Figura 114 – Gráficos de dispersão Ca x Mg dos constituintes de calcita: Shrubs, esferulitos e cimento .....	235
Figura 115 – Comparação dos teores de Ca das diferentes fases de dolomita .....	236
Figura 116 – Gráficos de dispersão Ca x Si (Wt%) das fases de dolomita .....	237
Figura 117 – Gráficos de dispersão Ca x Fe das fases de dolomita .....	238
Figura 118 – Análise de difratometria de raios x de uma amostra do poço A e comparação com seu mapa composicional (MEV) .....	240
Figura 119 – Análise de difratometria de raios x de uma amostra do poço D e comparação com seu mapa composicional (MEV) .....	241
Figura 120 – Curvas de intensidade de ocorrência dos produtos diagenéticos .....	243
Figura 121 – Variação vertical dos produtos diagenéticos .....	244
Figura 122 – Correlação entre a proporção de fácies e a cota (H2) .....	245
Figura 123 – Correlação entre a proporção de produtos diagenéticos e a cota (H2) .....	246
Figura 124 – Correlação entre a proporção de produtos diagenéticos e a proporção de fácies .....	247
Figura 125 – Etapas realizadas na construção do modelo numérico de fácies sedimentares .....	248
Figura 126 – Etapas realizadas na construção do modelo numérico de distribuição dos produtos diagenéticos – Exemplo do quartzo .....	250
Figura 127 – Combinação dos cubos 3D de distribuição de produtos diagenéticos e de intensidade de dissolução para gerar um indicador de qualidade do reservatório .....	251
Figura 128 – Modelo numérico de categorias de qualidade do reservatório .....	253
Figura 129 – Comparação entre modelo de categorias de qualidade do reservatório e a curva de permeabilidade (K RMN) .....	254

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Termos modificadores propostos por Choquette e Pray (1977) .....	115
Tabela 2 –	Amostras disponíveis para os poços selecionados .....	119
Tabela 3 –	Princípio físico e aplicação dos perfis elétricos utilizados .....	119
Tabela 4 –	Escala granulométrica de Wentworth-Udden (1922a) .....	144
Tabela 5 –	Classificação de tamanho do constituinte <i>Shrub</i> .....	144
Tabela 6 –	Síntese das principais características e interpretação das fácies identificadas .....	181
Tabela 7 –	Paragênese diagenética da Fm. Barra Velha .....	231



## SUMÁRIO

	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	19
1	<b>OBJETIVO</b> .....	21
2	<b>ÁREA DE ESTUDOS</b> .....	22
2.1	<b>Localização</b> .....	22
2.2	<b>Contexto tectônico e sedimentação da Bacia de Santos</b> .....	23
2.3	<b>Estruturação da Bacia de Santos</b> .....	27
2.4	<b>Estratigrafia</b> .....	31
2.5	<b>Formação Barra Velha</b> .....	37
2.5.1	<u>Constituintes e fácies sedimentares</u> .....	39
2.5.2	<u>Influência marinha</u> .....	41
2.5.3	<u>Argilominerais magnesianos</u> .....	41
2.5.4	<u>Modelos deposicionais</u> .....	45
2.5.5	<u>Ciclicidade</u> .....	46
2.5.6	<u>Variação lateral de fácies</u> .....	49
2.5.7	<u>Diagênese</u> .....	50
3	<b>SEDIMENTOLOGIA E DIAGÊNESE EM ROCHAS CARBONÁTICA CONTINENTAIS</b> .....	52
3.1	<b>Classificação de rochas carbonáticas</b> .....	52
3.2	<b>Mineralogia das rochas carbonáticas</b> .....	58
3.2.1	<u>Cristalografia básica</u> .....	59
3.2.2	<u>Soluções sólidas</u> .....	61
3.2.3	<u>Minerais carbonáticos com alto teor de magnésio</u> .....	62
3.3	<b>Sedimentação carbonática em contexto lacustre</b> .....	65
3.3.1	<u>Hidrologia e tipos de bacias lacustres</u> .....	66
3.3.2	<u>Estratificação</u> .....	68
3.3.3	<u>Ambientes deposicionais</u> .....	70
3.3.4	<u>Processos sedimentares</u> .....	71

3.4	<b>Análogos aplicáveis aos depósitos carbonáticos da Formação Barra Velha ..</b>	77
3.4.1	<u>Ambientes carbonáticos lacustres modernos .....</u>	77
3.4.2	<u>Ambientes carbonáticos lacustres do registro geológico .....</u>	87
3.5	<b>Diagênese em rochas carbonáticas em contexto continental .....</b>	92
3.5.1	<u>Processos diagenéticos e seus controles .....</u>	92
3.5.2	<u>Zonas e ambientes diagenéticos .....</u>	96
3.5.3	<u>Dolomita em sedimentos e rochas carbonáticas continentais .....</u>	102
3.5.4	<u>Silicificação de rochas carbonáticas continentais .....</u>	104
3.5.5	<u>O papel dos microrganismos e da matéria orgânica na precipitação de minerais carbonáticos .....</u>	107
3.6	<b>Porosidade em rochas carbonáticas .....</b>	112
4	<b>MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	116
4.1	<b>Revisão bibliográfica .....</b>	116
4.2	<b>Consolidação da base de dados e seleção dos poços a serem estudados .....</b>	117
4.3	<b>Descrição de testemunhos e amostras laterais .....</b>	128
4.4	<b>Interpretação de perfis de imagem .....</b>	129
4.5	<b>Correlação estratigráfica .....</b>	134
4.6	<b>Análise petrográfica .....</b>	134
4.7	<b>Análises complementares .....</b>	137
4.7.1	<u>Catodoluminescência (CL) .....</u>	137
4.7.2	<u>Microscópio eletrônico de varredura (MEV) .....</u>	138
4.7.3	<u>Microssonda eletrônica (MSE) .....</u>	139
4.7.4	<u>Difratometria de raios-x (DRX) .....</u>	140
4.8	<b>Modelagem numérica .....</b>	141
5	<b>RESULTADOS .....</b>	143
5.1	<b>Análise de fácies e sua ciclicidade .....</b>	143
5.1.1	<u>Classificações adotadas .....</u>	143
5.1.2	<u>Principais constituintes identificados .....</u>	145
5.1.3	<u>Descrição e interpretação das fácies sedimentares .....</u>	150
5.1.4	<u>Distribuição das fácies sedimentares na área de estudos .....</u>	182
5.1.5	<u>Ciclicidade e modelo deposicional .....</u>	190

5.2	<b>Correlação estratigráfica</b> .....	195
5.3	<b>Análise diagenética</b> .....	201
5.3.1	<u>Produtos e processos diagenéticos</u> .....	201
5.3.2	<u>Paragênese diagenética</u> .....	231
5.3.3	<u>Características químicas de constituintes carbonáticos deposicionais e diagenéticos</u> .....	231
5.3.4	<u>Comparação das características químicas da dolomita e sua resposta em DRX</u> .....	239
5.4	<b>Modelagem numérica</b> .....	242
5.4.1	<u>Análise dos dados de entrada do modelo numérico</u> .....	242
5.4.2	<u>Modelagem numérica</u> .....	247
	<b>CONCLUSÕES</b> .....	255
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	257
	<b>ANEXO - Tabela de elementos analisados</b> .....	274

## INTRODUÇÃO

As bacias marginais brasileiras apresentam extensos depósitos carbonáticos lacustres, de idade aptiana, conhecidos como a seção Pré-Sal. Esses carbonatos ganharam destaque e interesse mundial devido às descobertas de grandes acumulações de óleo na Bacia de Santos, que ocorreram a partir de 2006.

Os maiores volumes de óleo ocorrem na Formação Barra Velha, caracterizada pelos chamados “microbiolitos”, tendo sido provavelmente depositados em águas muito rasas em um lago/mar epicontinental (Moreira et al., 2007).

Dada à necessidade de fornecer subsídios para a prospecção de novas áreas, assim como viabilizar o desenvolvimento da produção nos campos já delimitados, é fundamental o aprofundamento dos estudos dessas rochas. No entanto, a caracterização desses reservatórios apresenta desafios, principalmente devido às seguintes razões:

- a) Lagos são sistemas dinâmicos e muito sensíveis às variações climáticas, como flutuações na precipitação. Conseqüentemente, são instáveis, resultando em padrões de distribuição faciológica lateral e verticalmente mais complexos que os depósitos francamente marinhos (Tucker & Wright, 1990);
- b) Apesar de possuir uma composição mineralógica relativamente simples, a alta reatividade dos minerais carbonáticos primários torna esses sedimentos muito suscetíveis aos processos diagenéticos, que começam a atuar logo após sua deposição (Whitaker & Smart, 2011). A ação desses processos é crítica para a qualidade permoporosa de um depósito carbonático, já que podem resultar em mudanças bruscas na permeabilidade, mesmo quando a porosidade média da rocha é pouco afetada;
- c) O imageamento sísmico desses reservatórios é comprometido pela ocorrência, sobreposta aos mesmos, de uma espessa coluna de sal (2000 – 2500m) representada pela Formação Ariri, além do baixo contraste de densidade entre os estratos. Portanto, atributos sísmicos, como a impedância acústica, são de pouca utilidade na definição da geometria dos corpos e sua distribuição faciológica.

Desde as primeiras descobertas no Pré-Sal da Bacia de Santos, ocorreram avanços no entendimento da Fm. Barra Velha. No entanto, ainda há dúvidas sobre os processos sedimentares responsáveis por sua gênese, assim como sobre os aspectos geológicos que regem a ciclicidade e a distribuição espacial observadas nessas rochas. Além disso, apesar dos esforços e contribuições ao longo dos últimos anos, o estudo dos processos diagenéticos, seus produtos e os impactos na permoporosidade desses reservatórios continua incipiente.

O presente trabalho se propõe a aprofundar os estudos sedimentológicos, estratigráficos e diagenéticos dos reservatórios carbonáticos da Formação Barra Velha.

## 1 OBJETIVO

O objetivo deste trabalho é a caracterização faciológica, estratigráfica e diagenética das rochas carbonáticas da Formação Barra Velha, Bacia de Santos, e a incorporação dos resultados em um modelo numérico tridimensional que represente a distribuição areal das fácies carbonáticas e suas assinaturas diagenéticas. Para atingir esse objetivo geral pretende-se:

- a) Identificar e caracterizar as fácies sedimentares que ocorrem no intervalo de interesse deste estudo;
- b) Fazer uma revisão do arcabouço estratigráfico;
- c) Identificar principais produtos diagenéticos que ocorrem nesse intervalo, interpretando seu significado geológico/estratigráfico;
- d) Incorporar os resultados obtidos em um modelo numérico.

## 2 ÁREA DE ESTUDO

### 2.1 Localização

A Bacia de Santos localiza-se na região sudeste da margem continental brasileira, entre os paralelos 23° e 28° Sul, abrangendo uma área de cerca de 350.000 km<sup>2</sup> até a cota batimétrica de 3.000 m (Moreira *et al.*, 2007). A bacia se estende ao longo do litoral dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo e Paraná, sendo separada da Bacia de Campos, a norte, pelo Alto de Cabo Frio, um alto do embasamento proximal, em cuja direção os estratos de idade albiana ou mais jovens se adelgaçam (Mohriak *et al.* 1995). Seu limite Sul consiste no lineamento formado pela Dorsal de São Paulo e o Alto de Florianópolis, feições que a separam da Bacia de Pelotas (Figura 1).

A área a ser estudada é um campo de petróleo localizado na porção central da Bacia de Santos, a cerca de 310 km da costa do estado de São Paulo, sob lâmina d'água de 2140 m, ocupando uma área de aproximadamente 233 km<sup>2</sup>. A estrutura do campo constitui-se em um *horst* alongado na direção NE-SW, limitado por falhas normais NNE, que condicionou o desenvolvimento de uma plataforma carbonática isolada.

Figura 1- Mapa de localização da Bacia de Santos.



Fonte: A autora, 2018

## 2.2 Contexto tectônico e sedimentação da Bacia de Santos

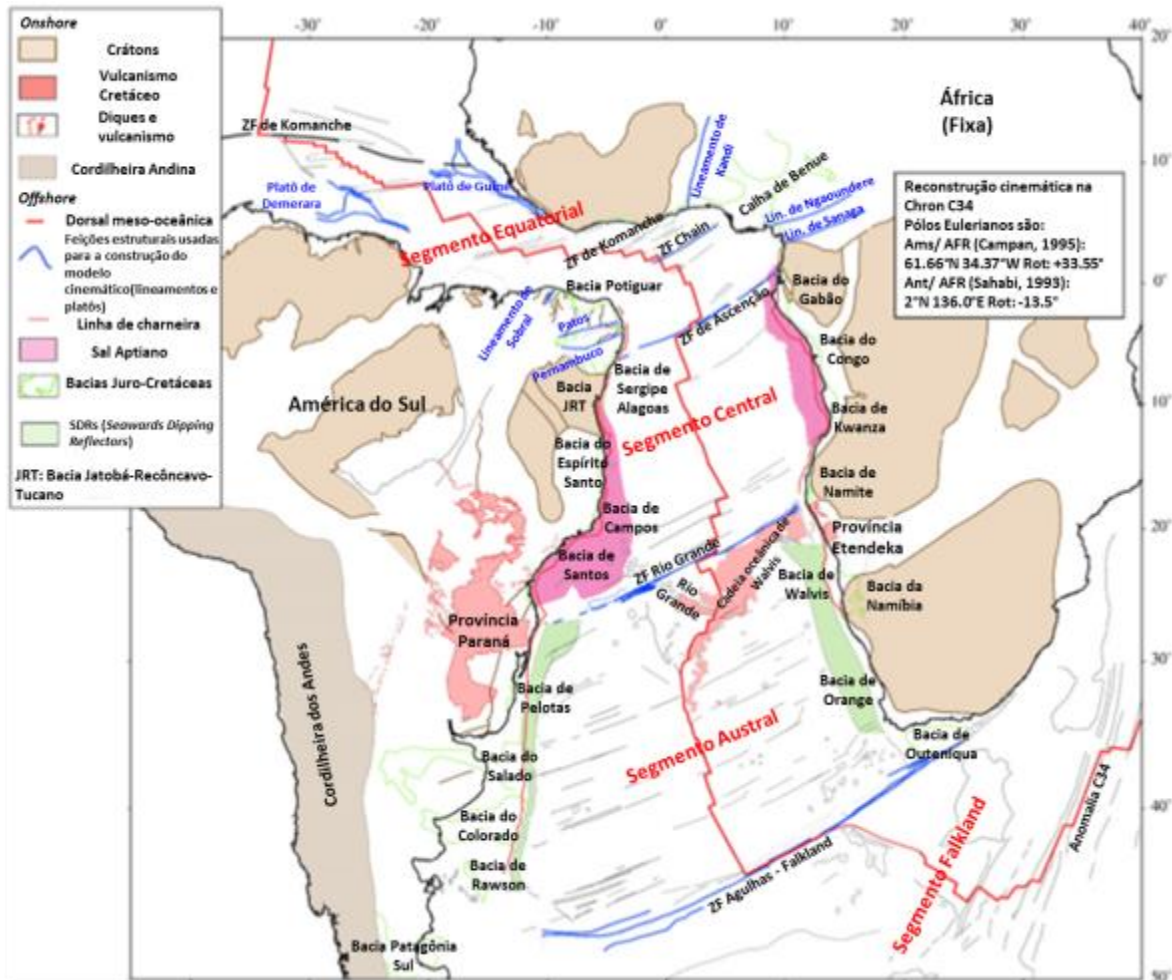
Assim como as demais bacias marginais brasileiras, a Bacia de Santos teve sua origem no processo de ruptura do Supercontinente Gondwana Oeste no Neocomiano, há cerca de 135 Ma (Thiede, 2010). Esse processo culminou na abertura do oceano Atlântico Sul e separação entre os continentes africano e sul-americano.

A Bacia de Santos insere-se na borda sul do chamado Seguimento Central do Atlântico Sul (Moulin *et al.*, 2010). Este segmento possui cerca e 2.000 km de extensão, sendo limitado por duas zonas de falha: Ascensão, ao Norte, e Rio Grande, ao Sul (Figura 2). É caracterizado pela ocorrência de grandes bacias evaporíticas desenvolvidas no Aptiano, dentre as quais inclui-se a Bacia de Santos. Trata-se de uma área de intenso vulcanismo, onde se desenvolveu a grande província ígnea (*Large Igneous Province - LIP*) Paraná-Etendeka, composta principalmente por vulcanismo basáltico toleítico, que precedeu a fragmentação do Supercontinente Gondwana, e a



formação das sequências *sin-ripte* das margens continentais (Mizusaki *et al.*, 1992; Peate, 1997; Rosseti *et al.*, 2014).

Figura 2 - Mapa tectono-estrutural do oceano Atlântico Sul há 84 Ma.



Legenda: São representados os três segmentos do Atlântico Sul, assim como suas principais estruturas. A Bacia de Santos insere-se no Segmento Central, sendo limitado pelas Zonas de Falha Ascensão, ao Norte, e Rio Grande, ao Sul.

Fonte: Modificado de Moulin *et al.* (2010).

A natureza dos mecanismos geradores do rifteamento inicial ainda é muito controversa. Asmus & Baisch (1983) propõe que o soerguimento do manto astenosférico e o subsequente domeamento da crosta continental seriam os causadores do afinamento litosférico. Chang *et al.* (1992) por sua vez, atribuem este domeamento inicial a um intenso processo de estiramento litosférico, tendo as anomalias térmicas um papel secundário no processo de rifteamento.

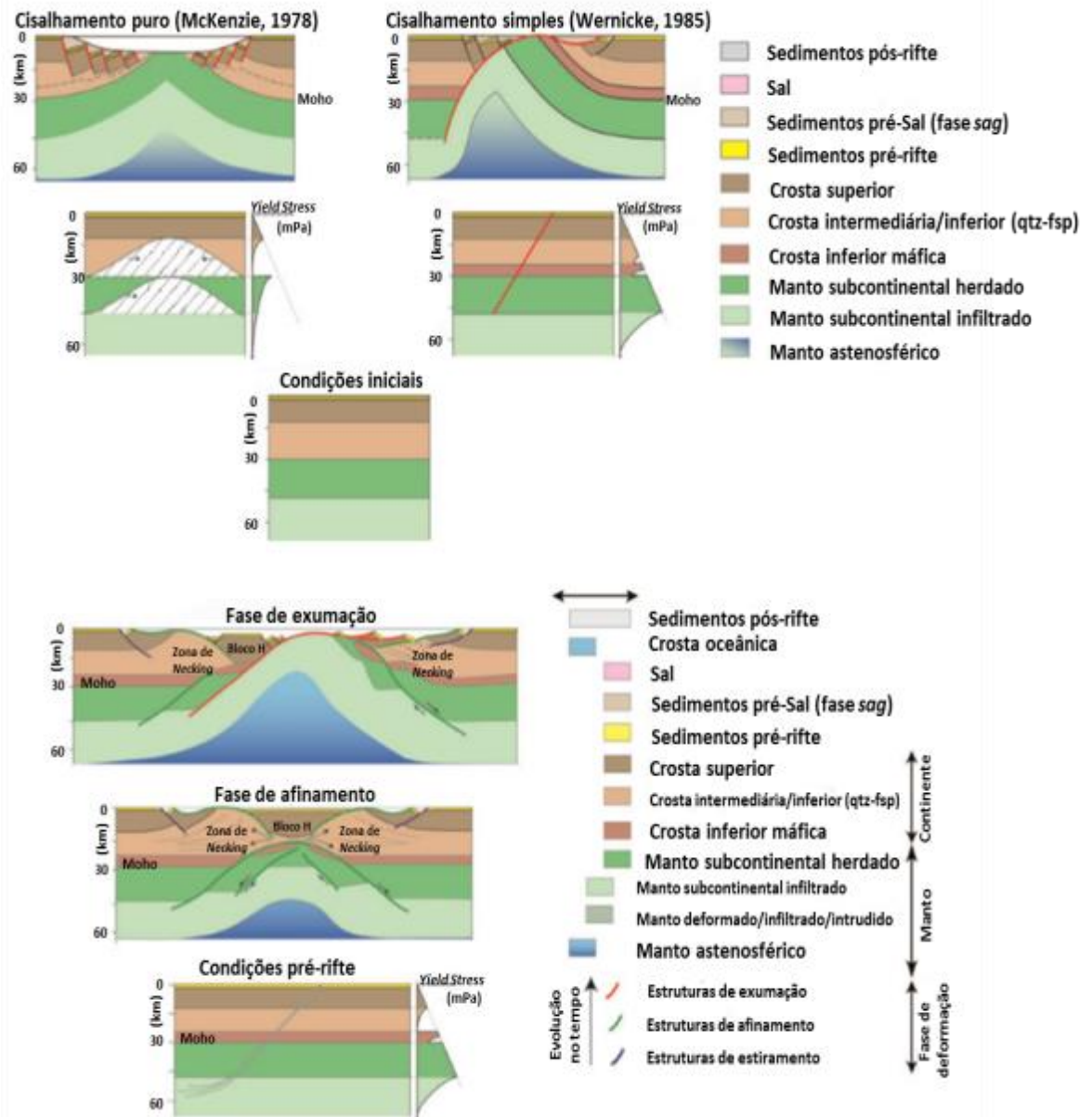
Adicionalmente, a complexa estruturação observada nas margens africana e sul-americana indicam que a evolução das mesmas foi muito mais complexa do que os modelos clássicos propostos para sistemas extensionais que deram origem a abertura de oceanos (Unterneh *et al.*, 2010).

Valendo-se da análise de duas seções sísmicas consideradas “tipo” das margens sul-americana (Bacia de Campos) e africana (margem de Angola), Unterneh *et al.* (2010) realizaram um estudo comparativo entre modelos de rifteamento e suas implicações quanto à distribuição de litologias e a estrutura térmica da litosfera durante o processo. Tanto o modelo de Cisalhamento Puro (Mckenzie, 1978) quanto o de Cisalhamento Simples (Wernicke, 1985) mostraram-se incapazes de explicar a história deformacional e a arquitetura final dessas margens. Já o modelo polifásico proposto por Lavier & Manatschal (2006), aparentemente respeita de forma satisfatória as geometrias e estruturas observadas no Atlântico Sul. Esse modelo postula que o estágio inicial da abertura seria dominado por mecanismos de cisalhamento puro, e que em sua fase final, um componente de cisalhamento simples seria adicionado (Figura 3).

A reconstrução da movimentação das placas durante o processo de abertura do Oceano Atlântico é dificultada pela ocorrência de um grande intervalo de quiescência magnética que ocorreu no Cretáceo, se estendendo do Aptiano até o início do Campaniano. Portanto, esse tema ainda é muito controverso (Chang *et al.*, 1992).

No entanto, vários autores apontam que a deformação distensional foi acomodada de diferentes formas, ao longo de dois eixos principais entre a América do Sul e África (Chang *et al.* 1992; Torsvik *et al.*, 2009; Heine *et al.*, 2013): Um eixo de direção NNE, que evoluiu para o *break-up* e geração do Oceano Atlântico, desde extremidade Sul da Argentina, até a Bacia de Sergipe-Alagoas; e um eixo levemente curvo, de direção WNW-ENE, que constituiu a margem Equatorial brasileira, envolvendo um limite transcorrente entre o Brasil e a África. A evolução da Bacia de Santos está relacionada com o eixo de abertura principal NNE, chamado de “East Brazilian Rift System” (Chang *et al.*, 1992).

Figura 3 – Modelos de geração de riftes



Legenda: Estruturas esperadas para os modelos clássicos de geração de Riftes de Cisalhamento Puro (McKenzie, 1978) e Cisalhamento Simples (Wernicke, 1985), comparados ao modelo misto com exumação do manto proposto por Lavie & Manatschal (2006).

Fonte: Modificado de Unternehr *et al.* (2010).

### 2.3 Estruturação da Bacia de Santos

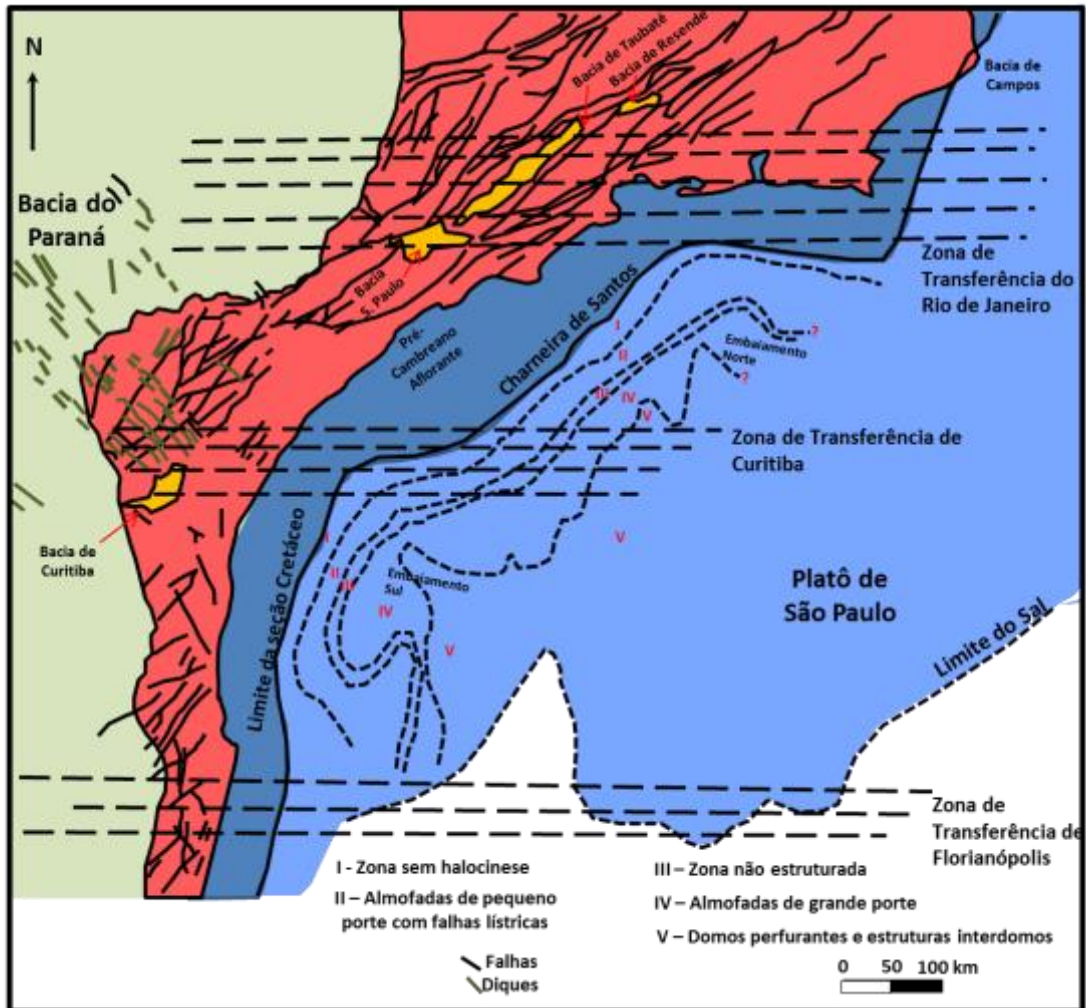
Diversos autores acreditam que a evolução e a estruturação da Bacia de Santos tenham sido fortemente influenciadas pelas heterogeneidades de caráter regional presentes na crosta sobre a qual se desenvolveu (Macedo, 1989; Meisling *et al.*, 2001).

A estruturação geral do rifte da Bacia de Santos é caracterizada por falhas normais de direção NNE que foram afetadas por zonas de transferência destrais de direção NW que progressivamente tornam-se E-W nas proximidades da transição entre a crosta continental e crosta oceânica (Meisling *et al.*, 2001). Durante a abertura da bacia, o regime tectônico predominante caracterizou-se por uma transtensão sinistral (Macedo, 1989; Meisling *et al.*, 2001; Milani *et al.*, 2005).

Segundo Pereira & Macedo (1990) extensões diferenciais da crosta continental durante o processo de abertura do Oceano Atlântico teriam sido as responsáveis pela implantação dessas zonas de transferências, sendo as mais importantes as Zonas de Transferências do Rio de Janeiro, de Curitiba e de Florianópolis (Figura 4). Essas estruturas consistem em importantes faixas preferenciais de recorrência de processos tectônicos, tais como eventos vulcânicos, implantação de semi-grábens encaixados nas falhas NE, e ocorrência de sismos, além de favorecer a migração de hidrocarbonetos nas áreas sedimentares (Macedo, 1989).

O embasamento da bacia mostra um zoneamento de oeste para leste, com alternância de bandas espessas (terrenos de embasamento resistente) e afinadas (terrenos de embasamento plástico) de direção NE-SW. Segundo Zalán *et al.* (2011), essas faixas vistas em seções podem ser interpretadas como *boudins* ou afinamentos crustais (Figura 5). A passagem entre crosta continental e crosta oceânica é marcada pela ocorrência de uma extensa faixa de manto exumado (Figura 6), que ocorreria desde a Bacia de Santos até a Bacia do Espírito Santo (Zalán *et al.*, 2011).

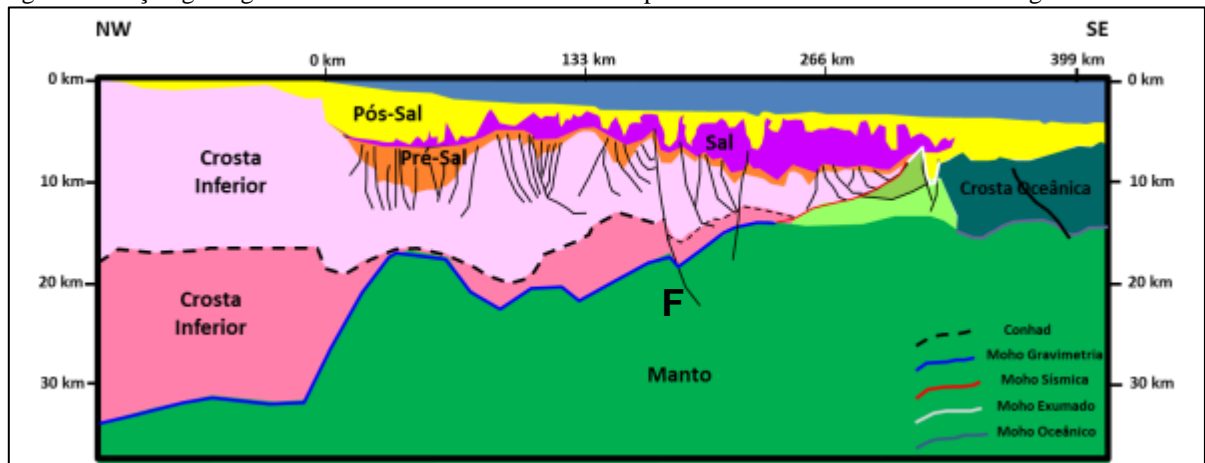
Figura 4 - Principais feições estruturais da Bacia de Santos e áreas adjacentes



Fonte: Modificado de Pereira, Macedo, 1990.



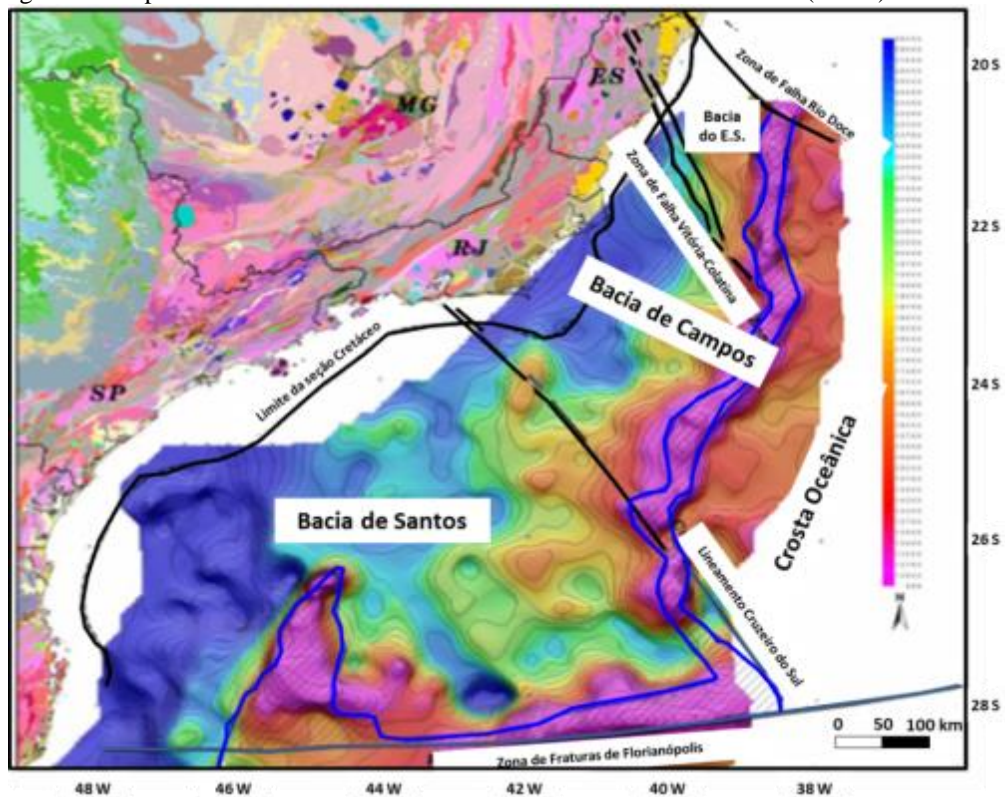
Figura 5 - Seção geológica do norte da Bacia de Santos interpretada através de dados sísmicos e gravimétricos



Legenda: A falha F consiste em uma estrutura de grande escala que separa a área de crosta hiperestendida (Leste) da área de crosta estirada (Oeste).

Fonte: Zalán *et al.*, 2011.

Figura 6 - Mapa de contorno estrutural da descontinuidade de Mohorovicic (Moho)



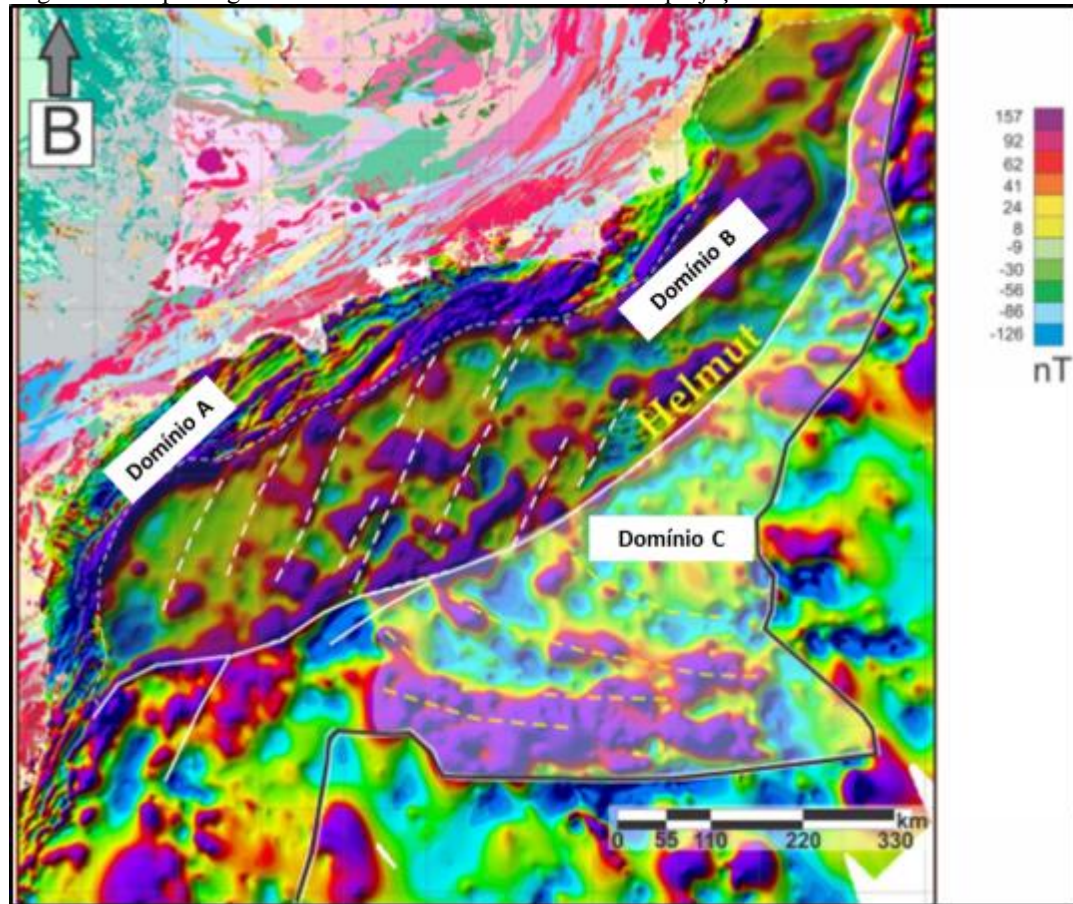
Legenda: A área hachurada e contornada por uma linha azul limita a ocorrência de manto exumado.

Fonte: Zalán *et al.*, 2011.

Outra feição importante é o alto batimétrico (entre 2.000 e 2.800 m) conhecido como Platô de São Paulo (Figura 4). Estudos sugerem que este alto seja constituído por crosta continental estirada recoberta por sal de idade aptiana (Macedo, 1989; Zalán *et al.*, 2011). O alto do embasamento localizado na porção central do Platô é denominado Alto Externo de Santos. Esta estrutura é muito importante tanto para a compartimentação quanto para a evolução tectônica da Bacia de Santos. Corresponde a um alto alongado na direção NE e a partir do qual os sedimentos marinhos são menos espessos em direção ao oceano em comparação aos sedimentos marinhos das regiões proximais (Rigoti, 2015). Além disso, sobre essa estrutura foram desenvolvidas as grandes acumulações nos reservatórios carbonáticos barremianos e aptianos da Bacia de Santos.

Nas porções distais da bacia, ocorre uma anomalia magnética de cerca de 1.000 km de comprimento, denominada “Helmut” e interpretada por Dehler *et al.* (2016) como uma extensa zona de cisalhamento sinistral que conecta as bacias de Campos e Santos. Sua orientação é NE-SW na Bacia de Santos, com inflexão para N-S na Bacia de Campos (Figura 7).

Figura 7 - Mapa magnético da costa sudeste do Brasil com a projeção da anomalia “Helmut”



Legenda: Notar os três domínios principais da região: Domínio A – Localizado próximo à costa. São observadas anomalias lineares interpretadas como expressão dos lineamentos NE presentes no embasamento da Bacia de Santos; Domínio B – Ocorre a oeste da anomalia “Helmut”, e é caracterizado por anomalias NNE, quase paralelas as falhas normais relacionadas à fase Rifte da Bacia de Santos; Domínio C – Localizado a leste da “Helmut”. Apresenta padrões magnéticos relativamente mais homogêneos, com poucas anomalias curvadas em sua terminação sul.

Fonte: Modificado de Dehler *et al.* (2016).

## 2.4 Estratigrafia

O arcabouço estratigráfico aqui descrito corresponde ao exposto na Carta Estratigráfica da Bacia de Santos, proposta pela primeira vez por Pereira; Feijó (1994). A carta foi atualizada por Moreira *et al.* (2007) com ênfase na individualização em sequências deposicionais (Figura 8).



O registro sedimentar foi dividido em megassequências, limitadas por discordâncias erosivas relacionadas às principais fases da evolução tectônica da Bacia, sendo elas denominadas Rifte, Pós-Rifte (Transição) e Drifte.

O limite entre essas fases é controverso. Autores como Bueno (2004), Zalán et al. (2011) e Peron-Pinvidic *et al.* (2013) destacam que o rifteamento consiste em um processo progressivo e diácrono. Assim, ao longo da separação, enquanto um determinado segmento já se encontra na fase pós-rifte, outros ainda se encontram na fase de rifte, em graus diferenciados da extensão da crosta (Bueno, 2004).

As Supersequências Rifte e Pós-Rifte compreendem os sedimentos do Grupo Guaratiba, que é composto pelas Formações Camburiú, Piçarras e Itapema (Rifte) e pelas Formações Barra Velha e Ariri (Pós-Rifte). Já a Supersequência Drifte é dividida em três Grupos estratigráficos: Camburi, Frade e Itamambuca. As características gerais de cada Supersequência são descritas a seguir.

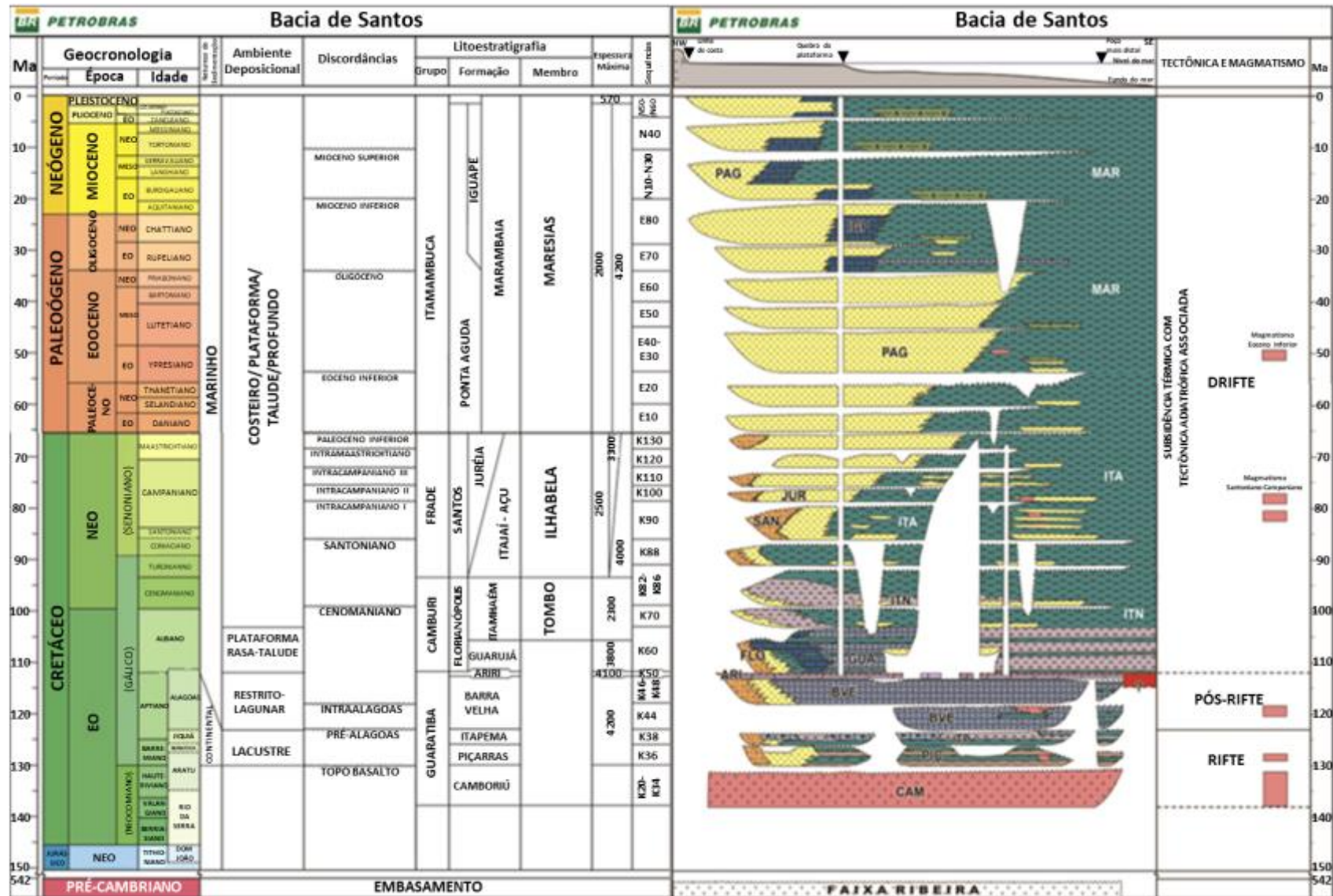
**Embasamento:** O embasamento da Bacia de Santos é muito pouco conhecido devido às grandes profundidades em que se encontra. No entanto, suas características estruturais indicam tratar-se de um prolongamento para leste das rochas granito-gnáissicas da Faixa Ribeira, aflorantes na área continental, e que é profundamente cortado por falhas transcorrentes Pré-Cambrianas de direção NE-SW (Pereira & Macedo, 1990). Além disso, ocorrem outras heterogeneidades que compreendem zonas de suturas entre blocos continentais, cinturões de dobramentos e cavalgamentos, zonas de cisalhamento e enxames de diques máficos. Estas discontinuidades controlam o arcabouço estrutural da Bacia de Santos através da reativação de estruturas durante o processo de estiramento e abertura do Oceano Atlântico (Mio, 2005).

**Supersequência Rifte:** O registro sedimentar da fase rifte na Bacia de Santos iniciou-se no Hauteriviano e prolongou-se até o Aptiano. O arcabouço estrutural dessa fase tectônica compreende um mosaico de falhas sintéticas e antitéticas de direção principal NE-SW, gerando geometrias de meio-grábens e altos internos (Cainelli & Mohriak, 1999). Significativos espessamentos de camadas contra os planos de falha indicam que a sedimentação ocorreu de forma concomitante à fase ativa dos falhamentos.

Moreira et al (2007) subdividem a Supersequência Rifte em três sequências deposicionais: K20-34, K36 e K38. A sequência K20-34 corresponde litoestratigraficamente à Formação Camboriú, e é composta por derrames basálticos toleíticos. Esta unidade é sotoposta ao

preenchimento sedimentar de praticamente toda a Bacia de Santos, correspondendo ao “embasamento econômico” da bacia.

Figura 8 - Carta estratigráfica da Bacia de Santos



Fonte: Moreira *et al.*, 2007

A Sequência K36 compreende os sedimentos depositados durante o Barremiano, litoestratigraficamente denominada Formação Piçarras. É constituída por conglomerados e arenitos polimíticos provavelmente depositados por leques aluviais nas porções proximais, e por siltitos e folhelhos de composição talco-estevensítica nas porções lacustres.

Por fim, a Sequência K38, que corresponde à Formação Itapema, engloba os sedimentos depositados entre o Neobarremiano e o Eoaptiano. Possui como limite inferior a discordância intrabarremiano de 126,4 Ma, e como limite superior a discordância da base do Andar local Alagoas, conhecida com Discordância pré-Alagoas (DPA). A sequência apresenta intercalações de calcirruditos constituídos de fragmentos de conchas de pelecípodes, frequentemente dolomitizados e/ou silicificados. Folhelhos escuros ricos em matéria orgânica ocorrem nas porções distais. Leques aluviais de conglomerados e arenitos correspondem às fácies proximais dessa unidade.

Supersequência Pós-Rifte: Engloba os sedimentos do Aptiano Superior onde a sedimentação ocorreu em um contexto de relativa quiescência tectônica com falhamentos localizados (Dias, 2005), caracterizando uma geometria de preenchimento tipo *sag*. A sedimentação é interpretada como transicional entre continental e marinho raso. Esta supersequência foi dividida em três sequências deposicionais, denominadas K44, K46-48 e K50.

As sequências K44 e K46-48 correspondem às porções inferior e superior da Formação Barra Velha, separadas por uma discordância de 117 Ma (Discordância intra-Alagoas-DIA), mapeada como um refletor de forte impedância acústica de caráter regional. A Formação Barra Velha é composta por calcários estromatolíticos, laminitos microbiais, microbiolitos ricos em talco e argilas magnesianas e folhelhos carbonáticos. As porções proximais à Formação Barra Velha, assim como ocorre na Formação Itapema, são compostas por leques aluviais de conglomerados e arenitos.

O limite superior da sequência K46-48 (topo da Formação Barra Velha) é dado na base dos evaporitos de idade de 113 Ma, que marca a passagem da sequência sedimentar/clástica para um ambiente evaporítico.

A sequência K50 corresponde aos evaporitos da Formação Ariri, que se depositaram no Neoaptiano. Trata-se de um período de expressiva aridez conhecido como Evento Ibura (Dias, 2005), que resultou na deposição de um espesso pacote, de até 2.000 metros, de evaporitos. No entanto, o tempo estimado para a deposição dos evaporitos é de apenas 0,7 a 1 Ma (Dias, 1998).

Em geral, os evaporitos são compostos principalmente por halita e anidrita com proporções menores de sais mais solúveis como taquidrita, carnalita e, localmente, silvinita.

Supersequência Drifte: Representa os sedimentos depositados desde o Albiano até o Recente, em um contexto de subsidência térmica, com tectônica adiastrófica, associada ao desenvolvimento da margem passiva da Bacia de Santos (Rigoti, 2015). Moreira *et al.* (2007) subdividiu essa Supersequência em 19 sequências, correspondentes às unidades pertencentes aos 3 Grupos litoestratigráficos já mencionados: Camburi, Frade e Itamambuca.

O Grupo Camburi compreende as Formações Florianópolis, Guarujá e Itanhaém (Sequências K70 e K82-K86). Este grupo consiste nos sedimentos depositados desde os leques aluviais, originados após a Formação Ariri, até o topo do Cenomaniano. Representa uma fase transgressiva que culmina com a deposição dos folhelhos anóxicos da transgressão turoniana. O Albiano é constituído por depósitos característicos de ambiente de plataforma marinha rasa (Formação Guarujá).

O Grupo Frade marca o início da seção marinha franca (Chang *et al.*, 1992) da Bacia de Santos, e engloba as Formações Santos, Juréia e Itajaí-Açu. Representa todos os sedimentos depositados desde os leques aluviais e os pelitos e arenitos batiais, do topo do Cenomaniano até o limite Cretáceo/Paleógeno (Sequências K88, K90, K100, K110, K120 e K130). Esta unidade representa uma fase de regressão marinha, onde o limite da plataforma avançou até 200 km costa afora.

O Grupo Itamambuca representa todos os sedimentos depositados após o limite Cretáceo/Paleógeno até o recente (Sequências E10, E20, E30-E40, E50, E60, E70, E80, N10-30, N40 e N50-N60). É constituído pelas Formações Ponta Aguda, sedimentos siliciclásticos proximais característicos de sistemas deposicionais de leques aluviais, marinhos costeiros e de plataforma rasa; pela Formação Iguape, sedimentação mista de carbonatos de plataforma e arenitos presentes nas regiões de talude e bacia; e pelos pelitos distais da Formação Marambaia. Por fim, a Formação Sepetiba corresponde aos sedimentos depositados ao longo dos últimos 4,2 Ma e é formada por arenitos cinza esbranquiçados grossos a finos e por coquinas de moluscos, briozoários e foraminíferos, além de pelitos nas porções distais.

Eventos magmáticos são identificados na Bacia de Santos em todas as fases tectônicas. No pós-Aptiano ocorrem no Albiano-Santoniano, Maastrichtiano, Paleoceno e Eoceno (Oureiro, 2006).

## 2.5 Formação Barra Velha

A Formação Barra Velha foi definida por Moreira *et al.* (2007) como parte do Grupo Guaratiba, e engloba os sedimentos depositados no estágio em que as falhas mestras do rifteamento haviam cessado sua atividade ou sofriam raras reativações e toda a bacia rifte iniciou sua subsidência térmica. Os autores descrevem as rochas que compõe a Formação Barra Velha como “calcários microbiais”, sendo observados: calcários estromatolíticos; laminitos microbiais; microbiolitos ricos em talco e argilas magnesianas; e folhelhos carbonáticos.

Até o momento, muito pouco foi publicado sobre a Formação Barra Velha e a maioria dos trabalhos hoje disponíveis na literatura tem um enfoque regional, e estrutural da bacia.

Carminatti *et al.* (2008) fazem uma análise simplificada de cunho regional dessa unidade, utilizando basicamente feições sísmicas. Os autores também associam uma origem microbiana aos carbonatos que compõe a Formação Barra Velha, e que estes seriam depositados em um ambiente marinho raso, se desenvolvendo preferencialmente em altos do embasamento. Os mesmos subdividem a Formação Barra Velha em duas unidades: microbialitos “limpos” no topo da sequência, e microbialitos ricos em argila na base da sequência. Também interpretam variações laterais de fácies proximais para distais no sentido da quebra da plataforma.

Mais detalhes dos carbonatos da Formação Barra Velha foram dados por Terra *et al.* (2010). Contudo, não apresentaram um estudo específico sobre essa formação, pois tinham como objetivo propor uma classificação de rochas carbonáticas. No caso dos carbonatos da Formação Barra Velha, os autores propuseram uma origem microbiana, descrevendo-os, quando ligados durante a deposição, como estromatólitos (como proposto por Riding, 2000) e esferulitos.

Wright & Barnett (2015) foram os primeiros a publicar um estudo sedimentológico de maior detalhe sobre as fácies carbonáticas da Formação Barra Velha, tendo sido descritos testemunhos e lâminas provenientes de vários poços da Bacia de Santos. Ao contrário dos demais autores, Wright & Barnett (2015) propuseram um modelo predominantemente abiótico para a deposição desses carbonatos, associando seu crescimento a processos evaporativos.

Tosca & Wright (2015) se concentram em detalhar as condições geoquímicas necessárias para cristalização de argilominerais magnesianos, um importante constituinte das rochas da Formação Barra Velha, e que impacta profundamente sua qualidade permoporosa. Os

autores também discutem os fatores que influenciam a preservação ou dissolução desses minerais, destacando a atuação de bactérias metanogênicas e a energia do ambiente como principais fatores que causam a dissolução desses silicatos.

Falcão (2015) estudando os testemunhos aptianos de um poço da Bacia de Santos identificou carbonatos com características diferentes às normalmente observadas nas rochas carbonáticas da Formação Barra Velha, e que são sugestivas de travertinos subaéreos. As fácies apresentam um bandeamento fenestral, muitas delas com alto grau de inclinação, truncamentos, presença de estruturas do tipo *rafts*, e menisco típicos de depósitos de travertinos. Além das evidências faciológicas, Falcão (2015) identificou em seções sísmicas que o poço é localizado em um alto estrutural próximo a uma zona de falha, que pode ter sido um alto subaéreo à época de deposição, com falhas servindo de conduto para fluidos ascendentes, responsáveis pela precipitação de travertinos.

Recentemente foram publicados trabalhos de detalhe sobre seções cronocorrelatas da Formação Barra Velha, destacando-se os trabalhos de Herlinger Jr *et al.* (2017) e de Saller *et al.* (2016). Esses trabalhos descrevem, respectivamente, os carbonatos aptianos da Bacia de Campos (Grupo Lagoa Feia) e da Bacia de Kwanza (margem africana), e trazem informações adicionais extremamente relevantes sobre a Formação Barra Velha, já que, como já mencionado, a literatura disponível é escassa.

Herlinger Jr *et al.* (2017) apresentaram um estudo petrográfico e petrofísico sistemático com o intuito de caracterizar os principais controles na origem e evolução das fácies e do sistema poroso dos carbonatos do Grupo Lagoa Feia, Bacia de Campos. Nesse estudo, os autores expõem os principais produtos diagenéticos identificados nesses carbonatos, e propõe uma evolução diagenética para essas fases. Esse trabalho representa a primeira caracterização petrográfica desses reservatórios carbonáticos aptianos, correlatos aos carbonatos de mesma idade da Bacia de Santos, trazendo informações importantes para a caracterização diagenética da Formação Barra Velha.

Saller *et al.* (2016) publicaram um estudo estratigráfico e sedimentológico sobre os carbonatos aptianos da Bacia de Kwanza, localizada na porção *offshore* de Angola. Essa bacia era adjacente a Bacia de Campos durante os estágios iniciais da abertura do Atlântico Sul, sendo então separadas posteriormente, na fase drifte. Nesse estudo os autores mostraram fácies com características muito semelhantes às observadas nos carbonatos da Formação Barra Velha.

A seguir serão detalhadas as características consideradas mais relevantes da Formação Barra Velha, baseando-se nas discussões apresentadas nos trabalhos supracitados.

### 2.5.1 Constituintes e fácies sedimentares

As rochas carbonáticas da Formação Barra Velha são compostas predominantemente de constituintes intrabaciais, com destaque para os agregados calcínicos de textura fascicular-óptica (*sensu* Kendall, 1977), gerando crescimentos arborescentes do tipo *shrub*, esferulitos de composição calcínica e laminações fibrosas também de mesma composição (Wright & Barnett, 2015). Esses constituintes também são descritos como os mais importantes das fácies carbonáticas aptianas nas bacias de Campos e Kwanza (Saller *et al.*, 2016; Herlinger Jr *et al.*, 2017).

*Shrubs* são caracterizados por Wright & Barnett (2015) como crescimentos milimétricos a centimétricos (até 20mm) de calcita densa, fibrosa, com um padrão ramificado. Normalmente se desenvolvem a partir de materiais laminados, ou de crescimentos assimétricos de esferulitos. Esses componentes são semelhantes aos *shrubs* cristalinos, descritos por Chafetz & Guidry (1999), que são típicos de travertinos e normalmente associados a processos com pouca ou nenhuma influência microbiana. Segundo Wright & Barnett (2015), a composição original dos *shrubs* é provavelmente calcínica, já que os cristais mantêm sua estrutura interna original. Fácies onde *shrubs* predominam são muito comuns, constituindo crescimentos *in situ* que aparentemente geram estruturas positivas semelhantes a recifes (Saller et al, 2016). Essas fácies foram nomeadas por Terra et al (2010) como estromatólitos, termo modificado de Riding (2000), descrevendo-as como depósitos de estrutura laminada e em geral convexa, podendo apresentar feições de crescimento/ramificações para o topo. No entanto, os demais autores não descrevem esses depósitos como estruturas laminadas, o que nos faz questionar a aplicabilidade desse termo à fácies em questão.

Esferulitos são o segundo componente mais frequente dos carbonatos da Formação Barra Velha. São compostos por esferas de calcita fibrosa, atingindo diâmetros de até 15 mm. Assim como os *shrubs*, os esferulitos provavelmente foram originalmente precipitados já como



calcita, pois há a preservação de sua microestrutura radial, e não é observada porosidade tipicamente móldica (Wright & Barnett, 2015). Calcários esferulíticos compõe pacotes de vários metros de espessura, e em alguns intervalos, ocorrem associados a uma matriz de argilominerais magnesianos, ou “flutuando” na porosidade, juntamente de dolomita romboédrica. Terra *et al.* (2010) em sua classificação introduziram o termo “esferulitito” para nomear esses carbonatos peculiares. Herlinger Jr *et al.* (2017) interpretam os esferulitos descritos na Bacia de Campos como constituintes diagenéticos, e não como parte do arcabouço dessas rochas. Em sua interpretação, os esferulitos substituem argilitos de composição magnesiana e siltitos híbridos, deslocando e deformando sedimentos inconsolidados.

Laminações fibrosas são descritas por Wright & Barnett (2015) como aglomerações milimétricas de calcita fibrosa, que consistem em cristais alongados radiais, que produzem lâminas isópacas planares a levemente onduladas, de onde, segundo os autores, *shrubs* comumente nucleiam.

Fácies carbonáticas transportadas ocorrem em abundância na Formação Barra Velha, e têm como arcabouço basicamente fragmentos dos constituintes acima descritos, sendo que a presença ou não de matriz carbonática, é um importante indicador da energia do ambiente deposicional.

No caso na Bacia de Kwanza (África), Saller *et al.* (2016) ainda descrevem *boundstones* compostos por *chert* e brechas carbonáticas associadas, de geometria dômica e estrutura laminada, interpretando-os como de origem microbial.

### 2.5.2 Influência marinha

Segundo Wright & Barnett (2015) não há evidências que indiquem uma influência marinha durante a deposição da Formação Barra Velha, já que não foram observados fósseis marinhos. Até mesmo indicadores de ambientes marinhos restritos, estão ausentes. Os únicos microfósseis que foram descritos pelos autores são espécies de ostracodes aparentemente não marinhos, com uma grande tolerância à salinidade. As rochas carbonáticas também não apresentam sulfatos como gipsita e anidrita, o que sugere que não houve a influência de fontes marinhas durante sua deposição.

De mesma forma, Saller *et al* (2016) não observaram fósseis marinhos no pré-sal da Bacia de Kwanza, e concluem que não houve influência marinha durante sua deposição.

### 2.5.3 Argilominerais magnesianos

Outros componentes importantes que ocorrem de forma abundante na Formação Barra Velha e em suas seções correlatas nas demais bacias marginais brasileiras e da África são os argilo minerais magnesianos (Baumgarten, 1985; Rehim *et al.*, 1986; Dias, 1998; Dias, 2005; Moreira *et al.* 2007; Dorobeck *et al.* 2012; Wright, 2012, 2013; Wright & Barnett, 2015; Tosca & Wright, 2015; Saller *et al.*, 2016; Herlinger Jr *et al.*, 2017).

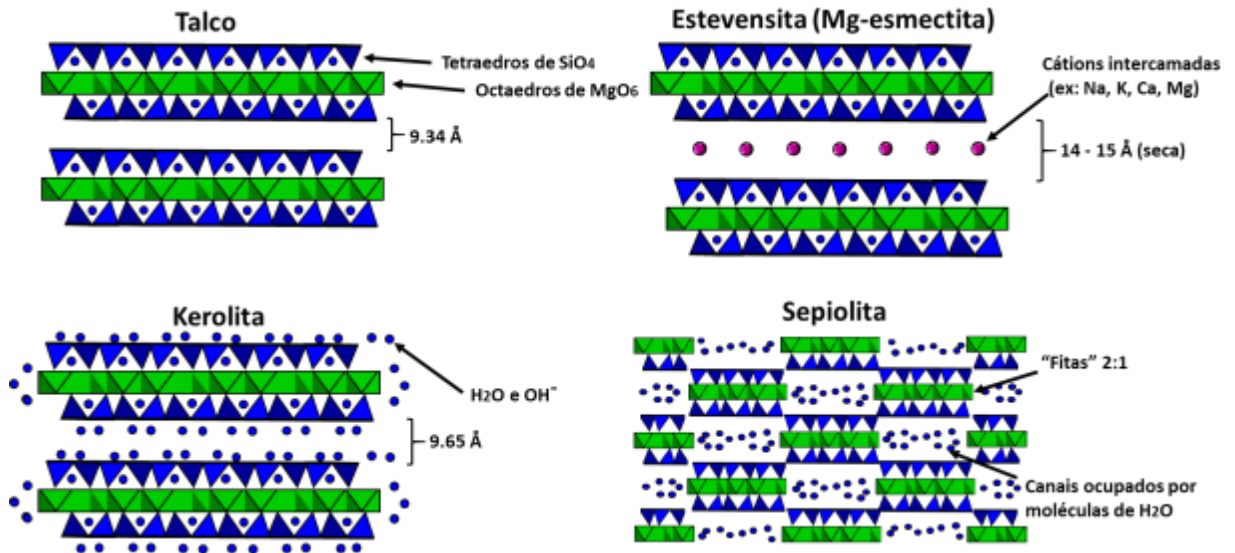
Argilominerais magnesianos são filossilicatos muito reativos que ocorrem normalmente associados a ambientes com águas alcalinas, e podem se precipitar diretamente do corpo d'água. Essas características peculiares diferenciam esses minerais dos demais argilominerais, e denotam características geoquímicas especiais do ambiente de deposição (Milot, 1970).

As formas comumente observadas de argilominerais trioctaédricos magnesianos são sepiolita, estevensita, kerolita, esmectita e talco. Esses minerais apresentam grandes similaridades estruturais e essencialmente a mesma composição química, sendo compostos quase exclusivamente por Mg e Si (Figura 9). Tais similaridades possivelmente são a razão dessas formas minerais frequentemente ocorrerem associadas. No entanto, as diferenças existentes,

mesmo que sutis, denotam que cada argilomineral tem um significado particular em termos do ambiente sedimentar e geoquímico (Tosca & Wright, 2015).

A estrutura cristalina dos argilominerais trioctaédricos magnesianos deriva basicamente da estrutura do talco, que é chamada de “TOT” ou estrutura 2:1, que representa uma camada octaédrica de  $MgO_6$  (camada “O”) envelopada por camadas tetraédricas de  $SiO_4$  (camadas “T”) (Figura 9). Como a camada octaédrica do talco é composta apenas por Mg, sem substituição por outros cátions, as camadas possuem uma carga iônica permanente. Portanto, não ocorre expansão e nem acomodação de cátions no espaço entre as camadas “T” e “O” (Bailey 1980; Evans & Guggenheim 1988; Drits *et al.* 2012). Kerolita é o nome dado à variedade hidratada do talco, onde ocorrem moléculas adsorvidas de  $H_2O$  e  $OH^-$  no espaço intercamadas e na superfície das camadas “T” (Tosca & Wright, 2015). A estevensita, por sua vez, é classificada como um argilomineral expansivo, do grupo das esmectitas. Esse mineral apresenta basicamente a mesma estrutura cristalina do talco e da kerolita. Contudo, ocorrem vacâncias catiônicas que geram cargas negativas, que são neutralizadas por cátions como Na, K, Ca e Mg que se alojam no espaço intercamadas. A estrutura cristalina da sepiolita é composta por fitas descontínuas de estruturas “TOT” (Guggenheim & Krekeler 2011). Essas fitas são orientadas paralelamente ao eixo cristalográfico x e, quando ligadas em suas extremidades, apresentam “canais” que podem acomodar moléculas de  $H_2O$  (Tosca; Wright, 2015).

Figura 9 - Estrutura cristalina dos argilominerais trioctaédricos magnesianos



Fonte: Modificado de Tosca ; Wright , 2015.

A estabilidade dos argilominerais magnesianos, a fase mineral precipitada, e a sua distribuição na bacia são intensamente influenciadas pela concentração de  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SiO}_2(\text{aq})$ , pH e a salinidade da solução aquosa (Tosca & Wright, 2015) mas também pela litologia da área fonte dos sedimentos (Calvo *et al.*, 1995). Todavia, mesmo sabendo as variáveis que controlam a precipitação desses silicatos, a predição da ocorrência destes argilominerais magnesianos é muito difícil, principalmente devido a cinéticas dessas reações (Tosca & Wright, 2015).

Segundo Stumm (1992), a nucleação de argilominerais magnesianos ocorre de duas formas: diretamente do corpo d'água (nucleação homogênea); ou sobre uma superfície pré-existente (nucleação heterogênea). A nucleação homogênea ocorre quando se atinge uma saturação muitas vezes superior ao que sua razão de solubilidade prediz. Essa barreira cinética é chamada de "supersaturação crítica" (Stumm, 1992).

Muitos tipos de substratos podem atuar como superfícies favoráveis à nucleação de argilominerais magnesianos. Dentre esses substratos podem ser citados a sílica amorfa, alguns tipos argilominerais detríticos, e materiais de origem biológica como o *EPS* (*extracellular polymeric substances*). No entanto, esse tipo de processo de nucleação é muito mais importante em ambientes localmente confinados, como em tapetes microbiais (Leveille *et al.* 2002; Souza-Egipsy *et al.* 2005; Bontognali *et al.* 2010). Nesse tipo de nucleação, a barreira cinética é mais facilmente rompida, necessitando de níveis mais baixos de supersaturação (Tosca & Wright,

2015). A identificação de argilominerais magnesianos associados a biofilmes e a rochas carbonáticas microbiais (Arp *et al.*, 2013; Bontagnali *et al.*, 2010) evidenciam que a atividade microbiana pode servir como catalizador da precipitação desses minerais. Tosca *et al.* (2011) também demonstraram que a atividade microbiana influenciaria a composição química da água presente nos poros e conseqüentemente a precipitação de talco singenético em carbonatos do Neoproterozóico.

Contudo, segundo Tosca & Wright (2015) a nucleação homogênea é o único processo que pode resultar acumulações lateralmente extensas de argilominerais magnesianos, já que os controles climáticos, como por exemplo regimes hidrológicos evaporativos, agem sobre áreas regionalmente extensas. Já a nucleação heterogênea é muito dependente da natureza e distribuição do substrato sobre o qual os argilominerais serão nucleados (Tosca, 2015). No caso das acumulações de argilominerais magnesianos na Formação Barra Velha, Wright & Barnett (2015) não identificaram evidências de influência microbiana como processo formador desses depósitos.

Argilominerais magnesianos são identificados tanto em sistemas do recente quanto no registro geológico em depósitos de lagos alcalinos de diversos contextos tectônicos (Calvo *et al.*, 1995; Eberl *et al.*, 1982; Khoury *et al.*, 1982; Furquim *et al.*, 2008; Bristow *et al.*, 2012). Uma das acumulações mais estudadas desses silicatos ocorre nos depósitos do Neógeno da Bacia de Madri. Nessa bacia, os argilominerais magnesianos ocorrem associados à *mudflats* e depósitos palustres gerados em uma margem lacustre alcalina e salina influenciada por aporte detrítico episódicos. Nesse contexto, a alternância de expansão/contração de episódios de aporte de material detrítico e exposições subaéreas (paleossolos) são eventos comuns que explicam as feições texturais e a assembleia mineralógica desses depósitos (Pozo & Calvo, 2015). Outra ocorrência importante desse tipo de argilominerais é nas lagoas salinas do Pantanal, no estado do Mato Grosso do Sul, onde processos evaporativos levam a concentração de elementos como Ca, Mg e K, aumento da alcalinidade e precipitação de minerais autigênicos como carbonatos e esmectitas magnesianas (Furquim *et al.*, 2008).

#### 2.5.4 Modelos deposicionais

É consenso na literatura que as feições e a mineralogia observadas na Formação Barra Velha e suas seções correlatas são indicativas de águas hipersalinas e de alta alcalinidade, o que resultou em um ambiente extremamente estressante para o desenvolvimento da vida, dada a raridade de fósseis observados (Dias, 1998; Dias, 2005; Moreira *et al.*, 2007; Wright & Barnett, 2015; Saller *et al.*, 2016; Herlinger Jr *et al.*, 2017). Essas formações apresentam um conjunto de características raras no registro geológico, sendo indicativo de um ambiente peculiar, acarretando diversas controvérsias quanto ao seu modelo deposicional. A maior destas controvérsias se refere à origem biótica ou abiótica desses carbonatos.

Desde as primeiras publicações sobre as seções pós-rifte das Bacias de Santos e Campos (respectivamente sobre as formações Barra Velha e Macabu) os carbonatos descritos tiveram sua origem associada a processos microbiais (Dias, 1988; Dias, 2005; Moreira *et al.* 2008; Terra *et al.*, 2010, Muniz *et al.*, 2015, Rezende e Pope, 2015), sendo frequentemente designados “microbialitos”. No entanto, autores como Dorobeck *et al.* (2012), analisando as microtexturas das rochas carbonáticas e suas relações de crescimento (crescimento displacivo de cristais de calcita e dolomita), começaram a inferir uma contribuição importante de processos abióticos no desenvolvimento dessas fácies, mesmo não descartando a possibilidade destas possuírem uma influência microbial.

Wright & Barnett (2015) também não descartam a possibilidade de certa influência microbial na origem das fácies descritas na Formação Barra Velha, destacando principalmente a possibilidade da indução da precipitação de argilominerais magnesianos. Essa possibilidade é embasada, por exemplo, pelo estudo de Bontognali *et al.* (2010), que observaram o potencial de concentração de Si e Mg no EPS em mucilagens orgânicas de Abu Dhabi. Outros exemplos são encontrados no trabalho de Burne *et al.* (2014) que identificaram argilominerais magnesianos (estevensita) em trombolitos modernos no lago Clifton (oeste da Austrália), e também no trabalho de Tosca *et al.* (2011), que explicaram a associação de microbialitos e talco singenético em carbonatos do Neoproterozóico como uma consequência da influência da atividade microbiana na composição química da água.

Contudo, Wright & Barnett (2015) destacam a raridade de estruturas tipicamente microbiais nos carbonatos da Formação Barra Velha, o que os leva a acreditar que processos tipicamente abióticos devem ter predominado durante a sua deposição. Particularmente a textura fascicular óptica que ocorre nos agregados calcícticos tipo *shrub*, como já mencionado, é muito comum em depósitos de travertinos. Todavia, outras estruturas e texturas que são típicas destas rochas, como feições indicativas da ocorrência de cascatas, pisóides, e bolhas de gás não são observadas. Portanto, os autores sugerem que as texturas observadas são semelhantes aos travertinos devendo refletir processos similares, como por exemplo, a rápida precipitação de calcita a partir de soluções supersaturadas, ao invés de um ambiente deposicional semelhante. Por fim, estes autores propuseram que processos evaporativos seriam os geradores dessas texturas.

#### 2.5.5 Ciclicidade

Outra característica dos carbonatos da Formação Barra Velha é a presença de ciclos faciológicos bem marcados. Wright & Barnett (2015) identificaram ciclos compostos por três fácies, apresentando espessuras entre 0.75 – 5 m (Figura 10).

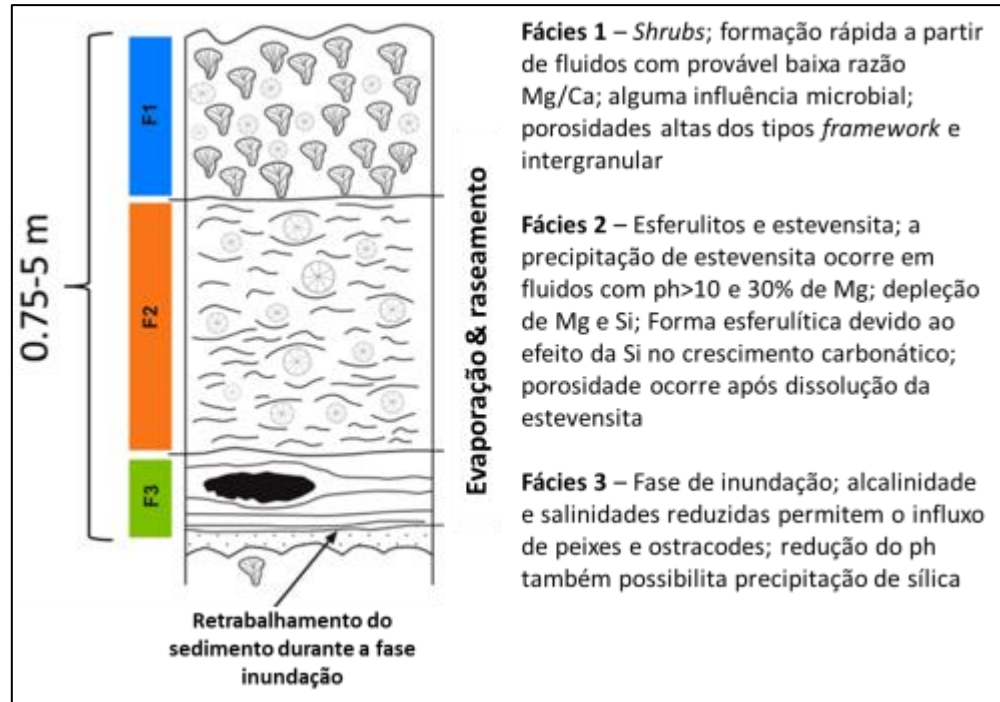
A Fácies 1 consiste predominantemente em crescimentos *in situ* de *shrubs*, com espessura média de 0.6 m, mas tendo sido identificados exemplos maiores do que 5 m. A Fácies 2 é basicamente composta por camadas ricas em esferulitos, associados a *shrubs* pequenos, esferulitos fragmentados, e carbonatos detríticos de granulometria silte ou argila. Raros ostracodes são observados. E a espessura média dessa fácies é de 0.7 m, podendo chegar até 3m. A Fácies 3 consiste em camadas de espessura média de 0.3 m, de carbonatos detríticos laminados, compostos de *wackstones* e *packstones* com matriz composta por fragmentos de esferulitos e *shrubs* de granulometria areia muito fina até silte, ou de *mudstone*, com a porção mais grossa composta por esferulitos. Os grãos associados são de quartzo no tamanho silte, argilominerais, fragmentos fosfáticos, e ostracodes não-marinhos. Essa fácies comumente ocorre associada a processos de silicificação, e a argilas magnesianas dispersas.

Segundo Wright & Barnett (2015), cada ciclo tem início com uma incursão da Fácies 3, capeando a Fácies 1 (*shrubs in situ*), separados em alguns poços por uma fina camada de *grainstone*, composto predominantemente de fragmentos de *shrubs*. Os autores interpretam que a

Fácies 3 acumulou-se em um ambiente protegido, possivelmente abaixo no nível base de onda, mas em ambiente raso, já que ainda são identificadas algumas feições de exposição. A presença comum de ostracodes é interpretada como sugestiva de que o lago tenha se tornado menos hostil e com águas menos salinas, de forma a permitir a proliferação dessas comunidades. A presença de sílica pode estar associada a a formação de géis silicáticos, em eventos de queda do pH da água do lago. A mudança da Fácies 3 para a Fácies 2 é interpretada como uma significativa mudança de pH, dada a abundância de argilas magnesianas, que tipicamente necessitam de pH acima de 9 para precipitar diretamente da água do lago. Com a precipitação desses silicatos magnesianos, os esferulitos nucleariam dentro do acumulado de géis, sendo que o substrato não seria propício ao crescimento de *shrubs* durante o processo de precipitação de argila magnesiana. Quando as taxas de precipitação de argila magnesiana diminuíram ou cessaram, seria possível então desenvolver crescimentos calcíticos em forma de *shrubs*, de forma semelhante ao que ocorre abioticamente nos travertinos modernos. O retrabalhamento desses sedimentos levou a dispersão dos géis e a consequente concentração de componentes carbonáticos detríticos. A Figura 11 ilustra a relação vertical entre as 3 fácies descritas acima.

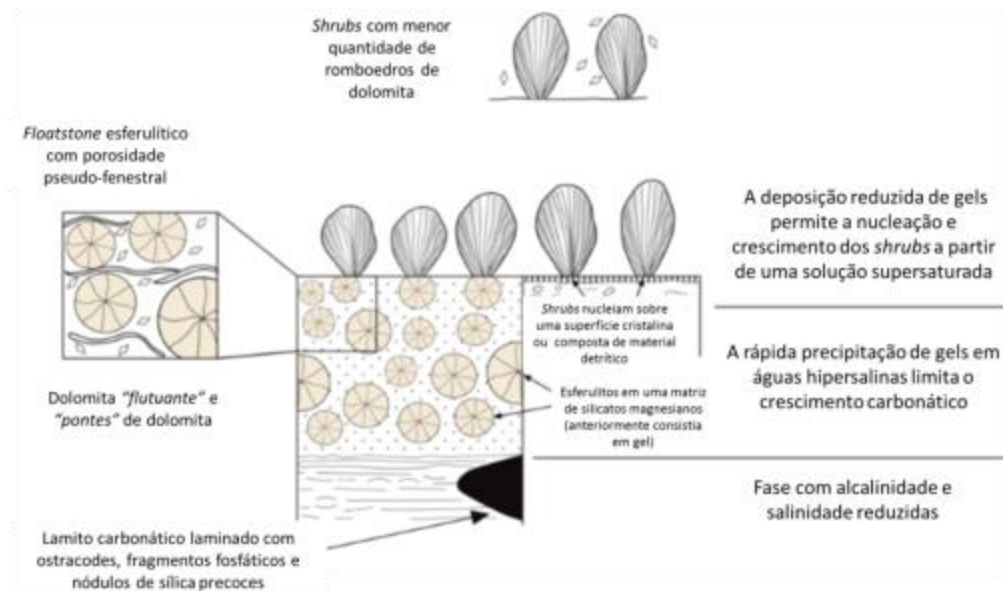


Figura 10 - Ciclo ideal observado na Formação Barra Velha



Fonte: Modificado de Wright; Barnett, 2015.

Figura 11 - Modelo explicativo da relação entre as 3 fácies principais observadas na Formação Barra Velha



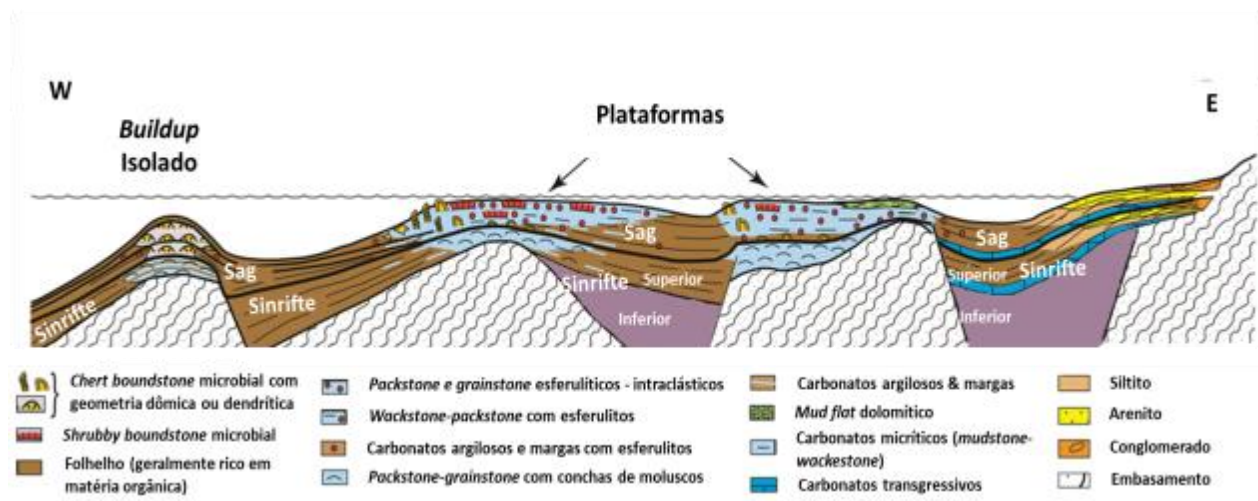
Fonte: Modificado de Wright ; Barnett, 2015.

### 2.5.6 Variação lateral de fácies

Em geral, a variação lateral de fácies foi muito pouco discutida nos trabalhos sobre a Formação Barra Velha. Saller et al. (2016) propuseram um perfil conceitual de variação lateral de fácies para a Bacia de Kwanza (Figura 12), utilizando para tanto, além dos dados de rocha, informações provindas do dado sísmico. Nesse perfil, os autores propuseram 3 grandes domínios: 1) Continental; 2) Plataformas; 3) *Buildups*.

O domínio continental contém fácies típicas de sistemas fluviais, como conglomerados, arenitos, siltitos e carbonatos, e nas porções distais ocorrem carbonatos argilosos e margas esferulíticas. O domínio de plataformas carbonáticas é caracterizado basicamente por crescimentos *in situ* de *shrubs* (*shrubby boundstone*) e *grainstones* intraclásticos esferulíticos nas porções mais altas, e nas regiões de flanco e estratigraficamente mais profundas, *wackstones* e *mudstones* dolomíticos. Ocorrem também nesse domínio *mudflats* dolomíticos, e alguns *boundstones* microbiais silicosos (*chert boundstone* microbial). O conteúdo de estevensita aumenta com a profundidade. Os *buildups* isolados são compostos principalmente por *chert boundstones* intercalados por camadas de rocha retrabalhadas.

Figura 12 - Modelo estratigráfico esquemático do Pré-Sal da Bacia de Kwanza



Fonte: Modificado de Saller *et al.*, 2016.

### 2.5.7 Diagênese

Informações sobre produtos e processos diagenéticos que atuaram nos carbonatos da Formação Barra Velha foram pouco discutidas nas publicações atualmente disponíveis na literatura. No trabalho de Wright & Barnett (2015) são descritas a presença de romboedros de dolomita que “flutuam” no espaço poroso entre *shrubs* e esferulitos. Também é mencionada a presença de placas alongadas de dolomita policristalina, que formam pontes entre os esferulitos. Os autores interpretam essas feições como tendo sido geradas precocemente nos géis silicáticos ou sobre argilominerais magnesianos neoformados, que podem posteriormente ter sido dissolvidos, com consequente geração de porosidade, como é observado em fácies esferulíticas.

Tosca & Wright (2015) discutem os mecanismos que poderiam resultar na dissolução dos argilominerais magnesianos durante a diagênese precoce. Como já mencionado anteriormente, a precipitação de argilominerais necessita de condições especiais de saturação, pH e alcalinidade do ambiente. Assim, pequenas alterações no estado de saturação da água contida nos poros desses depósitos podem resultar no deslocamento do equilíbrio termodinâmico, gerando rápida dissolução desses minerais. Os autores destacam que a dissolução total dos argilominerais magnesianos resulta na liberação para o meio de Mg (30%), SiO<sub>2</sub> (60%) e um pouco de Na (3%). Portanto, são esperados processos diagenéticos como a dolomitização dos carbonatos, cimentação e substituição por sílica e precipitação de silicatos de sódio. Todos esses produtos, segundo Tosca & Wright (2015), são observados na Formação Barra Velha. Quanto ao processo que poderia ser responsável pela dissolução de argilominerais magnesianos, Cerling (1996) observou no lago Turkana, localizado no sistema rifte do leste africano, a atividade de bactérias metanogênicas resulta na dissolução desse tipo de mineral. Esse processo torna-se muito atuante em porções mais profundas do lago. Porém, os autores não conseguiram explicar como ocorreria a dissolução de argilominerais magnesianos logo após o início do soterramento, quando os sedimentos já não tivessem mais contato com a água do lago, já que observa-se que as rochas que contém grandes volumes desses minerais são impermeáveis.

Já para a Formação Macabú, da Bacia de Campos, Herlinger Jr *et al.* (2017) apresentaram uma caracterização diagenética de maior detalhe, destacando que os processos diagenéticos que atuaram nesses carbonatos foram muito heterogêneos, variando

significativamente mesmo na escala milimétrica, apontando calcita, dolomita e sílica como (volumetricamente) sendo os principais constituintes diagenéticos. No caso da calcita, esta se apresenta mais comumente na forma de esferulitos, que ocorrem, segundo os autores, substituindo argilominerais magnesianos e siltitos híbridos, frequentemente deslocando e deformando sedimentos ainda não consolidados. Dolomita ocorre em uma grande diversidade de hábitos, substituindo argilominerais magnesianos e, constituintes calcíticos primários. Também ocorrendo como cimento. Quanto a sílica, foram descritas sílica autigênica microcristalina e fibrosa substituindo *shrubs* e esferulitos calcíticos. A silicificação pervasiva do arcabouço promove a formação de microporosidade e/ou porosidade vugular. Porém pode ocorrer cristais de quartzo mais grosso como cimento, preenchendo fraturas e a porosidade vugular. Em suma, Herlinger Jr *et al.* (2017) propõe que os produtos diagenéticos observados na Formação Macabú estão intimamente relacionados à alta reatividade dos argilominerais magnesianos e à sua interação com *shrubs* e crostas calcíticas.

Saller *et al.* (2016) também fazem uma análise sucinta da diagênese que afetou os carbonatos da fase *sag* da Bacia Kwanza. Segundo os autores, o principal produto diagenético observado é a dolomita, sendo que a maior parte dela parece ser diageneticamente precoce, podendo até ser considerada deposicional em alguns casos, tendo precipitado diretamente da água do lago. Essa interpretação é embasada por dados isotópicos de carbono e oxigênio, que são similares aos dos *shrubs* e esferulitos no caso do carbono. Valores bem positivos de  $\delta O^{18}$  evidenciam que a dolomita precipitou a partir da água evaporada do lago. Diferentemente dos demais autores aqui citados, Saller *et al.* (2016) não relacionam a dolomita como uma substituição da argila magnesiana, mas sim tendo uma precipitação mediada pela ação microbiana em um ambiente redutor.