

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

JULIA FAVORETO

MODELO DEPOSICIONAL DE CARBONATOS ALBIANOS DA FORMAÇÃO
QUISSAMÃ: ANÁLISE FACIOLÓGICA, DIAGENÉTICA E ESTRATIGRÁFICA DE UM
CAMPO DE ÓLEO NA PORÇÃO MERIDIONAL DA BACIA DE CAMPOS

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geologia Regional.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Rosemarie Rohn Davies

Rio Claro – SP
2014

JULIA FAVORETO

MODELO DEPOSICIONAL DE CARBONATOS ALBIANOS DA FORMAÇÃO
QUISSAMÃ: ANÁLISE FACIOLÓGICA, DIAGENÉTICA E ESTRATIGRÁFICA DE UM
CAMPO DE ÓLEO NA PORÇÃO MERIDIONAL DA BACIA DE CAMPOS

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geologia Regional.

Comissão Examinadora

Dra. Rosemarie Rohn Davies IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Dr. Joel Carneiro de Castro IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Dra. Célia Maria Oliveira Falcone Petrobras/Vitória (ES)

Rio Claro, SP; 29 de outubro de 2014.

551.7 Favoreto, Julia
F275m Modelo deposicional de carbonatos albianos da formação Quissamã : análise faciológica, diagenética e estratigráfica de um campo de óleo na porção meridional da Bacia de Campos / Julia Favoreto. - Rio Claro, 2014
155 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Rosemarie Rohn Davies

1. Geologia estratigráfica. 2. Cretáceo. 3. Bacia de Campos. 4. Rampa carbonática. 5. Paleoambientes marinhos.
I. Título.

“Ajuntei todas as pedras
que vieram sobre mim.
Levantei uma escada muito alta
e no alto subi.
Teci um tapete floreado
e no sonho me perdi.
Uma estrada,
um leito,
uma casa,
um companheiro.
Tudo de pedra.
Entre pedras
cresceu a minha poesia.
Minha vida...
Quebrando pedras
e plantando flores.
Entre pedras que me esmagavam
Levantei a pedra rude
dos meus versos.”

Cora Coralina

AGRADECIMENTOS

Agradeço meus grandes incentivadores:

meus queridos pais, Sandra e Laudir;

à minha amadíssima irmã, Ana Laura.

Meu negão, Thales Azevedo, por todo Amor que há nessa vida!

Aos mestres do conhecimento, toda Admiração, Respeito e Carinho:

Profª Drª Rosemarie Rohn Davies, querida orientadora que me acompanha desde 2010, pela sinceridade e ética;

Ricardo Lykawka, super orientador Petrobras;

Profº Drº Joel Carneiro de Castro, por toda Geologia que pulsa e transcende de tuas veias!

Profº Drº Paulo Tibana, o carbonatólogo mais mais do Brasil!

Profª Drª Monique Metraux, fera na diagênese;

Profº Drº Lucas Veríssimo Warren, porque um bom papo e umas caminhadas com o sol na vista melhoram a vida de qualquer um!

Profº Drº Dimas Dias Brito, pela oportunidade e portas abertas.

Aos companheiros de UNESpetro e também amigos Sérgio Caetano Filho e Juliana Okubo, porque passar oito horas por dia com eles não é pra qualquer um!

Aos amigos e irmãos de república João Gabriel Motta, Douglas Moraes e Thiago Domingues Goes Lucio, porque foram eles que me viram chorar, que ouviram meus desabafos, que festaram muuuito comigo também, e que me encorajaram para vida...e isso, só irmão faz!

Aos amigos de Torrinha, que sempre perdoam minha ausência e que amo demais: Mariana Minatel e Everton Perez. “ Longe dos olhos e perto do coração!”

Bruno Catto, Ana Paula Tanaka e Ana Carla Bizotto , amigos que vieram do carbonato!

Agradeço a Marcia Sciamana e Rosangela Guarizzo pelo melhor cafézinho do mundo e pelos quitutes que me lembravam mamãe!

Ao UNESpetro: Deryk Biotto, Fabiana Ruiz y Garcia Rissi e José Maria Cazonatto,

À Petrobras, grande financiadora, Olinto Gomes de Souza, Cayo Delorenzo, Claudio Roisenberg, Edinilson Bento Freire e Anelise Friedrich.

Ao início de uma nova fase! “*¡Gracias Madre!*”

RESUMO

Rochas carbonáticas albianas das formações Quissamã e Outeiro foram estudadas num campo de petróleo de 16 km² do Reservatório Quissamã, Bacia de Campos (RJ). De acordo com diversos procedimentos petrográficos e estratigráficos integrados (redes neurais) aplicados a testemunhos de quatro poços e perfis geofísicos de outros 24 poços, incluindo a utilização do *software* Petrel® 2012 (Schlumberger), foram reconhecidas litofácies (abrangendo também características diagenéticas e de permo-porosidade), eletrofácies, sucessões cíclicas, dando suporte para correlações estratigráficas, análises no âmbito da estratigrafia de sequências, confecção de mapas de proporção de fácies referentes a cada sequência e, finalmente, modelos dos respectivos paleoambientes da área de estudo. Para a Formação Quissamã foram definidas seis litofácies, principalmente *grainstones* e *packstones* (raros *wackestones*) com grãos carbonáticos compostos por ooides, oncoides, peloides e alguns bioclastos (moluscos, equinoides, microfósseis bentônicos). Sucessões de *packstones* peloidais/bioclásticos para *grainstones* representam típicos ciclos de alta frequência da passagem de paleoambientes deposicionais relativamente profundos/calmos para rasos/com maior energia. A Formação Outeiro apresenta três litofácies compostas por *mudstones* e *wackestones*, com gradual aumento de microfósseis de organismos planctônicos marinhos mais distais (principalmente foraminíferos). A história diagenética das rochas envolveu, na eodiagênese, processos de micritização, compactação mecânica, dissolução, cimentação (franja, mosaico e sintaxial) e, na mesodiagênese, compactação química e cimentação blocosa em fraturas. Todo o intervalo estudado apresenta superfícies de inundação máxima e de regressão máxima, as quais foram definidas como limites, respectivamente, para sucessões de média e baixa frequência, as últimas equivalentes a cinco sequências estratigráficas. O presente trabalho corrobora interpretações anteriores de que a Formação Quissamã foi originada numa rampa carbonática rasa com uma série de barras de ooides paralelas à costa. Desta forma, as outras fácies da formação (principalmente *packstones*) representam condições mais calmas nos flancos das barras e regiões de interbarras. A Formação Outeiro depositou-se em contexto transgressivo, em águas cada vez mais profundas. No campo estudado foi possível detalhar a história deposicional de uma das barras e das áreas interbarras adjacentes, constatando-se seu alongamento na direção NE-SW e extensão de aproximadamente 6 km. Oncoides rudáceos formaram-se mais comumente na porção oeste do flanco, portanto em áreas mais protegidas, onde cianobactérias encontravam condições mais propícias para o seu desenvolvimento. Há evidências de retrabalhamentos por tempestades. É notável que a porção setentrional do campo apresenta maior proporção de fácies de alta energia (*grainstones*), maior abundância de minerais silicáticos nos núcleos de ooides (K-feldspato, mica e quartzo) e maior porosidade intergranular e conectada preservada (sugerindo exposição subaérea), além do fato de faltar toda a parte inferior da Formação Outeiro. Na porção meridional do campo, ao contrário, há maior proporção de micrita e observa-se cimentação quase completa dos poros primários. Os modelos deposicionais propostos para as quatro sequências da Formação Quissamã sugerem que a lama carbonática, por vezes, chegou a se estender de um flanco para o outro no sul da barra (isto é, interrompia a crista de ooides). Tais observações sugerem que a porção setentrional da plataforma apresentava tendência de soerguimento (formando um alto estrutural), provavelmente condicionado por falhas lítricas relacionadas a halocinese.

PALAVRAS-CHAVE: Albiano, Cretáceo, Bacia de Campos, rampa carbonática, paleoambientes marinhos, barra de ooides

ABSTRACT

Albian carbonate rocks of the Quissamã and Outeiro formations were analysed in an oil field (16 km²) of the Quissamã Reservoir, Campos Basin (Rio de Janeiro, Southeastern Brazil). According to several integrated petrographic and stratigraphic procedures (neural network) applied to cores of four wells and geophysical profiles of other 24 wells, including the software Petrel® 2012 (Schlumberger), it was possible to recognize lithofacies (along with diagenetic and permo-porosity properties), electrofacies, cyclic successions, giving support for stratigraphic correlations, stratigraphic sequences analysis, maps of facies proportions for each sequence and respective paleoenvironmental models. Six lithofacies were defined for the Quissamã Formation, mainly grainstones and packstones (rare wackestones) with carbonate grains such as ooids, oncoids, peloids and some bioclasts (mollusks, echinoids and benthonic microfossils). Successions of peloidal/bioclastic packstones to grainstones correspond to typical shallowing upwards high frequency cycles. The Outeiro Formation has three lithofacies composed of mudstones and wackestones, with gradual increase of more distal planktonic microfossils (mainly foraminifers). The diagenetic history of the rocks encompassed, during the eodiagenesis, micritization, mechanic compaction, dissolution, cementation (fringe, mosaic and syntaxial) and, during the mesodiagenesis, chemical compaction and blocky cementation in fractures. The whole studied interval presents some maximum flooding and maximum regressive surfaces, which were defined as boundaries, respectively, for the medium and low frequency successions, the latter equivalent to five stratigraphic sequences. The present work corroborates previous interpretations that the Quissamã Formation was originated in a shallow carbonate ramp-like platform with several ooids bars parallel to the coast. Therefore, the other facies of the formation (mainly packstones) represent more calm conditions on the bar flanks and interbar regions. The Outeiro Formation was deposited in a transgressive context, in gradually deeper waters. This study allowed to detail the depositional history of one of the bars and of the adjacent interbars. The bar was at least 6 km long and oriented in NE-SW direction. Rudaceous oncoids were commonly formed in the western flank, i.e., in more protected areas, where the environmental conditions were better for cyanobacteria growth. Storm reworking is evident in some carbonates. It is remarkable that the northern part of the field presents a larger volume of high energy facies (grainstones), more abundant silicatic minerals in the ooid nuclei (K-feldspar, mica and quartz) and higher preserved intergranular and connected porosity (what suggests subaerial exposure), adding to the fact that the whole lower part of the Outeiro Formation is missing. In the southern part of the field, in contrast, the proportion of micrite is higher and almost all primary pores were filled by cement. The depositional models proposed for the four stratigraphic sequences of the Quissamã Formation show that the carbonate mud sometimes was extended from one flank to the other (i.e., the ooid crest was sometimes discontinuous in the southern region). These observations suggest that the northern part of the studied area was becoming a structural high, probably controlled by listric faults related to salt diapirs.

KEY-WORDS: Carbonate, Albian, Cretaceous, Campos Basin, marine environments, ooid bars.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Bacias sedimentares brasileiras. Em destaque a Bacia de Campos..	16
Figura 2: Mapa de localização da Bacia de Campos com campos petrolíferos e principais reservatórios.....	17
Figura 3: Mapa de localização dos 28 poços estudados no campo petrolífero selecionado da Bacia de Campos.	19
Figura 4: Localização das lâminas delgadas no perfil geofísico de raio gama para os poços testemunhados.	22
Figura 5: Fluxograma de atividades.	23
Figura 6: Escala de tamanho de grãos/cristais proposta por Folk (1962).	24
Figura 7: Classificação de Rochas Carbonáticas segundo Dunham (1962).	27
Figura 8: Classificação da porosidade em rochas carbonáticas segundo Choquette e Pray (1970).	27
Figura 9: Figura esquemática da propagação das redes neurais.....	30
Figura 10: Esquema do funcionamento do modo de ação corretiva das redes neurais.	31
Figura 11: Representação em diagrama de pirâmide do conceito de hierarquia de ciclos.	34
Figura 12: Estratigrafia de sequências em contexto de pesquisa interdisciplinar – principais controles, integração de dados e aplicações.	35
Figura 13: Coluna cronoestratigráfica da Bacia de Campos	40
Figura 14: Unidades estratigráficas da Bacia de Campos no intervalo Hauteriviano – Cenomaniano.....	41
Figura 15: Arcabouço estrutural da seção rifte da Bacia de Campos, com destaque para os altos estruturais e baixos deposicionais.	46
Figura 16: Seção geológica dip esquemática da Bacia de Campos mostrando o arcabouço estrutural e estratigráfico..	47
Figura 17: Sequência vertical idealizada de fácies das formações Quissamã e Outeiro. As espessuras correspondem a valores máximos que estas unidade podem atingir na Bacia.	49
Figura 18: Modelo deposicional da Formação Quissamã, em contexto regional da Bacia de Campos.	50
Figura 19: Reconstrução paleoceanográfica do Oceano Atlântico Sul no final do Albiano médio.	51
Figura 20: Tipos básicos de oncoides encontrados em plataformas marinhas rasas.....	53
Figura 21: Ilustração dos diferentes tipos de oncoides encontrado na área de estudo.	54
Figura 22: Diferentes grãos carbonáticos encontrados na Formação Quissamã. A-: ooides (A e B); agregados de grãos (C) e peloides (D).	56
Figura 23: Fósseis encontrados na área de estudo indicados pela seta amarela.	58
Figura 24: Relação entre fácies, ambientes deposicionais, sistemas e trato de sistemas. Tradução da figura original de Walker (1992).	60
Figura 25: Fotos dos testemunhos do poço B-17 - <i>Fácies A- Wackestone</i> peloidal bioclástico intercalado com marga (Formação Outeiro).	62
Figura 26: Fotomicrografias da <i>Fácies A – Wackestone</i> peloidal bioclástico intercalado com marga (Formação Outeiro).	63
Figura 27: Fotomicrografias da <i>Fácies A – Wackestone</i> peloidal bioclástico intercalado com marga (Formação Outeiro)..	64

Figura 28: Conjunto de fotos de testemunhos da <i>Fácies B – Mudstone</i> bioclástico (Formação Outeiro).....	65
Figura 29: Fotomicrografias da <i>Fácies B - Mudstone</i> bioclástico (Formação Outeiro)..	66
Figura 30: Fotomicrografia e detalhe em MEV da <i>Fácies B - Mudstone</i> bioclástico..	67
Figura 31: Conjunto de fotos da <i>Fácies C- Wackestone</i> bioclástico (contato entre as formações Outeiro e Quissamã).	68
Figura 32: Fotomicrografias da <i>Fácies C – Wackestone</i> bioclástico (contato entre as formações Outeiro e Quissamã).	69
Figura 33: Fotomicrografias da <i>Fácies C – Wackestone</i> bioclástico (contato entre as formações Outeiro e Quissamã).	70
Figura 34: Fotomicrografias da <i>Fácies D – Packstone</i> peloidal/bioclástico (Formação Quissamã).	72
Figura 35: Fotomicrografias da <i>Fácies D – Packstone</i> peloidal/bioclástico (Formação Quissamã).	73
Figura 36: Fotomicrografias da <i>Fácies E – Packstone/grainstone</i> peloidal com oncoides (Formação Quissamã).....	75
Figura 37: Intervalo do perfil colunar do poço B-17, representando a passagem gradual das <i>Fácies D</i> para <i>Fácies E</i> (Formação Quissamã)	76
Figura 38: Conjunto de fotos de testemunho da <i>Fácies F- Grainstone</i> oolítico (Formação Quissamã).	78
Figura 39: Fotomicrografias da <i>Fácies F- grainstone</i> oolítico (Formação Quissamã)..	79
Figura 40: Fotomicrografias da <i>Fácies F- grainstone</i> oolítico (Formação Quissamã)..	80
Figura 41 Imagens em microscópio eletrônico de varredura (MEV) da <i>Fácies F – grainstone</i> oolítico (Formação Quissamã).	81
Figura 42: Cortes longitudinais de testemunhos da <i>Fácies G – grainstone</i> oolítico peloidal com oncoides (Formação Quissamã).....	82
Figura 43: Fotomicrografias da <i>Fácies G- grainstone</i> oolítico peloidal com oncoides (Formação Quissamã).....	83
Figura 44: Fotomicrografias da <i>Fácies G- grainstone</i> oolítico peloidal com oncoides (Formação Quissamã).....	84
Figura 45: Fotos de testemunhos da <i>Fácies H – packstone</i> peloidal com oncoides rudáceos (Formação Quissamã).	86
Figura 46: Fotomicrografias da <i>Fácies H- packstone</i> peloidal com oncoides rudáceos (Formação Quissamã).....	87
Figura 47: Perfil litológico com informações paleontológicas e diagenéticas do poço B-17.	89
Figura 48: Perfil litológico com informações paleontológicas e diagenéticas do poço B-29.	90
Figura 49: Perfil litológico com informações paleontológicas e diagenéticas do poço B-30.	91
Figura 50: Perfil litológico com informações paleontológicas e diagenéticas do poço B-38.	92
Figura 51: Detalhe dos testemunhos dos poços B-29 e B-17 com enfoque nos empilhamentos de fácies típicos encontrados na área de estudo.	94
Figura 52: <i>Fácies A a I</i> , sua classificação petrográfica e as associações de fácies.	95

Figura 53: Utilização do modelo de plataforma carbonática de Wilson (1975) e do modelo deposicional para a Formação Quissamã de Guardado et al. (1989) para a interpretação dos paleoambientes que originaram as litofácies da Formação Quissamã do campo em estudo.	98
Figura 54: Depósitos carbonáticos finos da Formação Outeiro sobre os mais grossos da Formação Quissamã, representando subida do nível relativo do mar.	98
Figura 55: Ambientes diagenéticos propostos por Longman (1980) com as condições químicas propostas por Folk (1973).	100
Figura 56: Fotomicrografia ilustrando exemplos de micritização nos carbonatos da Formação Quissamã.	105
Figura 57: Fotomicrografias da Fácies F, exemplificando os tipos de cimentação encontrada nos carbonatos da Formação Quissamã.	107
Figura 58: Fotomicrografias exemplificando os efeitos da compactação química nos carbonatos da Formação Quissamã.	109
Figura 59: História diagenética da Formação Quissamã na área de estudo.	111
Figura 60: Ilustração de sequência diagenética interpretada para a Fácies F.	112
Figura 61: Gráfico de porosidade x permeabilidade (conforme dados de plugues fornecidos pela Petrobras) dos carbonatos da Formação Quissamã dos poços em estudo.	114
Figura 62: Gráfico de DT x GR de dados de todos os poços referenciados na tabela 7 para a sequência deposicional 1 (definida no capítulo 7).	118
Figura 63: Gráfico de DT vs GR de dados de todos os poços referenciados na tabela 7 para sequência deposicional 3.	119
Figura 64: Perfis de raio gama, sônico, densidade e neutrão, o perfil litológico dos testemunhos de sondagem, as fácies descritas nos testemunhos de sondagem, a associação de fácies e as eletrofácies obtidas para o poço B-29.	123
Figura 65: Perfis de raio gama, sônico, densidade e neutrão, o perfil litológico dos testemunhos de sondagem, as fácies descritas nos testemunhos de sondagem, a associação de fácies e as eletrofácies obtidas para o poço B-17.	124
Figura 66: Perfis de raio gama, sônico, densidade e neutrão, o perfil litológico dos testemunhos de sondagem, as fácies descritas nos testemunhos de sondagem, a associação de fácies e as eletrofácies obtidas para o poço B-38.	125
Figura 67: Perfis de raio gama, sônico, densidade e neutrão, o perfil litológico dos testemunhos de sondagem, as fácies descritas nos testemunhos de sondagem, a associação de fácies e as eletrofácies obtidas para o poço B-30.	126
Figura 68: Empilhamento vertical definido (detalhe dos perfis do poço B-17 e B-29) e interpretação dos hem ciclos.	128
Figura 69: Correlação estratigráfica entre os poços B-17, B-38, B-29 e B-30.)	130
Figura 70: Correlação estratigráfica interpretada para os poços testemunhados B-17, B-38, B-29 e B-30	131
Figura 71: Seção estratigráfica A-A' com orientação NW-SE na porção sul do campo em estudo.	134
Figura 72: Seção estratigráfica B-B' com orientação NW-SE na porção mais ao sul do campo em estudo	135
Figura 73: Seção estratigráfica C-C' com orientação NW-SE na porção norte do campo em estudo.	136
Figura 74: Seção estratigráfica D-D' com orientação NE-SW no campo em estudo ..	138

Figura 75: Mapas de Proporção de fácies obtidos por intervalos estratigráficos para cada fácies.....	143
Figura 76: Blocodiagramas evolutivos de carbonatos das formações Quissamã e Outeiro.	145

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Perfis elétricos fornecidos pela PETROBRAS dos 28 poços utilizados no estudo, sendo GR= raio gama, DT= sônico, RHOB=densidade e NPHI=neutrão.	20
Tabela 2: Dados referentes aos testemunhos de poços analisados e às respectivas lâminas petrográficas.	20
Tabela 3: Dados referente às lâminas delgadas dos poços B-29 e B-30. O código de cada lâmina representa a profundidade em metros, seguida do número do testemunho e a caixa de onde provém.	21
Tabela 4: Dados referente às lâminas delgadas dos poços B-38 e B-17. O código de cada lâmina representa a profundidade em metros, seguida do número do testemunho e a caixa de onde provém.	21
Tabela 5: Síntese das fácies discriminadas nos testemunhos estudados.	61
Tabela 6: Força relativa dos íons de Mg e Na, ambiente diagenético e morfologia carbonática. Modificado e traduzido de Folk (1974).	101
Tabela 7: Grupos de poços com respostas de perfil semelhantes e a disponibilidade ou não do perfil no poço.....	115
Tabela 8: Parâmetros utilizados no <i>software</i> Petrel® 2012 para a obtenção das eletrofácies (método não supervisionado) no campo em estudo.	117
Tabela 9: Fácies , ambientes e processos deposicionais interpretadas nesse estudo..	144

ÍNDICE

1	INTRODUÇÃO	15
1.1	Aspectos gerais	15
1.2	Objetivos e justificativa	18
2	MATERIAIS E MÉTODOS	19
2.1	Materiais	19
2.2	Métodos e etapas de trabalho	23
2.2.1	Levantamento Bibliográfico	23
2.2.2	Estudo dos testemunhos	24
2.2.3	Estudo das lâminas delgadas	25
2.2.4	Estudo diagenético.....	26
2.2.5	Estudo petrofísico	28
2.2.6	Análises de perfis	28
2.2.7	Análises de ciclicidade e sequências estratigráficas.....	34
2.2.8	Interpretação dos paleoambientes deposicionais	37
3	BACIA DE CAMPOS E AS FORMAÇÕES QUISSAMÃ E OUTEIRO: BREVES INFORMAÇÕES BIBLIOGRÁFICAS.....	38
3.1	Introdução	38
3.2	Arcabouço Estratigráfico	38
3.2.1	Supersequência Rifte	39
3.2.2	Supersequência Pós-Rifte	42
3.2.3	Supersequência Drifte.....	42
3.3	Arcabouço Estrutural	45
3.4	Formações Quissamã e Outeiro	48
4	CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DAS FORMAÇÕES QUISSAMÃ E OUTEIRO NOS POÇOS B-17, B-29, B-30 e B-38.	52
4.1	Componentes texturais de carbonatos da Formação Quissamã e Formação Outeiro na área de estudo	52
4.2	Caracterização faciológica	59
4.2.1	Fácies A – <i>Wackestone</i> peloidal bioclástico intercalado com marga	61
4.2.2	Fácies B – <i>Mudstone</i> bioclástico	65
4.2.3	Fácies C – <i>Wackestone</i> bioclástico	68
4.2.4	Fácies D – <i>Packstone</i> peloidal/bioclástico	71
4.2.5	Fácies E – <i>Packstone/grainstone</i> peloidal com oncoides.....	74
4.2.6	Fácies F – <i>Grainstone</i> oolítico	77

4.2.7	Fácies G – <i>Grainstone</i> oolítico peloidal com oncoides	82
4.2.8	Fácies H – <i>Packstone</i> peloidal com oncoides rudáceos	85
4.2.9	Fácies I - <i>Wackestone/packstone</i> peloidal	88
4.3	Perfis litológicos	88
4.4	Associações e Sucessões de Fácies	93
5	PALEOAMBIENTES INTERPRETADOS ATRAVÉS DAS LITOFÁCIES	96
6	CARACTERIZAÇÃO DIAGENÉTICA DE CARBONATOS DA FORMAÇÃO QUISSAMÃ.....	99
6.1	Introdução	99
6.2	Condições químicas envolvida nos processos diagenéticos	100
6.3	Ambientes diagenéticos	101
6.3.1	Ambiente marinho (eodiagenético)	101
6.3.2	Ambiente vadoso meteórico (eodiagênese)	102
6.3.3	Ambiente meteórico freático (eodiagênese)	103
6.3.4	Zona de mistura (eodiagênese)	104
6.3.5	Ambiente de subsuperfície (mesodiagênese)	104
6.4	Processos diagenéticos na Formação Quissamã	104
6.4.1	Micritização	105
6.4.2	Cimentação	106
6.4.3	Compactação	108
6.4.4	Neomorfismo	108
6.4.5	Substituição	108
6.5	Estágios diagenéticos na Formação Quissamã	110
6.6	Tipos de porosidade nos testemunhos estudados.....	112
6.7	Controle da diagênese na qualidade do reservatório.....	113
7	CORRELAÇÃO ROCHA-PERFIL	115
7.1	Agrupamento de poços com perfis elétricos similares	115
7.2	Cacterização das eletrofácies	116
7.2.1	Esclarecimentos preliminares	116
7.2.2	Interpretação das eletrofácies definidas no campo em estudo.....	120
8	ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DE CARBONATOS DAS FORMAÇÕES QUISSAMÃ E OUTEIRO	127
8.1	Esclarecimentos preliminares	127
8.2	Correlação entre os poços testemunhados: B-17, B-38, B-29 e B-30	128
8.3	Correlação estendidas aos poços não testemunhados	132

8.3.1	Seção Estratigráfica A-A'	132
8.3.2	Seção Estratigráfica B-B'	133
8.3.3	Seção Estratigráfica C-C'	133
8.3.4	Seção Estratigráfica D-D'	137
9	DISCUSSÃO	139
9.1	Fácies: Significado deposicional	139
9.2	Evolução paleogeográfica para o campo em estudo	139
10	CONCLUSÕES.....	146
11	BIBLIOGRAFIA	150

1 INTRODUÇÃO

1.1 Aspectos gerais

Aproximadamente a metade do petróleo e do gás em produção no mundo é explorado em rochas-reservatório carbonáticas (MAZZULLO, 2004). Grande parte destas rochas se originou durante o Mesozoico em amplas plataformas rasas e quentes, principalmente no paleomar de Tétis, cujas porções um pouco mais profundas eram anóxicas e facultavam acumulação de grandes quantidades de matéria orgânica (MILANI et al., 2000). Por exemplo, em Ghawar na Árabia Saudita, maior produtor mundial de hidrocarbonetos (ANP, 2013), grande parte provém de *grainstones* oolíticos jurássicos e fácies associadas (Arab D). No México, o principal campo petrolífero é o Cantarell, onde as rochas-reservatório são brechas calcárias e dolomitos do Cretáceo Superior. Entre outros grandes produtores em rochas carbonáticas estão os campos de Asmari (Oligo-Mioceno) e Gachsaran no Irã.

Na margem leste da América do Sul há um sistema quase contínuo de Bacias marginais meso-cenozoicas originadas pelos processos tectônicos relacionados à ruptura do Gondwana e à abertura do Oceano Atlântico, também incluindo reservatórios de hidrocarbonetos carbonáticos (MILANI et al., 2000). São reconhecidos três domínios tectônicos na margem continental brasileira, o primeiro predominantemente distensivo (Bacias de Caciporé- Foz do Amazonas e Marajó), o segundo transformante (Bacias Pará-Maranhão, Barreirinhas Ceará e Potiguar) e o terceiro novamente distensivo (Bacias Pernambuco-Paraíba, Sergipe-Alagoas, Jacuípe, Camamu, Almada, Cumuruxatiba, Jequitinhonha, Espírito Santo-Mucuri, Campos, Santos e Pelotas) (MILANI et al., 2000).

A Bacia de Campos, aflorante numa pequena área no norte do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo, porém quase totalmente submersa (Figura 1), possui distintos reservatórios carbonáticos e também siliciclásticos. Esta Bacia se destaca pela maior produção de hidrocarbonetos do Brasil (ANP, 2013). Um dos intervalos carbonáticos da Bacia de Campos corresponde às formações Quissamã e Outeiro, de idade albiana. Estes depósitos tiveram destaque no início da década de 70, com o poço pioneiro 1-RJS-9, quando foram descobertos os primeiros reservatórios de petróleo de importância comercial, então conhecidos como “campo de Garoupa”. Desta forma, calcários de águas rasas se tornaram alvos de exploração, culminando com as descobertas dos campos de Pampo, Bonito, Linguado, Bicudo e Corvina (MENDONÇA et al., 2004). Na década de 80, com a descoberta de hidrocarbonetos em depósitos turbidíticos oligo-miocênicos de águas profundas, os carbonatos albianos foram praticamente esquecidos.

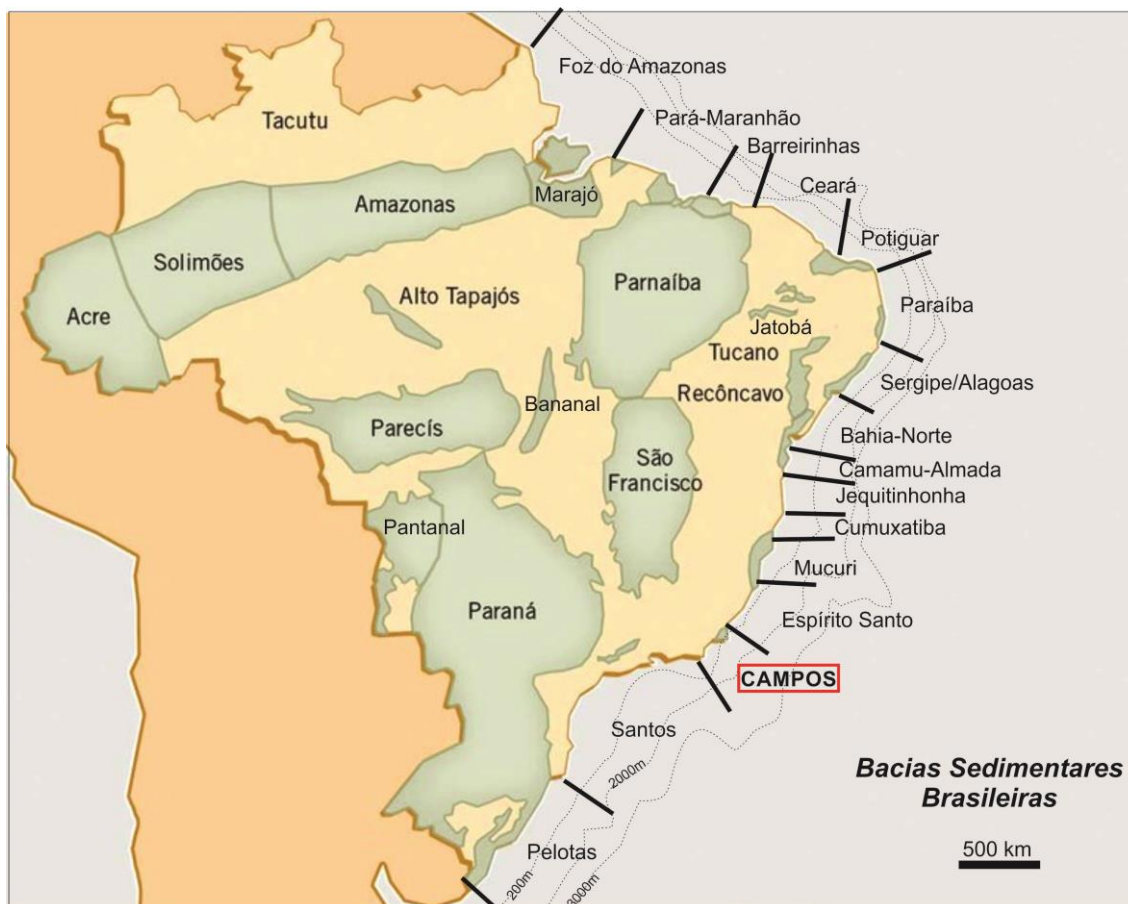


Figura 1: Bacias sedimentares brasileiras. Em destaque a Bacia de Campos. Fonte: Lucchesi (1998).

Após a descoberta do óleo da “Seção Pré-Sal”, as empresas de petróleo voltaram a se interessar pelas rochas carbonáticas. Em tal contexto, foi incentivada a realização do presente estudo para detalhar os conhecimentos sobre as rochas carbonáticas de um campo petrolífero, principalmente a porção superior da Formação Quissamã e secundariamente a Formação Outeiro, no reservatório Quissamã, aproximadamente 85 km do litoral do Rio de Janeiro, sob lâmina d’água entre 100 e 150 m (Figura 2). Este trabalho corresponde à parte inicial dos resultados alcançados no projeto “Modelagem estratigráfica/sedimentológica, diagenética, estrutural e petrofísica dos reservatórios Albianos do campo B da Bacia de Campos”, Nº 0050.0078740.12.9, da rede temática CARMOD (Caracterização e Modelagem de Reservatório) ainda em desenvolvimento.

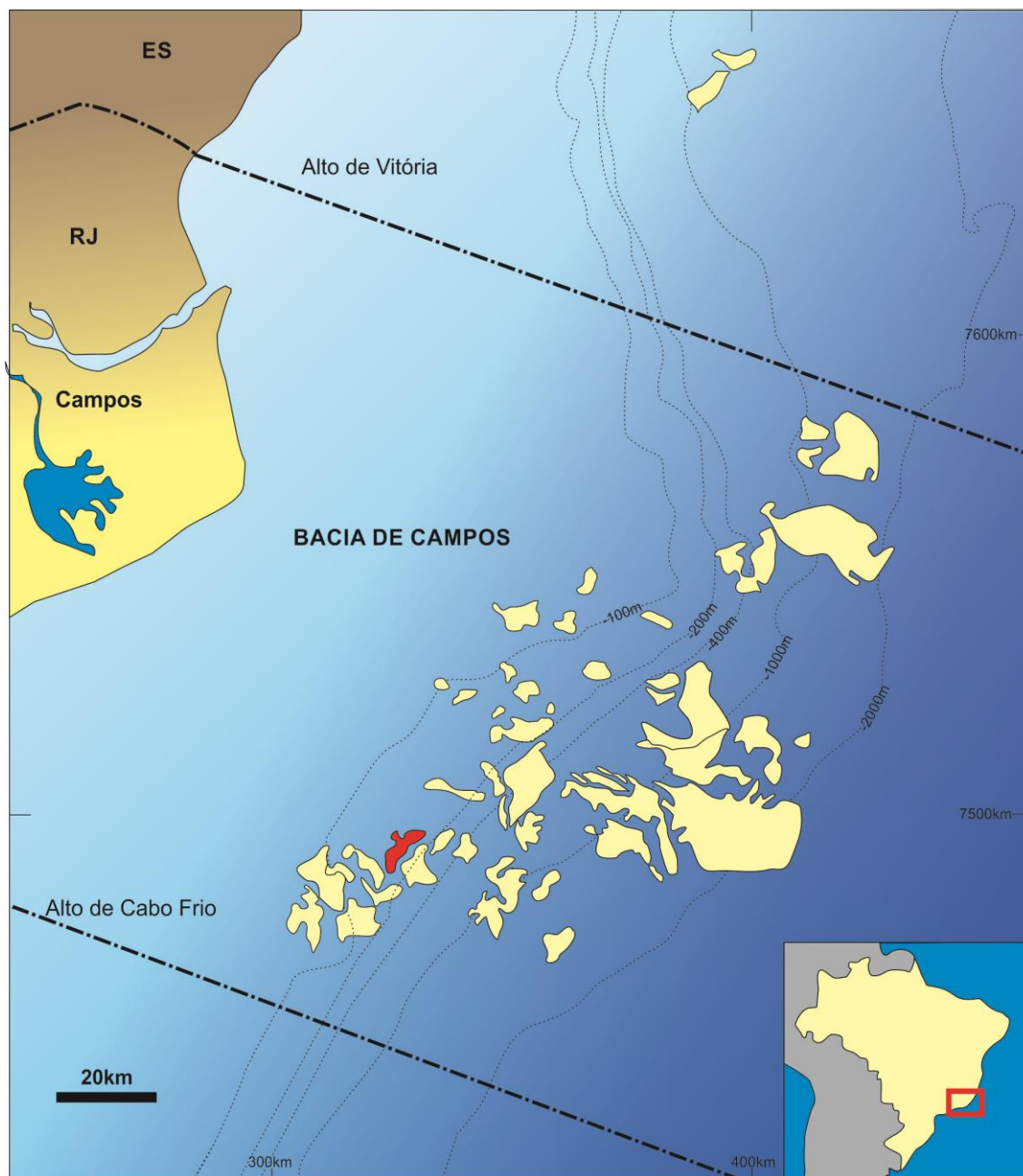


Figura 2: Mapa de localização da Bacia de Campos com campos petrolíferos e principais reservatórios. As linhas tracejadas são curvas batimétricas. O campo em estudo está destacado em vermelho. Modificado de Bruhn et al.(2003).

1.2 *Objetivos e justificativa*

Os principais objetivos do presente estudo são:

- caracterização de litofácies através de análises petrológicas e petrográficas de carbonatos albianos (principalmente da porção superior da Formação Quissamã e da parte inferior da Formação Outeiro) em quatro poços de um campo de petróleo (16 km²) no reservatório Quissamã, na Bacia de Campos;
- interpretação dos respectivos paleoambientes deposicionais;
- reconhecimento dos processos diagenéticos envolvidos;
- realização de correlações estratigráficas, identificação de ciclos deposicionais e interpretação de sequências estratigráficas através dos quatro poços testemunhados e outros 24 poços do mesmo campo analisados por perfis geofísicos;
- e elaboração de modelos paleoambientais balizados por mapas de distribuição de fácies no campo estudado ao longo do Albiano.

O minucioso estudo dos carbonatos selecionados da Bacia de Campos se justifica pelo fato dos reservatórios de hidrocarbonetos apresentarem complexas variações laterais e verticais de fácies e sistemas de porosidade múltiplos e heterogêneos, comumente epigenéticos, cujo conhecimento mais detalhado pode contribuir para o aproveitamento mais eficaz do reservatório Quissamã e para eventual aplicação dos resultados em outras rochas carbonáticas.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Materiais

Para o estudo do campo selecionado do reservatório de Quissamã, a Petrobras forneceu testemunhos de sondagens de quatro poços, dados de perfis elétricos destes e de outros 24 poços (Figura 3 e tabela 1), 168 lâminas delgadas (tabelas 2, 3 e 4; e figura 4) e dados de petrofísica básica dos testemunhos disponibilizados.

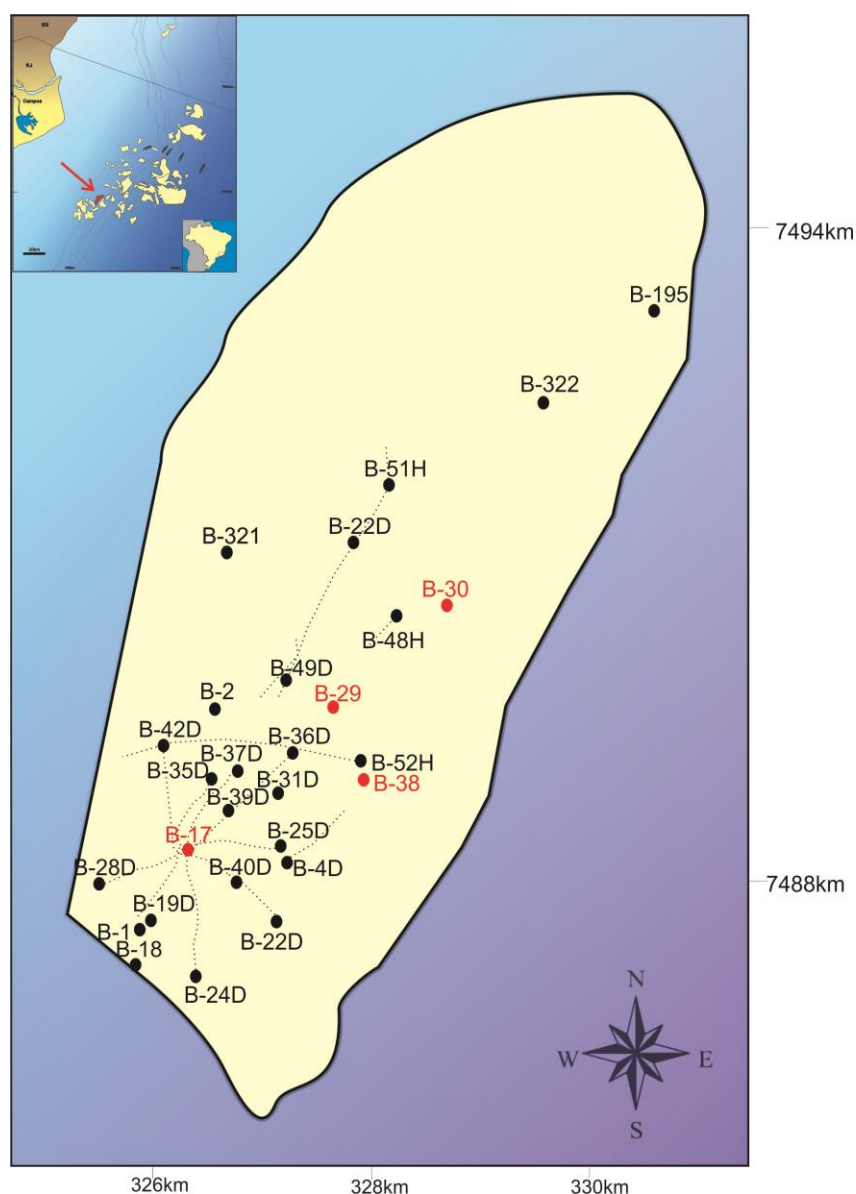


Figura 3: Mapa de localização dos 28 poços estudados no campo petrolífero selecionado da Bacia de Campos. Os poços indicados em vermelho foram analisados através de testemunhos. A letra “D” significa poços direcionais, a letra “H”, poços horizontais e a linha tracejada a direção do poço

Tabela 1: Perfis elétricos fornecidos pela PETROBRAS dos 28 poços utilizados no estudo, sendo GR= raio gama, DT= sônico, RHOB=densidade e NPHI=neutrão.

Poços	GR	DT	RHOB	NPHI
B -17	X	X	X	X
B-02	X	X	X	-
B-01	X	X	X	X
B-25D	X	-	X	X
B-40D	X	-	X	X
B-36D	X	-	X	X
B-35D	X	-	X	X
B-51H	X	X	X	X
B-321A	X	X	X	X
B-28D	X	X	X	X
B-42D	X	-	X	X
B-18D	X	X	X	X
B-30	X	X	X	X
B-22	X	X	X	X
B-322	X	X	X	X
B-04D	X	X	X	X
B-195	X	X	X	X
B-29	X	X	X	X
B-27D	X	-	X	X
B-38	X	X	X	X
B-33DA	X	-	X	X
B-19D	X	X	X	X
B-31D	X	X	X	X
B-37D	X	-	X	X
B-39D	X	-	X	X
B-22D	X	X	-	-
B-49D	X	X	X	X
B-52H	X	X	X	X

Tabela 2: Dados referentes aos testemunhos de poços analisados e às respectivas lâminas petrográficas.

Poços	Testemunho	Intervalo (m)	Total (m)	Lâminas
B-17	8 a 32	2355,0 a 2545,0	190,0	61
B-29	1 a 18	2374,0 a 2504,0	130,0	35
B-30	1 a 8	2380,0 a 2423,5	43,5	31
B-38	3 a 10	2416,0 a 2452,0	36,0	41
		Total	399,5	168

Tabela 3: Dados referente às lâminas delgadas dos poços B-29 e B-30. O código de cada lâmina representa a profundidade em metros, seguida do número do testemunho e a caixa de onde provém.

B-29		B-30	
2423,55_#5_cx4-5	2488,8_#17_cx6-10	2380,05_#1_cx1-1	2419,05_#8_cx3-7
2430,90_#7_cx1-3	2494_#17_cx9-10	2383,6_#2_cx1-1	2420,15_#8_cx4-7
2435,15_#8_cx2-2	2495,2_#18_cx1-8	2387,50_#3_cx1-4	2420,44_#8_cx5-7
2438,20_#9_cx3-4	2498,35_#18_cx4-8	2388,90_#3_3-4	2422,05_#8_cx6-7
2444,8_#10_cx3-3	2499,3_#18_cx5-8	2390,25_#3_4-4	2422,95_#8_cx7-7
2449,95_#12_cx1-5	2502,5_#18_cx8-8	2393,9_#4_1-5	2401,3_#5_cx1-3
2456,5_#13_cx3-10	2383,9_#2_cx1-5	2394,55_#4_cx2-5	2394,9_#4_cx2-5
2461,85_#13_cx9-10	2385,75_#2_3-5	2394,85_#4_cx2-5	2393,5_#4_cx1-5
2457,1_#13_cx4-10	2385,9_#2_cx3-5	2395,95_#4_cx3-5	2418,35_#8_cx2-7
2465,5_#14_cx4-5	2386,7_#2_cx4-5	2396,75_#4_cx4-5	2417,65_#8_2-7
2469_#15_cx2-9	2387,2_#2_cx5-5	2400,85_#5_cx1-3	2402,75_#5_cx3-3
2471,45_#15_cx4-9	2401,5_#3_4-4	2402,0_#5_cx2-3	2421,10_#8_cx5-7
2476,3_#15_cx9-9	2401,5_#3_4-5	2410,45_#6_cx1-4	
2478,7_#16_cx3-8	2404,5_#3_4-4	2411,8_#6_cx3-4	
2473,45_#15_cx7-9	2414,8_#4_cx4-5	2412,55_#6_cx4-4	
2481_#16_cx5-8	2421,6_#5_cx2-5	2413,40_#7_cx1-3	
2486_#17_1-10	2490,95_#17_cx6-10	2414,75_#7_cx2-3	
2483,3_#16_cx8-8		2417,15_#8_cx1-7	

Tabela 4: Dados referente às lâminas delgadas dos poços B-38 e B-17. O código de cada lâmina representa a profundidade em metros, seguida do número do testemunho e a caixa de onde provém.

B-38		B-17		
2416,2_#3_cx1-7	2428_#5_cx2-4	2355,55_#8_cx1-9	2404,95_#16_cx1-4	2435,95_#20_cx3-5
2416,5_#3_cx1-7	2428,7_#5_cx3-4	2356,5m_#8_cx2-9	2412,8_#17_cx1-4	2437_#20_cx4-5
2416,75_#3_1-7	2429,25_#5_cx3-4	2356,85_#8_cx2-9	2415,2_#17_cx3-4	2438_#20_cx5-5
2417,2_#3_cx2-7	2429,45_#5_cx3-4	2359,7_#8_cx5-9	2418,6_#18_cx1-8	2438,3_#20_cx5-5
2417,9_#3_cx2-7	2429,85_#5_cx4-4	2373,3_#9_cx1-1	2418,9_#18_cx1-8	2438,4_#20_cx5-5
2418,4_#3_cx3-7	2430,3_#5_cx4-4	2373,8_#10_cx1-3	2418,95_#18_cx1-8	2440,5_#21_cx3-9
2418,6_#3_cx3-7	2431_#6_cx1-2	2377,8_#11_cx1-8	2420,85_#18_cx3-8	2453,45_#22_cx7-10
2419_#3_cx3-7	2431,85_#6_cx1-2	2379,15_#11_cx3-8	2423,35_#15_cx5-8	2454,8_#22_8-10
2419,55_#3_4-7	2432,25_#6_cx2-2	2387,6_#12_cx3-5	2424,2_#18_cx6-8	2455,65_#22_cx9-10
2420,2_#3_5-7	2435,05_#7_cx1-5	2389,4_#12_cx5-5	2425,45_#18_cx7-8	2456,75_#22_cx10-10
2420,7_#3_cx5-7	2435,85_#7_cx1-5	2390,._#13_cx1-4	2426_#18_cx8-8	2491,8_#27_cx1-8
2421,3_#3_cx6-7	2436,05_#7_cx2-5	2390B_#13_cx1-4	2427,35_#19_cx1-7	2509,95_#29_cx3-8
2421,85_#3_cx6-7	2436,4_#7_cx2-5	2391_#13_cx3-4	2427,95_#19_cx2-7	2510,4_#29_cx4-9
2422,7_#3_cx7-7	2436,95_#7_cx2-5	2391,85_#13_1-4	2428,35_#19_cx2-7	2512,65_#29_cx6-9
2423,15_#4_cx1-4	2437,55_#7_cx3-5	2392_#13_cx3-4	2428,5_#19_cx3-7	2518,8_#29_9-9
2424,2_#4_cx2-4	2437,75_#7_cx3-5	2393,6_#14_cx1-2	2430,1_#19_cx4-7	2529,3_#31_4-9
2424,7_#4_cx2-4	2438,25_#7_cx4-5	2396,6_#15_cx1-4	2431,4_#19_cx5-7	2541_#32_cx6-10
2425,15_#4_cx3-4	2438,8_#7_cx4-5	2397,75_#15_cx2-4	2431,55_#19_cx6-7	2543,15_#32_cx9-10
2425,55_#4_cx3-4	2439,15_#7_cx5-5	2397,95_#15_cx2-4	2432,15_#19_cx6-7	2544,4_#32_cx10-10
2426,8_#5_cx1-4	2441,3_#8_cx1-7	2398,1_#15_cx2-4	2434,1_#20_cx1-5	
2427,2_#5_cx1-4		2400,2_#15_cx4-4	2434,7_#20_cx1-5	

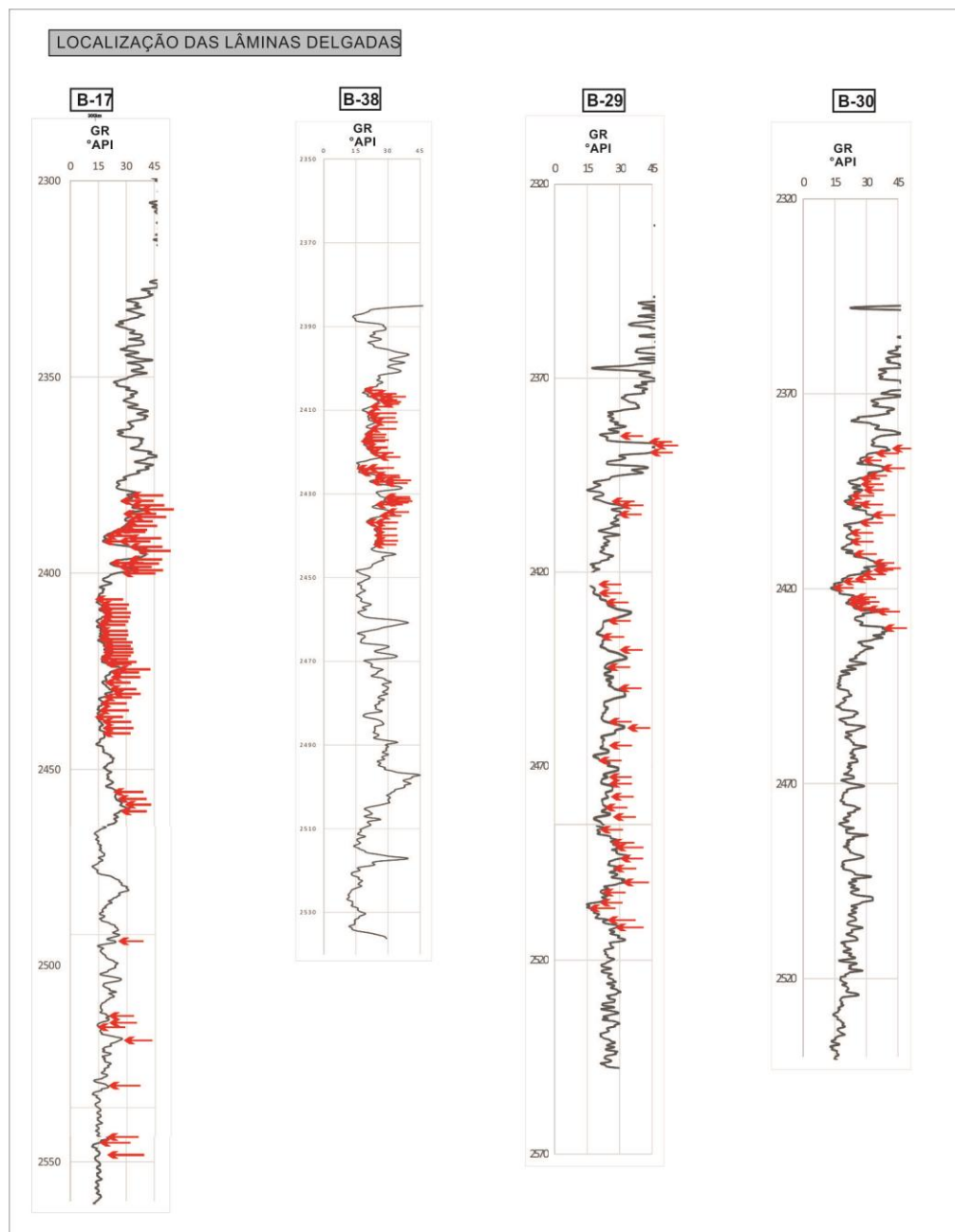


Figura 4: Localização das lâminas delgadas no perfil geofísico de raio gama para os poços testemunhados, indicadas pelas setas vermelhas. Escala 1:2000..

2.2 Métodos e etapas de trabalho

As etapas de trabalho e respectivos métodos subdividiram-se em três fases principais: aquisição de dados, trabalhos laboratoriais e interpretações. Abaixo é apresentado um fluxograma das atividades desenvolvidas de forma sucinta (Figura 5).

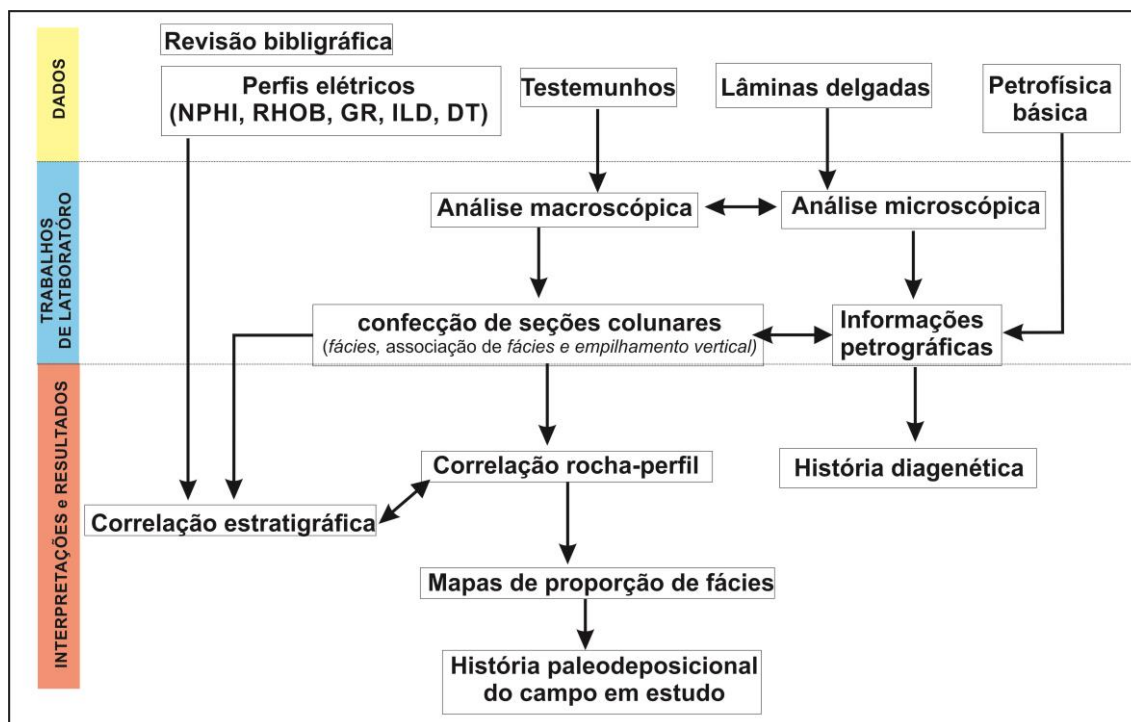


Figura 5: Fluxograma de atividades.

2.2.1 Levantamento Bibliográfico

Procedeu-se um extenso levantamento bibliográfico e análise dos trabalhos disponíveis na Biblioteca da UNESP- Rio Claro e na Internet (principalmente no Portal de Periódicos da CAPES – <http://www.periodicos.capes.gov.br>). Conforme pesquisas bibliográficas usuais, inicialmente foram buscados os trabalhos mais abrangentes sobre a Bacia de Campos e posteriormente os trabalhos mais específicos sobre a Formação Quissamã.

Entre os trabalhos que contribuíram para a evolução do conhecimento acerca da Formação Quissamã e Bacia de Campos, citam-se particularmente os de:), Azevedo et al. (1987), Guardado et al. (1989), Spadini (1992), Dias Brito (1995a,c; 1996), Guardado et al. (2000) e Winter et al. (2007).

2.2.2 Estudo dos testemunhos

Foram descritos 399,5 m de testemunhos de quatro poços perfurados pela Petrobras, os quais representam segmentos da porção superior dos carbonatos da Formação Quissamã, sendo que os poços B-17 e B-29 englobam também a porção inferior da Formação Outeiro.

A análise macroscópica permitiu definir fácies, associação de fácies e padrões de empilhamento vertical, além de subsidiar preliminarmente a análise diagenética. Os testemunhos foram descritos na escala 1:25 e a classificação adotada para as rochas carbonáticas, na escala macroscópica, foi a de Folk (1962) (Figura 6). Obviamente, nesta análise macroscópica, não foi possível discriminar as categorias de Folk (1962) para grãos iguais ou menores que 0,062 mm, tendo sido diferenciados apenas “calcilutitos grossos” de “calcilutitos finos”.

	Constituintes Transportados	Constituintes Autigênicos	
64 mm	Calcirrudito muito grosso	Cristalinos extremamente grosso	
16 mm	Calcirrudito grosso		
4 mm	Calcirrudito médio		4 mm
1 mm	Calcirrudito fino	Cristalino muito grosso	1 mm
0,5 mm	Calcarenito grosso	Cristalinos grosso	
0,25 mm	Calcarenito médio		0,25 mm
0,125 mm	Calcarenito fino	Cristalinos médio	
0,062 mm	Calcarenito muito fino		0,062 mm
0,031 mm	Calcilutito grosso	Cristalinos fino	
0,016 mm	Calcilutito médio		0,016 mm
0,008 mm	Calcilutito fino	Cristalinos muito fino	
	Calcilutito muito fino	Cristais não determináveis	0,004 mm

Figura 6: Escala de tamanho de grãos/cristais proposta por Folk (1962). Traduzido de Scholle & Ulmer-Scholle, 2003.

Portanto, conforme as análises petrográficas realizadas posteriormente, as granulações macroscópicas determinadas para os calcilutitos foram reajustadas.

Nos perfis litológicos, para a indicação da granulação das litologias, foi adaptada a escala granulométrica de Folk (1962) através das seguintes siglas:

- Calcilutito fino- CLF;
- Calilutito grosso – CLG;
- Calcarenito muito fino – CAMF;
- Calcarenito fino – CAF;
- Calcarenito médio- CAM;
- Calcarenito grosso- CAG;
- Calcarenito muito grosso –CAMG;
- Calcirrudito – CAR.

2.2.3 *Estudo das lâminas delgadas*

O estudo em escala microscópica foi realizado nas lâminas delgadas fornecidas pela Petrobras, referentes aos testemunhos estudados de quatro poços (tabelas 2, 3 e 4). As lâminas, em geral, foram confeccionadas na espessura padrão (35 μm), porém, às vezes, são mais espessas. Suas dimensões são de 3 cm x 2 cm ou têm 2,5 cm de diâmetro quando foram confeccionadas a partir de plugues. As amostras das lâminas geralmente foram coletadas de forma aleatória, exceto em alguns intervalos com amostragem de 30 em 30 cm.

As análises das lâminas petrográficas e as fotomicrografias foram realizadas com microscópio binocular petrográfico modelo Zeiss Axio Imager A.2 e lupa binocular modelo Zeiss StreEO Discovery V.12 do Laboratório de Microscopia do “Centro de Geociências Aplicadas ao Petróleo” – UNESPetro, na Universidade Estadual Paulista “Julio de Mesquita filho” – Câmpus de Rio Claro- SP.

Para a caracterização petrográfica foram analisadas feições texturais, morfologia e tipos de grãos (inclusive minerais de siciciclásticos), conteúdo fossilífero, feições diagenéticas e os sistemas permo-porosos. As rochas carbonáticas foram classificadas segundo Dunham (1962; modificada por SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003), e Falkennhein et al.(1981). A primeira classificação valoriza a proporção de elementos

aloquímicos em relação à matriz ou cimento (Figura 7) e a segunda traz a classificação de micro-oncoides (oncoides menores que 0,5 mm).

Ao final da análise petrográfica, todos os testemunhos analisados foram classificados em fácies conforme a concepção de Walker (1992), ou seja, conforme as características descritivas das rochas, não interpretativas, levando-se em consideração, portanto, os resultados do estudo macroscópico, petrográfico e, em certos casos, também incluindo informações paleontológicas

A porosidade foi classificada segundo Choquette e Pray (1970; modificada por SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003) notando-se que nas lâminas estudadas a porosidade sempre está relacionada à estrutura da rocha definida pelos tipos de grãos ou por sua organização (Figura 8).

2.2.4 Estudo diagenético

A caracterização diagenética das rochas da Formação Quissamã foi realizada através de análise petrográfica de feições como cimentação, dissolução, compactação e substituição. Os dados foram plotados no diagrama de Longman (1980) para interpretar os respectivos ambientes diagenéticos (Capítulo 6).

Procurou-se aprimorar os resultados através da análise das lâminas em microscópio eletrônico de varredura (MEV), entretanto sem alcançar sucesso, pois as lâminas estavam mais espessas do que o padrão de 35µm, ou descoladas das lamínulas e com grau de polimento baixo. Dessa forma esse método foi descartado.

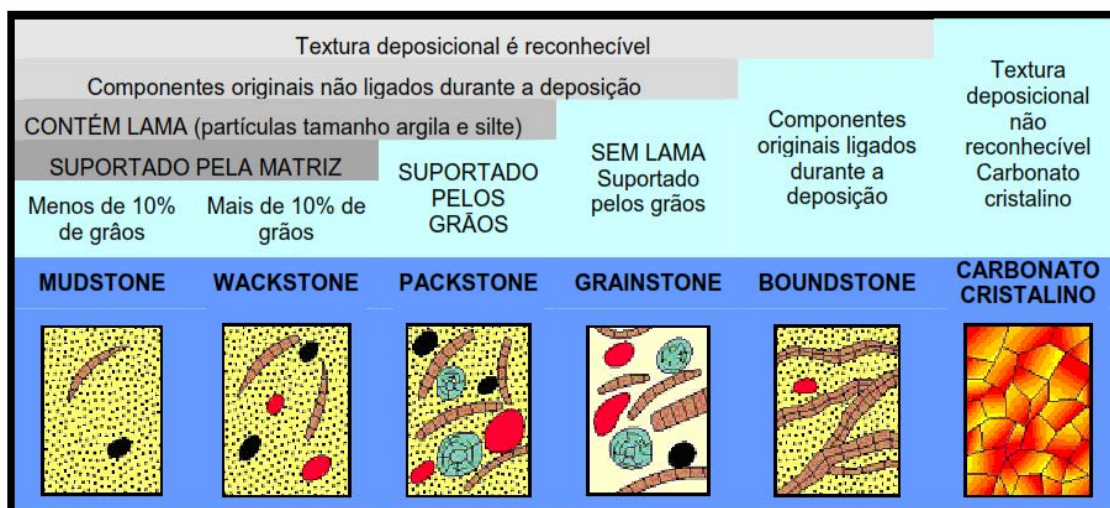


Figura 7: Classificação de Rochas Carbonáticas segundo Dunham (1962). Traduzido de Scholle & Ulmer-Scholle (2003).

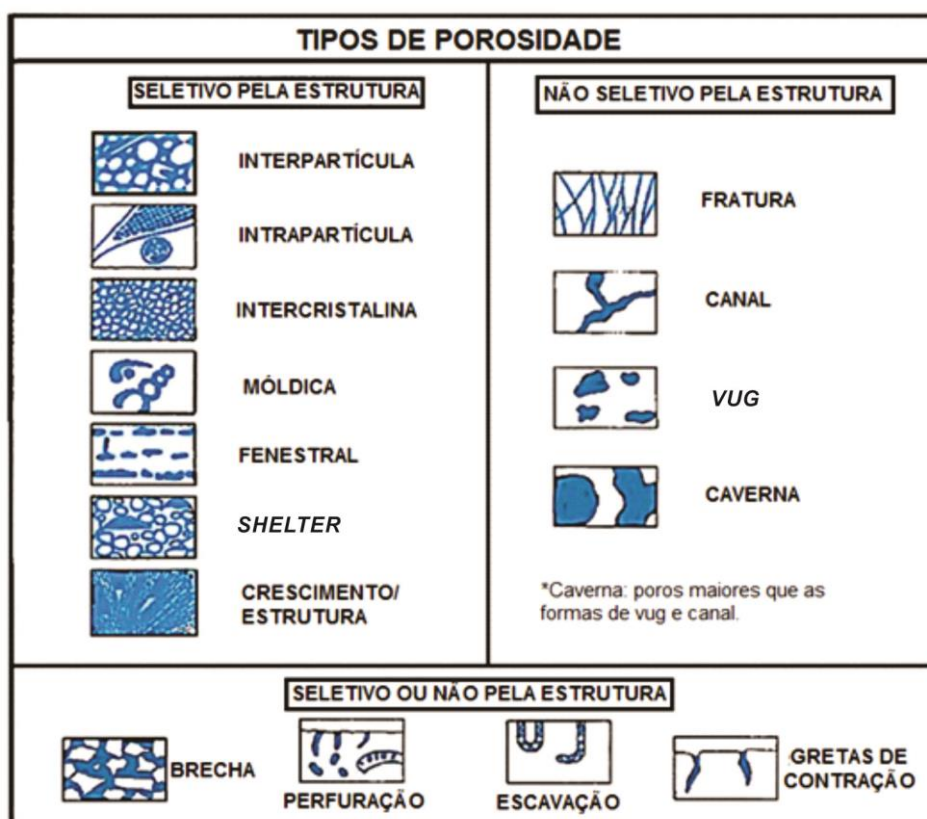


Figura 8: Classificação da porosidade em rochas carbonáticas segundo Choquette e Pray (1970). Traduzido de Scholle & Ulmer-Scholle (2003)

2.2.5 Estudo petrofísico

Para análise dos sistemas permo-porosos foram usados dados de petrofísica básica (permeabilidade e porosidade) dos plugues - cilindros com aproximadamente 2,5 cm de diâmetro, extraídos dos testemunhos nas direções horizontais e verticais, amostrados em intervalos de 30 e 40 cm. A análise permite avaliar a anisotropia local da rocha e pode ser útil para o entendimento do sistema permo-poroso em pequena escala, como o fornecimento de indícios de microporosidade (rocha com altas porosidades e permeabilidades baixíssimas), auxiliando também na interpretação da diagênese.

2.2.6 Análises de perfis

2.2.6.1 Introdução sobre correlação rocha-perfil e redes neurais

“Correlação rocha-perfil” é uma designação para qualquer estudo que visa obter, a partir de perfis geofísicos corridos em poços, estimativas dos parâmetros que caracterizam uma rocha ou um determinado grupo de rochas (SOMBRA, 2005). A técnica engloba atividades como calibração de perfis elétricos, radioativos e acústicos e a estimação de curvas de “eletrofácies” (representam estatisticamente a fração de determinado tipo de rocha presente em um ponto amostrado), porosidade, permeabilidade e saturação de água, através da incorporação de dados de rocha, fluido e teste de formação.

A técnica correlação rocha-perfil não apresenta uma estruturação formal bem estabelecida na academia, diferentemente da indústria do petróleo, onde é amplamente empregada. Os estudos de correlação rocha-perfil são costumeiramente relacionados ao que se convencionou chamar genericamente de aplicações geológicas de perfis. Isto pode incorrer em algum tipo de confusão conceitual, pois na área de reservatórios a correlação rocha-perfil tem objetivos bem claros e definidos (CASTRO, 1998). Dessa forma Sarzenski & Toledo (1990), em um trabalho clássico no âmbito da indústria de petróleo no Brasil, fizeram um extensivo levantamento histórico de aplicações de técnicas de correlação rocha-perfil, e propuseram, com base na origem dos dados, três tipos de análise: correlação perfil-perfil; correlação rocha-rocha (ou rocha-petrofísica) e correlação rocha-perfil.

A correlação perfil-perfil é feita utilizando apenas dados de perfis. Pode ser estratigráfica, servindo, por exemplo, para separar em zonas de produção a seção perfurada, determinar a geometria externa das unidades de rocha, ou fazer inferências sobre o ambiente deposicional associado. A correlação rocha-rocha (ou rocha-petrofísica) é realizada manipulando exclusivamente dados de rocha, os quais incluem porosidade e permeabilidade determinadas em plugues, e informações provenientes da análise petrográfica. Visa o estabelecimento de cutoffs de produção, servindo também na caracterização e interpretação geológica de rochas reservatórios.

A correlação rocha-perfil, por usar concomitantemente informações originadas de rocha e de perfis, é mais abrangente e diversificada, sendo mais útil pela possibilidade de aplicação em poços não testemunhados. Considerando que correlacionar rocha com perfil é, na realidade, correlacionar um dos muitos parâmetros que caracterizam uma rocha com um ou mais dos vários perfis disponíveis, verifica-se que esta tarefa pode ser tratada com diversos enfoques e abordagens, os quais são específicos para cada reservatório em estudo.

A partir da correlação rocha-perfil procura-se criar modelos numéricos que expressem da melhor maneira possível a relação entre as propriedades físicas da rocha e as respectivas respostas nos perfis, permitindo expandir as características para os poços não testemunhados.

O método para criar modelos para poços não testemunhados utilizados nesse estudo, foi a definição preditiva de “eletrofácies” por redes neurais não-supervisionada. As redes neurais têm funcionamento semelhante ao dos neurônios biológicos. O cérebro humano possui aproximadamente 1 bilhão de neurônios interconectados de maneira complexa fazendo sinapses, constituindo uma “rede de trabalho”. As redes neurais são um modelo simplificado desse sistema vivo (ROGERS et al 1992). Funcionam de modo cascado com interações entre padrões de diagramas (dados de entrada) gerando “nós” (correspondentes aos nossos neurônios) interligados de modos distintos e com forças variadas, que atuam multiplicando o sinal de entrada, transformando “n” dados de entrada (p.ex. logs) em “p” componentes de saída, por exemplo, litologias (Figura 9). O reconhecimento da litologia poderia ser obtido de modo linear e direto. Entretanto, nessas inúmeras interações entre os dados de inputs existe uma taxa limite de erro, a qual pode tornar o resultado equivocado quando comparado aos dados de rocha. Dessa forma, como ação corretiva, o programa faz a validação e aprendizado das interações das informações inúmeras vezes até que o erro seja diminuído ao limite (MALVIC, 2006) (Figura 10). A

análise não-supervisionada consiste em gerar essas interações sem um padrão pré-estabelecido não viciando de dados de inputs (dados de perfis petrofísicos) com os dados descritos nos testemunhos de sondagem, ou seja, optando-se por uma separação meramente matemática. No presente estudo optou-se por utilizar o método das redes neurais não supervisionado, tendo em vista seu alto potencial para gerar eletrofácies com boa resolução.

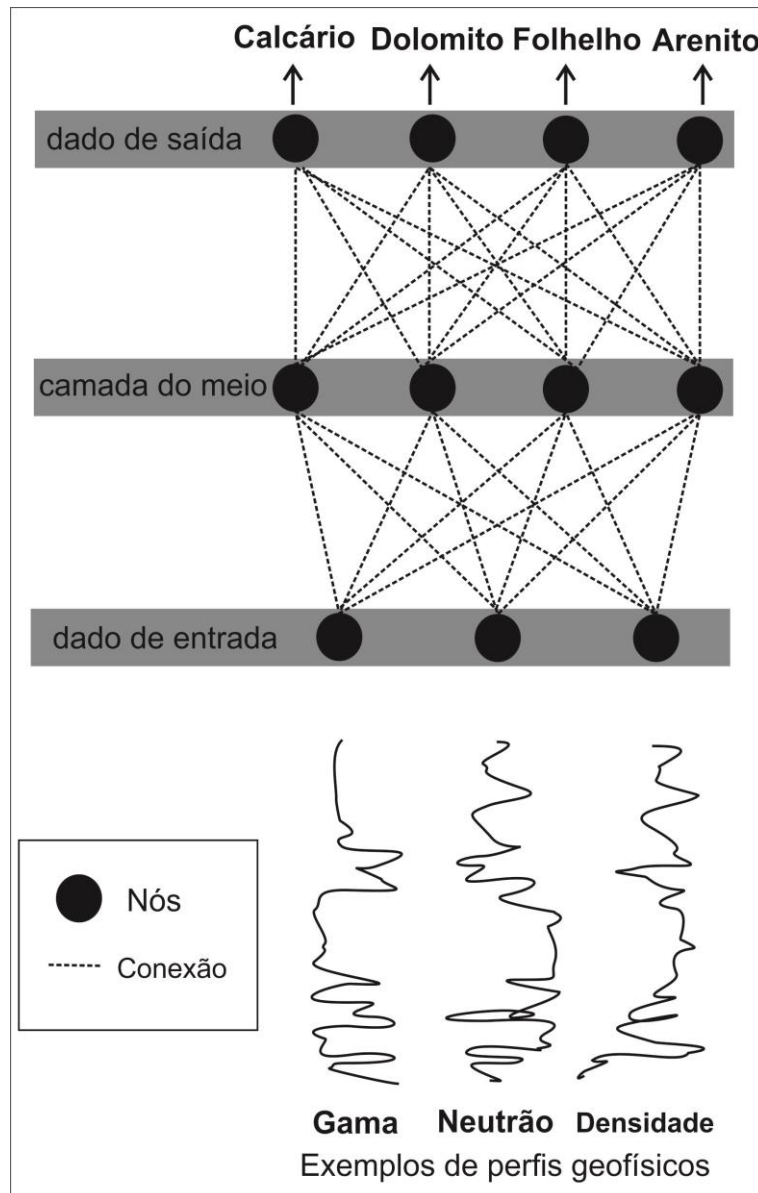


Figura 9: Figura esquemática da propagação das redes neurais. Raios gama, neutrão e densidade são exemplos de perfis utilizados como dado de entrada, representados pelos “nós” da primeira camada. Após as interações entre os dados dos perfis, há uma multiplicação de dados. Específicos números de “nós” definem uma rede neural através de suas camadas. As interações ocorrem sucessivamente até gerar “n” dados de saída, os quais serão interpretados de acordo com as características de cada litologia correspondente. Traduzida de Rogers et.al.(1992).

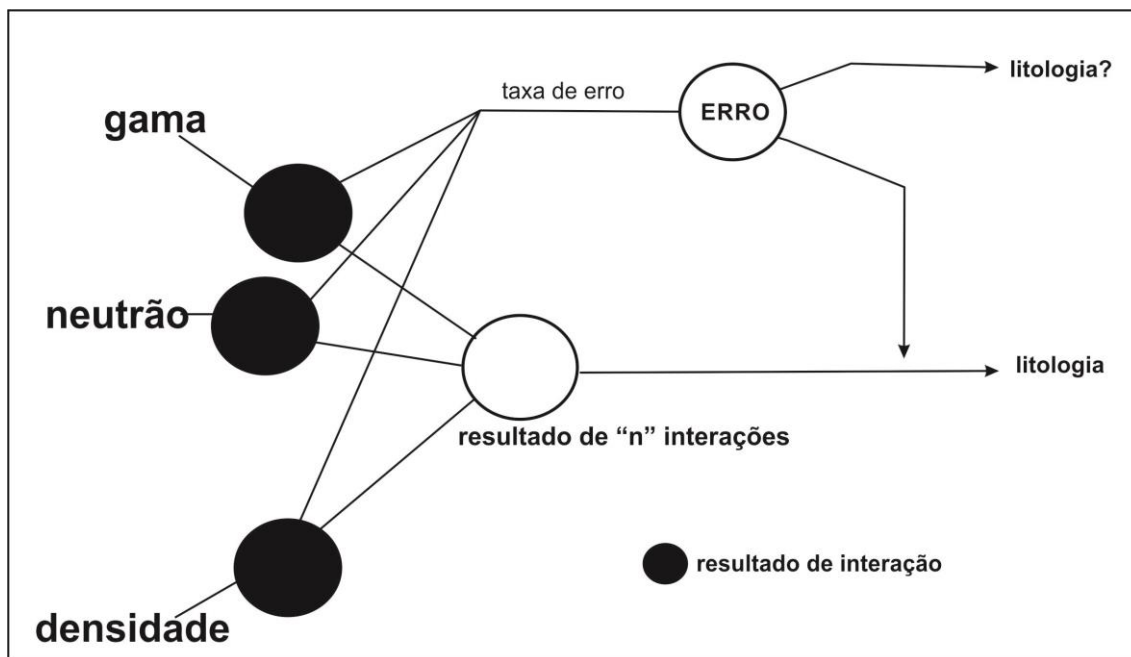


Figura 10: Esquema do funcionamento do modo de ação corretiva das redes neurais. Os raios gama, neutrão e densidade são dados de entrada e estão sujeitos às sucessivas interações a uma taxa de erro. Esse erro é novamente integrado com os dados até que seja diminuído para zero. Traduzida de Malvic (2006).

A determinação das eletrofácies no campo em estudo visa principalmente extrapolar as fácies reconhecidas através de testemunhos para os 24 poços não testemunhados, de modo a gerar mapas de variação faciológica para diversos intervalos estratigráficos das formações Quissamã e Outeiro.

2.2.6.2 Ferramentas petrofísicas

Segundo Malcon (2002), os perfis normalmente usados nas correlações rocha-perfil, também utilizados no presente trabalho, são os seguintes:

- Raio gama (GR) – mede a radioatividade natural das rochas, quando há urânio, tório e potássio. A distinção dos diferentes tipos de rochas depende da quantidade de elementos radioativos. As rochas ígneas e metamórficas são mais radioativas do que as sedimentares. As rochas com argilas são naturalmente mais radioativas que as demais rochas sedimentares devido à presença de potássio nas ílitas, micas e feldspatos potássicos, além do urânio e tório.
- Densidade (RHOB) – é o registro contínuo da densidade das formações. É a densidade global da rocha, da matriz sólida, da porosidade e da densidade dos

fluidos contidos nos poros. Para a maioria das litologias, a densidade raramente é utilizada como fator diagnóstico sem a consideração de outros perfis devido aos efeitos causados pela composição e textura

- Porosidade neutrônica (NPHI) - mede o índice de hidrogênio e, consequentemente, o conteúdo de água da formação, podendo haver H na estrutura cristalina dos minerais ou nos poros livres de água. É utilizado na determinação da porosidade e também como um ótimo discriminador da zona de gás, principalmente quando associado com o perfil de densidade (“efeito borboleta”).
- Sônico (DT) - consiste na medida do tempo decorrido entre o momento em que o pulso acústico é emitido por um transmissor até sua chegada a dois receptores distintos na ferramenta. A diferença entre os dois tempos de chegada é chamada tempo de trânsito ou *delay time* (DT). O perfil sônico é utilizado para determinar a porosidade e a litologia, além de auxiliar na interpretação sísmica, fornecendo os intervalos de velocidade e o perfil de velocidade. O perfil fornece indicações da porosidade interconectada, não sendo afetado por poros isolados (CONSENTINO, 2001).

2.2.6.3 Procedimentos realizados através dos perfis geofísicos

Os perfis elétricos dos 28 poços da presente pesquisa foram aplicados em diversos procedimentos através do *software* Petrel® 2012 (Schlumberger) (Tabela 1).

Em primeiro lugar, os perfis elétricos foram usados para corrigir as profundidades dos testemunhos analisados, uma vez que quase sempre há diferença entre a cota indicada pelo equipamento de perfuração e a verdadeira posição do testemunho em subsuperfície. Assim, para os poços B-30, B-29, B-38 e B-17, o *software* permitiu reajustar a posição vertical dos perfis litológicos dos testemunhos através da ferramenta *log condicional*.

Dessa forma, foi estabelecida uma relação entre os dados de eletrofácies (valores de GR, DT, RHOB e NPHI) e os dados litológicos (petrológicos e petrográficos) dos testemunhos descritos (litofácies).

Os dados de perfis elétricos permitiram agrupar preliminarmente os poços com características semelhantes, ou seja, para cada poço testemunhado, o *software* selecionou um conjunto de poços com características de perfis elétricos similares.

Em seguida, os poços foram correlacionados, e para cada poço foram definidas eletrofácies por intervalos estratigráficos. A utilização de grupos de poços semelhantes aumentou a precisão nas correlações. Os resultados foram conferidos ao confrontar os perfis de GR com RHOB, GR com NPHI e GR com DT. Estas correlações foram preliminares, uma vez que correlações estratigráficas mais detalhadas entre testemunhos foram realizadas posteriormente.

Os perfis elétricos dos 28 poços da presente pesquisa foram aplicados em diversos procedimentos através do *software* Petrel® 2012 (Schlumberger). Os perfis usados são: raio gama (GR), densidade (RHOB), neutrão (NPHI) e sônico (DT) (Tabela 1).

Em primeiro lugar, os perfis foram necessários para corrigir as profundidades dos testemunhos analisados, uma vez que quase sempre há diferença entre a cota indicada pelo equipamento de perfuração e a verdadeira posição do testemunho em subsuperfície. Assim, para os poços B-30, B-29, B-38 e B-17, o *software* permitiu reajustar a posição vertical dos perfis litológicos dos testemunhos através da ferramenta *log condicional*.

Os dados de perfis elétricos permitiram agrupar preliminarmente os poços com características semelhantes. Dessa forma, foram definidos três grupos: a) poços semelhantes ao B-30; b) poços semelhantes ao B-17 e c) poços semelhantes ao B-29.

Em seguida, os poços foram correlacionados, e para cada poço foram definidas eletrofácies por intervalos estratigráficos. A utilização de poços semelhantes aumentou a precisão nas correlações. Os resultados foram conferidos ao confrontar os perfis de GR vs. RHOB, GR vs. NPHI e GR vs. DT. Estas correlações foram preliminares, uma vez que correlações estratigráficas mais detalhadas entre testemunhos foram realizadas posteriormente (vide o próximo item).

Finalmente, foi estabelecida uma relação entre os dados de eletrofácies (valores de GR, DT, RHOB e NPHI) e os dados litológicos (petrológicos e petrográficos) dos testemunhos descritos (litofácies).

2.2.7 Análises de ciclicidade e sequências estratigráficas

2.2.7.1 Ciclicidade em rochas carbonáticas

Spencer & Demico (1989) consideraram que distintos padrões de empilhamento de fácies carbonáticas definem ciclos deposicionais formados em resposta aos mais diferentes controles: eustasia, tectonismo, ajuste isostático, compactação ou variações nos padrões de sedimentação. Esses processos podem atuar simultaneamente, com magnitudes e taxas variadas. Os mesmos autores também observaram que a origem dos ciclos numa plataforma carbonática usualmente é atribuída apenas às variações eustáticas do nível do mar, cuja amplitude é similar à espessura dos ciclos. Além disso, tais oscilações do nível do mar seriam atribuídas a variações climáticas conforme controles orbitais (teoria de Milankovitch). Spencer & Demico (1989), com base em dados ainda esparsos, destacaram fatores adicionais: as variações do nível do mar na escala centi ou decimétrica em 10.000 a 100.000 anos poderiam ser geradas por taxas variáveis de subsidência tectônica, ajuste isostático e/ou perda episódica de água.

Os ciclos são constituídos por um conjunto variado de fácies sedimentares, que foram depositadas em resposta tanto às oscilações do nível do mar, quanto à hidrodinâmica do próprio ambiente deposicional. Isso implica que, conforme a posição na plataforma carbonática e as condições de energia impostas pela dinâmica deposicional, cada ciclo se caracteriza por um tipo diferente de arranjo vertical de fácies.

Além disso, os ciclos são hierarquizados segundo uma escala relativa de tempo, o tipo de registro geológico (uma pequena sucessão cíclica ao preenchimento de uma bacia) e o tipo de controle na sedimentação. Catuneanu (2006), numa integração de trabalhos de Vail et al. (1977), Miall (2000) e Galloway (1989), propôs uma hierarquia dos ciclos segundo a figura 11.

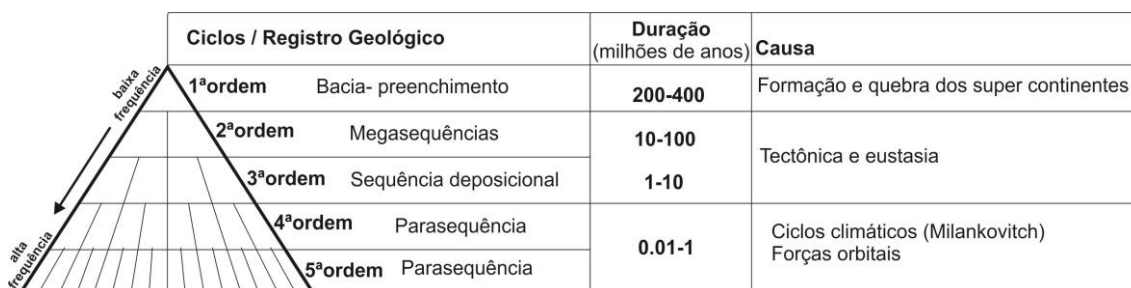


Figura 11: Representação em diagrama de pirâmide do conceito de hierarquia de ciclos. São usados os termos “baixa frequência” e “alta frequência” respectivamente para os ciclos de 1ª ordem e 5ª ordem. Os controles dos registros geológicos são, basicamente, a tectônica e a eustasia. Modificado de Catuneanu et.al (2001) e Catuneanu (2006).

2.2.7.2 Introdução sobre estratigrafia de seqüências

A “Estratigrafia de Sequências” enfatiza as relações de fácies e a arquitetura dos estratos num contexto cronológico. Analisa mudanças de fácies e o caráter geométrico dos estratos, assim como identifica superfícies-chave para determinar a ordem cronológica do preenchimento de uma bacia e os eventos erosivos. Os padrões de empilhamento de estratos respondem à relação entre mudanças na sedimentação e do nível de base, e refletem combinações de tendências deposicionais que incluem progradação, retrogradação, aggradação e rebaixamento (traduzido de CATUNEANU et al., 2009) (CATUNEANU et al., 2009). A Estratigrafia de Sequências tem por objetivo a interação de dados geológicos obtidos através de diferentes técnicas exploratórias como sísmica, perfilagem de poços, paleontologia, análise faciológica, petrográfica, entre outras, para obtenção de um arcabouço cronoestratigráfico (CATUNEANU et al., 2009) (Figura 12).

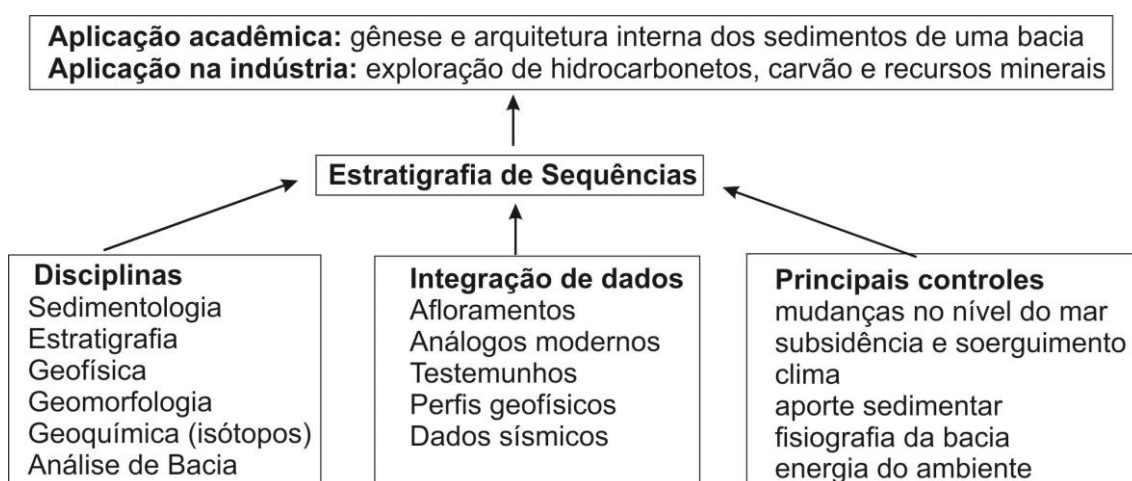


Figura 12: Estratigrafia de seqüências em contexto de pesquisa interdisciplinar – principais controles, integração de dados e aplicações. Traduzido de Catuneanu et al. (2009).

Com mais de 40 anos de desenvolvimento, a estratigrafia de seqüências atualmente é um método menos rígido quanto aos critérios usados para a análise estratigráfica (CATUNEANU, 2006). Por isso, a definição dos limites de seqüências pode variar conforme cada uma das três escolas que se destacaram nas publicações sobre o assunto:

- 1) Escola da Seqüência Depositional (VAIL, et al. 1987; POSAMENTIER et al. 1988; VAN WAGONER et al., 1988): os limites de seqüência estão associados a um rebaixamento do nível de base, independente do influxo sedimentar. Estes

limites são discordâncias subaéreas e concordâncias marinhas correlatas, permitindo diferentes posicionamentos para os mesmos;

- 2) Escola da Sequência Genética (GALLOWAY, 1989): As sequências são limitadas pela superfície de inundação máxima. Apesar da sequência genética ser criticada por permitir a interrupção interna por uma discordância subaérea, é amplamente aplicada quando existe dificuldade na identificação de discordâncias, ou nos casos em que a informação se restringe basicamente a perfis geofísicos;
- 3) Escola Sequência Transgressiva-Regressiva (EMBRY & JOHANNESSEN, 1992): as sequências são limitadas por superfícies de regressão máxima. A escola utiliza apenas dois tratos de sistemas, o transgressivo e o regressivo, simplificando e valorizando as tendências de empilhamento estratigráfico.

Catuneanu (2006, 2011) comparou as três escolas e definiu em qual situação cada uma tem melhor aplicabilidade. Segundo esse autor, partindo do princípio de que uma sequência é um ciclo que inicia e termina no mesmo ponto de uma curva de variação relativa do nível de base, é possível uma “integração” entre as escolas. Nesse contexto, atualmente já são usadas nomenclaturas padronizadas, ainda que as unidades interpretadas através da estratigrafia de sequências não constituam divisões formais nos códigos estratigráficos.

A estratigrafia de sequências para carbonatos é uma adaptação dos modelos desenvolvidos para siliciclasticos. O limite de sequência mais usado é aquele originalmente definido pela escola da “Sequência Depositional” para rochas siliciclásticas, ou seja, uma discordância relacionada ao abaixamento relativo do nível de base, normalmente com exposição subaérea em pelo menos alguma área da bacia (HANDFORD & LOUCKS, 1993; SARG, 1988; VAIL, 1987).

2.2.7.3 Análises de ciclicidade e de sequências estratigráficas no campo em estudo

Através das informações litofaciológicas detalhadas obtidas nas etapas anteriores, foram identificados ciclos deposicionais com tendências de arrasamento ou de aprofundamento do ambiente deposicional. A identificação das sucessões cíclicas auxiliou no aprimoramento das correlações estratigráficas.

Uma vez que na etapa anterior havia sido realizada a correlação estratigráfica entre os 28 poços na confecção de eletrofácies (utilizando-se o *software* Petrel® 2012), as novas informações sobre ciclicidade e distribuição espacial detalhada das litofácies fundamentaram análises dos *trends* deposicionais do campo.

No presente capítulo já é necessário adiantar que se optou por não classificar as sucessões cíclicas em hierarquias definidas (ou seja, de 3ª, 4ª ou 5ª ordens), devido à falta de um marcador em escala regional. As sucessões foram classificadas em termos relativos como ciclos de alta, média e baixa frequência.

No âmbito da estratigrafia de sequências, também já pode ser esclarecido que não foram encontradas feições de exposição subaérea nas rochas do campo em estudo, lembrando que os pesquisadores adeptos às “Sequências Depositionais” usam, em parte, este critério para reconhecer discordâncias em rochas carbonáticas. Deste modo, os limites de sequências adotados baseiam-se nos critérios das duas outras escolas. Para sucessões cíclicas de média frequência, os limites que melhor coadunam com a sucessão estratigráfica são as superfícies de inundação máxima, conforme os princípios das “Sequências Genéticas” (GALLOWAY, 1989). Para as sucessões cíclicas de baixa frequência, foram usados os critérios da escola “Sequência Transgressiva- Regressiva” (EMBRY & JOHANNESSEN, 1992).

2.2.8 Interpretação dos paleoambientes deposicionais

A última etapa da dissertação de mestrado é a confecção de mapas de proporção de fácies para diversos níveis estratigráficos do campo (através do *software* Petrel® 2012) e estes são integrados com todos os resultados obtidos nas etapas anteriores a fim de caracterizar a evolução dos paleoambientes deposicionais do campo em estudo. Diversas etapas da evolução são apresentados em diagramas tridimensionais, obedecendo a suposta posição paleogeográfica de cada fácies durante a sua deposição. Reconstruções paleoambientais similares foram apenas publicadas no mestrado de Franz (1987) e para um campo petrolífero em mesmo contexto e próximo ao campo de estudo por Moretzsohn (1994), além de discussões de fácies e ambientes nos trabalhos internos da Petrobras por Spadini & Marçal (1994), Sarturi et al (1996), Castro & Sarturi (2000).

3 BACIA DE CAMPOS E AS FORMAÇÕES QUISSAMÃ E OUTEIRO: BREVES INFORMAÇÕES BIBLIOGRÁFICAS

3.1 *Introdução*

A Bacia de Campos localiza-se no Sudeste do Brasil, entre os paralelos de 20,5° e 24° Sul, com uma pequena porção aflorante no norte do Estado do Rio de Janeiro e no sul do Estado do Espírito Santo, entre Arraial do Cabo (RJ) e aproximadamente Guarapari (ES), porém a maior parte está situada na margem continental brasileira. É limitada por dois altos estruturais, um ao norte denominado “Alto de Vitória” (que a separa da Bacia do Espírito Santo) e um ao sul, chamado “Alto de Cabo Frio” (que constitui o limite com a Bacia de Santos). Possui uma área aproximada de 100.000 km² (área emersa e marinha), dos quais 95% estão em ambiente *offshore*, sob lâmina d’água de até 3400 m no limite inferior do Platô de São Paulo (figuras 2 e 3). Contudo, a Bacia é muito mais extensa se forem consideradas áreas ainda mais distais.

Sua origem está relacionada ao evento que promoveu o rompimento do Supercontinente Gondwana, particularmente à separação entre as placas tectônicas sul-americana e africana. Este processo se iniciou há cerca de 140 M.a. (Eocretáceo). Sua história evolutiva, como outras bacias marginais da América do Sul, apresentou os estágios rifte, drifte e margem passiva, sendo a Bacia de Campos classificada como uma bacia típica de margem divergente.

Os primeiros estudos geológicos na Bacia de Campos ocorreram na década de 1930, através de mapeamentos terrestres realizados por Lamago (1937, 1940, 1945, *apud* GUARDADO *et al.*, 1989) e seu primeiro poço foi perfurado em terra, na cidade de Cabo de São Tomé, em 1959. Quanto à exploração petrolífera, a Petrobras, ao iniciar atividades em plataforma continental rasa, em 1974 realizou o primeiro detalhamento sísmico da bacia, proporcionando a descoberta do primeiro campo de petróleo – Garoupa (GUARDADO *et al.*, 1989).

3.2 *Arcabouço Estratigráfico*

As características das unidades litoestratigráficas da Bacia de Campos refletem, com relativa clareza, estágios da sua evolução tectono-sedimentar (ASMUS, 1975; ASMUS & GUAZELI, 1981; DIAS *et al.* 1990; MOHRIAK *et al.* 1990; CHANG *et al.* 1992;

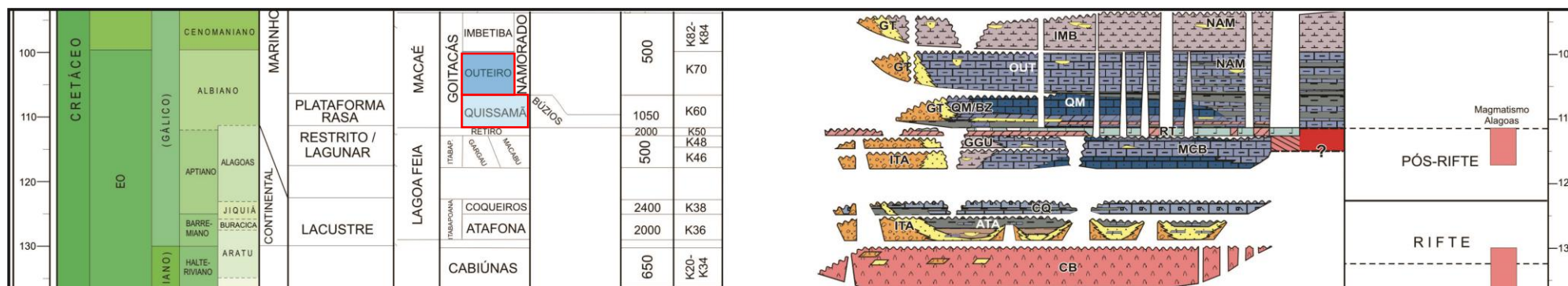
CAINELLI & MOHRIAK, 1998 , GUARDADO 2000, entre outros). Numa das últimas sínteses publicadas sobre a bacia, Winter et al. (2007) também trataram as unidades litoestratigráficas sob a ótica evolutiva e propuseram o seu enquadramento em três supersequências: Rifte, Pós-Rifte ou Drifte (figuras 13 e 14). Esta proposta norteia a revisão apresentada a seguir.

3.2.1 Supersequência Rifte

Os depósitos atribuídos à Supersequência Rifte repousam sobre rochas cristalinas. As mais antigas equivalem ao embasamento da bacia e são compostas por gnaisses de idade pré-cambriana da Província Proterozóica Ribeira. Tais rochas foram identificadas e testemunhadas em poços da bacia do Espírito Santo e Campos. Recobrimo discordantemente esse embasamento pré-Cambriano, há basaltos subalcalinos de derrames subaéreos e subaquosos que datam da mesma época do evento ígneo da Formação Serra Geral, na Bacia do Paraná. Esses basaltos pertencem à Formação Cabiúnas. Em algumas regiões da bacia, onde os basaltos estão muito fraturados, constituem rochas-reservatório (WINTER et al., 2007).

A Supersequência Rifte, de origem continental lacustre e fluvial deltaica, corresponde ao Andar Jiquiá (Hauteriviano ao Eoaptiano) e aos depósitos do Grupo Lagoa Feia, constituído pelas formações: Cabiúnas, Itabapoana, Atafona (WINTER et al., 2007) e Coqueiros (RANGEL et al., 1994). Foi dividida em três sequências deposicionais: K20-K34, K36 e K38. A subsidência mecânica propiciada por falhas normais gerou o estilo estrutural dominante dessa etapa: blocos falhados e rotacionados, com grábens equivalentes a depocentros sedimentares.

A Formação Itabapoana é caracterizada, conforme Winter et al. (2007), por sedimentos proximais de borda de bacia e borda de falha, como conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos avermelhados. A Formação Atafona é representada por sedimentos depositados em ambiente alcalino, caracterizado pela ocorrência de minerais de talco e estevensita.



LEGENDA (também aplicável à figura 13)

	ARGILITO		ANIDRITA/GIPSITA		CALCIRRUDITO		ÍGNEA ÁCIDA
	FOLHELHO		HALITA		COQUINA		ÍGNEA ALCALINA
	SILTITO		MARGA		DOLOMITO		ÍGNEA NÃO ESPECIFICADA
	ARENITO		CALCILUTITO		SILEXITO		METAMÓRFICA NÃO ESPECIFICADA
	DIAMICTITO		CALCISSILTITO		BASALTO		SDR (<i>Seaward Dipping Reflections</i>)
	CONGLOMERADO		CALCARENITO		DIABÁSIO		CROSTA OCEÂNICA

Figura 14: Unidades estratigráficas da Bacia de Campos no intervalo Hauteriviano – Cenomaniano. Modificado de Winter et al., 2007.

3.2.2 *Supersequência Pós-Rifte*

A Supersequência Rifte encontra-se limitada da Pós-Rifte por importante discordância (discordância “pré-neo-Alagoas”), separando distintos estilos tectônicos (item 3.3. Arcabouço Estrutural) e também distintos paleoambientes. A segunda, depositada durante o Aptiano (equivalente ao andar regional Alagoas), é assinalada por uma baixa atividade tectônica. Corresponde às sequências K46, K48 e K50. Possui caráter paleoambiental transicional (não lacustre como na supersequência anterior). Em porções proximais, é caracterizada por espessa seção de clásticos (formações Itabapoana e Macabu) variando lateralmente, em porções distais da bacia, para depósitos carbonáticos (Formação Macabu) e sendo colmatada por um espesso pacote de evaporitos (Formação Retiro) (WINTER et al., 2007).

A Formação Macabu é caracterizada por calcários estromatolíticos e laminitos microbiais, sendo essas rochas os principais reservatórios de óleo da Bacia de Santos. (WINTER et al., 2007).

Além da expressiva espessura, a qual remete a taxas de acumulação bastante elevadas, os depósitos evaporíticos da Formação Retiro apresentam ciclicidade dada por uma série de minerais como anidrita, halita, carnalita/silvinita e taquidrita. Após a deposição, grandes massas de sal da Formação Retiro se deformaram e moldaram o fundo marinho, controlando a arquitetura das principais calhas deposicionais dos reservatórios turbidíticos, tanto no Neocretáceo, quanto no Oligo-Mioceno (WINTER et al., 2007).

A discordância chamada “pré-evaporítica” corresponde ao topo da Supersequência Pós-Rifte (WINTER et al., 2007).

3.2.3 *Supersequência Drifte*

A Supersequência Drifte corresponde aos grupos Macaé e Campos, cujos sedimentos são marinhos e de um estágio da bacia já associado a tectonismo adiastrófico e regime de subsidência térmica (WINTER et al., 2007).

O Grupo Macaé estende-se do Albiano ao Cenomaniano e compreende as formações Goitacás, Quissamã com o Membro Búzios associado, além das formações Outeiro, Imbetiba e Namorado. Já o Grupo Campos, mais abrangente, compreende o intervalo Turoniano ao Recente, representado pelas formações Ubatuba, Carapebus, Emborê,

Barreiras e seus membros Tamoios, Geribá, Grussaí, Siri e São Tomé (WINTER et al., 2007).

Essa supersequência pode ser subdividida em três intervalos conforme os principais ambientes deposicionais (WINTER et al., 2007):

- Paleoambientes marinhos rasos

A influência de condições marinhas rasas é evidente nas formações Goitacás e Quissamã do Grupo Macaé, de idade eo-mesoalbianiana. A Formação Goitacás está associada a sedimentos clásticos de áreas mais proximais e ambientes como leques aluviais, deltas e fândeltas (WINTER et al., 2007).

Já na Formação Quissamã predominam sedimentos relacionados a uma plataforma carbonática proximal com bancos de alta energia em águas rasas, formando ciclos de alta frequência de raseamento e afogamento, e também ambientes de sedimentação mais distais e mais profundos, caracterizados por calcilutitos (WINTER et al., 2007).

Na porção basal da Formação Quissamã de alguns campos, ocorre um expressivo pacote de dolomititos, o qual foi definido como Membro Búzios. Em algumas porções, tais dolomititos estão intercalados por anidritas, representando assim uma transição de um ambiente de *sabkha* para um sistema marinho carbonático (WINTER et al., 2007). A diagênese precoce dos carbonatos teria causado a dolomitização. Essas rochas apresentam uma trama porosa complexa como *vugs* e brechas e sua própria reologia favorece a ocorrência de falhas e fraturas (WINTER et al., 2007).

- Paleoambientes marinhos abertos transgressivos

São atribuídos paleoambientes marinhos abertos transgressivos às formações Goitacás (proximal), Outeiro e Imbetiba (distal) e Namorado do Grupo Macaé, depositadas no intervalo neoalbiano-Cenomaniano. Este contexto ambiental também controlou a sedimentação do Turoniano até o final do Cretáceo, equivalendo à primeira parte das formações Ubatuba (Membro Tamoios), Carapebus e Emborê (Membro São Tomé), pertencentes à primeira parte do Grupo Campos (WINTER et al., 2007).

Nesse estágio da bacia, a gradual subsidência e a criação de espaço de acomodação durante a transgressão marinha resultaram no afogamento da plataforma carbonática anteriormente estabelecida e na deposição de sucessões rítmicas e estratificadas representadas por calcilutitos, folhelhos e, finalmente, na fase de águas mais profundas, margas com abundante conteúdo fossilífero como foraminíferos planctônicos,

calcsferulídeos, cocólitos e radiolários, com evidências de bioturbação. Essa sucessão é denominada Formação Outeiro. Já a Formação Goitacás, com abrangência mais proximal na bacia, é caracterizada por conglomerados polimíticos e arenitos, e a Formação Namorado consiste de arenitos encaixados em baixos deposicionais gerados e controlados por halocinese (WINTER et al., 2007).

Os pelitos que compõem a Formação Imbetiba constituíram definitivamente o selo das rochas reservatório carbonáticas da Formação Quissamã do Grupo Macaé. A Formação Imbetiba registra também diversos eventos anóxicos episódicos representados por folhelhos escuros laminados ricos em matéria orgânica (WINTER et al., 2007).

A sedimentação da primeira parte do Grupo Campos pode ser subdivida em cinco estágios:

- Turoniano ao eo-Coniaciano;
- eo-Coniaciano ao mesocampaniano;
- neocampaniano ao eo-Maastrichtiano;
- eo-Maastrichtiano ao limite Cretáceo-Paleógeno.

Em todos esses estágios, a sedimentação foi essencialmente siliciclástica em ambiente batial inferior a superior, em calhas estruturais geradas por halocinese com padrão de estaqueamento retrogradante. Destacaram-se duas situações particulares: 1. No Santoniano houve atividade vulcânica, tanto extrusiva, quanto intrusiva, incluindo também deposição de cinzas vulcânicas; 2. Os turbiditos de águas profundas depositados no eo-Maastrichtiano ao limite Cretáceo-Paleógeno, em comparação com intervalos mais antigos, tornaram-se um dos *plays* com grandes reservas petrolíferas, pois nesse estágio as calhas deposicionais não eram tão restritas e confinadas como anteriormente (WINTER et al., 2007).

- Paleoambientes marinhos abertos regressivos

Estes paleoambientes dominaram a partir do Paleoceno até o Recente, quando ocorreu a sedimentação da segunda parte mesmas formações já mencionadas do Grupo Campos, porém representadas, em parte, por outros membros: o Membro Geribá da Formação Ubatuba e os membros São Tomé, Grussai e Siri da Formação Emboré, além da Formação Carapebus. No Neógeno depositou-se a Formação Barreiras, última unidade do Grupo Campos (WINTER et al., 2007).

O Membro São Tomé da Formação Emboré é representado por sedimentos siliciclásticos proximais típicos de ambientes de deltas e fandeltas, já os membros Grussai

e Siri desta formação são representados por calcarenitos e calcirruditos bioclásticos constituídos principalmente por algas vermelhas (bancos recifais).

O Membro Geribá da Formação Ubatuba corresponde a um sistema pelítico bacinal com vulcanismo associado (magmatismos Cretáceo-Paleógeno, eo- e mesoeocênicos), que inclui depósitos denominados *pebbly*, que são diamictitos relacionados a fluxo de detritos e escorregamentos em sopé de talude (incluindo constituintes carbonáticos dos membros Grussaí e Siri da Formação Emborê.)

A Formação Carapebus, cuja deposição já começou na fase transgressiva, é formada por sistemas arenosos resultantes de fluxos turbidíticos e representa a maior parte dos reservatórios produtores de óleo e gás do denominado “*pós-sal*”. A Formação Barreiras ocorre em regiões proximais da bacia e é constituída de sedimentos siliciclásticos ferruginosos (WINTER et al., 2007).

Sintetizando, essa sucessão de ambientes marinhos abertos regressivos está relacionada predominantemente a sequências siliciclásticas progradacionais, com exceção dos membros Grussaí e Siri da Formação Emborê, os quais constituíram uma plataforma recifal de algas vermelhas.

3.3 Arcabouço Estrutural

Na Bacia de Campos existem dois principais estilos estruturais, típicos de margem continental divergente, que foram influenciados pelas discontinuidades pretéritas da Faixa de Dobramentos Ribeira, e podem ter sido controlados pelas reativações de estruturas direcionais paleozoicas (WINTER et al., 2007).

Um desses estilos estruturais estabeleceu-se na Fase Rifte e foi caracterizado por estiramento crustal, falhamentos normais de alto ângulo e basculamento de blocos (GUARDADO et al., 1989). Já o outro estilo tectônico foi extensional de sobrecarga (tectonismo adiastrófico), em fase de quietude tectônica. Está relacionado à formação de grandes diápiros de sal e de muralhas um pouco abaixo da região de quebra da plataforma, no sopé do talude e bacia profunda, afetando principalmente os sedimentos da Fase Pós-Rifte e Drifte (Figura 15). O movimento diferencial de compactação do sal (halocinese) causou inclinação da bacia para leste e acabou gerando as falhas de crescimento (falhamentos lítricos). Estas falhas foram ativadas durante o Albiano e persistiram até o Holoceno, tendo sido decisivas no controle das fácies sedimentares e na formação das trapas para as maiores acumulações de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. Formaram-

se anticlinais, *roll-overs*, depocentros localizados entre diápiros de sal (mini-bacias), registrando-se também feições compressionais próximas do limite crustal (Figura 16). Adicionalmente, podem ter ocorrido reativações de falhas do embasamento que afetaram os sedimentos da Fase Pós-Rifte e Drifte (WINTER et al., 2007).

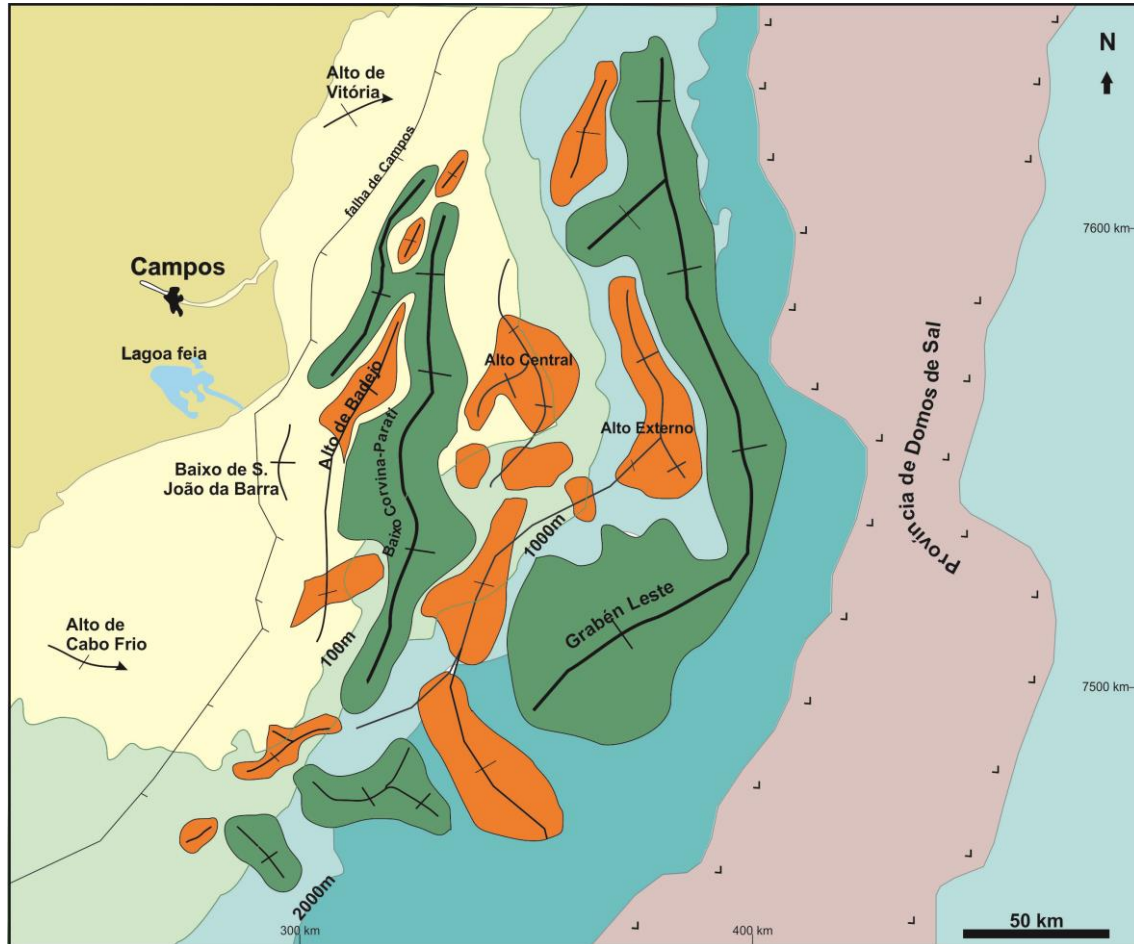


Figura 15: Arcabouço estrutural da seção rifte da Bacia de Campos, com destaque para os altos estruturais e baixos deposicionais. Fonte: Rangel e Martins (1998) *apud* Guardado et al.(2000).

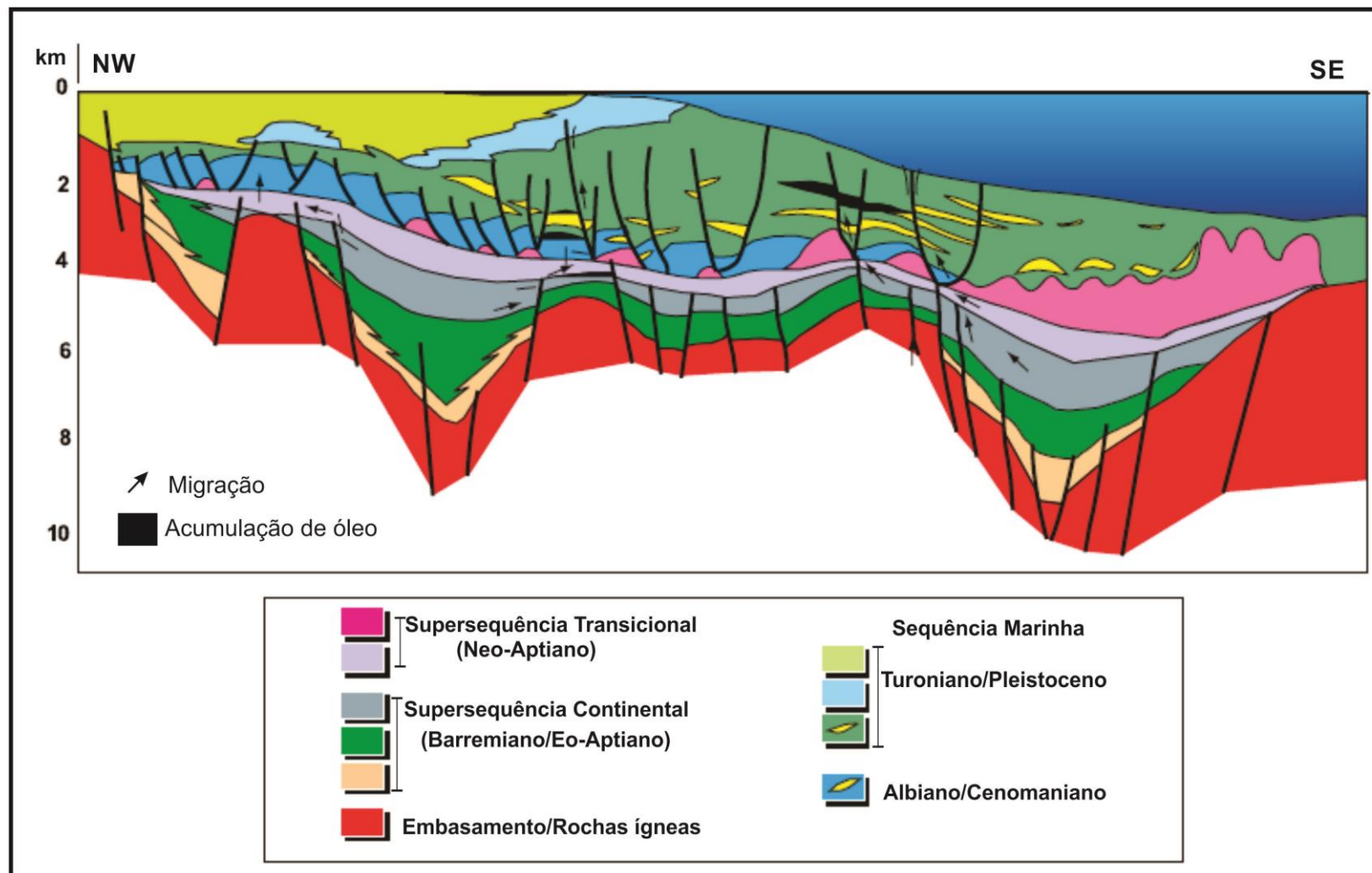


Figura 16: Seção geológica *dip* esquemática da Bacia de Campos mostrando o arcabouço estrutural e estratigráfico. Fonte: Rangel e Martins (1998) *apud* Guardado et al.(2000).

3.4 Formações Quissamã e Outeiro

Cabem informações adicionais sobre as formações Quissamã e Outeiro, unidades abrangidas no presente estudo. Os principais trabalhos que tratam destas unidades em detalhe foram realizados por Azevedo et al (1987), Spadini et al (1988), Dias-Brito (1995a, c, 1999), Carvalho et. al (1999) e Azevedo (2001).

A Formação Quissamã, constituída quase inteiramente por rochas carbonáticas, possui espessura aproximada de 800 m e distribui-se ao longo de uma faixa com direção NE. Esta unidade tem, como limite inferior, contato abrupto com a Formação Retiro, composta principalmente por halita. O limite superior corresponde a uma superfície de inundação máxima, denominada como Marco Glauconítico nas porções proximais da bacia e Marco Beta regionalmente (WINTER et al. 2007; SPADINI, et al 1988).

A Formação Outeiro, que sobrepõe estes marcos estratigráficos, possui até 300 m de espessura, é constituída por calcilutitos com microfósseis planctônicos e porções com enriquecimento de margas e folhelhos (SPADINI et al 1988; DIAS-BRITO 1995a,c).

A figura 17 mostra a coluna estratigráfica idealizada por Spadini et al. (1988) para as duas formações, cuja deposição ocorreu no eo-Albiano. Concomitantemente, em contexto mais proximal, ocorria a deposição da Formação Goitacás.

A porção basal da Formação Quissamã é caracterizada por fácies de planície de maré, com alta frequência de intervalos dolomitizados (Membro Búzios). A deposição ocorreu num ambiente marinho restrito de águas muito rasas que progressivamente evoluíram para um sistema um pouco mais aberto, em plataforma do tipo rampa suave. As fácies predominantes nesse sistema compreendem *mudstones* peloidais, depositados em *mud flats*, *wackestones/ packstones* peloidais, com bioclastos, associados a ambientes lagunares, e escassos *grainstones/packstones* oolíticos/ oncolíticos que posteriormente formaram os cinturões arenosos mais robustos das sucessões mais jovens. Em relação conteúdo paleontológico, essa sucessão é caracterizada essencialmente por organismos pastadores como gastrópodes (resistentes ao ambiente), algas, foraminíferos bentônicos porcelânicos (miliolídeo) e aglutinantes (AZEVEDO et al 1987; DIAS-BRITO 1999).

Com a evolução do sistema carbonático durante o processo transgressivo ocorreu aumento do espaço de acomodação e a formação de bancos oolíticos/ oncolíticos. Já existiam altos estruturais e almofadas de sal geradas por halocinese, os quais influenciaram os processos deposicionais (Esteves et al., 1987; Spadini et al., 1988; Guardado et al., 1989; Dias et al., 1990). As fácies de alta energia, relacionadas a barras

ativas, e as de moderada energia, associadas a barras estabilizadas e regiões interbarras, correspondem respectivamente a *grainstones* oolíticos/ oncolíticos/ peloidais e a *packstones* oncolíticos peloidais e bioclásticos, enquanto as fácies de baixa energia compreendem *mudstones*/ *wackestones*/ *packstones* peloidais com bioclastos. A biota é um importante elemento na definição da posição relativa das fácies de baixa energia na plataforma: gastrópodes, foraminíferos bentônicos (miliolídeos e testularídeos) e bioturbações por tubos de vermes indicam posições mais protegidas e restritas (ambiente lagunar), enquanto equinodermas, bivalves e foraminíferos bentônicos como *Patellina* spp. caracterizam uma comunicação com mar aberto (CARVALHO et. al 1999; AZEVEDO 2001).

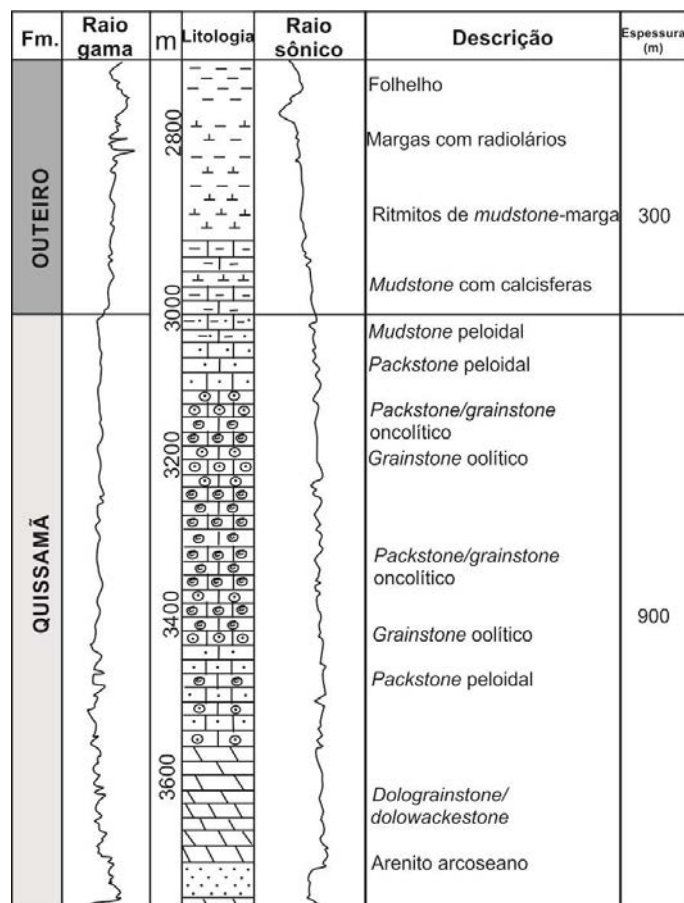


Figura 17: Sequência vertical idealizada de fácies das formações Quissamã e Outeiro. As espessuras correspondem a valores máximos que estas unidades podem atingir na Bacia. Fonte: Spadini et al. (1988).

De acordo com Dias-Brito (1982), os sedimentos da Formação Quissamã foram depositados em sistemas marinhos hipersalinos de circulação restrita, com taxas de precipitação menores que a evaporação. Dados isotópicos de carbono e oxigênio, com

valores próximos de +4 ‰ de $\delta^{13}\text{C}$ e de -2 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$ corroboram a interpretação sobre a hipersalinidade (SPADINI et al., 1998; ROBAINA et al., 1993).

Todas essas associações litológicas e paleontológicas da Formação Quissamã estão recobertas pela alternância de *mudstones*/laminitos com foraminíferos plantônicos e pitoneloideos que caracterizam as fácies de águas mais profundas da Formação Outeiro, como resultado do afogamento geral do sistema plataformar carbonático (SPADINI et al., 1988).

A ciclicidade das fácies no Albiano foram definidas por SPADINI (1992) nos campos de Linguado, Bicudo e Bonito. Os ciclos são simétricos e com padrão de empilhamento do tipo *shoaling-upward*. A diferença é que Linguado representa a porção de mais alta energia da plataforma, formada por calcarenitos depositados em bancos rasos, sob os mais diversos níveis de energia deposicional. Os ciclos são compostos da base para o topo, por *packstones* peloidais finos; *packstones* e *grainstones* oncolíticos e *grainstone* oolíticos. Bicudo e Bonito são constituídos por calcários de granulação fina.

A figura 18 reproduz o bloco diagrama de Guardado et al. (1989), que representa o modelo deposicional das rochas da Formação Quissamã.

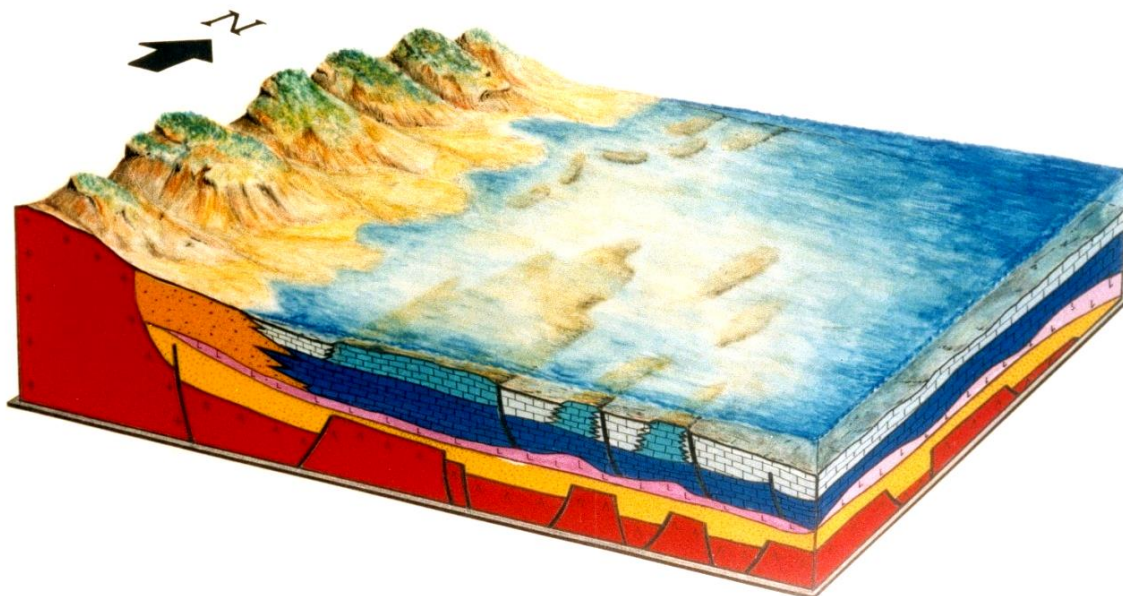


Figura 18: Modelo deposicional da Formação Quissamã, em contexto regional da Bacia de Campos (GUARDADO et al. 1989).

Segundo Azevedo (2001), no processo de ruptura gondwânica, o Oceano Atlântico Sul manteve-se bipartido desde o final do Aptiano até o mesoalbiano, em dois distintos

oceanos, o Atlântico Sul Central e o Atlântico Sul Meridional. O Alto de Florianópolis/Dorsal de São Paulo formou uma barreira que restringia a circulação de águas entre os dois oceanos. Tal restrição foi superada efetivamente apenas no Neo-albiano. Até esta época, as águas do Atlântico Sul Central eram fundamentalmente alimentadas por uma conexão com o Atlântico Norte, o qual, por sua vez, estava conectado ao Mar de Tétis (Figura 19) (BENGTON E KOUTSOUKOS, 1992, ROBAINA et al., 1993 DIAS-BRITO, 1995a).

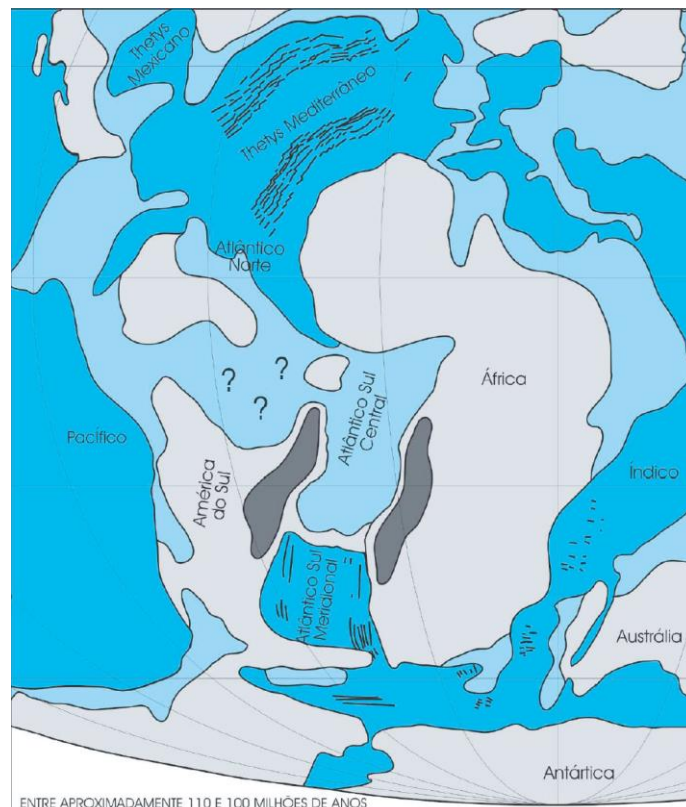


Figura 19: Reconstrução paleoceanográfica do Oceano Atlântico Sul no final do Albiano médio, segundo Azevedo (2001). Até o Neo-albiano, as águas do Atlântico Sul Central (ASC) eram fundamentalmente alimentadas por uma ligação com o Atlântico Norte, que por sua vez era ligado ao Mar de Tétis.

Durante todo o Albiano, condições climáticas quentes dominavam o planeta, sem a existência de calotas polares permanentes. Desta forma, o Atlântico Sul Central era influenciado por clima quente e árido, enquanto no Atlântico Sul Meridional predominavam condições opostas (clima mais frio e úmido). De acordo com os registros isotópicos, o oceano Atlântico Sul Central tinha um balanço hídrico negativo. Como este oceano dependia da alimentação por águas do Atlântico Norte, apresentava diferenças bióticas entre as regiões mais restritas (condições até oligotróficas nas bacias do Sudeste do Brasil) e as mais abertas (como na Bacia de Sergipe), estas últimas menos estressantes, com maior oferta de nutrientes e maior diversidade faunística e florística (AZEVEDO, 2001).

4 CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DAS FORMAÇÕES QUISSAMÃ E OUTEIRO NOS POÇOS B-17, B-29, B-30 e B-38.

4.1 Componentes texturais de carbonatos da Formação Quissamã e Formação Outeiro na área de estudo

Os grãos carbonáticos reconhecidos nos testemunhos estudados da Formação Quissamã são: oncoides, ooides, agregados de grãos, peloides e fósseis. Os constituintes não carbonáticos são representados em abundância pelo quartzo. Já a Formação Outeiro apresenta peloides e fósseis planctônicos. Segue uma caracterização sintética de cada tipo de grão e dos fósseis.

Oncoides

Oncoides são grãos envelopados arredondados, que contêm um córtex composto por lâminas parcialmente sobrepostas e não concêntricas. Autores como Johnson (1961) e Scoffin (1987) defendem uma origem cianobacteriana para os oncoides. Dessa forma, o mecanismo de formação de um oncoide se dá pelo trapeamento mecânico e ligação de partículas sedimentares detríticas ou pela precipitação de carbonato pelas cianobactérias ou por ambos os processos (SCOFFIN, 1987); um tipo particular de oncoide, os rodolitos, se formam por acreção de crostas por algas vermelhas coralináceas (TUCKER & WRIGHT, 1990).

Os oncoides possuem tamanhos variados, podendo ser menores que 1 mm ou alcançar até 10 cm de diâmetro em sedimentos recentes (Bermudas e Bahamas), em média com 2 cm nos depósitos antigos (WILSON, 1975). Aqueles oncoides pobremente desenvolvidos (menores que 0,5 mm) são chamados de micro-oncoides (FALKENHEIN, 1981).

Logan et al (1964), de acordo com o arranjo das lâminas, classificou os oncoides em três morfologias distintas: Tipo C, caracterizado pelo arranjo concêntrico das lâminas; Tipo R, sub-arredondado com lâminas empilhadas aleatoriamente, e Tipo I, elipsoide achatado com laminações invertidas (Figura 20). Flügel (2004) adicionou a esses tipos o Tipo L, o qual apresenta crescimento de lâminas aleatórias e formato ameboide. A forma e o tamanho dos oncoides refletem diferentes controles ambientais, por exemplo, oncoides com laminações mais regulares e formatos mais esférico refletem condições energéticas maiores que oncoides com laminações irregulares de tamanhos maiores e formas ameboides.

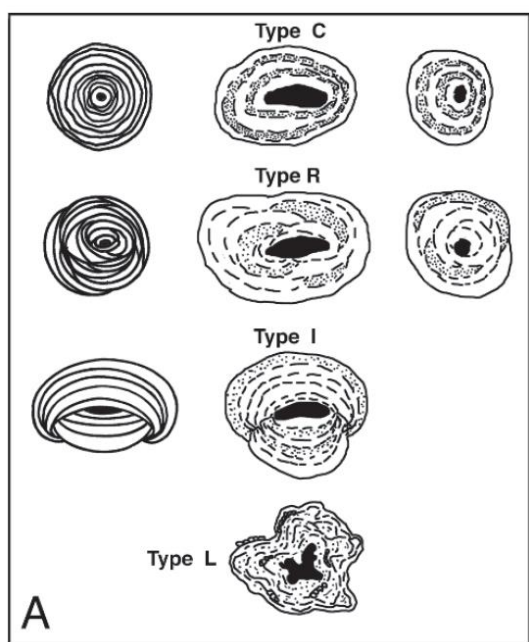


Figura 20: Tipos básicos de oncoides encontrados em plataformas marinhas rasas. Tipo-C: oncoides com lâminas concêntricas; Tipo-R: oncoides com lâminas regulares em arranjo de camadas hemisféricas; Tipo I: Oncoides biconvexos exibindo laminações invertidas; Tipo L: oncoides com laminações em crescimento irregulares em formato ameboide. Fonte: Flügel (2004).

Na área em estudo, os oncoides são os grãos em maior abundância e mostram variabilidade de tamanho (areia fina a rudáceo) e morfologia (Figura 21). Há predominância dos oncoides com laminações mais regulares (correspondente ao Tipo C, descrito por Logan, 1964); os oncoides de laminações irregulares e formatos ameboides (Tipo L, proposto por FLÜGEL, 2004) são comuns na porção sul do campo em estudo (formados por associação de picnopoúdeo e *Bacinella*); os micro-oncoides são abundantes em quase todo o campo. Os oncoides, em maioria, estão micritizados e apresentam núcleo composto por equinoides, gastrópodes, fragmentos de tubos de vermes, algas vermelhas ou também por quartzo.

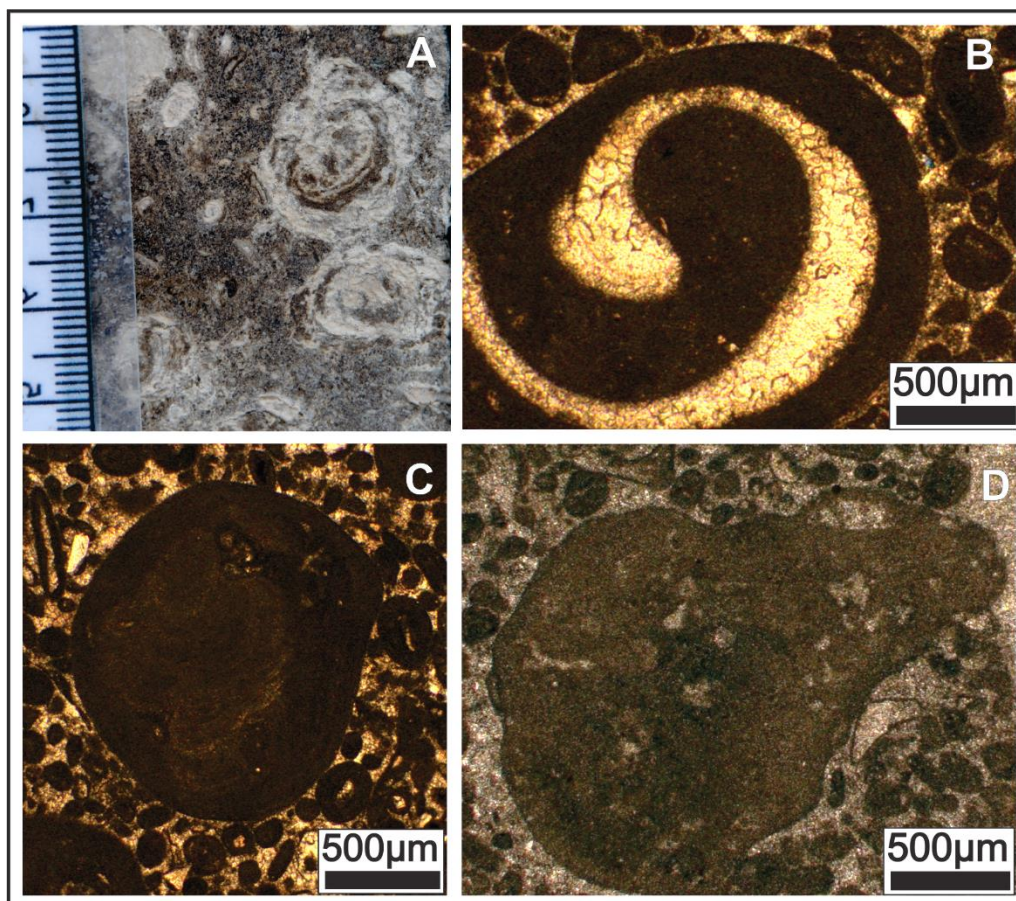


Figura 21: Ilustração dos diferentes tipos de oncoides encontrado na área de estudo: oncoides micritizados, com formatos ameboides (A e D), com núcleo composto por alga vermelha (C), por gastrópode (B) e micro-oncoides micritizados (D).

Ooides

Ooides são grãos esféricos a subesféricos caracterizados por estrutura interna formada por envelopes ou lamelas concêntricos contínuos ao redor do núcleo. O tamanho dos ooides reflete uma combinação de condições ambientais, como a taxa de crescimento da plataforma carbonática, agitação das águas e abrasão (FLÜGEL, 2004). Sua origem foi considerada, por muito tempo, como apenas inorgânica. Pesquisadores como Kahle (2007) propuseram que a laminação em ooides modernos e nos ooides do Pleistoceno foram formados inicialmente por biofilmes de nanobactérias.

Os principais tipos de estruturas internas de ooides são: concêntrica ou tangencial, originada comumente em condições de alta energia; radial ou fibrosa radial, formada em condições de moderada à baixa energia; micrítica, originada pelo crescimento ao acaso de cristais ou por obliteração ou ausência de micritização penetrante no córtex.

Diferentes tipos de ooides são classificados de acordo com a sua morfologia. Sin-deposicionalmente podem se formar grãos cerebroides, excêntricos, “quebrados e regenerados”, e ooides distorcidos (*half-moon* e *spiny*) (FLÜGEL, 2004).

Segundo Spadini (1986), na Formação Quissamã, os ooides formavam barras ou bancos costeiros em altos de *off-shore* com até 25m de espessura. Na área do presente estudo, os ooides têm granulação fina à média, geralmente são micritizados e nucleados por quartzo, podendo ocorrer associados aos oncoides e agregados de grãos (Figura 22A e B). Alterações diagenéticas nos ooides, como dissolução parcial dos núcleos e microporosidade, são evidentes.

Peloides

Os peloides são aloquímidos micritizados de origem variada, que apresentam forma subesférica e ausência de estrutura interna. Há peloides de origem fecal, que apresentam forma elipsoidal e diâmetro entre 0,1 e 0,5 mm (FLÜGEL, 2004). São constituintes notáveis dos carbonatos plataformais rasos de intermaré e inframaré de baixa energia (e.g. Grande Banco das Bahamas), mas também são encontrados em cavidades recifais protegidas e em ambientes de talude e baciais (FLÜGEL, 2004).

Na Formação Quissamã são constituintes arredondados de granulação fina a muito fina (Figura 22D). Constituem os *packstones* peloidais (*Fácies D*) e geralmente ocorrem como “matriz” em *packstones* peloidais com oncoides rudáceos (*Fácies H*).

Grãos agregados

Grãos agregados são grãos compostos constituídos por duas ou mais partículas originalmente separadas, ligadas ou cimentadas e formando ‘uvas’ ou *lumps* arredondados (FLÜGEL, 2004). Estes grãos compostos não são intraclastos, em sentido estrito, pois são grãos agregados ou crescidos – não fragmentos quebrados de uma camada previamente cimentada (PETTIJOHN, 1975). Na Formação Quissamã, este tipo de grão é comum em todo intervalo, apresentando geralmente oncoides, ooides, peloides e, mais raramente os bioclastos, unidos por um envelope micrítico (Figura 22C).

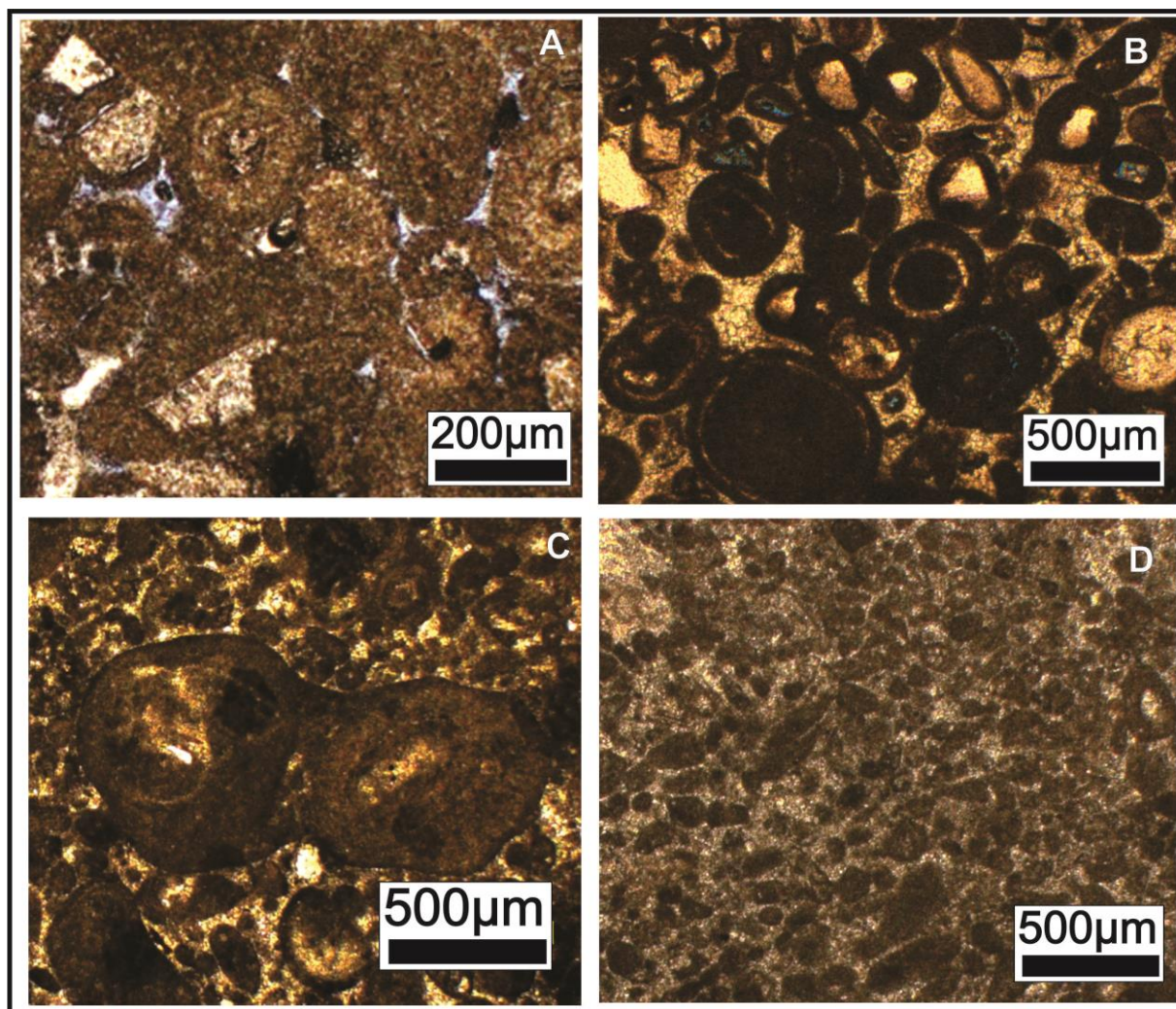


Figura 22: Diferentes grãos carbonáticos encontrados na Formação Quissamã. A-: ooides (A e B); agregados de grãos (C) e peloides (D).

Fósseis

Planctônicos

Os seguintes fósseis de organismos plânctônicos foram observados na Formação Outeiro:

- Pitoneloideos: representados por *Pithonella sphaerica* (Figura 23L).
- Foraminíferos: representados por *Favusella washitensis* (Figura 23J).
- Radiolários: elementos raros.

Bentônicos

Fósseis de organismos bentônicos estão presentes com maior frequência nas fácies correspondentes à Formação Quissamã. São os seguintes:

- Foraminíferos: hialinos (*Lenticulina* sp.) (Figura 23H), aglutinantes (testularidos e unisseriados) (Figura 23C), porcelânicos (miliolídeo) (Figura 23B).
- Moluscos: incluindo bivalves (frequentemente representados por inoceramidos) (Figura 23D e E) e gastrópodos (Figura 23G).
- Equinodermos: equinoides (Figura 23A).
- Elementos raros: Algas vermelhas (*Marinella* sp. (?), ostracodes, fragmentos de tubos de vermes.

Constituintes não carbonáticos

Na parte superior da Formação Outeiro ocorre a glauconita e nas porções média e basal há pirita, a qual preencheu a porção central de pitoneloideos

O principal terrígeno é o quartzo, geralmente constitui os núcleos de oóides e raramente aqueles de oncoides. Presente em maior abundância nos poços a NE do campo em estudo, onde se associa com biotita e k-feldspato.

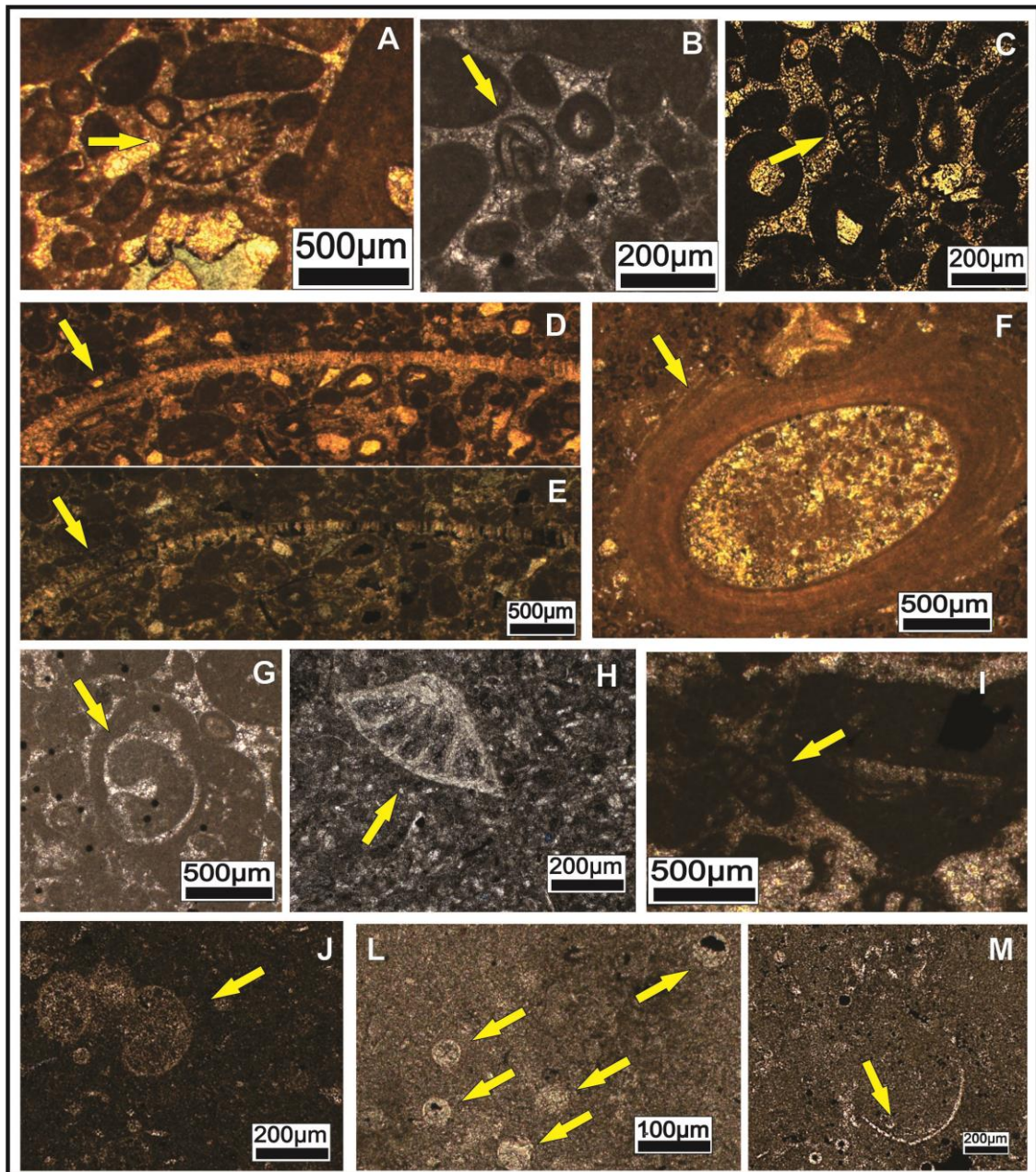


Figura 23: Fósseis encontrados na área de estudo indicados pela seta amarela. **A-** Espinho de equinoide; **B-** Miliolídeo; **C-** Testularídeo; **D e E** - Inoceramido, respectivamente em imagens obtidas com nicois descruzados e cruzados; **F-** Corte quase transversal de tubo de verme; **G-** Gastrópode; **H-** *Lenticulina* sp.; **I-** Foraminífero unisseriado; **J-** *Favusella washitensis*; **L-** Pitoneloideos e **M-** Ostracode.

4.2 Caracterização faciológica

O termo fácies foi introduzido por Gressly (1938 *apud* WALKER, 1992) para definir aspectos fossilíferos e litológicos de uma unidade estratigráfica. Na concepção de Walker (1992), aqui adotada, fácies são corpos de rochas não confinados com determinadas características descritivas, sendo estas uma particular combinação entre tipo litológico, estrutura física e atributos biológicos. Nesta definição, as fácies não apresentam caráter interpretativo.

Uma associação de fácies constitui um grupo de fácies geneticamente relacionadas entre si e que juntas possuem significado ambiental. A sucessão vertical das fácies é caracterizada por progressivas mudanças em um ou mais parâmetros, e.g. abundância de fósseis, diminuição de grãos de ooides, ou mudanças nas estruturas sedimentares.

Dessa forma, a combinação de fácies, através de comparações com exemplos modernos e antigos, pode levar a um modelo de fácies, o qual, por sua vez, pode substanciar a interpretação de um sistema deposicional (conjunto de paleoambientes deposicionais coexistentes numa certa região) e de um trato de sistemas (conjunto de sistemas deposicionais coevos controlados por parâmetros similares de variação do nível relativo de base). Os tratos de sistemas, em análises no âmbito da estratigrafia de sequências clássica (VAIL et al., 1977), dividem-se em *highstand* (equivalente ao nível relativo do mar ou nível de base alto), *lowstand* (equivalente ao nível relativo do mar ou nível de base baixo) e transgressivo (Figura 24).

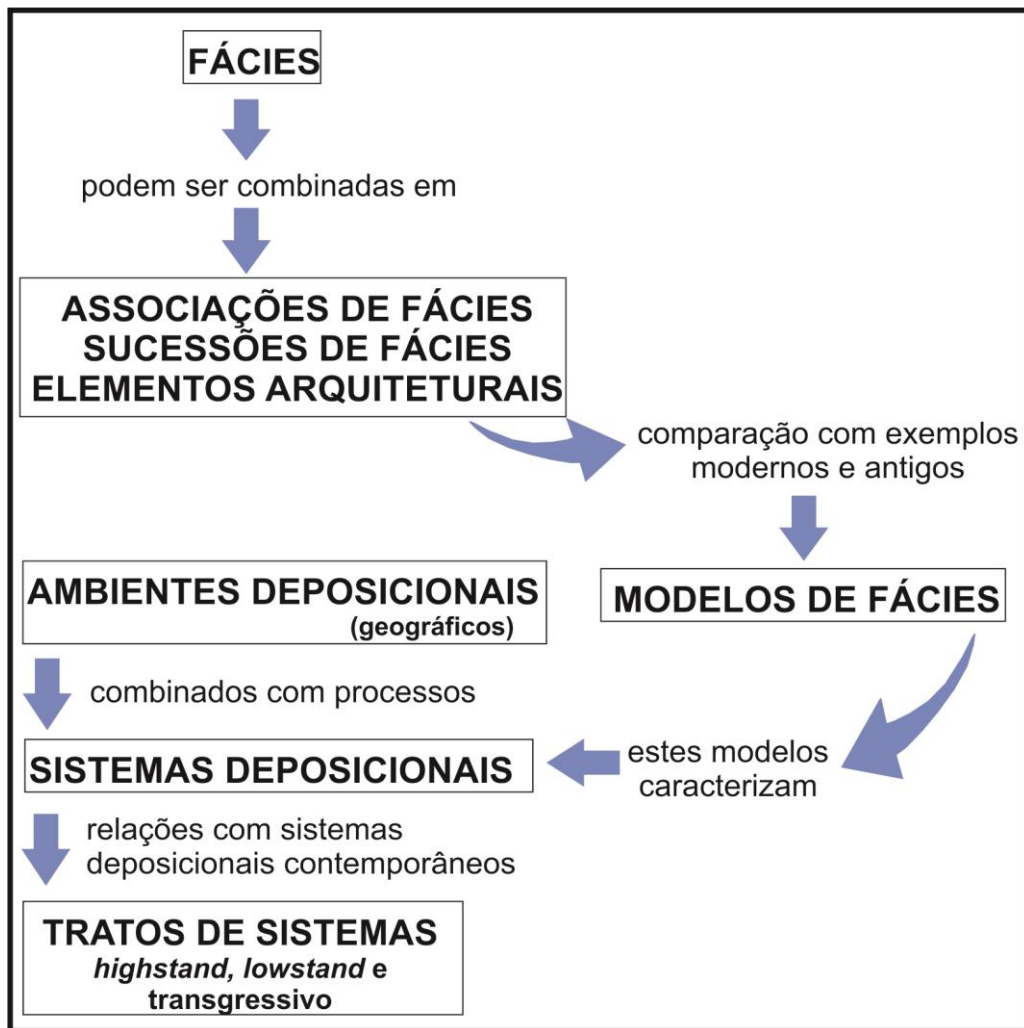


Figura 24: Relação entre fácies, ambientes deposicionais, sistemas e trato de sistemas. Tradução da figura original de Walker (1992).

As rochas carbonáticas observadas no campo em estudo foram classificadas em nove fácies, denominadas pelas letras A a I. Seis fácies são exclusivas da Formação Quissamã (*Fácies* D, E, F, G, H e I), duas pertencem à Formação Outeiro (*Fácies* A e B) e uma encontra-se na porção basal desta unidade (*Fácies* C). Esta última fácies corresponde a valores elevados de radioatividade nos perfis de raio gama, sendo um bom marcador do contato entre as formações Quissamã e Outeiro.

Antes das descrições detalhadas das fácies, é apresentada uma síntese (Tabela 5) para auxiliar na visualização geral da faciologia, especialmente para demonstrar as diferenças julgadas relevantes nesta classificação.

Tabela 5: Síntese das fácies discriminadas nos testemunhos estudados.

Fácies	Classificação petrográfica	Principais características macroscópicas e petrográficas
FORMAÇÃO OUTEIRO	A	<i>Wackestone</i> peloidal bioclástico intercalado com marga
	B	<i>Mudstone</i>
	C	<i>Wackestone</i> bioclástico
FORMAÇÃO QUISSAMÃ	D	<i>Packstone</i> peloidal/bioclástico
	E	<i>Packstone/grainstone</i> peloidal com oncoides
	F	<i>Grainstone</i> oolítico
	G	<i>Grainstone</i> oolítico peloidal com oncoides
	H	<i>Packstone peloidal</i> com oncoides rudáceos
	I	<i>Wackestone/packstone</i> peloidal

4.2.1 Fácies A – *wackestone peloidal bioclástico intercalado com marga*

Constituída por calcilutito com intercalações de marga, petrograficamente classificada como *wackestone* peloidal bioclástico. Calcilutito de coloração creme a acinzentada com estrutura geralmente maciça, localmente, com pequenos nódulos (mais cimentados, com tamanho variando de 2 a 5 cm) (Figura 25A). Os contatos são gradacionais ou abruptos com a marga. Bioturbação intensa no calcilutito conferindo-lhe aspecto mosqueado (Figura 25A). A associação de marga com calcilutito ocorre em pacotes de até 40 cm, onde a marga tem espessuras variando de 1 a 15 cm. Em um metro de testemunho verifica-se até quatro ciclos marga/*mudstone*. Leves ondulações nos carbonatos são interpretadas

como resultados de deformação devido à compactação numa fase muito precoce da diagênese, enquanto os sedimentos ainda estavam no estado bem plástico (Figura 25B). Essa fácies está representada por um pacote de 19.3 m, presente apenas no poço B-17.

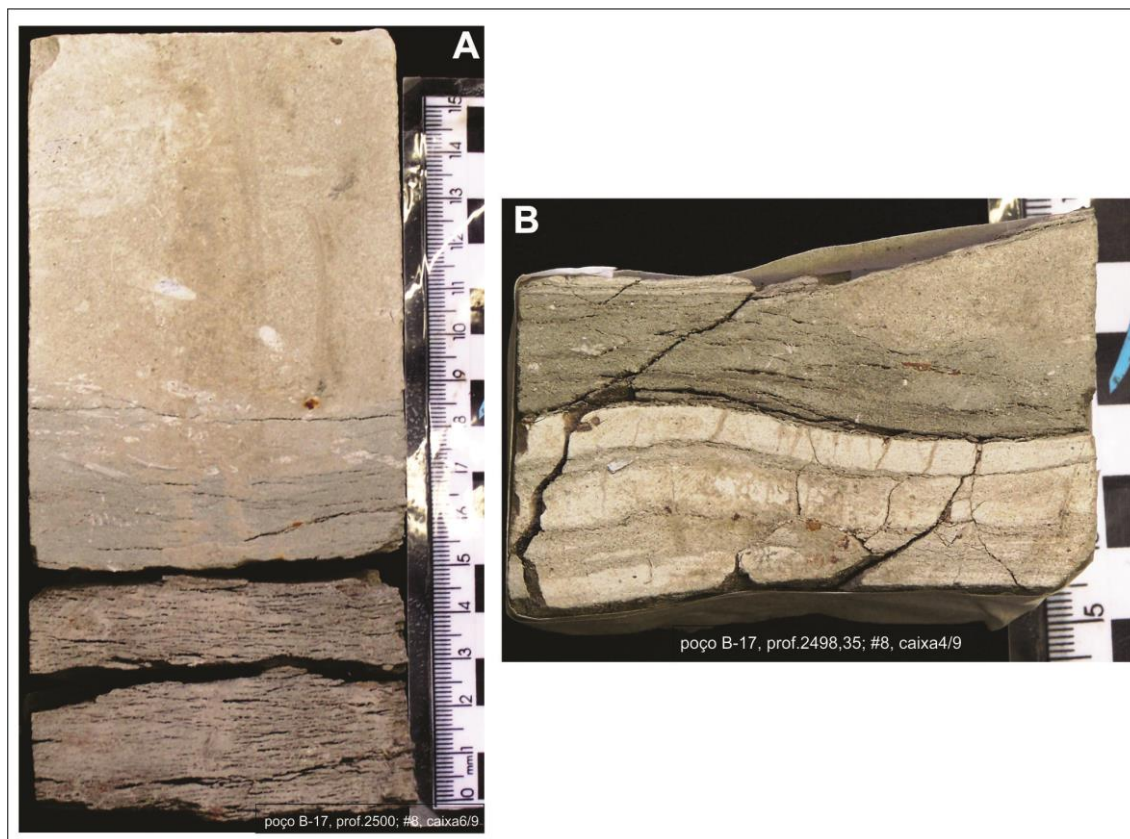


Figura 25: Fotos dos testemunhos do poço B-17 - *Fácies A- Wackestone* peloidal bioclástico intercalado com marga (Formação Outeiro). **A-** Feições nodulares no calcilitito em contato gradacional com folhelho laminado (cinza escuro). Fraturamento subvertical proeminente e descolamento de placas paralelo às laminações. Feições de bioturbação. **B-** Calcilitito acinzentado intercalado com marga, de coloração esbranquiçada. Pacote ondulado devido à compactação. Fraturas oblíquas.

Na análise microscópica, verifica-se matriz micro-peloidal (predominante), mas devido à bioturbação local existe diferenciação de matriz micro-peloidal para matriz micrítica, constituindo porções mais argilosas (Figura 26B). Os fósseis encontrados são planctônicos: radiolários e *Pithonella sphaerica* (figuras 26 e 27); foraminífero bentônico (*Lenticulina* sp.) (Figura 27A) e ostracodes. Os minerais acessórios são quartzo e biotita. Minerais opacos (pirita) geralmente estão contidos nos núcleos dos pitoneloideos (Figura 27B) e glauconita (figuras 26A, 27A e 27B).

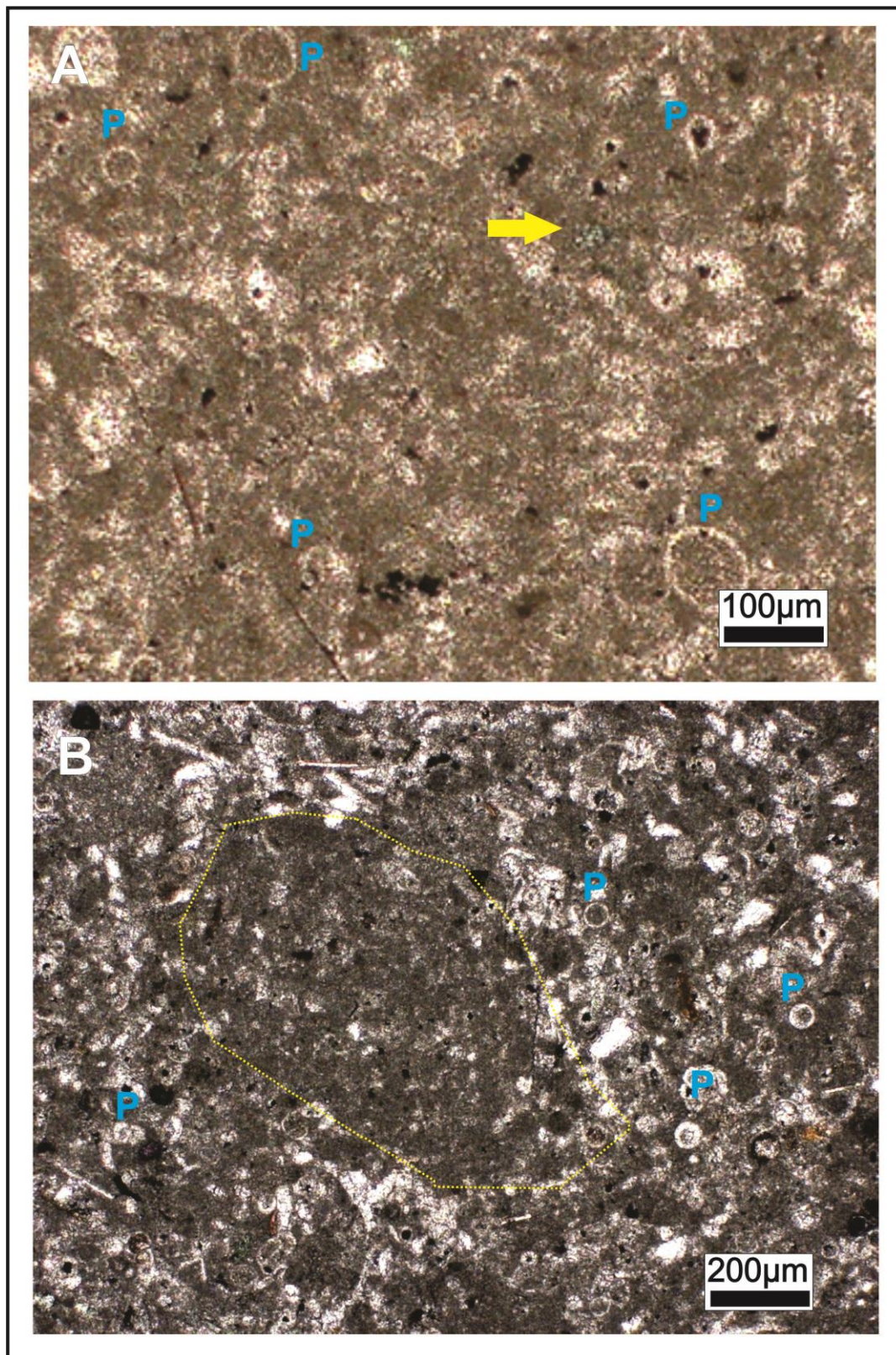


Figura 26: Fotomicrografias da *Fácies A* – *Wackestone* peloidal bioclástico intercalado com marga (Formação Outeiro). Em **A**, na matriz micrítica há pitonelas (indicados pela letra “P”). Mineral opaco (pirita) ocorre disperso na rocha ou como preenchimento dos microfósseis. Também há glauconita (indicado pela seta amarela). (B-17, prof. 2356,5m; #8, caixa 2/9). Em **B** é possível notar zonas de maior bioturbação (por exemplo, no centro da fotomicrografia assinalado com linha amarela), onde houve separação de matriz micro-peloidal e micrítica. Microfósseis planctônicos são indicados pela letra P (pitonelas e radiolários). Há minerais opacos. (B-17-prof. 2356,5m; #8, caixa 2/9).

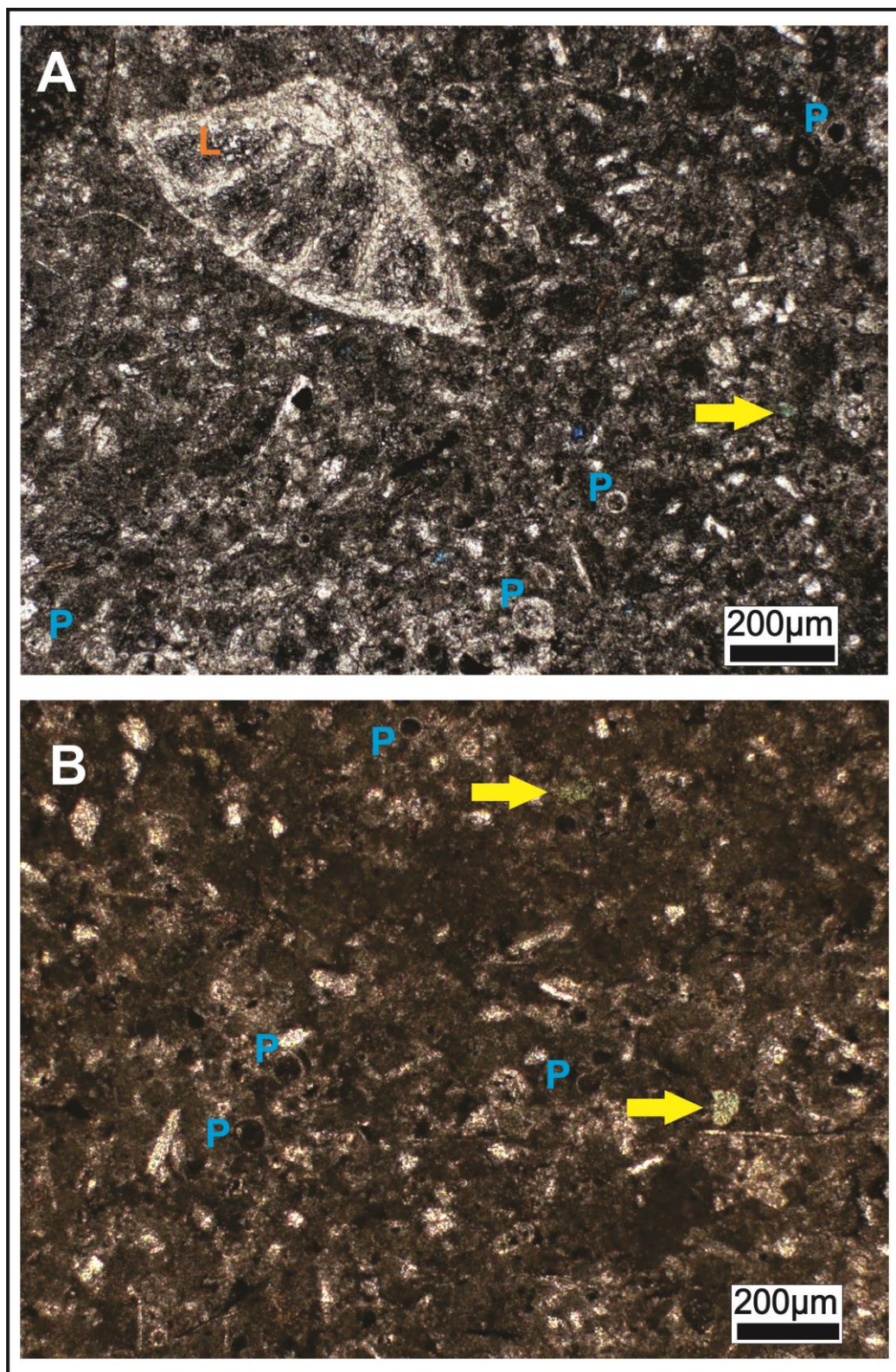


Figura 27: Fotomicrografias da *Fácies A* – Wackestone peloidal bioclástico intercalado com marga (Formação Outeiro). Em **A**, observa-se a matriz micro-peloidal (raramente com aspecto grumoso), com porosidade intergranular pouco proeminente, composta por peloides, foraminíferos bentônicos hialinos (*Lenticulina* sp. - indicado pela letra “L”) e microfósseis planctônicos (*Pithonella sphaerica* e radiolários - indicados pela letra “P”), com minerais opacos (pirita) e glauconita (indicado pela seta amarela). (B-17, prof. 2356,5m; #8, caixa 2/9). Em **B**, a matriz micro-peloidal (raramente com aspecto grumoso) tem vários espécimes de *Pithonella sphaerica* preenchidos por minerais opacos. As setas amarelas indicam a glauconita. (B-17, prof. 2355,5m; #8, caixa 1/9).

4.2.2 *Fácies B – Mudstone bioclástico*

Essa fácies ocorre apenas na porção basal da Formação Outeiro, próximo ao contato com o reservatório Quissamã (encontrada apenas nos poços B-17 e B-29), e é composta por calcilito. Petrograficamente classifica-se como *mudstone* bioclástico. A rocha exibe coloração creme à acastanhada (Figura 28) (saturação em óleo devido à microporosidade), e porções com maior bioturbação conferem à rocha um aspecto mosqueado. Fraturamento observado possui direções diversas, sendo as mais evidentes as verticais a sub-verticais e, horizontais (Figura 28B). A matriz da rocha é micrítica, localmente com porções mais grossas (matriz micro-peloidal). Em comparação com a *Fácies A* nota-se que há diminuição na quantidade de bioclastos e aumento da proporção de argila nessa fácies. Foram identificados foraminíferos planctônicos: *Favusella whasitenses* (Figura 29B), radiolários, *Pithonella sphaerica* (Figura 29A); e fósseis bentônicos: raros bivalves, equinoides (Figura 29A) e ostracodes (Figura 25B). Os grãos não carbonáticos encontrados são minerais opacos (pirita?) (Figura 30) e biotitas.

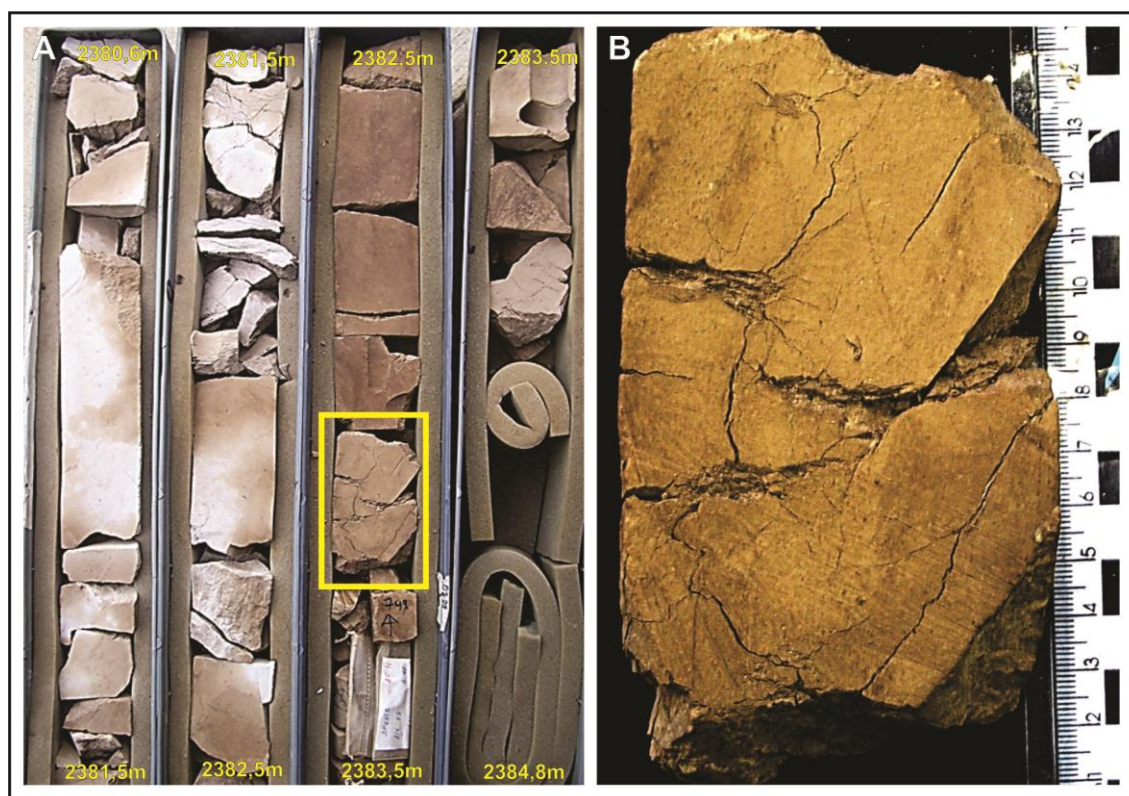


Figura 28: Conjunto de fotos de testemunhos da *Fácies B – Mudstone bioclástico* (Formação Outeiro). Em A, o conjunto de testemunhos mostra, à esquerda, *mudstones* bioclásticos esbranquiçados mosqueados devido à bioturbações. À direita, a rocha está com coloração acastanhada/amarelada pela presença de óleo nos microporos. É indicada a posição da figura B, na qual se observa um detalhe do fraturamento destas rochas. (Poço B-17, #11, caixas 5,6,7 e 8/8).

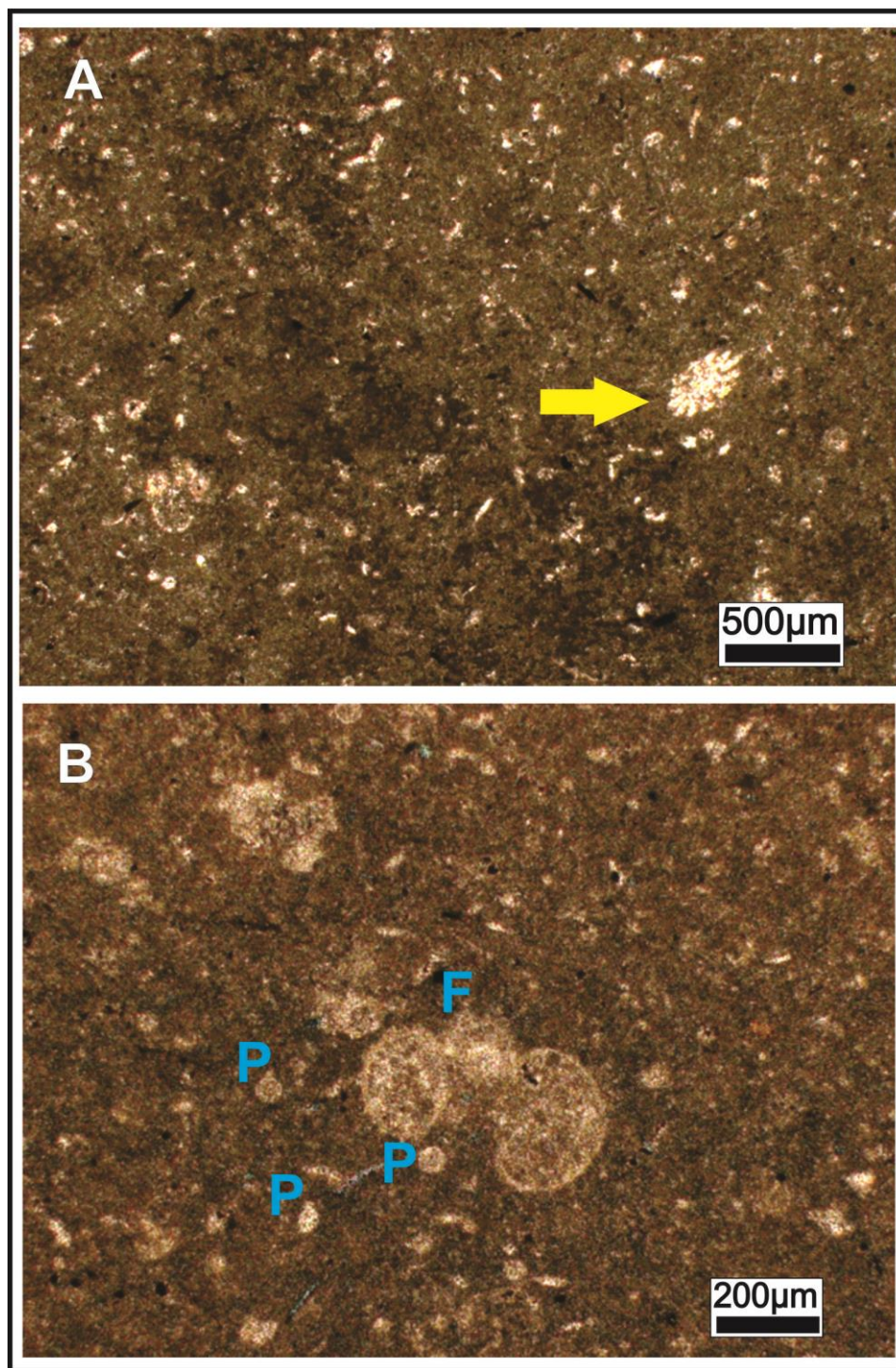


Figura 29: Fotomicrografias da *Fácies B - Mudstone* bioclástico (Formação Outeiro). Em **A**, na matriz micrítica há foraminíferos planctônicos e espinho de equinoide (indicado pela seta amarela). (B-17prof. 2387,6m; #12, caixa 3/5). Em **B**, a matriz micrítica contém foraminíferos planctônicos (“P”) e *Favusella washitensis* (“F”). (B-17prof. 2378,8m; #10, caixa 1/3).

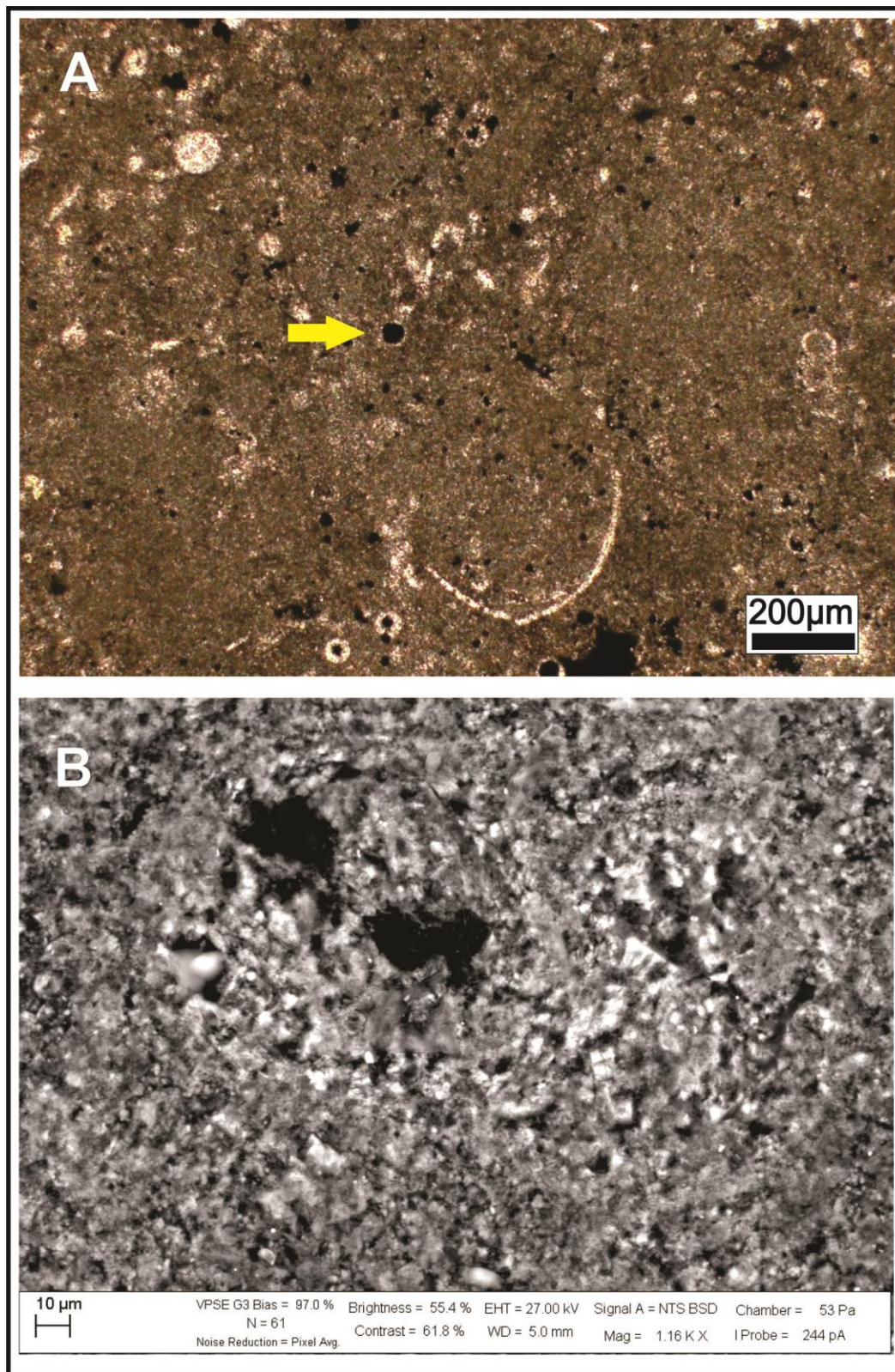


Figura 30: Fotomicrografia e detalhe em MEV da Fácies B - Mudstone bioclástico. Em **A**, fotomicrografia mostrando matriz micrítica com ostracode, pitonelóideos e foraminíferos planctônicos (um exemplar indicado por seta, mostrado em detalhe na figura B). Os pitonelóideos e foraminíferos estão preenchidos por pirita, indicando condições anóxicas. Em **B**, imagem em MEV de foraminífero planctônico, revelando significativa microporosidade tanto no interior do microfóssil, quanto na matriz. (B-17, prof. 2379,15m; #11, caixa 3/8).

4.2.3 Fácies C – Wackestone bioclástico

Macroscopicamente é um calcilitito bioclástico e petrograficamente é classificado como *wackestone* bioclástico. A rocha apresenta coloração marrom/acastanhada com porções mais esbranquiçadas, mosqueadas devido à bioturbação (Figura 31A). A matriz é micrítica e localmente micro-peloidal, onde existe o preenchimento em feições geopetais (porosidade *shelter*, preenchimento de câmara de gastrópode) (Figura 32). A trama da rocha é complexa, composta por intraclastos, de aspecto brechoide (retrabalhamento *in situ*), de texturas *grainstone* e *wackestone*, e grãos de oncoides micritizados (Figura 32B). A rocha está totalmente cimentada por calcita espática (mosaico), por vezes recristalizada (Figura 32). Há fraturamento na direção vertical a subvertical, às vezes com fraturas preenchidas por calcita espática (Figura 31B). A rocha contém glauconita (Figura 32), fósseis de ambientes plataformais (figuras 31B, 32 e 33) (gastrópodes, bivalves inoceramídeos, equinoides, briozoários (?), algas vermelhas e de ambientes mais profundos (foraminíferos uni e bisseriados; *Favusella washitensis*, *Pithonella sphaerica*. Essa fácies corresponde ao contato entre as formações Outeiro e Quissamã (início de afogamento da plataforma carbonática).

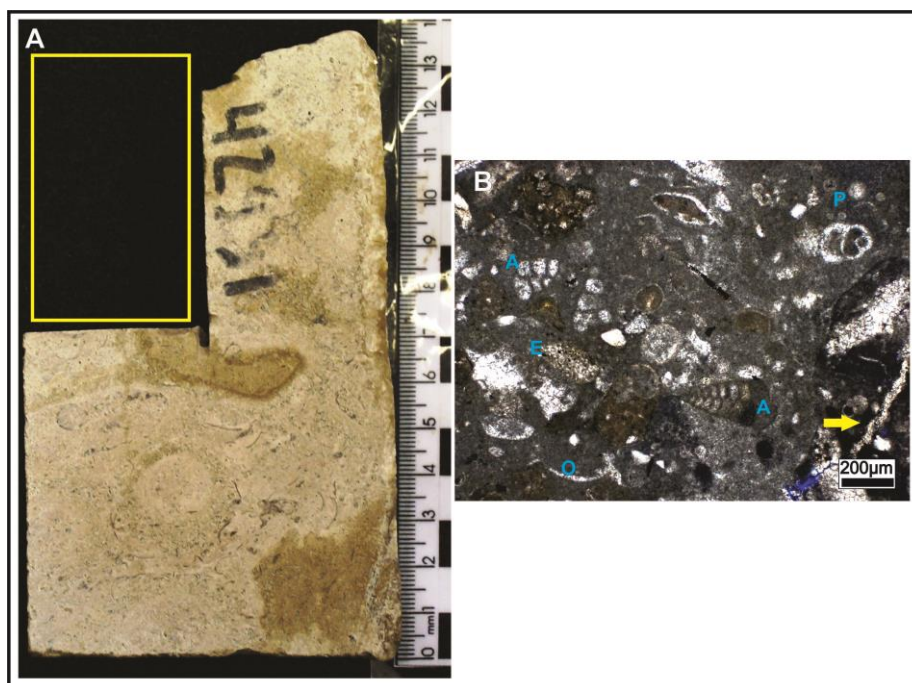


Figura 31: Conjunto de fotos da Fácies C- *Wackestone* bioclástico (contato entre as formações Outeiro e Quissamã). Em **A**, a amostra de testemunho evidencia mosqueamento por bioturbação e a presença de bioclastos de bivalves de até 1 cm de comprimento. O quadrado amarelo indica a posição do bloquinho usado para confeccionar a lâmina delgada em **B**. A fotomicrografia desta lâmina mostra, na matriz micrítica, foraminíferos aglutinantes (“A”), equinoides (“E”), ostracodes (“O”) e foraminíferos planctônicos (“P”). Há fratura preenchida por calcita, posteriormente, em parte, dissolvida (indicada pela seta amarela). (B-17, prof. 2391,85m; #13, caixa 3/4).

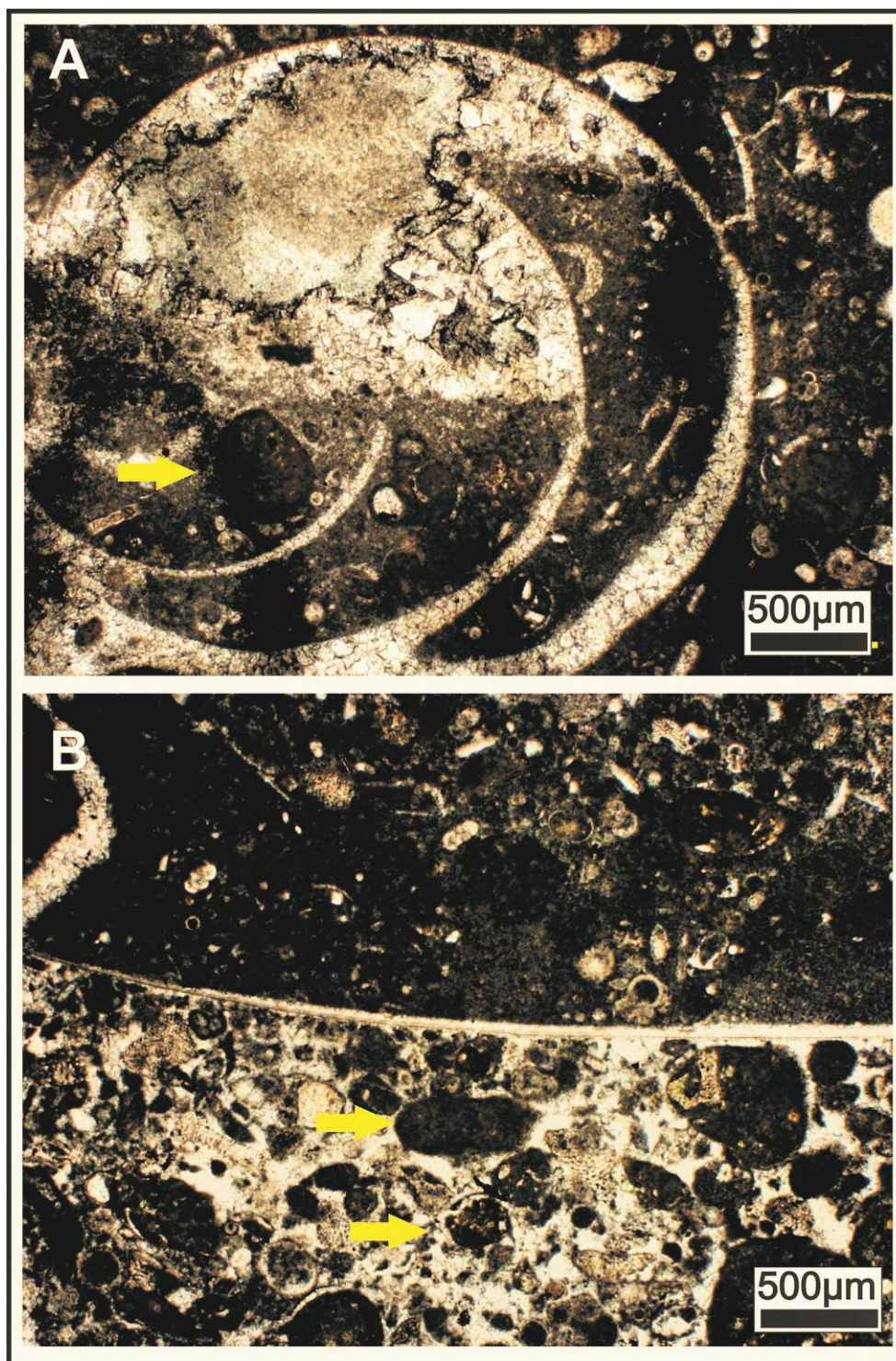


Figura 32: Fotomicrografias da *Fácies C* – *Wackestone* bioclástico (contato entre as formações Outeiro e Quissamã). A figura **A** é quase totalmente ocupada por gastrópode, parcialmente recrystalizado, em matriz micrítica, com preenchimento também micrítico, com glauconita (indicada pela seta amarela) e foraminíferos planctônicos. Nota-se a clara diferença no preenchimento superior do gastrópode, representando feição geopetal. (B-17, prof. 2391,85m; #13, caixa 3/4). Em **B**, tem-se outra porção da mesma lâmina, onde se observa, além do *wackestone* bioclástico (com matriz micrítica e foraminíferos planctônicos), uma porção inferior que pode ser considerada como um *grainstone*, separada por uma valva. Esta parte está totalmente cimentada (mosaico de calcita espática) com placas de equinóides. Se a rocha não estivesse cimentada, essa feição representaria a porosidade shelter. As setas amarelas indicam grãos de glauconita.

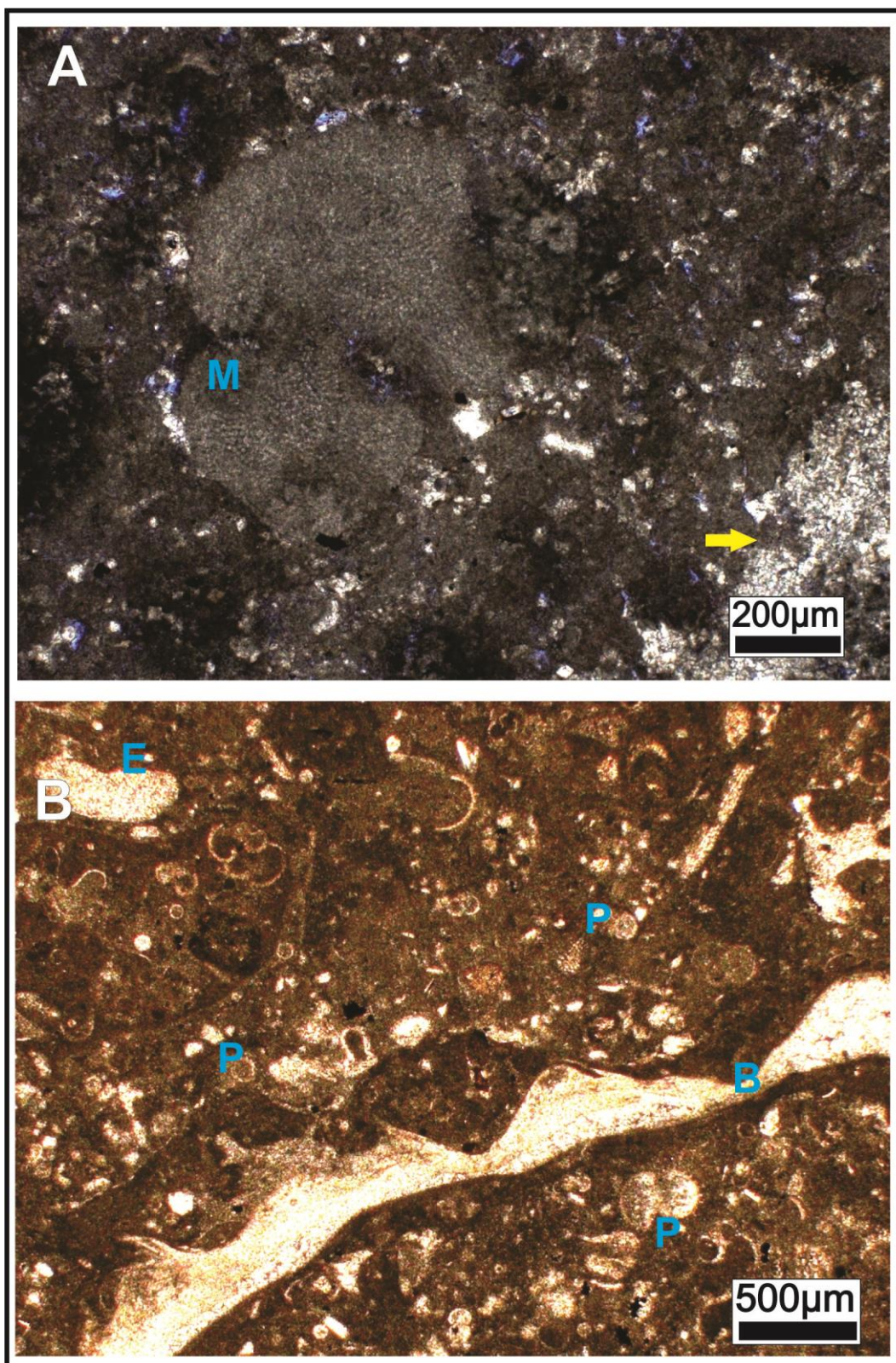


Figura 33: Fotomicrografias da *Fácies C* – *Wackestone* bioclástico (contato entre as formações Outeiro e Quissamã). Em **A**, na matriz micro-peloidal com porosidade intergranular incipiente e cimentação em mosaico (indicada pela seta amarela), há bioclasto de alga vermelha (*Marinella* sp. (“M”). (B-17, prof. 2393,5m; #14, caixa 1/2). Em **B**, a matriz micrítica contém foraminíferos planctônicos (“P”), placa de equinoide (E”) e bivalve (“B”), sendo este último envolvido por crosta micrítica (B-17, prof. 2391,85m; #13, caixa 3/4).

4.2.4 Fácies D – *Packstone peloidal/bioclástico*

Esta fácies é constituída por calcarenito peloidal fino, bem selecionado, de coloração marrom/acastanhada devido à saturação em óleo, especialmente em fraturas geralmente verticais a subverticais (Figura 34B). Petrograficamente é um *packstone* peloidal/bioclástico, cuja matriz micrítica tem peloides com aproximadamente 0,250 mm de diâmetro. Apresenta arcabouço relativamente aberto (contatos pontuais entre grãos). Nota-se a presença de quartzo (Figura 35A). Observa-se cimentação em mosaico (calcita espática) com porções dissolvidas, gerando porosidade interpartícula em canais e isoladas (figuras 34 e 35B), e recristalização de calcita principalmente nos bioclastos (Figura 34A); nota-se cimentação syntaxial nos bioclastos de equinoides (Figura 34B). Há raros bioclastos de bivalves (inoceramidos); foraminíferos aglutinantes (bisseriados e unisseriados) (figura 34A e 35B); espinhos/placas de equinoides e ostracodes, alga vermelha (?) (Figura 34B), além de evidências de intensa bioturbação (Figura 35A).

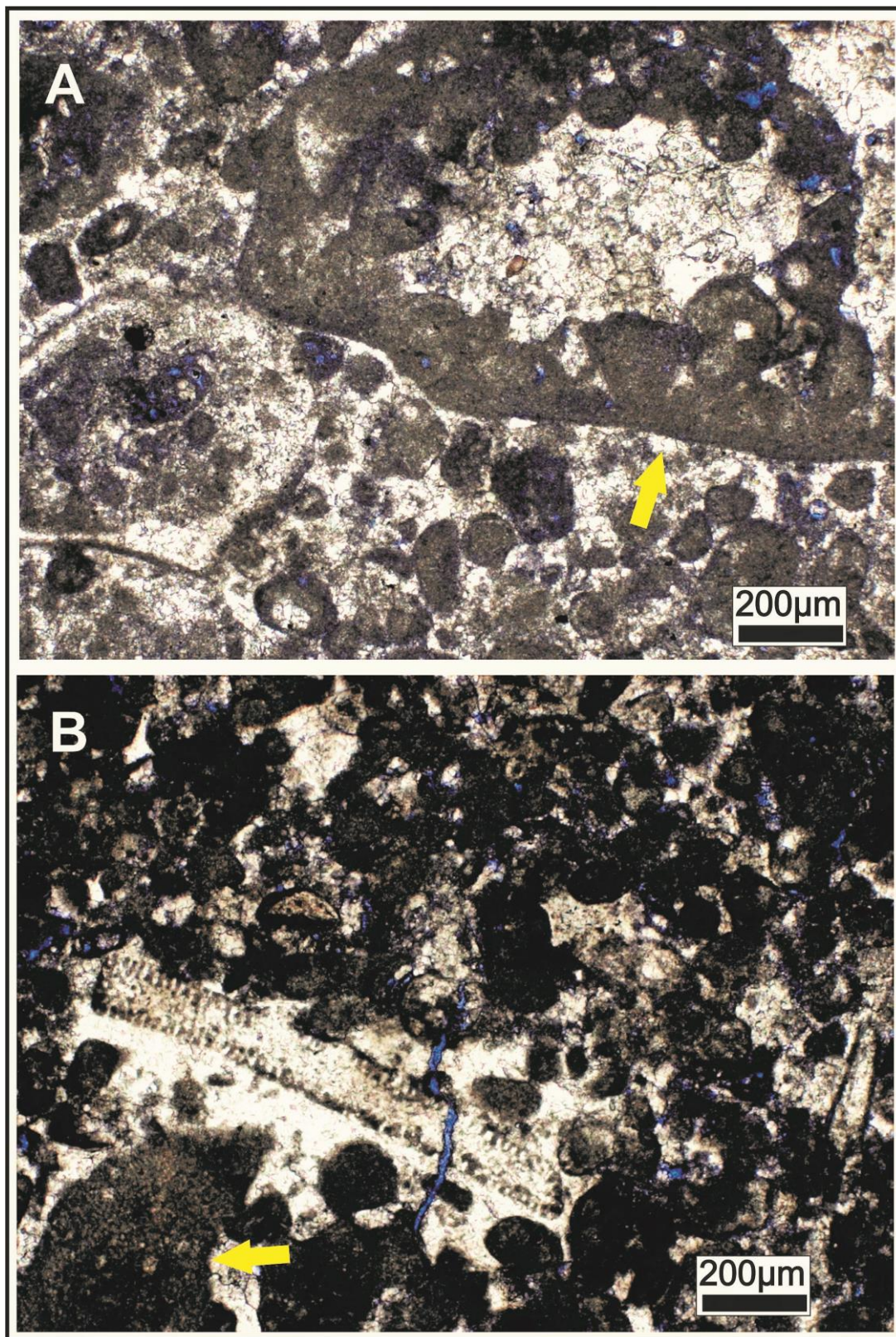


Figura 34: Fotomicrografias da *Fácies D* – *Packstone* peloidal/bioclastico (Formação Quissamã). **A-** Rocha com matriz micrítica e cimentação em mosaico de calcita espática. Fóssil de foraminífero aglutinante (indicado pela seta amarela) com núcleo recristalizado. Porosidade incipiente, móldica parcial (dissolução). (B-17, prof. 2397,95m; #15, caixa 2/4). **B-** Rocha com matriz micrítica e cimentação em mosaico de calcita espática. Bioclasto de espinho de equinóide com cimento syntaxial. A seta amarela indica possível bioclasto de alga vermelha (?). Porosidade em canais de fraturas e intergranular. Fraturamento posterior à cimentação. (prof. 2397,95m; #15, caixa 2/4; B-17).

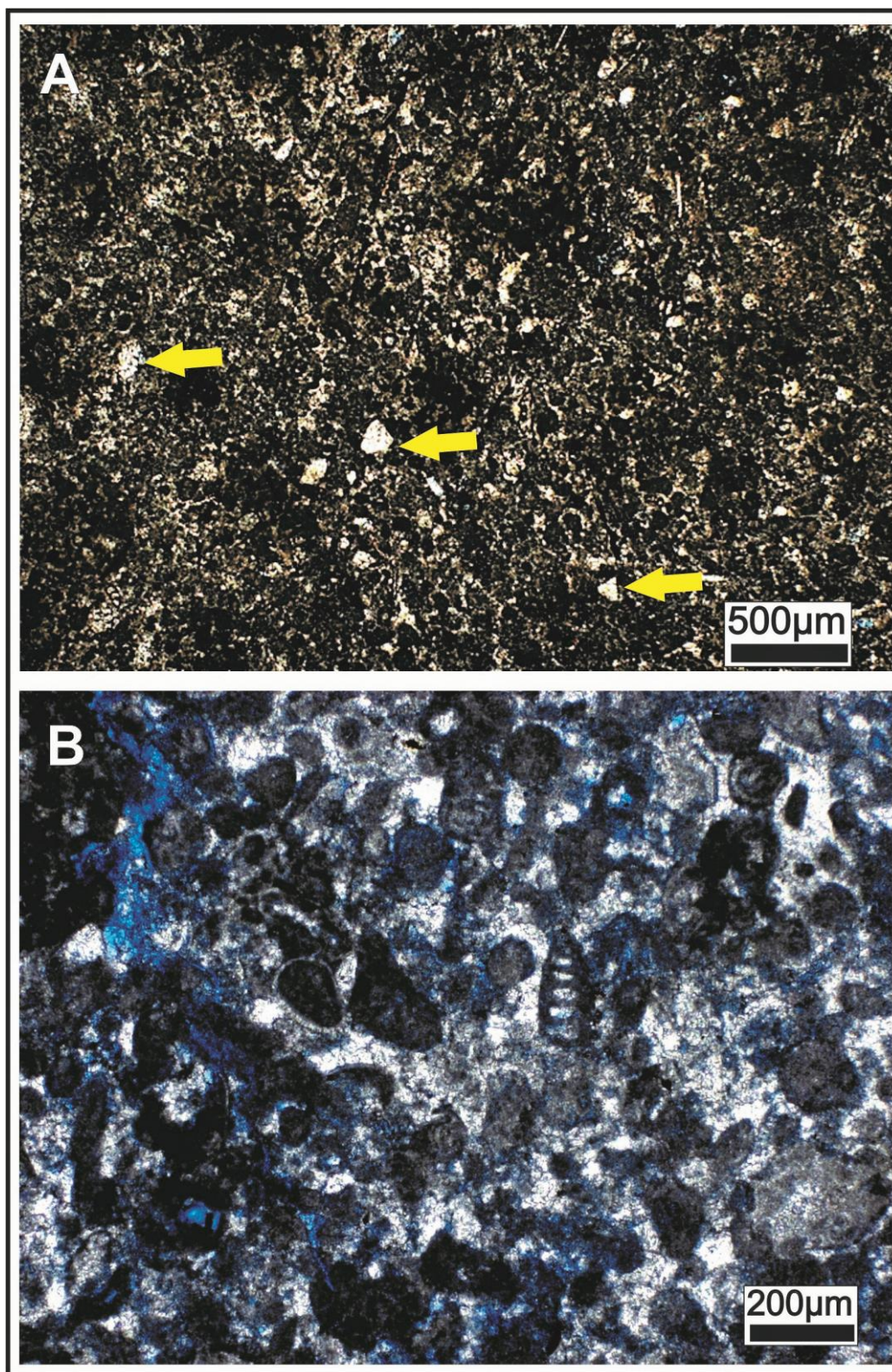


Figura 35: Fotomicrografias da *Fácies D* – *Packstone* peloidal/bioclastico (Formação Quissamã). A figura **A** mostra matriz micrítica com cimentação de calcita espática em mosaico fino e porosidade incipiente intergranular. As setas amarelas indicam minerais de quartzo. (B-30, prof. 2421,1m; #8, caixa 5/7). A figura **B** também mostra matriz micrítica e cimentação de calcita espática em mosaico fino, porém porosidade intergranular e em canais. Foraminífero unisseriado no centro da fotomicrografia (B-17, prof. 2397,75m; #15, caixa 2/4).

4.2.5 *Fácies E – Packstone/grainstone peloidal com oncoides*

A *Fácies E* corresponde a um calcarenito grosso, geralmente mal selecionado, marrom-acastanhado (cor devida à saturação em óleo). Há fraturas geralmente verticais e subverticais e muitas contêm óleo. Petrograficamente, a *fácies* é um *packstone/grainstone* peloidal com oncoides, com matriz micrítica, predominância de peloides e grãos secundários como oncoides, agregados de grãos, raros bioclastos e micro-oncoides. O arcabouço é relativamente aberto (contato entre grãos pontuais e tangenciais) (Figura 36A). Os oncoides e agregados geralmente estão micritizados. Os oncoides (0,5 – 0,6 mm) têm formato sub-arredondado, raramente ameboide (Figura 36B), são nucleados por bivalves, gastrópodes e fragmentos de tubos de vermes; menos frequentes são os núcleos de quartzo. Há cimentação local em mosaico (calcita espática). Entre os fósseis encontram-se bioclastos de bivalves (inoceramidos), foraminíferos aglutinantes (bisseriados) e espinhos/placas de equinoides. Observa-se fraturamento expressivo, onde a porosidade é alargada por dissolução e, por vezes, as fraturas estão preenchidas por calcita espática.

As *Fácies D* e *E* são muito semelhantes, entretanto a diferenciação se fez pela proporção de bioclastos e de oncoides. Posto isso, as variações observadas ao longo do testemunho mostram passagem gradual de uma *fácies* para outra (Figura 37). Nota-se geralmente a passagem gradual de *packstone* peloidal (*Fácies D*) praticamente unimodal para *packstone* peloidal bioclástico (*Fácies D*) ou ainda para *packstone* peloidal com oncoides (trimodal) (*Fácies E*). A diversificação composicional e de granulação refletem, dessa forma, a variação de energia no ambiente deposicional. A grosso modo, as variações vão de granulação fina e bem selecionada (*Fácies D*) para granulação heterogênea e textura mal selecionada (*Fácies E*).

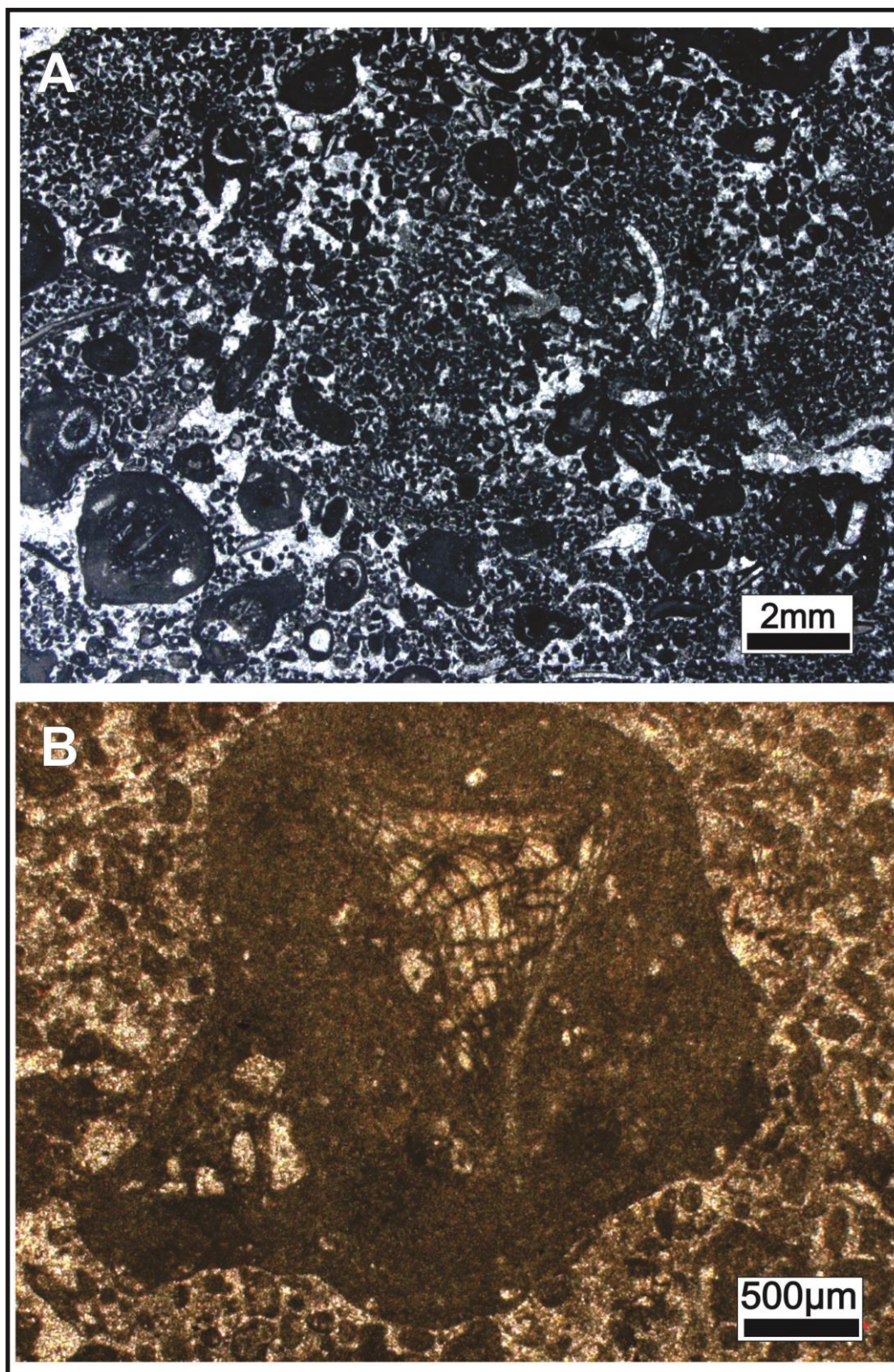


Figura 36: Fotomicrografias da *Fácies E – Packstone/grainstone* peloidal com oncoides (Formação Quissamã). Em **A**, nota-se a bioturbação, total cimentação (mosaico de calcita espática) e má seleção. A bioturbação segregou os grãos maiores dos menores e a cimentação parece ter sido controlada por esta organização, tendo conferido à rocha texturas variáveis. Os bioclastos são equinóides, bivalves e gastrópodes. (B-17, prof. 2418,9m; #18, caixa 1/8). Em **B**, destaca-se oncóide amebóide de proporções rudáceas, micritizado, nucleado por fragmento de tubo de verme. Observa-se cimentação total em mosaico de calcita espática (B-17, prof. 2415,2m; #17, caixa 3/4).

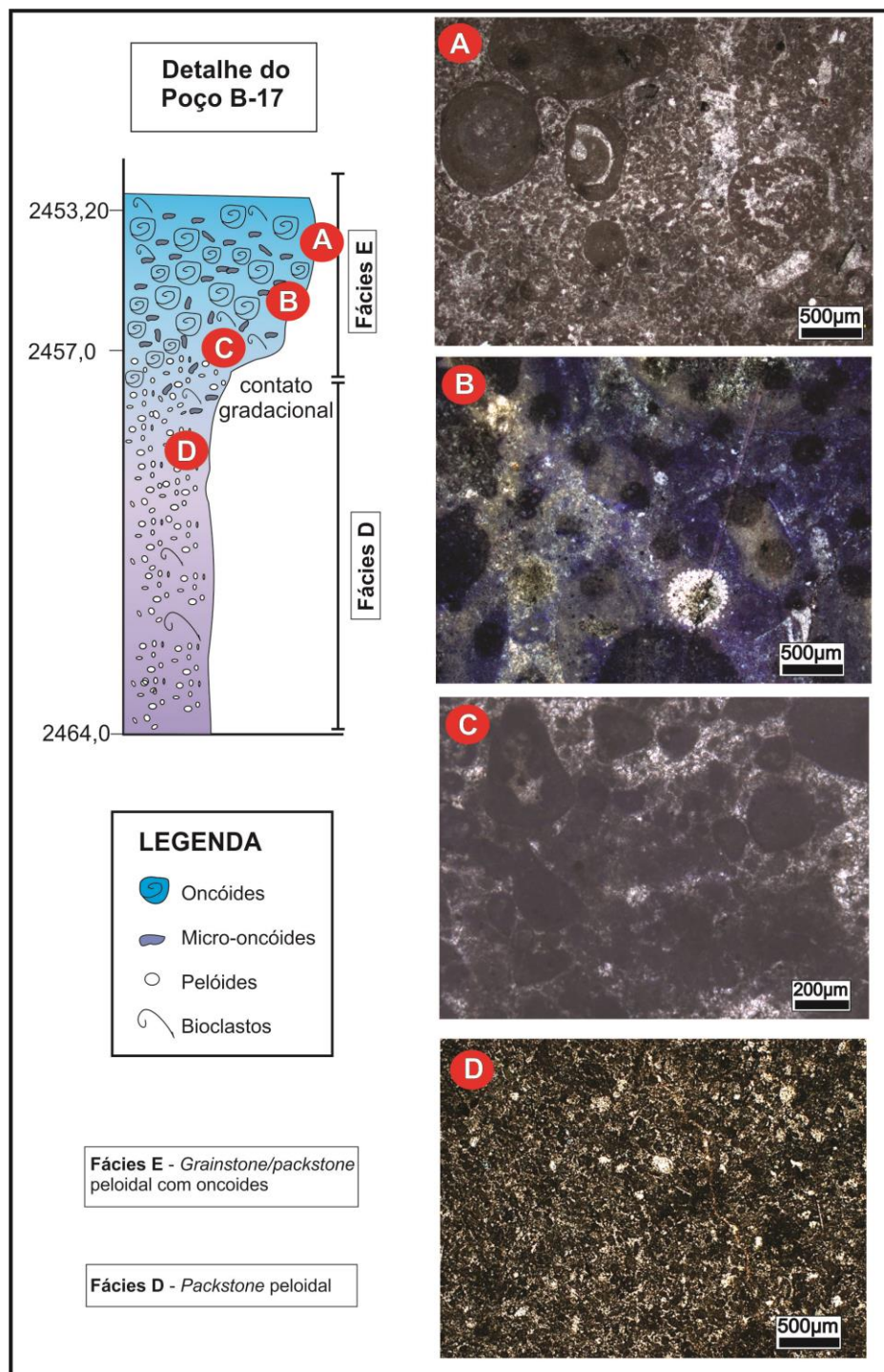


Figura 37: Intervalo do perfil colunar do poço B-17, representando a passagem gradual das *Fácies D* para *Fácies E* (Formação Quissamã). Das fotomicrografias, cuja posição é indicada no perfil, a figura **A** mostra *packstone/ grainstone* peloidal com oncoides (*Fácies E*), sendo bimodal, cimentado (cimento mosaico de calcita espática), com oncoides micritizados, podendo ter gástrópode como núcleo e foraminífero aglutinante. Em **B**, embora a lâmina delgada tenha sido prejudicada por fungos, nota-se um *packstone* peloidal com oncoides (*Fácies E*), estando estes micritizados. E espinho de equinoide. A porosidade é intergranular incipiente. A figura **C** mostra *packstone* peloidal (transição entre as *Fácies E* e *D*), tendo matriz micro-peloidal, grãos de oncoides micritizados e pelóides. A figura **D** representa *packstone* peloidal (*Fácies D*) cimentado (cimento mosaico), composto essencialmente por pelóides (caráter unimodal).

4.2.6 Fácies F – Grainstone oolítico

A Fácies F é um calcarenito e, petrograficamente, *grainstone* oolítico, composto por ooides de granulação fina a média, arredondados a subarredondados, bem selecionados. Os ooides estão micritizados e podem ter os núcleos compostos por grãos de quartzo (angulosos a sub-angulosos). Raramente ocorrem bioclastos de bivalves, espinhos de equinoides e gastrópodes. Em menores quantidades ocorrem fragmentos de tubos de vermes e foraminíferos aglutinantes.

A bioturbação confere um aspecto mosqueado à rocha, o qual é evidenciado na maneira de impregnação de óleo nas porções mais e menos cimentadas (Figura 38).

O arcabouço de rocha é aberto a meio aberto, e predominam contatos tangenciais e pontuais entre os grãos (Figura 39). A rocha apresenta cimentação em mosaico de calcita espática e em franja prismática (Figura 40). As fraturas geralmente estão parcialmente abertas com orientações subverticais (Figura 38A). A porosidade é primária, interconectada, principalmente no poço B-30 (Figura 38B) e secundária, geralmente por dissolução móldica parcial, nos poços B-38, B-29 e B-17 (figuras 39A e C e 40). Com a utilização do MEV foi possível observar a presença de microporosidade (Figura 41) em quase todos os grãos de ooides do campo. Nos poços B-29, B-38 e B-17, os *grainstones* oolíticos com total cimentação (em geral mosaico de calcita espática) possuem altas porosidades e baixas permeabilidades, o que é característico de porosidade não conectada (microporosidade).

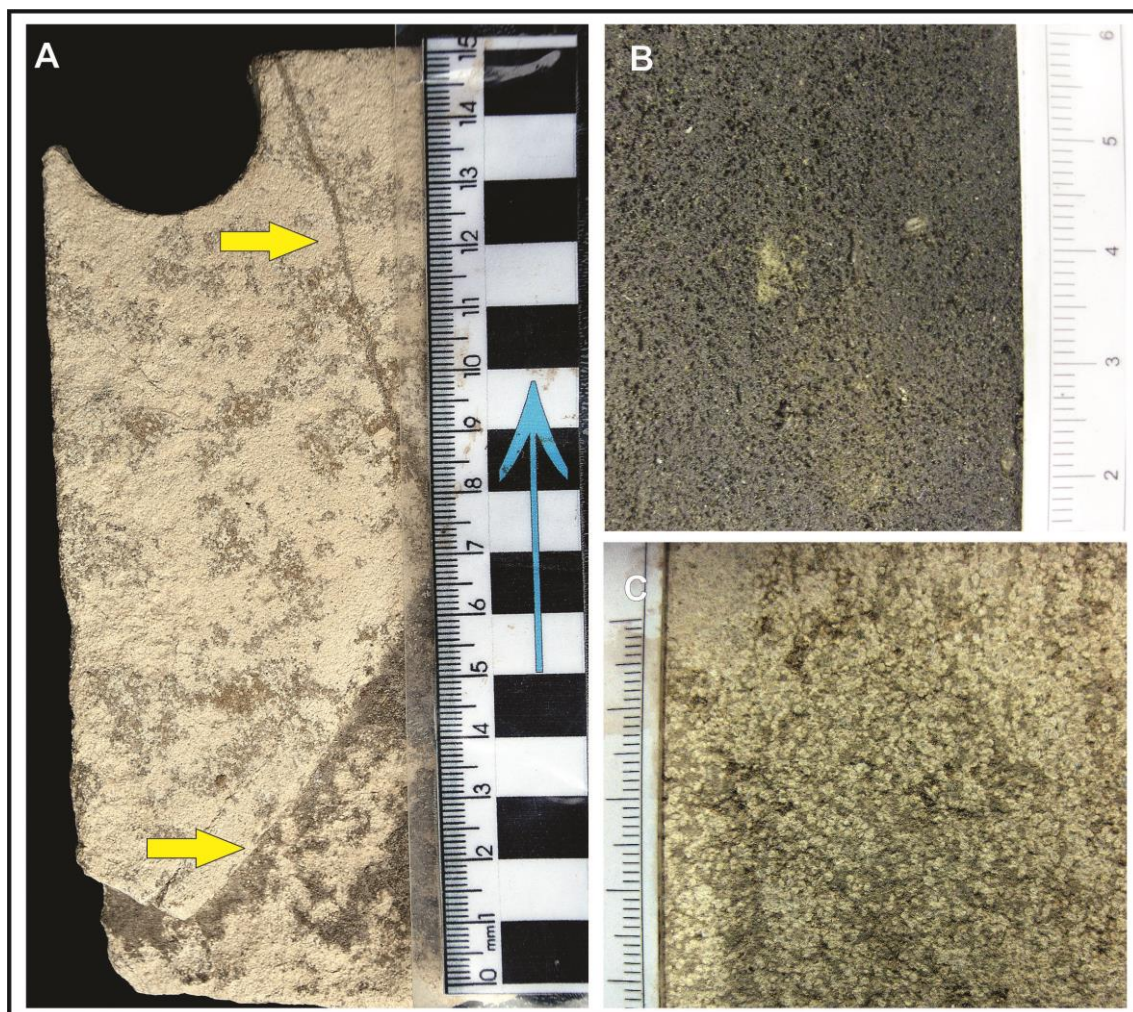


Figura 38: Conjunto de fotos de testemunho da *Fácies F- Grainstone* oolítico (Formação Quissamã). Em **A**, o calcarenito tem aspecto mosqueado e fraturas saturadas em óleo, como nas indicadas pelas setas amarelas. (B-17, #25, caixa 1/10); Em **B**, a rocha está totalmente saturada em óleo. (B-30, #3, caixa 3/4). Em **C**, o aspecto também é mosqueado conforme a distribuição de cimento e óleo. (B-29, #15, caixa 4/9).

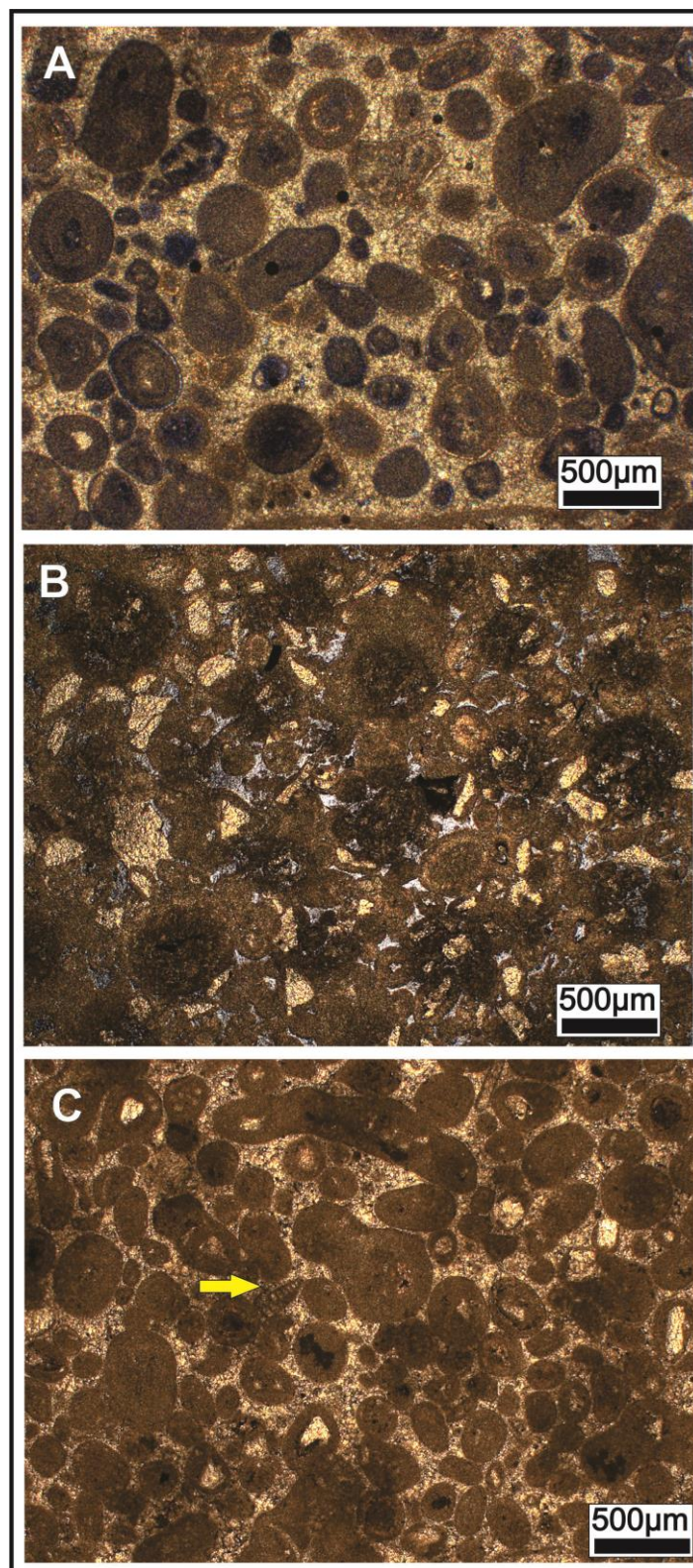


Figura 39: Fotomicrografias da *Fácies F- grainstone* oolítico (Formação Quissamã). Em **A**, a rocha é composta por grãos de ooides micritizados subesféricos e agregados de grãos de ooides, também micritizados. Há cimentação (mosaico de calcita espática) de arcabouço aberto e porosidade gerada por dissolução nas lamelas dos ooides (porosidade móldica parcial). (B-17, prof. 2430,1m;#19, caixa 4/7). Em **B**, os grãos de ooides são micritizados, alguns nucleados por grão de quartzo. O arcabouço é relativamente aberto, conferido por leve compactação, e a porosidade é intergranular conectada. (B-30, prof. 2394,55m;#4,caixa 2/5). Em **C**, ooides e agregados de grãos micritizados constituem rocha de arcabouço aberto, com cimentação total (mosaico de calcita espática). Grãos de quartzo constituem núcleos de ooides (presentes em menor quantidade que na fotomicrografia B). Bioclasto de foraminífero aglutinante é indicado pela seta amarela. (B-29, prof. 2456,5m;#13,caixa 3/10).

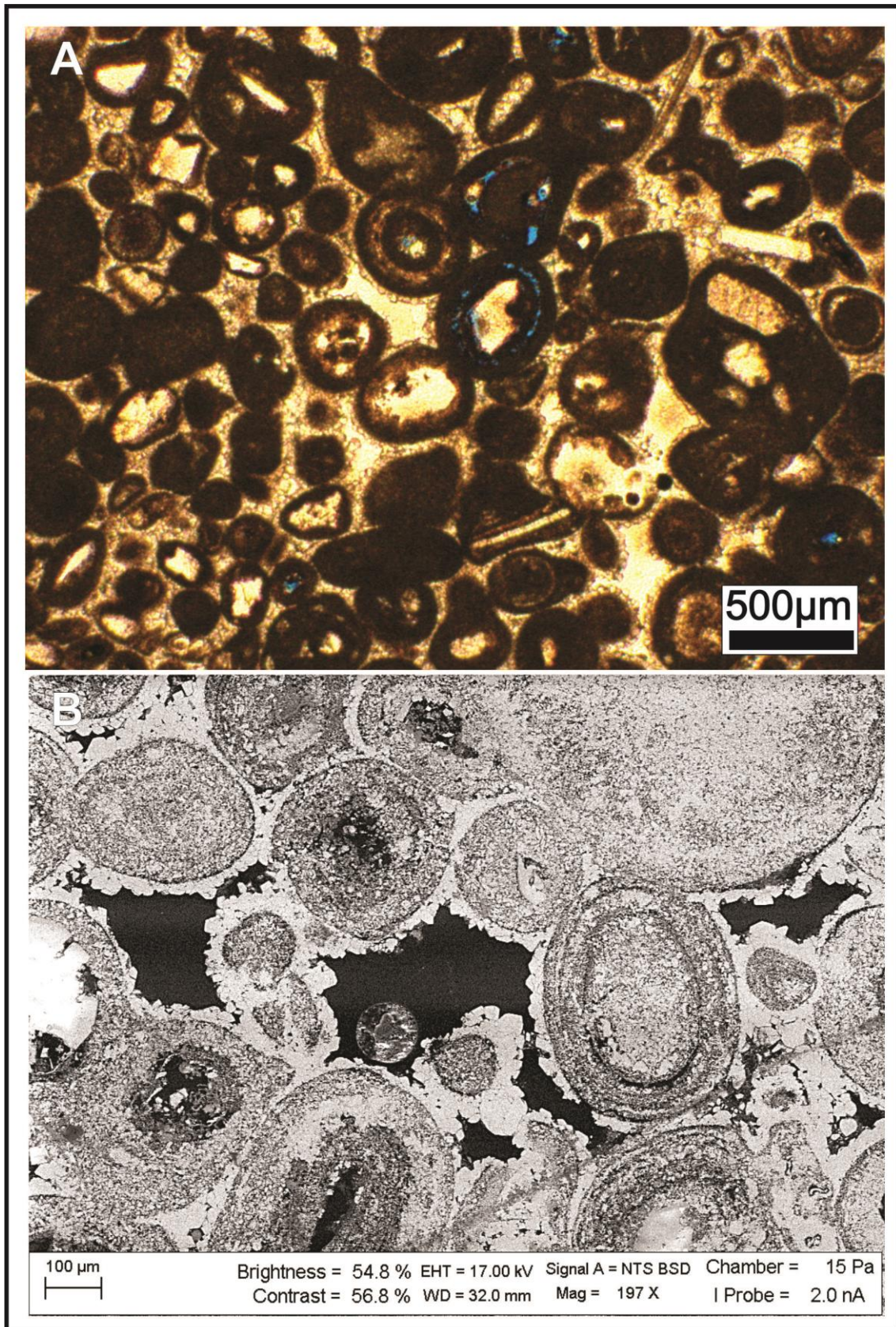


Figura 40: Fotomicrografias da *Fácies F- grainstone* oolítico (Formação Quissamã). Em **A**, observa-se um arcabouço de rocha relativamente aberto com cimentação em franja prismática. E em **B**, o detalhe da mesma lâmina com enfoque nas franjas prismática e nos poros gerados por dissolução, é possível observar a porosidade móldica parcial nos grãos de ooides (B-17, prof. 2427,35m.,#19).

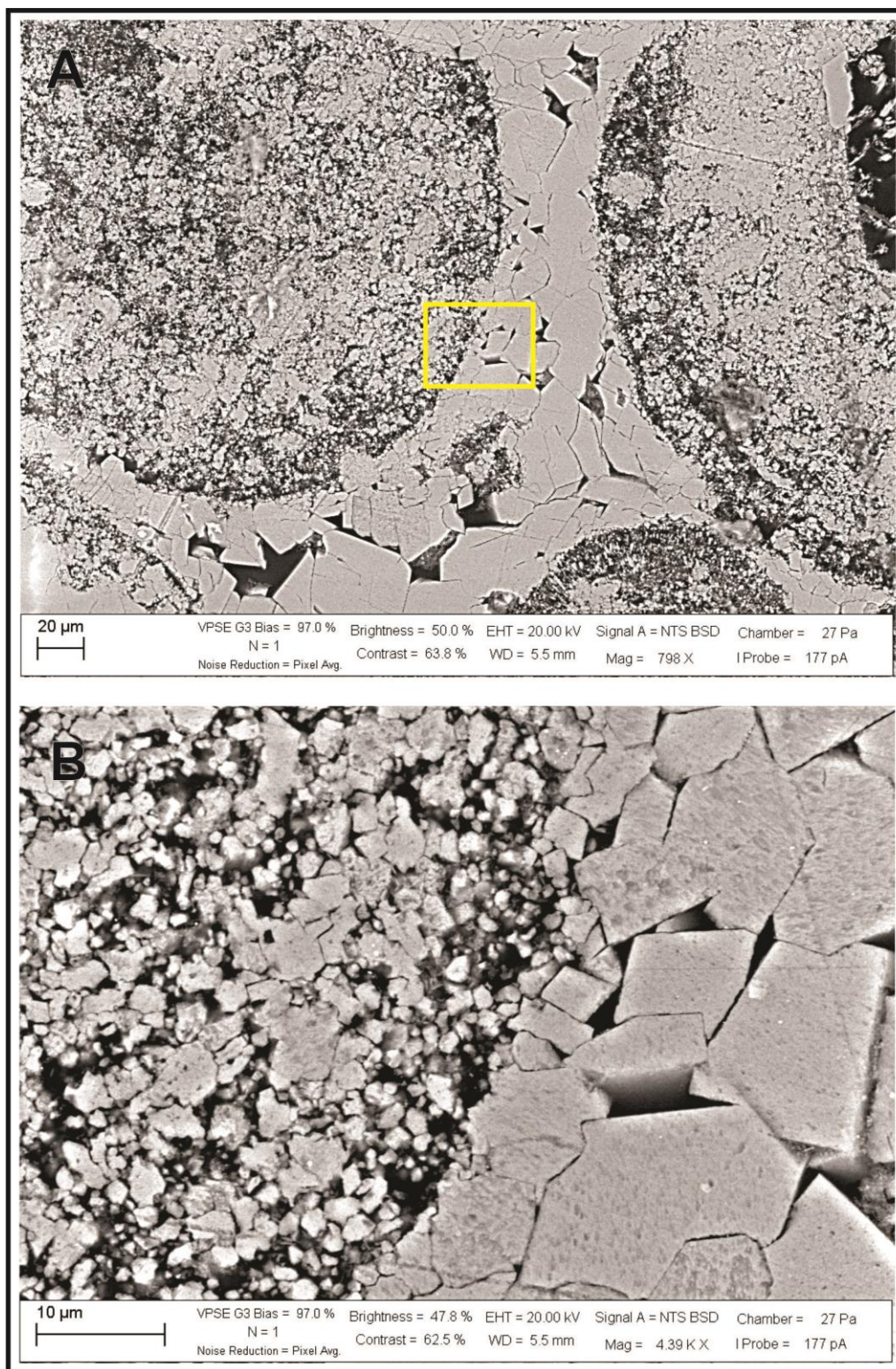


Figura 41 Imagens em microscópio eletrônico de varredura (MEV) da *Fácies F – grainstone oolítico* (Formação Quissamã). A imagem **A** mostra dois grãos de ooides com microporosidade muito elevada e cimento de calcita espática entre os dois, também com microporosidade. O quadrado amarelo indica a posição da imagem **B**, que mostra detalhe do grão de oide e cimento em mosaico de calcita espática (B-17, prof. 2427,35m.,#19).

4.2.7 *Fácies G – Grainstone oolítico peloidal com oncoides*

A *Fácies G* é um calcarenito oncolítico grosso, marrom-acastanhado, geralmente bimodal e mal selecionado, com fraturas subverticais (Figura 42A), bioturbada (Figura 42B). Petrograficamente classifica-se como *grainstone* oolítico peloidal com oncoides. Em geral, os oncoides têm formato sub-arredondado a ovalado e dimensões variando de 0,5 a 1,5 mm. São frequentemente nucleados por bivalves, gastrópodes, placas de equinoides (Figura 43A), minerais de quartzo (Figura 44A) e raramente por algas vermelhas (*Marinella* sp.) (Figura 43B); alguns núcleos estão recristalizados. Os oncoides apresentam contatos pontuais ou interdigitados, sendo o segundo tipo resultante de dissolução parcial na região de maior pressão entre os grãos durante a compactação da rocha (Figura 44B). Os ooides variam de 0,1 a 0,3 mm de diâmetro, são arredondados e usualmente micritizados (figuras 43 e 44). Raros bioclastos de foraminíferos porcelânicos e aglutinantes estão presente na fácies.

A rocha apresenta cimentação em franja (prismática) e em mosaico. Há porosidade em núcleos de oncoides dissolvidos (móldica parcial) e interparticular em menor volume (ver capítulo 6 – Caracterização Diagenética). A presença de ooides semelhantes aos da *Fácies F* (Figura 39) indica que as *Fácies F* e *G* foram depositadas em ambientes muito próximos.

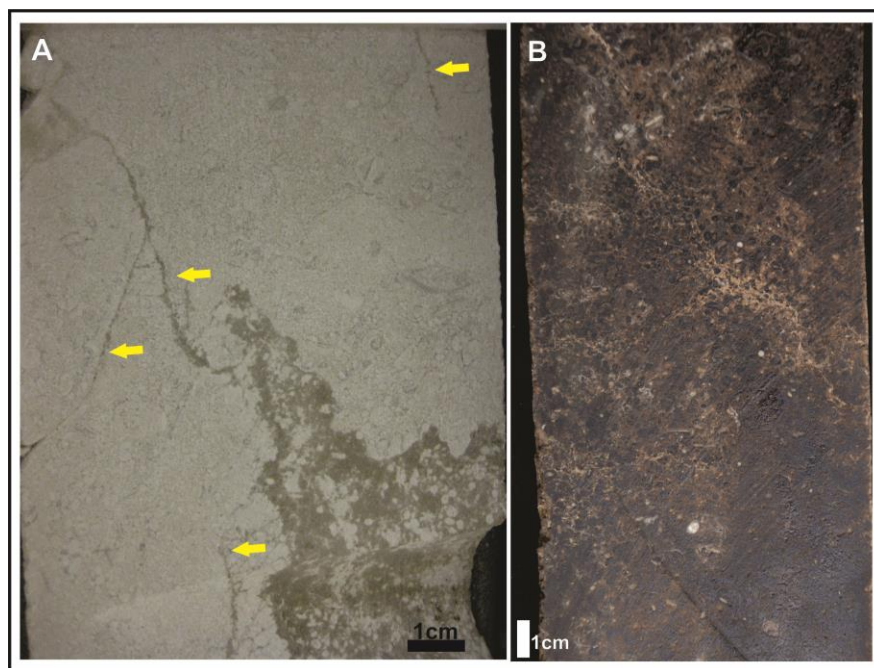


Figura 42: Cortes longitudinais de testemunhos da *Fácies G – grainstone* oolítico peloidal com oncoides (Formação Quissamã). Em A, observa-se principalmente a presença de oncoides misturados com ooides e fraturas preenchidas por óleo (indicadas pela seta amarela). (B-29, #18, caixa 5/8). Em B, destacam-se a saturação em óleo e os níveis bioturbados (B-17, #20, caixa 5/5).

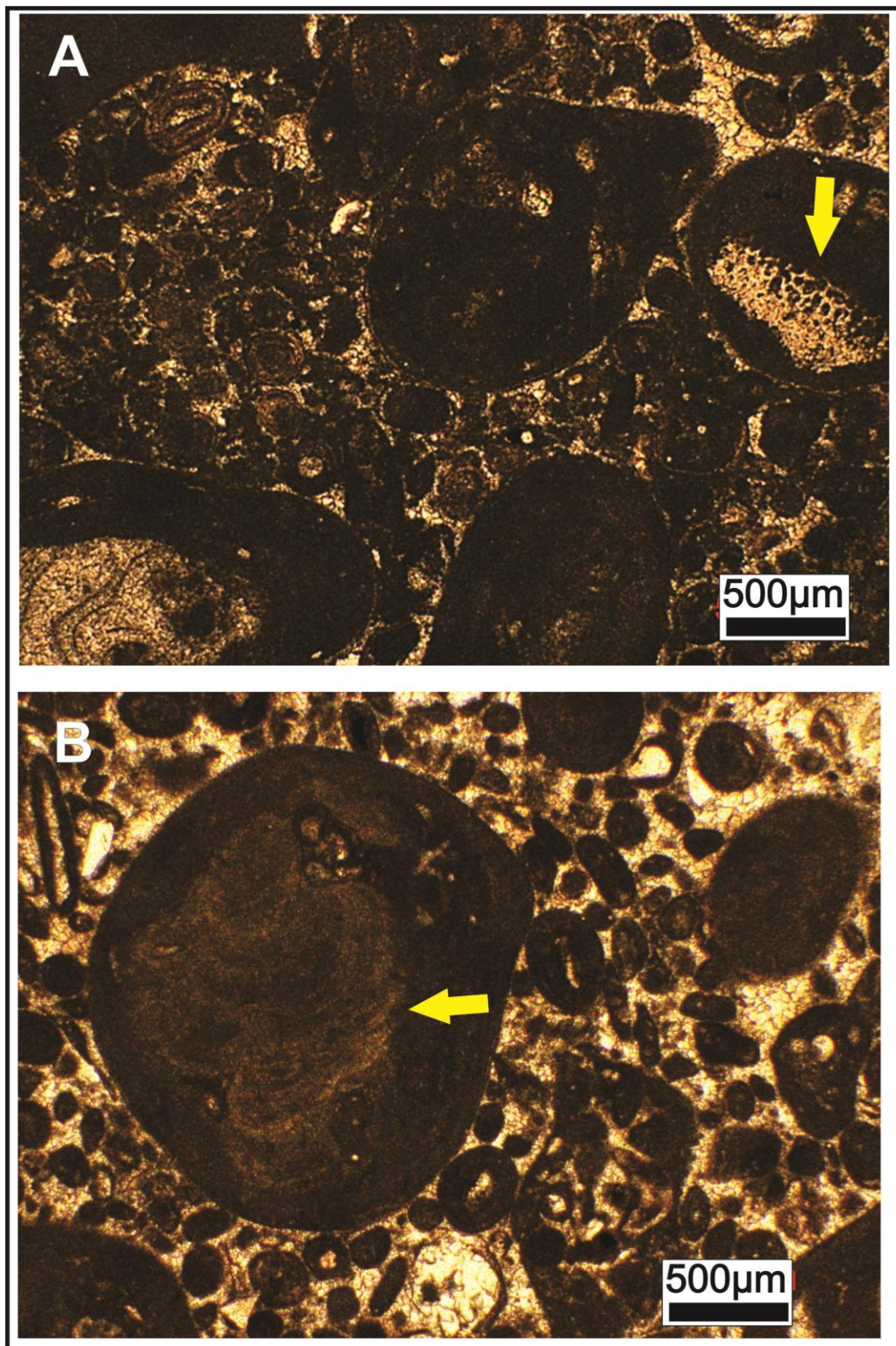


Figura 43: Fotomicrografias da *Fácies G- grainstone* oolítico peloidal com oncoides (Formação Quissamã). Em A, a rocha apresenta oncóides e ooides micritizados, podendo os primeiros estar nucleados por placas de equinoides (por exemplo, na seta amarela). A textura é bimodal e a rocha está totalmente cimentada (cimento em mosaico) (B-17, prof. 2437m; #20, caixa 4/5). Em B, na mesma lâmina petrográfica, a seta amarela indica oncoide micritizado com núcleo composto por alga vermelha (*Marinella* sp.).

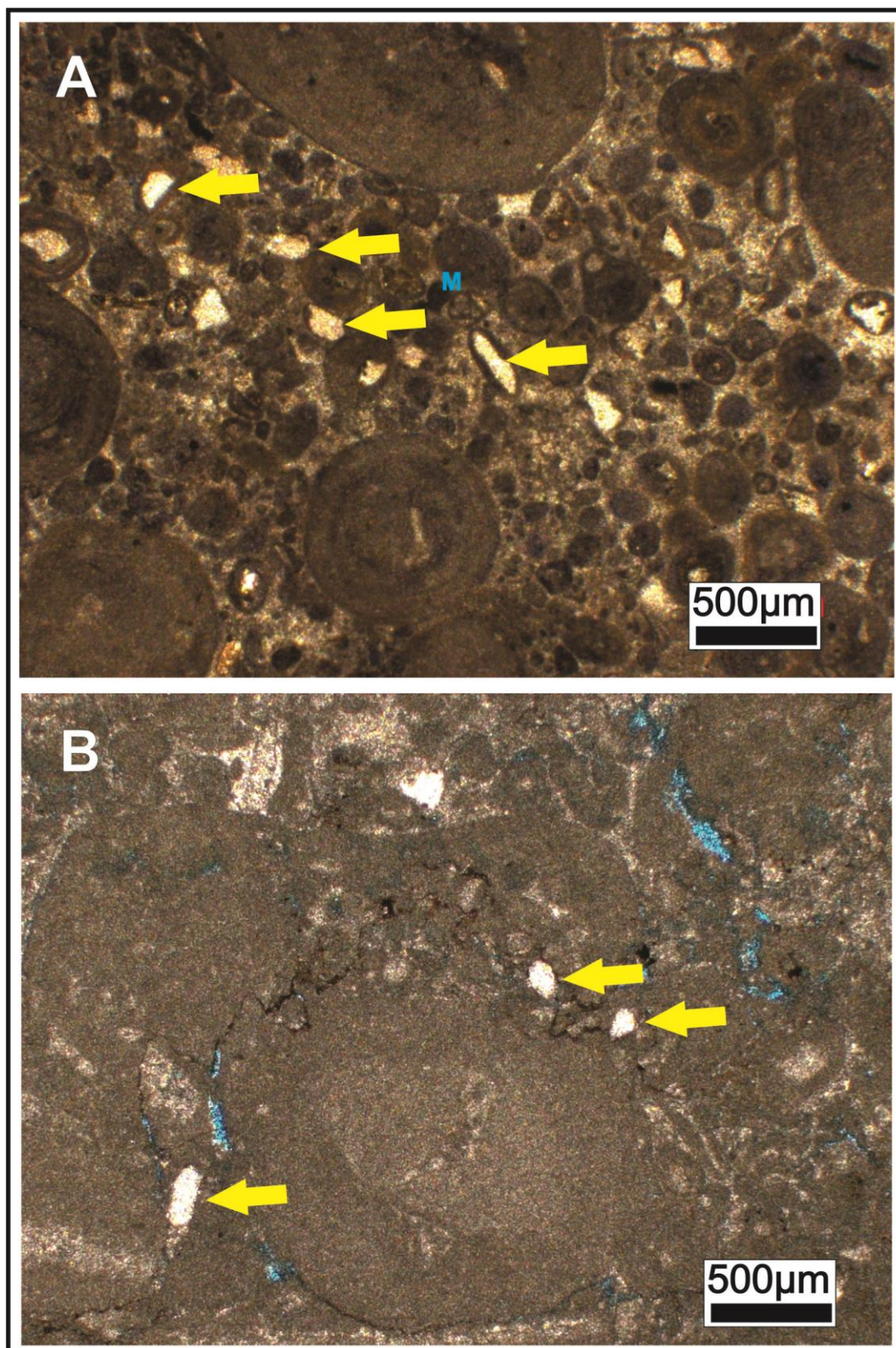


Figura 44: Fotomicrografias da *Fácies G- grainstone* oolítico peloidal com oncoides (Formação Quissamã). Em A, nota-se a má seleção de ooides e oncoides micritizados, peloides, foraminífero porcelânico (indicado por “M”) e grãos de quartzo (setas amarelas), além da total cimentação (mosaico de calcita espática). (B-17, prof. 2428,5m; #19, caixa 3/7). Em B, a rocha é composta por grãos de oncoides micritizados, peloides e grãos de quartzo (indicados pela seta amarela), notando-se contato interdigitado entre grãos de oncoides (devido à dissolução parcial por pressão de compactação). Na dissolução foi gerada porosidade (em azul). (B-17, prof. 2438,4m; #20, caixa 5/5).

4.2.8 Fácies H – *Packstone peloidal com oncoides rudáceos*

A Fácies H está presente apenas no poço B-17, sendo um calcirrudito oncolítico com matriz peloidal, mal selecionado (figuras 45 e 46) e bioturbado (Figura 45A e C). Petrograficamente classifica-se como *packstone* peloidal com oncoides rudáceos e matriz micrítica, podendo variar para textura *grainstone* (menos de 10% em micrita). Os oncoides atingem 2,5 cm de diâmetro, apresentam laminações irregulares, alternando-se lâminas mais cimentadas e menos cimentadas. O núcleo dos oncoides é composto geralmente por agregados de oncoides (0,25 a 0,35 mm) e bioclastos (geralmente bivalves, espinhos de equinoides e fragmentos de tubos de vermes). Em discussão com Profº Paulo Tibana (em meados de janeiro/2014), os oncoides rudáceos representam uma associação de picnoporídeos e *Bacinella*. Os grãos de oncoides rudáceos apresentam-se com contatos interdigitados por pressão de compactação (Figura 46B) e tangenciais.

Bioclastos de foraminíferos bisseriados, espinhos de equinoides, bivalves e gastrópodes (por vezes como feição reliquiar) são bastante comuns. Há localmente enriquecimento de bioclastos, chegando a espessuras de até 15 cm.

O arcabouço de rocha é meio fechado. A cimentação é total (cimento em mosaico) nos depósitos mais inferiores do poço, mas também ocorre a cimentação apenas nos grãos rudáceos e a matriz está saturada em óleo devido à microporosidade (?). A porosidade visual é muito baixa. Observa-se localmente porosidade de dissolução bastante incipiente intercrystalina e intergranular. Há grande quantidade de estilólitos (Figura 45C), os quais geraram dissolução e recristalização nas porções menos pressionadas. Ocorrem estratificações marcadas pela diferenciação granulométrica e por linha de oxidação(?). Há fraturas preenchidas por óleo com orientação vertical a subvertical.

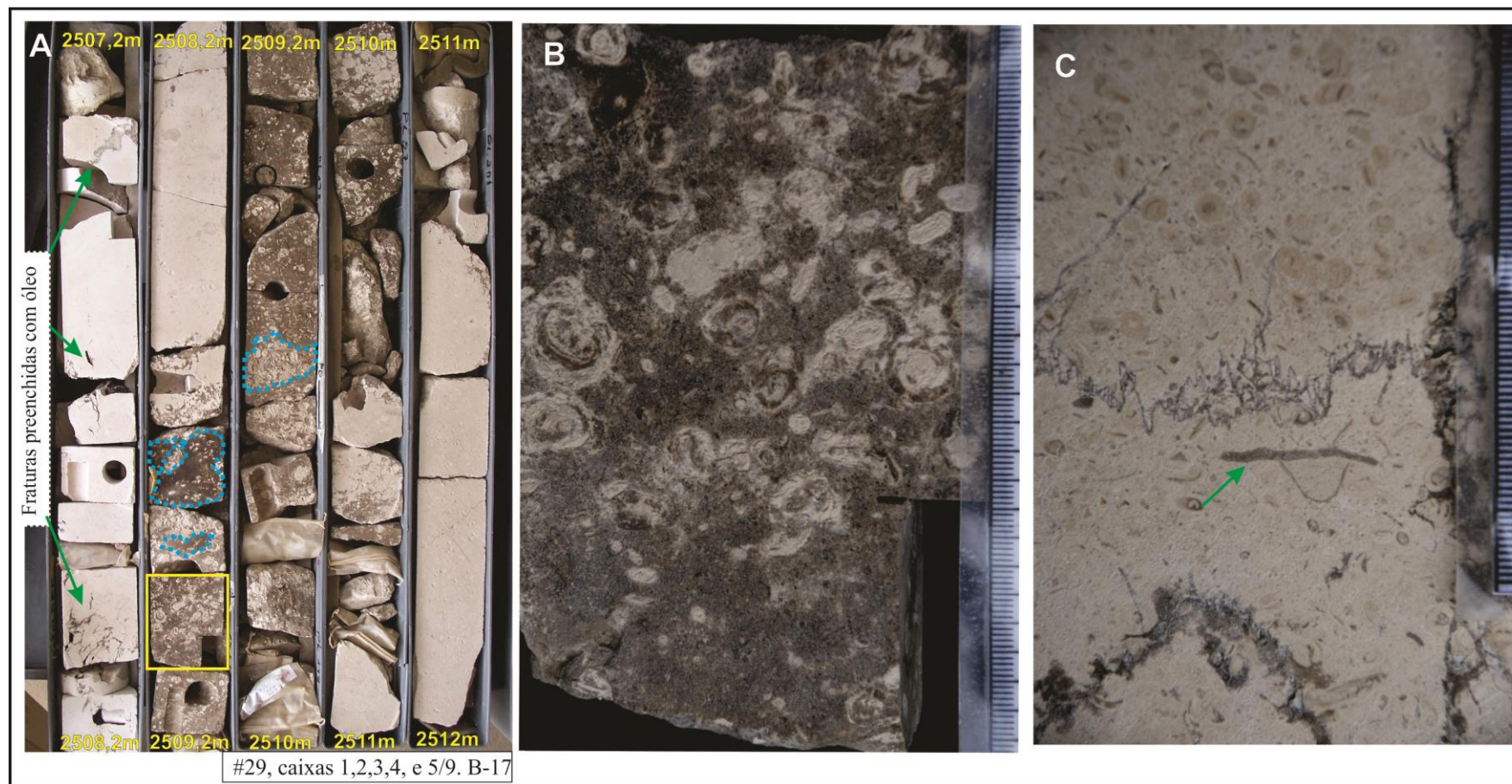


Figura 45: Fotos de testemunhos da *Fácies H* – *packstone* peloidal com oncoides rudáceos (Formação Quissamã). Em A, nota-se a intensa bioturbação (feições mosqueadas - indicadas pela linha azul tracejada) e fraturas preenchidas com óleo (setas verdes). O quadrado amarelo indica a posição da foto B, que mostra laminações irregulares nos oncoides. Os oncoides parecem representar uma combinação de alga vermelha solenoporácea e *Bacinella*. Na figura C é possível notar estilólitos e fraturas preenchidas por óleo. A seta indica bioclasto de bivalve. (#31, caixa 4/10, B-17).

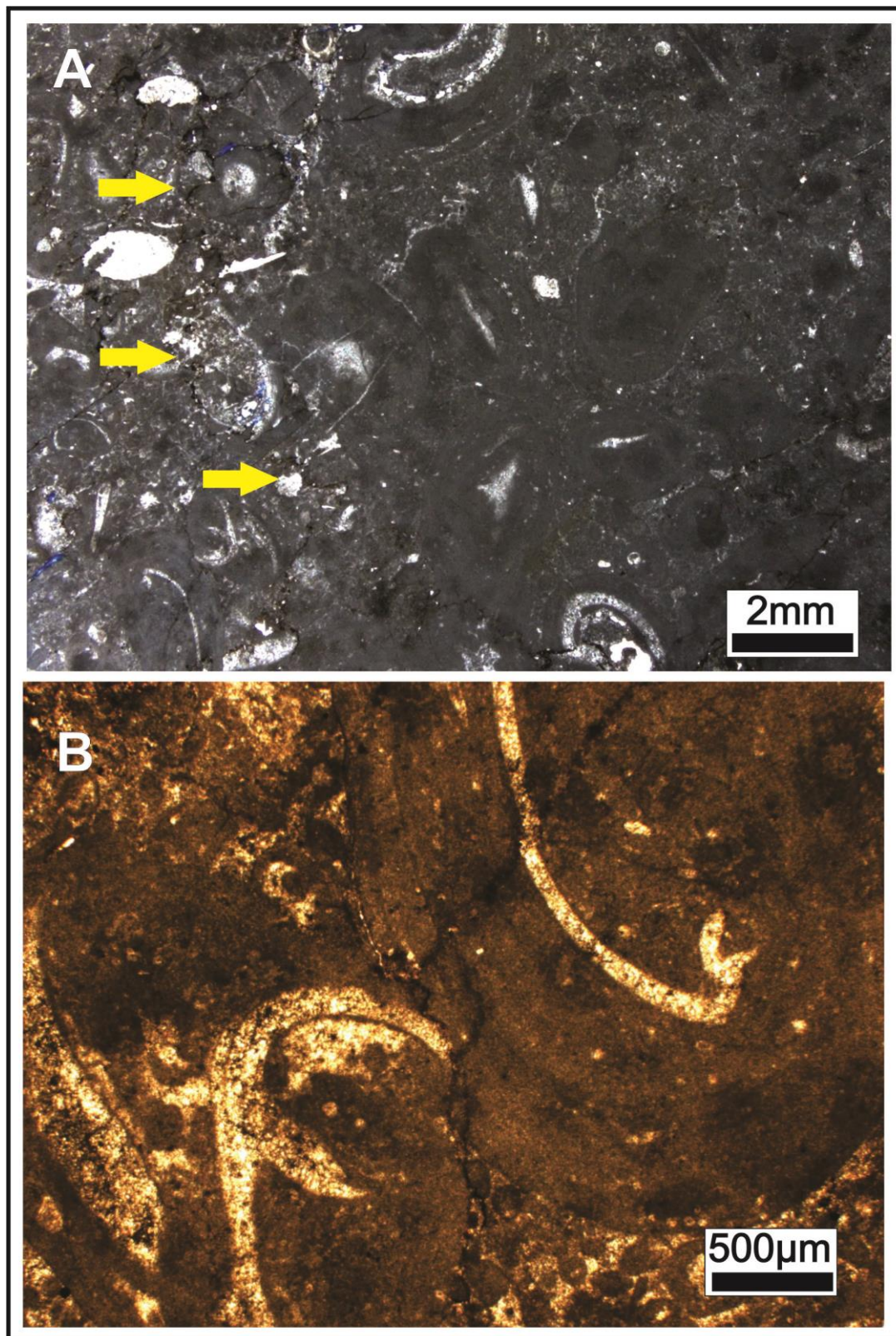


Figura 46: Fotomicrografias da *Fácies H- packstone* peloidal com oncoides rudáceos (Formação Quissamã). Em **A**, destacam-se os oncoides rudáceos micritizados na matriz micrítica. Um estilolito é indicado com as setas amarelas. (B-17, prof. 2512,65m; #29, caixa 6/9). A figura **B**, na mesma lâmina delgada, mostra contato interdigitado entre oncoides micritizados e nucleados por fragmentos de bivalves.

4.2.9 *Fácies I - Wackestone/packstone peloidal*

A *Fácies I* é um calcarenito muito fino que ocorre apenas na porção basal do poço B-17, sem expressão no campo estudado. Classifica-se como *wackestone/packstone* peloidal, tendo raros bioclastos de gastrópodes. A matriz é micrítica e está parcialmente dolomitizada, com densa rede de estilólitos.

4.3 *Perfis litológicos*

As figuras 47, 48, 49, e 50 mostram os perfis litológicos dos quatro poços descritos, sintetizando todas as informações faciológicas, paleontológicas e diagenéticas.

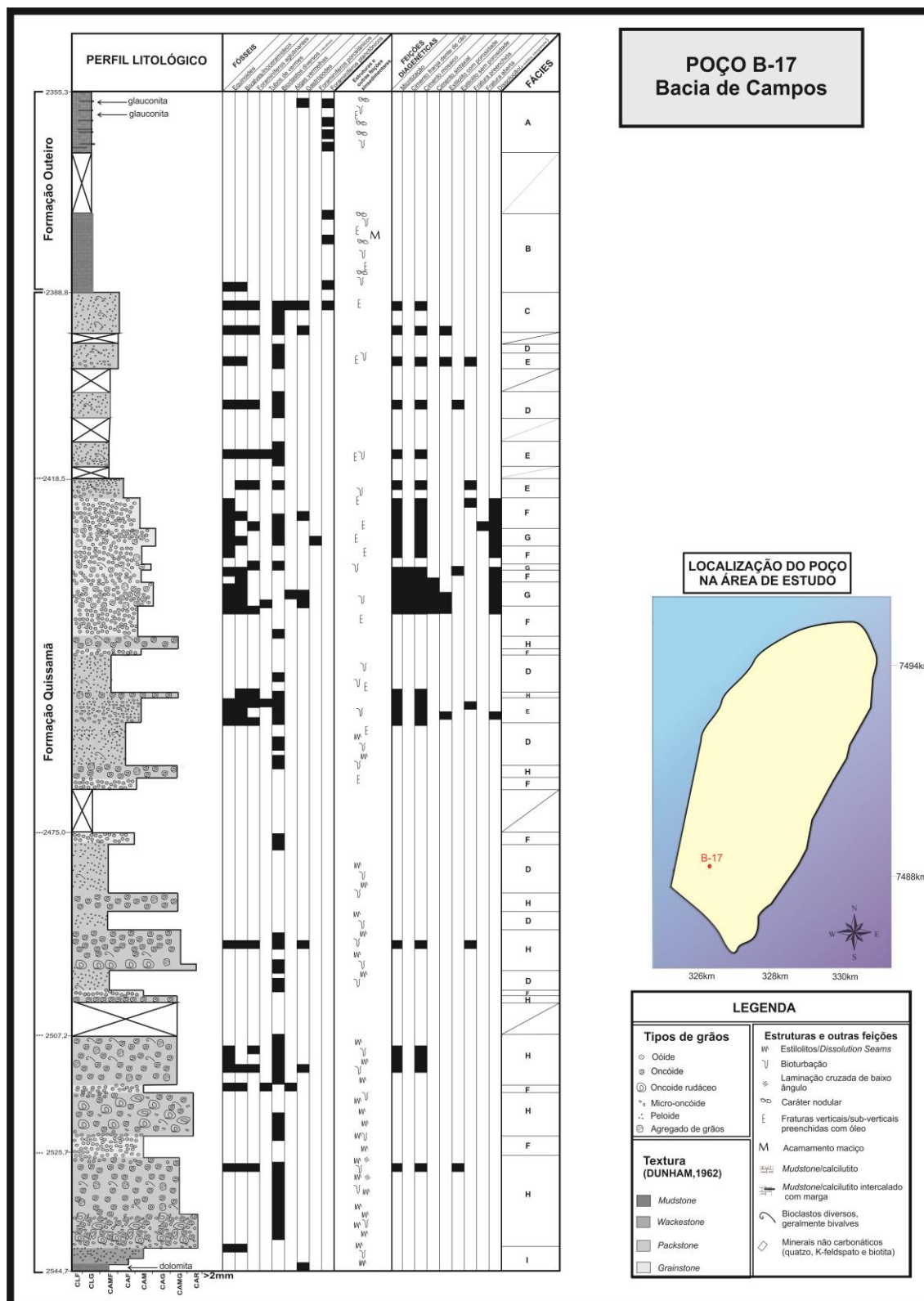


Figura 47: Perfil litológico com informações paleontológicas e diagenéticas do poço B-17.

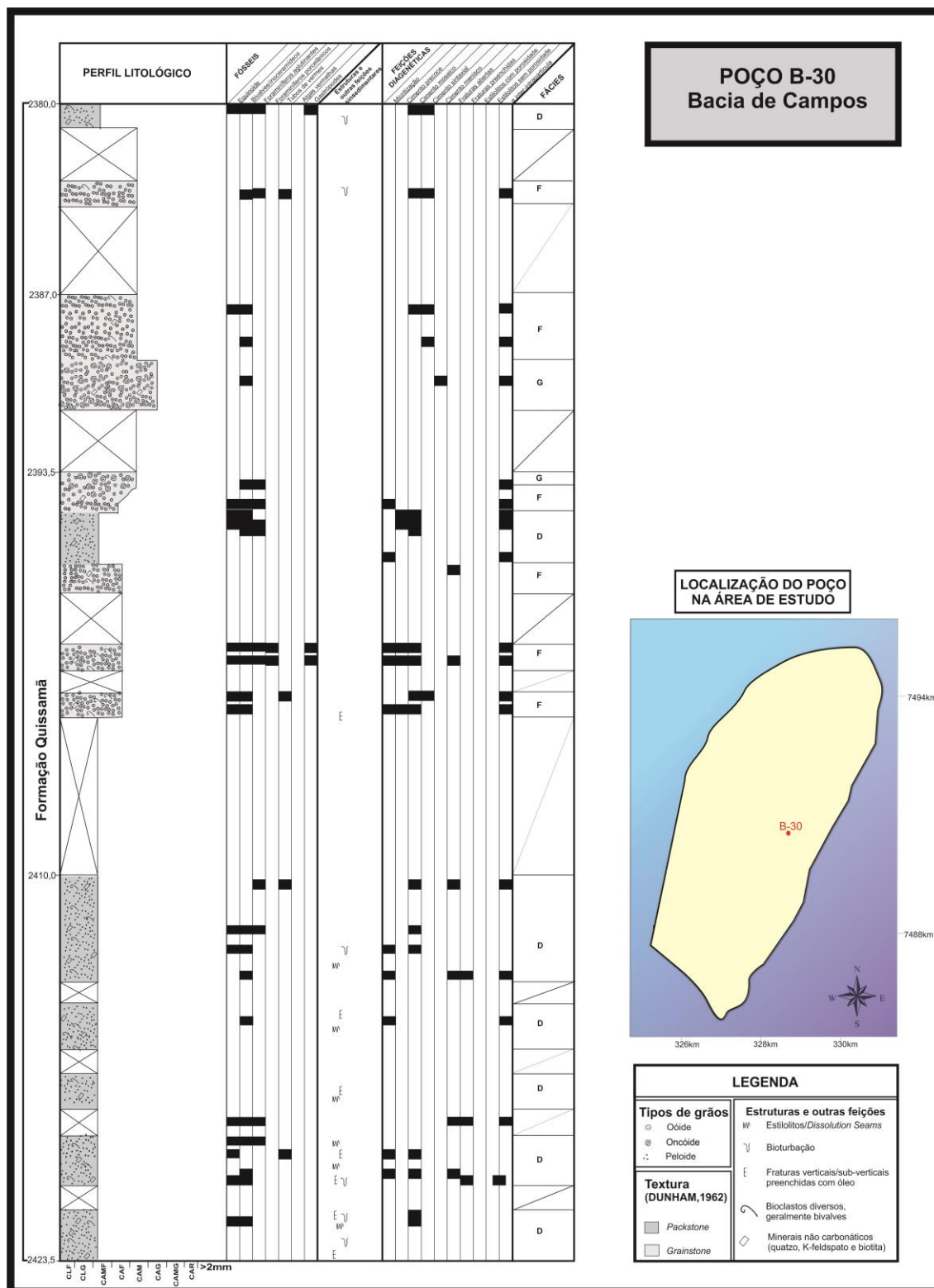


Figura 49: Perfil litológico com informações paleontológicas e diagenéticas do poço B-30.

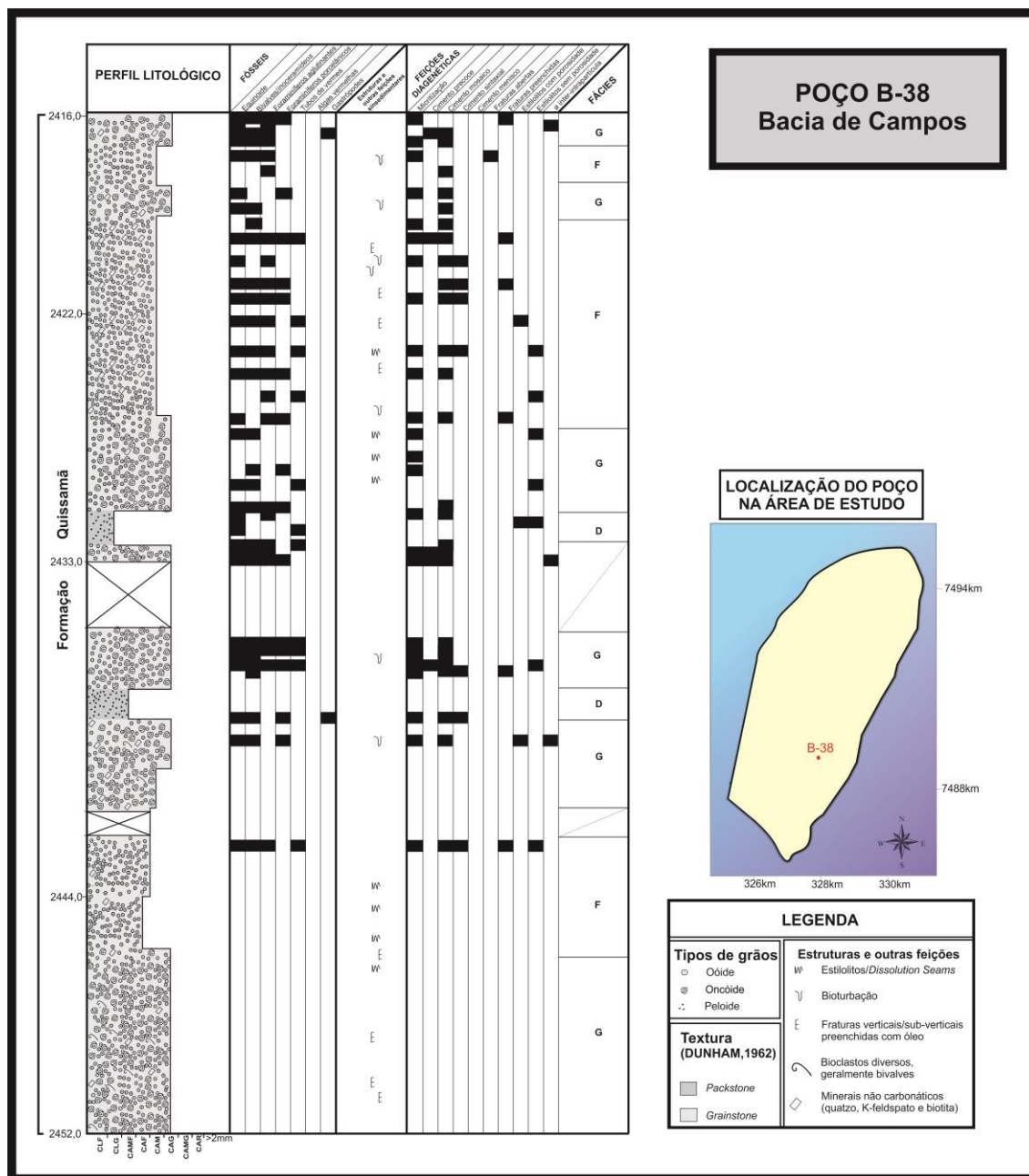


Figura 50: Perfil litológico com informações paleontológicas e diagenéticas do poço B-38.

4.4 Associações e Sucessões de Fácies

A análise dos perfis colunares permitiu identificar três tipos de sucessões de fácies. O primeiro tipo normalmente apresenta carbonatos de textura fina (*Fácies D*), de contexto paleoambiental de energia relativamente baixa, sobrepostos por *grainstones* oolíticos (*Fácies F*) e esses, por sua vez, por os *packstones* peloidais com oncoides rudáceos (*Fácies H*) (Figura 51A). Essa sucessão, representando condições hidrodinâmicas de crescente energia, é típica de arrasamento relativo do paleoambiente deposicional (=abaixamento relativo do nível de base da água).

Foram observadas sucessões incompletas com estas fácies, podendo ser (ascendentemente): *Fácies F* → *Fácies H* ou *Fácies D* → *Fácies H*. A ausência de uma fácies pode ser explicada pela sua não deposição ou pela não preservação (por erosão).

Ainda no contexto de arrasamento do paleoambiente, outras sucessões são: *Fácies D* (*packstone*) → *Fácies F* (*grainstone* oolítico unimodal) → *G* (*grainstone* oolítico peloidal com oncoides) ou ainda *Fácies D* → *Fácies G* → *Fácies F* (Figura 51B). A interpretação a respeito da troca de ordem entre as *Fácies F* e *G* será tratada em detalhe no capítulo 9. Pode ocorrer também a sucessão vertical apenas com as fácies *grainstones* (*Fácies G* → *Fácies F* ou *Fácies F* → *Fácies G*).

Outro tipo de associação corresponde a fácies empilhadas cada vez mais finas, cada vez mais ricas em foraminíferos planctônicos, representando águas cada vez mais profundas do paleoambiente (afogamento). Essa associação foi observada apenas nos poços B-17 e B-29, havendo a sucessão de *Fácies C* → *Fácies B* → *Fácies A* (Figura 51C).

Desta forma a figura 52 resume as associações identificadas, sendo estas úteis ao relacionar os perfis litológicos com os perfis elétricos (capítulo 7), assim como na interpretação dos paleoambientes (capítulo 5).

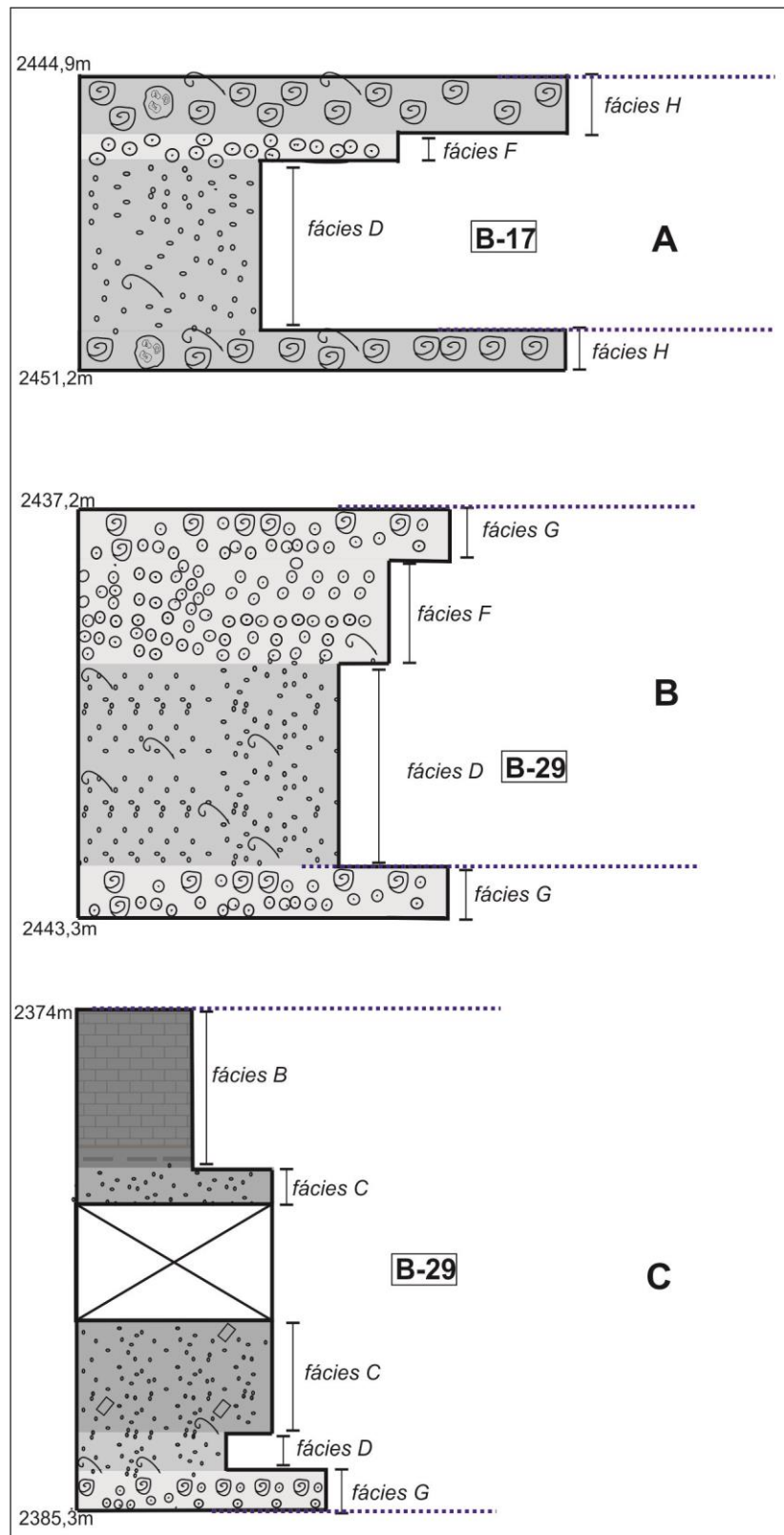


Figura 51: Detalhe dos testemunhos dos poços B-29 e B-17 com enfoque nos empilhamentos de fácies típicos encontrados na área de estudo. O primeiro mostra tendência granodecrescente e os demais apresentam tendência contrária. A- Empilhamento das *Fácies D* → *Fácies F* → *Fácies G*, com granocrescência ascendente. Em B, *Fácies D* → *Fácies F* → *Fácies G*, granocrescência ascendente. Em C, *Fácies C* → *Fácies B*, com granodecrescência ascendente.

	Fácies	Rocha	Associação de fácies
FORMAÇÃO OUTEIRO	A	<i>Wackestone</i> peloidal bioclástico intercalado com marga	<i>Fácies Outeiro (FO)</i>
	B	<i>Mudstone</i>	
	C	<i>Wackestone</i> bioclástico	
FORMAÇÃO QUISSAMÃ	D	<i>Packstone</i> peloidal/bioclástico	<i>Fácies packstone peloidal (FPP)</i>
	E	<i>Packstone/grainstone</i> peloidal com oncoides	
	F	<i>Grainstone</i> oolítico	<i>Fácies grainstone (FG)</i>
	G	<i>Grainstone</i> oolítico peloidal com oncoides	
	H	<i>Packstone peloidal</i> com oncoides rudáceos	<i>(Fponc)</i>
	I	<i>Wackestone/packstone</i> peloidal	<i>Fácies sem representatividade</i>

Figura 52: Fácies A a I, sua classificação petrográfica e as associações de fácies.

5 PALEOAMBIENTES INTERPRETADOS ATRAVÉS DAS LITOFÁCIES

No capítulo anterior, as descrições dos testemunhos de poços permitiram reconhecer litofácies, sucessões de fácies e associações de fácies, já relacionando as litofácies a condições relativas de energia hidráulica (baixa energia x alta energia). No presente capítulo, as litofácies são relacionadas a determinados paleoambientes, utilizando-se o modelo de plataformas carbonáticas de Wilson (1975) e informações/interpretações apresentadas por Guardado et al. (1989).

Segundo o modelo deposicional de Guardado et al. (1989), a Formação Quissamã representa, em geral, deposição em plataforma carbonática marinha do tipo rampa suave. De fato, os macro e microfósseis identificados nos testemunhos estudados da Formação Quissamã corroboram o contexto nerítico dos depósitos. A pequena profundidade da água é igualmente evidenciada pelas *Fácies F* (*grainstone* oolítico) e *Fácies G* (*grainstone* oolítico peloidal com oncoides), as quais evocam condições relativamente agitadas para a formação dos grãos e a sua acumulação.

O conjunto de fácies da Formação Quissamã e suas relações laterais e verticais parecem ajustar-se bem ao modelo de plataforma carbonática rasa de Wilson (1975). Neste modelo, há uma barra ou banco de areia carbonática formado em condições de maior energia e outras fácies de carbonatos mais finos em cada lado da barra. A figura 53 procura relacionar as fácies identificadas na Formação Quissamã ao modelo de Wilson (1975).

É importante notar que Guardado et al. (1989) interpretaram a ocorrência não de uma única barra no ambiente deposicional da Formação Quissamã, porém um conjunto de barras paralelas à costa. Distintos campos petrolíferos explorados da Formação Quissamã representariam, portanto, distintas barras e os paleoambientes laterais associados (interbarras). Desta maneira, o campo focado no presente trabalho, num determinado intervalo estratigráfico, registra uma destas barras e os ambientes laterais. A sucessão vertical estudada da Formação Quissamã provavelmente não registra a evolução de uma única barra, pois houve controle por variações relativas do nível do mar, incluindo prováveis falhas no registro sedimentar (discordâncias).

Desta forma, no campo aqui tratado, são interpretados dois principais paleoambientes para a Formação Quissamã: banco ou barra de energia relativamente alta e região de interbarra (Figura 53).

O banco ou barra é representado principalmente pela *Fácies F* (*grainstone* oolítico), *Fácies G* (*grainstone* oolítico com oncoides) e, em menor proporção pela *Fácies H* (*packstone* peloidal com oncoides rudáceos) com pequenas intercalações da *Fácies D*. As duas primeiras fácies representam a associação de *Fácies* de alta energia (*Fácies G + F*) e se apresentam com maior expressão na porção NW do campo em estudo. Já na porção SW do campo, os *grainstones* oolíticos têm menor espessura, indicando deposição predominantemente abaixo do nível de base das ondas de tempo bom, com pouca influência de ondas de maior energia, constituindo a associação de fácies de banco de baixa energia (*Fácies H+G*).

A região de interbarra é indicada pela maior proporção da *Fácies D* (*packstones* peloidais) e *Fácies H* (*packstones* peloidais com oncoides rudáceos), depositadas abaixo do nível de base das ondas de tempo bom. Essas fácies apresentam certa continuidade lateral, com exceção da *Fácies H*, que tem melhor expressão na porção SW do campo e apresenta transição lateral para *grainstones*. A *Fácies E* geralmente está associada às *Fácies D* e *H*, já a *Fácies I* tem pouca representatividade, e sugere ser o ambiente mais calmo da região de interbarras. Não foi possível identificar através da assembleia fossilífera quais associações de fácies representaram a porção distal ou proximal. Uma vez que os fósseis encontrados (miliolídeos) são característicos de regiões protegidas, dessa forma, constituem a associação de fácies protegida.

Em relação à Formação Outeiro (Figura 54), as *Fácies A*, *B* e *C* são carbonatos finos e margas com microfósseis (como foraminíferos planctônicos) que evidenciam condições marinhas distantes da costa ou ambientes oceânico. Essa associação de fácies oceânicas recobrem os carbonatos da Formação Quissamã nos poços B-17, B-38 e B-29, e estão em contato erosivo (por superfície de ravinamento – SR) sobre os bancos carbonáticos do poço B-30 e B-38 (figuras 68 e 69).

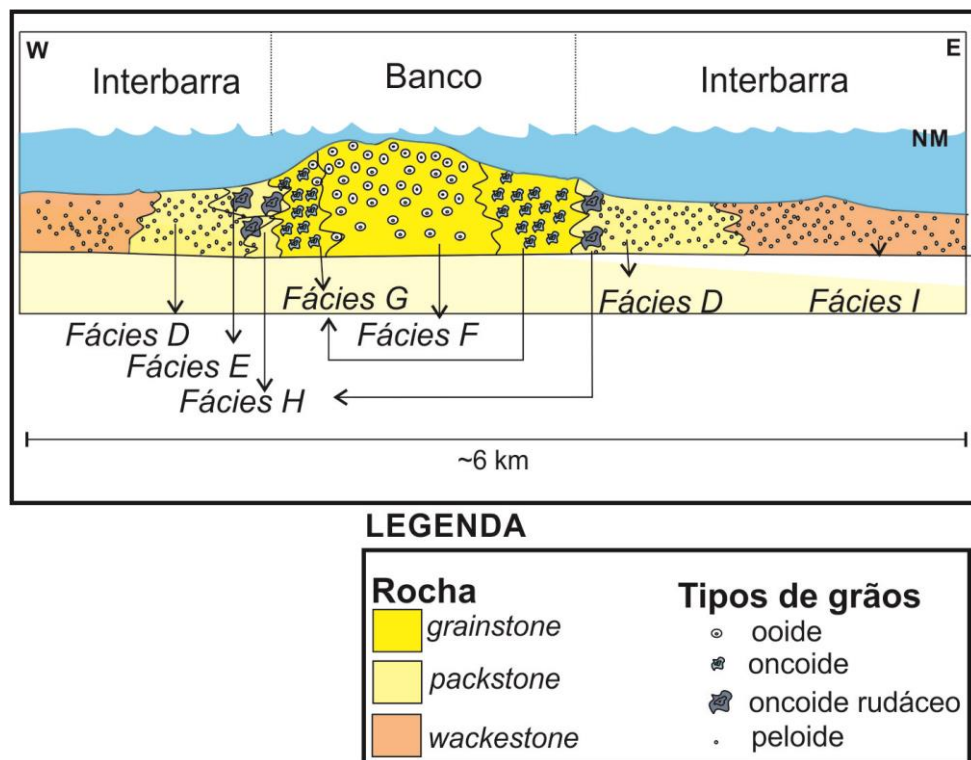


Figura 53: Utilização do modelo de plataforma carbonática de Wilson (1975) e do modelo deposicional para a Formação Quissamã de Guardado et al. (1989) para a interpretação dos paleoambientes que originaram as litofácies da Formação Quissamã do campo em estudo.

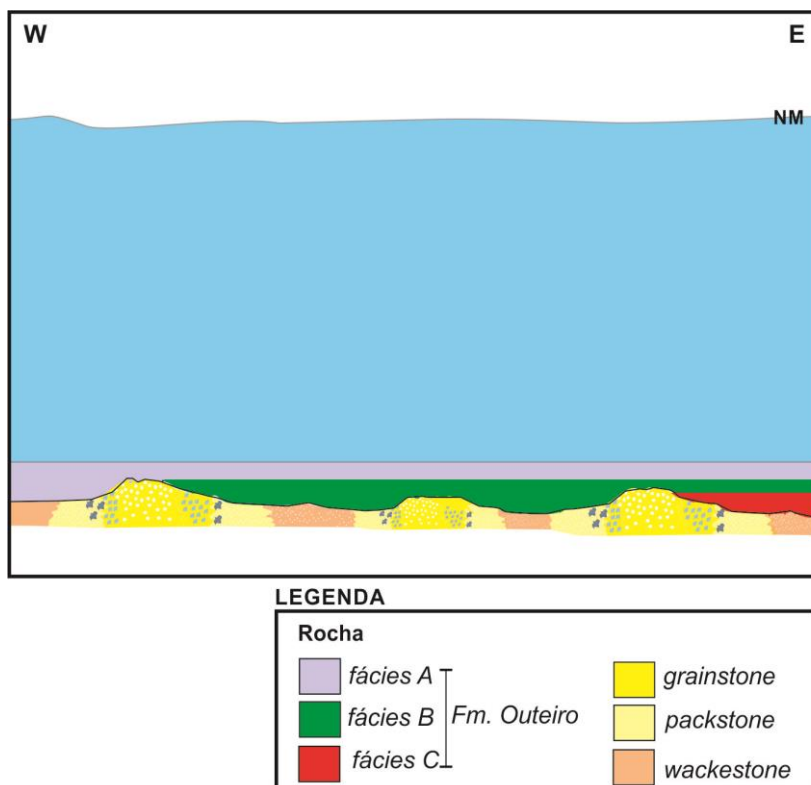


Figura 54: Depósitos carbonáticos finos da Formação Outeiro sobre os mais grossos da Formação Quissamã, representando subida do nível relativo do mar e afogamento da plataforma..

6 CARACTERIZAÇÃO DIAGENÉTICA DE CARBONATOS DA FORMAÇÃO QUISSAMÃ

6.1 Introdução

Diagênese em sedimentos carbonáticos envolve todos os processos que afetam os sedimentos imediatamente após a sua deposição (fenômenos químicos, físicos e biológicos), excetuando os processos inerentes ao metamorfismo. Os processos pós-deposicionais como bioturbação e perda d'água são excluídos dessa definição (BATHURST, 1971).

Choquette & Pray (1970) propuseram, estudando rochas carbonáticas (com foco em porosidade), uma classificação com base em estágios diagenéticos, que foi posteriormente adaptada por Schmidt & McDonald (1979). Choquette & Pray (1970) reconheceram:

- *Eodiagênese*, intervalo entre a deposição e a compactação (mecânica) do sedimento recém-depositado, que estão próximos à superfície, recebem influência de águas meteóricas.
- *Mesodiagênese*, ocorre em condições relativas de subsuperfície onde não há influência de águas meteóricas.
- *Telodiagênese*, é relacionada a soerguimentos e a exposições das rochas sedimentares, as quais são influenciadas por águas superficiais.

Folk (1973) sugeriu uma nova divisão para os processos diagenéticos, na qual relacionou a mineralogia e morfologia dos cimentos com o ambiente diagenético em contexto mais amplo, abrangendo os ambientes: 1) meteórico, que inclui a porção mais superficial, o ambiente vadoso e o freático; 2) perimaré; 3) inframaré e 4) subsuperfície. Para Longman (1980), ao detalhar as condições eodiagenéticas da classificação de Choquette & Pray (1970) aplicadas a rochas carbonáticas de águas rasas, particularmente bancos (*shoals*), reconheceu quatro zonas (Figura 55): 1) Zona marinha freática; 2) Zona vadosa; 3) Zona meteórica freática e 4) Zona de mistura. Essas zonas foram detalhadas de acordo com a composição química dos fluídos e a sua distribuição nos poros, acrescentando o ambiente de soterramento (diagênese de subsuperfície).

Os carbonatos albianos da Formação Quissamã coadunam com paleoambientes de águas rasas, conforme o modelo proposto por Guardado et al. (1989). Dessa forma o modelo diagenético de Longman (1980) tem aplicação direta nas rochas descritas.

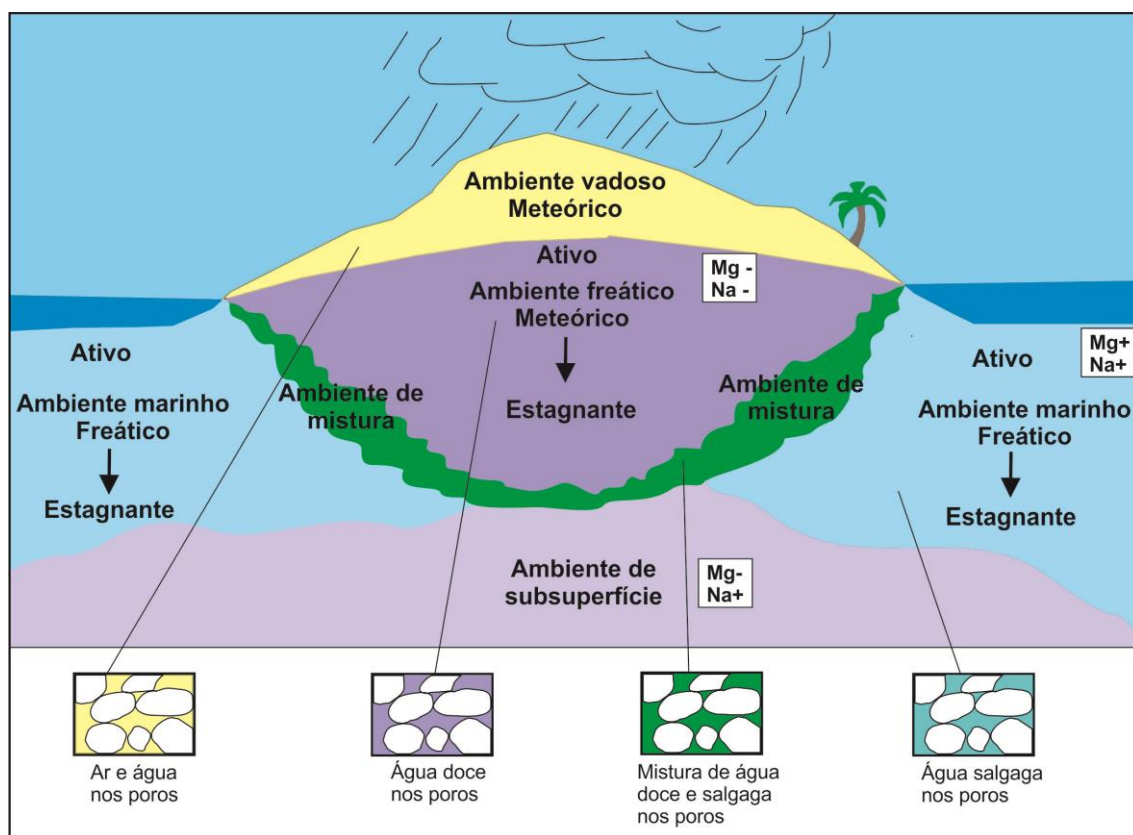


Figura 55: Ambientes diagenéticos propostos por Longman (1980) com as condições químicas propostas por Folk (1973). A figura representa uma seção em um banco carbonático e a relação entre as zonas diagenéticas. A figura não possui escala, mas pode alcançar verticalmente dezenas de metros e a distância horizontal pode ter alguns quilômetros. Modificado de Longman (1980).

6.2 Condições químicas envolvida nos processos diagenéticos

Segundo Folk (1974), existem quatro principais minerais de carbonatos que são formadores de rocha: aragonita, calcita (com baixo teor de magnésio), calcita magnesiana e dolomita. Esses diferentes minerais podem se cristalizar em três principais morfologias: em forma de micrita, de fibras e de cristais grossos euedrais e anedrais. Os fatores que explicam o fato de diferentes minerais de carbonatos terem morfologias distintas são: 1) o efeito do Mg^{++} e outros íons (principalmente Na^{+}) na precipitação das águas e 2) a taxa de cristalização. A micrita pode se constituir de aragonita, calcita, calcita magnesiana ou dolomita, e todas as variações encontradas são provavelmente o resultado de uma rápida precipitação que pode ser influenciada por fatores como: precipitação orgânica, pela evaporação, pelas reações químicas que causam rápida diminuição de CO_2 e rápida supersaturação da solução. A textura de fibra ocorre em ambiente marinho onde a presença de Mg é abundante e o crescimento do cristal se dá na elongação do eixo

cristalográfico c. Já os cristais mais grossos anedrais e euedrais são indicativos de lenta cristalização, sem interferência de íons de Mg. A tabela 6 traz a relação entre o íon envolvido na reação, o ambiente diagenético e a morfologia do cimento carbonático.

Tabela 6: Força relativa dos íons de Mg e Na, ambiente diagenético e morfologia carbonática. Modificado e traduzido de Folk (1974).

Participação relativa de Mg e Na nos processos	Ambiente diagenético	Tipo de cimento carbonático
↑Mg ↑Na	Marinho hipersalino a normal, <i>beachrock</i> , <i>sabkha</i> , recifes, etc.	Cristais de calcita magnesiana com orientação vertical; fibras de calcita magnesiana e aragonita (com crescimento rápido na direção do eixo cristalográfico-c). Cristais com largura limitada a alguns micra.
↓Mg ↑Na	Ambiente de subsuperfície com água principalmente conata.	Calcitas complexas anedrais e poliedrais. A falta de Mg permite maior crescimento lateral dos cristais.
↓Mg Na (moderado a baixo)	Meteórico freático, subsuperfície, mistura entre águas conata e meteórica.	Calcitas complexas anedrais e poliedrais. A falta de Mg permite maior crescimento lateral dos cristais. Também a falta de Mg, junto com cristalização lenta, permite a formação de cristais homogêneos e grossos.
↓Mg ↓Na	Ambiente meteórico vadoso, caliche, rios e lagos.	Simples unidades de romboedros de calcita.
↓Mg ↓Na	Rios, lagos e caliche.	Essencialmente micrita.

6.3 Ambientes diagenéticos

6.3.1 Ambiente marinho (eodiagenético)

No ambiente diagenético marinho freático, todo o espaço poroso de um sedimento ou rocha é preenchido com água. Pode ser subdividido em: 1) zona marinha freática ativa e 2) zona marinha freática estagnada.

A zona marinha freática ativa se caracteriza pela movimentação ativa da água com maior concentração de íons de Mg^{+} e Na^{+} dentro dos sedimentos, resultando em cimentação de cristais aragoníticos e de calcita magnesiana. O cimento de calcita magnesiana apresenta-se na forma de micrita ou de cristais rômnicos, distribuídos de forma homogênea (franja isópaca). Em alguns casos, o crescimento acelerado desses cristais pode resultar na passagem de cimento fibroso para cimento em lança; em outros casos, os aglomerados de calcita magnesiana podem formar *pseudopellets*. Outras características usadas na identificação de cimentação marinha incluem o reconhecimento de organismos fósseis. Microbioturbações causadas por algas e fungos em um estágio inicial de cimentação também podem ser reconhecidos (processo de micritização).

A zona marinha freática estagnada se caracteriza pela baixa movimentação de água (rica em Mg^{+} e Na^{+}) entre os grãos, a qual resulta em menor cimentação. Sedimentos depositados em águas de pouca profundidade, em rampas carbonáticas inclinadas ou tálus distais, iniciam sua história diagenética nesse contexto. A escassez do cimento marinho pode ser explicada pela combinação da baixa sedimentação em áreas mais inclinadas e a compactação dos sedimentos mais finos, não permitindo a circulação ativa da água entre os grãos sedimentados. Entretanto alguma cimentação pode ocorrer como cimento intragranular em pequenos poros e em grãos esqueletais. Também pode ocorrer o processo de micritização.

6.3.2 *Ambiente vadoso meteórico (eodiagênese)*

O ambiente diagenético vadoso meteórico é subaéreo, ou seja, está acima do nível do mar. Dessa forma, tanto ar como água podem estar presentes nos poros. A pequena quantidade de água que entra no sistema tende a ser mantida entre os grãos por forças capilares, resultando em uma cimentação heterogênea apenas nos contatos entre os grãos. Outro processo importante e frequente nessa zona é o ressecamento e a umidificação, dependendo das taxas de evaporação e precipitação. O ambiente vadoso meteórico pode ser dividido em: 1) zona de dissolução e 2) zona de precipitação.

A zona de dissolução está na parte superior da zona vadosa e pode se estender até a interface entre zonas vadosa e saturada por dezenas (até centenas) de metros dependendo da localização dessa interface e da rapidez com que a água meteórica é capaz de se tornar saturada em carbonato de cálcio. Esses parâmetros são dependentes da taxa de saturação, que por sua vez reflete a composição da rocha hospedeira, e da taxa de permeabilidade, a qual controla a percolação e a quantidade de água em questão. O principal processo diagenético é a dissolução de carbonato de cálcio, produzindo feições cársticas, e também a cimentação, sendo este ambiente vadoso o único que produz crostas de caliche.

A cimentação na zona de precipitação é um processo menos significativo e a quantidade de cimento depende do grau de saturação, dos fatores que causam a precipitação (e.g., menor quantidade de CO_2 no sistema), da taxa de vazão com controle na quantidade de água e do material para precipitação, além do tempo. A morfologia do cimento na zona vadosa tende a refletir a distribuição da água nos poros. Se a água nos poros estiver distribuída entre os grãos de forma irregular, tem-se o cimento de menisco, como foi definido primeiramente por Dunham (1971). Se a água está presente como

gotículas na porção inferior dos grãos, é precipitado o cimento pendente, de caráter gravitacional. Outra característica é a distribuição irregular dos cimentos nos sedimentos, tendendo a formar *patchies* de cimentação. Ocorrem porosidades móldicas e vugulares.

6.3.3 Ambiente meteórico freático (eodiagênese)

A diagênese no ambiente meteórico freático é complexa devido à variabilidades nas taxas de migração do fluido, do grau de saturação, da composição da rocha hospedeira e da química do fluido. Entretanto, idealmente a zona meteórica freática pode ser subdividida em três subzonas de acordo com as características do estado de saturação em CaCO_3 da água: 1) zona subsaturada; 2) zona ativa saturada e 3) zona freática meteórica estagnada.

A zona subsaturada pode produzir texturas semelhantes às produzidas na zona vadosa. Assim, a presença das porosidades móldicas e vugulares não podem ser utilizadas como critério para distinção entre ambas. O cimento na zona ativa saturada é muito comum devido à circulação de água meteórica com carbonato de cálcio e baixa quantidade de íons de magnésio; a cimentação tende a ser de composição calcítica. O primeiro estágio da cimentação ocorre como franja isópaca em lanças de calcita; o progresso da cimentação causa o crescimento dos cristais até o entrelaçamento dos mesmo, produzindo um mosaico preenchendo completamente os poros. O cimento sintaxial em fragmentos de equinoides é bastante comum, e é uma importante indicação para a distinção dos ambientes diagenéticos. Ele tem uma rápida cristalização e ocorre geralmente em grãos que possuem o eixo c cristalográfico mais alongado. O cimento sintaxial também pode ser encontrado na zona vadosa, entretanto o cristal não completa o seu crescimento, ficando o processo interrompido.

A porção mais profunda da zona meteórica freática é chamada de zona freática meteórica estagnada, onde o movimento da água é bastante lento e o excesso de carbonato de cálcio presente na água meteórica já foi capturado pelos ambientes supracitados. Dessa forma, há pouquíssima cimentação. Um importante processo é a recristalização da calcita para aragonita, onde os cristais de aragonita são preservados após o neomorfismo da calcita. Porosidade primária é comumente preservada quando há ausência de cimentação, ou quando o cimento presente ocorre apenas sob a forma de cimento em franja.

6.3.4 Zona de mistura (*eodiagênese*)

O limite entre as zonas marinha e meteórica freática é caracterizada pela presença de água salobra devido à mistura das águas. Exemplos de cimentos que ocorrem nesse ambiente são raros, e causados pela combinação provável de três fatores: 1) pela limitação e pequeno volume dessa zona em comparação com as zonas adjacentes; 2) mobilidade da água relativamente baixa; e 3) variação da posição relativa dos sedimentos em relação à zona de mistura resposta a chuvas, mudança do nível do mar, e assim por diante. Um importante processo que ocorre na zona de mistura é a dolomitização, mas é um processo restrito às áreas com uma circulação de água relativamente mais ativa.

6.3.5 Ambiente de subsuperfície (*mesodiagênese*)

O ambiente de soterramento é convencionalmente subdividido em: soterramento raso e soterramento profundo. O ambiente de soterramento raso inclui os primeiros metros, podendo chegar a dezenas de metros de profundidade. Está próximo à superfície onde a diagênese é influenciada pelas mudanças químicas próximo à zona de mistura, assim como pela temperatura e pressão. No ambiente de soterramento profundo, a composição da água nos poros difere substancialmente do ambiente de soterramento raso; sua salinidade é mais elevada. Os processos nesse ambiente incluem:

- Compactação física (mecânica): devido à sobrecarga sedimentar, havendo a redução da espessura dos sedimentos, diminuição da porosidade e permeabilidade;
- Compactação química: maior redução de porosidade e permeabilidade, bem como da espessura da camada sedimentar, incluindo a formação de estilólitos e de *dissolution seams*.
- Cimentação: cimento mosaico de calcita espática mais grossa; esse cimento é enriquecido em ferro e Na^+ e pobre em estrôncio e Mg^+ . Inclusões fluidas são comuns.

6.4 Processos diagenéticos na Formação Quissamã

Foram identificadas cinco feições diagenéticas nos testemunhos e lâminas delgadas no presente estudo: micritização, compactação, cimentação, recristalização e substituição

pelo processo de dolomitização (pouco expressivo).

6.4.1 Micritização

O processo de micritização consiste na atuação de micro-organismos através de perfuração dos sedimentos recém-depositados. O processo pode ocorrer apenas nas porções mais externas dos grãos, gerando um envelope micrítico, ou atuar de maneira geral, de forma centrípeta, através de sucessivas perfurações e preenchimentos por micrita até que o grão esteja completamente micritizado (BATHURST, 1966).

A micritização ocorreu de forma intensa nas rochas estudadas, tendo causado modificação total ou parcial da estrutura interna dos grãos de oncoides, ooides e bioclastos, o que muitas vezes dificultou o reconhecimento de sua natureza original. Também foi observada micritização parcial na porção superficial de bioclastos de equinoides, tendo resultado num envoltório micrítico (Figura 56).

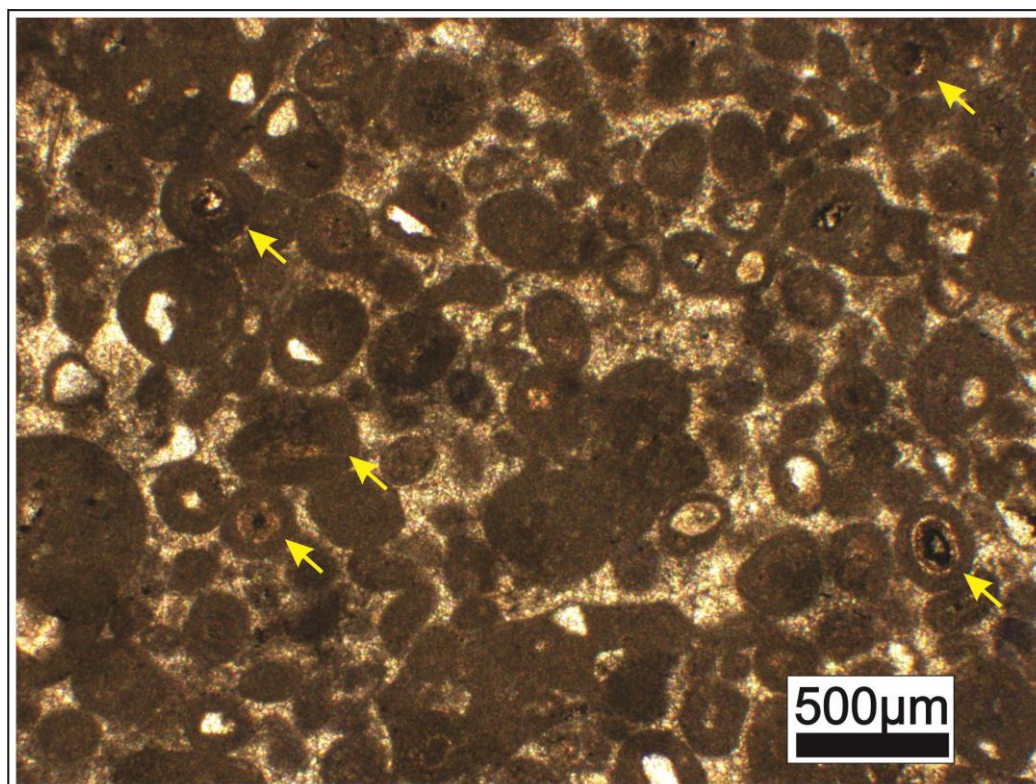


Figura 56: Fotomicrografia ilustrando exemplos de micritização nos carbonatos da Formação Quissamã. Neste caso, trata-se da *Fácies F*, com cimentação total por calcita espática em mosaico, onde se observa micritização dos grãos de ooides, com total obliteração da estrutura interna, e micritização parcial (setas), ainda com preservação das lamínulas mais internas dos grãos.

6.4.2 Cimentação

Na área estudada, foram observadas: cimentação em franja, em mosaico equigranular (fino), blocosa, e syntaxial.

A cimentação eogenética circungranular (Figura 57A e B), encontrada como franja do tipo prismática, tem pouca expressão e ocorre apenas nas fácies onde a rocha é suportada por grãos (com oncoídes e ooides). É caracterizada por cristais de calcita de tamanhos heterogêneos (não equidimensionais), não fibrosos e, muitas vezes, o cimento é observado fragmentado e descolado dos grãos onde se cristalizou originalmente (Figura 57A), devido à compactação que ocorreu concomitantemente à cimentação. Os cristais, em parte, diminuíram a porosidade interpartícula, entretanto, devido à cimentação incompleta, o arcabouço de rocha foi mantido aberto, com preservação de boa parte da porosidade primária da rocha.

Ao contrário do caso excepcional da cimentação eogenética circungranular, na maior parte do campo estudado o cimento ocorre como mosaico de calcita espática e preenche totalmente o espaço intergranular, obliterando a porosidade primária da rocha. Geralmente são pequenos cristais com característica equigranular. O cimento em mosaico blocoso é composto por cristais de granulação grossa a média sem orientação preferencial e está associado ao preenchimento de fraturas abertas e alargadas pela dissolução.

A cimentação syntaxial (Figura 57C) é restrita aos bioclastos de equinóides e se caracteriza pelo crescimento de um cristal na rede cristalográfica (eixo *c*) (FLÜGEL, 2004). Contudo, não são todos os bioclastos de equinóides que se apresentam este tipo de cimento.

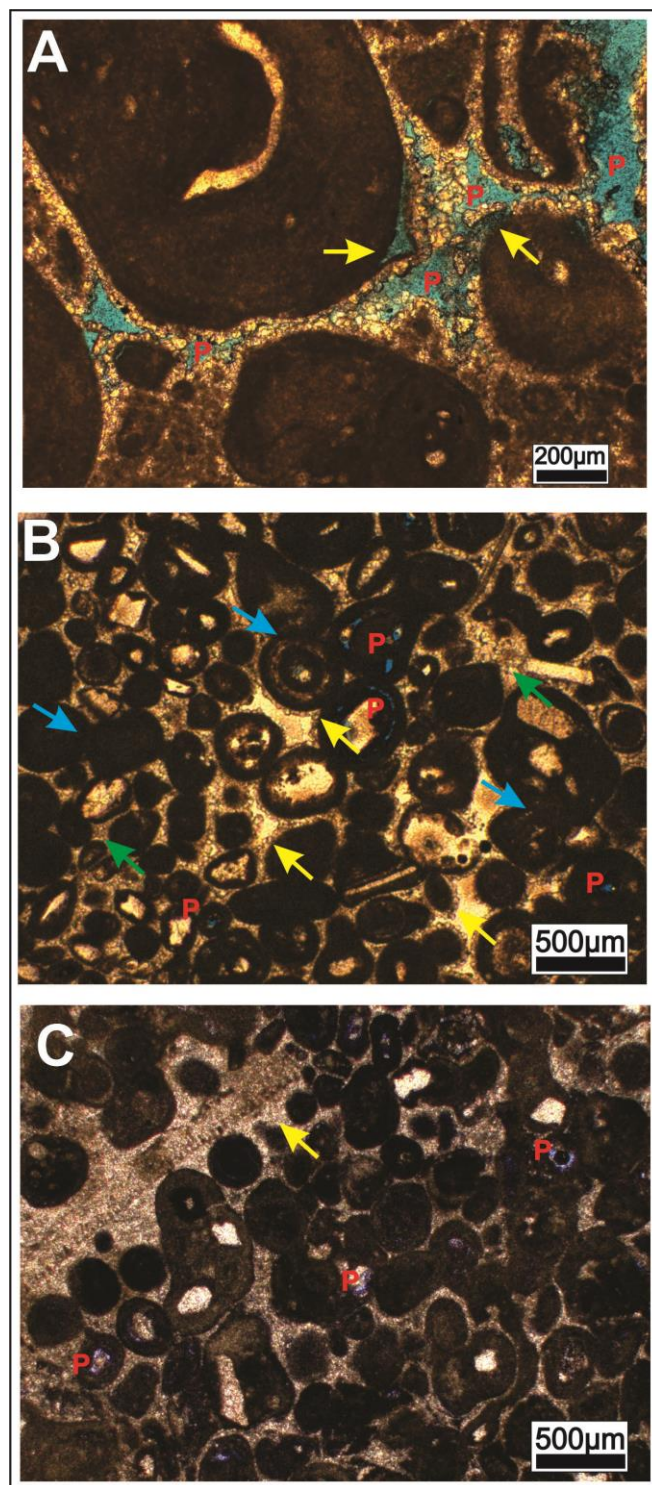


Figura 57: Fotomicrografias da *Fácies F*, exemplificando os tipos de cimentação encontrada nos carbonatos da Formação Quissamã. A- *Grainstone* oolítico com cimentação circungranular em ooides do tipo prismática, parcialmente descoladas do grão (seta amarela). A letra “P” indica a porosidade moldica parcial da rocha (poço B-30, prof. 2401,3m). B- *Grainstone* oolítico com leve compactação mecânica (seta azul). Apresenta cimentação em franja prismática (seta amarela) e cimentação em mosaico fino (seta verde). A letra “P” indica porosidade secundária móldica parcial nos grãos de ooides (poço B-17, prof. 2427,35m). C- *Grainstone* oolítico com agregados de grãos, totalmente cimentados por cimento em mosaico fino, cimento syntaxial (seta amarela) e com porosidade secundária gerada por dissolução (letra “P”) (poço B-17, prof. 2424,2m).

6.4.3 Compactação

“Feições de dissolução por pressão são muito frequentes nas porções basais dos perfis colunares descritos, correspondendo a estilólitos (Figura 58) com altas amplitudes, superfícies de dissolução (*dissolution seams*) e contatos interpenetrativos/interdigitados (Figura da *Fácies G*) e tangenciais entre grãos (essencialmente nas rochas com textura *grainstone*, nos grãos de oncoídes). Raramente a estilolitização gerou porosidade secundária (Figura 58A).

Por vezes, as feições geradas têm concentração de minerais menos solúveis. Dessa forma, na região mais setentrional do campo, onde há maior quantidade de minerais não carbonáticos dispersos nos carbonatos, foi possível reconhecer grãos de quartzo, biotita e microclínio (K-feldspato) nos *dissolution seams*.

6.4.4 Neomorfismo

Neomorfismo é um termo introduzido por Folk (1965), o qual abrange os processos de inversão (de aragonita para calcita), recristalização (de calcita para calcita) e recristalização por pressão.

Apenas o processo de recristalização foi observado nos testemunhos estudados, e assim mesmo, com pouca expressão, principalmente nos bioclastos de bivalves e gastrópodes (Figura 34A).

6.4.5 Substituição

Substituição é o processo pelo qual um mineral é substituído por outro de composição mineralógica diferente. Nas rochas estudadas, o processo de dolomitização é evidente, mas é raro e não influenciou a qualidade do reservatório. Foram identificados romboédros de dolomita, os quais ocorrem como grãos cristalinos exclusivamente nas fácies mais finas (*mudstones*).

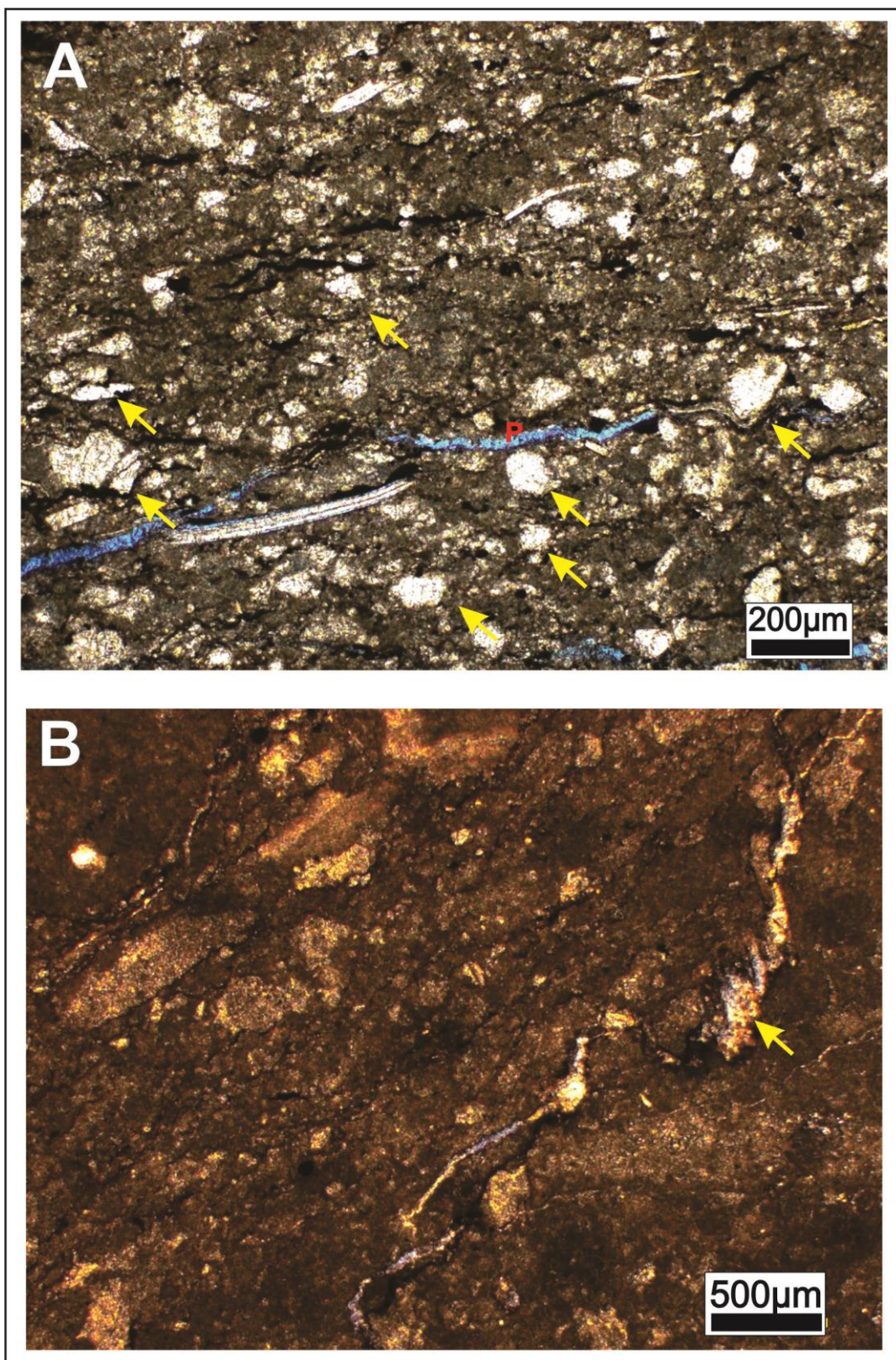


Figura 58: Fotomicrografias exemplificando os efeitos da compactação química nos carbonatos da Formação Quissamã. A- Detalhe da rocha repleta de *dissolution seams* com concentração de minerais de quartzo (indicados pela seta amarela). A letra “P” indica porosidade secundária. (poço B-30, prof. 2420,15m). B- Estilolito gerando porosidade secundária (indicado pela seta amarela) (poço B- 29, prof. 2401,5m).

6.5 Estágios diagenéticos na Formação Quissamã

Os processos diagenéticos identificados são aqui divididos em estágios, abordando separadamente cada fácies definida nos capítulos anteriores (Figura 59). A diagênese normalmente causou modificações distintas nos depósitos carbonáticos conforme as suas características texturais. Destaca-se também a influência da bioturbação, muitas vezes tendo induzido a formação de *patchies* (manchas, remendos) de cimentação. De um modo geral, constatou-se que as fácies da Formação Quissamã foram submetidas a processos diagéticos em duas fases: eo e mesodiagênese. Durante a eodiagênese os *grainstones* (Fácies F e G) recém depositados foram submetidos, no ambiente marinho freático, à intensa micritização e a um leve empacotamento de grãos (compactação mecânica), processo que gerou uma leve diminuição da porosidade primária (os grãos podem se tocar pontualmente) (Figura 60 - estágio 1). A ausência de cimento fibroso/acicular indica que a cimentação ocorreu em ambiente marinho freático estagnado.

As oscilações do nível relativo do mar geraram condições de ambiente meteórico vadoso (eodiagênese), com relativa exposição do banco. Nessa fase ocorreu a dissolução parcial dos grãos em praticamente todas as fácies, gerando a porosidade móldica parcial e microporosidade. As variações do nível do mar também propiciaram um contexto ambiental meteórico freático, onde teve início o processo de cimentação dos grãos. Nessa fase, ocorreu a cimentação eogenética, resultando em cimento de franja prismática (Figura 60 – estágio 2). Em fase mais tardia, ocorreram as cimentações em mosaico fino, sintaxial e, com pouca expressão, a recritalização de bioclastos. A intensidade da cimentação acabou fechando os poros (figura 60- estágios 3 e 4).

Na mesodiagênese, em condições diagenéticas em subsuperfície, os principais processos que atuaram nas Fácies F e G foram: dissolução interpartícula, alargamento e cimentação de fraturas, e por último a dissolução por pressão (compactação química) da rocha. O processo de dissolução nessa fase gerou porosidade interparticular pouquíssimo conectada. As fraturas foram alargadas e/ou cimentadas com cimento blocoso de calcita espática. O aumento gradual do soterramento e seus efeitos causaram a perda da porosidade entre grãos, gerando contatos interdigitados e tangenciais entre os mesmos, bem como os estilólitos. A dissolução por pressão criou uma rede de estilólitos bem desenvolvida na porção basal do poço B-17, principalmente na Fácies H.

Na Fácies D é observada uma leve dissolução (com geração de porosidade interpartícula). Nas áreas sul e central do campo, o empacotamento de rocha varia de

frouxo a moderado, no entanto essas rochas apresentam-se com intensa cimentação, sugerindo que antes do soterramento efetivo, as rochas já haviam sido submetidas ao processo de cimentação, o qual preservou, em diversas partes, esse arcabouço de rocha relativamente aberto.

Nas *Fácies I*, com pouca expressão no reservatório, é reconhecido o processo de dolomitização incipiente, tendo sido a dolomita provavelmente gerada em zona de mistura entre as zonas marinha e meteórica.

Ambientes diagenéticos		Feições diagenéticas observadas na Formação Quissamã			
		<i>Fácies F e G</i>	<i>Fácies D</i>	<i>Fácies H</i>	<i>Fácies E</i>
Eodiagenese	Marinho Freático	Micritização Compactação mecânica	Micritização (em bioclastos)	Micritização	Micritização
	Vadoso Meteórico (estagante)	Dissolução (microporosidade e porosidade móldica parcial)	Dissolução (microporosidade)	Dissolução (microporosidade)	Dissolução (microporosidade)
	Meteórico Freático	Cimento em franja (dente de cão) Dissolução (porosidade móldica parcial) Cimentação em mosaico fino Cimentação sintaxial Recristalização	Cimentação em mosaico fino Cimentação sintaxial	Cimentação em mosaico fino Cimentação sintaxial	Cimentação em mosaico fino Cimentação sintaxial
Mesodiagenese	Subsuperfície	Dissolução: -alargamento de fraturas; -porosidade intergranular. Cimentação em mosaico blocoso nas fraturas Compactação química	Dissolução: -alargamento de fraturas; -porosidade intergranular.	Compactação química	

■ Processo diagenético mais atuante
■ Processo diagenético menos atuante

Figura 59: História diagenética da Formação Quissamã na área de estudo, relacionada à fácies.

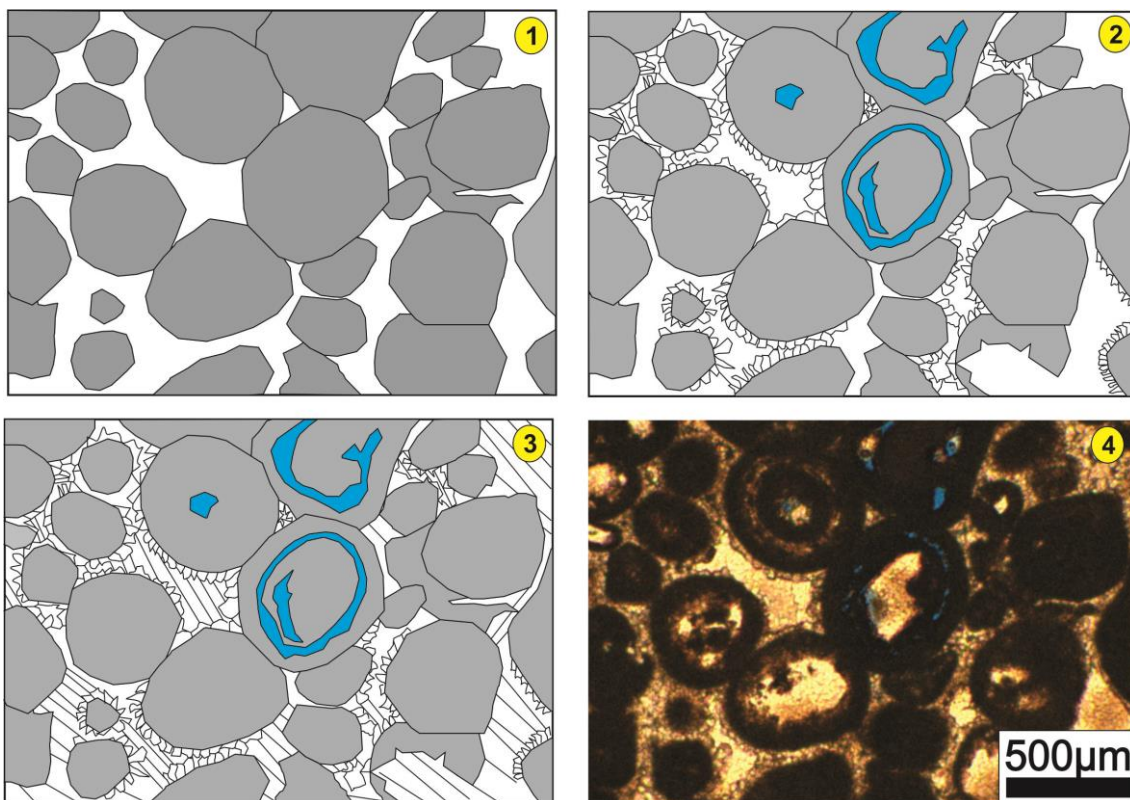


Figura 60: Ilustração de sequência diagenética interpretada para a *Fácies F*. 1-Os grãos carbonáticos recém-depositados são compactados (empacotamento de grãos) e simultaneamente micritizados em ambiente diagenético marinho freático (eodiagênese). A micritização ocorre de forma intensa, causando total obliteração das estruturas internas dos grãos, ou de forma, parcial, preservando as laminulas dos ooides. 2- Em ambiente vadoso meteórico, onde ocorre uma incipiente dissolução do núcleo de alguns grãos. Esse processo gera a porosidade móldica parcial e microporosidade. Ainda na eodiagênese, agora em ambiente meteórico freático, ocorre cimentação em franja circungranular nos grãos carbonáticos, preservando o arcabouço de rocha relativamente aberto (franja prismática). 3- Ainda em ambiente meteórico freático, ocorre a cimentação em mosaico equigranular de calcita espática, preenchendo totalmente os poros. 4- Fotomicrografia da rocha usada como exemplo para ilustrar todos os estágios diagenéticos (B-17, prof. 2427,35m.,#19).

6.6 Tipos de porosidade nos testemunhos estudados

Nos reservatórios albianos do campo em estudo, a porosidade varia de acordo com as fácies deposicionais e diagênese. Nas fácies *grainstone* oolítico (*Fácies F*) e *grainstone* oolítico peloidal com oncoides (*Fácies G*) a porosidade interpartícula e móldica parcial classifica-se nas classes de valores “muito baixa” a “baixa”. Esse fato deve-se à cimentação intensa que atuou na porção sul e central do campo, sendo responsável pela perda de grande parte da porosidade. Ao norte verifica-se a preservação de porosidade interpartícula primária, onde a cimentação ocorreu de forma a manter o arcabouço de rocha aberto (cimento em franja). A dissolução parcial da matriz e de grãos gerou microporosidade.

A fácies *packstone* peloidal (*Fácies D*) exibe porosidade interpartícula que varia de baixa (níveis cimentados) a moderada, podendo ocorrer o tipo intrapartícula por dissolução parcial de grãos e bioclastos. A dissolução alargou substancialmente as fraturas (porosidade em canais).

Os efeitos da diagênese nos carbonatos do campo em estudo atuaram principalmente no sentido de eliminar a porosidade original (cimentação em mosaico fino de calcita espática). Esses efeitos são notáveis nos poços B-17, B-29 e B-38 onde a porosidade tem origem secundária, resultado de dissolução (porosidades interpartícula e móldica parcial em grãos e bioclastos), tanto na fase eo quanto na mesodiagenética. Entretanto, houve preservação da porosidade primária, constatada no testemunho de sondagem do poço B-30 (porção norte do campo). Nesse poço foram verificadas porosidades acima de 25% e permeabilidades variando de 10mD à 1000mD.

A porção extremo-sul do campo em estudo, pode ter influência da falha sul do campo de Bonito e, dessa forma, a porção central e sul que estão cimentadas, mostram-se extremamente fraturadas. A presença das fraturas foi constatada nos testemunhos do poço B-17 e também por perda de circulação durante a perfuração de alguns poços desta região do campo (informação verbal com Ricardo Lykawka 02/2014).

6.7 Controle da diagênese na qualidade do reservatório

O gráfico da figura 61 mostra que as porosidades e permeabilidades são controladas principalmente pela diagênese com alguma influência das fácies deposicionais (apenas no poço B-30). Grande variação dos valores de porosidade e permeabilidade é verificada em praticamente todas as fácies, o que indica que a cimentação foi bastante intensa em grande parte do campo. Excetuando a porção norte (poço B-30), na qual as fácies apresentam permeabilidade acima de 10 mD e porosidade entre 25.1 e 32%, verificadas nas fácies de mais alta energia (*grainstones* oolíticos/ oolítico peloidal com oncoides). A dissolução promoveu o alargamento de fraturas e, portanto, um incremento da permo-porosidade, enquanto a cimentação a reduziu significativamente. Nas fácies de baixa energia (*packstones*) são verificados os menores valores de porosidade e permeabilidade.

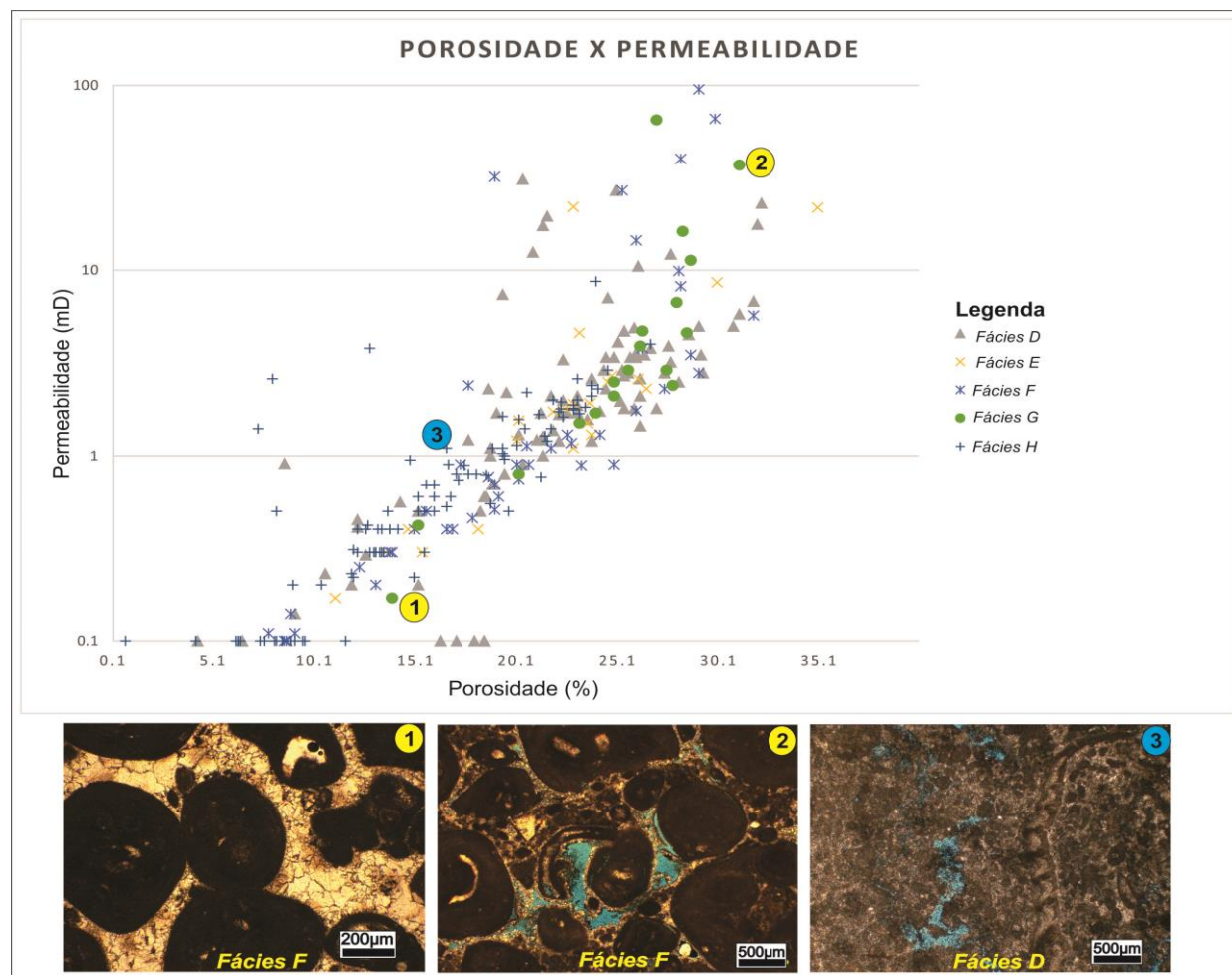


Figura 61: Gráfico de porosidade x permeabilidade (conforme dados de plugues fornecidos pela Petrobras) dos carbonatos da Formação Quissamã dos poços em estudo. No gráfico observa-se que a diagênese teve um forte controle em quase todo o campo. A maioria das amostras não ultrapassa a permeabilidade de 10mD e porosidade máxima de 30%. Já a amostragem referente ao poço B-30 (porção norte) indicou permeabilidade de até 80mD enquanto que as porosidades variam de 25 a 32%; essas rochas apresentam controle principalmente das fácies deposicionais. Em **1**, tem-se um *grainstone* totalmente cimentado (poço B-17); em **2**, o *grainstone* com porosidade primária preservada (poço B-30) e em **3**, o alargamento de fratura proporcionou maior permeabilidade (poço B-38).

7 CORRELAÇÃO ROCHA-PERFIL

7.1 Agrupamento de poços com perfis elétricos similares

Conforme já esclarecido no item 2.2.6. (em “Métodos”), a preparação e a análise dos dados foi realizada no *software* Petrel® 2012 (Schlumberger), utilizando os dados de perfis elétricos de todos os poços, bem como as associações de fácies determinadas através dos testemunhos de sondagens dos poços B-17, B-38, B-30 e B-29. As associações de fácies sedimentares descritas no item 4.4 (associação de fácies) compreendem: 1- *Fácies Outeiro (FO)*, 2- *Fácies grainstones (FG)*, 3- *Fácies packstone peloidal (FPP)*, 4- *Fácies packstone peloidal com oncoides rudáceos (Fponc)*.

Os perfis de poços sem testemunhos, de acordo com suas características de perfis elétricos, foram comparados com aqueles de poços testemunhados, de modo que foram separados em três grupos: grupo de poços B-17, grupo de poços B-29 e grupo de poços B-30 (Tabela 7).

Tabela 7: Grupos de poços com espostas de perfil semelhantes e a disponibilidade ou não do perfil no poço.

GRUPO DE POÇOS B-	GR	DT	RHOB	NPHI
17				
B -17	X	X	X	X
B-02	X	X	X	-
B-01	X	X	X	X
B-25D	X	-	X	X
B-40D	X	-	X	X
B-36D	X	-	X	X
B-35D	X	-	X	X
B-51H	X	X	X	X
B-321A	X	X	X	X
B-28D	X	X	X	X
B-42D	X	-	X	X
B-18D	X	X	X	X
GRUPO DE POÇOS B-30				
B-30	X	X	X	X

B-22	X	X	X	X
B-322	X	X	X	X
B-04D	X	X	X	X
B-195	X	X	X	X
GRUPO DE POÇOS B-29				
B-29	X	X	X	X
B-27D	X	-	X	X
B-38	X	X	X	X
B-33DA	X	-	X	X
B-19D	X	X	X	X
B-31D	X	X	X	X
B-37D	X	-	X	X
B-39D	X	-	X	X
B-22D	X	X	-	-
B-49D	X	X	X	X
B-52H	X	X	X	X

7.2 Cacterização das eletrofácies

7.2.1 Esclarecimentos preliminares

Existem inúmeros fatores que podem ser considerados na construção de um modelo de rede neural, conforme anteriormente explicado no item 2.2.6.1. (em “Métodos”). Essas considerações incluem a seleção arquitetural de regra de aprendizado, o número de dados de entrada, a quantidade de interações, o limite de erro admitido, a quantidade de classes requeridas, entre outros. No modelo criado nesse campo foram utilizados os padrões estabelecidos na tabela 8.

Tabela 8: Parâmetros utilizados no software Petrel[®] 2012 para a obtenção das eletrofácies (método não supervisionado) no campo em estudo.

Máximo de interações	2000
limite de erro	10 %
validação	50 %
classe	8

De acordo com os dados deste trabalho, constatou-se que os melhores perfis geofísicos para a identificação de litologias e, conseqüentemente, para a interpretação das eletrofácies, foram raio gama e principalmente sônico (figuras 62 e 63). Já os perfis de porosidade neutrônica e densidade foram utilizados de forma auxiliar na caracterização das eletrofácies, tendo sido apenas usados como perfis principais naqueles poços sem dados sônicos disponíveis (Tabela 7).

Para exemplificar a utilização das redes neurais, as figuras 61 e 62 mostram como eletrofácies podem ser discriminadas para determinados intervalos estratigráficos. Tais intervalos, na realidade, correspondem a sequências estratigráficas no âmbito da estratigrafia de sequências, as quais são definidas no capítulo 8 (Estratigrafia). Os gráficos utilizados em tais figuras são RG x DT, porém foram feitos muitos outros gráficos (por exemplo, RG x RHOB; RG x NPHI; NPHI x DT e NPHI x RHOB para cada intervalo estratigráfico) antes de concluir que os melhores resultados para a discriminação das eletrofácies são obtidos pelos RG x DT. Os dois exemplos referem-se a somente duas sequências, porém todos os procedimentos foram executados para as diversas sequências definidas.

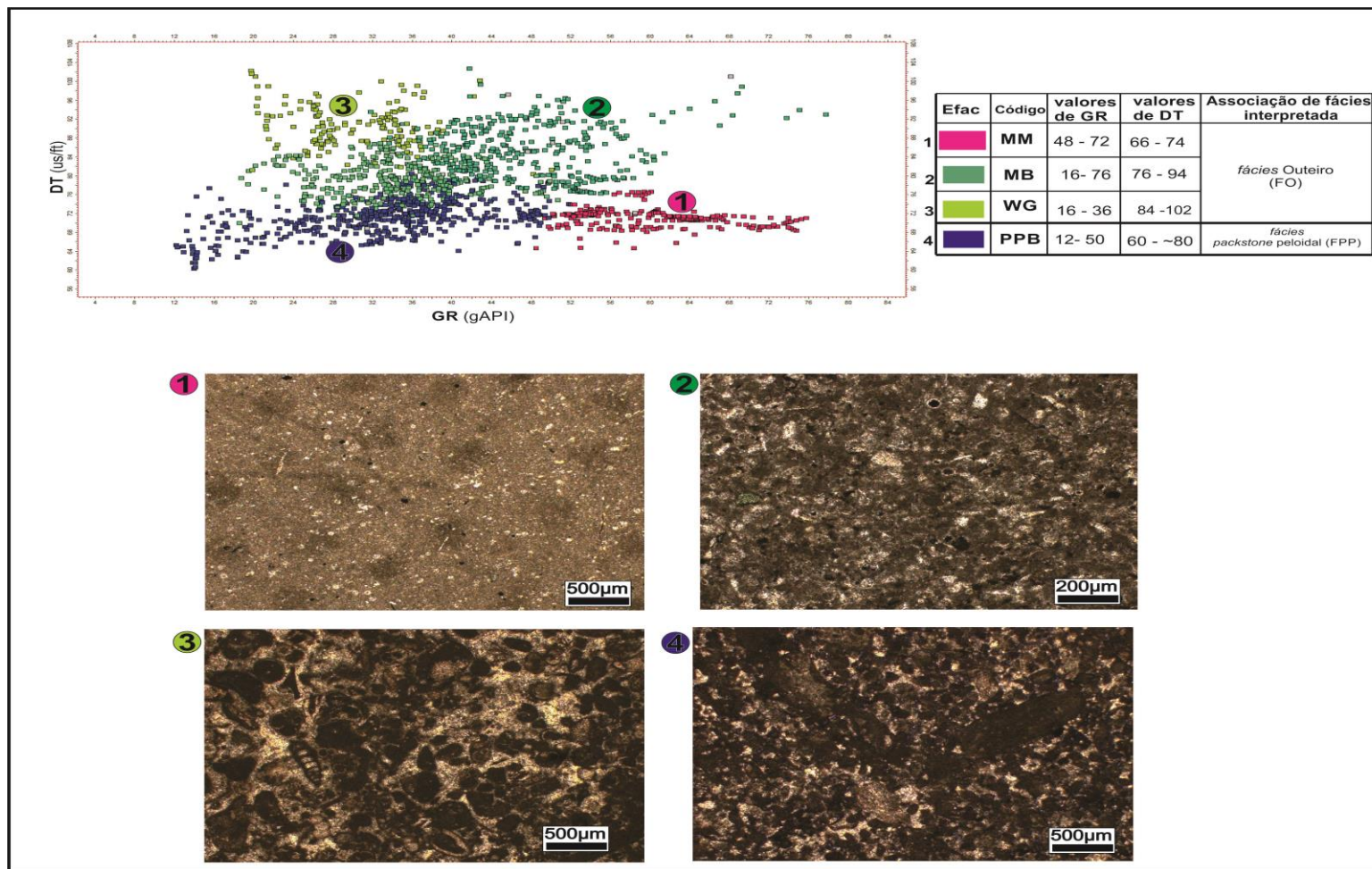


Figura 62: Gráfico de DT x GR de dados de todos os poços referenciados na tabela 7 para a sequência deposicional 1 (definidos no capítulo 7). Observa-se a separação de quatro grupos de “eletrofácies” através desses dois perfis. Na tabela à direita do gráfico são descritos os valores mínimos e máximos de GR e DT em cada “eletrofácies”, bem como a sua relação com as associações de fácies interpretadas. As fotomicrografias ilustram o tipo de rocha dominante para cada grupo identificado no gráfico, (1, 2 e 3 rochas da Formação Outeiro, 4 – packstone peloidal da Formação Quissamã.)

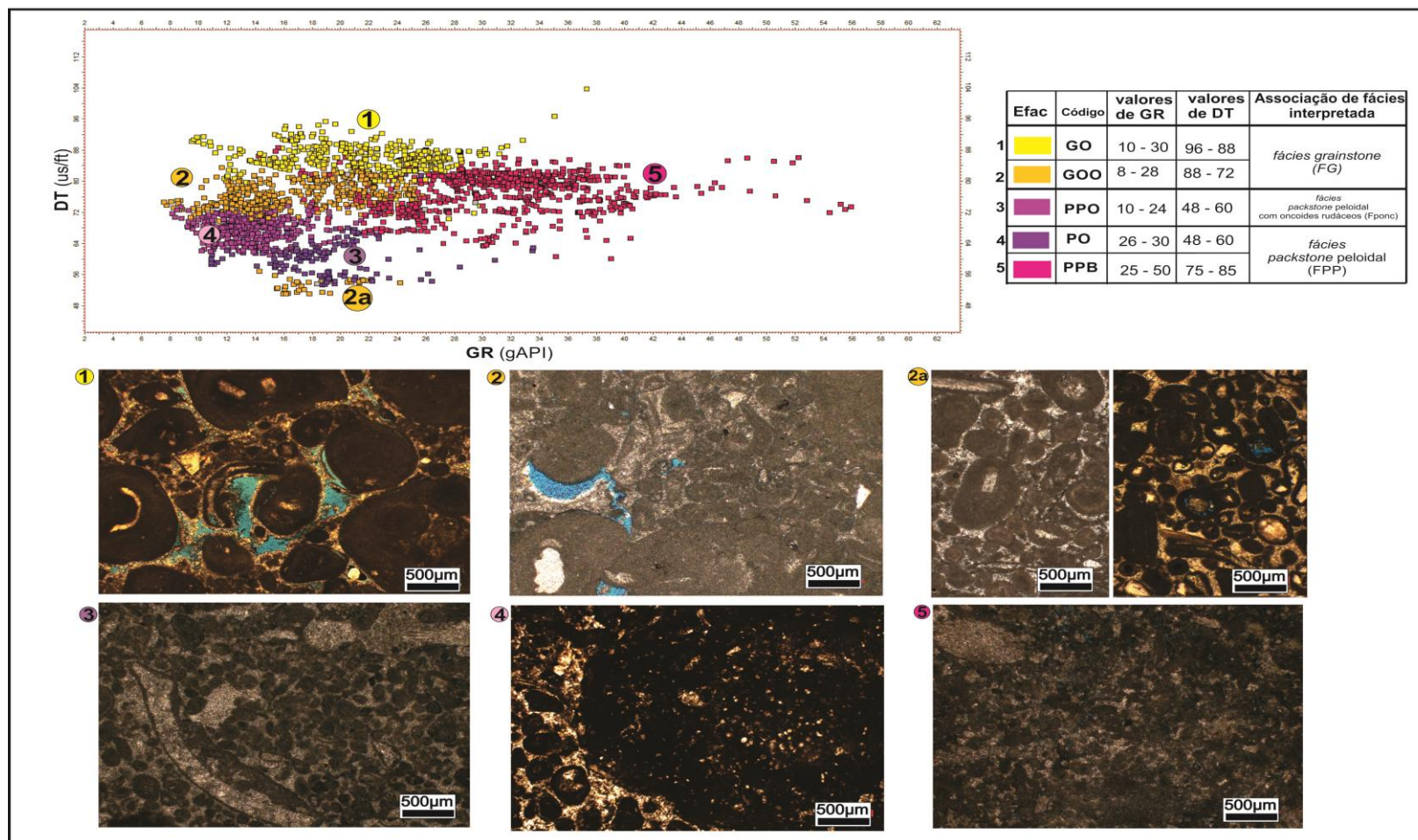


Figura 63: Gráfico de DT vs GR de dados de todos os poços referenciados na tabela 7 para sequência deposicional 3. Observa-se a separação de 5 grupos de “eletrofácies” através desses dois perfis. Na tabela à direita do gráfico são descritos os valores mínimos e máximos de GR e DT em cada “eletrofácies”, bem como a sua relação com as associações de fácies interpretadas. As fotomicrografias ilustram o tipo de rocha dominante para cada grupo identificado no gráfico (1, 2 e 2a *grainstones* oolítico com oncoides, *grainstone* oolítico e *grainstone* cimentado respectivamente, em 3 *packstone* peloidal com oncoides rudáceos (*Fácies protegida*) e em 4 e 5 *packstone* peloidal).

Conforme previsto, os valores mais baixos de raios gama têm uma tendência a corresponderem às rochas carbonáticas com arcabouço composto por grãos (*grainstones* oolíticos e oolíticos com oncoides), enquanto que os mais altos tendem ser associados a rochas de granulação mais fina, micrítica. Dessa maneira o coeficiente de correlação obtido entre a correlação de EFAC com as fácies descritas (Capítulo 4) perfazem de 60 a 70% de acerto.

7.2.2 Interpretação das eletrofácies definidas no campo em estudo

De acordo com a análise dos perfis de raio gama e principalmente sônico dos poços estudados (figuras 64, 65, 66 e 67), foram reconhecidas e interpretadas as seguintes eletrofácies (Efac):

- **Efac 1- MM:** Predominam valores de radioatividade natural que definem um padrão de pequenas e constantes variações verticais, equivalendo à alternância entre margas e níveis mais finos de calcários margosos (Formação Outeiro). Geralmente essa eletrofácies está intercalada entre Efac 2 e Efac 3, e aparece próximo ao topo de quase todos os poços da seção estudada, atingindo espessuras de até 15 m.
- **Efac 2 – MB:** Os valores de radioatividade natural obtidos apresentam grande amplitude. Geralmente essa eletrofácies ocorre intercalada às Efac 1 e Efac 3 e espessuras de até 15 m. Altos valores de DT, podem refletir a microporosidade contida na matriz, pois a eletrofácies corresponde a *mudstones* bioclásticos (da Formação Outeiro).
- **Efac 3 – WG:** Caracterizada por valores de radioatividade natural média e de DT altos. As espessuras variam entre 4 e 20 m. A eletrofácies geralmente está intercalada entre as duas eletrofácies descritas anteriormente, com ocorrência limitada a alguns poços. Encontra-se no contexto de contato entre as formações Outeiro e Quissamã. Corresponde litologicamente a *wackestones* e *grainstones*. Essa variação litológica reflete a intensidade do afogamento da plataforma carbonática.
- **Efac 4- PPB:** Esta eletrofácies, quando associada às Efac 1, Efac 2 e Efac 3, nas porções estratigráficas superiores do presente estudo, possui valores

de perfis GR com grandes variações. Por outro lado, quando está associada às demais eletrofácies de porções estratigráficas inferiores, os perfis GR apresentam variações menores. Os valores de DT, em geral, estão entre 70 – 80 (us/ft). A eletrofácies apresenta espessuras menores que 5 m alcançando excepcionalmente 20 m. Correlaciona-se, em termos litológicos, com *packstone* peloidal/bioclástico (*Fácies D*) e *packstone* peloidal com oncoides (*Fácies E*).

- **Efac 5- PO:** Comparativamente com as outras eletrofácies, a Efac 5 não é tão representativa no campo em estudo. Os valores de radioatividade natural obtidos variam entre 25 e 50 °API e os de DT ~50 – 60 (us/ft). Geralmente aparece associada à Efac 4 e tem espessuras de 5 a 10 m. Litologicamente corresponde a um *packstone* com oncoides.
- **Efac 6 – PPO:** Os valores de radioatividade natural apresentam variações de pequena amplitude (10 -24 °API). Geralmente, essa eletrofácies aparece próximo à base dos perfis e nos poços a sudoeste do campo em estudo. Sua espessura varia entre 3 e 8 m ou a eletrofácies ocorre como finas intercalações com a Efac 4. Litologicamente representa *packstone* peloidal com oncoides rudáceos (*Fácies H*).
- **Efac 7 – GOO:** Os valores de GR são muito baixos e definem um padrão de baixas variações verticais. O perfil sônico geralmente tem altos valores, ocorrendo, no entanto, intervalos com valores extremamente baixos, os quais correspondem a uma pronunciada cimentação carbonática que obliterou a porosidade primária. A eletrofácies atinge espessuras de até 25 m e ocorre associada com maior frequência à Efac 8. É reconhecível em praticamente todos os poços estudados, sendo uma das eletrofácies com maior representatividade em todo o campo. Corresponde litologicamente aos *grainstones* oolíticos com oncoides (*Fácies G*).
- **Efac 8 – GO:** Predominam valores baixos de GR e altos de DT (mais altos que a Efac 7). É uma eletrofácies com boa representatividade no campo, com espessuras de até 30 m, correspondendo a *grainstones* oolíticos (*Fácies F*).

A definição das eletrofácies obtidas nos poços através de redes neurais não supervisionadas foram condizentes, no mesmo intervalo estratigráfico, com as fácies determinadas nos testemunhos de sondagem.

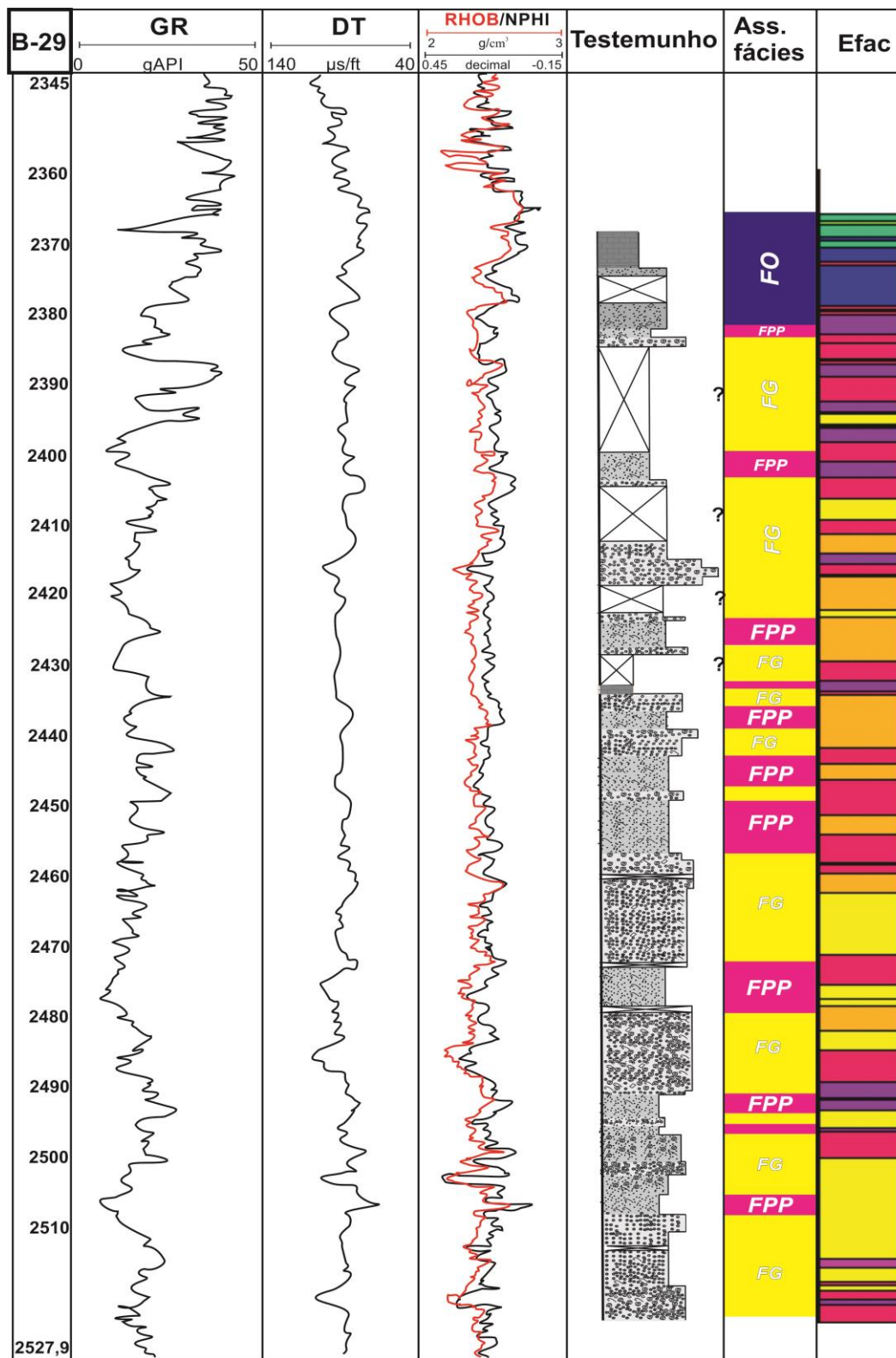


Figura 64: Perfis de raio gama, sônico, densidade e neutrão, o perfil litológico dos testemunhos de sondagem, as fácies descritas nos testemunhos de sondagem, a associação de fácies e as eletrofácies obtidas para o poço B-29.

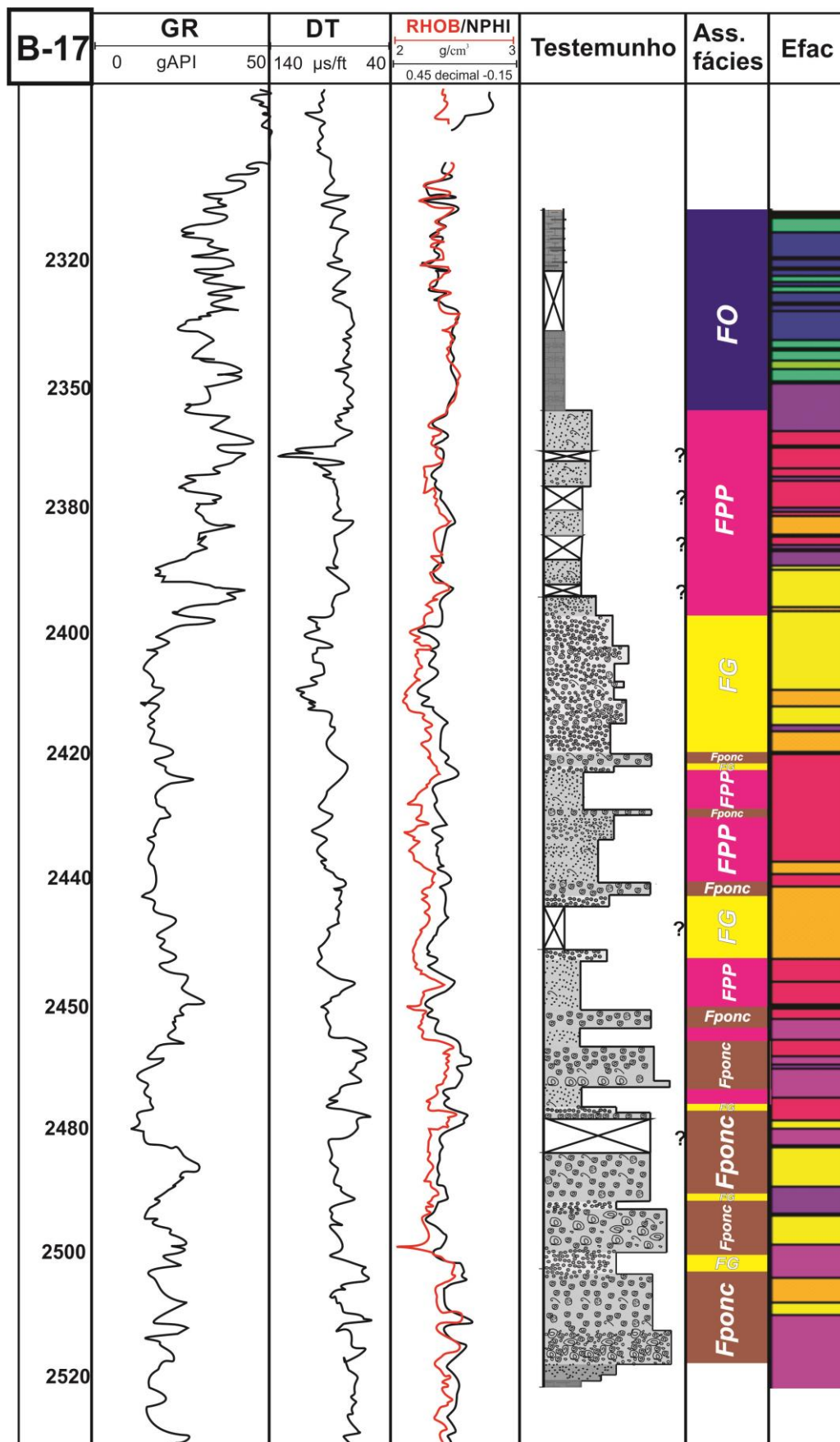


Figura 65: Perfis de raio gama, sônico, densidade e neutrão, o perfil litológico dos testemunhos de sondagem, as fácies descritas nos testemunhos de sondagem, a associação de fácies e as eletrofácies obtidas para o poço B-17.

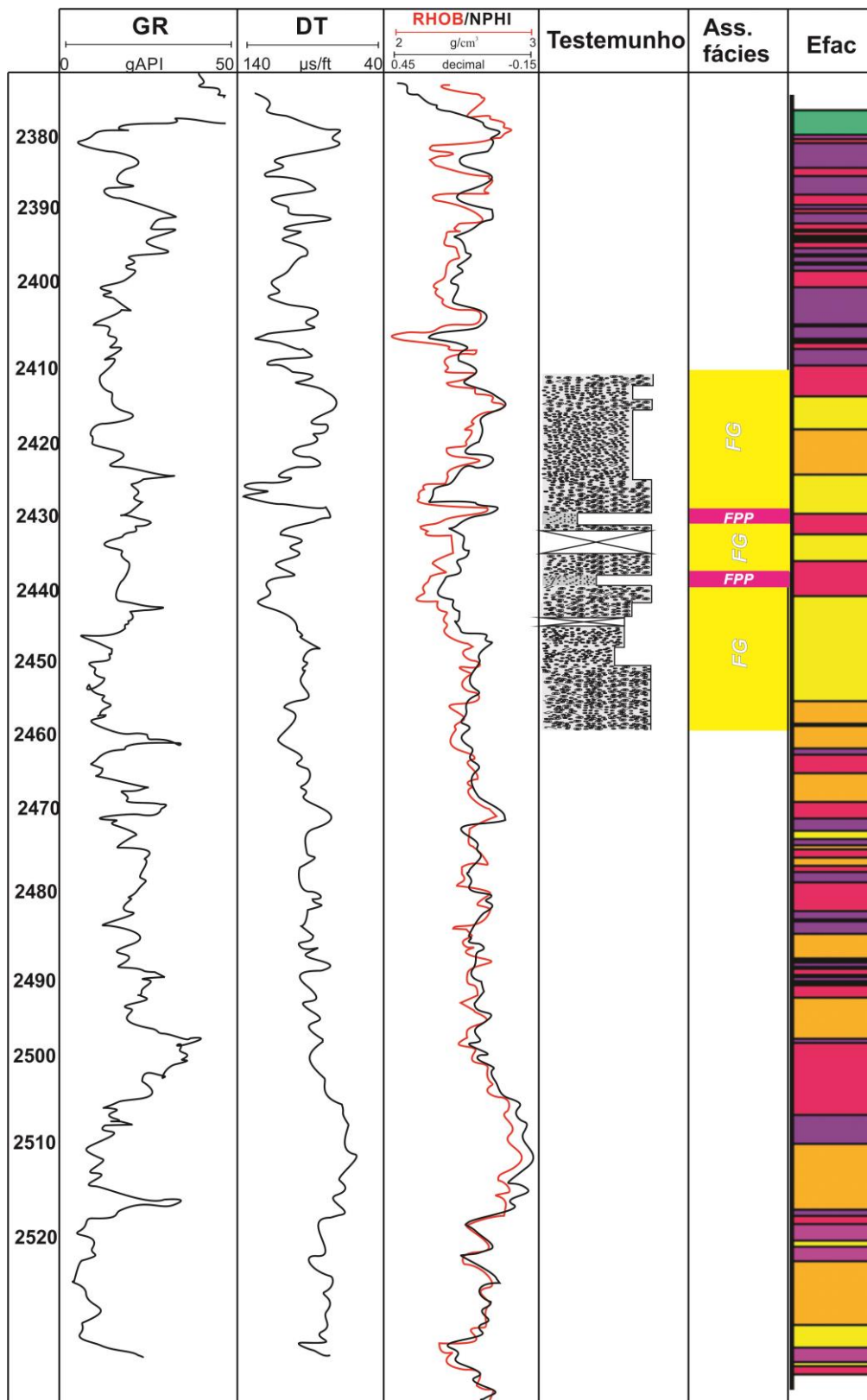


Figura 66: Perfís de raio gama, sônico, densidade e neutrão, o perfil litológico dos testemunhos de sondagem, as fácies descritas nos testemunhos de sondagem, a associação de fácies e as eletrofácies obtidas para o poço B-38.

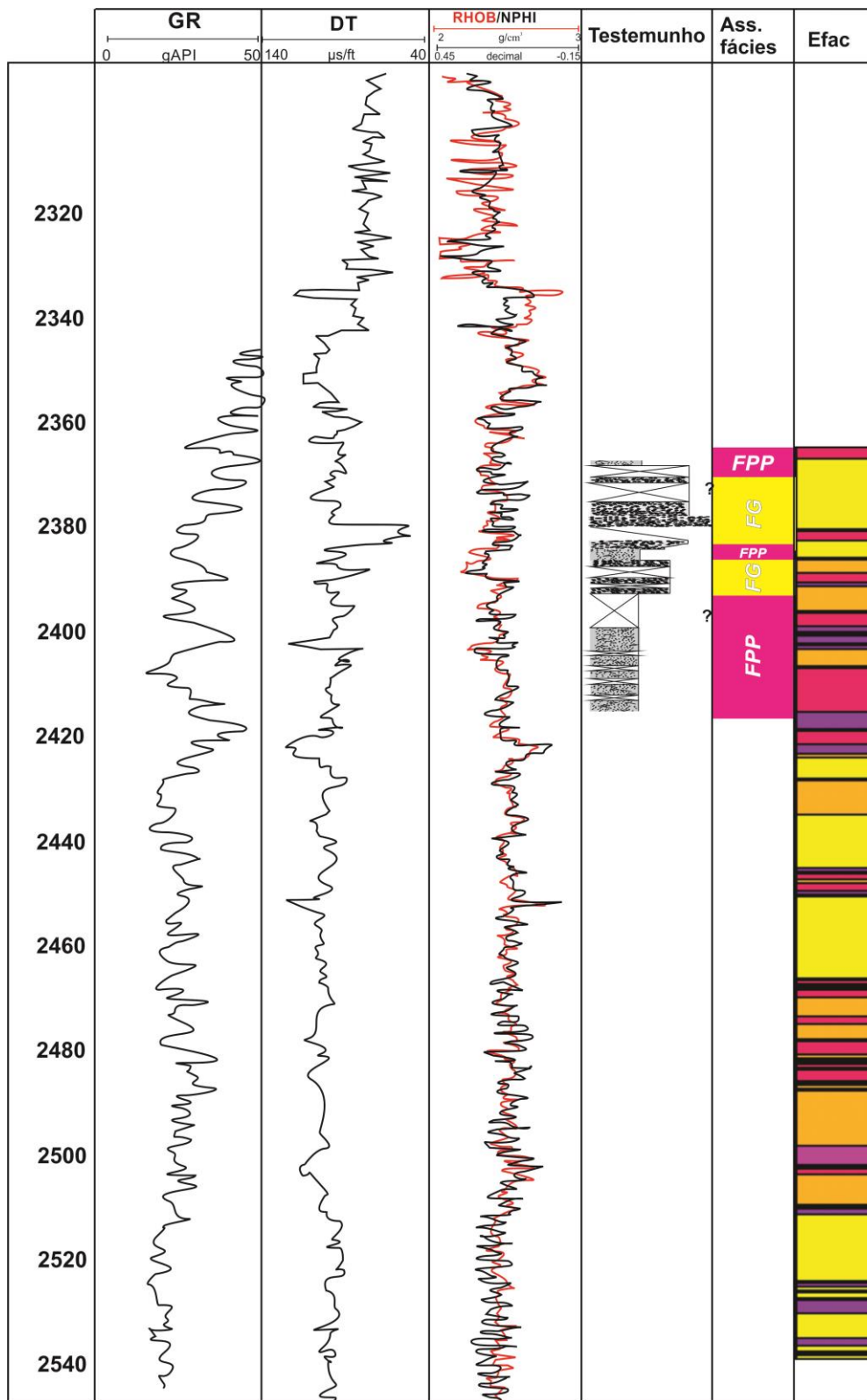


Figura 67: Perfis de raio gama, sônico, densidade e neutrão, o perfil litológico dos testemunhos de sondagem, as fácies descritas nos testemunhos de sondagem, a associação de fácies e as eletrofácies obtidas para o poço B-30.

8 ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DE CARBONATOS DAS FORMAÇÕES QUISSAMÃ E OUTEIRO

8.1 *Esclarecimentos preliminares*

As sucessões cíclicas reconhecidas no campo em estudo não foram classificadas numa ordem hierárquica definida (por exemplo, ciclos de 3ª, 4ª ou 5ª ordem), devido à falta de marcadores precisos, em escala de bacia/regional, que pudessem indicar os intervalos de tempo envolvidos. Optou-se por definir hierarquias de alta e média frequência, a primeira em escala de testemunho e a segunda em escala de perfil geofísico (raios gama).

Os ciclos de alta frequência foram definidos de acordo com o modelo conceitual preditivo, no qual a distribuição de fácies se dá quase como um “espelho” a partir da porção central do banco de alta energia, de modo que as fácies interbarras são quase iguais nos dois lados do banco, apenas com diferenças bastante sutis. Um exemplo é a *Fácies D* que pode ter um carácter proximal ou distal, dependendo da associação de fácies a que pertence, inclusive porque a assembleia fossilífera não é diagnóstica para tal distinção.

Detalhando as descrições das associações e sucessões de fácies do capítulo 4.4., o empilhamento vertical permite reconhecer hem ciclos de aumento ou diminuição da lâmina d'água (Figura 68), representados na mais alta frequência pelos *packstones* peloidais (subida relativa do nível de base – esquematizado através de triângulo azul) e *grainstones* (descida relativa do nível de base – esquematizada através de triângulo vermelho invertido). A superfície estratigráfica que limita o topo dos *grainstones* é aqui designada como designada como “Superfície de Máximo Arrasamento” (SMR, sendo o “R” da sigla referente a “raso”), enquanto que o limite superior dos *packstones* peloidais é dado pela Superfície de Máximo Afogamento (SMA). Assumiu-se essa terminologia, pois assim é possível apontar as variações de lâmina d'água sem precisar fazer referência às mudanças da linha de costa (regressão e transgressão), visto que, analisando somente as informações do campo em estudo (altos isolados dentro da bacia), não cabem conclusões para outras áreas. Essas terminologias também foram utilizadas para ciclos de média frequência, os quais foram definidos pelas tendências de empilhamento dos ciclos de alta frequência e, nos poços não testemunhados, pelas feições do perfil de raio gama. Uma vez definidas as sucessões cíclicas de média frequência, daqui em diante estas constituem as principais unidades estratigráficas de trabalho para a realização das correlações.

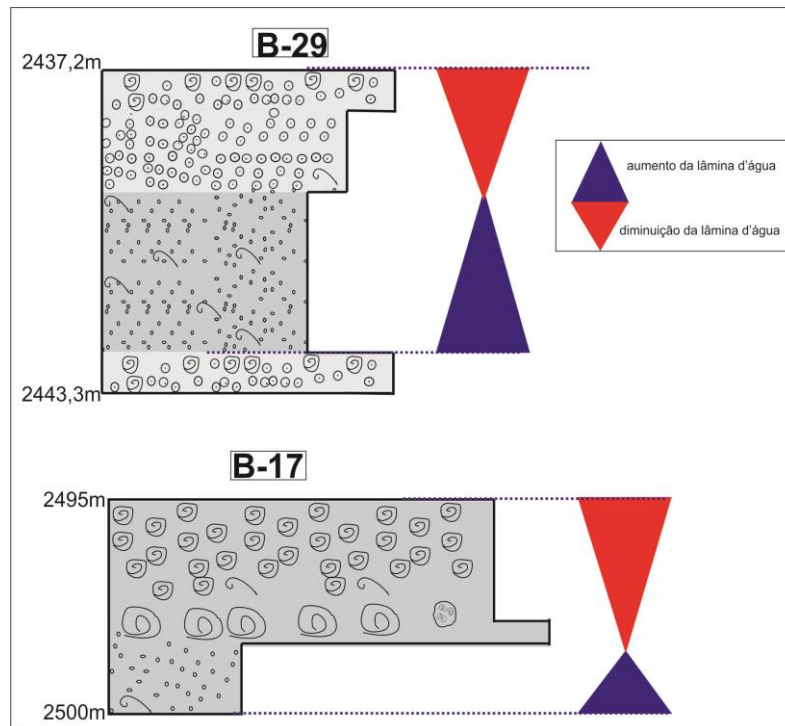


Figura 68: Empilhamento vertical definido (detalhe dos perfis do poço B-17 e B-29) e interpretação dos hemiciclos. O triângulo em azul representa o aumento da lâmina d'água e é representado, geralmente por *packstones* peloidais já o triângulo vermelho representa a diminuição da lâmina d'água e litologicamente é representado pelos *grainstones*.

8.2 Correlação entre os poços testemunhados: B-17, B-38, B-29 e B-30

A análise dos testemunhos permitiu a identificação de 10 ciclos de alta frequência. Na integração de dados de rocha com perfil de raio gama foi possível identificar cinco ciclos de média frequência iniciados por sedimentos correspondentes aos altos valores de GR (*packstone* peloidal), sobreposto por sedimentos de águas mais rasas (*grainstone* oolítico e *grainstone* oolítico com oncoides) que refletem valores de GR mais baixos.

Dessa forma, foram interpretadas oito superfícies estratigráficas a partir dos ciclos de média frequência (unidades estratigráficas de trabalho), definidos segundo os critérios de Galloway (1989). São eles:

- SMA1mf (Superfície de máximo afogamento 1 em média frequência): Corresponde a altos valores de radioatividade natural e é representado por sedimentos finos da Formação Outeiro (*wackestone* peloidal bioclástico intercalado com margas e *mudstones* ricos em foraminíferos planctônicos); este marcador está presente em praticamente todos os 28 poços estudados;
- SMA2mf, SMA3mf, SMA4mf, SMA5mf (Superfícies de máximo afogamento 2, 3, 4, 5 em média frequência): Cada superfície de máximo afogamento é marcada

por pico de radioatividade natural (GR) e quase sempre corresponde a rochas mais finas do tipo *packstone* peloidal. Os afogamentos constituem picos sucessivos de GR em toda a sucessão estudada e são rastreáveis nos 28 poços do campo (excetuando aqueles em que não há perfilagem em todo intervalo);

- SMR1mf, SMR2mf e SMR5mf (Superfícies de máximo raseamento 1, 2, 5 em média frequência): Essas superfícies representam o topo da sucessão com menor lâmina d'água. A SMR1mf é marcada por *grainstone* oolítico (*Fácies F*) e *grainstone* oolítico com oncoides (*Fácies G*) nos poços B-38 e B-30 e, nos poços B-29 e B-17 é representada por fácies mais finas como *packstones* peloidal com oncoide (*Fácies E*). A SMR2mf é caracterizada por *grainstone* oolítico e *grainstone* oolítico com oncoides. A SMR5mf é representada no poço B-17 por *packstones* com oncoides rudáceos (*Fácies H*) que lateralmente passam a ser *grainstones* oolíticos (*Fácies F*), como observado no poço B-29.

Em uma análise mais geral dos ciclos de média frequência, foram definidos três marcadores estratigráficos de baixa frequência. Um deles define, como tendência geral, o limite dos tratos de sistemas transgressivo e regressivo, representando a superfície de regressão máxima, segundo Embry & Johannessen (1992). São descritos a seguir:

- SRbf (Superfície de ravinamento em baixa frequência): A superfície de ravinamento (SRbf) é caracterizada por marcar um evento erosivo por ação de ondas durante a subida relativa do nível do mar. Esta erosão tende a ser heterogênea ao longo da linha de costa. Essas características ficam evidentes ao visualizar a correlação entre os poços das figuras 69 e 70. Tal correlação mostra a preservação dos depósitos acima da Superfície de Máximo Arrasamento de alta frequência (SMRaf) e abaixo das SMR1mf e SRbf nos poços B-30 e B-38, e a ausência dos mesmos depósitos por erosão nos poços B-17 e B-29.
- SRMbf (Superfície de Regressão Máxima de baixa frequência): A superfície de regressão máxima de baixa frequência marca o limite dos tratos de sistema transgressivo – regressivo. É marcada pelo nível de menor lâmina d'água no campo, representado por *grainstones* oolíticos.

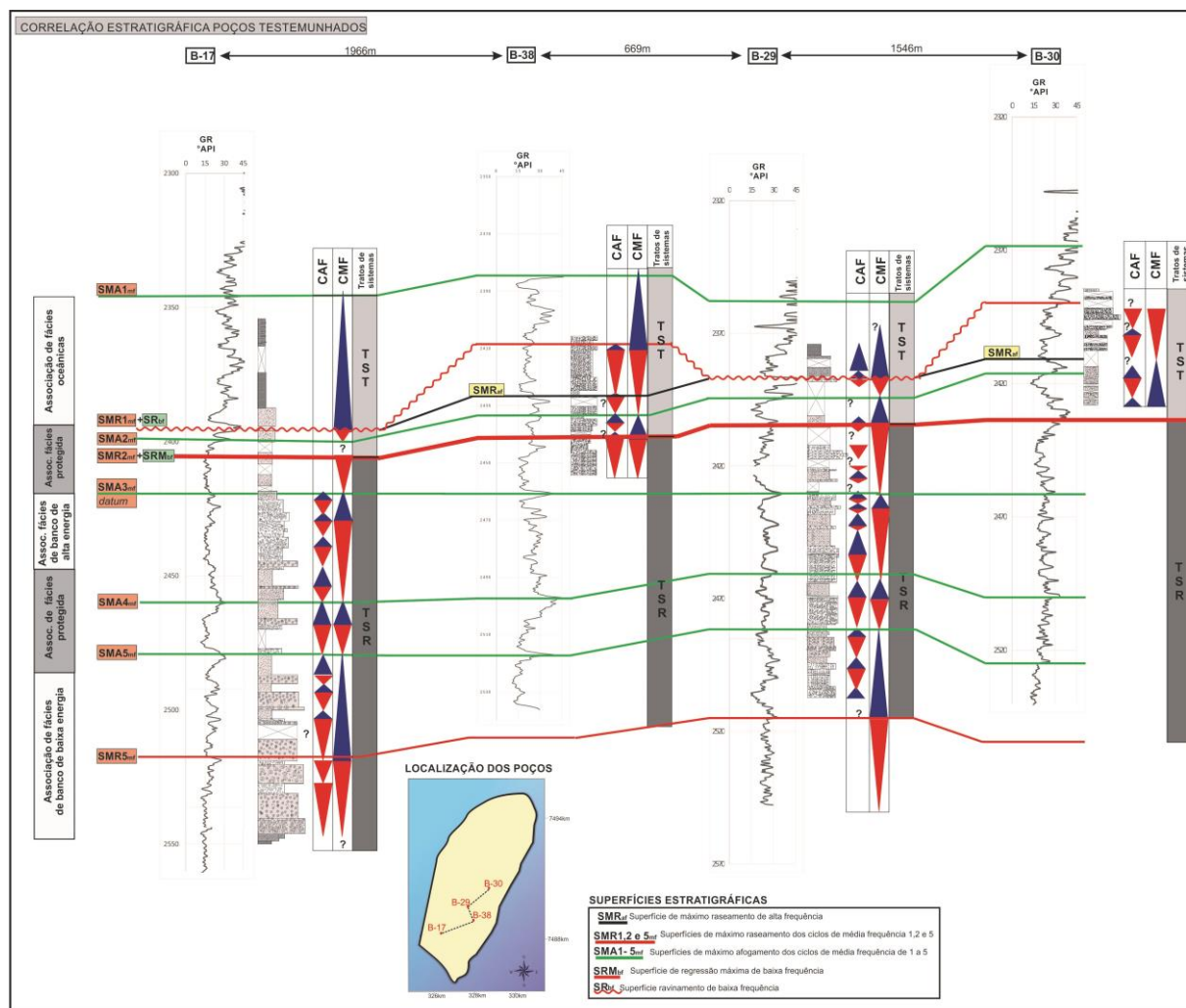


Figura 69: Correlação estratigráfica entre os poços B-17, B-38, B-29 e B-30. Pode-se verificar os ciclos de alta frequência (CAF) e os ciclos de média frequência (CMF), representados pelos triângulos azuis e vermelhos. O limite de sequência definido com base no ciclo de baixa frequência (SMR bf – superfície de regressão máxima) e a superfície de ravinamento (SRbf). As superfícies de máximo raseamento (SMRmf) e afofamento (SMAmf) foram definidas com base nos ciclos de média frequência).

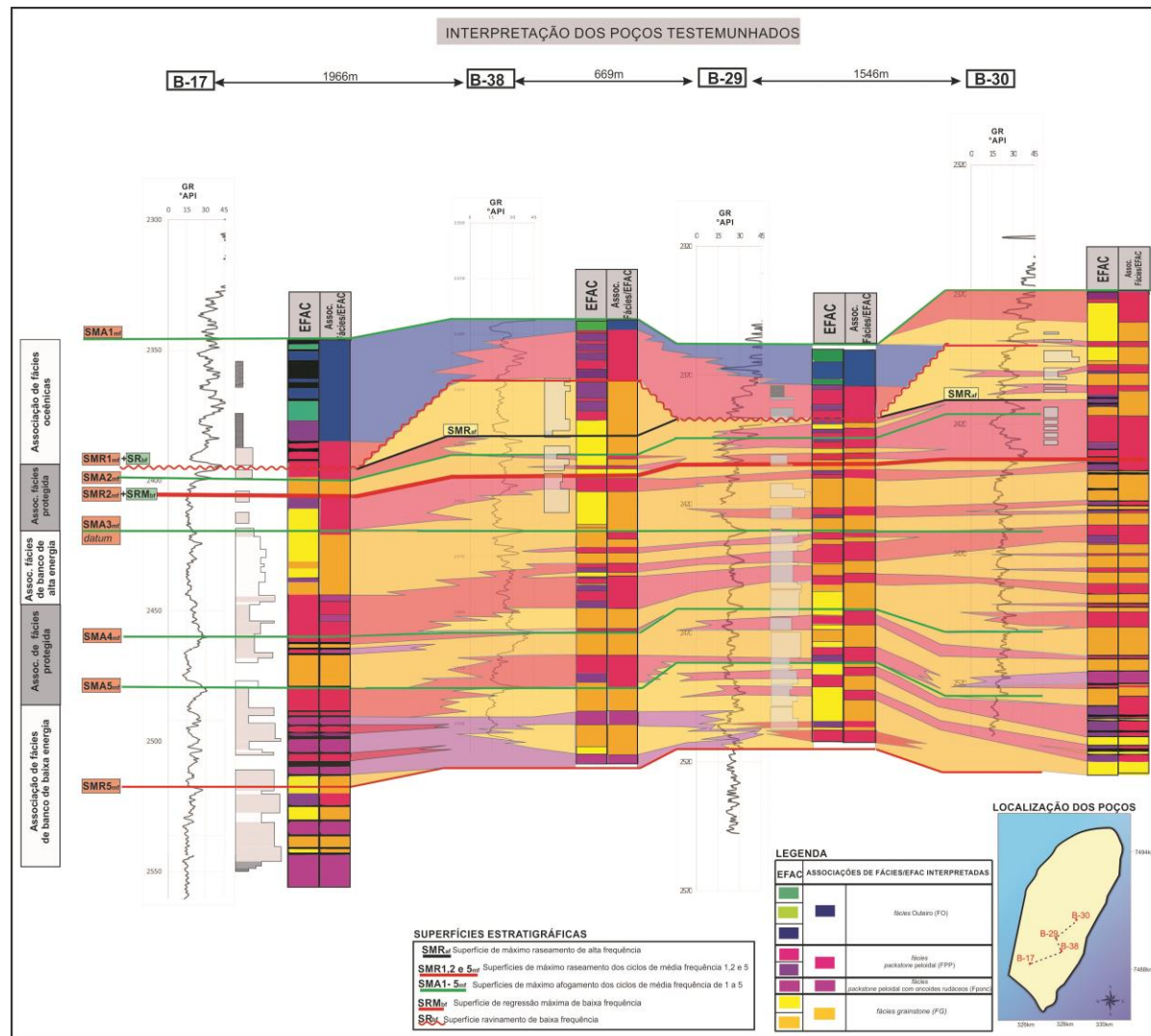


Figura 70: Correlação estratigráfica interpretada para os poços testemunhados B-17, B-38, B-29 e B-30

8.3 Correlação estendidas aos poços não testemunhados

A correlação dos marcadores estratigráficos foi realizada principalmente com o perfil geofísico de raio gama (GR), buscando rastreamento dos padrões reconhecidos inicialmente nos poços testemunhados. Para correlações do restante dos poços também foram usados os demais perfis geofísicos: resistividade (ILD), densidade (RHOB), neutrão (NPHI) e sônico (DT), quando necessário.

Foram realizadas quatro seções estratigráficas representativas do campo. Três passam perpendicularmente (seções *dip*) ao banco com orientação WNW- ESE (figuras 71, 72 e 73) e uma seção estratigráfica paralela (seção *strike*) ao banco NE-SW (Figura 74).

O *datum* estabelecido para as correlações foi o marcador de melhor representatividade em todos os poços do campo (SMA3mf). Buscou-se valorizar as feições deposicionais dos carbonatos como, por exemplo, os bancos.

8.3.1 Seção Estratigráfica A-A'

Seção estratigráfica A-A' (*dip*) está localizada na porção sul do campo (Figura 71). A sequência deposicional 5 é caracterizada pelas *Fácies packstone* peloidal com oncoides rudáceos, *packstone* peloidal e *grainstone*. A sequência de modo geral apresenta espessamento para SE (aproximadamente 40 m) e adelgaçamento na região do poço B-49D (20 m), onde as *Fácies grainstones* passam lateralmente para *packstones* peloidais com oncoides rudáceos.

A sequência deposicional 4, à NW, compõe-se de *packstone* peloidal com oncoides em variação lateral para *grainstone*, aparecendo intercalações com *packstone* no sentido SE. A sequência apresenta espessura isópaca em praticamente todo intervalo.

A sequência deposicional 3 obedece o mesmo padrão da sequência anterior, mas com espessamento para SE.

A sequência deposicional 2 apresenta a maior espessura de *grainstone* (aproximadamente 25 m) e dessa forma representa a superfície de regressão máxima (baixa frequência). Lateralmente ocorrem intercalações com *packstone* peloidais.

A sequência deposicional 1 é marcada na base pela superfície de ravinamento (**SR bf**), onde a *Fácies packstone* peloidal com oncoides rudáceos presente no poço B-49D trunca as *Fácies packstone* peloidal. Lateralmente ocorre a preservação da sequência limitada na base pela **SMRaf**, representada por uma sequência de *grainstones* oolíticos e *grainstones* oolíticos com oncoides, que acunham para NW com *packstones* peloidais. Essas fácies são recobertas pelas *Fácies Outeiro*, a qual apresenta espessamento no poço B-29 e adelgaçamento tanto para SE, quanto para NW.

A *Fácies packstone* peloidal com oncoides rudáceos ocorre nas sequências deposicionais 5,4,3 e 1, com distribuição ora para NW, ora para SE, podendo alcançar até 400 metros de continuidade lateral.

8.3.2 Seção Estratigráfica B-B'

É a seção *dip* mais ao sul do campo (Figura 72) e de modo geral apresenta grandes pacotes de *grainstone* nas sequências deposicionais de 5 a 3, com pequenas intercalações de *packstone* peloidais na sequência deposicional 4 – poço B-1 e na sequência 3 – poço B40-D. Na porção basal da seção ocorre uma camada isópaca de *packstones* peloidais com oncoides rudáceos (25 m) intercalado por *grainstone* (camada de até 6 m) no sentido SE. Essa fácies é restrita à sequência deposicional 5.

A partir sequência deposicional 2 ocorre entrada de *packstone* peloidal de maneira mais pronunciada e com espessamento para SE. Esse pacote de *packstone* peloidal é intercalado no centro do campo com *grainstones* que acunham tanto para SE, quanto para NW. Na sequência deposicional 1, a transgressão da plataforma carbonática é marcada pela *Fácies Outeiro* com maior espessamento para NW (50 m de espessura).

A superfície de ravinamento erodiu praticamente toda a seção.

8.3.3 Seção Estratigráfica C-C'

É a seção *dip* mais ao norte do campo (Figura 73). A sequência deposicional 2 é isópaca, e está representada por *packstones* peloidais na porção NW, com transição de *grainstones* para SE. A sequência deposicional 1 tem a preservação de um pacote de rocha, delimitado na base pela **SMRaf** apenas no poço B-30. No restante da seção, as fácies truncam na **SRbf**. A *Fácies packstone* peloidal com oncoides rudáceos só ocorre na sequência deposicional 4 no poço B-30.

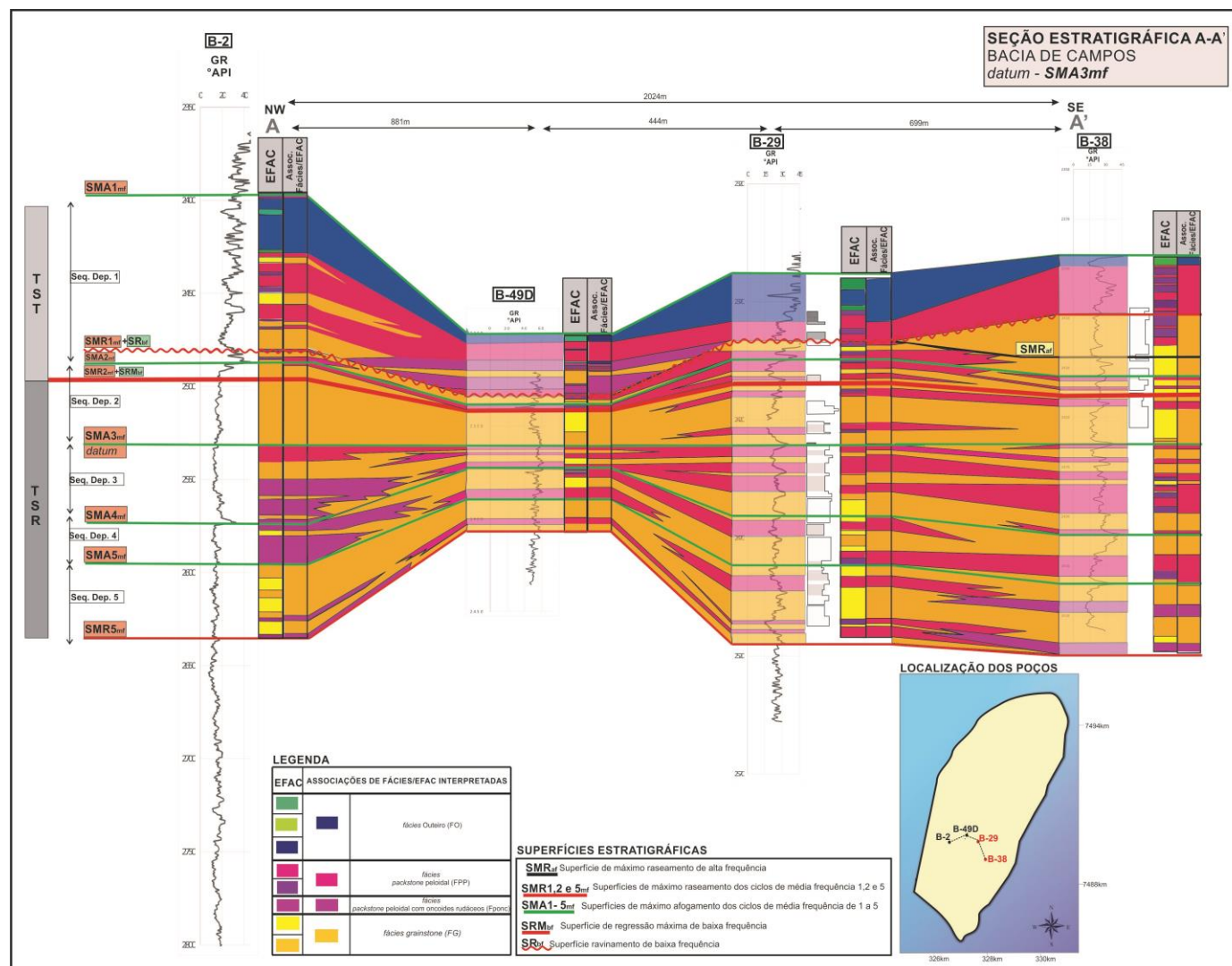


Figura 71: Seção estratigráfica A-A' com orientação NW-SE na porção sul do campo em estudo.

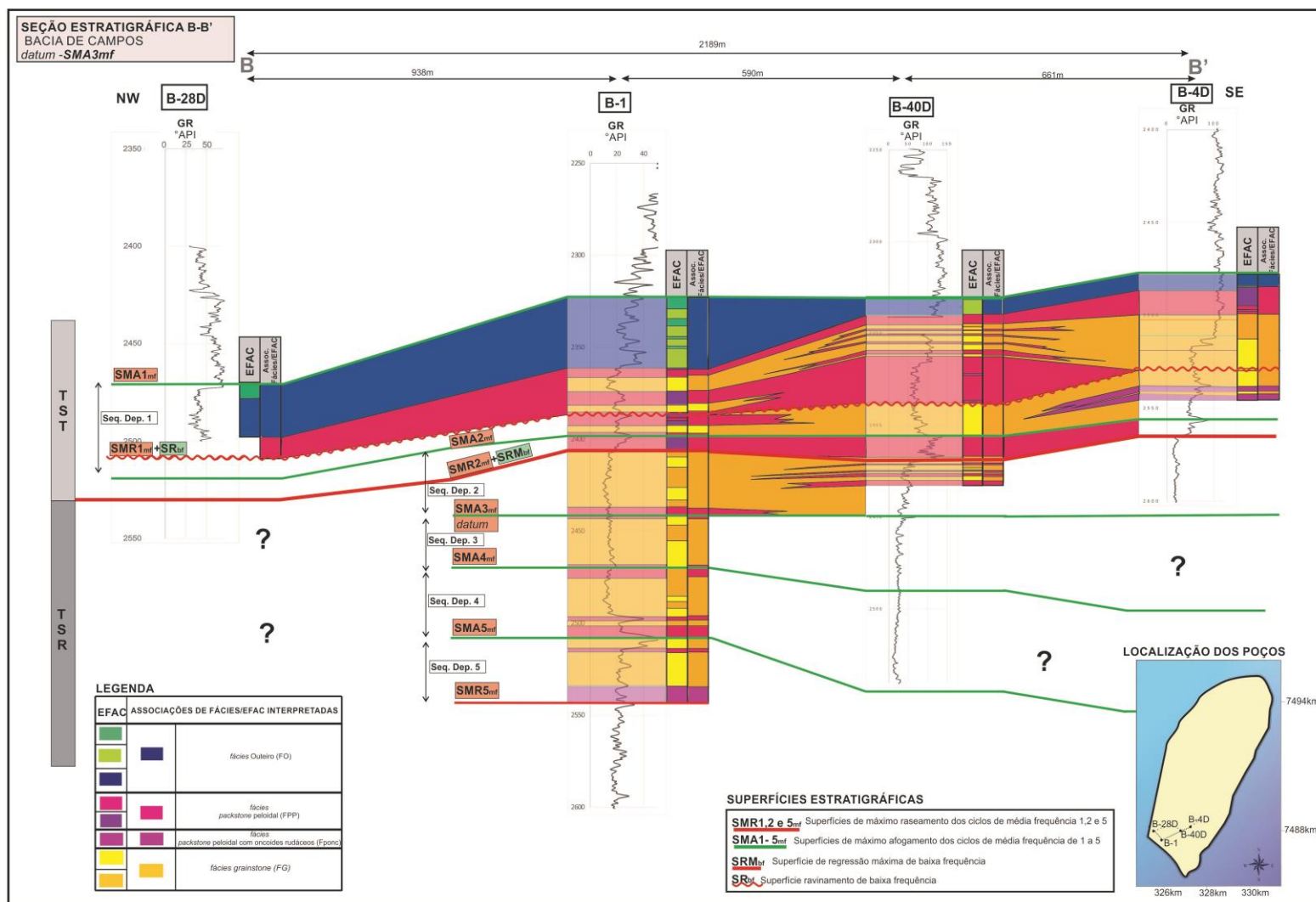


Figura 72:Seção estratigráfica B-B' com orientação NW-SE na porção mais ao sul do campo em estudo

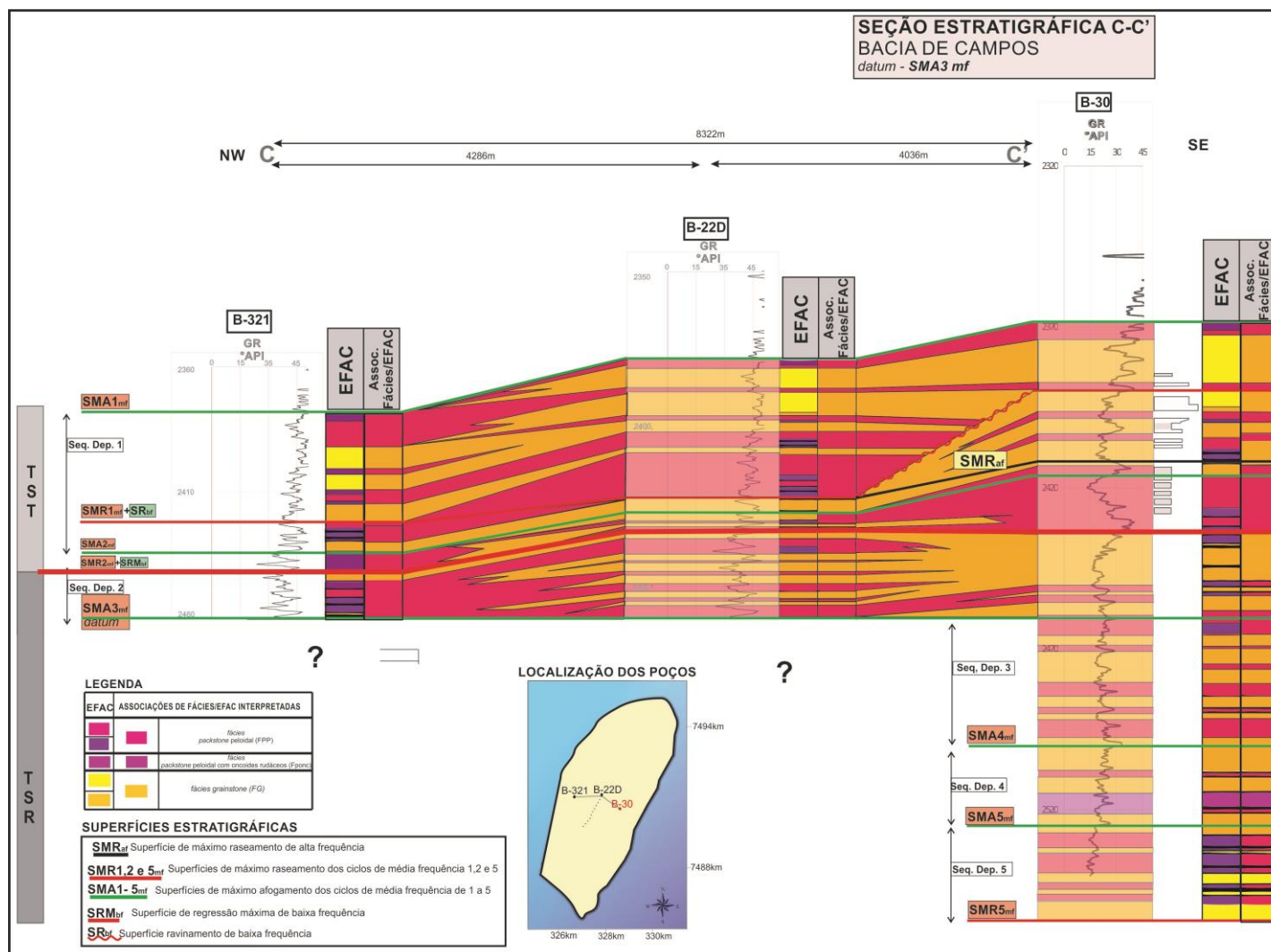


Figura 73: Seção estratigráfica C-C' com orientação NW-SE na porção norte do campo em estudo

8.3.4 Seção Estratigráfica D-D'

A seção apresenta direção SW-NE (Figura 74), com tendência geral de espessamento na porção NE de *packstone* peloidal, com espessura de aproximadamente 120 m no poço B-195 e próximo a 40 m no poço B-17.

A sequência deposicional 5 tem espessamento de 33 metros para SW, onde ocorre variação lateral para *packstone* peloidal com oncoides rudáceos e intercalações de 5 a 10 metros de *packstone* peloidal (poço B-17). Nas sequências deposicionais 4 e 3, ocorre a mesma tendência de fácies da sucessão anterior, entretanto ocorre espessamento de *grainstones* na sequência mais inferior no poço B-22, o qual passa a ter quase 50 m de espessura com uma intercalação de 5 m de espessura de uma única camada de *packstone* peloidal com oncoides. Já para a sequência 3, o espessamento se dá no poço B-2. A *Fácies packstone* peloidal com oncoides rudáceos tem extensão de quase 3,5 km com direção NE-SW e está presente nas sequências deposicionais 5, 4 e 3.

A sequência deposicional 2 tem espessura de 55 metros na porção NE, onde ocorre a preservação da sequência limitada na base pela **SMRaf**. Esse espessamento é composto apenas por *packstone* peloidal, já na parte SW.

A sequência deposicional 1 é caracterizada pela *Fácies* Outeiro sobrepondo as fácies características da Formação Quissamã. A base da sequência apresenta *packstone* peloidal com intercalação de camadas de *grainstone* de até 8 m no poço B-2. À medida que se caminha para SW, ocorre o truncamento da fácies na **SRbf**. A *Fácies* Outeiro tem espessura isópaca, de 25 m nos poços B-195, B-322 e B-22, e espessamento nos poços B-2 e B-17, passando para aproximadamente 50 m.

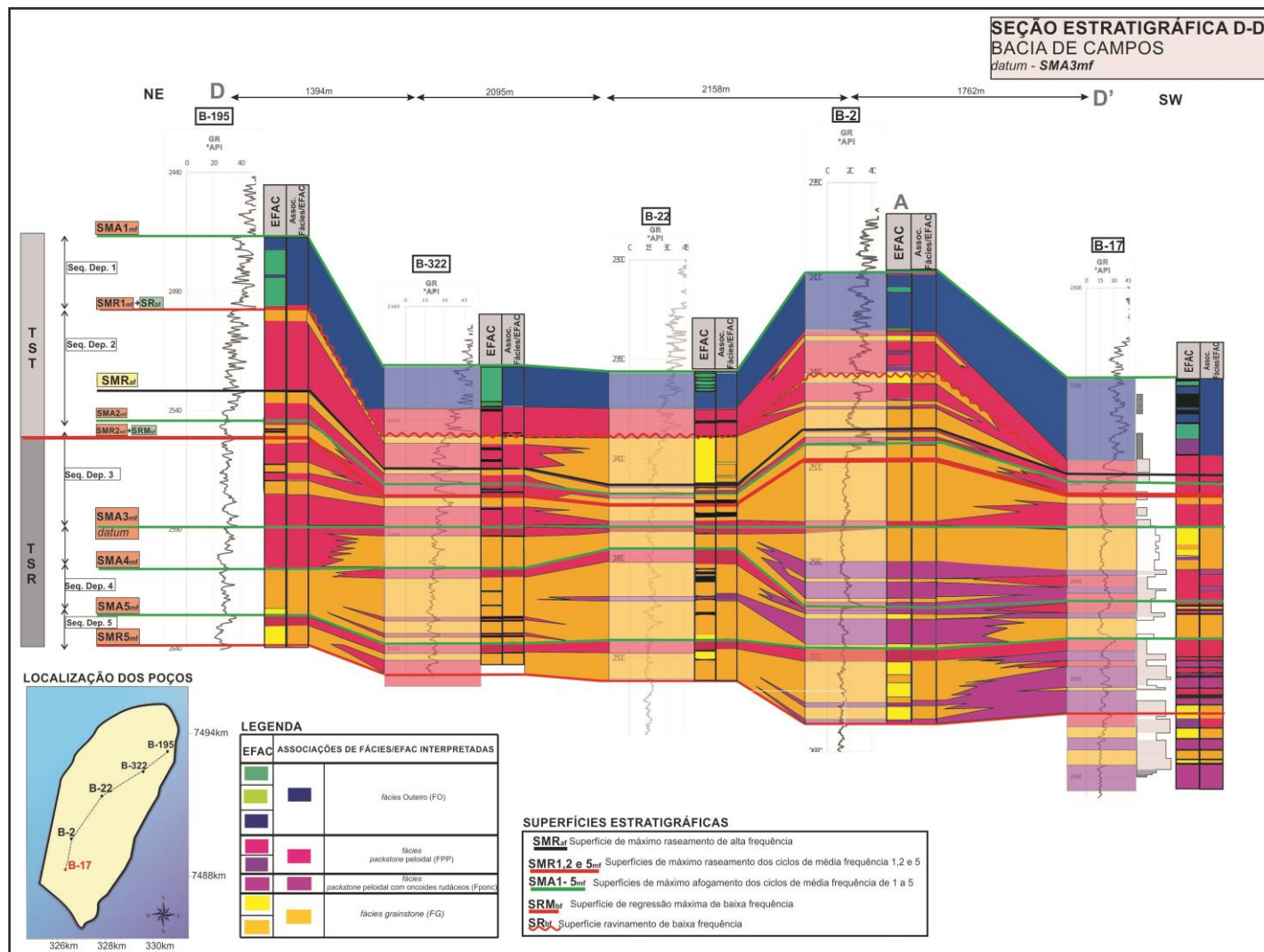


Figura 74:Seção estratigráfica D-D' com orientação NE-SW no campo em estudo

9 DISCUSSÃO

9.1 *Fácies: Significado deposicional*

Os principais grãos encontrados na Formação Quissamã no campo em estudo foram os ooides, oncoides e peloides. Cada um desses elementos se formou em condições específicas, relacionadas a determinadas condições de agitação, profundidade e circulação de águas. Por esses aspectos e por analogia com acumulações de areias carbonáticas recentes, principalmente das Bahamas (*Joulters Cays* - como abordadas por Spadini, 1992) pode-se reconhecer os paleoambientes e sugerir os modelos deposicionais para as diferentes fácies.

É importante ressaltar que, a partir do eo e mesoalbianos, o campo em estudo esteve sujeito a modificações da estrutura, com arqueamentos gerados por suaves almofadas de sal (BAUMGARTEN & SCUTA, 1988), o que estabeleceu a fisiografia deposicional. Portanto, com a topografia de fundo gerada por interações entre o substrato anterior e a halocinese, a faciologia e a geometria externa dos corpos ficaram condicionadas pelas oscilações do nível do mar e pelo regime hidrodinâmico associado.

Moretzsohn (1994) estudando a Formação Quissamã em um campo de óleo na Bacia de Campos, sugeriu dois modelos deposicionais: 1) modelo dominado por bancos oolíticos e 2) modelo dominado por bancos oncolíticos. Para Franz (1987), o campo em estudo possui dois sistemas deposicionais: 1) complexo de plataforma de água rasa, com energia moderada à alta e; 2) uma plataforma de baixa energia.

9.2 *Evolução paleogeográfica para o campo em estudo*

A interpretação da posição espacial e da evolução do paleoambiente deposicional das diferentes fácies foi realizada com base nos tipos de grãos formadores das rochas, na eventual presença de micrita e, quando possível, conforme o registro fossilífero (capítulos 4, 5 e 6). Também foram analisadas as relações verticais de fácies e sua distribuição espacial através da correlação estratigráfica (*trends* deposicionais) dos poços e mapas de proporção de fácies (capítulos 7 e 8). Neste capítulo é proposto um sequenciamento de paleoambientes para intervalos estratigráficos delimitados através das correlações entre todos os poços do campo, substantiados por dados de eletrofácies, mapas de proporção de fácies e os demais dados.

A associação vertical das fácies é complexa e heterogênea. O contato entre as fácies grossas é gradacional, porém geralmente abrupto com as fácies finas (*packstone* peloidal). Conforme já interpretado no capítulo 4.4, os *grainstones* oolíticos (*Fácies F*) representam grãos depositados na “crista” do banco, onde havia contínua agitação por ação de correntes/ondas (Tabela 9). Essas condições são inferidas pelo grau de seleção, rara bioturbação e raros bioclastos; e ausência de cimento marinho (fibroso). Estratificações cruzadas, típicas de *shoals* móveis, não foram observadas, entretanto a correlação estratigráfica mostrou que a espessura dos bancos varia lateralmente à medida que ocorreu a evolução do ambiente, denotando certa mobilidade dos bancos. Além dos ooides, o banco carbonático incluía oncoides nas porções ligeiramente mais profundas e já apareciam micrita e oncoides rudáceos nas porções marginais dos bancos.

Segundo Spadini (1992), no Albiano da Bacia de Campos, os oncoides rudáceos ter-se-iam formado em “bancos” estabilizados por cianobactérias. Essa fácies muda lateralmente para *grainstones* paralelamente às mudanças no nível base de onda, sendo que o ambiente gradualmente ganhou maior energia, tornando-se menos protegido. Parte desta interpretação é corroborada através dos dados obtidos no presente estudo. Contudo, não foram reconhecidas esteiras microbialíticas que tenham estabilizado os bancos (Figura 75 – Sequência Depositional 1).

A evolução do banco ao longo do tempo se deu por um maior desenvolvimento na Sequência Depositional 3 (figuras 75 e 76), quando foi possível a deposição da *Fácies H* em condições mais protegidas propiciadas pela barreira formada ou ainda por baixos locais no próprio banco, que constituíam “mini-bacias”. As oscilações do nível relativo do mar acabaram por expor o banco e gerar em ambiente diagenético meteórico vadoso, com porosidade móldica parcial nos grãos de ooides e oncoides. Esta situação foi a contrária daquela na deposição da Sequência Depositional 1 (Figura 76– Sequência Depositional 1), na qual foi possível a preservação da porosidade primária, já que o banco estava no alto da plataforma carbonática (*grainstones*-poço B-30).

Conforme já comentado, as condições de energia gradativamente mais baixa são representadas por *packstones* peloidais (*Fácies D*) e uma única camada delgada de *mudstone/wackestone* (*Fácies I*). No entanto, o primeiro pode ocorrer tanto na porção proximal associado à *Fácies H*, quanto distal associado à *Fácies I* (como se visualiza, por exemplo na Sequência Depositional 4). A depender da associação vertical de fácies em que ocorre, não foi possível diferenciação entre os *packstones* peloidais ante ou pós banco carbonático. Segundo o modelo geral da Formação Quissamã de Guardado et al. (1989),

a plataforma carbonática era constituída de uma sucessão de bancos dispostos paralelamente uns aos outros e paralelos à costa, de forma que as fácies que poderiam ser consideradas de ambiente marinho aberto para um, na verdade, são fácies de ambiente protegido para o outro, e essa relação se dá até o limite da plataforma carbonática.

A *Fácies E* é caracterizada pela associação de peloides, oncoides (tanto os regulares/pequenos, quanto os irregulares/rudáceos) e ooides, depositados em condições onde o banco carbonático apresentava baixos locais bastante expressivos, capazes de conectar a porção leste com a porção oeste do banco. Dessa forma a *Fácies E* mais a leste, protegida, esteve em contato com grãos de ambiente de maior energia. Essa associação de grãos ocorreu em menor quantidade nas *Fácies G* e *H*, provavelmente misturados por retrabalhamentos esporádicos durante tempestades e/ou marés de sizígia, ou ainda em correntes de retorno.

A ausência de grãos grossos (oncoides e ooides) nas porções proximais da plataforma carbonática (*Fácies D*) indica que as correntes não eram muito efetivas no transporte de sedimentos dos bancos rasos, o que pode ser explicado por tempestades que não eram muito fortes no Albiano (SPADINI, 1992).

Durante a evolução dos paleoambientes, os ooides se formavam sob influência de fluxos oscilatórios turbulentos (Tabela 9) constituindo os bancos carbonáticos nos paleoaltos da bacia (gerados pela halocinese e, assim, por falhamentos listricos). Os paleobaixos no banco representam sistemas únicos de energia menor.

O banco carbonático alcançou máximo desenvolvimento quando os bancos carbonáticos não apresentavam mais “mini-bacias” e constituíam um sistema único de alta energia (figuras 75 e 76- Sequências Depositionais 1, 2 e 4) e, assim, o isolamento da porção mais protegida (Figura 76 – Sequência Depositional 3). Nesta fase, o banco era alongado na direção NE-SW, com aproximadamente 6 km de extensão, sendo que na porção NE se originaram os pacotes de *grainstones* mais espessos (até 30 m) e frequentes, com maior abundância de grãos de quartzo (geralmente como núcleos de ooides), de micas (em especial a biotita) e K-feldspatos, e os depósitos de menor energia são mais delgados e raros. Estas variações laterais no banco carbonático provavelmente refletem a proximidade da extremidade NE ao Cabo de São Tomé ou de um alto local na própria bacia.

Os fósseis indicativos de porções mais protegidas são os foraminíferos aglutinantes do tipo miliolídeo. Esses fósseis não foram diagnósticos para a separação dos *packstones* peloidais/bioclásticos (*Fácies D*) em ambientes protegidos proximais e distais, visto que

estão presentes tanto em um, como em outro. Ocorrem em maior quantidade na Sequência Depositional 2 e estão distribuídos tanto nos baixos do banco, quanto nas porções interbarras.

As subidas do nível relativo do mar podiam remover porções dos bancos e formar novamente os canais que conectavam o ambiente distal com as porções mais protegidas da plataforma.

Após a deposição das fácies da Formação Quissamã de energia moderada à alta, ocorreu a transgressão marinha. No princípio, depositou-se a *Fácies C*, rocha com aspecto brechóide, a qual contém fósseis tanto bentônicos, como planctônicos, mas o aspecto peloidal ainda evidencia proximidade com ambientes rasos; a *Fácies C* está em contato abrupto/erosivo com as fácies de moderada a alta energia. Em seguida, as fácies ricas em pitoneloideos, radiolários e *Favusella washitensis* demonstram condições de mar aberto. As intercalações de marga representam eventos de maior aporte à bacia de terrígenos, assim como a presença da glauconita denota diminuição do aporte em sedimentos e condições de anoxia.

Há uma porção da plataforma que não foi totalmente erodida (Superfície de ravinamento - SRmf), conforme evidenciado na Sequência Depositional 1, principalmente no poço B-30 (figuras 75 e 76 – Sequência Depositional 1). Na região onde a transgressão, até o intervalo estratigráfico estudado, não atingiu efetivamente a porção mais proximal da plataforma carbonática, foi favorecida a preservação dos poros primários.

Nas seções estratigráficas (figuras 71, 72, 73 e 74), observou-se de modo geral que existe um espessamento das fácies de baixa energia para oeste, denotando ambiente de menor energia, o qual propiciou a deposição das fácies, principalmente por decantação. O espessamento das seções podem estar relacionado a estruturas do tipo *rollover*, associadas à ocorrência de falhas listricas sin-deposicionais na porção oeste do campo. Na porção leste, onde está o poço B-30, ocorria o alto estrutural que controlou a preservação dos sedimentos de alta energia, observados na Sequência Depositional 1. Esse tipo de estrutura é descrita para as regiões proximais na Bacia de Campo durante o Albiano, 100 a 200 km a partir do litoral (DEMERCIAN et al. 1993).

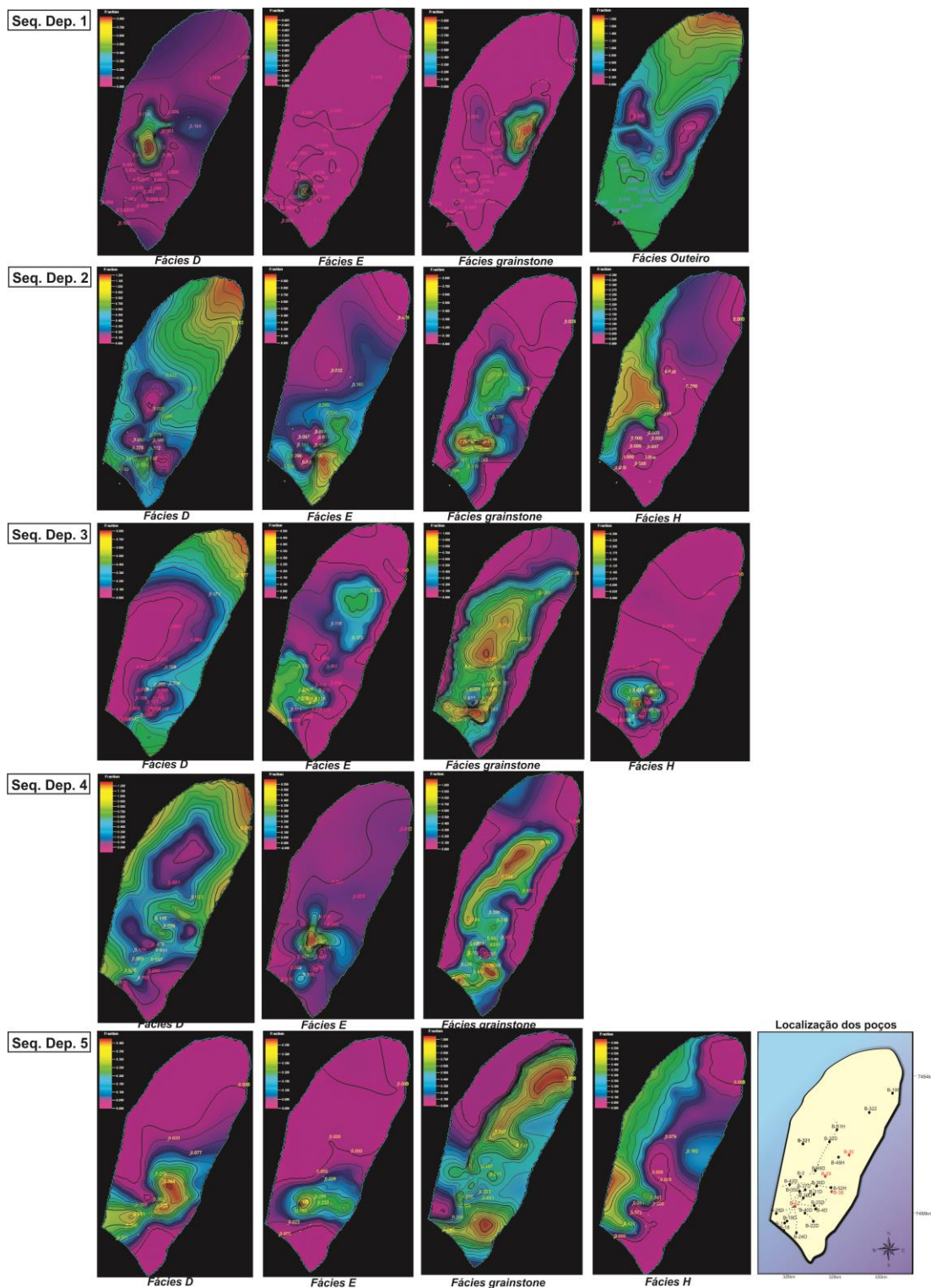


Figura 75: Mapas de Proporção de fácies obtidos por intervalos estratigráficos. Pode-se observar a evolução das fácies da Formação Quissamã (Sequências Depositionais 5, 4, 3, e 2) até a transgressão da plataforma carbonática com a entrada dos sedimentos da Formação Outeiro (Sequência Depositional 1). A escala dos mapas tem valor em porcentagem onde a cor roxa representa 0% de ocorrência da fácies e a cor vermelha, 100%.

Tabela 9: *Fácies* , ambientes e processos deposicionais interpretadas nesse estudo.

Cód.	<i>Fácies</i>	Ambientes	Processos deposicionais predominantes
A	<i>Wackestone</i> peloidal bioclástico intercalado com marga	Marinho profundo	Decantação subaquosa
B	<i>Mudstone</i>		
C	<i>Wackestone</i> bioclástico	Íncio de afogamento da plataforma	Fluxos gravitacionais
D	<i>Packstone</i> peloidal/bioclástico	Energia baixa	Decantação subaquosa
E	<i>Packstone/grainstone</i> peloidal com oncoides	Energia moderada - baixa	Decantação subaquosa com chegada de pouco fluxo
F	<i>Grainstone</i> oolítico	Energia alta	Fluxo ativo subaquoso oscilatório e turbulento
G	<i>Grainstone</i> oolítico com oncoides	Energia alta - moderada	
H	<i>Packstone</i> peloidal com oncoides rudáceos	Energia baixa - protegido	Decantação subaquosa em ambiente protegido
I	<i>Wackestone/packstone</i> peloidal	Energia baixa	Decantação subaquosa

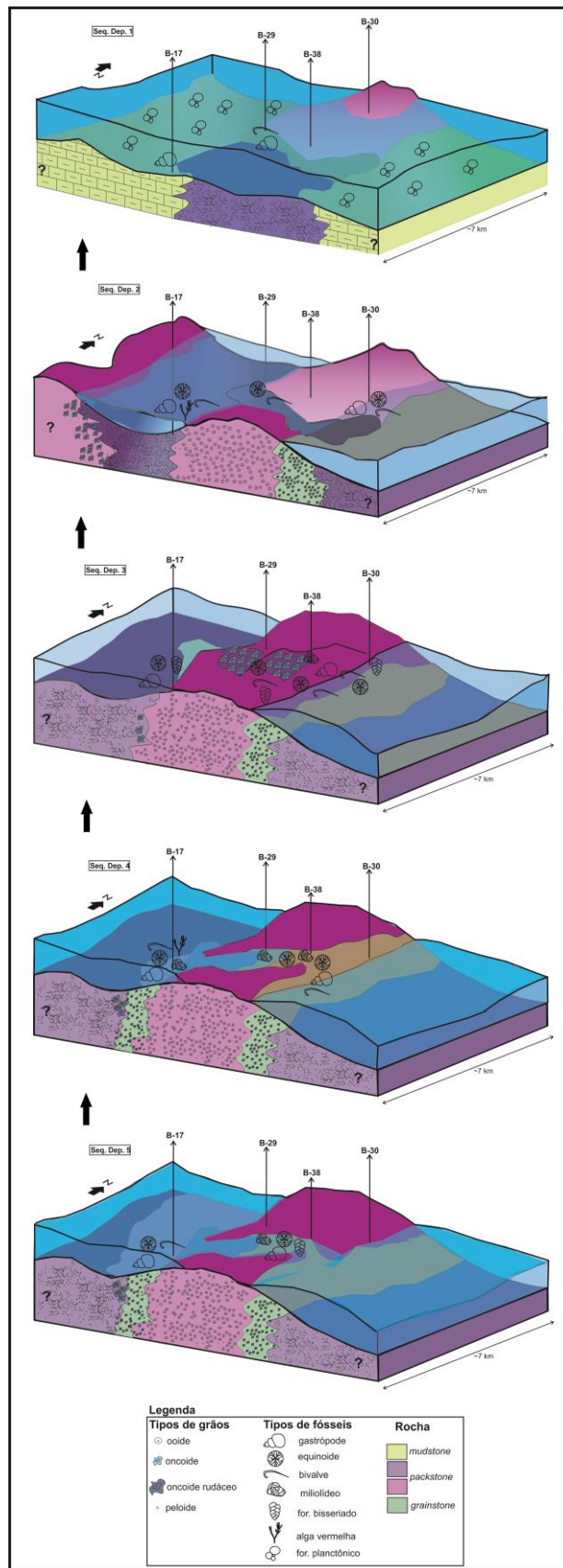


Figura 76: Blocodiagramas mostrando a evolução da distribuição dos paleoambientes das formações Quissamã e Outeiro no campo estudado, confeccionados através da integração dos dados de litofácies, mapas de proporção de fácies e correlações de perfis para os intervalos definidos através da estratigrafia de sequências.

10 CONCLUSÕES

No estudo das formações Quissamã e Outeiro da Bacia de Campos, de idade albiana, em testemunhos de quatro poços num campo do Reservatório Quissamã, foram reconhecidas nove litofácies sedimentares:

- *Fácies A* (Formação Outeiro) – *Wackestone* peloidal bioclástico intercalado com marga;
- *Fácies B* (Formação Outeiro) – *Mudstone*;
- *Fácies C* (Formação Outeiro) – *Wackestone* bioclástico;
- *Fácies D* (Formação Quissamã) – *Packstone* peloidal/bioclástico;
- *Fácies E* (Formação Quissamã) – *Packstone/grainstone* peloidal com oncoides;
- *Fácies F* (Formação Quissamã) – *Grainstone* oolítico;
- *Fácies G* (Formação Quissamã) – *Grainstone* oolítico peloidal com oncoides;
- *Fácies H* (Formação Quissamã) – *Packstone* peloidal com oncoides rudáceos;
- *Fácies I* (Formação Quissamã) – *Wackestone/packstone* peloidal.

Os *grainstones* foram depositados em ambiente de água rasa, onde se desenvolveram ooides de alta energia e oncoides de energia moderada à alta. São interpretadas condições de energia gradativamente menores na deposição de: *packstone* peloidal com oncoides rudáceos, *packstone* peloidal/bioclástico e *wackestone/packstone* peloidal. Os *wackestones* bioclásticos, *mudstones* e *wackestones* peloidais bioclásticos com intercalações de marga, presentes na porção superior estudada (Formação Outeiro), representam uma redução na energia ambiental devido ao afogamento gradual da plataforma.

Os principais processos diagenéticos que atuaram no reservatório, em geral durante a eo e mesodiagênese, foram: micritização, dissolução, cimentação por calcita espática e compactação mecânica. Os processos ocorreram diferentemente em fácies distintas e até numa única fácies, comumente com *patchies* de cimentação controlados principalmente por bioturbação. A micritização ocorreu em ambiente marinho, concomitantemente à deposição. A cimentação por calcita espática (cimentação em

mosaico fino) foi um processo que atuou no ambiente meteórico freático. A dissolução atuou de maneira a gerar microporosidade e porosidade móldica parcial principalmente no ambiente vadoso meteórico. Em subsuperfície, na compactação química verificou-se estilólitos/*dissolution seams* produtos de dissolução por compactação.

A diagênese atuou de modo mais severo na região sul do campo, fechando praticamente todos os poros primários, ao contrário da porção norte que preservou a porosidade intergranular e conectada das rochas. A análise da porosidade com dados de petrofísica básica indicam que o reservatório é essencialmente microporoso e com porosidades móldicas parciais nas áreas sul e central do campo (cimentação quase que total) e que porcentagens significativas de macroporosidade (primária) ocorrem apenas na área norte do campo (poço B-30).

A caracterização de eletrofácies carbonáticas representou um grande desafio, devido à heterogeneidade dos reservatórios. Conclui-se que foi possível relacionar eletrofácies a litofácies e extrapolar tais resultados para os poços não testemunhados do campo através da combinação de procedimentos (redes neurais), como o agrupamento de poços por semelhança de perfis elétricos, a determinação de sucessões cíclicas e de sequências estratigráficas e a verificação da consistência de eletrofácies em gráficos GR (raio gama) x DT (densidade) para intervalos litológicos delimitados pelas sequências estratigráficas.

Nas correlações estratigráficas entre os poços testemunhados foi possível reconhecer sucessões cíclicas de alta frequência compostas por *packstones* peloidais/bioclásticos que gradam para *grainstones* - um típico padrão de empilhamento granocrescente ascendente resultante da passagem de condições ambientais/deposicionais de águas relativamente profundas para rasas (“arrasamento para o topo”). Algumas sucessões cíclicas estão incompletas pela não preservação ou não deposição de algumas fácies. Também foram reconhecidas sucessões cíclicas de média e baixa frequência. Os ciclos de média frequência são delimitados por superfícies de máximo afogamento ou inundação, representadas por grande extensão lateral de litofácies finas acumuladas em ambientes mais profundos (principalmente *packstone* peloidal/bioclástico). Já na escala das sucessões cíclicas de baixa frequência, o limite entre duas sucessões é o contato entre os tratos de sistemas regressivo e transgressivo, geralmente caracterizado por uma superfície de regressão máxima.

Quanto à distribuição espacial das fácies no campo de estudo (*trends* deposicionais), conclui-se que as *Fácies packstone* peloidal com oncoides rudáceos têm registro mais abundante na porção oeste do campo e apresentam variação lateral para *grainstone* oolítico com oncoides. A região norte do campo, de acordo com os poços B-322, B-22D e B-30, foi soerguida por falhamentos lístricos, de modo que as *Fácies* Outeiro não foram registradas no intervalo estudado. Adicionalmente, essa região possui maior concentração de fácies de alta energia, como *grainstones*, e também a maior quantidade de minerais silicáticos (K-feldspato, mica, quartzo). Esses fatos podem ser explicados pela proximidade da região a um paleoalto local na própria bacia que propiciava águas mais rasas e era a fonte discreta de minerais não-carbonáticos usados como núcleos dos oóides.

Finalmente, através da integração dos dados e a construção de mapas de proporção de fácies, foram elaborados cenários deposicionais para cada sequência estratigráfica de média frequência da porção superior da Formação Quissamã, a fim de visualizar a evolução da bacia na região de estudo. De um modo geral, o ambiente deposicional é representado por um banco/barra alongado na direção NE-SW com 6 km de extensão, composto principalmente por ooides, e lateralmente ao banco, situavam-se os sítios deposicionais de lama carbonática. Em contexto regional, as áreas deprimidas adjacentes ao banco eram regiões de interbarras, considerando-se que na Bacia de Campos existiram diversos bancos aproximadamente paralelos à costa.

SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Diversas dúvidas remanescentes no presente trabalho poderiam ser solucionadas através de estudos adicionais.

Por exemplo, as interpretações dos eventos diagenéticos poderiam ser incrementadas através da utilização de MEV e EDS (sendo necessárias novas lâminas para tais análises).

Dados de perfis de raios gama espectral poderiam auxiliar no entendimento do comportamento dos perfis de raios gama total através da identificação de níveis influenciados por minerais silicáticos ou por feições diagenéticas específicas. Como por exemplo, o urânio e o tório que dão informações sobre presença de matéria orgânica, minerais argilosos; o potássio, informações de aporte sedimentar continental. Portanto, os erros poderiam ser reduzidos na utilização do método de redes neurais.

Para auxiliar as interpretações sobre a evolução paleoambiental da área de estudo, recomenda-se realizar quimioestratigrafia isotópica como ferramenta na correlação entre as sucessões carbonáticas e como mais um parâmetro para comparar dados

Em âmbito maior, o melhor entendimento do campo permitirá expandir as correlações para os campos vizinhos da Bacia de Campos, no mesmo contexto. Assim, seria possível ampliar o conhecimento sobre as fácies carbonáticas, tendo em vista sua complexidade, ou seja, relativa diversidade de fácies, grandes variações laterais e influência da diagênese.

11 BIBLIOGRAFIA

AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO (Brasil) (ANP). Anuário estatístico da indústria brasileira do petróleo e gás natural. Rio de Janeiro, 2013. Disponível em: < <http://www.anp.gov.br/> >. Acesso em: 10 fev 2014.

ASMUS, H. E. Controle estrutural da deposição mesozóica nas Bacias da margem continental brasileira. Revista Brasileira de Geociências 5:160 –175, 1975.

ASMUS, H. E.; GUAZELLI, M. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes. Projeto Remac. 9: 187 –269, 1981.

AZEVEDO, R.L.M. O Albiano no Atlântico Sul: Estratigrafia, Paleoceanografia e relações globais. 2001. 265 p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2001.

AZEVEDO, R.L.M.; GOMIDE, J.; VIVIERS, M.C.; HASHIMOTO, A.T. 1987. Bioestratigrafia do Cretáceo marinho da Bacia de Campos. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 17(2): 147-153.

BATHURST, R.G.C. Carbonate diagenesis and reservoir development: conversion, destruction and creation of pores. *Quarterly of Colorado School of Mines*. 81(4):1-25, 1986.

BATHURST, R. G. C. Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparite. Geol. Journal 5(1):15-32. 1966.

BATHURST, R. G. C. Carbonate sediments and their diagenesis. 2. ed. Amsterdam, Elsevier. 658p. Developments in Sedimentology, 12. 1975.

BATHURST, R.G.C. Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platforms limestones: stratified cementation and selective compactation. Sedimentology, v. 34, p. 749-779. 1987.

BAUMGARTEN, C.S. & SCUTA, M.S. Ajuste de porosidade no reservatório Macaé, campo de Pampo, Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras. 2(1):3-12.1988.

BENGTON, P. & KOUTSOUKOS, E.A.M.. Ammonite and foraminiferal dating of the first marine connection between the Central and South Atlantic. *In*: Curnelle, R. (ed.). Géologie africaine. Boussene: Elf Aquitaine Edition, Compte-rendu des Colloques de géologie de Lebrville, 6-8 mai 1991. 1992.

BRUHN, C. H. L.; GOMES, J. A. T.; LUCCHESI, C. D.; JPHANN, P.R.S. Campos basin. *In: Reservoir characterization and management – Historical overview and future challenges. Paper OTC 15220. In: OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE, Houston, Texas. 2003 14p.*

CAINELLI, C. & MOHRIAK, W. U. Geology of Atlantic eastern Brazilian basins. *In: 1998 AAPG-International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, v. Brazilian Geology 2, p.66, 1998.*

CARVALHO, M.D., DIAS-BRITO, D. & FERRE, B.. Bacia de Jequitinhonha – novas indicações de águas tetianas no Atlântico Sul. *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCIO DO BRASIL, 5., 1999. Rio Claro, Boletim. Rio Claro: UNESP, 1999. p.643- 649.*

CASTRO, M.A.B., & SARTURI, J.A.D. PETROBRAS. Campo de Enchova – Estudo do Reservatório Quissamã. Relatório interno Petrobras. 2000.

CASTRO, W. B. de M. Correlação rocha-perfil através de regressão logística. 1998. 105p. Dissertação de mestrado em Universidade Estadual de Campinas. Campinas. 1998.

CATUNEANU, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375p.

CATUNEANU, O., ABREU, V., BHATTACHARYA, J.P., BLUM, M.D., DALRYMPLE, R.W., ERIKSSON, P.G., FIELDING, C.R., FISHER, W.L., GALLOWAY, W.E., GIGLING, M.R., GILES, K.A., HOLBROOK, J.M., JORDAN, R., KENDALL, C.G.St.C., MACURDA, B., MARTINSEN, O.J., MIAL, A.D., NEAL, J.E., NUMMEDAL, D., POMAR, L., POSAMENTIER, H.W., PRATT, B.R., SARG, J.F., SHANLEY, K.W., STEEL, R.J., STRASSER, A., TUCKER, M.E., WINKER, C. Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth-Science Reviews, vol.92, 1-33. 2009.

CATUNEANU, O., GALLOWAY, W.E., KENDAL, C. St. C., MIAL, A. D., POSAMENTIER, H.W., STRASSER, A., TUCKER, M.E. 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. Stuttgart. 245p. Disponível em <http://users.unimi.it/issc/webapp/staticattachs/Catuneanu%20et%20al%202011-sequence.pdf> > Acesso em 27 set.2013.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; BENDER, A. Tectonics and stratigraphy of the east Brazil rift system: An Overview. Tectonophysics, p.97-138, 1992.

CHOQUETE, P.W. & PRAY, L.C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates, AAPG Bulletin, v.54, No. 2, p.207 250, 1970.

CONSENTINO, L. Integrated Reservoir Studies. Ed. TECHNIP. 310p. 2001

DELLA FÁVERA, J. C. Fundamentos de estratigrafia moderna. RJ: Ed. UERJ. 264p. 2001.

DEMERCIAN, L. S., SZATMARI, P., COBBOLD, P. R. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basin, Offshore Brazil. Tectonophysics, v. 228, p. 393-433, 1993.

DIAS, J. L.; SCARTON, J. C.; ESTEVES, F. R.; CARMINATTI, M.; GUARDADO, L. R. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. *In*: Raja Gabaglia, g. P. M., e.j. (coords.) Origem e evolução de Bacias sedimentares. PETROBRAS, p. 333-360, 1990.

DIAS-BRITO, D. 1995c. Descoberta de *Colomiella recta* e *Colomiella mexicana* (calpionelídeos) na margem atlântica do Brasil. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 14, 1995. Uberaba, Atas. Rio de Janeiro: SBP, p.40-41.1995.

DIAS-BRITO, D. Bacias carbonáticas da costa do Brasil no Albiano-Cenomaniano: evolução paleobatimétrica comparativa a partir de análises de microfácies. *In*: BOLETIM DO 4º SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, Rio Claro, 4. 1996.

DIAS-BRITO, D. Calcsíferas e microfácies em rochas carbonáticas pelágicas mesocretáceas. 1995a. 688 p. Tese de doutorado em Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.1995.

DIAS-BRITO, D. Usando pitonélidos e colomielidos para dividir o Albiano: um estudo a partir da margem sudeste do Brasil. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5., 1999. Rio Claro, Boletim.Rio Claro: UNESP, p. 627-635. 1999.

DUNHAM, R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional *texture*. *In*: Ham, W. E. (ed.), Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir, p. 108-121, 1962.

EMBRY, A.F.; JOHANNESSEN, E.P. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic successions, western Sverdup Basin, Artic, Canada. *In*: VORREN, T.O.; BERGSAGER, E.; DAHL-STAMNES, O.A.; HOLTER, E.; JOHANSEN, B.; LIE, E>; LUND, T.B. (Eds.) Artic Geology and Petroleum Potencial. Norwegian Petroleum Society (NPF), Special Publication, n.2, p. 121-146. 1992.

ESTEVES, F. R., SPADINI, A.R & MAKOTO, S.: A sedimentação Albo-Turoniana (Formação Macaé) da Bacia de Campos. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, RJ – ES, Rio de Janeiro, p.27-42, 1987.

FALKENHEIN, F.U.H. Carbonate microfacies and depositional evolution of the Macaé Formation (Albian – Cenomanian), Campos basin, Brazil. PhD Thesis. Universidade of Illinois, Urbana. p.160 1981.

FLÜGEL, E. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. BerlIn: Springer-Verlag, 1-976. 2004.

FOLK, R. L. Some aspect of recrystalization in ancient limestones. In PRAY, L.C.; MURRAY, R.C (eds) DOLOMITIZATION AND LIMESTONE DIAGENESIS. Symposium. Tulsa, SEPM. P. 14-48. Society of economic paleontologists and Mineralogists, Special publication, 13. 1965.

FOLK, R. L. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. *In*: PRAY, L.C., MURRAY, R.C. Eds. DOLOMITIZATION AND LIMESTONE DIAGENESIS, a Symposium. Tulsa, SEPM. p. 14-48 Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication, 13. 1965.

FOLK, R. L. The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. J. sedim. Petrol. 44,40-53p. 1974.

FOLK, R.L. Carbonate petrography in the post-Sorbian age. *In*: EVOLVING CONCEPTS IN SEDIMENTOLOGY. Ed. GINSBURG. 118-158 p. Johns Hopkins University Press, Baltimore. 1973.

FOLK, R.L. Spectral subdivision of limestone types, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. I, p. 62-84. 1962. *In*: A COLOR GUIDE TO THE PETROGRAPHY OF CARBONATE ROCKS: GRAINS, TEXTURES, POROSITY, DIAGENESIS. SCHOLLE, P. A. & ULMER-SCHOLLE, D. S. Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists Memoir 77, 474 p. 2003.

FRANZ, E.P. Análise da geologia de reservatório dos carbonatos da Formação Macaé no Campo de Enchova, Bacia de Campos.1987. 119p. Dissertação. Mestrado em Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto. 1987.

GALLOWAY, W.E. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis : Architecture and genesis of flooding-surface bounded deposicional units. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.73:125-142. 1989.

GUARDADO, L.R., GAMBOA, L.A.P., LUCCHESI, C.F. 1989. Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil, a model for a producing Atlantic type basin. American Association of Petroleum Geologists Memoir 48: p.3-79, 1989.

GUARDADO, L.R., MELLO, M. R., SPADINI, A. R., BRANDÃO, J. S. L. Petroleum System of the Campos Basin, Brazil: AAPG memoir 73, 2000.

HANFORD, C.R. & LOUCKS, R.G. Carbonate depositional sequences and systems tracts: responses of carbonate platform to relative sea-level changes. In SARG, J.F. & LOUCKS, R.G. (Eds.), CARBONATE SEQUENCE STRATIGRAPHY. AAPGMem., 57:3-41. 1993.

JARDINE, D. & WILSHART, J. W. Carbonate reservoir description. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 40:p.129–152, 1987.

JOHNSON, J. H. Limestone building algae and algae limestones. Colorado, Colorado School of Mines. p.297. 1961.

KAHLE C.F. Proposed origin of Aragonite Bahaman and some Pleistocene marine ooids involving bacteria, nannobacteria and biofilms. Carbonates and Evaporites 22:p.10-22. 2007.

LONGMAN, M.W. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments: AAPG Bulletin. 64: p.461- 487, 1980.

LUCCHESI, C. F. Petróleo. Estud. av., São Paulo. v. 12, n. 33, Aug. 1998 . Disponível em http://www.scielo.br/scielo.php?pid=S0103-40141998000200003&script=sci_arttext Acesso em 19.agos.2014.

MALCON, R. The Geological Interpretation of Well Logs. Seg. Ed. Rider-French Consulting Ltda. Scotland. 278p. 2002.

MALVIC, T. 2006: Clastic facies prediction using neural network (case study from Okoli field). Nafta, 57/10, 415–431. Disponível em https://bib.irb.hr/datoteka/261097.261097_eng.pdf 20 jul.2014 Acesso em 20 jul. 2014.

MAZZULLO, S. J. Overview of porosity Evolution in Carbonate reservoirs. Kansas Geological Society Bulletin, v. 79. 2004. Disponível em <<http://www.searchanddiscovery.com/documents/2004/mazzullo/>>. Acesso em 19.agos.2014.

[MENDONÇA, P.M.M.; SPADINI, A.R.; MILANI, E.J. Exploração na Petrobras: 50 anos de sucesso. Boletim de Geociências da Petrobras, v.12:9-58. 2004.](#)

MILANI, E. J.; BRANDAO, J. A. S. L.; ZALAN, P. V. & GAMBOA, L. A. P..Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas.Rev. Bras. Geof. [online]. 2000, vol.18, n.3, pp. 352-396. ISSN 0102-261X. Disponível em<<http://dx.doi.org/10.1590/S0102-261X2000000300012>> Acesso em: 26 jul. 2014.

MOHRIAK, W. E.; MELLO, M. R.; DEWEY, J. F.; MAXWELL, J. R. Petroleum Geology of the Campos Basin, offshore Brazil. Classic Petroleum Provinces, 50:p.119-141, 1990.

MORETZSOHN, M.G. Caracterização geológica e Geoestatística de Reservatório Carbonático da Bacia de Campos. 1994. 135p. Dissertação. Mestrado em Universidade Estadual de Campinas.

PETTIJOHN, F. J. Sedimentary rocks. 3ª edição. Harper & Row Publishers, 1975.

RANGEL, H. D. ; MARTINS, F. A. L.; ESTEVES, F. R.; FEIJÓ, F.J. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.8, n.1. p. 2003-218, 1994.

RANGEL, H.D. & MARTINS, C.C. Principais compartimentos exploratórios da Bacia de Campos, *In: SEARCHING FOR OIL AND GAS IN THE LAND OF GIANTS*, Schumberger. Rio de Janeiro. p. 32-40, 1998.

ROBAINA, L.E.S.; FORMOSO, M.L.L.; SPADINI, A.R. 1999. Geoquímica dos reservatórios carbonáticos da Formação Macaé (Eo-Meso-Albiano) nos campos de Pampo e Enchova, Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, v.7 (1/4): p. 103-133.

ROGERS, S.J., FANG, J.H., KARR, C.L., Stanley, D.A. Determination of lithology from well logs using a neural networks. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 76 (5), 731±739. 1992.

SARG, J.F. Carbonate Sequence Stratigraphy, *In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.C. St., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C.* Eds. Sea Level Changes: An Integrated Approach: SEPM Special Publication. 42, 155-181. 1988.

SARTURI, J.A.D., SILVA, J.M., CASTRO, A.S., STEAGALL, D.E. Reinterpretação geológica dos carbonatos do Campo de Enchova. Parte do PRAVAP-7-Carbonatos de baixa permeabilidade. Relatório interno PETROBRAS.1996.

SARZENSKI, O. J. & TOLEDO, J. B. de. Correlação rocha-perfil: conceitos e aplicação em reservatórios heterogêneos. PETROBRAS/DEPEX/SEIDER-SUPCIA. Rio de Janeiro. Relatório interno. 394p. 1990.

SCHMIDT, V. & MCDONALD, D. A., The role of secondary porosity in the couser of sandstone diagenesis. *In: SHOLLE, P.A. & Schluger P.R., eds., ASPECTS OF DIAGENESIS: SEPM Special Publication* 26, p. 175-207. 1979.

SCHOBENHAUS, C.; BIZZI, L. A.; VIDOTTI, R. M.; GONCALVES, J. H. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. 1.ed. Brasília: Editora: Universidade de Brasília. v.1. p.674 . 2003.

SCOFFIN, T. P. An introduction to carbonate sediments and rocks. Glasgow, Backie. 1987.

SOMBRA, C. L. Calibração de Curvas de Perfis com Análises de Laboratório. Curso de Correlação Rocha-Perfil. UFOP.31p. Fev.2005.

SPADINI A. R.; ESTEVES, F. R.; DIAS-BRITO, D.; AZEVEDO, R. L. M. & RODRIGUES, R., 1988. The Macaé Formation, Campos Basin, Brazil: Its evolution in

the context of the initial history of the South Atlantic. Revista Brasileira de Geociências, 18(3): 261-272, setembro de 1988.

SPADINI, A. R. & MARÇAL, R. de A. Análise de reservatório do poço 3-EN-30-RJS. Comunicação técnica PETROBRAS/CENPES/DIGER. Relatório interno.1994.

SPADINI, A. R. Oolitos: sua ocorrência na Formação Macaé, Bacia de Campos e sua importância como formadores de reservatórios de hidrocarbonetos. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Goiânia, GO. Anais... Goiânia, 31, v.4: p. 1689-1700. 1986.

SPADINI, A. R. Processos deposicionais e ciclicidade em carbonatos albianos da plataforma rasa da Bacia de Campos. 1992. 143p Dissertação. Mestrado em Universidade Federal do Rio de Janeiro.

SPENCER, R.J. & DEMICO, R.V. Computer models of carbonate platform cycles driven by subsidence and eustasy. Geology. 17, 165-168. 1989.

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

VAIL, P.R. 1987. Seismic Stratigraphy Interpretation procedure. *In*: Bally, A.W. (Ed.), Atlas of Seismic Stratigraphy, vol.27.American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, p.1-10.

VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUIT, T.S., HARDENBOL, J., 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. *In*: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G. St., C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C. (Eds.), Sea Level Changes – An Integrated Approach SEPM Special Publication 42, 39- 45.

WALKER R.G., JAMES N.P. Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada, 454 p. 1992.

WILSON, J.L. 1975. Carbonate Facies in Geologic History: Springer-Verlag, New York, 471p.

WINTER W.R.; JAHNERT R.J.; FRANÇA A.B. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n.2. p. 511-530, 2007.