UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

"JÚLIO DE MESQUITA FILHO"

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA REGIONAL

Ana Carla Bizotto

COQUINAS EOAPTIANAS DO SUDOESTE DA BACIA DE CAMPOS: FÁCIES DEPOSICIONAIS, EVENTOS DIAGENÉTICOS E FATORES CONTROLADORES DA QUALIDADE DO RESERVATÓRIO

Rio Claro-SP
2014

Ana Carla Bizotto

COQUINAS EOAPTIANAS DO SUDOESTE DA BACIA DE CAMPOS: FÁCIES DEPOSICIONAIS, EVENTOS DIAGENÉTICOS E FATORES CONTROLADORES DA QUALIDADE DO RESERVATÓRIO

Dissertação 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

Orientador: Prof. Dr. Dimas Dias-Brito
Co-orientador: MSc. Marcelo Blauth

Rio Claro-SP
2014

553.282 Bizotto, Ana Carla
B625c Coquinas eoaptianas do sudoeste da Bacia de Campos: fácies deposicionais, eventos diagenéticos e fatores controladores da qualidade do reservatório / Ana Carla Bizotto. - Rio Claro, 2014
150 f. : il., figs., gráfs., tabs., quadros, mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Dimas Dias-Brito
Coorientador: Marcelo Blauth

1. Petróleo - Geologia. 2. Reservatório carbonático. 3. Lagoa Feia. 4. Rifte. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

Ana Carla Bizotto

COQUINAS EOAPTIANAS DO SUDOESTE DA BACIA DE CAMPOS: FÁCIES DEPOSICIONAIS, EVENTOS DIAGENÉTICOS E FATORES CONTROLADORES DA QUALIDADE DO RESERVATÓRIO

Dissertação 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

Prof. Dr. Dimas Dias-Brito

Prof. Dr. Joel Castro

Prof. Dr. Paulo Tibana

Rio Claro-SP, 06 de junho de 2014

À minha família

AGRADECIMENTOS

À Deus, pela chama da vida que se renova a cada dia.

À minha família pelo apoio, dedicação e compreensão ao longo de toda minha vida.

À PETROBRAS pelo apoio e suporte financeiro para a realização do trabalho, em especial ao gerente de reservatórios Carlos Henrique Lima Bruhn, pela liberação dos dados e informações, e aos gerentes Luis Carlos Gomes Pires e Paulo Marcos Fernandes Vieira, pela oportunidade concedida para a realização do mestrado, apoio e incentivos para o contínuo aprimoramento dos meus conhecimentos.

À UNESP/UNESPetro pela oportunidade de desenvolver este projeto e pela infraestrutura disponibilizada.

Ao Prof. Dr. Dimas Dias-Dias pela orientação da pesquisa, por ser um facilitador na UNESP, por seus conhecimentos transmitidos, discussões e sugestões construtivas.

Ao Geólogo Marcelo Blauth, co-orientador e colega de trabalho pelas valiosas contribuições e conhecimentos transmitidos de sua vasta experiência em carbonatos.

Ao Prof. Dr. Joel Castro pelas valiosas contribuições ao longo de todo o mestrado, seu entusiasmo pelo tema e grande espírito colaborativo.

Ao Prof. Dr. Paulo Tibana por compartilhar generosamente todo seu conhecimento sobre o vasto mundo dos carbonatos.

À Prof^{a}. Dr^{a}. Rosemarie Rohn Davies pelas contribuições e sugestões ao trabalho.

Aos colegas do setor de reservatórios de Macaé Gilberto Athaíde Albertão, Luiz Henrique Zaparolli, Benjamim Sotero e do laboratório Sirlene Lima, Mauro Hanashiro, Miguel Pitella pelo suporte e discussões durante minha estadia em Macaé para a descrição de testemunhos, além de dados para a dissertação.

Aos colegas que fiz em Rio Claro, em especial ao pessoal da pós-graduação (Julia Favoretto e Juliana Okubo), pela amizade, discussões, compartilhamento de conhecimentos e dúvidas, que tornaram a estadia em Rio Claro muito mais agradável.

RESUMO

Espessas acumulações lacustres de coquinas de bivalves de idade Jiquiá (Eoaptiano), Eocretáceo, fase rifte, Grupo Lagoa Feia, ocorrem na área sudoeste da Bacia de Campos e constituem reservatórios de hidrocarbonetos. Este estudo objetiva aprofundar a caracterização das fácies deposicionais e dos eventos diagenéticos associados às referidas coquinas, bem como definir os parâmetros controladores da qualidade permo-porosa do reservatório e o impacto das heterogeneidades deposicionais e diagenéticas na produção de óleo. Com base em análise de testemunhos, estudos petrográficos, informações petrofísicas, perfis de poços e no uso de analogias com unidades carbonáticas eocretácicas e recentes, obteve-se uma melhor compreensão dos processos deposicionais, estratigráficos e diagenéticos das coquinas, bem como de suas geometrias. A qualidade do reservatório das coquinas é controlada pela interação de múltiplas variáveis, incluindo fatores de natureza estrutural/tectônica (responsável pela criação de espaço de acomodação e aporte de siliciclastos), deposicional (textura, seleção, composição mineralógica, teor de matriz) e diagenética (cimentação, dissolução, soterramento e neomorfismo). Essas variáveis influenciaram a capacidade de armazenamento e de fluxo do reservatório, introduzindo heterogeneidades para o fluxo de fluidos dentro do reservatório. As 9 fácies carbonáticas lacustres reconhecidas foram agrupadas em três associações de fácies: fácies de alta energia compostas por *rudstone*s e *grainstone*s, fácies de moderada energia composta por *packstone*s e *floatstone*s e fácies de baixa energia representadas por *wackestone*s e *mudstone*s. Somente as fácies deposicionais de alta energia mostram condições favoráveis para o desenvolvimento de boa permo-porosidade. O reservatório carbonático das coquinas apresenta elevado grau de heterogeneidade vertical, gerada pela ciclicidade estratigráfica, grande variedade textural associada às alterações de energia do ambiente deposicional e pela intensa modificação diagenética, resultando em grandes variações de propriedades petrofísicas e qualidade de reservatório em um curto intervalo vertical e horizontal. O estudo dos fatores controladores da qualidade do reservatório analisado permite auxiliar no entendimento do comportamento estático e dinâmico do mesmo e fornece insumos para a modelagem e o gerenciamento de reservatórios de coquinas da seção rifte das bacias da margem continental brasileira.

Palavras-chave: Coquinas. Rifte. Lagoa Feia. Reservatório. Bacia de Campos.

ABSTRACT

In southwestern area of Campos Basin, Brazil, thick lacustrine bivalve deposits of the Lagoa Feia Group (Rift Phase/Early Aptian) occur as petroleum reservoirs. This study aims to improve the characterization of the depositional facies and diagenetic events associated with the coquinas and to define the controlling parameters of the reservoir quality in terms of permeability and porosity; the impact of depositional and diagenetic heterogeneities in oil production is also subject to review. Based on data from rock studies, including core analysis, petrographic studies and petrophysical information, and using well logs and analogies with Cretaceous and Recent carbonate units, it was possible to get a better understanding of the depositional and diagenetic processes involving the coquinas, as well as their geometries. The reservoir quality is controlled by interaction of multiple variables, including structural/tectonic factors (responsible for the creation of accommodation space and supply of siliciclasts), depositional aspects (texture, sorting, mineralogical composition, content of matrix) and diagenetic processes (cementation, dissolution, burial and neomorfism). These variables influenced the storage and flow capacity of the reservoir, introducing heterogeneities and causing the fluid flow slow down or stop it within the reservoir. The nine lacustrine carbonate facies herein recognized were grouped into three facies associations: a. high energy facies composed by rudstones and grainstones; b. moderate energy facies represented by packstones and floatstones; and c. low energy facies including wackestones and mudstones. Only depositional facies of high-energy show favorable conditions for the development of good permeability/porosity. The coquina carbonate reservoir presents a high degree of vertical heterogeneity caused by stratigraphic cyclicity, wide textural variety associated to changes in the energy of the depositional environment and intense diagenetic modification; this produces large variations in the petrophysical properties and reservoir quality in a short vertical and horizontal interval. The study of controlling factors of the reservoir quality was important to the understanding of the static and dynamic behavior of the reservoir and provided inputs for the management of the oil fields.

Keywords: Coquina. Rift Phase. Lagoa Feia. Reservoir. Campos Basin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1.1 – BACIA DE CAMPOS COM CAMPOS PETROLÍFEROS E PRINCIPAIS RESERVATÓRIOS (BRUHN ET AL., 2003). DESTAQUE PARA OS CAMPOS DO SUDOESTE DA BACIA. 3

FIGURA 1.2 – COLUNA CRONOESTRATIGRÁFICA DA BACIA DE CAMPOS (WINTER ET AL., 2007). VIDE LEGENDA ASSOCIADA À FIG.1.3. 4

FIGURA 1.3 – UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DA BACIA DE CAMPOS NO INTERVALO HAUTERIVIANO-CENOMANIANO (MOD. DE WINTER ET AL., 2007). 5

FIGURA 2.1 – ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA SEÇÃO RIFTE DA BACIA DE CAMPOS, COM DESTAQUE PARA OS ALTOS ESTRUTURAIS E BAIXOS DEPOSICIONAIS (RANGEL E MARTINS, 1998, APUD GUARDADO ET AL., 2000). 9

FIGURA 2.2 – SEÇÃO GEOLÓGICA *DIP* ESQUEMÁTICA DA BACIA DE CAMPOS MOSTRANDO O ARCABOUÇO ESTRUTURAL E ESTRATIGRÁFICO (RANGEL E MARTINS, 1998, APUD GUARDADO ET AL., 2000). 9

FIGURA 3.1 – PRINCIPAIS ETAPAS DE TRABALHO EM ORDEM CRONOLÓGICA DE EXECUÇÃO. 15

FIGURA 3.2 – LOCALIZAÇÃO DE POÇOS UTILIZADOS NA PRESENTE PESQUISA (ÁREA SUDOESTE DA BACIA DE CAMPOS), COM DESTAQUE EM VERMELHO PARA OS POÇOS TESTEMUNHADOS DESCRITOS NO TRABALHO. 17

FIGURA 3.3 – SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA *DIP* NA ÁREA SUDOESTE DA BACIA DE CAMPOS, MOSTRANDO OS POÇOS FOCALIZADOS NESTE ESTUDO E A POSIÇÃO DOS INTERVALOS TESTEMUNHADOS NA SEÇÃO DAS COQUINAS. LEGENDA: GR = PERFIL DE RAIOS GAMA E ILD = PERFIL DE RESISTIVIDADE. 20

FIGURA 3.4 – CLASSIFICAÇÕES DE ROCHAS CARBONÁTICAS ADOTADA NESTE TRABALHO BASEADA NA TEXTURA DEPOSICIONAL (DUNHAM, 1962; EMBRY E KLOVAN, 1971). 21

FIGURA 3.5 – PADRÕES RECONHECIDOS PARA A DESCRIÇÃO DA BIOTRAMA DE COQUINAS (KIDWELL ET AL., 1986). 22

FIGURA 3.6 – CLASSIFICAÇÃO DE CHOQUETTE E PRAY (1970) PARA OS TIPOS BÁSICOS DE POROSIDADE ENCONTRADOS EM ROCHAS CARBONÁTICAS; POROS REPRESENTADOS EM AZUL (SCHOLLE E ULMER-SCHOLLE, 2003). 23

FIGURA 4.1 – PERFIS TIPO DO GRUPO LAGOA FEIA MOSTRANDO AS QUATRO SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS: CLÁSTICA-BASAL, TALCO-ESTEVENSITA, COQUINAS E CLÁSTICA-EVAPORÍTICA. AS SEQUÊNCIAS SÃO LIMITADAS POR MARCADORES ESTRATIGRÁFICOS OU DISCORDÂNCIAS. O TOPO DA SEQUÊNCIA DAS COQUINAS É MARCADO PELA DISCORDÂNCIA REGIONAL PRÉ-NEO-ALAGAOAS (MARCO LF-80). LEGENDA: RG = PERFIL DE RAIOS GAMA E ILD = PERFIL DE RESISTIVIDADE. *DATUM:* MARCO LF-85 (BASE DA SEÇÃO EVAPORÍTICA). FIGURA CONSTRUÍDA COM BASE EM BAUMGARTEN, 1985 E DIAS ET AL., 1988. 26

FIGURA 4.2 – MODELO DEPOSICIONAL PARA A SEQUÊNCIA LACUSTRE DO GRUPO LAGOA FEIA - BACIA DE CAMPOS, EM TEMPOS EOAPTIANOS (GUARDADO ET AL., 1989). OBSERVAR A POSIÇÃO PREFERENCIAL DAS COQUINAS SOBRE OS ALTOS SINDEPOSICIONAIS DO EMBASAMENTO. 31

FIGURA 4.3 – SEÇÃO MOSTRANDO O ZONEAMENTO ESTRATIGRÁFICO DE DETALHE DAS COQUINAS DO GRUPO LAGOA FEIA, BACIA DE CAMPOS. NOTAR O ESPESSAMENTO DAS COQUINAS NO POÇO 74, LOCALIZADO SOBRE UM ALTO ESTRUTURAL DO EMBASAMENTO (BAUMGARTEN ET AL., 1988). 33

FIGURA 5.1 – DIFERENTES COMPOSIÇÕES E MICROESTRUTURAS DE CONCHAS DE BIVALVES E SUAS TRANSFORMAÇÕES APÓS A DIAGÊNESE. O RECONHECIMENTO DA CONCHA É FEITA PELA SUA FORMA, TAMANHO, MICROESTRUTURA INTERNA E ESTADO DE PRESERVAÇÃO, QUE REFLETE A SUA COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA ORIGINAL (TUCKER, 1981, APUD SCHOLLE E ULMER-SCHOLLE, 2003). 35

FIGURA 5.2 – FOTOMICROGRAFIA EM LUZ NATURAL DE GASTRÓPODES: A) SEÇÃO TRANSVERSAL, B) SEÇÃO LONGITUDINAL (POÇO 10 / PROF. 2589,10 M). 35

FIGURA 5.3 – A) EM DESTAQUE, OSTRACODE ARTICULADO EM MATRIZ CARBONÁTICA PARCIALMENTE RECRISTALIZADA, RICA EM OSTRACODES DESARTICULADOS. O INTERIOR DOS OSTRACODES ESTÁ PREENCHIDO POR CIMENTO MOSAICO (POÇO 66 / PROF. 2979,70 M). B) OSTRACODE ARTICULADO FECHADO PREENCHIDO POR CALCITA (POÇO 17 / PROF. 2666,90 M). 36

FIGURA 5.4 – A) OÓIDE COM NÚCLEO FORMADO POR FRAGMENTO DE GASTRÓPODE. B) OÓIDE COM ESTRUTURA RADIAL E CONCÊNTRICA (POÇO 36 / PROF. 2806,90 M). 36

FIGURA 5.5 – A) IMAGEM 'ESCANERIZADA' DE LÂMINA DELGADA, ILUSTRANDO A PRESENÇA DE MICRITA ENTRE AS CONCHAS DE BIVALVES. O RETÂNGULO AMARELO, NA PORÇÃO INFERIOR DA IMAGEM, MOSTRA O POSICIONAMENTO APROXIMADO DA FOTOMICROGRAFIA AO LADO (POÇO 66 / PROF. 2976,15 M). B) FOTOMICROGRAFIA DE MATRIZ PRESENTE NA FÁCIES *RUDSTONE* BIOCLÁSTICO. A MATRIZ APRESENTA ASPECTO GRUMOSO E CONTÉM FRAGMENTOS DE OSTRACODES E CRISTAIS EUÉDRICOS DE PIRITA. LOCALMENTE ESTÁ RECRISTALIZADA PARA PSEUDOMICROESPATO. MICROPOROSIDADE EM AZUL (POÇO 66 / PROF. 2976,15 M). 38

FIGURA 5.6 – A) ASPECTO MICROSCÓPICO DA FÁCIES *RUDSTONE* A BIVALVES COM MATRIZ MICRÍTICA (INDICADA PELA SETA) E POROSIDADE INTERPARTÍCULA E VUGULAR (POÇO 66 / PROF. 2976,90 M). B) FOTOMICROGRAFIA DE *RUDSTONE* A BIVALVES COM EMPACOTAMENTO NORMAL A DENSO, SEM MATRIZ MICRÍTICA. PRESENÇA DE POROSIDADE INTERPARTÍCULA (POÇO 66 / PROF. 2982,70 M). C) ASPECTO MICROSCÓPICO DE *RUDSTONE* A BIVALVES BEM SELECIONADO, COM POROSIDADE INTERPARTÍCULA (POÇO 66 / 2998,35 M). AS FIGURAS À DIREITA SÃO IMAGENS 'ESCANERIZADAS' DAS LÂMINAS DELGADAS, MOSTRANDO A POSIÇÃO DAS FOTOMICROGRAFIAS. 41

FIGURA 5.7 – ASPECTO MACROSCÓPICO DA FÁCIES *RUDSTONE* A BIVALVES IMPREGNADA COM ÓLEO, EXIBINDO APARÊNCIA MACIÇA E DISPOSIÇÃO ALEATÓRIA DAS CONCHAS DE BIVALVES (POÇO 36). 42

FIGURA 5.8 – A) E B) FOTOMICROGRAFIAS DE RUDSTONE A BIVALVES COMPOSTO POR FRAGMENTOS DE BIVALVES, GRÃOS DE QUARTZO DETRÍTICO, OÓIDES DE TALCO ESTEVENSITA (POÇO 36 / PROF. 2795,50 M). 43

FIGURA 5.9 – A) *RUDSTONE* A BIVALVES CIMENTADO COM FRAGMENTO DE ROCHA VULCÂNICA (POÇO 49 / PROF. 2754,20 M). B) OÓIDES DE ESTEVENSITA DE COR AMARELADA E ESTRUTURA CONCÊNTRICA (POÇO 36 / PROF. 2824,50 M). C) ASPECTO MACROSCÓPICO DA FÁCIES *RUDSTONE* A BIVALVES COM FRAGMENTOS DE ROCHAS VULCÂNICAS (SETA) E DISPOSIÇÃO HORIZONTAL DAS CONCHAS DE BIVALVES (POÇO 49 / PROF. 2744,80 M). D) FOTO MACROSCÓPICA DE *RUDSTONE* COM OÓIDES DE ESTEVENSITA E PRESENÇA DE ESTILÓLITOS (SETA), INDICANDO COMPACTAÇÃO QUÍMICA (POÇO 11 / PROF. 2813,45 M). 44

FIGURA 5.10 – FOTOMICROGRAFIAS DE *GRAINSTONE* OOLÍTICO. OS OÓIDES APRESENTAM ESTRUTURA CONCÊNTRICA E RADIAL E ESTÃO PARCIALMENTE SILICIFICADOS (GRÃOS ALARANJADOS – SETA). ESPAÇO INTERPARTÍCULA ENCONTRA-SE CIMENTADO POR MOSAICO GROSSO DE CALCITA. NA FOTOMICROGRAFIA B, ESTILÓLITOS OCORREM NO CONTATO ENTRE OS OÓIDES (SETA), DEVIDO COMPACTAÇÃO MECÂNICA (POÇO 36 / PROF. 2806,90 M). 45

FIGURA 5.11 – A) FOTOMIRCOGRAFIA DE *FLOATSTONE* A BIVALVES COM MATRIZ PARCIALMENTE RECRISTALIZADA (POÇO 17 / PROF. 2645,90 M). B) CONCHAS DE BIVALVES APARENTEMENTE IMBRICADAS (POÇO 17 / PROF. 2645,90 M). C) ANINHAMENTO DE CONCHAS DE BIVALVES (POÇO 17 / PROF. 2701,35 M). D) CAMADA DE *FLOATSTONE* EM CONTATO ABRUPTO/EROSIVO COM *MUDSTONE* ARGILOSO (LINHA AMARELA) (POÇO 17 / PROF. 2701,35 M). 46

FIGURA 5.12 – ASPECTO MACROSCÓPICO DE FÁCIES *FLOATSTONE* A BIVALVES AUTÓCTONES-PARAUTÓCTONES; CONCHAS ARTICULADAS E FECHADAS ESTÃO DISPERSAS EM MATRIZ SÍLTICO-ARGILOSA (POÇO 66 / PROF. 2956,80 M). 47

FIGURA 5.13 – A) ASPECTO MACROSCÓPICO DE *FLOATSTONE* A PISÓIDES PEDOGÊNICOS (POÇO 36 / PROF. 2807,10 M). B) FOTOMICROGRAFIA MOSTRANDO PISÓIDES SILICIFICADOS POR QUARTZO MICROCRISTALINO (POÇO 36 / PROF. 2807,10 M). C) IMAGEM DE SCANNER LÂMINA DELGADA, MOSTRANDO O POSICIONAMENTO DA FOTOMICROGRAFIA. A PORÇÃO SUPERIOR DA LÂMINA ESTÁ TINGIDA POR ALIZARINA E OS POROS, POR RESINA EPÓXI AZUL (POÇO 17 / PROF. 2694,95 M). D)

Porosidade móldica gerada pela dissolução de nódulos carbonáticos. Alguns nódulos encontram-se preenchidos por calcita e seus núcleos, por material argiloso (seta).....48

Figura 5.14 – Fotomicrografias de *packstone* a bivalves. As conchas estão neomorfisadas e a matriz parcialmente recristalizada. A) Poço 66 / Prof. 2985,55 m. B) Poço 66 / Prof. 2981,70 m. 49

Figura 5.15 – A) Aspecto microscópico de *wackestone* a oóides de estevensita, parcialmente silicificado. Porosidade móldica gerada por dissolução de oóides (Poço 17 / Prof. 2694,40 m). B) Silicificação pervasiva de *wackestone* a oóides de estevensita (Poço 17 / Prof. 2694,55 m). C) Oóide de estevensita parcialmente substituído por calcita, que está tingida por alizarina. Franja de sílica prismática ocorre no entorno do oóide (setas) (Poço 17 / Prof. 2694,40 m). Fotomicrografia em luz plano-polarizada. D) Poros móldicos parcialmente preenchidos por cristais de calcita (Poço 17 / Prof. 2694,40 m).....50

Figura 5.16 – A) Fotomicrografia em luz natural de *wackestone* bioclástico rico em valvas desarticuladas de ostracodes (Poço 66 / Prof. 2979,70 m). B) *Wackestone* caracterizado por áreas sem ostracodes (setas) devido à bioturbação (Poço 66 / Prof. 2979,70 m). 51

Figura 5.17 – Aspecto microscópico de *mudstone* ostracodal (Poço 66 / Prof. 2968,50 m). 52

Figura 5.18 – Fotomicrografias mostrando coquina completamente recristalizada. A) Nicóis paralelos e B) Nicóis cruzados (Poço 36 / Prof. 2786,50 m). 52

Figura 5.19 – A) Fotomicrografia mostrando aspecto da fácies marga. B) Imagem de detalhe mostrando grãos de quartzo e mica detríticos (Poço 66 / Prof. 2981,30 m).....53

Figura 5.20 – A) Aspecto macroscópico de siltito marrom-avermelhado (Poço 49). B) Aspecto macroscópico do siltito esverdeado (Poço 36 / Prof. 2776,30 m).....54

Figura 5.21 – A) Arenito maciço de granulometria grossa e seleção pobre (Poço 36 / Prof. 2651,60 m). B) Arenito fino a médio com estratificação cruzada de baixo ângulo (Poço 36 / Prof. 2650,80 m). C) Arenito médio com estratificação horizontal definida pela alternância de níveis claros de granulometria mais grossa e camadas escuras com maior concentração de finos (Poço 36 / Prof. 2650,65 m). D) Arenito médio a grosso com estratificação cruzada acanalada (Poço 36 / Prof. 2653,15 m). 55

Figura 5.22 – A) Conglomerado polimítico sustentado por matriz, localmente cimentado por calcita e com gradação normal (Poço 36 / Prof. 2658,55 m). B) Conglomerado constituído por moluscos bivalves e clastos subangulosos a arredondados de fragmentos de rochas ígneas e siliciclásticas dispersas em uma matriz arenosa castanho-esverdeada (Poço 49 / Prof. 2728,25 m). 56

Figura 5.23 – Distribuição das fácies carbonáticas lacustres ao longo de um alto estrutural do embasamento, destacando-se a variação lateral de fácies e o aumento da proporção de teor de matriz em direção as áreas de menor energia e profundas do lago. Nas áreas emersas, as coquinas foram expostas à diagênese meteórica/vadosa, o que gerou intensa dissolução e criação de porosidade secundária. (NBOTB = nível de base de ondas de tempo bom, NBOT = nível de base de ondas de tempestade). 62

Figura 6.1 – Ambientes diagenéticos em carbonatos (Modificado de FLÜGEL, 2004). 68

Figura 6.2 – Fotomicrografias sob nicóis paralelos mostrando bordas escuras geradas pela micritização das conchas de bivalves. A) Poço 66 / Prof. 2993,70 m e B) Poço 36 / Prof. 2832,40 m. 69

Figura 6.3 – A) Recristalização parcial da matriz (seta amarela) e inversão das conchas de bivalves em *packstone* (seta vermelha) (Poço 66 / Prof. 2962,45 m). B) Matriz parcialmente recristalizada passando a um mosaico de pseudomicroespato (Poço 17 / Prof. 2645,90 m). C) Recristalização da matriz (com aspecto peloidal, formando aglomerados de pseudoespato), que foi parcialmente dissolvida (Poço 66 / Prof. 2971,50

m). D) Concha de bivalve com laminação interna preservada, indicando sua composição original calcítica (Poço 36 / Prof. 2826,50). Fotomicrografias obtidas sob nicóis paralelos. 70

Figura 6.4 – Tipos de cimento espático. A) Cimento de franja prismática recobre a superfície dos bivalves (seta) (Poço 17 / Prof. 2698,90 m). B) Cimento drusiforme (d) reveste a parede interna da concha de bivalve e cimento mosaico (m) preenche o interior do bioclasto (Poço 17 / Prof. 2652,70 m). C) Cimento mosaico grosso preenche o espaço interpartícula (Poço 36 / Prof. 2831,80 m). D) Cimento mosaico preenche cavidade interna de bivalve fechado (Poço 66 / Prof. 2981,70 m). E) *Grainstone* oolítico cimentado por mosaico de calcita. Estilólito corta cimento espático, indicando que este foi originado anteriormente à compactação em subsuperfície (seta) (Poço 36 / Prof. 2806,90 m). F) Cristal único de calcita espática preenche cavidade revestida por calcedônia. Fotomicrografia em luz plano-polarizada (Poço 66 / Prof. 2977,70 m). Demais fotomicrografias obtidas sob nicóis paralelos. 72

Figura 6.5 – A) Substituição parcial de concha de bivalve por quartzo microcristalino (Poço 66 / Prof. 2991,75 m). B) Silicificação pervasiva de *rudstone* a bivalve. A lâmina está tingida por alizarina no quadrante superior esquerdo, conferindo coloração avermelhada às conchas de bivalve de composição calcítica (Poço 66 / Prof. 2978,65 m). C) Substituição do cimento de calcita espática por macroquartzo (Poço 36 / Prof. 2824,50 m). D) Calcedônia reveste cavidade preenchida parcialmente por cristal de calcita espática (Poço 66 / Prof. 2973,45 m). E) *Rudstone* intensamente silicificado. Cavidade preenchida por mosaico grosso de quatzo (seta) (Poço 17 / Prof. 2648,15 m). F) *Grainstone* oolítico cimentado por calcita, a qual é substituída por sílica (c = calcita, s = sílica). Estilólito presente no contato entre os oóides silicificados e cortando o cimento silicificado (setas) (Poço 36 / Prof. 2806,90 m). Fotomicrografias B e F obtidas sob nicóis paralelos e as demais em luz plano-polarizada..... 74

Figura 6.6 – A) Compactação mecânica indicada pela fragamentação de concha de bivalve (seta) (Poço 36 / Prof. 2816,50 m). B) Compactação química evidenciada pela dissolução por pressão. O estilólito é definido pela concentração de material insolúvel ao longo da superfície irregular serrilhada (Poço 66 / Prof. 2985,55 m). C) Contato suturado entre bioclastos (Poço 66 / Prof. 2976,15 m). D) *Dissolution Seams* marcada pela concentração de material argiloso, pirita, grãos detríticos (Poço 66 / Prof. 2981,70 m). Fotomicrografia B obtida em luz plano-polarizada e as demais com nicóis paralelos..... 76

Figura 6.7 – A) Fotomicrografia de franja de calcita parcialmente dissolvida (Poço 66 / Prof. 2972,45 m). B) *Rudstone* a bivalves com porosidade vugular. Franja de sílica, que envolve as conchas de bivalves, encontra-se parcialmente dissolvida (Poço 36 / Prof. 2775,50 m). C e D) *Rudstone* a bivalves com porosidade vugular e interpartícula gerada pela dissolução de bioclastos e franja de sílica. (Poço 66 / Prof. 2978,65 m). Fotomicrografias A e C obtidas son nicóis paralelos e as demais em luz plano-polarizada..... 77

Figura 6.8 – Processos diagenéticos identificados nas coquinas Lagoa Feia e sua evolução temporal. A espessura da barra indica a importância relativa do processo diagenético e o comprimento, a sua extensão temporal. A cor da barra reflete o impacto positivo, negativo ou neutro do processo diagenético em relação à porosidade. 79

Figura 6.9 – Tipos de porosidade descritas na seção das coquinas. As lâminas estão impregnadas com resina epóxi azul para ressaltar a porosidade. A) Porosidade interpartícula em *rudstone* a bivalves (Poço 66 / Prof. 2978,65 m). B) Porosidade vugular gerada pela dissolução de cimento e bioclastos. Os *vugs* estão parcialmente preenchidos com resina (Poço 66 / Prof. 2993,25 m). C) Porosidade móldica gerada pela dissolução de conchas de bivalves e oóides de talco-estevensita em *rudstone* com arcabouço calcarenítico bimodal (Poço 66 / Prof. 2993,25 m). D) Porosidade móldica parcialmente reduzida por cimentação do bioclasto de bivalve (Poço 66 / Prof. 2987,95 m). E) Microporosidade presente na matriz micrítica (seta) (Poço 66 / Prof. 2976,15 m). F) Porosidade ao longo da fratura (Poço 66 / Prof. 2980,80 m). 81

Figura 7.1 – Impacto da introdução de heterogeneidades no modelo de permeabilidade para a simulação de fluxo: (A) modelo homogêneo gerado pela interpolação de dados e (B) modelo heterogêneo com base em afloramento. O modelo homogêneo tem fator de recuperação de óleo de 50% enquanto o modelo heterogêneo, 35% (Algerita Scarpment, Lawyer Canyon, New Mexico, USA; LUCIA, 2007). 83

FIGURA 7.2 – SEÇÃO NO LAGO TANGANICA, LESTE DA ÁFRICA, MOSTRANDO O ARCABOUÇO ESTRUTURAL TÍPICO DE UMA BACIA RIFTE COM GEOMETRIA ASSIMÉTRICA GERADA PELA TECTÔNICA EXTENSIONAL, QUE CRIOU UMA DEPRESSÃO (ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO) ONDE SE INSTALOU O SISTEMA LACUSTRE (MODIFICADA DE COHEN, 1990; LAMBIASE E BOSWORTH, 1995). O SEMI-GRÁBEN É FORMADO POR UMA MARGEM DO TIPO RAMPA E POR UMA BORDA FALHADA, QUE CONTROLAM O PADRÃO DE DEPOSIÇÃO DOS SEDIMENTOS. ÁREAS DE EXPOSIÇÃO SUBAÉREA E CARSTIFICAÇÃO ESTARÃO LOCALIZADAS SOBRE OS ALTOS TOPOGRÁFICOS DURANTE PERÍODOS DE NÍVEL DE LAGO BAIXO. 85

FIGURA 7.3 – MAPA ESTRUTURAL DO TOPO DO EMBASAMENTO MOSTRANDO AS PRINCIPAIS FEIÇÕES ESTRUTURAIS DA BACIA DE CAMPOS, A LOCALIZAÇÃO DO ALTO DE BADEJO (GUARDADO ET AL., 1989) E A INDICAÇÃO APROXIMADA DA ÁREA COM AS COQUINAS AQUI ESTUDADAS. 86

FIGURA 7.4 – MAPA DE CONTORNO ESTRUTURAL DO TOPO DO EMBASAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO (SUDOESTE DA BACIA DE CAMPOS) GERADO PELA INTERPOLAÇÃO DE POÇOS QUE ATRAVESSARAM A FM. CABIÚNAS, MOSTRANDO A TENDÊNCIA REGIONAL DE MERGULHO EM DIREÇÃO A NE. NA PORÇÃO SUL OBSERVA-SE UMA FEIÇÃO ESTRUTURAL POSITIVA ALONGADA NE-SW, ENQUANTO EM DIREÇÃO A NOROESTE OCORREM ALTOS RELATIVOS. 87

FIGURA 7.5 – MAPA DE CONTORNO ESTRUTURAL DO TOPO DO RESERVATÓRIO DA COQUINA INFERIOR, MOSTRANDO A FEIÇÃO MONOCLINAL N-S COM MERGULHO PARA LESTE (SUDOESTE DA BACIA DE CAMPOS). 88

FIGURA 7.6 – SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA MOSTRANDO A INFLUÊNCIA DE UMA FALHA DE CRESCIMENTO NA DEPOSIÇÃO DAS COQUINAS (SUDOESTE DA BACIA DE CAMPOS). O CRESCIMENTO DE SEÇÃO NO BLOCO BAIXO DA FALHA REVELA A CONTEMPORANEIDADE DA TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO. 90

FIGURA 7.7 – SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA W-E MOSTRANDO A INFLUÊNCIA DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL NA DEPOSIÇÃO DAS COQUINAS (SUDOESTE DA BACIA DE CAMPOS). O CRESCIMENTO DE SEÇÃO NO BLOCO BAIXO DA FALHA REVELA A CONTEMPORANEIDADE DA TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO. 91

FIGURA 7.8 – SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA *DIP* MOSTRANDO CORRELAÇÃO REGIONAL NA ÁREA ESTUDADA (SUDOESTE DA BACIA DE CAMPOS). DESTAQUE PARA OS POÇOS EM VERMELHO, CUJOS TESTEMUNHOS FORAM DESCRITOS NO PRESENTE ESTUDO..... 92

FIGURA 7.9 – COMPARAÇÃO ENTRE O MAPA DE CONTORNO ESTRUTURAL DO TOPO DO EMBASAMENTO (FM. CABIÚNAS) E O MAPA DE ESPESSURA DA COQUINA INFERIOR, MOSTRANDO O CONTROLE TECTÔNICO SOBRE A SEDIMENTAÇÃO: MENORES ESPESSURAS NOS ALTOS ESTRUTURAIS DO EMBASAMENTO E ESPESSAMENTO NOS BAIXOS DEPOSICIONAIS. 93

FIGURA 7.10 – IMPACTO DA PRESENÇA DE MATRIZ CARBONÁTICA NA QUALIDADE DO RESERVATÓRIO, EM TERMOS DAS PROPRIEDADES POROSIDADE (PHI) E PERMEABILIDADE (K). A) FOTOMICROGRAFIA DA FÁCIES *RUDSTONE* A BIVALVES COM MATRIZ (POÇO 66 / PROF. 2976,15 M) E B) FOTOMICROGRAFIA DA FÁCIES *RUDSTONE* A BIVALVES SEM MATRIZ (POÇO 66 / PROF. 2972,45 M). A FOTO MENOR CORRESPONDE À IMAGEM DE *SCANNER* DA LÂMINA, MOSTRANDO POSICIONAMENTO DA FOTO DE DETALHE. 95

FIGURA 7.11 – IMPACTO DO PARÂMETRO SELEÇÃO E HETEROGENEIDADE TEXTURAL NA QUALIDADE DO RESERVATÓRIO, EM TERMOS DAS PROPRIEDADES POROSIDADE (PHI) E PERMEABILIDADE (K). A) FOTOMICROGRAFIA DA FÁCIES *RUDSTONE* A BIVALVES BEM SELECIONADO (POÇO 66 / PROF. 2998,35 M) E B) FOTOMICROGRAFIA DA FÁCIES *RUDSTONE* MAL SELECIONADO (POÇO 66 / PROF. 2982,70 M). FOTO MENOR CORRESPONDE À IMAGEM *DE SCANNER* DA LÂMINA, MOSTRANDO POSICIONAMENTO DA FOTO DE DETALHE. 96

FIGURA 7.12 – GRÁFICO POROSIDADE X PERMEABILIDADE MOSTRANDO O CONTROLE DA FÁCIES DEPOSICIONAL SOBRE A QUALIDADE DO RESERVATÓRIO EM TERMOS DE PROPRIEDADES PETROFÍSICAS. NOTAR A GRANDE DISPERSÃO DE VALORES PARA UMA MESMA FÁCIES EM VIRTUDE DE ALTERAÇÕES DIAGENÉTICAS E GRANDE HETEROGENEIDADE TEXTURAL. 97

FIGURA 7.13 – COMPONENTES TERRÍGENOS. A) PRESENÇA DE OÓIDES DE ESTEVENSITA DISPERSOS NA FÁCIES *RUDSTONE* (POÇO 36 / PROF. 2824,50 M). B) CONCHAS DE BIVALVES RETRABALHADAS OCORREM DISPERSAS EM UMA MATRIZ ARGILOSA RICA EM QUARTZO DETRÍTICO E FRAGMENTOS DE BASALTO (POÇO 36 / PROF. 2829,90 M). LEGENDA: FRV = FRAGMENTO DE ROCHA VULCÂNICA, PTA = PIRITA E QTZ = QUARTZO. FOTOMICROGRAFIAS OBTIDAS EM LUZ NATURAL. 98

FIGURA 7.14 – MODELO ESQUEMÁTICO DE UM CICLO DEPOSICIONAL IDEAL. O CICLO É COMPOSTO POR UMA SUCESSÃO VERTICAL DE FÁCIES DEPOSITADAS EM CONDIÇÕES PROGRESSIVAMENTE MAIS RASAS E DE MAIOR ENERGIA EM DIREÇÃO AO TOPO. AS FOTOMICROGRAFIAS ILUSTRAM AS VARIAÇÕES DE FÁCIES CARACTERÍSTICAS DE UM CICLO DE ALTA FREQUÊNCIA. 101

FIGURA 7.15 – PERFIL INTEGRADO DA QUALIDADE DE RESERVATÓRIO PARA A PORÇÃO MÉDIA A BASAL DA COQUINA INFERIOR TESTEMUNHADA NO POÇO 36. OBSERVAR O PADRÃO DE EMPILHAMENTO VERTICAL AGRADACIONAL E A CICLICIDADE ESTRATIGRÁFICA. LEGENDA DOS PERFIS: GR = RAIOS GAMA, NPHI = POROSIDADE NEUTRÔNICA, RHOB = DENSIDADE E ILD = RESISTIVIDADE. AS SETAS MOSTRAM O CONTROLE DA CICLICIDADE NAS PROPRIEDADES PETROFÍSICAS. 102

FIGURA 7.16 – PERFIL INTEGRADO DA QUALIDADE DE RESERVATÓRIO PARA A SEÇÃO SUPERIOR DA COQUINA INFERIOR TESTEMUNHADA NO POÇO 66. NESTA PORÇÃO, PREDOMINAM OS CICLOS DE RASEAMENTO ASCENDENTE. 102

FIGURA 7.17 – AFLORAMENTO DA PEDREIRA ATOL MOSTRANDO A GEOMETRIA DEPOSICIONAL EXTERNA, O EMPILHAMENTO ESTRATIGRÁFICO E A ASSINATURA EM PERFIL DAS ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES QUE CARACTERIZAM AS COQUINAS DA FOMAÇÃO MORRO DO CHAVES, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS. AS BARRAS BIOCLÁSTICAS SÃO COMPOSTAS POR ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES DE RASEAMENTO ASCENDENTE (AF SHOAL-UP) E AMALGAMADAS (AF AMALGAM.). AS MELHORES POROSIDADES ENCONTRAM-SE NAS AFS AMALGAMADAS E NA PORÇÃO SUPERIOR DA AF DE COQUINAS EM *SHOALING-UPWARD* (FIGURA RETIRADA DE KINOSHITA, 2010). 104

FIGURA 7.18 – GEOMETRIA SIGMOIDAL DOS CORPOS DE COQUINAS DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES NA PEDREIRA ATOL. OS CARBONATOS MOSTRAM FEIÇÕES PROGRADACIONAIS E ESPESSAMENTO CONTRA OS PLANOS DE FALHA, DEVIDO MAIOR ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO CRIADO. 104

FIGURA 7.19 – DEPÓSITO DE COQUINAS DE HAMELIN POOL, SHARK BAY, AUSTRÁLIA, UTILIZADO COMO POTENCIAL ANÁLOGO PARA O RESERVATÓRIO *RUDSTONE* DO GRUPO LAGOA FEIA (FOTOGRAFIA CEDIDA POR MARCELO BLAUTH). 105

FIGURA 7.20 – PRAIA BIOCLÁSTICA DE BIVALVES MOSTRANDO DIMENSÕES ESPACIAIS DE UMA ACUMULAÇÃO DE COQUINAS: DEZENAS DE QUILÔMETROS DE COMPRIMENTO, APROXIMADAMENTE 500 A 1 KM M DE LARGURA E 10 A 15 M DE ESPESSURA. HAMELIN POOL, SHARK BAY, AUSTRÁLIA (FOTOGRAFIA CEDIDA POR MARCELO BLAUTH). 106

FIGURA 7.21 – GEOMETRIA EXTERNA E ARQUITETURA INTERNA DOS DEPÓSITOS DE COQUINAS DE HAMELIN POOL, SHARK BAY, AUSTRÁLIA, DESTACANDO A DISPOSIÇÃO E ARRANJO INTERNO DAS CONCHAS DE BIVALVES NOS DEPÓSITOS TABULARES, BARREIRAS E LEQUES DE ARROMBAMENTO (JAHNERT ET AL., 2012). 107

FIGURA 7.22 – GEOMETRIA DEPOSICIONAL IDEALIZADA DAS BARRAS DE ACREÇÃO LATERAL FORMADAS NA MARGEM DO LAGO, MOSTRANDO VARIAÇÃO DE FÁCIES AO LONGO DO PERFIL DEPOSICIONAL. 108

FIGURA 7.23 – PAR PRODUTOR-INJETOR MOSTRANDO O IMPACTO DA GEOMETRIA DEPOSICIONAL NA RECUPERAÇÃO DE PETRÓLEO. A) GEOMETRIA TABULAR MOSTRA BOA CONTINUIDADE LATERAL DAS COQUINAS. B) GEOMETRIA PROGRADACIONAL MOSTRA VARIAÇÃO LATERAL DE FÁCIES E BARREIRAS AO FLUXO 109

FIGURA 7.24 – FOTO DE CONJUNTO DE TESTEMUNHO DO POÇO 36. A FÁCIES *RUDSTONE* A BIVALVES DE COR CASTANHO ESTÁ SATURADA COM ÓLEO RESIDUAL, ENQUANTO AS DEMAIS PORÇÕES CREME CLARO ESTÃO CIMENTADAS POR CALCITA. NOTAR A GRANDE HETEROGENEIDADE VERTICAL DO RESERVATÓRIO DE CARÁTER DIAGENÉTICO, RESPONSÁVEL PELA GRANDE VARIABILIDADE DOS DADOS PETROFÍSICOS DE POROSIDADE (PHI) E PERMEABILIDADE (K). 113

FIGURA 7.25 – FOTO DE CONJUNTO DE TESTEMUNHO DO POÇO 36, MOSTRANDO HETEROGENEIDADE DO RESERVATÓRIO DE COQUINA GERADA POR SILICIFICAÇÃO PERVASIVA, NA FORMA DE CONCREÇÕES E DISTRIBUIÇÃO *PATCHY*, E COMPACTAÇÃO QUÍMICA, EVIDENCIADA PELA GRANDE QUANTIDADE DE ESTILÓLITOS 114

FIGURA 8.1 – HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA DAS PROPRIEDADES PETROFÍSICAS POROSIDADE (A) E PERMEABILIDADE (B) PARA AS FÁCIES DE ALTA ENERGIA DO INTERVALO DAS COQUINAS, ILUSTRANDO O PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DESTAS DUAS VARIÁVEIS. 119

FIGURA 8.2 – INFLUÊNCIA DA GEOMETRIA DO MEIO POROSO NA CAPACIDADE DE FLUXO DO RESERVATÓRIO. NOTAR QUE DIFERENTES VALORES DE PERMEABILIDADE ESTÃO ASSOCIADOS A VALORES PRÓXIMOS DE POROSIDADE, DEVIDO ÀS DIVERSAS CONFIGURAÇÕES E GRAU DE CONECTIVIDADE DO ESPAÇO POROSO. A) POÇO 10 / PROF. 2715,35 M; B) POÇO 36 / PROF. 2813,90 M; C) POÇO 66 / PROF. 2995,10 M E D) POÇO 66 / PROF. 2995,40M). 120

FIGURA 8.3 – GRÁFICO DE CORRELAÇÃO ENTRE A PERMEABILIDADE HORIZONTAL (KH) E PERMEABILIDADE VERTICAL (KV) PARA O INTERVALO DAS COQUINAS. OS DADOS REVELAM UMA FORTE ANISOTROPIA DE PERMEABILIDADE, ONDE A MAIORIA DOS PONTOS ESTÁ PLOTADO NO QUADRANTE INFERIOR, INDICANDO QUE A PERMEABILIDADE HORIZONTAL É MAIOR QUE A PERMEABILIDADE VERTICAL. AMBAS AS MEDIDAS FORAM TOMADAS NA MESMA PROFUNDIDADE E MEDIDAS EM PLUGUES DE TESTEMUNHOS. 121

FIGURA 9.1 – WORKFLOW DE MODELAGEM GEOLÓGICA E CARACTERIZAÇÃO DE RESERVATÓRIOS APLICADO AOS CARBONATOS ALBIANOS DA BACIA DE CAMPOS. AS SETAS INDICAM O CARÁTER ITERATIVO DA MODELAGEM, ONDE MUITAS VEZES É NECESSÁRIO AVANÇAR E RETROCEDER ETAPAS DE FORMA A GERAR UM MODELO MAIS CONSISTENTE, HONRANDO OS DADOS ESTÁTICOS E DINÂMICOS (BLAUTH ET AL., 2012). 123

FIGURA 9.2 – TIPOS DE UNIDADES DE FLUXO DEFINIDAS COM BASE NAS PROPRIEDADES PETROFÍSICAS E GEOLÓGICAS (EBANKS ET AL., 1992). 126

FIGURA 9.3 – GRÁFICO PERMEABILIDADE X POROSIDADE MOSTRANDO AS CARACTERÍSTICAS PETROFÍSICAS DE CADA UNIDADE DE FLUXO. O TRIÂNGULO PRETO CORRESPONDE ÀS PROPRIEDADES MÉDIAS DE CADA UNIDADE DE FLUXO. 130

FIGURA 9.4 – CURVAS DE PRESSÃO CAPILAR POR INJEÇÃO DE MERCÚRIO REPRESENTATIVAS DAS UNIDADES DE FLUXO DAS COQUINAS LAGOA FEIA. O QUADRO APRESENTA A SATURAÇÃO DE ÁGUA IRREDUTÍVEL (SWIRR) PARA CADA AMOSTRA. 131

FIGURA 9.5 – DISTRIBUIÇÃO DAS GARGANTAS DE POROS DE AMOSTRAS DE CADA UNIDADE DE FLUXO, OBTIDAS A PARTIR DAS CURVAS DE PRESSÃO CAPILAR DA FIGURA 9.4. 132

FIGURA 9.6 – PROPORÇÃO DAS UNIDADES DE FLUXO (UF) E BARREIRA (UB) PARA O INTERVALO DAS COQUINAS NOS POÇOS TESTEMUNHADOS. OBSERVAR O PREDOMÍNIO DA UNIDADE DE FLUXO 1. 133

FIGURA 9.7 – PERFIL DE QUALIDADE DO RESERVATÓRIO PARA A SEÇÃO INFERIOR DA COQUINA TESTEMUNHADA NO POÇO 36, MOSTRANDO AS DIFERENTES UNIDADES DE FLUXO. 135

FIGURA 9.8 – PERFIL DE QUALIDADE DO RESERVATÓRIO PARA A SEÇÃO INFERIOR DA COQUINA TESTEMUNHADA NO POÇO 17, MOSTRANDO AS DIFERENTES UNIDADES DE FLUXO. UTILIZAR LEGENDA DA FIGURA 9.7. 135

FIGURA 9.9 – PERFIL DE QUALIDADE DO RESERVATÓRIO PARA A SEÇÃO INFERIOR DA COQUINA TESTEMUNHADA NO POÇO 66 MOSTRANDO AS DIFERENTES UNIDADES DE FLUXO. UTILIZAR LEGENDA DA FIGURA 9.7. 136

FIGURA 9.10 – SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA MOSTRANDO A VARIABILIDADE LATERAL E VERTICAL DA QUALIDADE DE RESERVATÓRIO AO LONGO DA JAZIDA. 137

LISTA DE QUADROS

QUADRO 3.1 – TESTEMUNHOS SELECIONADOS PARA O ESTUDO DETALHADO DAS COQUINAS. 19

QUADRO 4.1 – QUADRO BIOCRONOESTRATIGRÁFICO DO GRUPO LAGOA FEIA COM BASE EM OSTRACODES. NOTAR O DETALHAMENTO BIOESTRATIGRÁFICO DA BIOZONA 009.3, DESTACADO EM VERDE (ADAPTADO DE MOURA, 1987; SILVA-TELLES, 1992; CARVALHO ET AL., 2000). A SIGLA NRT SIGNIFICA NOVA RECÔNCAVO-TUCANO E OS OSTRACODES. 28

QUADRO 4.2 – EVOLUÇÃO DO ZONEAMENTO DOS RESERVATÓRIOS NA SEÇÃO DAS COQUINAS DO GRUPO LAGOA FEIA (BAUMGARTEN ET AL., 1988). 32

QUADRO 5.1 – PRINCIPAIS FÁCIES, AMBIENTES E PROCESSOS DEPOSICIONAIS INTERPRETADOS NESTE ESTUDO (COQUINAS LAGOA FEIA E ROCHAS ASSOCIADAS). 64

QUADRO 6.1 – PRINCIPAIS PROCESSOS ATUANTES NOS DIFERENTES AMBIENTES DIAGENÉTICOS (FLÜGEL, 2004). 67

QUADRO 9.1 – PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DAS UNIDADES DE FLUXO DEFINIDAS PARA A SEÇÃO DAS COQUINAS.....129

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 1

1.1 ASPECTOS GERAIS 1
1.2 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS 2
1.3 ÁREA DE ESTUDO 2

2 BACIA DE CAMPOS: GEOLOGIA REGIONAL 6

2.1 EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA E ARCABOUÇO ESTRUTURAL 6
2.2 EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA 8
2.2.1 A Supersequência Continental da Fase Rifte 10
2.2.2 A Supersequência Transicional da Fase Pós-Rifte 11
2.2.3 A Supersequência Marinha da Fase Drifte 12

3 MATERIAIS E MÉTODOS 15

3.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO 16
3.2 ELABORAÇÃO DE MAPAS DE ISÓPACAS E CONTORNO ESTRUTURAL 16
3.3 CONSTRUÇÃO DE SEÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E ESTRUTURAIS 17
3.4 ESTUDO DE TESTEMUNHOS 18
3.5 ESTUDO DE LÂMINAS DELGADAS 22
3.6 ESTUDOS PETROFÍSICOS 24

4 GRUPO LAGOA FEIA: REFERENCIAL ESTRATIGRÁFICO E PALEOAMBIENTAL, COM ÊNFASE NA SEQUÊNCIA DAS COQUINAS 25

4.1 A SEQUÊNCIA DAS COQUINAS 26
4.1.1 Bioestratigrafia 27
4.1.2 Ambiente Deposicional 28
4.1.3 Zoneamento de Reservatórios nas Coquinas 31

5 ANÁLISE FACIOLÓGICA DA SEQUÊNCIA DAS COQUINAS 34

5.1 CONSTITUINTES TEXTURAIS DOS CARBONATOS 34
5.1.1 Grãos 34
5.1.2 Matriz 37
5.1.3 Cimento 38
5.2 FÁCIES SEDIMENTARES 39
5.2.1 Fácies *Rudstone* 39
5.2.1.1 Fácies *rudstone* a bivalves 40
5.2.1.2 Fácies *rudstone* a bivalves com siliciclastos 43
5.2.2 Fácies *Grainstone* Oolítico 45
5.2.3 Fácies *Floatstone*s a Bivalves 45
5.2.4 Fácies *Floatstone* a Bivalves Autóctones-Parautóctones 46
5.2.5 Fácies *Floatstone* a Pisóides Pedogênicos 47
5.2.6 Fácies *Packstone* a Bivalves 48
5.2.7 Fácies *Wackestone* com Oóides de Estevensita 49
5.2.8 Fácies *Wackestone* a Ostracodes 50
5.2.9 Fácies *Mudstone* com Ostracodes 51
5.2.10 Fácies Calcário Cristalino 52
5.2.11 Fácies Marga 52
5.2.12 Fácies Siltito 53
5.2.12.1 Fácies Siltito Marrom Avermelhado 53
5.2.12.2 Fácies Siltito Esverdeado 54

5.2.13 Fácies Arenito Calcífero 54
5.2.14 Fácies Conglomerado 55
5.3 Ambiente Deposicional 56
5.3.1 Energia deposicional 56
5.3.2 Associações de fácies e processos deposicionais 57

6 ANÁLISE DIAGENÉTICA DOS CARBONATOS DA SEQUÊNCIA DAS COQUINAS 65

6.1 Diagênese: conceitos básicos 65
6.1.1 Ambientes diagenéticos: caracterização dos elementos mais importantes. 66
6.2 Processos diagenéticos nas coquinas Lagoa Feia 68
6.2.1 Micritização 68
6.2.2 Neomorfismo 69
6.2.3 Cimentação calcítica 71
6.2.4 Silicificação 73
6.2.5 Compactação 75
6.2.6 Dissolução 76
6.3 Evolução Diagenética 78
6.4 Porosidade 79

7 FATORES CONTROLADORES DA QUALIDADE DO RESERVATÓRIO CARBONÁTICO DAS COQUINAS 82

7.1 Controle Tectono-Estrutural 84
7.2 Controle Deposicional e Estratigráfico 94
7.2.1 Efeito do ambiente de sedimentação 94
7.2.2 Padrão de Empilhamento Estratigráfico 99
7.2.3 Geometria Deposicional das Coquinas 103
7.2.4 Controle da Ciclicidade 109
7.3 Controle Diagenético 111

8 CARACTERÍSTICAS PETROFÍSICAS DO RESERVATÓRIO DAS COQUINAS 117

9 UNIDADES DE FLUXO 122

9.1 Definição de Unidades de Fluxo 125
9.2 Tipos de Unidades de Fluxo para as Coquinas 126

10 CONCLUSÕES 138

11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 142

1 INTRODUÇÃO

1.1 Aspectos gerais

Os depósitos sedimentares carbonáticos são conhecidos por sua expressiva importância econômica, uma vez que contêm cerca de 60% das reservas de óleo e 40% das reservas de gás descobertas no mundo (SCHLUMBERGER, 2007). Na margem continental brasileira, depósitos carbonáticos estão presentes em praticamente todas as bacias sedimentares; constituem unidades cretácicas e/ou terciárias, algumas delas sendo portadoras de petróleo. Na Bacia de Campos, focalizada neste trabalho (Figura 1.1), hidrocarbonetos são encontrados em reservatórios carbonáticos lacustres e marinhos. Os reservatórios lacustres são representados pelas coquinas, alvo deste estudo, e pelos carbonatos microbianos do Grupo Lagoa Feia, Cretáceo Inferior (andares locais Jiquiá e Alagoas/ Aptiano, Figuras 1.2; 1.3). No cenário atual, tais rochas têm enorme importância, uma vez que constituem as rochas-reservatório do intervalo Pré-Sal *s.l.*

No sudoeste da Bacia de Campos, as coquinas Lagoa Feia revelaram-se como importantes reservatórios produtores de óleo em meados da década de 70 do século passado, quando a primeira jazida comercial foi descoberta (campo de Badejo). A partir de então houve uma intensificação das atividades exploratórias na região, o que culminou com novas descobertas em 1978 e 1982. Vários trabalhos investigaram as referidas coquinas entre 1980 e 2000 (e.g., CASTRO e AZAMBUJA FILHO, 1981; BERTANI e CAROZZI, 1984; BAUMGARTEN, 1985; DIAS et al., 1988; ABRAHÃO e WARME, 1990; HORSCHUTZ e SCUTA, 1992; CARVALHO et al., 2000). Recentemente, um novo trabalho abordou as coquinas da Bacia de Campos, sob uma perspectiva bem ampla (MUNIZ, 2013). De forma geral, tais corpos carbonáticos apresentam grandes variações faciológicas e diagenéticas a curtas distâncias, tanto no plano vertical quanto lateral. Isto explica porque tais reservatórios têm alta heterogeneidade e complexidade, como já observado por Bruhn et al., 2003.

Ao longo dos anos, com o declínio da produção nas coquinas, concomitante a uma transferência de esforços exploratórios e da geologia de desenvolvimento para

outros *plays* na Bacia de Campos (e.g. carbonatos albianos e turbiditos oligo-miocênicos), houve um arrefecimento do avanço do conhecimento acerca destes depósitos. Entretanto, as recentes descobertas de novas e altamente relevantes acumulações na seção Pré-Sal da Bacia de Santos e em outras áreas da Bacia de Campos impõem a necessidade de uma retomada nos estudos das coquinas. É necessário e estratégico ampliar o conhecimento sobre a gênese e evolução estratigráfico-deposicional-diagenética destes depósitos, bem como avançar na caracterização de suas propriedades petrofísicas no tempo e no espaço. Uma vez que a investigação de análogos aflorantes ou de subsuperfície é recomendável, as coquinas do sudoeste da Bacia de Campos voltam a ter um papel de destaque.

1.2 Objetivos e justificativas

Este estudo tem por objetivo aprofundar a caracterização das fácies deposicionais e dos eventos diagenéticos associados às coquinas dos campos situados a sudoeste da Bacia de Campos, bem como definir os fatores controladores da qualidade permo-porosa do reservatório; o impacto das heterogeneidades deposicionais e diagenéticas na produção do óleo também será alvo de avaliação. Este trabalho deverá contribuir para o processo de reavaliação do potencial produtor das coquinas objeto da análise, bem como deverá oferecer subsídios para o gerenciamento e otimização de sua explotação. Ademais, fornecerá diretrizes e insumos geológicos e petrofísicos necessários à construção de modelos geocelulares robustos voltados para o desenvolvimento da produção dos campos com coquinas.

1.3 Área de estudo

A área estudada está localizada na porção sudoeste da Bacia de Campos sob lâmina d’água rasa, cuja profundidade varia entre 80 a 120 m, distando aproximadamente 80 km do litoral do estado do Rio de Janeiro (Figura 1.1).

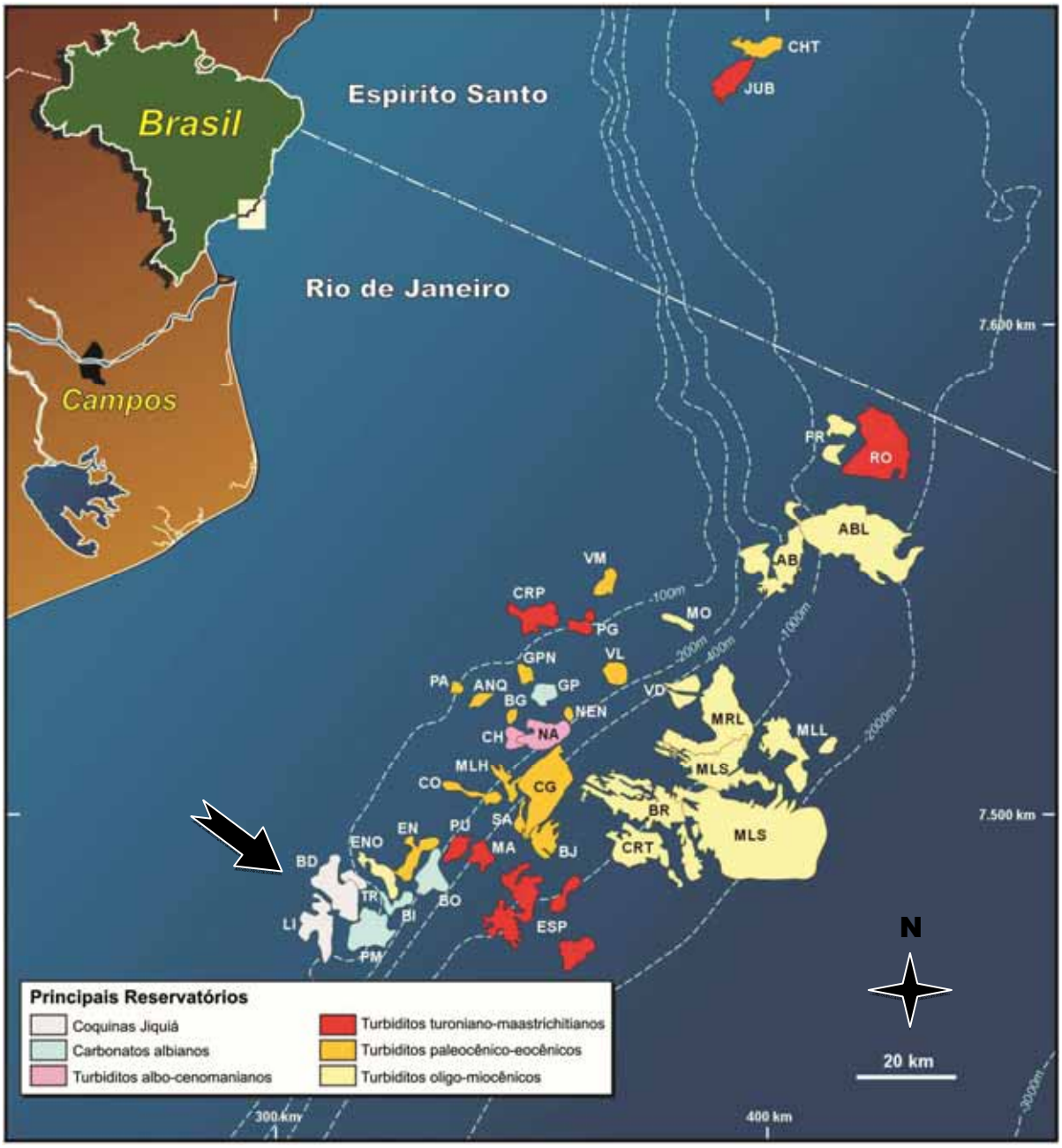


Figura 1.1 – Bacia de Campos com campos petrolíferos e principais reservatórios (BRUHN et al., 2003). Destaque para os campos do sudoeste da bacia.

A área de ocorrência das coquinas sob foco apresenta *trend* NW-SE, com dimensão aproximada de 20 km de comprimento e 10 km de largura, pertencendo ao Domínio I de Muniz (2013). O óleo contido nestas rochas possui boa qualidade, com densidade variando de 28 a 33°API (BRUHN et al., 2003).

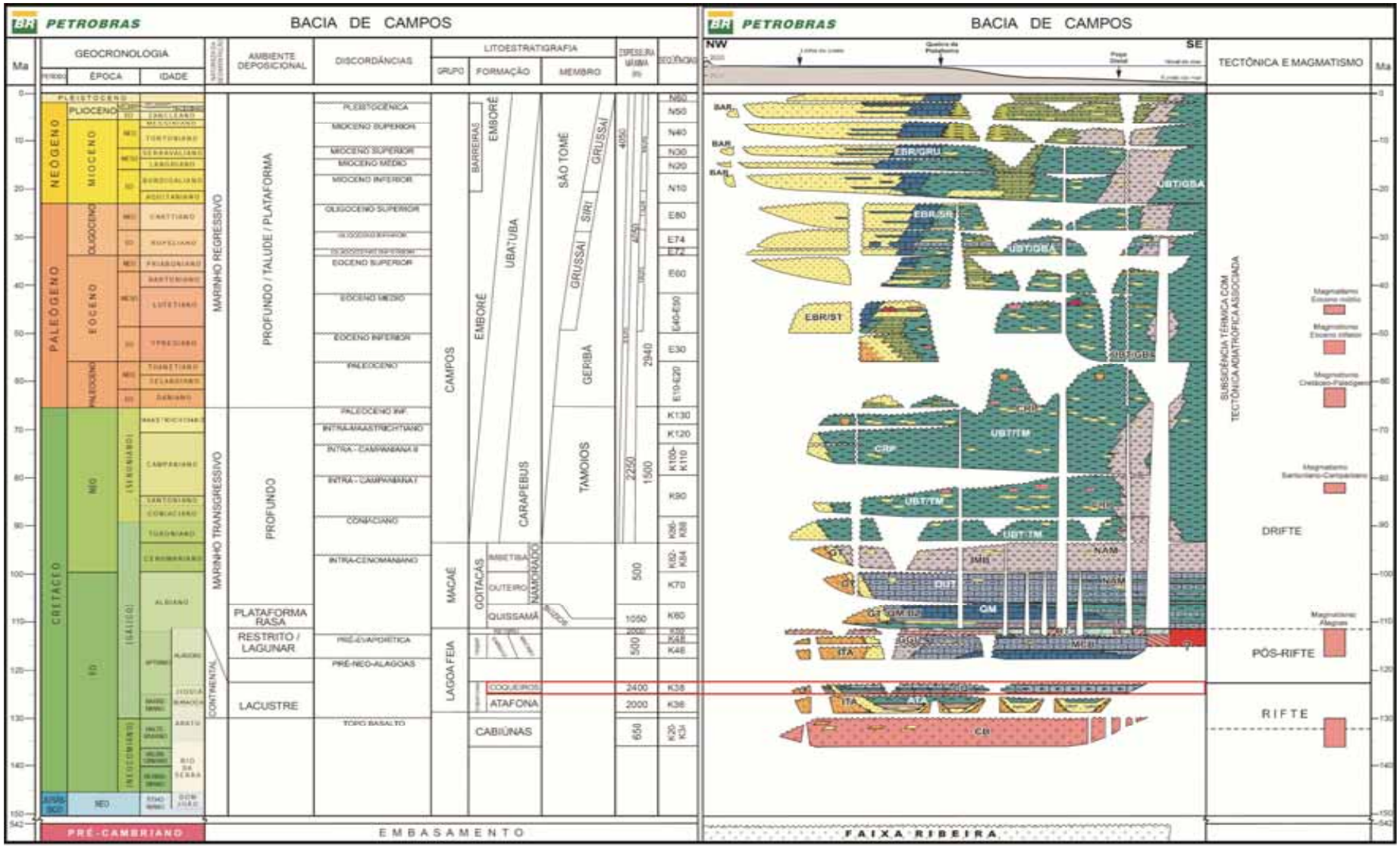
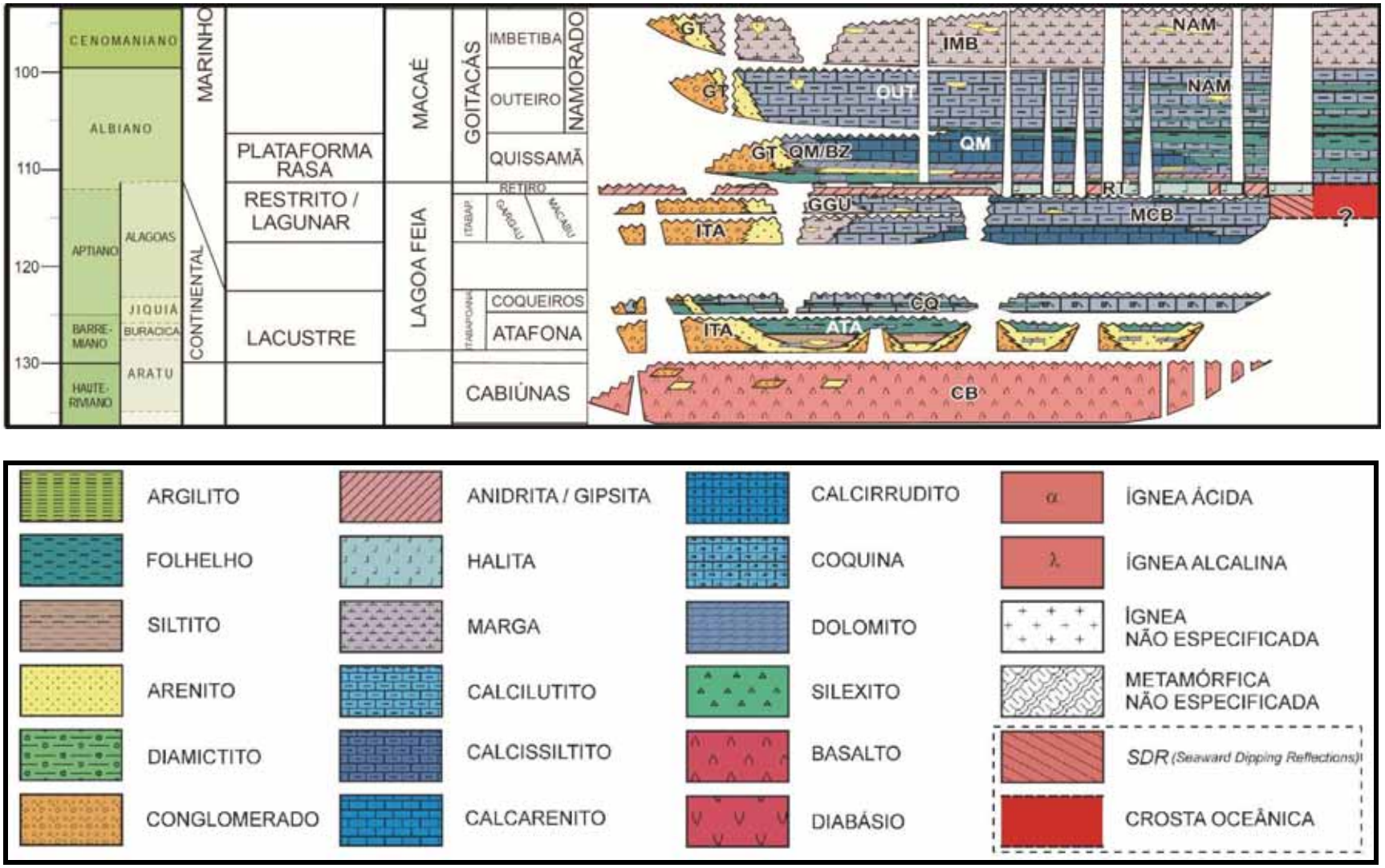


Figura 1.2 – Coluna cronoestratigráfica da Bacia de Campos (WINTER et al., 2007). Vide legenda associada à Fig.1.3.



LEGENDA (também aplicável à Fig 1.2)

Figura 1.3 – Unidades estratigráficas da Bacia de Campos no intervalo Hauteriviano-Cenomaniano (mod. de WINTER et al., 2007).

2 BACIA DE CAMPOS: GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia de Campos está localizada na margem continental brasileira, em área adjacente ao norte do estado do Rio de Janeiro e sul do estado do Espírito Santo. Cobre cerca de 100.000 km^2, expandindo-se até a isóbata de 3400 m; apenas uma pequena porção (500 km^2) encontra-se em área emersa. O Arco de Vitória, ao norte, e o Arco de Cabo Frio, ao sul, separam a Bacia de Campos das bacias sedimentares do Espírito Santo e de Santos, respectivamente. É a maior província petrolífera do Brasil, responsável por mais de 80% da produção nacional de petróleo, além de abrigar as maiores reservas provadas de petróleo e gás natural do país (ANP, 2013). Reservatórios de hidrocarbonetos ocorrem em vários níveis de sua coluna estratigráfica, incluindo basaltos neocomianos fraturados da Formação Cabiúnas, coquinas eoaptianas da Formação Coqueiros, carbonatos microbianos neo-aptianos da Formação Macabú, carbonatos albianos da Formação Quissamã, turbiditos neocretácicos e cenozóicos das formações Namorado e Carapebus e carbonatos oligocênicos da Formação Emborê. As principais rochas geradoras da bacia são folhelhos lacustres da fase rifte (Cretáceo Inferior: andares locais Buracica e Jiquiá / Barremiano-Aptiano), que apresentam alto conteúdo orgânico (COT de até 9%) e maturidade termal (GUARDADO et al., 2000).

2.1 Evolução geotectônica e arcabouço estrutural

A história evolutiva da Bacia de Campos teve início em tempos eocretácicos quando ocorreu o processo de rifteamento que deu origem à ruptura do supercontinente Gondwana, resultando na separação inicial da América do Sul e África. A continuidade deste processo de divergência das placas, ainda hoje ocorrendo, deu nascimento ao oceano Atlântico Sul.

A evolução tectônica da Bacia de Campos deu-se em três fases distintas, denominadas rifte, pós-rifte e drifte, durante as quais foram depositados os sedimentos das supersequências continental, transicional-evaporítica e marinha (WINTER et al., 2007).

A fase rifte da bacia foi marcada por tectonismo extensional e subsidência mecânica intensos, que gerou uma série de *horsts* e meio-grábens, limitados por falhas normais sintéticas e antitéticas com rejeitos expressivos de até 2500 m (DIAS et al., 1990; CHANG et al., 1992). A orientação dessas falhas está associada a lineamentos estruturais prévios herdados do embasamento Pré-Cambriano, com *trend* N30°E ao sul e NNE nas porções mais ao norte da bacia (CHANG et al., op. cit.).

Entre as feições estruturais mais proeminentes da fase rifte destacam-se o Alto Regional de Badejo, o Alto Externo e os baixos de Corvina-Parati e São João da Barra, preenchidos com espessos depósitos sedimentares lacustres e aluviais, além da falha de Campos, que define uma linha de charneira de direção NE (Figura 2.1). Esta falha marca o limite interno, oeste, de ocorrência das rochas cretácicas; a partir daí para o litoral, sedimentos cenozóicos assentam-se diretamente sobre as rochas do embasamento cristalino pré-cambriano (Figura 2.2).

A fase rifte foi marcada por vulcanismo intenso na parte sul da Bacia de Campos, localmente referido como evento magmático Cabiúnas, datado de 130 a 136.4 Ma (MIZUSAKI, 1986). A natureza da sedimentação nesta fase foi tipicamente continental, com eventuais incursões marinhas efêmeras durante o final da fase rifte (SILVA-TELLES et al., 1994; DIAS, 2005), tema ainda objeto de muita discussão. A supersequência rifte, basculada e falhada em blocos, limita-se da sobrejacente supersequência pós-rifte por uma discordância regional aptiana (CHANG et al., op. cit.). Essa discordância, facilmente identificada na sísmica, representa um importante evento erosivo na bacia como registrado por diversos autores.

Na fase pós-rifte, neo-aptiana, a bacia evoluiu para um ambiente de quiescência tectônica e subsidência térmica, com falhamentos localizados. Neste período, acumularam-se carbonatos de natureza microbiana (Pré-Sal *s.s*) sobrepostos por espessos depósitos de sal. Tais camadas salíferas foram acumuladas em um cenário de circulação marinha restrita, em clima quente e árido, sob a influência direta de águas vindas do norte, tendo o lineamento formado pela Dorsal de São Paulo e o Alto de Florianópolis desempenhado um papel crucial como barreira ativa à influência de águas vindas do sul (AZEVEDO, 2004; ARAI, 2009).

Ao final da deposição evaporítica iniciou-se a fase drifte, última mega-etapa tectônica da bacia. Neste momento geológico, transição Aptiano-Albiano, as águas tetianas fluiam para o sul em maior abundância e de forma perene, dando origem, nas bacias do sudeste, a depósitos carbonáticos cujas fácies pelágicas são ricas em plâncton do domínio tetiano (DIAS-BRITO, 1987; 1995; 2000; DIAS-BRITO e FERRÉ, 2001). Na Bacia de Campos, tais carbonatos estão representados no Grupo Macaé, que foi sobreposto por depósitos oceânicos do Grupo Campos. A fase drifte foi marcada por subsidência térmica associada a tectonismo adiastrófico devido à mobilização do corpo evaporítico. A halocinese foi desencadeada pela sobrecarga sedimentar, deslizamento gravitacional e basculamento da bacia em direção a leste, que gerou imensos diápiros de sal nas porções mais distais da bacia em águas profundas (Figura 2.2). Associada à tectônica salífera desenvolveram-se falhas lístricas, que atuaram como condutos para a migração de petróleo, e estruturas dômicas do tipo *rollover*, que constituem importantes alvos exploratórios para hidrocarbonetos (GUARDADO et al., 1989).

Segundo Winter et al. (2007), episódios magmáticos recorrentes ocorreram ao longo da fase drifte, principalmente na porção sul da bacia (Santoniano-Campaniano: 81,5 a 83,2 Ma, método Ar/Ar; Cretáceo-Paleogeno: basaltos datados de 65,5 Ma e 62 Ma; Eoeoceno: Evento Magmático Abrolhos, de 53 Ma ± 2 Ma; Mesoeoceno 43 Ma).

2.2 Evolução estratigráfica

O empilhamento sedimentar da Bacia de Campos apresenta espessura máxima de 9000 m, compreendendo sedimentos siliciclásticos, carbonáticos e evaporíticos acumulados no intervalo Barremiano-Holoceno.

A primeira carta estratigráfica da Bacia de Campos foi elaborada por Schaller (1973), que formalizou a nomenclatura estratigráfica e definiu as formações Lagoa Feia, Macaé, Campos e Emborê. Rangel et al. (1994) elevaram a Formação Campos à categoria de grupo, que passou a englobar a Formação Emborê. Recentemente, as formações Lagoa Feia e Macaé também foram elevadas à categoria de grupo por

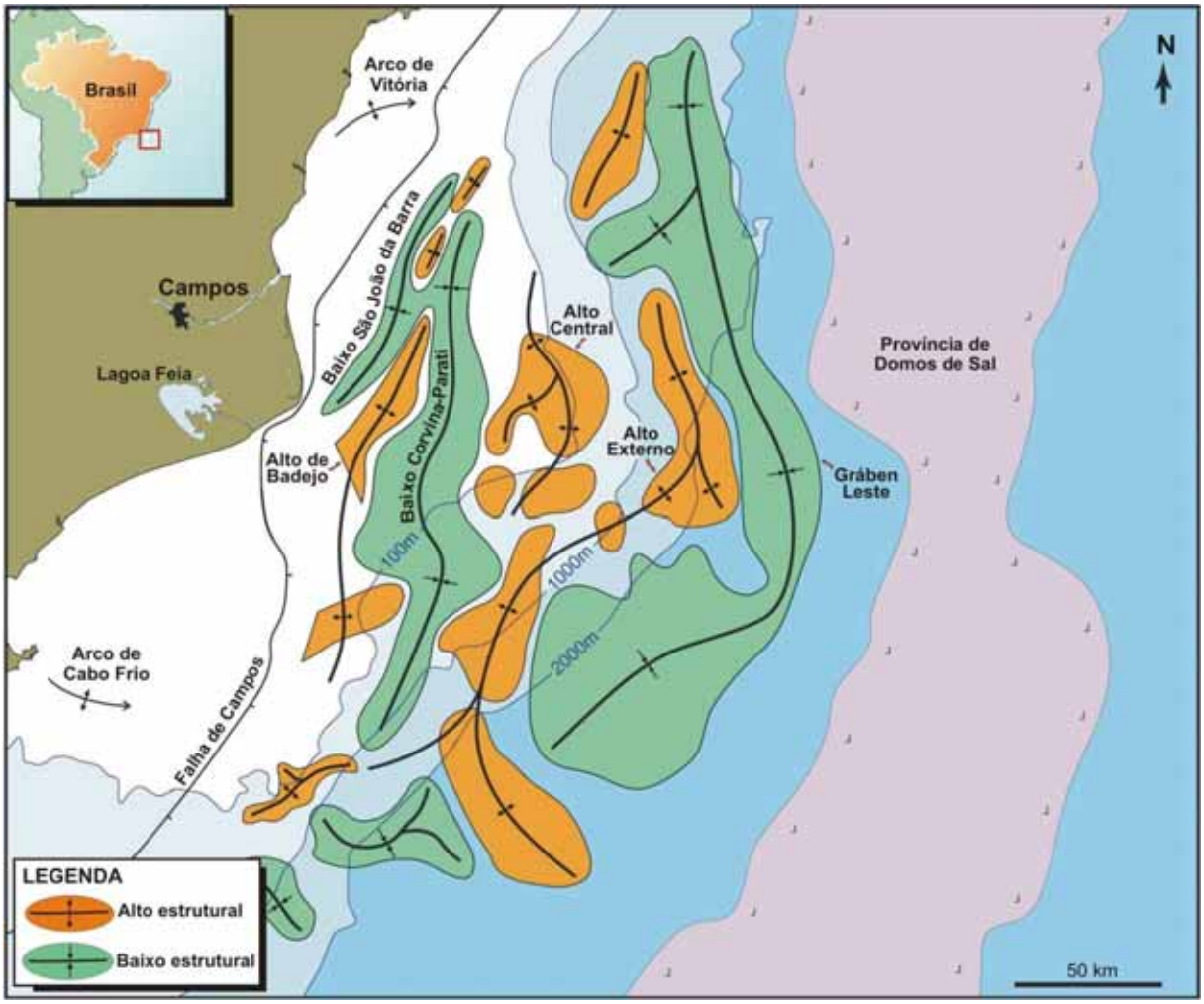


Figura 2.1 – Arcabouço estrutural da seção rifte da Bacia de Campos, com destaque para os altos estruturais e baixos deposicionais (RANGEL e MARTINS, 1998, apud GUARDADO et al., 2000).

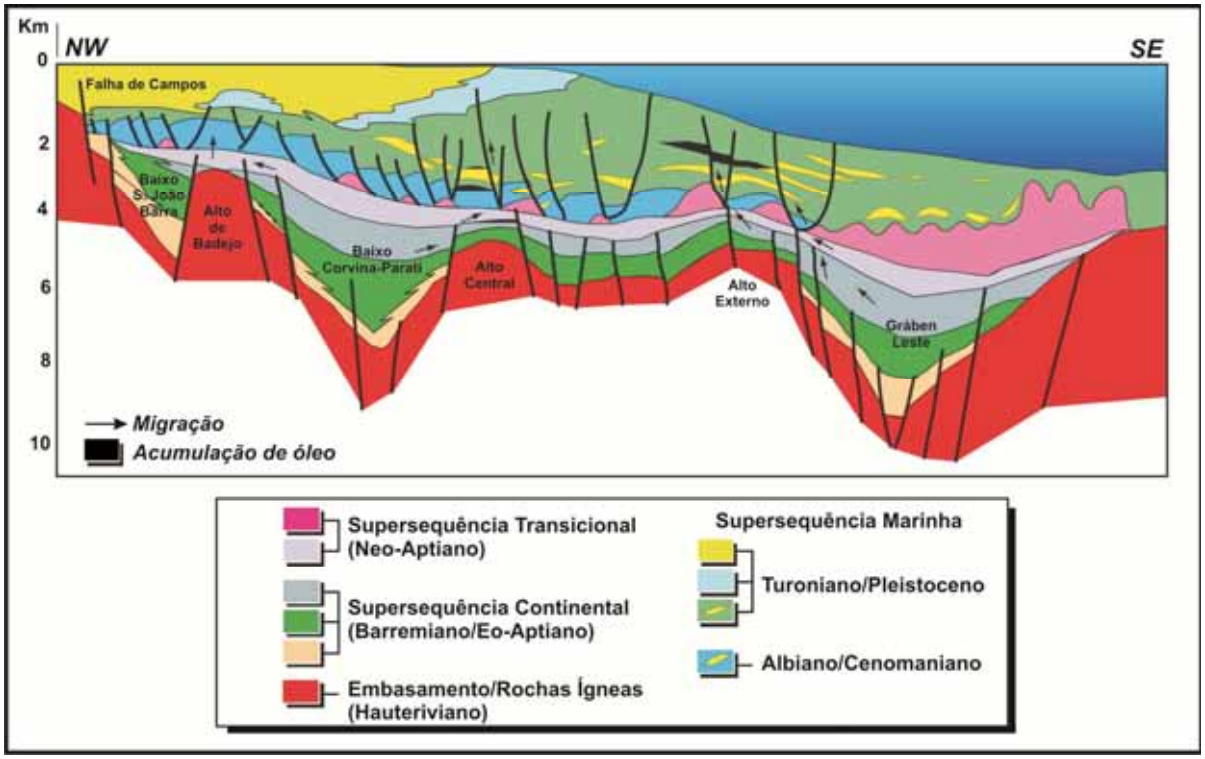


Figura 2.2 – Seção geológica *dip* esquemática da Bacia de Campos mostrando o arcabouço estrutural e estratigráfico (RANGEL e MARTINS, 1998, apud GUARDADO et al., 2000).

Winter et al. (2007), que apresentam o registro sedimentar da Bacia de Campos correspondendo a três supersequências:

1) Supersequência continental (fase rifte): Neobarremiano-Eoaptiano
2) Supersequência transicional (fase pós-rifte): Neo-aptiano
3) Supersequência marinha (fase drifte): Albiano-Holoceno.

2.2.1 A Supersequência Continental da Fase Rifte

O registro sedimentar da fase rifte sobrepõe-se aos basaltos hauterivianos da Formação Cabiúnas, constituindo a parte inferior do Grupo Lagoa Feia. É composto pelas formações Itabapoana, Atafona e Coqueiros, cujos sedimentos foram depositados em tempos neobarremianos e eoaptianos.

A Formação Itabapoana corresponde a depósitos proximais (das fases rifte e pós-rifte), sendo composta por conglomerados polimíticos, arenitos, siltitos e folhelhos avermelhados depositados em ambientes de leques aluviais e fan-deltas junto às falhas de borda da bacia e aos altos estruturais do embasamento originados pela tectônica rifte. A geometria dos depósitos é diretamente condicionada pelo arcabouço estrutural, sendo que os estratos tendem a ser cuneiformes. Os dados palinológicos e de ostracodes indicam que as rochas desta unidade, depositadas durante o estágio rifte, são de idade Aratu superior, Buracica e Jiquiá, correspondentes ao intervalo Barremiano-Eoaptiano. Em termos de distribuição areal, a Formação Itabapoana ocorre apenas em subsuperfície ao longo da borda oeste da Bacia de Campos, em batimetrias de até 150 m (WINTER et al., op. cit.). A partir desta batimetria para leste, muda faciologicamente para pelitos da Formação Atafona ou coquinas da Formação Coqueiros.

A Formação Atafona é composta por siltitos, arenitos, folhelhos lacustres (entre os quais o Folhelho Buracica, potencial gerador de óleo da bacia) e intercalações de delgadas camadas de carbonatos, que foram depositados durante o Barremiano (idades locais Aratu superior e Buracica), conforme datações palinológicas e de ostracodes. As rochas desta formação são ricas em minerais autigênicos talco-estevensíticos, tipicamente encontrados em lagos alcalinos associados à atividade hidrotermal (BERTANI e CAROZZI, 1984; REHIM et al.,

1986). Os depósitos Atafona podem atingir até 2000 m de espessura e ocorrem predominantemente nas porções central e sul da bacia, preenchendo os depocentros dos lagos tectônicos (WINTER et al., 2007).

Sobrejacentes à Formação Atafona acumularam-se espessos pacotes de coquinas de bivalves intercalados com folhelhos ricos em matéria-orgânica, que constituem a Formação Coqueiros. Esta unidade apresenta grande importância por englobar o Folhelho Jiquiá, principal gerador de petróleo da Bacia de Campos, e a sequência das coquinas, que constitui reservatórios produtores de óleo. Por constituir o foco principal deste estudo, a estratigrafia e o ambiente deposicional da Formação Coqueiros será sintetizada mais adiante, no capítulo 4.

2.2.2 A Supersequência Transicional da Fase Pós-Rifte

O registro sedimentar da fase pós-rifte compreende a parte superior do Grupo Lagoa Feia, composto pelas formações Itabapoana, Gargaú, Macabu e Retiro, depositadas durante o Neo-Aptiano. A Formação Retiro foi definida por Rangel et al. (1994), enquanto que as demais unidades foram formalizadas por Winter et al. (2007).

A Formação Itabapoana, previamente descrita na supersequência rifte, apresenta uma espessura máxima total em torno de 5000 m (WINTER et al., op. cit.). Os dados palinológicos e de ostracodes indicam que as rochas Itabapoana pós-rifte têm idade Neo-Alagoas (Neo-Aptiano) e posicionam-se nas porções mais proximais ao longo da borda oeste da Bacia de Campos; tal unidade muda faciologicamente para os sedimentos finos da Formação Gargaú, a leste; estas gradam, distalmente, para os carbonatos da Formação Macabu.

A Formação Gargaú é formada por margas, calcilutitos e folhelhos com eventuais intercalações de arenitos e conglomerados depositados em ambiente costeiro raso. Em termos de distribuição areal, ocorre principalmente nas porções sul e centro da bacia (WINTER et al., op. cit.). Com base em dados palinológicos e ostracodes, atribui-se para esta unidade estratigráfica idade Neo-Aptiano (Neo-Alagoas).

A Formação Macabu é formada por calcários estromatolíticos e laminitos microbianos, localmente dolomitizados e/ou silicificados, depositados sob clima árido

(DIAS, 2005). O ambiente de deposição desses sedimentos é matéria em discussão (lagos?; lagos sob influência marinha?), embora tenha sido originalmente definido como um mar raso de natureza epicontinental por Dias (op. cit.). Os sedimentos Macabu ocorrem preferencialmente nas porções mais distais das regiões sul e centro da Bacia de Campos e foram depositadas durante o Neo-Aptiano (Neo-Alagoas), como indicado por ostracodes e palinomorfos. Este pacote carbonático apresenta espessuras de até 500 m (WINTER et al., 2007).

A Formação Retiro compreende uma sequência evaporítica composta principalmente por anidrita, nas porções proximais da bacia, e halita, nas regiões distais. Esta unidade apresenta espessuras de até 2000 m e ocorre como imensas muralhas de sal em águas profundas, devido à remobilização do sal. A deposição evaporítica se processou em ambiente marinho restrito, em condições climáticas áridas, ao final do Aptiano (Neo-Alagoas). Esta unidade tem grande importância na arquitetura da bacia, pois condicionou a deposição das areias do Cretáceo Superior em baixos deposicionais criados pela halocinese. Além disso, a tectônica salífera também foi responsável por formar trapas para a acumulação de petróleo.

2.2.3 A Supersequência Marinha da Fase Drifte

O registro sedimentar da fase drifte é composto pelos grupos Macaé e Campos depositados durante o intervalo Albiano-Holoceno.

O Grupo Macaé é composto pelas formações Goitacás, Quissamã, Outeiro, Namorado, definidas por Rangel et al. (1994), e Imbetiba (WINTER et al., op. cit.), que recobrem os sedimentos do Grupo Lagoa Feia. Essas unidades representam os primeiros sedimentos depositados em ambiente marinho, podendo atingir espessuras de até 1500 m, e correspondem, essencialmente, aos depósitos da fase paleoceanográfica pré-oceânica da megassequência marinha de Dias-Brito e Azevedo (1986).

A Formação Goitacás corresponde aos depósitos clásticos proximais do Grupo Macaé que estão interdigitados, lateralmente com os carbonatos das formações Quissamã e Outeiro e as margas da Formação Imbetiba. É constituída por conglomerados polimíticos e arenitos mal selecionados depositados por leques aluviais e fan-deltas. Esta unidade foi depositada no intervalo compreendido entre o Albiano e o Cenomaniano.

A Formação Quissamã, eo- a mesoalbiana, é formada por *grainstones e packstones,* dominados por oncóides, oóides e pelóides, e *wackestones/mudstones* com escassos elementos bentônicos e planctônicos. A gênese de tal unidade liga-se a uma plataforma carbonática rasa hipersalina (DIAS-BRITO, 1982), em morfologia de rampa. Corresponde à sequência carbonática nerítica rasa de Dias-Brito e Azevedo (1986), ao intervalo Macaé Inferior de Spadini et al. (1988) e à sequência K60 de Winter et al. (2007). A base desta formação e sua parte proximal, que são fortemente dolomitizadas (*dolograinstones/dolowackestones*), constituem o chamado Membro Búzios de Winter et al. (op. cit.). Estes depósitos carbonáticos apresentam espessura máxima de 1050 m e ocorrem preferencialmente nas porções central e sul da bacia, estando ausentes nas porções mais distais.

A Formação Outeiro, neo-albiana, abrange *mudstones*, margas e folhelhos sobrejacentes à Formação Quissamã. Estas rochas finas são ricas em microfósseis planctônicos, principalmente pitonelídeos (calcisferulídeos), foraminíferos e radiolários. Corresponde à sequência carbonática nerítica profunda de Dias-Brito e Azevedo (1986), ao intervalo Macaé Superior de Spadini et al. (1988) e à sequência K70 de Winter et al. (2007). Na parte mais alta da unidade (Intervalo *Chalk* de SPADINI, 1981) e nas porções mais distais, em águas profundas, há um considerável enriquecimento em folhelhos e margas, com aumento na quantidade de foraminíferos planctônicos, cocólitos e radiolários (WINTER et al., op. cit.). Isto atesta o processo de oceanização em curso neste período de tempo na bacia. Estes sedimentos pelágicos foram depositados em resposta a uma progressiva subida relativa do nível do mar que, no Neo-Albiano, afogou a plataforma carbonática rasa (SPADINI et al., op. cit.).

A Formação Imbetiba é constituída essencialmente por margas bioturbadas que recobrem a Formação Outeiro. Estes sedimentos pelíticos foram depositados durante o Cenomaniano, conforme apontam datações bioestratigráfias baseadas em nanofósseis calcários e dados palinológicos. Esta unidade é interpretada como tendo sido acumulada em ambiente nerítico profundo a batial superior, correspondendo ao intervalo argiloso de Spadini (1981) ou à sequência hemipelágica com turbiditos de Dias-Brito e Azevedo (1986). Tais turbiditos, quartzo-arenosos (Formação Namorado de WINTER et al., 2007), mostram-se como lentes associadas às formações Outeiro e Imbetiba, sendo importantes reservatórios portadores de hidrocarbonetos.

O Grupo Campos é composto pelas formações Emborê, Carapebus, Ubatuba e Barreiras (SCHALLER, 1973), que ocorrem sobrepostas ao Grupo Macaé. Este grupo constitui o intervalo Turoniano-Pleistoceno, apresentando uma espessura máxima de 4050 m. Representa a fase de sedimentação francamente oceânica na Bacia de Campos, em que, nas áreas distais, dominam depósitos siliciclásticos pelíticos (Formação Ubatuba) intercalados com lentes quartzo-arenosas (Formação Carapebus). Estas lentes, de natureza turbidítica, incluem os principais reservatórios produtores de petróleo do Pós-Sal (campos de Albacora, Albacora Leste, Marlim, Marlim Sul, Roncador e Barracuda-Caratinga). Entre os sedimentos acumulados em áreas proximais, destacam-se os arenitos grossos vermelhos da Formação Emborê. Tal unidade ainda inclui os membros carbonáticos Grussaí e Siri, associados à deposição em meio plataformal; tratam-se de calcários bioclásticos ricos em algas vermelhas acumulados próximos à quebra da plataforma (WINTER et al., 2007).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

A base de dados utilizada neste estudo compreende informações obtidas a partir de testemunhos, lâminas delgadas, perfis de poços e dados petrofísicos fornecidos pela PETROBRAS, além de estudo bibliográfico. A seguir serão detalhados os principais métodos e materiais empregados nesta pesquisa. A Figura 3.1 mostra uma síntese do fluxo de trabalho, realizado nas dependências do Centro de Geociências Aplicadas ao Petróleo – UNESPetro, localizado na Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP) em Rio Claro, SP.

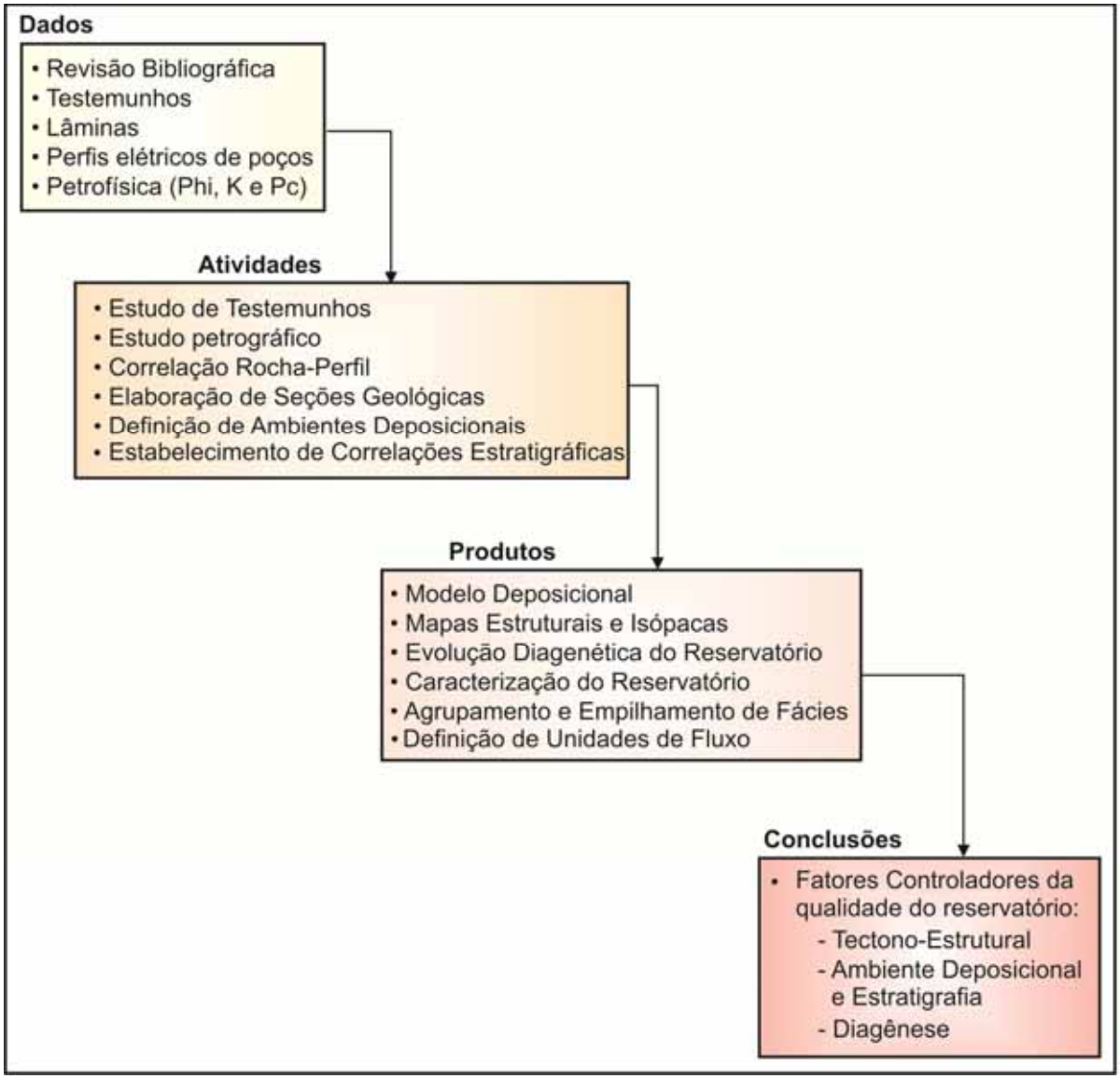


Figura 3.1 – Principais etapas de trabalho em ordem cronológica de execução.

3.1 Levantamento bibliográfico

Procedeu-se a um extenso levantamento bibliográfico e análise do material pré-existente. Primeiramente deu-se ênfase aos trabalhos de cunho regional sobre a caracterização estratigráfica, sedimentológica, deposicional e do arcabouço estrutural do Grupo Lagoa Feia na Bacia de Campos. Posteriormente, o foco passou aos trabalhos de detalhe referentes à seção das coquinas da Formação Coqueiros. Utilizou-se, portanto, o método telescópico, partindo-se de uma escala regional, de caráter exploratório, para uma análise de detalhe, de carater explotatório.

Buscou-se encontrar análogos de superfície e subsuperfície à Formação Coqueiros, visando o entendimento da sua geometria deposicional, continuidade lateral dos corpos e variação de fácies. Destaque para a Formação Morro do Chaves, aptiana, Bacia de Sergipe-Alagoas, e para lagos recentes *Rift Valley* do leste da África e a Baía de Shark no oeste australiano, que permitiram o melhor entendimento dos processos deposicionais e genéticos das coquinas.

Entre os trabalhos que contribuíram para a evolução do conhecimento acerca do Grupo Lagoa Feia, citam-se particularmente os de: Castro e Azambuja Filho (1981), Bertani e Carozzi (1984, 1985), Baumgarten (1985), Baumgarten et al. (1988), Dias et al. (1988), Guardado et al. (1989), Abrahão e Warme (1990), Horschutz e Scuta (1992), Horschutz et al. (1992), Carvalho et al. (2000) e Rangel e Carminatti (2000).

3.2 Elaboração de mapas de isópacas e contorno estrutural

Para efetuar a análise do controle tectônico na sedimentação e o mapeamento dos principais sítios deposicionais das coquinas, foram elaborados mapas de isópacas a partir de dados de 85 poços perfurados pela PETROBRAS na área de estudo; destes, 61 poços são exploratórios e 24 de desenvolvimento da produção (Figura 3.2). Adicionalmente, foram construídos mapas de contorno estrutural do topo do embasamento, que corresponde ao topo da Formação Cabiúnas, e do topo da seção das coquinas para complementar a análise integrada da tectono-sedimentação, a partir de dados de poços que atravessaram esses

horizontes. Esses mapas foram construídos utilizando o software PETREL®, de propriedade da empresa Schlumberger ®.

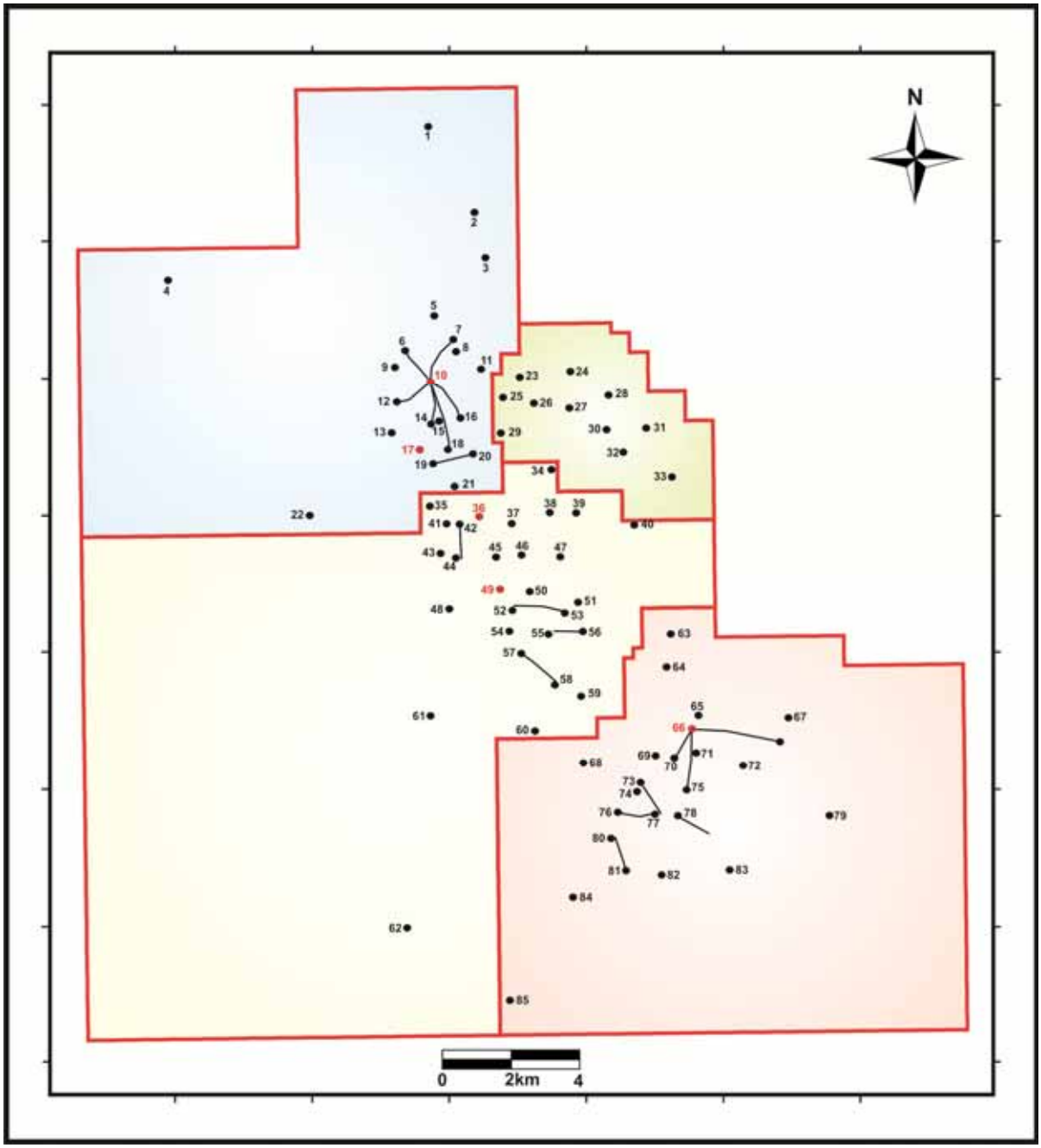


Figura 3.2 – Localização de poços utilizados na presente pesquisa (área sudoeste da Bacia de Campos), com destaque em vermelho para os poços testemunhados descritos no trabalho.

3.3 Construção de seções estratigráficas e estruturais

Para elaboração das correlações estratigráficas utilizou-se dados de perfis compostos, uma suíte básica de perfis elétricos, que inclui raios gama (RG),

resistividade (ILD), densidade (RHOB), neutrão (NPHI) e perfil sônico (DT), além de descrições dos atributos litológicos de amostras de calhas e coluna litológica interpretada, sempre buscando compatibilizar estas correlações com o zoneamento bioestratigráfico. Estas seções permitiram compreender a organização do arcabouço sedimentar, bem como realizar estudo de distribuição lateral de fácies, determinação de continuidade lateral e limites de ocorrência do reservatório. As seções construídas também possibilitaram entender as relações da unidade estudada com as demais formações e a influência do controle tectônico na sedimentação.

A interpretação de perfis de poços, aliada às informações de testemunhos, também possibilitou a caracterização de ciclos estratigráficos ao longo da seção das coquinas, além de permitir rastrear as principais superfícies estratigráficas (marcos elétricos) ao longo da área de estudo. A confecção de seções estratigráficas e estruturais foi feita utilizando os softwares PETREL®, de propriedade da empresa Schlumberger ®, e CorelDRAW ® X3.

3.4 Estudo de testemunhos

Foram levantados testemunhos de 40 poços que amostraram segmentos do intervalo estratigráfico contendo as coquinas, tendo sido selecionados, para os estudos detalhados aqui apresentados, testemunhos de cinco poços (Fig. 3.2). Tais testemunhos oferecem uma maior representatividade dos reservatórios, por conter as fácies mais significativas, tratando-se de intervalos consideravelmente contínuos. Tais cinco poços totalizaram 443.8 m de rocha testemunhada, conforme o Quadro 3.1. Além disso, levou-se em conta para a seleção dos testemunhos, a posição estrutural dos poços (localizados em altos e baixos deposicionais), visando capturar as variações laterais de fácies. Quando necessário, foram utilizados outros poços com testemunhos isolados para auxiliar as interpretações.

O estudo de testemunhos teve por objetivo definir fácies, associações de fácies e padrões de empilhamento vertical, além subsidiar a análise diagenética do reservatório. Os testemunhos dos cinco poços selecionados foram descritos macroscopicamente na escala 1:40, alguns deles tendo sido objeto de descrição prévia por outros autores. Quando necessário, fez-se uso da classificação de Grabau (1904)) e da escala granulométrica de Wentworth (1922). A classificação de

Grabau foi utilizada quando não foi possível reconhecer o material intersticial (cimento ou matriz), devido à intensa recristalização. A seção geológica da Figura 3.3 mostra a posição estratigráfica dos testemunhos na sequência das coquinas. No presente estudo deu-se maior ênfase ao intervalo da coquina inferior; tal intervalo é o principal reservatório produtor e o que oferece maior quantidade de dados.

Quadro 3.1 – Testemunhos selecionados para o estudo detalhado das coquinas.

Poço	Testemunho		Metragem (m)
	Topo (m)	Base (m)	
10	2580	2738.5	104.5
17	2629	2705	63.5
36	2644	2844	121.8
49	2725	2779	51.6
66	2914	3024	102.4
Total			**443.8**

As fácies carbonáticas contidas nos testemunhos que cortaram as coquinas foram reconhecidas por estudos macroscópicos e microscópicos. As análises petrográficas tiveram como referência as propostas de Dunham (1962) e Embry e Klovan (1971), Figura 3.4. Esta última classificação foi particularmente útil no presente trabalho, em função do tamanho dos bivalves que dominam a rocha (comumente acima de 2 mm).

Embora o termo **coquina** tenha sido criado para nomear uma acumulação de conchas inconsolidadas, aqui ele será aplicado para designar rochas dominadas por conchas (coquinito), conforme tem sido o uso corrente na literatura nacional e internacional. Segundo Terra et al. (2010), a denominação coquina tem sido usada de forma abrangente para as bacias da margem continental brasileira, referindo-se a rochas carbonáticas ricas em bivalves e incluem: (1) bioacumulados, quando predominam valvas articuladas, geralmente com matriz (CAROZZI, 1972); (2) *packstones*/*rudstones*, quando as valvas estão retrabalhadas e a rocha tem matriz e (3) *grainstones*/*rudstones*, quando as valvas estão retrabalhadas e a rocha não tem matriz.

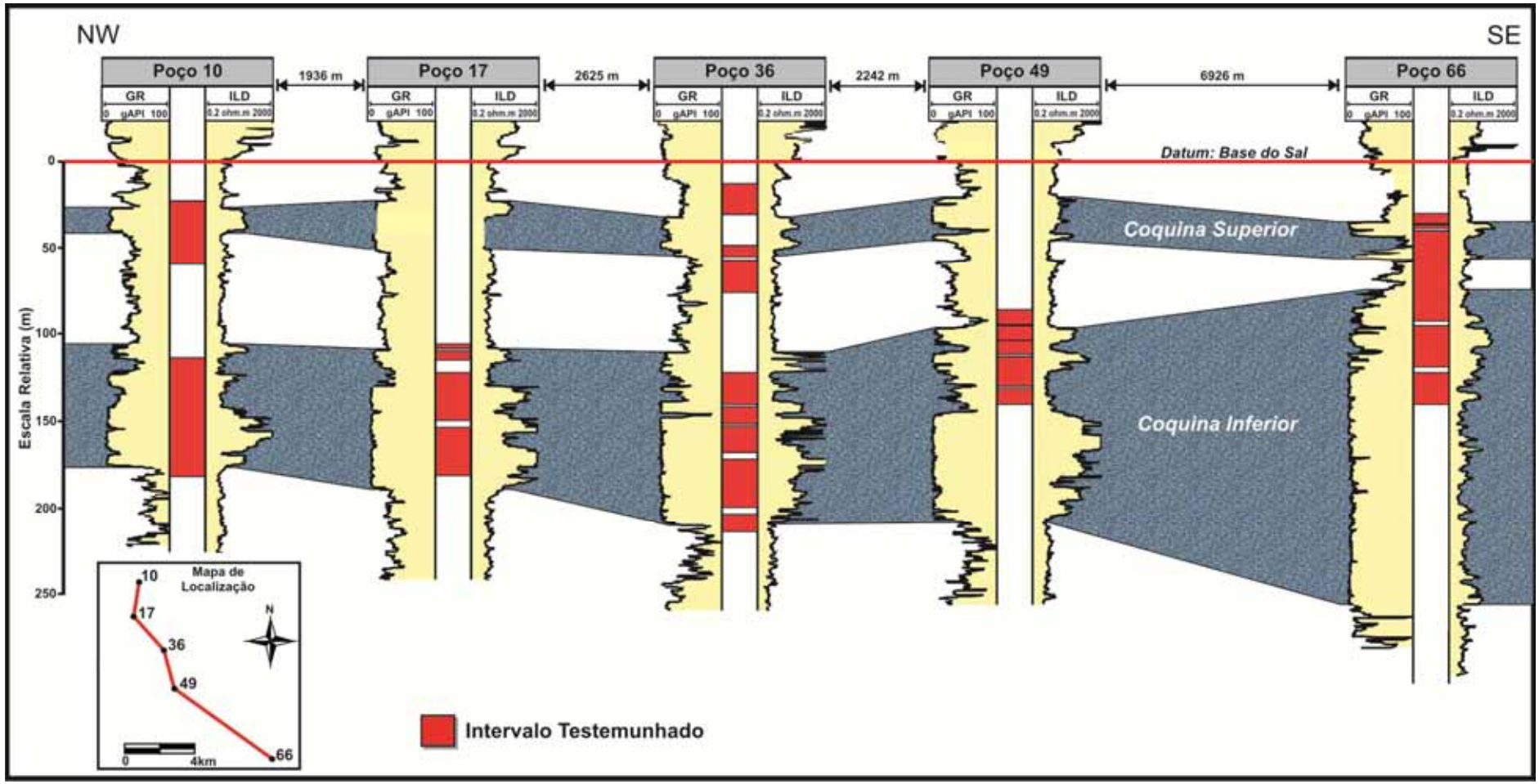
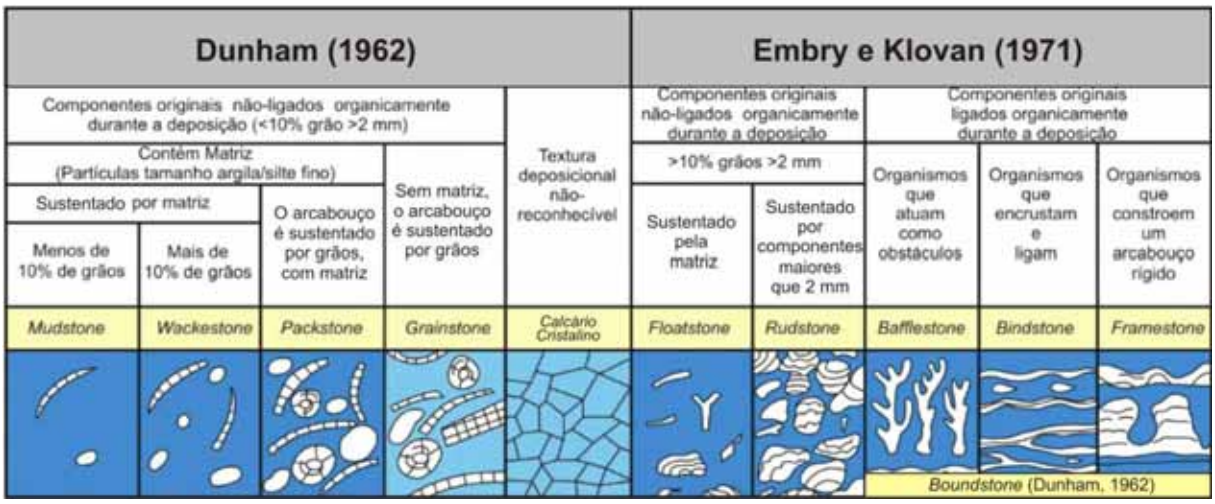


Figura 3.3 – Seção estratigráfica *dip* na área sudoeste da Bacia de Campos, mostrando os poços focalizados neste estudo e a posição dos intervalos testemunhados na seção das coquinas. Legenda: GR = perfil de raios gama e ILD = perfil de resistividade.

Figura 3.4 – Classificações de rochas carbonáticas adotada neste trabalho baseada na textura deposicional (DUNHAM, 1962; EMBRY e KLOVAN, 1971).



Adicionalmente, foram utilizados alguns critérios descritivos definidos por Kidwell et al. (1986) para concentrações fossilíferas, principalmente em relação à biofábrica ou biotrama (Figura 3.5). Este termo refere-se ao arranjo tridimensional dos bioclastos na rocha, refletindo aspectos ligados ao transporte hidráulico das conchas, deposição e soterramento final. A biotrama abrange a orientação, empacotamento e seleção das conchas, e reflete a organização interna do depósito. Com relação à orientação dos bioclastos, Kidwell et al. (op. cit.) tratam do posicionamento das conchas em relação ao plano de acamamento e incluem os termos concordante, perpendicular e oblíquo. Também empregam outras expressões descritivas como empilhamento e aninhamento das conchas. O aninhamento é uma feição onde bioclastos fragmentados ou formas jovens acumulam-se na concavidade de conchas maiores. Na ausência de orientação preferencial das conchas utiliza-se o termo caótico. O empacotamento refere-se à percentagem de conchas na amostra e pode ser denso (> 70% de conchas), normal (conchas entre 70% e 50%) e frouxo (< 50% de conchas), conforme definido por Carvalho e Praça (1994).

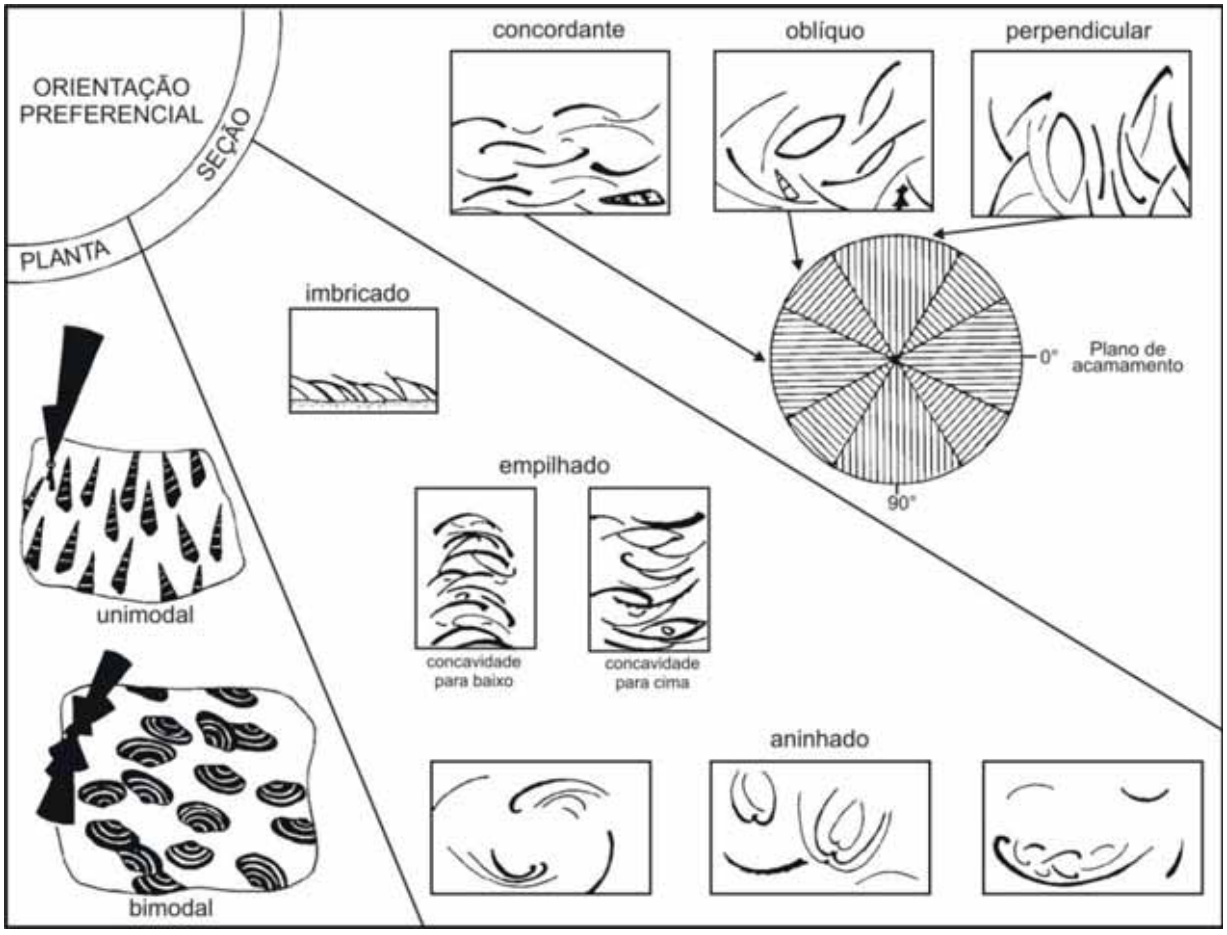


Figura 3.5 – Padrões reconhecidos para a descrição da biotrama de coquinas (KIDWELL et al., 1986).

3.5 Estudo de lâminas delgadas

Foram descritas 200 lâminas delgadas confeccionadas a partir de plugues de testemunhos descritos macroscopicamente. A maioria das lâminas foi impregnada com resina epóxi azul, facilitando a identificação de poros; uma pequena porção de cada lâmina foi tingida com uma solução composta por alizarina, para discriminação qualitativa dos minerais calcita e dolomita. Neste processo, a calcita tinge de vermelho ao passo que a dolomita não fica colorida.

As análises microscópicas foram conduzidas no Laboratório de Petrografia Sedimentar do Centro de Geociências Aplicadas ao Petróleo – UNESPetro, localizado na Universidade Estadual Paulista – UNESP, câmpus de Rio Claro, SP. Para a descrição petrográfica utilizou-se microscópio petrográfico Zeiss Axio Imager

A.2 e estereomicroscópio Zeiss Stereo Discovery V12. Para a fotodocumentação foi utilizado o software Axio Vision.

O estudo das lâminas delgadas foi realizado visando a caracterização petrográfica das rochas e das microfácies, bem como o reconhecimento de feições diagenéticas e do sistema permoporoso.

A análise microscópica permitiu uma melhor caracterização litológica em termos de grãos, partículas não carbonáticas, matriz, cimento e textura. A descrição do sistema poroso foi realizada utilizando a classificação de porosidade de Choquette e Pray (1970), apresentada na Figura 3.6.

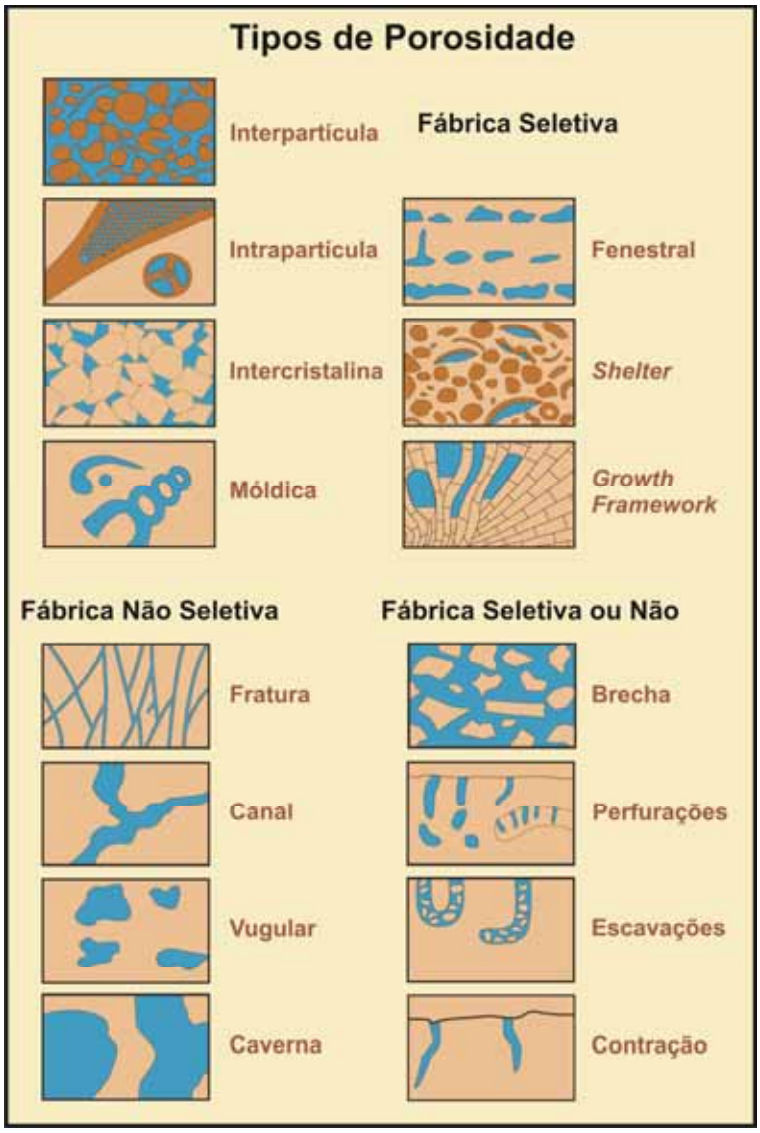


Figura 3.6 – Classificação de Choquette e Pray (1970) para os tipos básicos de porosidade encontrados em rochas carbonáticas; poros representados em azul (SCHOLLE e ULMER-SCHOLLE, 2003).

3.6 Estudos petrofísicos

Para complementar o estudo do meio poroso foram utilizados dados de petrofísica básica, que compreendem as propriedades porosidade e permeabilidade. Estas medidas foram tomadas em plugues (cilindros com diâmetro médio de 2,5 cm) sacados dos testemunhos nas direções horizontal e vertical, permitindo a avaliação da anisotropia do sistema permoporoso em pequena escala; o material foi amostrado na mesma profundidade ou nas vizinhanças (em geral 5 cm de diferença) das lâminas delgadas. Além disso, curvas de pressão capilar por injeção de mercúrio foram utilizadas para análise da distribuição das gargantas de poros.

4 GRUPO LAGOA FEIA: REFERENCIAL ESTRATIGRÁFICO E PALEOAMBIENTAL, COM ÊNFASE NA SEQUÊNCIA DAS COQUINAS

Os sedimentos do Grupo Lagoa Feia estão distribuídos praticamente por toda a Bacia de Campos, sendo limitados a oeste pela falha de Campos, como mostrado na Figura 2.2. As maiores espessuras são encontradas nos semi-grábens gerados durante a fase rifte, destacando-se, entre eles, os baixos de São João da Barra e Corvina-Parati, onde a seção sedimentar atinge 4000 m (RANGEL e CARMINATTI, 2000).

O arcabouço estratigráfico do grupo contempla as seguintes quatro sequências deposicionais, reconhecidas com base em perfis elétricos de poços e análise sismo-estratigráfica (DIAS et al., 1988): Sequência Clástica Basal, Sequência Talco-Estevensita, Sequência das Coquinas e Sequência Clástica-Evaporítica. Os limites destas sequências deposicionais correspondem a discordâncias ou marcos estratigráficos, que, conceitualmente, associam-se a eventos com conotação cronoestratigráfica; originalmente foram definidos a partir de perfis elétricos (BAUMGARTEN, 1985), perfazendo um total de nove marcos eletrorradioativos (Figura 4.1). Segundo este último autor, tais marcos elétricos refletem fácies de baixa energia representadas por camadas centimétricas impermeáveis de calcarenitos peloidais, muito finos e argilosos, calcilutitos, siltitos e folhelhos, que equivalem a limites de ciclos deposicionais.

A *sequência clástica basal* repousa discordantemente sobre os basaltos da Formação Cabiúnas e é limitada pelo marco LF-20 no topo. É composta pelos depósitos da Formação Atafona, que compõem os registros sedimentares mais antigos da bacia. A *sequência talco-estevensita*, sobrejacente, apresenta como limite superior o marco LF-35 e equivale aos sedimentos lacustres da Formação Atafona. A *sequência das coquinas*, foco desta dissertação, corresponde à Formação Coqueiros, tendo como limite inferior o marco LF-35 e superior o marco LF-80; é sobreposta pela *sequência clástica-evaporítica*, que está sob os carbonatos Macaé.

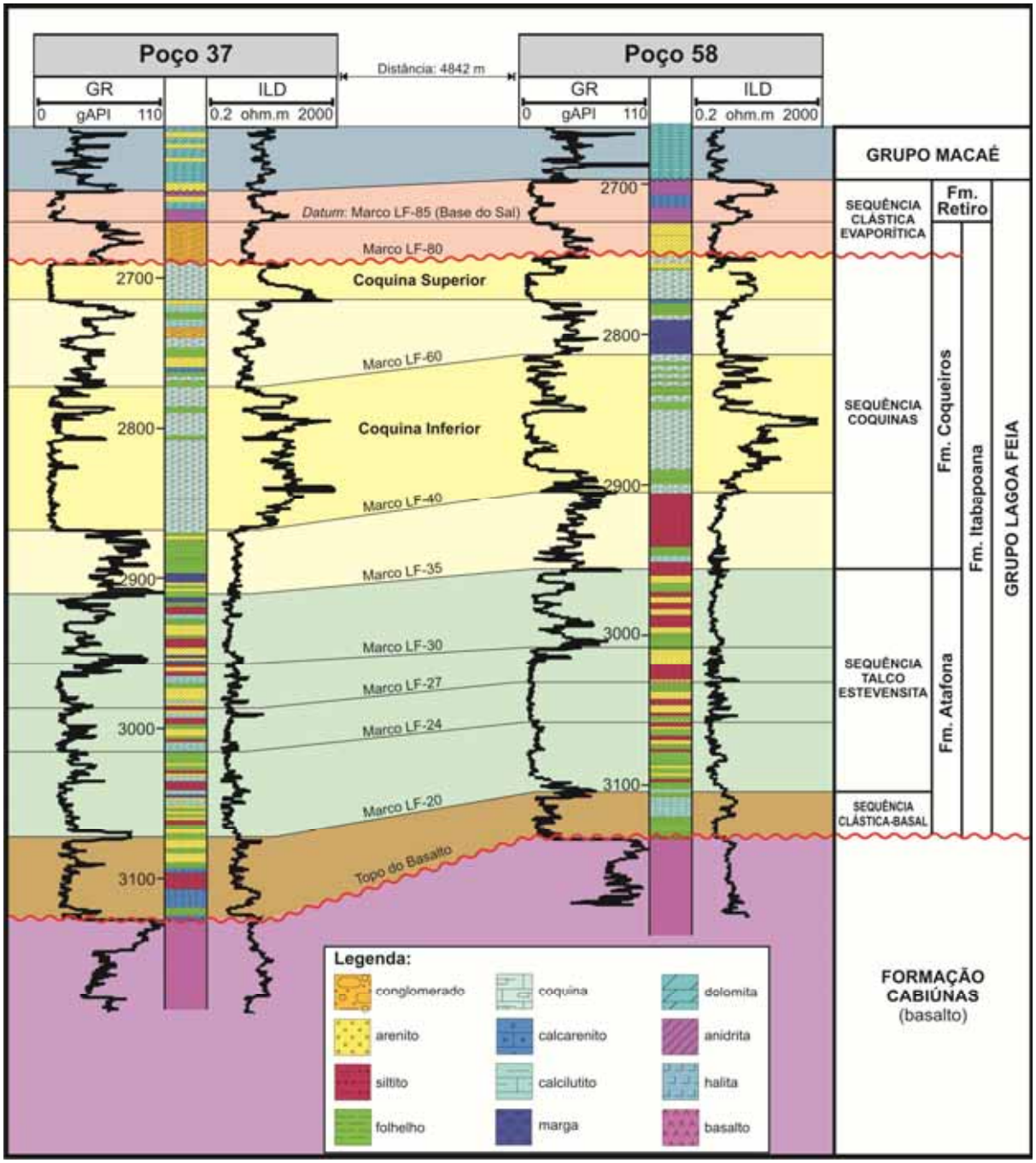


Figura 4.1 – Perfis tipo do Grupo Lagoa Feia mostrando as quatro sequências deposicionais: Clástica-Basal, Talco-Estevensita, Coquinas e Clástica-Evaporítica. As sequências são limitadas por marcadores estratigráficos ou discordâncias. O topo da sequência das coquinas é marcado pela discordância regional Pré-neo-Alagaoas (Marco LF-80). Legenda: RG = perfil de raios gama e ILD = perfil de resistividade. *Datum:* Marco LF-85 (base da seção evaporítica). Figura construída com base em Baumgarten, 1985 e Dias et al., 1988.

4.1 A Sequência das Coquinas

A Sequência das Coquinas é a mais importante unidade do Grupo Lagoa Feia, já que engloba a principal rocha geradora da bacia (Folhelho Jiquiá) e rochas-

reservatório portadoras de óleo; foi depositada no tempo local Jiquiá, equivalente a tempos neobarremiano-eoaptianos, conforme datações e relações bioestratigáficas baseadas em ostracodes e palinomorfos. Sua espessura máxima alcança 2400 m nos baixos deposicionais gerados na fase rifte e diminui drasticamente sobre os altos do embasamento (RANGEL e CARMINATTI, 2000). No Campo de Pampo, por exemplo, localizado sobre o Alto Regional de Badejo, a espessura do Grupo Lagoa Feia não ultrapassa 200 m (CARVALHO et al., 1995).

A sequência das coquinas contém na sua parte inferior um pacote dominantemente pelítico, seguido de duas unidades carbonáticas, denominadas informalmente de coquina inferior e coquina superior (SCHALLER, 1981), que são separadas por sedimentos clástico-carbonáticos. Os marcos LF-40 e LF-60 delimitam a coquina inferior, enquanto que o marco LF-80 define o topo da coquina superior e corresponde a uma importante discordância erosiva regional, que é identificada tanto em sísmica como em poços (DIAS, 2005; WINTER et al., 2007), e que marca o fim da fase rifte na Bacia de Campos.

É importante frisar que tanto a coquina inferior quanto a superior estão restritas ao intervalo neo-jiquiá (eoaptiano) e compõem vários ciclos deposicionais de raseamento ascendente (*shallowing-upward*), representados por calcilutitos e calcarenitos na base e calcirruditos no topo (CARVALHO et al., 1984). Em síntese, as coquinas consistem de *rudstone*s, *grainstones* e *packstone*s bioclásticos, compostos predominantemente de bivalves variando de 0,3 a 5 cm de comprimento, com baixa diversidade faunística; também contêm gastrópodes, ostracodes, pólens, esporos, fragmentos ósseos, dentes e escamas de peixes, além de fragmentos de estromatólitos e laminitos de origem microbiana (ABRAHÃO e WARME, 1990; CARVALHO et al., 1995).

4.1.1 Bioestratigrafia

O zoneamento bioestratigráfico da sequência é feito com base na fauna de ostracodes não-marinhos, a partir de esquema de Silva Telles (1992) que detalha os estudos prévios de Moura & Praça (1985) e Moura (1987), (Quadro 4.1). As coquinas estão posicionadas na parte superior do andar local Jiquiá, sendo que a

coquina inferior corresponde à biozona OS-1020 e a superior à NRT-010, ambas relacionadas ao Eoaptiano (CARVALHO et al., 2000).

Quadro 4.1 – Quadro biocronoestratigráfico do Grupo Lagoa Feia com base em ostracodes. Notar o detalhamento bioestratigráfico da biozona 009.3, destacado em verde (Adaptado de MOURA, 1987; SILVA-TELLES, 1992; CARVALHO et al., 2000). A sigla NRT significa Nova Recôncavo-Tucano e OS ostracodes.

<table>
<tr><th colspan="3">Cronoestratigrafia</th><th colspan="2">Biozonas de ostracodes</th><th colspan="2">Sequência</th></tr>
<tr><th>Sistema</th><th>Andar</th><th>Andar local *</th><th>Moura (1987)</th><th>Silva-Telles (1992)
Carvalho et al. (2000)</th><th colspan="2">Dias et al. (1988)</th></tr>
<tr><td rowspan="15">Cretáceo Inferior</td><td rowspan="3">Aptiano</td><td>Alagoas</td><td>NRT-011</td><td>NRT-011</td><td colspan="2">Clástica-Evaporítica</td></tr>
<tr><td rowspan="6">Jiquiá</td><td>NRT-010</td><td>NRT-010</td><td>Coq. Superior</td><td rowspan="6">Coquinas</td></tr>
<tr><td rowspan="4">NRT-009.3</td><td>OS-1100</td><td></td></tr>
<tr><td>OS-1020</td><td>Coq. Inferior</td></tr>
<tr><td>OS-1010</td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td>NRT-009.3</td></tr>
<tr><td>NRT-009.2</td><td>NRT-009.2</td><td colspan="2" rowspan="2">Talco-Estevensita</td></tr>
<tr><td rowspan="8">Barremiano</td><td>NRT-009.1</td><td>NRT-009.1</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Buracica</td><td>NRT-008.3</td><td rowspan="2">NRT-008</td><td colspan="2" rowspan="5">Clástica Basal</td></tr>
<tr><td>NRT-008.1</td></tr>
<tr><td>NRT-007.4</td><td rowspan="2">NRT-007</td></tr>
<tr><td>NRT-007.2</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Aratu</td><td>NRT-006</td><td>NRT-006</td></tr>
<tr><td>NRT-005</td><td>NRT-005.5</td></tr>
<tr><td>Hauteriviano</td><td></td><td></td><td colspan="2"></td></tr>
</table>

*** Relação entre as unidades estratigráficas locais e internacionais segundo Arai et al., 1989.**

4.1.2 Ambiente Deposicional

Os sedimentos da sequência das coquinas do Grupo Lagoa Feia foram depositados em um complexo sistema de lagos gerados entre a América do Sul e a África durante a fase rifte da bacia. Esses lagos eram separados por altos do embasamento como o Alto Regional de Badejo e, eventualmente, poderiam entrar em comunicação durante períodos mais úmidos (ABRAHÃO e WARME, 1990).

As águas do ambiente lacustre foram caracterizadas como salinas, alcalinas e ricas em magnésio com base nas seguintes evidências: presença de argilominerais talco, estevensita e sepiolita, ausência de fósseis de oogônios de carófita, alga típica de ambiente de água doce, presença de minerais diagenéticos sindeposicionais como gipsita, anidrita e Mg-calcita, elevadas concentrações de estrôncio nos

carbonatos e elevados teores de boro nas ilitas dos folhelhos, cuja presença é controlada pela salinidade do ambiente de deposição, valores isotópicos de O e C das rochas carbonáticas e conchas ($\delta^{13}C$ = 0.4 a 3.7 ‰ e $\delta^{18}O$ = 3.3 a 4.8 ‰) e presença de espessas conchas de ostracodes com morfologia ornamentada (BERTANI e CAROZZI, 1984, 1985; REHIM et al., 1986; ABRAHÃO e WARME, 1990; CARVALHO et al., 2000).

Outro fator que exerceu forte controle sobre a composição química da água do sistema lacustre foi a litologia da bacia de drenagem, constituída pelos basaltos toleíticos da Formação Cabiúnas. Essas rochas que compõem o embasamento atuaram como fonte de sedimentos para o Grupo Lagoa Feia e, juntamente com o vulcanismo contemporâneo, enriqueceram as águas do sistema lacustre em íons Mg.

A deposição das coquinas foi controlada pelos altos do embasamento e falhas contemporâneas a deposição (BAUMGARTEN, 1985, BAUMGARTEN et al., 1988). O modelo deposicional de Guardado et al. (1989) para a sequência continental depositada durante a fase rifte da bacia destaca o importante papel exercido pelo componente estrutural para a acumulação destas coquinas (Figura 4.2). Neste modelo as coquinas lacustres foram depositadas na forma de bancos carbonáticos sobre altos estruturais do embasamento e ao longo dos flancos da estrutura. Nos depocentros do sistema lacustre foram depositados siltitos ricos em argilominerais talco, produto da alteração diagenética da sílica gel magnesiana, e estevensita, ambas precipitadas a partir de lagos alcalinos ricos em magnésio (REHIM et al., 1986). Nas regiões mais profundas dos lagos prevaleciam condições anóxicas, que favoreceram a deposição de folhelhos negros ricos em matéria-orgânica, como os Folhelhos Buracica e Jiquiá, principais rochas geradoras de hidrocarbonetos da bacia. Associados aos folhelhos, margas e calcilutitos compõem os sedimentos lacustres profundos depositados em condições de baixa energia. Nas porções mais proximais, um complexo de leques aluviais desenvolveu-se junto às escarpas de falhas de borda da bacia depositando seixos, blocos e areias na planície aluvial. Localmente, escarpamentos situados próximos à borda do sistema lacustre possibilitaram a instalação de fan-deltas, depositados em condições subaquosas.

Carvalho et al. (2000) com base em uma análise detalhada de associações de fácies observadas em testemunhos do Grupo Lagoa Feia propuseram os seguintes

paleoambientes deposicionais para a sequência das coquinas: leques aluviais, planícies aluviais arenosas, planícies aluviais lamosas, praias arenosas bioclásticas, praias de calcarenitos bioclásticos, depósitos lacustres marginais, barras bioclásticas, lençóis de conchas/franjas de barras, bancos de bioacumulados e depósitos lacustres profundos. Dentre esses depósitos, os espessos pacotes de coquinas de bivalves que compõem as barras bioclásticas constituem os principais reservatórios, depositados ao longo de altos sindeposicionais. Os sedimentos lacustres depositados nas margens dos lagos frequentemente exibem estruturas associadas à exposição subaérea e pedogênese, que indicam mudanças do nível do lago e da linha de costa (PRAÇA, 1996; CARVALHO et al., 2000). Essas variações do nível do lago foram atribuídas a fatores climáticos, que governaram as taxas de evaporação e precipitação, e tectônicos, que controlaram a subsidência e aporte de sedimentos terrígenos (taxa de sedimentação). Tais fatores controlam o espaço de acomodação disponível para a deposição e preservação dos sedimentos em ambientes lacustres (BOHACS et al., 2000).

Embora haja a percepção generalizada de que a sequência das coquinas constitua uma unidade essencialmente lacustre, Castro e Azambuja (1981) reportaram a presença de microforaminíferos bentônicos e dinoflagelados em margas do intervalo, todavia sem oferecer imagens dos mesmos. Também Silva-Telles et al. (1994) e Silva-Telles (1996) constataram a presença de tecas quitinosas de foraminíferos trocoespiralados em pelitos subjacentes e sobrejacentes à coquina inferior (intervalo meso-neojiquiá; Barremiano terminal-Eoaptiano), apresentando fotomicrografias desses elementos. Tal como Castro e Azambuja (1981), os últimos autores postularam uma influência marinha na Bacia de Campos neste período de tempo, o que também já havia sido feito por Takaki e Rodrigues (1984) em relação à coquina superior a partir de dados isotópicos de $\delta^{13}C$. Adicionalmente, Mello e Hessel (1998) relataram a presença de bivalves marinhos – gêneros *Agelasina* e *Remontia* – no intervalo da coquina superior.

Em termos de evolução paleoambiental, Silva-Telles (1992) observou a diminuição da diversidade de espécies de ostracodes da base para o topo da sequência das coquinas; isto teria decorrido de um progressivo aumento de salinidade da água do sistema lacustre em direção ao final da fase rifte. Essas observações corroboraram os dados e interpretações de Rodrigues e Takaki (1987).

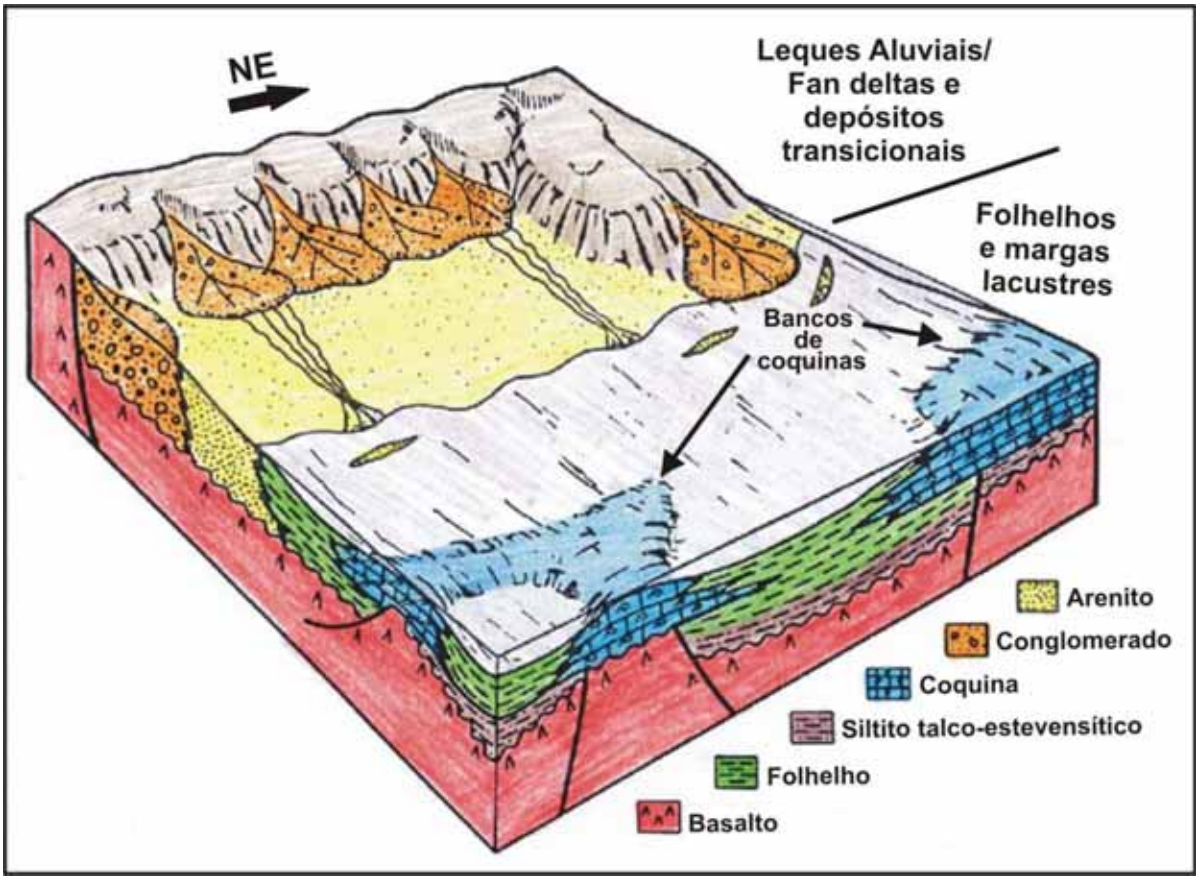


Figura 4.2 – Modelo deposicional para a sequência lacustre do Grupo Lagoa Feia - Bacia de Campos, em tempos eoaptianos (GUARDADO et al., 1989). Observar a posição preferencial das coquinas sobre os altos sindeposicionais do embasamento.

4.1.3 Zoneamento de Reservatórios nas Coquinas

O intervalo que contém os dois níveis de coquinas recebeu diferentes designações ao longo do tempo (Quadro 4.1). A divisão estratigráfica preliminar do reservatório, em coquinas A, B e C (1980), evoluiu para a interpretação de detalhe, que resultou na definição de seis zonas de produção, assim denominadas da base para o topo: Zona VI, Zona V, Zona IV, Zona III, Zona II e Zona I (Quadro 4.2; Figura 4.3). Estas zonas podem ser correlacionadas por grandes distâncias e estão em comunicação de pressão por meio do aqüífero (HORSCHUTZ et al., 1992, BRUHN et al., 2003). Os principais intervalos produtores correspondem às zonas VI-B e VI-A (GUARDADO et al., 1989).

Quadro 4.2 – Evolução do zoneamento dos reservatórios na seção das coquinas do Grupo Lagoa Feia (BAUMGARTEN et al., 1988).

<table>
<tr><th colspan="5">Evolução do zoneamento das coquinas do Grupo Lagoa Feia</th></tr>
<tr><th>Petrobras
DEPEX, 1980</th><th>Geologia Desenvolvimento,
final de 1980</th><th>Schaller et al.,
1981</th><th colspan="2">Baumgarten et al., 1983</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Coquina C</td><td>Coquina A</td><td>Coquina Superior</td><td colspan="2">Zona I</td></tr>
<tr><td rowspan="2">[inter-coquinas]</td><td rowspan="2">[inter-coquinas]</td><td colspan="2">Zona II</td></tr>
<tr><td rowspan="5">Coquinas
B
e
A</td><td colspan="2">Zona III</td></tr>
<tr><td>Coquina B</td><td rowspan="4">Coquina Inferior</td><td rowspan="2">Zona IV</td><td>IV-A</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Coquina C</td><td>IV-B</td></tr>
<tr><td colspan="2">Zona V</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Zona VI</td><td>VI-A</td></tr>
<tr><td>VI-B</td></tr>
<tr><td>VI-C</td></tr>
</table>

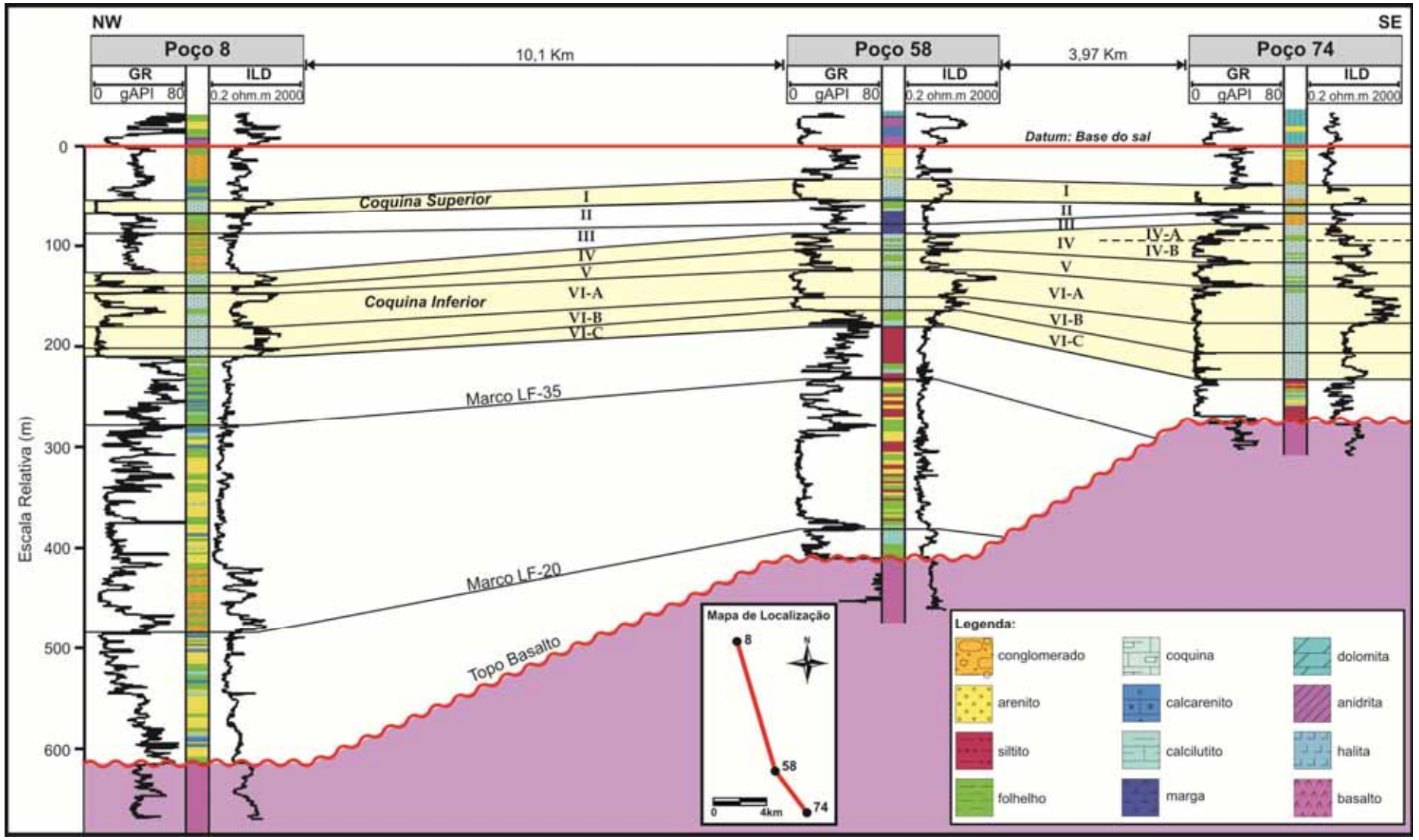


Figura 4.3 – Seção mostrando o zoneamento estratigráfico de detalhe das coquinas do Grupo Lagoa Feia, Bacia de Campos. Notar o espessamento das coquinas no Poço 74, localizado sobre um alto estrutural do embasamento (BAUMGARTEN et al., 1988).

5 ANÁLISE FACIOLÓGICA DA SEQUÊNCIA DAS COQUINAS

Os calcários formados por conchas de bivalves que constituem a Formação Coqueiros do Grupo Lagoa Feia na área sudoeste da Bacia de Campos, no chamado Domínio I de MUNIZ (2013), estão intensamente recristalizadas, fato que, não raro, oblitera a textura deposicional da rocha. A recristalização é bastante conspícua ao longo de toda a seção carbonática testemunhada, tornando o reconhecimento do material intersticial (matriz ou cimento) bastante complexo e difícil.

5.1 Constituintes texturais dos carbonatos

O arcabouço geral das rochas carbonáticas é composto por três constituintes principais: grãos aloquímicos, matriz e cimento. Na primeira parte deste capítulo, serão discutidos os grãos aloquímicos e a matriz que compõem as coquinas. O cimento será discutido em maior detalhe no capítulo 6, sobre diagênese.

5.1.1 Grãos

Nas seções estudadas, os principais grãos que compõem as rochas carbonáticas são: bivalves, ostracodes e gastrópodes. Os bivalves são os bioclastos volumetricamente mais importantes das coquinas, enquanto que os gastrópodes tem ocorrência bastante restrita.

Em tamanho, os bivalves variam de 1 mm a 3 cm, sendo que suas conchas mostram grande variedade de espessura. A composição mineralógica varia, podendo ser calcítica, aragonítica ou mista. Em geral, as conchas originalmente calcíticas apresentam a estrutura interna preservada após a diagênese, enquanto que as conchas aragoníticas são meta-estáveis, favorecendo a intensa recristalização ou dissolução e posterior cimentação por calcita espática, que acaba por obliterar a porosidade primária da rocha (Figura 5.1). Nas coquinas sob investigação, as conchas foram dominantemente dissolvidas e preenchidas por cimento espático, não sendo possível determinar sua composição mineralógica original (calcítica ou aragonítica); somente alguns bivalves apresentam a estrutura interna preservada, indicando sua composição calcítica primária.

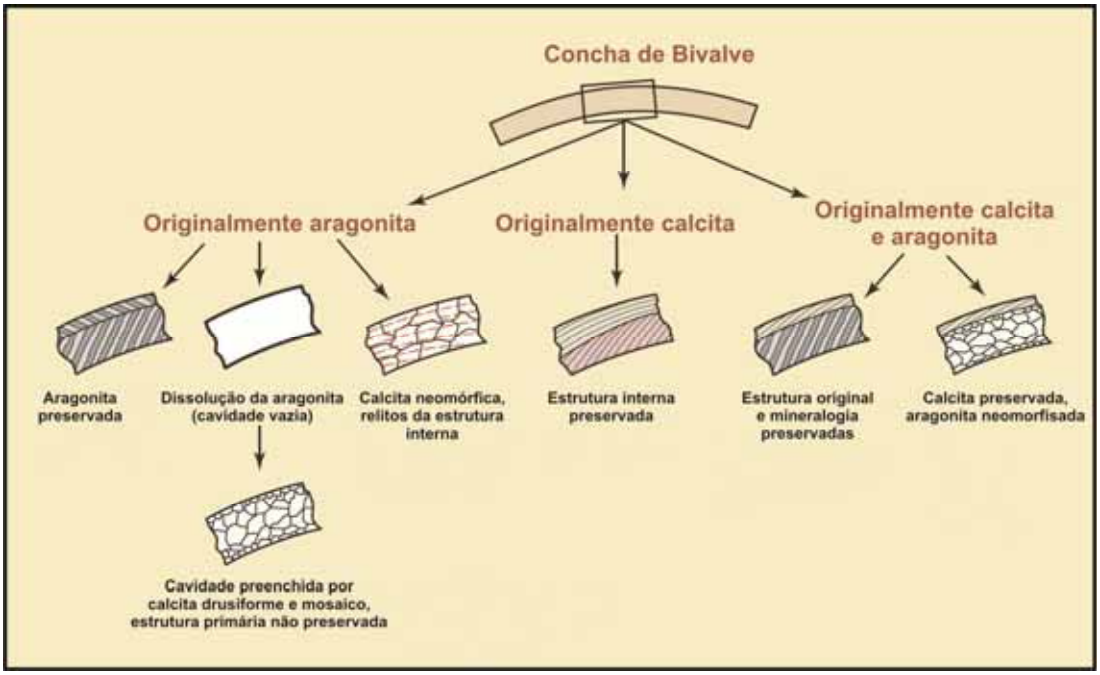


Figura 5.1 – Diferentes composições e microestruturas de conchas de bivalves e suas transformações após a diagênese. O reconhecimento da concha é feita pela sua forma, tamanho, microestrutura interna e estado de preservação, que reflete a sua composição mineralógica original (TUCKER, 1981, apud SCHOLLE e ULMER-SCHOLLE, 2003).

Os gastrópodes ocorrem associados às fácies retrabalhadas de alta energia. Sua concha calcária apresenta microestrutura interna aragonítica, que foi dissolvida e substituída por mosaico de calcita. As seções transversais mostram a forma geométrica em espiral bem característica, com dimensões comumente inferiores a 0,5 cm (Figura 5.2). Os gastrópodes estão presentes principalmente no intervalo da coquina superior e ocorrem em quantidades bastante subordinadas na seção da coquina inferior.

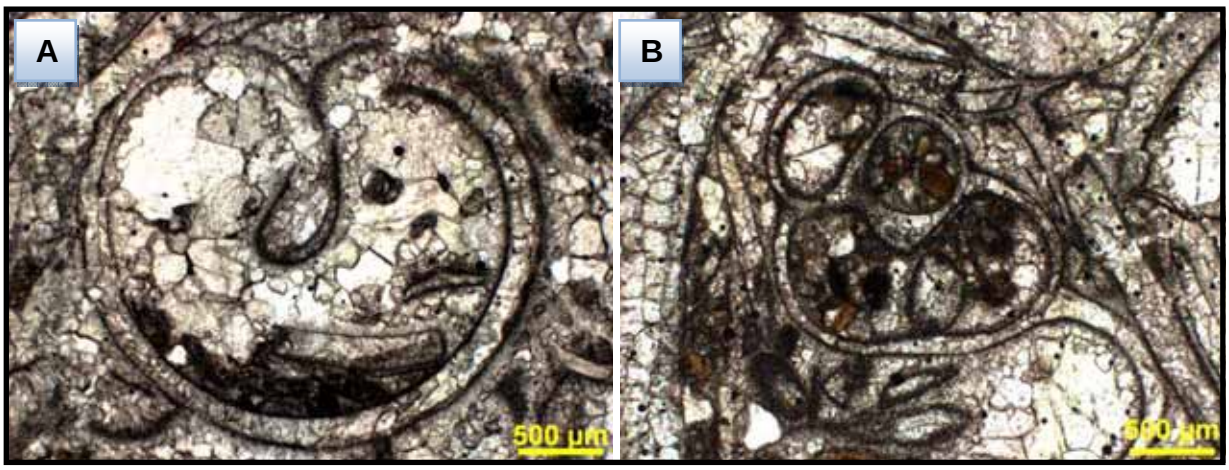


Figura 5.2 – Fotomicrografia em luz natural de gastrópodes: A) seção transversal, B) seção longitudinal (Poço 10 / Prof. 2589,10 m).

Em níveis interestratificados às coquinas ocorrem ostracodes, que estão principalmente associados às fácies micríticas (de mais baixa energia), tipicamente acumuladas em fundos calmos (Figura 5.3). As valvas desses microfósseis são delgadas e medem de 0,2 a 1 mm, estando geralmente desarticuladas. Petrograficamente, a parede calcária dos ostracodes exibe estrutura cristalina prismática de calcita magnesiana, que mostra extinção ondulante sob nicóis cruzados.

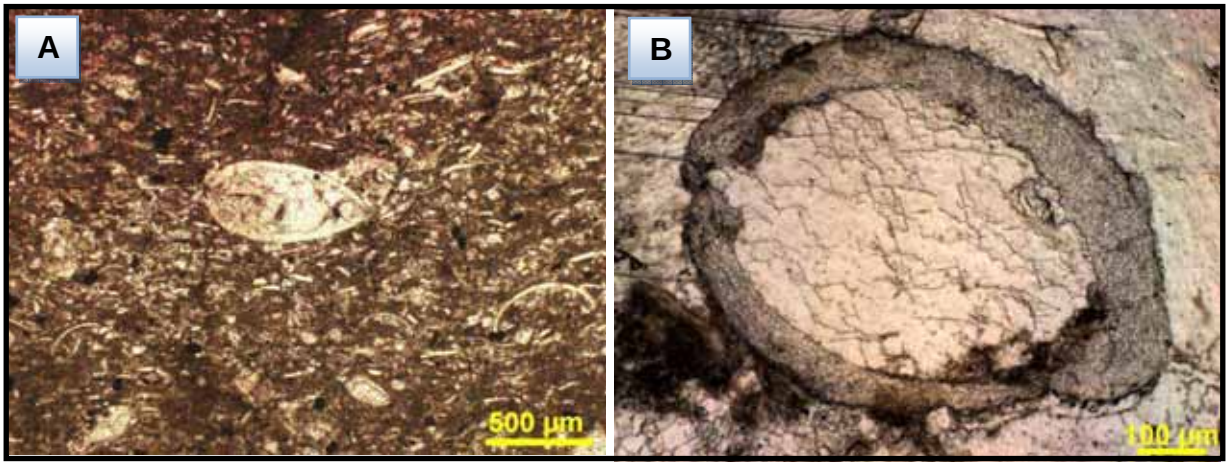


Figura 5.3 – A) Em destaque, ostracode articulado em matriz carbonática parcialmente recristalizada, rica em ostracodes desarticulados. O interior dos ostracodes está preenchido por cimento mosaico (Poço 66 / Prof. 2979,70 m). B) Ostracode articulado fechado preenchido por calcita (Poço 17 / Prof. 2666,90 m).

Os principais componentes não-biogênicos presentes no intervalo das coquinas são os oóides, que apresentam ocorrência bastante restrita e seleção moderada a boa. Estes grãos esféricos possuem tamanho entre 1 a 2 mm. O córtex, estrutura interna formada por lâminas concêntricas, mostra estrutura radial e envelopa núcleos de bivalves, gastrópodes ou pelóides (Figuras 5.4A e 5.4B).

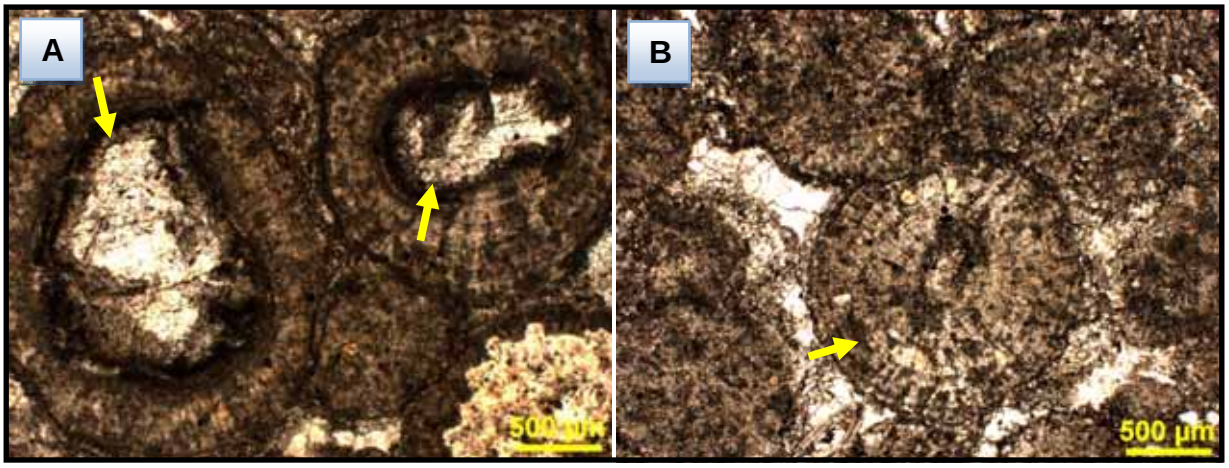


Figura 5.4 – A) Oóide com núcleo formado por fragmento de gastrópode. B) Oóide com estrutura radial e concêntrica (Poço 36 / Prof. 2806,90 m).

5.1.2 Matriz

A matriz, também denominada lama carbonática, corresponde à fração carbonática fina constituída de cristais menores que 0,0625 mm (fração silte e argila). Esta lama carbonática, presente em fácies de moderada a baixa energia (*packstones*, *wackestones* e *mudstones*), apresenta ao microscópio cor castanho escuro e aspecto homogêneo. Geralmente, está recristalizada para pseudomicroespato.

A matriz também pode ocorrer associada à fácies retrabalhadas de alta energia. Nestas fácies a matriz apresenta coloração castanho escuro, e contém fragmentos de ostracodes e cristais de pirita, exibindo textura grumosa e microporosidade (Figura 5.5). A matriz micrítica encontra-se parcialmente recristalizada para cristais de calcita maiores, formando aglomerados de pseudomicroespato que exibem aspecto peloidal. A intensa recristalização sofrida por estas rochas dificulta o reconhecimento do material intersticial (cimento ou matriz recristalizada), de modo que, por vezes, não é possível separar adequadamente um *rudstone* com e sem matriz.

A gênese da matriz micrítica observada nas fácies retrabalhadas de alta energia (*rudstones* bioclásticos) pode ter caráter deposicional ou diagenético, conforme sugerido por Carvalho et al. (1984). No primeiro caso, a matriz e os grãos bioclásticos teriam sido transportados pela ação de ondas e correntes geradas por tempestades, que escavaram o substrato lamoso onde viviam os bivalves, levando-os até às margens do lago e/ou junto aos altos estruturais do embasamento presentes no interior da bacia lacustre. Neste processo, os depósitos resultantes seriam compostos por *rudstone*s com matriz micrítica (matriz primária). Contudo, esta fração mais fina lamosa teria sido removida com frequência durante o transporte em condições de alta energia (remoção seletiva da matriz sedimentar), produzindo-se um *rudstone* puro sem matriz. Já na concepção de uma gênese de natureza diagenética para a matriz, considera-se a deposição inicial dos *rudstone*s sem matriz micrítica. Após a deposição das conchas de bivalves, teria ocorrido a percolação dos sedimentos por águas com a consequente deposição de uma "matriz" diagenética. Carvalho et al. (1984) advoga dois processos para a geração deste tipo de matriz. No primeiro processo, os *rudstones* teriam sido percolados por

águas ricas em material carbonático fino trazido em suspensão; estas águas, infiltrando-se entre os grãos bioclásticos, teriam depositado lama carbonática por decantação. A infiltração desta água carregada de sedimentos detríticos finos (lama micrítica) teria sido produzida pela ação de ondas e correntes atuando sobre os *rudstones* previamente depositados. Este fenômeno é conhecido como inversão textural e ocorre quando eventos episódicos como furacões e *tsunamis* misturam sedimentos de diferentes ambientes ou introduzem condições de alta energia em um ambiente normalmente de baixa energia (SCHOLLE e ULMER-SCHOLLE, 2003). Alternativamente, as coquinas teriam sido percoladas por uma água com elevada concentração de $CaCO_3$ e livre de impurezas, possibilitando a precipitação química de cimento microespático (micrita).

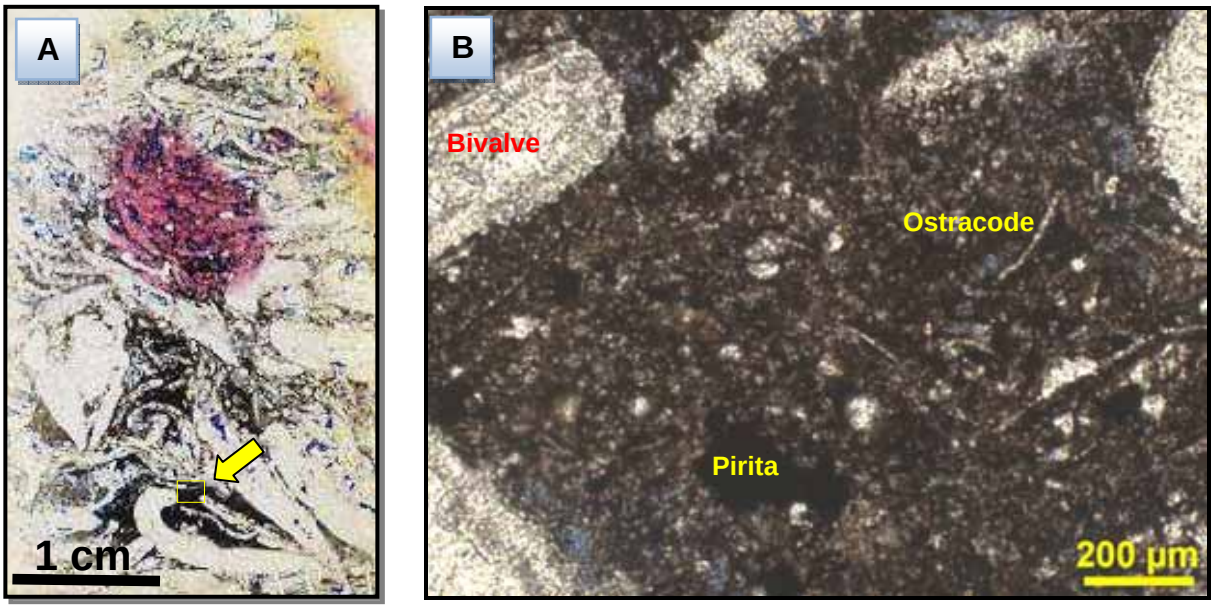


Figura 5.5 – A) Imagem 'escanerizada' de lâmina delgada, ilustrando a presença de micrita entre as conchas de bivalves. O retângulo amarelo, na porção inferior da imagem, mostra o posicionamento aproximado da fotomicrografia ao lado (Poço 66 / Prof. 2976,15 m). B) Fotomicrografia de matriz presente na fácies *rudstone* bioclástico. A matriz apresenta aspecto grumoso e contém fragmentos de ostracodes e cristais euédricos de pirita. Localmente está recristalizada para pseudomicroespato. Microporosidade em azul (Poço 66 / Prof. 2976,15 m).

5.1.3 Cimento

O cimento refere-se aos minerais precipitados quimicamente em cavidades e/ou poros pré-existentes no sedimento ou rocha. Os principais tipos de cimento identificados nas rochas reservatório estudadas foram, por ordem de importância,

calcita e sílica. Quanto à morfologia, foram identificados 4 tipos principais de cimento carbonático: cimento em franja, drusiforme, mosaico e cristais únicos isolados. Estes cimentos serão descritos em detalhe no capítulo referente à diagênese.

5.2 Fácies Sedimentares

A partir das observações macroscópicas realizadas em testemunho e descrições microscópicas de lâminas delgadas foram definidas 14 fácies incluídas na sequência das coquinas. Elas compreendem 10 fácies carbonáticas, 1 fácies mista e 3 fácies siliciclásticas.

5.2.1 Fácies *Rudstone*

A fácies *rudstone* corresponde a rochas essencialmente sustentadas por bivalves cujas conchas são maiores que 2 mm. Enquadram-se como calcirruditos na classificação de Grabau (1904). Gastrópodes e ostracodes ocorrem, de forma secundária, em associação com os bivalves. Nesta fácies ocorrem componentes siliciclásticos em quantidades subordinadas, incluindo fragmentos líticos de rochas vulcânicas e metamórficas provenientes do embasamento, quartzo, feldspato e micas, de origem detrítica, além dos argilominerais autigênicos talco e estevensita. A origem do mineral talco é atribuída à alteração diagenética da sílica gel magnesiana, a qual – juntamente com a estevensita (esmectita magnesiana tri-octaédrica) – teria sido precipitada quimicamente a partir das águas de um lago com salinidade entre 3500 e 35000 ppm, pH entre 8 e 9, enriquecido nos íons silício e magnésio (REHIM et al., 1986).

A fácies *rudstone* foi subdividida em duas sub-fácies texturais, abaixo apresentadas, visando a sua melhor caracterização. Deve-se ressaltar, no entanto, que essa fácies apresenta grande heterogeneidade textural (biotrama) no que se refere à seleção, empacotamento, granulometria, tamanho e espessura das conchas de bivalves.

5.2.1.1 Fácies *rudstone* a bivalves

Esta fácies carbonática é constituída por conchas desarticuladas de bivalves, comumente fragmentadas; subordinadamente exibe conchas articuladas fechadas. As conchas variam de 1 mm até 3 cm, tendo espessura da parede entre 0,1 a 2 mm (Figuras 5.6, A e B). Possui seleção moderada e empacotamento normal a localmente denso. Subordinadamente, esta fácies é constituída por valvas desarticuladas de moluscos bivalves, bem selecionadas, com tamanho variando entre 0,5 a 4 mm e espessura em torno de 0,25 mm (Figura 5.6, C). Apresenta empacotamento normal a localmente denso, com as conchas dispostas de forma caótica e raramente exibem orientação concordante ao acamamento. Essa fácies com melhor seleção foi identificada apenas no Poço 66, formando camadas de até 5 m de espessura. Determinados níveis encontram-se cimentados por calcita e sílica.

Embora sem orientação, as conchas localmente são concordantes e apresentam concavidade para cima ou para baixo, e, em determinados níveis, podem estar empilhadas com concavidade para cima. Estruturas do tipo aninhamento de conchas e gradação normal estão localmente presentes.

Esta fácies está frequentemente impregnada por óleo, apresentando algumas áreas com matriz micrítica (Figura 5.7). Tal matriz sob exame microscópico é rica em ostracodes e cristais de pirita euédricos e pode estar recristalizada para pseudomicroespato.

Esta fácies ocorre em camadas amalgamadas e maciças com espessura máxima de até 10 m, exibindo contatos abruptos ou erosivos com as demais litologias. Cimentação calcítica pervasiva e em manchas irregulares (distribuição *patchy*) e compactação mecânica e química (estilólitos) são as principais feições diagenéticas presentes. Predominam as porosidades do tipo interpartícula, vugular, móldica e intercristalina.

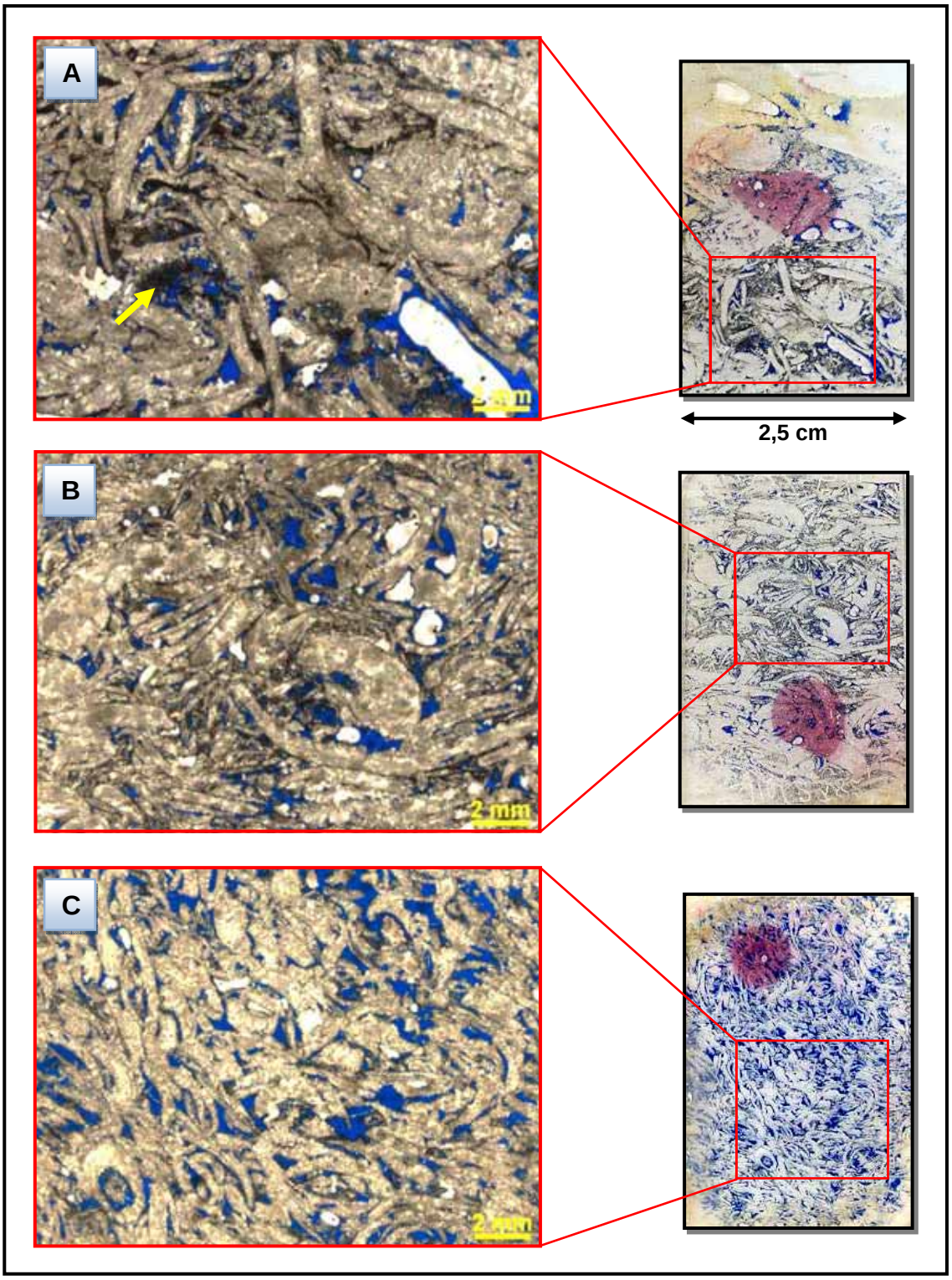


Figura 5.6 – A) Aspecto microscópico da fácies *rudstone* a bivalves com matriz micrítica (indicada pela seta) e porosidade interpartícula e vugular (Poço 66 / Prof. 2976,90 m). B) Fotomicrografia de *rudstone* a bivalves com empacotamento normal a denso, sem matriz micrítica. Presença de porosidade interpartícula (Poço 66 / Prof. 2982,70 m). C) Aspecto microscópico de *rudstone* a bivalves bem selecionado, com porosidade interpartícula (Poço 66 / 2998,35 m). As figuras à direita são imagens 'escanerizadas' das lâminas delgadas, mostrando a posição das fotomicrografias.

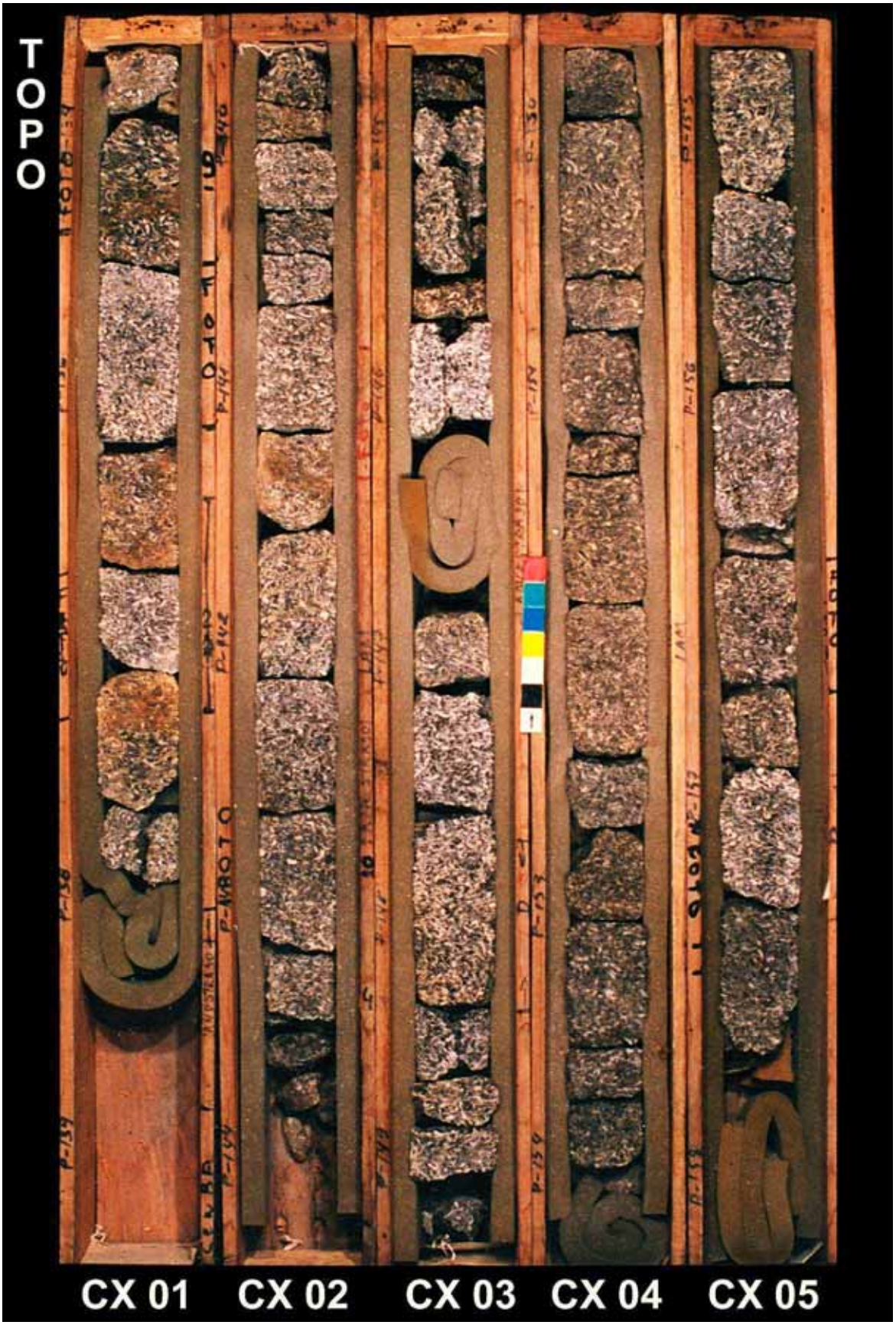


Figura 5.7 – Aspecto macroscópico da fácies *rudstone* a bivalves impregnada com óleo, exibindo aparência maciça e disposição aleatória das conchas de bivalves (Poço 36).

5.2.1.2 Fácies *rudstone* a bivalves com siliciclastos

Esta fácies carbonática é composta por conchas desarticuladas de moluscos bivalves, bastante fragmentadas, de tamanho grânulo até seixo, além de quantidades variáves de ostracodes, oóides de talco-estevensita, raros oóides, fragmentos líticos de basalto e quartzo detrítico (Figura 5.8, A e B e Figuras 5.9, A, B, C, D). Esta fácies encontra-se frequentemente cimentada por calcita espática e mostra intensa recristalização, que, por vezes, dificulta o reconhecimento do material intersticial (cimento ou matriz micrítica).

Macroscopicamente, esta fácies apresenta coloração creme clara, empacotamento normal a denso, seleção moderada a ruim e aspecto maciço. Geralmente as conchas encontram-se dispostas na posição horizontal com concavidade para cima ou para baixo (Figura 5.9, C). Feições diagenéticas como silicificação, presente na forma de nódulos de sílex, substituindo conchas de bivalves e em manchas irregulares (distribuição *patchy*), além de estilólitos são frequentemente observadas. Nesta fácies predominam porosidades secundárias do tipo móldica, vugular e intercristalina.

As principais feições sedimentares observadas são estratificações cruzadas do tipo tabular e de baixo ângulo, e granodecrescência ascendente (gradação normal) de ocorrência localizada.

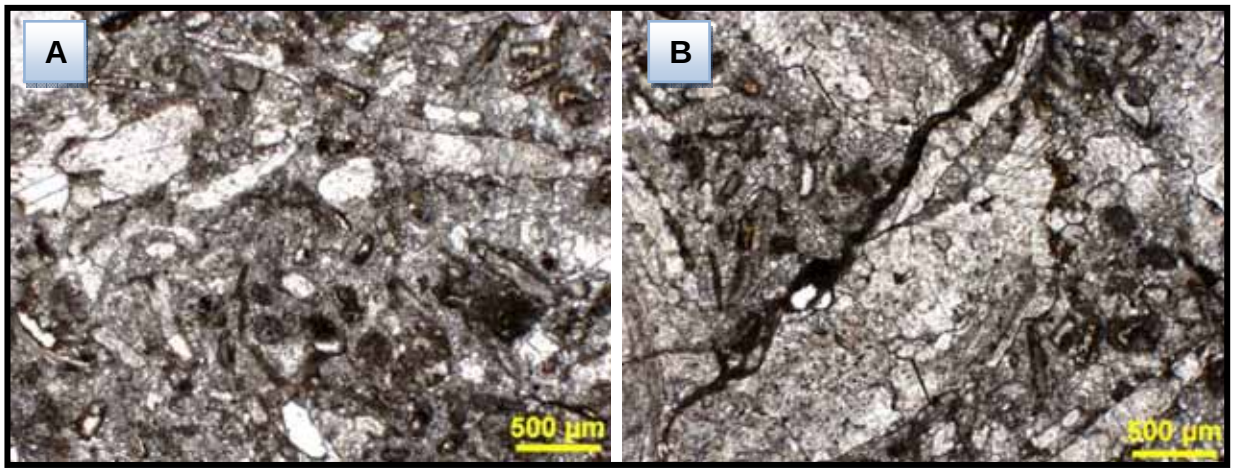


Figura 5.8 – A) e B) Fotomicrografias de rudstone a bivalves composto por fragmentos de bivalves, grãos de quartzo detrítico, oóides de talco estevensita (Poço 36 / Prof. 2795,50 m).

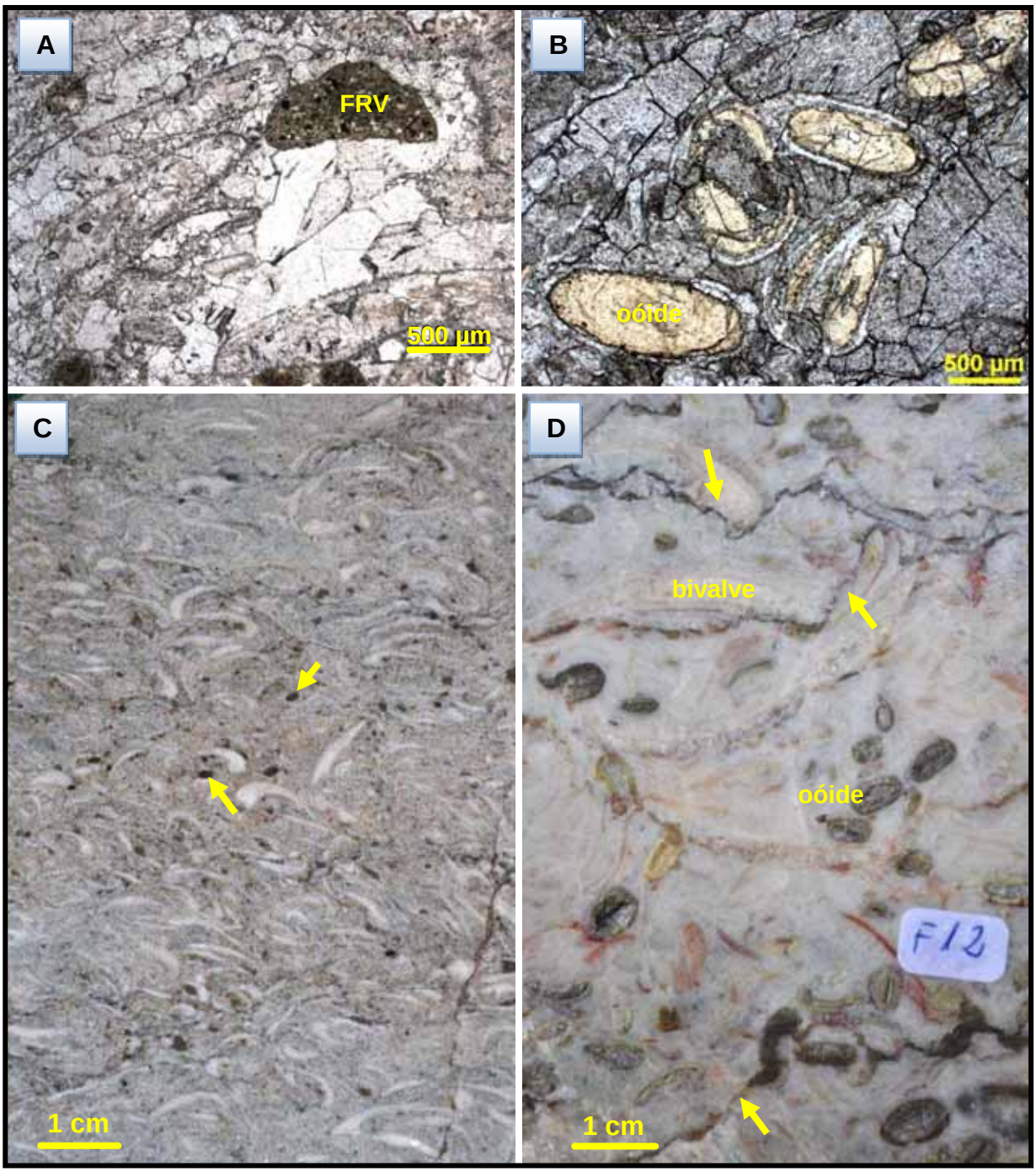


Figura 5.9 – A) *Rudstone* a bivalves cimentado com fragmento de rocha vulcânica (Poço 49 / Prof. 2754,20 m). B) Oóides de estevensita de cor amarelada e estrutura concêntrica (Poço 36 / Prof. 2824,50 m). C) Aspecto macroscópico da fácies *rudstone* a bivalves com fragmentos de rochas vulcânicas (seta) e disposição horizontal das conchas de bivalves (Poço 49 / Prof. 2744,80 m). D) Foto macroscópica de *rudstone* com oóides de estevensita e presença de estilólitos (seta), indicando compactação química (Poço 11 / Prof. 2813,45 m).

5.2.2 Fácies *Grainstone* Oolítico

O *grainstone* oolítico é composto por oóides medindo entre 1 a 2 mm, com seleção moderada a boa, apresentando estrutura radial e envelopes formados por lâminas concêntricas (Figura 5.10). As principais feições diagenéticas desta fácies carbonática são cimentação por calcita do espaço poroso interpartícula, silicificação parcial dos oóides e do cimento calcítico do tipo mosaico, grãos achatados, contatos suturados e estilólitos devido à compactação mecânica e química. Sua ocorrência está restrita a apenas uma delgada camada de 20 cm no Poço 36.

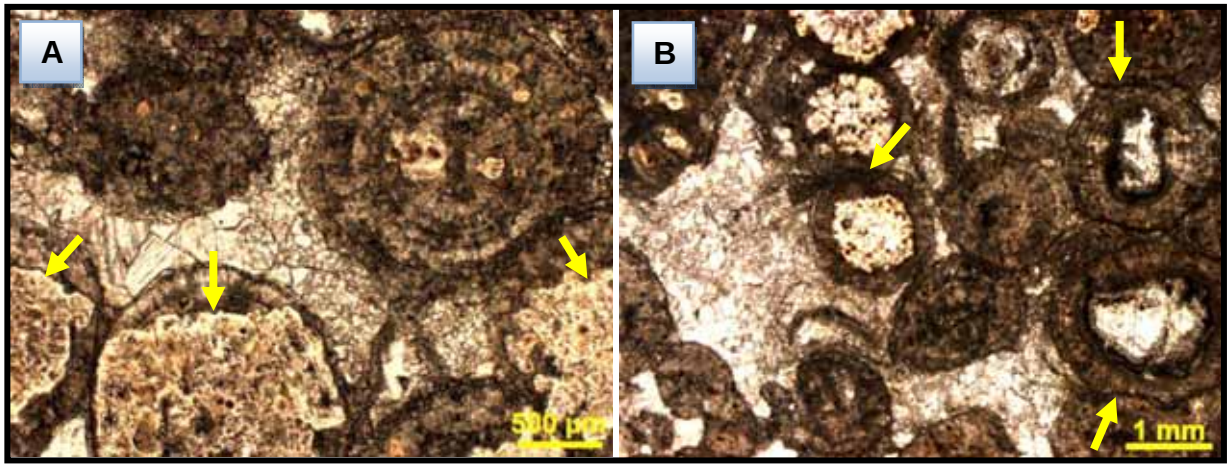


Figura 5.10 – Fotomicrografias de *grainstone* oolítico. Os oóides apresentam estrutura concêntrica e radial e estão parcialmente silicificados (grãos alaranjados – seta). Espaço interpartícula encontra-se cimentado por mosaico grosso de calcita. Na fotomicrografia B, estilólitos ocorrem no contato entre os oóides (seta), devido compactação mecânica (Poço 36 / Prof. 2806,90 m).

5.2.3 Fácies *Floatstone*s a Bivalves

Esta fácies carbonática corresponde a uma rocha sustentada por matriz, que contém fragmentos de bivalves dispersos com dimensões maiores que 2,0 mm (Figura 5.11, A). A matriz exibe aspecto castanho escuro e encontra-se parcialmente recristalizada. As conchas de bivalves estão desarticuladas e fragmentadas, e variam de 1,0 mm até 2,0 cm. As valvas encontram-se dispersas (empacotamento frouxo) e mostram estruturas do tipo aninhamento e imbricamento (Figuras 5.11, B e C). Ostracodes ocorrem em quantidade subordinada, geralmente exibindo valvas desarticuladas. Cristais de pirita dispersos pela matriz também estão presentes.

Essa fácies ocorre como camadas centimétricas associadas a intervalos ricos em *mudstone*s/*wackestone*s/marga, em contato abrupto ou erosivo (Figura 5.11, D).

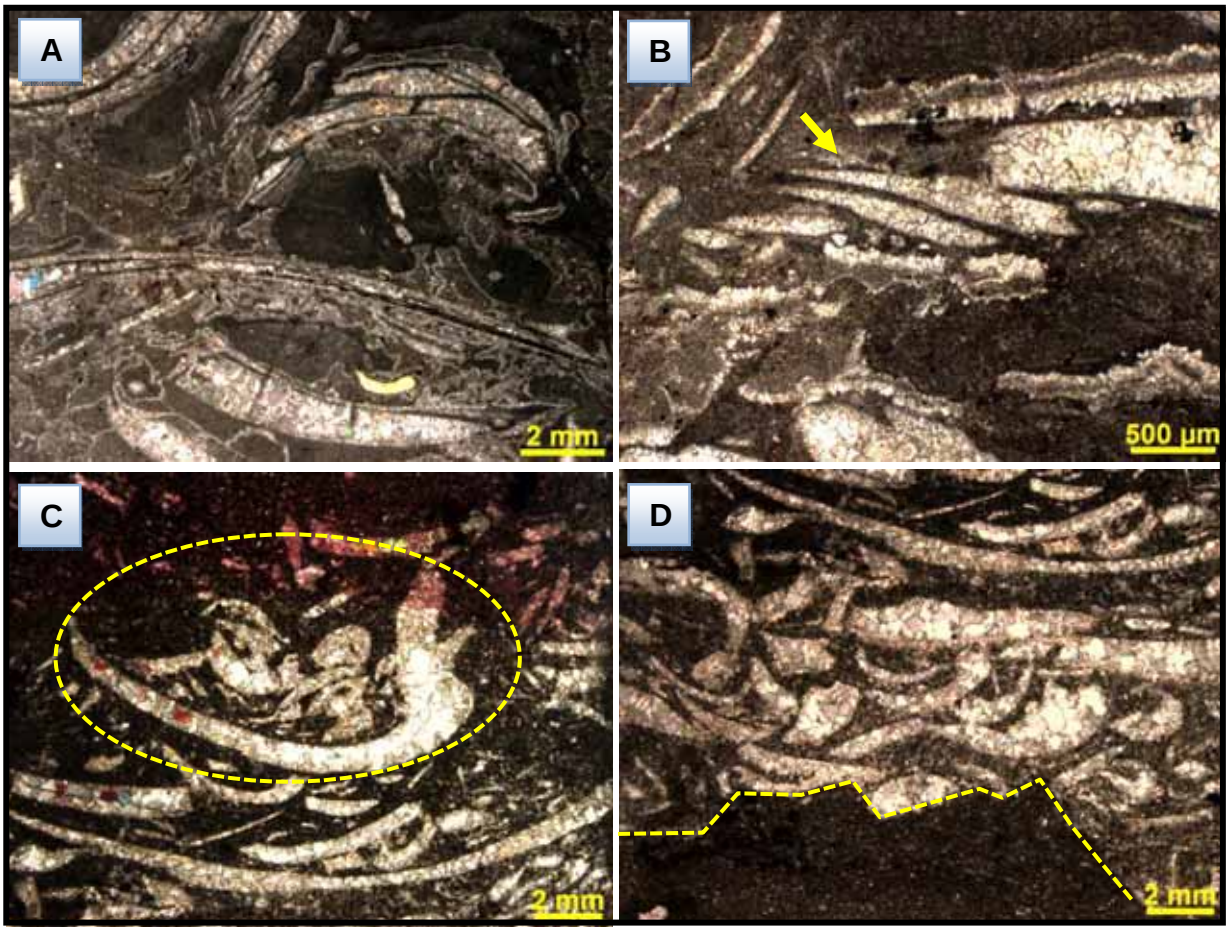


Figura 5.11 – A) Fotomircografia de *floatstone* a bivalves com matriz parcialmente recristalizada (Poço 17 / Prof. 2645,90 m). B) Conchas de bivalves aparentemente imbricadas (Poço 17 / Prof. 2645,90 m). C) Aninhamento de conchas de bivalves (Poço 17 / Prof. 2701,35 m). D) Camada de *floatstone* em contato abrupto/erosivo com *mudstone* argiloso (linha amarela) (Poço 17 / Prof. 2701,35 m).

5.2.4 Fácies *Floatstone* a Bivalves Autóctones-Parautóctones

Rocha carbonática constituída por bivalves, de tamanho grânulo a seixo, que formam intervalos com grande concentração de valvas inteiras e articuladas. As conchas encontram-se bem preservadas, com pouco retrabalhamento, indicando deposição *in situ*. Algumas conchas estão dispostas verticalmente refletindo sua posição de vida. Os bioclastos ocorrem imersos em uma matriz síltica de coloração vermelha ou em matriz arenosa esverdeada (Figura 5.12). Essa fácies ocorre em

níveis centimétricos a métricos intercalados na porção superior da coquina inferior e na seção siliciclástica intercoquinas formada por folhelhos e siltitos.

Figura 5.12 – Aspecto macroscópico de fácies *floatstone* a bivalves autóctones-parautóctones; conchas articuladas e fechadas estão dispersas em matriz síltico-argilosa (Poço 66 / Prof. 2956,80 m).

5.2.5 Fácies *Floatstone* a Pisóides Pedogênicos

Nesta fácies carbonática, pisóides pedogênicos estão dispersos em uma matriz calcítico-argilosa cinza-esverdeada que sustenta a rocha (Figura 5.13, A e B). Estes grãos arredondados – variando de 1 mm a 4 mm – constituem nódulos e concreções carbonáticas que, por vezes, estão dissolvidos, gerando porosidade móldica (Fig. 5.13, C). Estes poros podem estar preenchidos por cimento de calcita do tipo drusiforme e seus núcleos, por material argiloso (Fig. 5.13, D). Os nódulos podem estar silicificados por quartzo microcristalino e a matriz parcialmente recristalizada. Devido ao elevado grau de alteração diagenética é difícil reconhecer a composição original dos nódulos. Esta fácies frequentemente sobrepõe-se a

camadas de *rudstone*, formando níveis centimétricos (em torno de 20 cm de espessura).

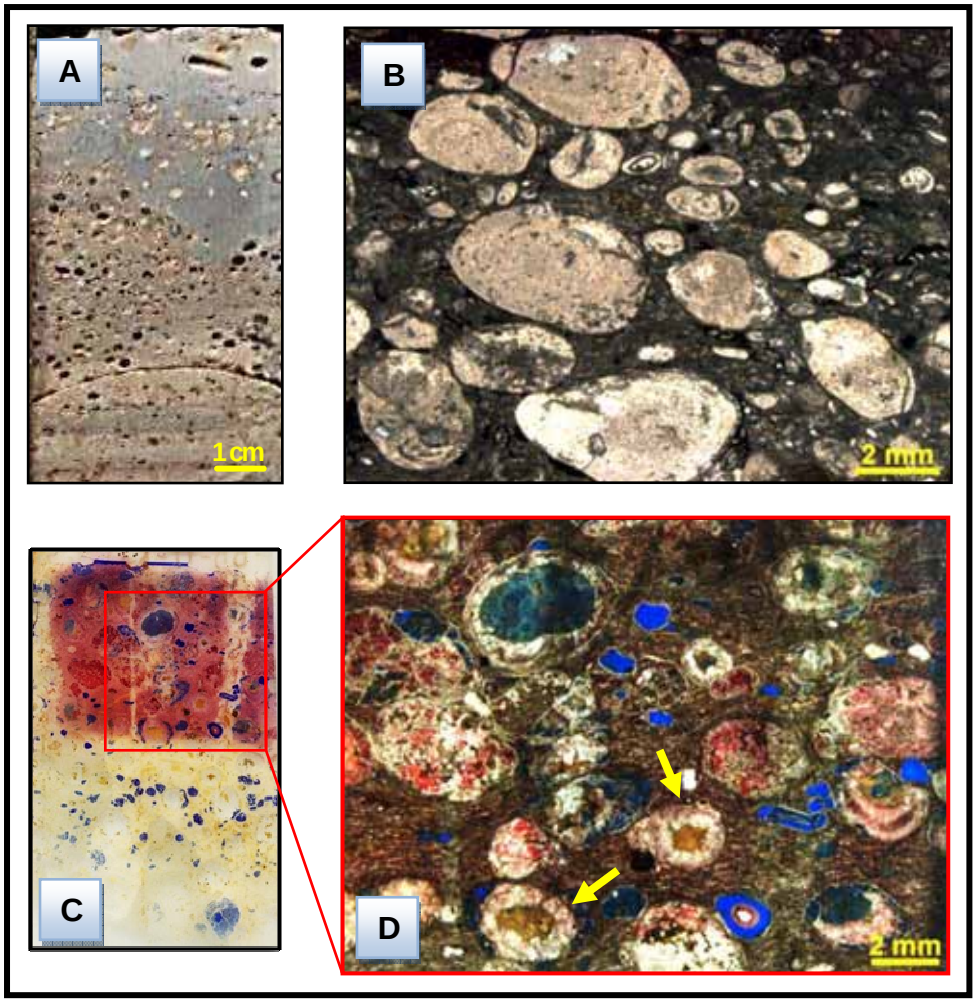


Figura 5.13 – A) Aspecto macroscópico de *floatstone* a pisóides pedogênicos (Poço 36 / Prof. 2807,10 m). B) Fotomicrografia mostrando pisóides silicificados por quartzo microcristalino (Poço 36 / Prof. 2807,10 m). C) Imagem de scanner lâmina delgada, mostrando o posicionamento da fotomicrografia. A porção superior da lâmina está tingida por alizarina e os poros, por resina epóxi azul (Poço 17 / Prof. 2694,95 m). D) Porosidade móldica gerada pela dissolução de nódulos carbonáticos. Alguns nódulos encontram-se preenchidos por calcita e seus núcleos, por material argiloso (seta).

5.2.6 Fácies *Packstone* a Bivalves

Esta fácies carbonática correponde a uma rocha sustentada por bivalves e corresponde a um calcarenito micrítico a bivalves (Figura 5.14). As conchas são desarticuladas e fragmentadas. Subordinadamente ocorrem ostracodes, que estão comumente com as valvas fechadas. Os bioclastos encontram-se invariavelmente

neomorfisados, ao passo que a matriz está parcialmente recristalizada. Grãos autigênicos de pirita ocorrem dispersos pela matriz micrítica. Feições diagenéticas de dissolução por pressão, representada pela formação de estilólitos, são comuns. Esta fácies difere da fácies *floatstone* a bivalves pelo tamanho das conchas de bivalves. Os *floatstone*s contém mais de 10% dos grãos bioclásticos maiores que 2 mm.

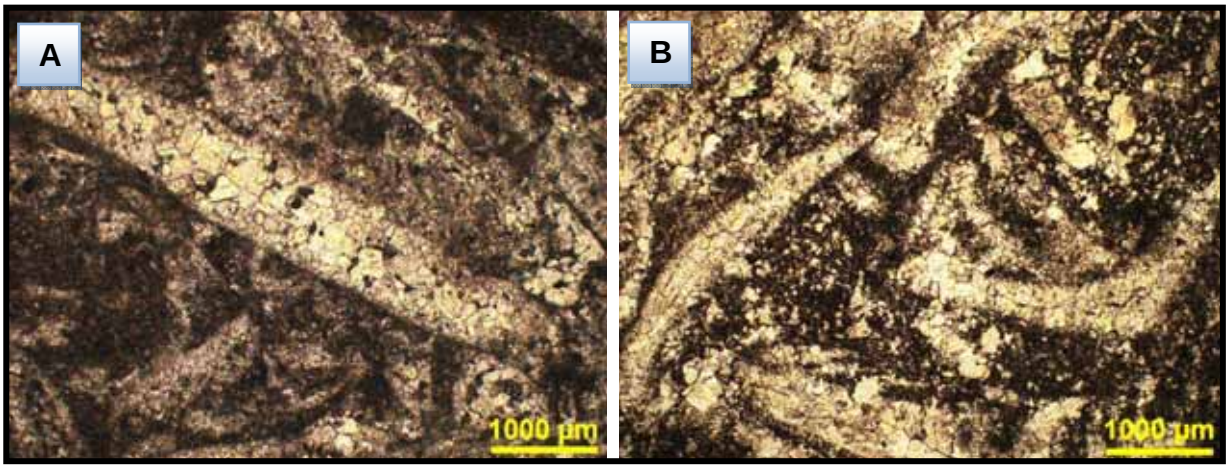


Figura 5.14 – Fotomicrografias de *packstone* a bivalves. As conchas estão neomorfisadas e a matriz parcialmente recristalizada. A) Poço 66 / Prof. 2985,55 m. B) Poço 66 / Prof. 2981,70 m.

5.2.7 Fácies *Wackestone* com Oóides de Estevensita

Esta fácies é constituída por oóides de estevensita, bem selecionados, com dimensões entre 0,2 a 1 mm e formato alongado, sustentados por uma matriz micrítica (Fig. 5.15, A). Como constituintes subordinados ocorrem oóides, intraclastos e fragmentos de bivalves. As principais feições diagenéticas são a recristalização da matriz, intensa silicificação da matriz por quartzo micro/macrocristalino e substituição dos oóides por calcita (Fig. 5.15, B e C). Em torno dos oóides, observa-se uma franja de sílica constituída por cristais prismáticos (Fig. 5.15, C). Alguns oóides de estevensita foram dissolvidos gerando porosidade móldica. Estes poros podem estar parcial ou totalmente preenchidos por calcita (Fig. 5.15, D). Está fácies foi observada somente no Poço 17, formando uma camada de 1 m de espessura.

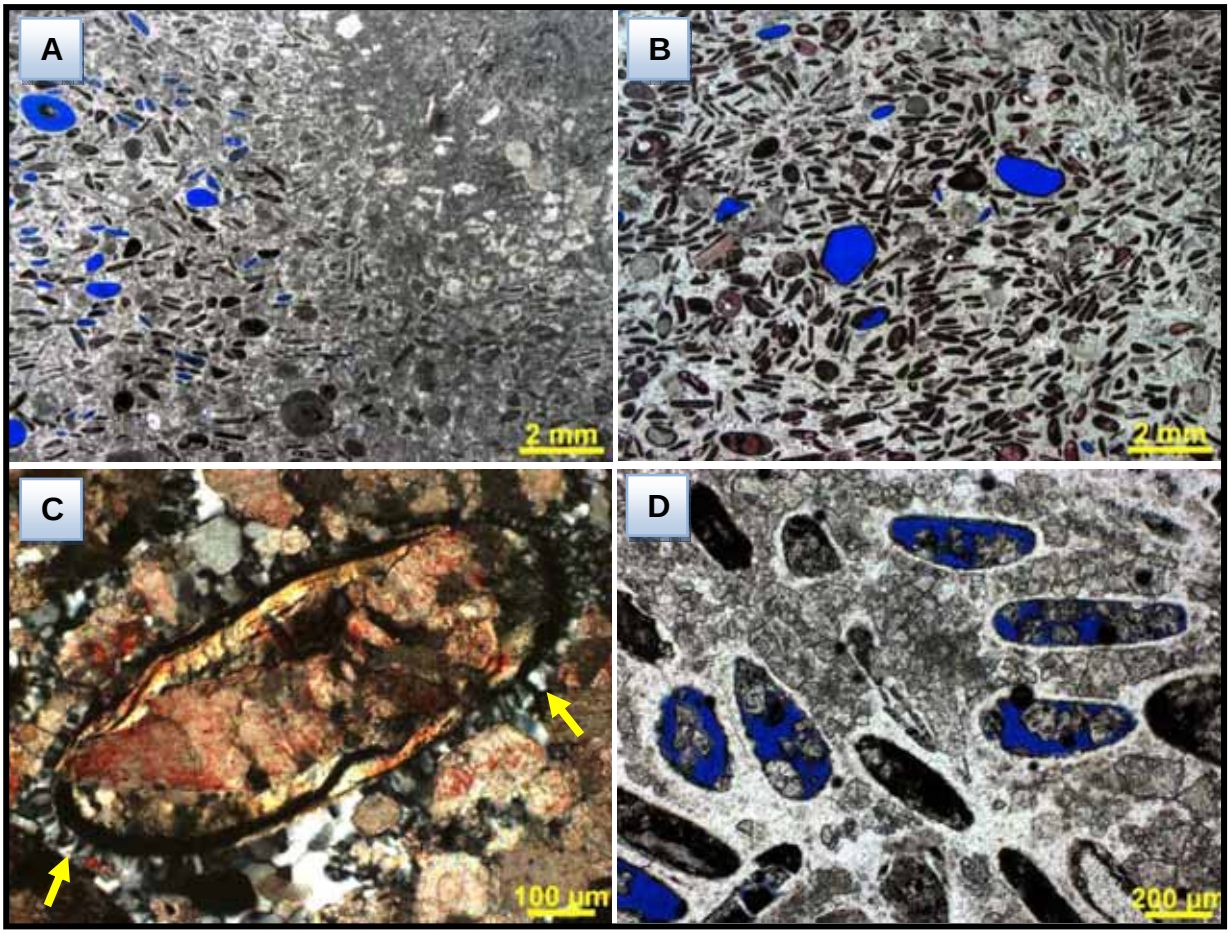


Figura 5.15 – A) Aspecto microscópico de *wackestone* a oóides de estevensita, parcialmente silicificado. Porosidade móldica gerada por dissolução de oóides (Poço 17 / Prof. 2694,40 m). B) Silicificação pervasiva de *wackestone* a oóides de estevensita (Poço 17 / Prof. 2694,55 m). C) Oóide de estevensita parcialmente substituído por calcita, que está tingida por alizarina. Franja de sílica prismática ocorre no entorno do oóide (setas) (Poço 17 / Prof. 2694,40 m). Fotomicrografia em luz plano-polarizada. D) Poros móldicos parcialmente preenchidos por cristais de calcita (Poço 17 / Prof. 2694,40 m).

5.2.8 Fácies *Wackestone* a Ostracodes

Esta fácies corresponde a calcários sustentados por matriz micrítica contendo mais de 10% de grãos bioclásticos (dominantemente ostracodes) na fração areia ou maior (Fig. 5.16, A). Apresenta coloração creme esverdeada e ocorre associada a níveis de *mudstone* e *packstone*. As valvas de ostracodes são delgadas e desarticuladas, raramente articuladas e fechadas, de tamanho areia até 1 mm. Cristais de pirita autigênica ocorrem dispersos. As principais feições diagenéticas

são recristalização parcial da matriz e bioturbação, presente localmente (Figura 5.16, B).

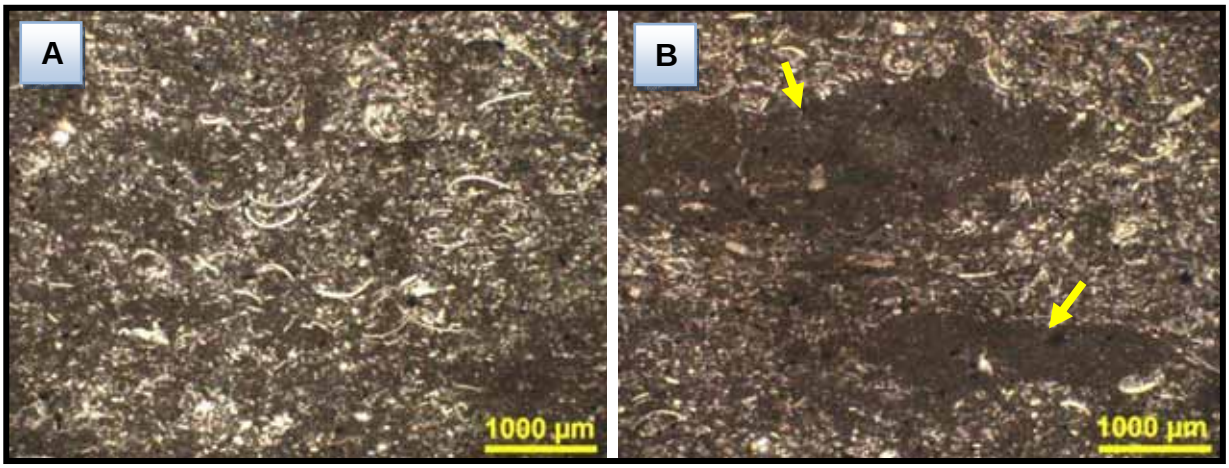


Figura 5.16 – A) Fotomicrografia em luz natural de *wackestone* bioclástico rico em valvas desarticuladas de ostracodes (Poço 66 / Prof. 2979,70 m). B) *Wackestone* caracterizado por áreas sem ostracodes (setas) devido à bioturbação (Poço 66 / Prof. 2979,70 m).

5.2.9 Fácies *Mudstone* com Ostracodes

Esta fácies carbonática, correspondente a um calcilutito de Grabau (1904), exibe coloração cinza esverdeada e aspecto maciço. Tais *mudstone*s são portadores de ostracodes e, subordinadamente, bivalves. As valvas de ostracodes, de tamanho até 0,4 mm, ocorrem dispersas na matriz calcítica argilosa e raramente estão fechadas (Figura 5.17). Localmente, podem estar concentradas em determinados níveis onde estão concordantes e paralelas definindo uma laminação. Associada a essa fácies ocorre a presença de cristais dispersos de pirita que, frequentemente, exibem formato euédrico e hábito cúbico. Quartzo na fração granulométrica silte e mica detríticos ocorrem subordinadamente. Esta fácies, em alguns níveis, intercala-se com delgadas lâminas de argila, o que lhe confere aspecto laminado. Comumente os *mudstone*s ocorrem em associação com os *wackestone*s, alternando intervalos com maior ou menor concentração de ostracodes.

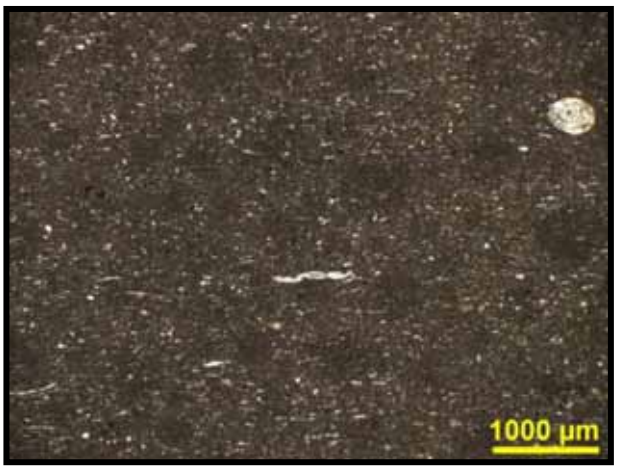


Figura 5.17 – Aspecto microscópico de *mudstone* ostracodal (Poço 66 / Prof. 2968,50 m).

5.2.10 Fácies Calcário Cristalino

O calcário cristalino corresponde à rocha carbonática totalmente recristalizada não sendo possível identificar sua textura deposicional original (Figura 5.18). Essas rochas comumente mostram estilólitos, indicando elevado grau de compactação química gerada por dissolução por pressão, não constituindo reservatórios.

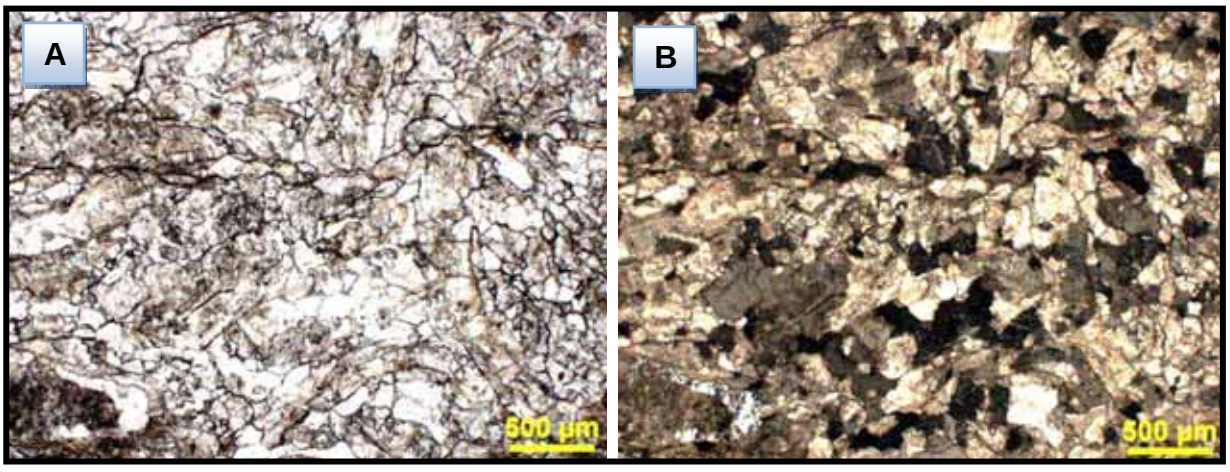


Figura 5.18 – Fotomicrografias mostrando coquina completamente recristalizada. A) Nicóis paralelos e B) Nicóis cruzados (Poço 36 / Prof. 2786,50 m).

5.2.11 Fácies Marga

A fácies marga possui coloração cinza esverdeada e ocorre associada às fácies carbonáticas e siliciclásticas finas. Foi formada pela mistura de lama micrítica

com lama siliciclástica, incluindo quartzo e mica, exibindo aspecto laminado (Figura 5.19). Frequentemente contém cristais de pirita euédricos dispersos.

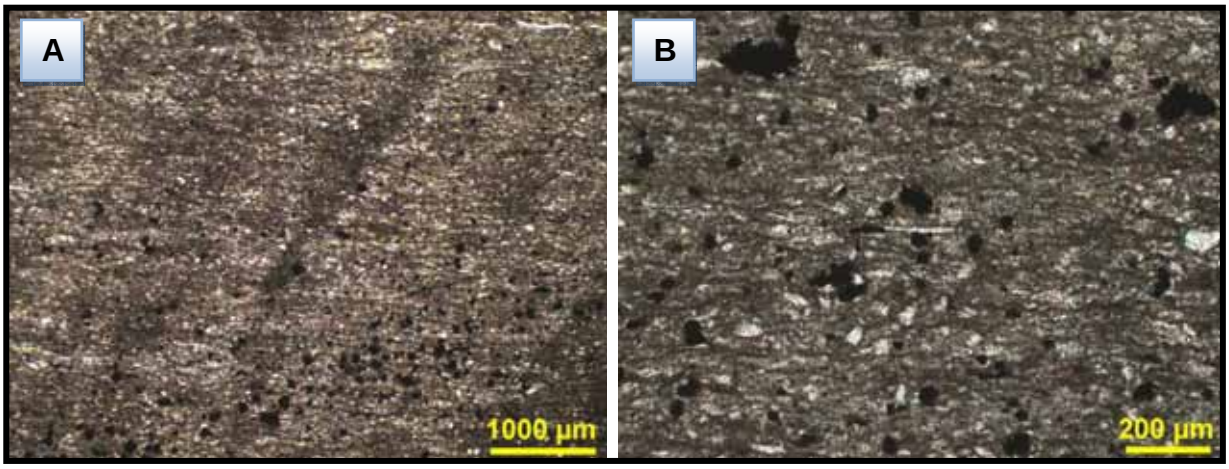


Figura 5.19 – A) Fotomicrografia mostrando aspecto da fácies marga. B) Imagem de detalhe mostrando grãos de quartzo e mica detríticos (Poço 66 / Prof. 2981,30 m).

5.2.12 Fácies Siltito

Foram reconhecidos dois tipos de siltito intercalados à sequência das coquinas com base em sua coloração e estruturas sedimentares características: siltito marrom-avermelhado e siltito esverdeado (Figura 5.20). Estas duas sub-fácies ocorrem como camadas métricas comumente observadas na porção superior do intervalo da coquina inferior, compondo, também, a seção siliciclástica intercoquinas.

5.2.12.1 Fácies Siltito Marrom Avermelhado

O siltito marrom-avermelhado é argiloso, micáceo e normalmente exibe estruturas trativas como estratificações cruzadas, *climbing ripples* e marcas de carga. Pode conter fragmentos de conchas de bivalves e ostracodes dispersos. Delgadas camadas de arenito fino a muito fino ocorrem comumente intercaladas, exibindo contato erosivo. As principais feições diagenéticas presentes são filmes argilosos ou micríticos, estilólitos e textura nodular, indicando compactação química.

5.2.12.2 Fácies Siltito Esverdeado

O siltito esverdeado mostra laminação plano-paralela e mais raramente aspecto maciço. Esta fácies frequentemente ocorre associada às fácies marga e *mudstone* (Figura 5.20).

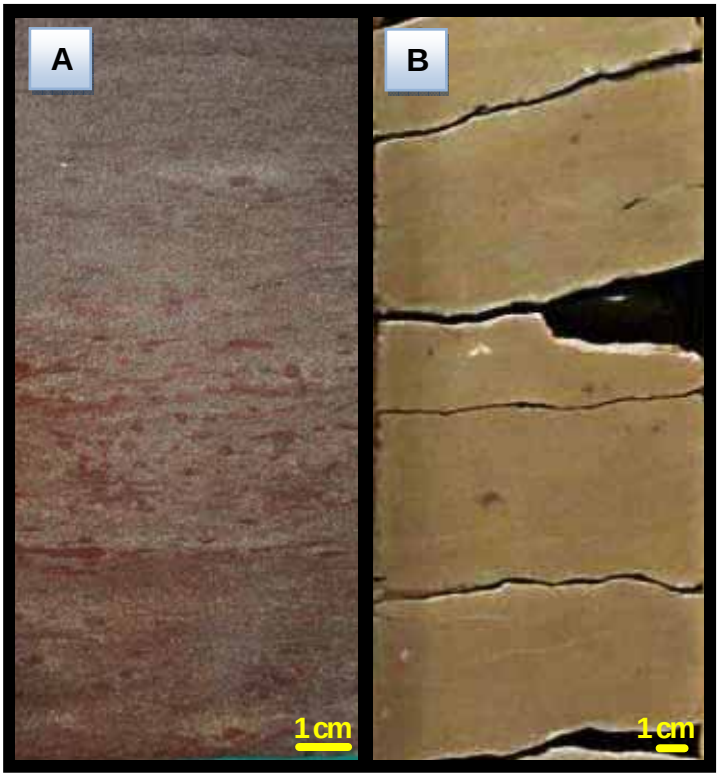


Figura 5.20 – A) Aspecto macroscópico de siltito marrom-avermelhado (Poço 49). B) Aspecto macroscópico do siltito esverdeado (Poço 36 / Prof. 2776,30 m).

5.2.13 Fácies Arenito Calcífero

Esta fácies é composta por arenito calcífero de coloração cinza a esverdeado, constituído por quartzo, feldspato, fragmentos de basalto; apresenta granulometria fina a grossa e seleção moderada a pobre (Figura 5.21). Também compõe o intervalo siliciclástico que separa os dois pacotes de coquinas, intercalando-se com os siltitos em delgadas camadas. Suas principais estruturas sedimentares são estratificação plano-paralela e estratificação cruzada. A estratificação é evidenciada pela intercalação de camadas com granulometrias diferentes.

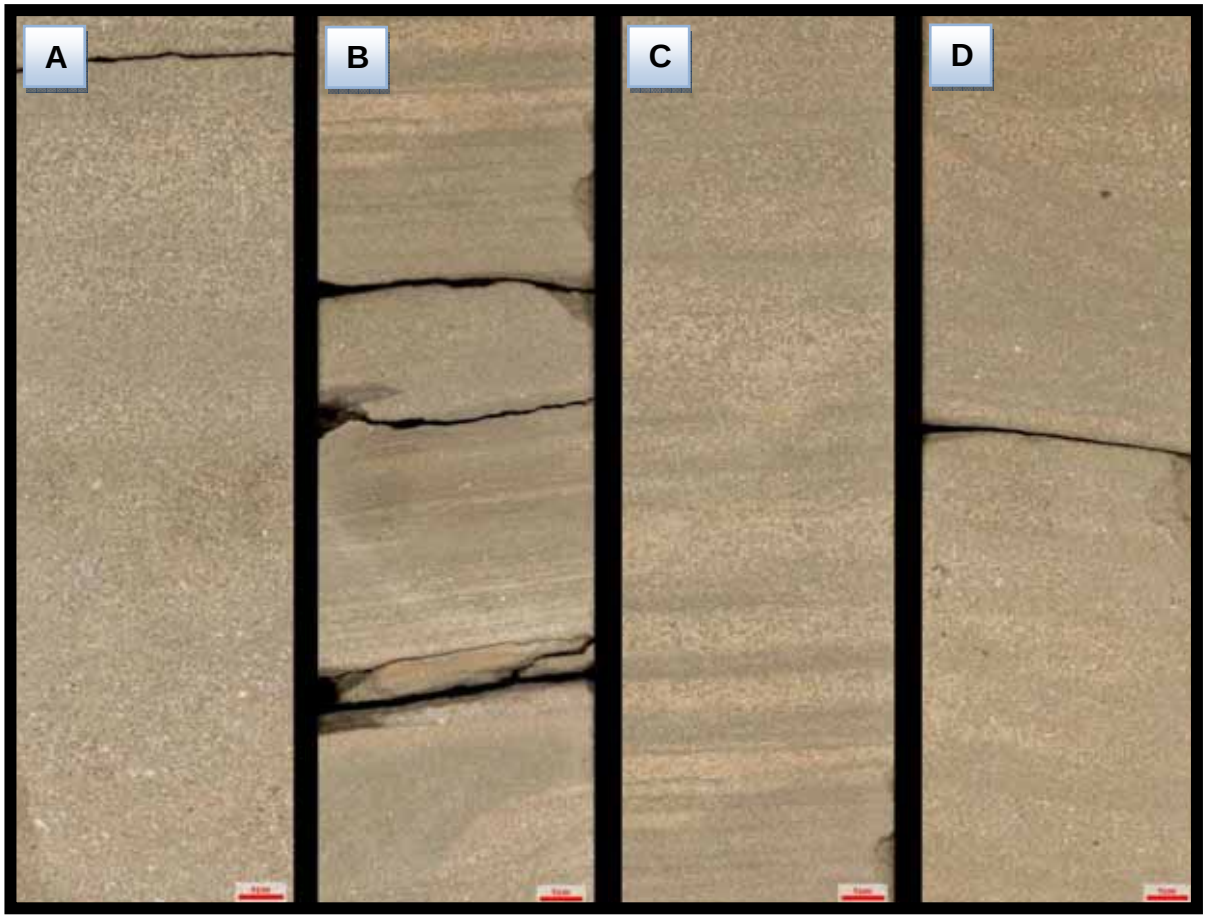


Figura 5.21 – A) Arenito maciço de granulometria grossa e seleção pobre (Poço 36 / Prof. 2651,60 m). B) Arenito fino a médio com estratificação cruzada de baixo ângulo (Poço 36 / Prof. 2650,80 m). C) Arenito médio com estratificação horizontal definida pela alternância de níveis claros de granulometria mais grossa e camadas escuras com maior concentração de finos (Poço 36 / Prof. 2650,65 m). D) Arenito médio a grosso com estratificação cruzada acanalada (Poço 36 / Prof. 2653,15 m).

5.2.14 Fácies Conglomerado

Esta fácies é representada por rocha sedimentar constituída de fragmentos angulosos a arredondados de rochas ígneas e vulcânicas provenientes do embasamento, clastos de siltito marrom-avermelhado e folhelho cinza escuro, mal selecionados, com tamanhos variando de areia fina até seixo (Figura 5.22). Determinados níveis são ricos em conchas desarticuladas e fragmentadas de moluscos bivalves. O conglomerado é sustentado por matriz siltico-arenosa e, localmente, está cimentado por calcita. Ocorre no topo da sequência das coquinas em camadas métricas, em contatos abruptos ou erosivos com as demais litologias.

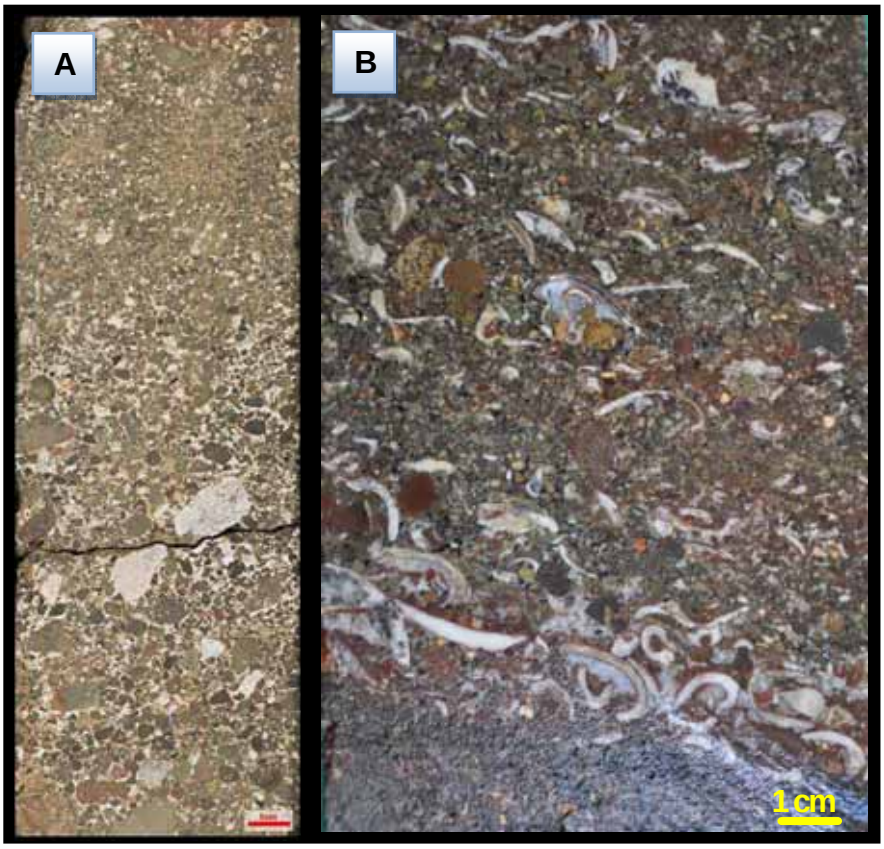


Figura 5.22 – A) Conglomerado polimítico sustentado por matriz, localmente cimentado por calcita e com gradação normal (Poço 36 / Prof. 2658,55 m). B) Conglomerado constituído por moluscos bivalves e clastos subangulosos a arredondados de fragmentos de rochas ígneas e siliciclásticas dispersas em uma matriz arenosa castanho-esverdeada (Poço 49 / Prof. 2728,25 m).

5.3 Ambiente Deposicional

5.3.1 Energia deposicional

A energia do ambiente deposicional pode ser estimada a partir da presença ou ausência de matriz (micrita), do tipo do arcabouço textural (sustentado por grãos ou matriz) e da biofábrica ou biotrama (DUNHAM, 1962; TUCKER e WRIGHT, 1990).

De uma maneira geral, a presença ou ausência de micrita na rocha podem ser tomadas como parâmetro para estimativa do nível de energia deposicional. Isto não se aplica, entretanto, no caso da micrita infiltrada por bioturbação ou por

percolação de aquífero (Blauth, informação verbal), ou ainda pela lama carbonática trapeada pelas esteiras microbiais em ambientes de alta energia (FLÜGUEL, 2004).

As lamas carbonáticas se depositam em ambientes lacustre ou lagunar calmos, em planícies de maré, nas áreas de plataforma profunda e nos fundos oceânicos (talude, sopé e planície abissal acima da CCD). Um aumento da energia tende a diminuir o volume de micrita no ambiente, aumentando a razão grão/matriz no arcabouço e melhorando, em geral, a seleção dos grãos (TUCKER e WRIGHT, 1990). Deve-se ter em mente, no entanto, as diferenças entre os tipos de sedimentos (carbonatos x siliciclásticos) em termos de comportamento hidráulico, determinado pela granulometria, densidade, forma e seleção. Apesar das conchas atuarem como quaisquer partículas clásticas, o tamanho das conchas não reflete necessariamente a energia hidráulica do transporte, mas sim a disponibilidade de conchas de tamanhos diferentes. Neste caso, por exemplo, uma população de bivalves compostas por indivíduos adultos e jovens e de diferentes grupos taxonômicos fornecerá diferentes tamanhos e espessuras de conchas para o depósito bioclástico. Logo, o fator biológico terá um forte impacto na característica do depósito resultante.

5.3.2 Associações de fácies e processos deposicionais

A natureza dos bioclastos presentes na seção das coquinas, as feições texturais e estruturas sedimentares das rochas, associado à energia deposicional (definida pela presença ou ausência de micrita) foram os principais critérios utilizados para a interpretação do ambiente deposicional que caracteriza cada uma das fácies sedimentares aqui definidas.

As características texturais e composicionais do intervalo estratigráfico analisado nos poços testemunhados aliado ao estudo da sucessão vertical também permitiram a definição de três associações de fácies litológicas: (1) depósitos de leques aluviais e deltaicos, (2) depósitos carbonáticos lacustres (coquinas) e (3) depósitos lacustres profundos. Essas associações de litofácies, por sua vez, constituem corpos com geometria externa distinta.

Os depósitos de leques aluviais são compostos por sedimentos clásticos grossos representados por conglomerados e arenitos líticos que tendem a

apresentar geometria deposicional cuneiforme, contatos erosivos ou abruptos e, localmente, granodecrescência ascendente. Os conglomerados foram interpretados como tendo sido gerados por fluxos gravitacionais subaéreos que atuaram próximos à borda da bacia rifte e aos altos internos. Estes sedimentos clásticos também foram depositados em condições subaquosas, conforme indica a presença de conchas de bivalves em alguns conglomerados (Figura 5.22, B), refletindo a proximidade do alto estrutural com praias bioclásticas na borda do sistema lacustre. Tais depósitos foram provavelmente gerados pela progradação de *leques deltaicos* em direção ao corpo d´água, responsável pelo aporte de sedimentos clásticos grossos (seixos e grânulos) dentro do corpo aquoso. Distalmente, os depósitos conglomeráticos gradavam para arenitos depositados na planície aluvial por fluxos trativos subaquosos unidirecionais. Tais fluxos são sugeridos pela presença de estruturas sedimentares como estratificações cruzadas (Fig. 5.21). Nas porções terminais dos leques aluviais e da planície aluvial foram depositadas fácies argilosas representadas por siltitos marrom-avermelhados (Fig. 5.20, A). A coloração desses sedimentos indica condições ambientais oxidantes e, provavelmente, foram transportados como carga em suspensão e depositados em uma planície de lama na borda do lago por decantação subaquosa. Esses sedimentos interdigitam-se lateralmente com sedimentos lacustres constituindo depósitos transicionais de margem de lago, que sofreram influência dos processos lacustres.

Os depósitos carbonáticos lacustres foram agrupados em três associações de fácies: fácies retrabalhadas de alta energia compostas por *rudstone*s e *grainstone*s, fácies de moderada energia composta por *packstone*s e *floatstone*s e fácies de baixa energia representadas por *wackestone*s e *mudstone*s. As fácies carbonáticas que compõem cada associação de fácies estão inseridas dentro de um arcabouço que representa a mesma história genética. Essas associações de fácies têm significado ambiental e normalmente refletem um processo contínuo de deposição, onde não há mudanças significativas nos controles sedimentares.

As associações de fácies de moderada e alta energia compõem as coquinas Lagoa Feia, formadas por grande concentração de conchas de bivalves. Essas associações de fácies caracterizam-se por pacotes amalgamados de *rudstone*s e *grainstone*s, exibindo empacotamento normal a denso de bivalves, disposição caótica das valvas, às vezes, com estruturas trativas tais como estratificação cruzada e contato abrupto ou erosivo com as demais fácies. Estas feições sugerem

condições de alta energia hidráulica e águas rasas, sendo indicativas de deposição sob influência de correntes turbulentas geradas por tempestades (vide FURSICH e OSHMANN, 1993).

A história da acumulação bioclástica teve início com a colonização do substrato por moluscos bivalves. A maioria destes bivalves apresentava modo de vida semi-infaunal, ou seja, viviam semi-enterrado na interface água-sedimento, e se alimentavam de material em suspensão (organismos suspensívoros), conforme indicam estudos realizados por Carvalho et al. (1995). Habitavam substrato mole lamoso ou arenoso, em fundos calmos de águas rasas a profundas do lago. Logo, tendo em vista a paleoecologia de tais organismos e que os bivalves estão preservados em camadas amalgamadas de *rudstone*s, interpreta-se que tais acumulações de conchas de bivalves foram produzidas por processos sedimentológicos (*sensu* KIDWELL et al., 1986) através do retrabalhamento hidráulico de bioclastos, dando origem a um depósito alóctone.

Um evento de alta energia hidráulica produzido por uma tempestade interrompeu um período de relativa calmaria no hábitat dos bivalves. A atuação de ondas e correntes induzidas pela ação de fortes ventos escavou e removeu (exumou) as conchas do substrato, transportando os bivalves em suspensão devido à turbulência do fluxo ou por meio de saltação próximo à interface água-sedimento. Devido a essas condições, grande parte das valvas sofreu desarticulação e fragmentação, produzida pelos choques entre os bivalves, e teve suas arestas desgastadas em função da abrasão mecânica. Neste processo, as conchas foram transportadas e redepositadas em condições de alta energia sobre os altos do embasamento, conforme o modelo de Guardado et al. (1989) já apresentado; a fração mais fina, posta em suspensão durante a escavação do substrato, muitas vezes foi removida gerando um *rudstone* puro sem matriz, devido ao contínuo retrabalhamento do material bioclástico. Ao fim da tempestade, quando a energia hidráulica estava diminuindo devido à desaceleração do fluxo turbulento, procedeu-se a deposição final dos grãos bioclásticos.

A natureza amalgamada da concentração fossilífera evidencia e registra múltiplos eventos de erosão, retrabalhamento e deposição de bivalves em condições de águas rasas, dominadas por eventos de alta energia hidráulica (vide KIDWELL, 1991). A presença de grande quantidade de fragmentos de rochas vulcânicas distribuídos entre os fragmentos de bivalves em determinados níveis do depósito

(Figura 5.9, A) evidencia um acentuado processo de remobilização de fragmentos do substrato basáltico durante as tempestades. Adicionalmente, outro fator que corrobora a existência de vários eventos deposicionais de magnitudes e intensidades diversas é a presença de *rudstone*s com grande heterogeneidade textural, que se reflete pela alternância de camadas com diferentes graus de empacotamento, seleção e granulometria. Dessa forma, as diferentes magnitudes, frequências e duração dos eventos de retrabalhamento físico, geraram depósitos bastante complexos com grande variedade textural, reflexo das variações de energia do ambiente.

Esses depósitos carbonáticos lacustres apresentam geometria de barras, ou seja, acumulações de formato estreito e alongado, bancos isolados e praias carbonáticas (CARVALHO et al., 2000), conforme geometria observada em depósitos análogos (e.g. Shark Bay, Austrália). Eventualmente, a depender da energia das correntes e da morfologia do substrato, depósitos de arrombamento (*washover*) podem ter se acumulado na retaguarda dessas barras bioclásticas apresentando geometria lobada ou na forma de leques (vide JAHNERT et al. 2012; AIGNER, 1985).

A distribuição das coquinas também foi controlada pela orientação da margem do lago em relação à direção de ataque dos ventos, que impeliram correntes e tempestades a transportarem os bioclastos, acarretando a sua concentração em praias bioclásticas na margem lacustre e bancos isolados junto a altos internos. Os principais mecanismos físicos responsáveis pelo transporte das conchas e sua acumulação sobre os altos do embasamento foram a atuação de tempestades e furacões, eventos catastróficos e episódicos de grande magnitude. Durante estes eventos, as conchas de bivalves também podem ter sofrido retrabalhamento pelas correntes de retorno, causando, eventualmente, a deposição de bioclastos em uma matriz micrítica nas porções mais profundas da margem do lago.

Outro fator de extrema importância para a geração de grandes acumulações de bivalves foi a disponibilidade de grande quantidade de conchas de bivalves e sua consequente preservação no registro fóssil. As condições ambientais vigentes durante a época de formação destes depósitos, aliadas às características físico-químicas dos lagos (salinidade e pH alcalino), promoveram condições ótimas necessárias à grande proliferação desses organismos, que se adaptaram a esse ambiente estressante com poucos competidores e predadores. Os atuais lagos do

Rift Valley do leste da África, Hamelin Pool em Shark Bay na Austrália (JAHNERT et al., 2012) e a Lagoa de Araruama no litoral do Estado do Rio de Janeiro também mostram grande concentração de moluscos associados a condições ambientais estressantes (ambientes restritos de elevada salinidade).

As camadas de *floatstone*s a bivalves com estruturas do tipo aninhamento e imbricação de conchas de bivalves e base erosiva (Figura 5.11), provavelmente representam eventos únicos de concentrações hidráulicas de bivalves (vide BANERJEE e KIDWELL, 1991). Essas camadas são pouco espessas e exibem gradação normal, sugerindo rápida deposição a partir de um fluxo turbulento (transporte em suspensão induzido por tempestade). Provavelmente, os fragmentos foram transportados em suspensão e posteriormente decantados.

O perfil deposicional da Figura 5.23 representa a variação lateral de fácies associada a um alto estrutural do embasamento. O perfil deposicional apresenta aumento de matriz/lama carbonática em direção às porções mais profundas e de menor energia do lago, onde a atuação das correntes trativas de fundo é menos intensa, e exibe fácies retrabalhadas depositadas sobre os altos estruturais, onde prevalecem condições de alta energia hidráulica. Essa mesma sucessão é observada na vertical segundo a Lei de Walther, caracterizando ciclos de raseamento ascendente, marcados por coquinas porosas no topo do ciclo. Nos altos as coquinas foram expostas à diagênese meteórica e vadosa, o que gerou intensa dissolução e criação de porosidade secundária. Durante esses períodos de exposição e/ou variação do nível do lençol freático desenvolveram-se os *floatstone*s a pisóides pedogênicos. Este tipo de fácies sugere períodos de exposição subaérea e são feições pedogenéticas importantes para a determinação de limites de ciclos estratigráficos.

Nesta figura observa-se a posição do nível de base de ondas de tempo bom (NBOTB) e do nível de base de ondas de tempestade (NBOT). Durante uma tempestade de maior magnitude, o nível de ação das ondas fica mais baixo, podendo retrabalhar significativamente as camadas de fundo. Com isso, os moluscos são desenterrados e transportados para fora de seu habitat natural. Muitas conchas pequenas e pouco espessas são mantidas em suspensão, enquanto as conchas maiores são provavelmente transportadas por saltação próximas à interface água-sedimento.

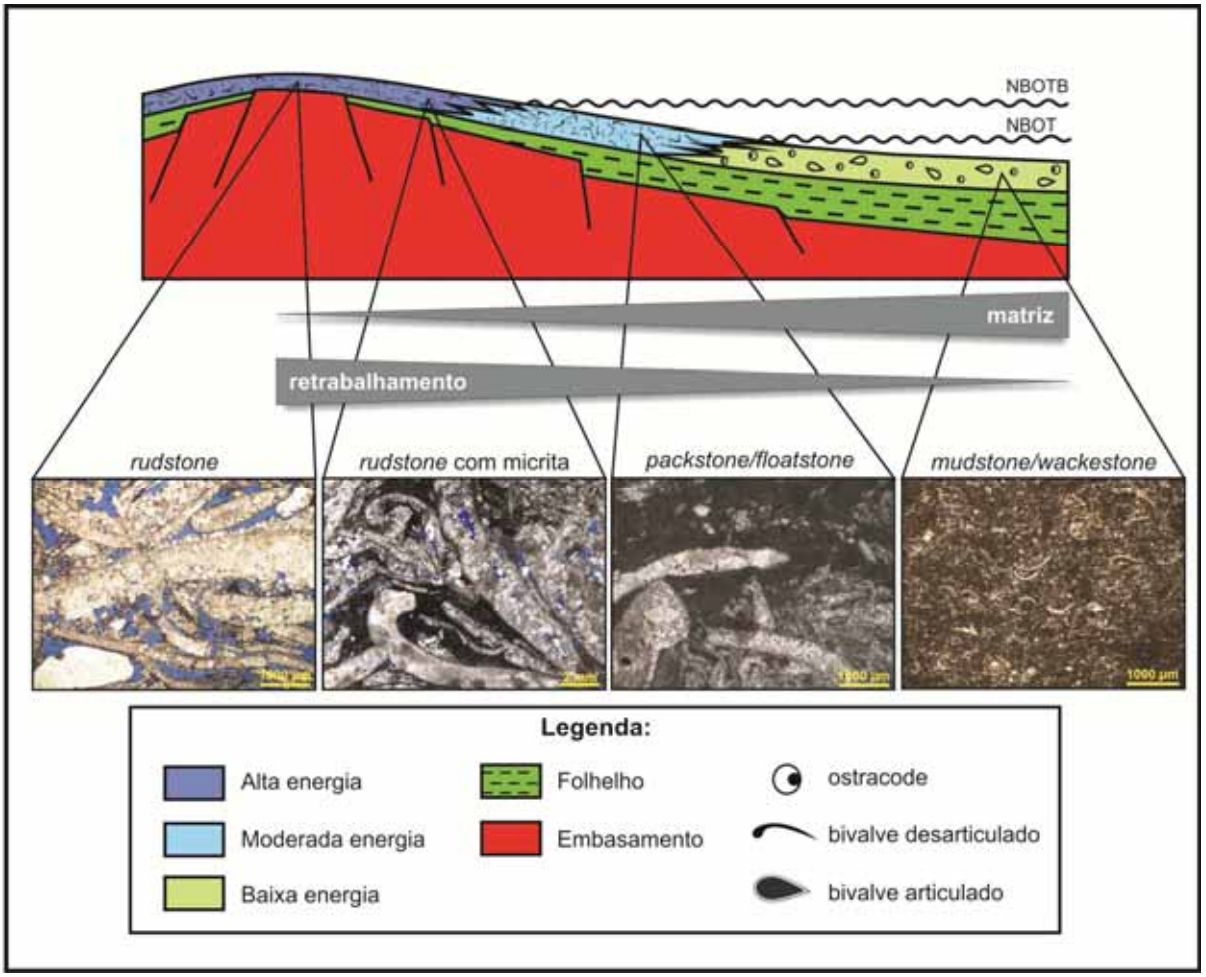


Figura 5.23 – Distribuição das fácies carbonáticas lacustres ao longo de um alto estrutural do embasamento, destacando-se a variação lateral de fácies e o aumento da proporção de teor de matriz em direção as áreas de menor energia e profundas do lago. Nas áreas emersas, as coquinas foram expostas à diagênese meteórica/vadosa, o que gerou intensa dissolução e criação de porosidade secundária. (NBOTB = nível de base de ondas de tempo bom, NBOT = nível de base de ondas de tempestade).

As associações de fácies de baixa energia são compostas por *mudstone*s e *wackestone*s, geralmente maciços a laminados, que mostram, localmente, evidências de bioturbação. Essas feições, associadas à ausência de evidências de exposição subaérea, indicam condições de baixa energia hidráulica para a deposição destas fácies, que foram interpretadas como tendo sido depositadas abaixo do nível de base das ondas de tempestade, em condições lacustres mais profundas, onde a atuação de ondas é rara. Associados a esta fácies normalmente ocorrem ostracodes, pequenos crustáceos comumente encontrados em áreas de substrato lamoso.

Os *floatstone*s a bivalves autóctones-parautóctones são caracterizados por grande concentração de bivalves pouco retrabalhados e com as duas valvas

fechadas imersas em uma matriz argilosa, que indicam deposição praticamente *in situ* (bioacumulados). Referem-se a acumulações no fundo do lago, abaixo do nível de base de ondas de tempestade (concentrações biogênicas, *sensu* KIDWELL et al., 1986).

Os depósitos lacustres mais profundos compreendem margas e sedimentos síltico-argilosos esverdeados com laminação plano-paralela. A sua cor e a presença frequente de cristais de pirita indicam condições redutoras em ambiente lacustre bacial (áreas mais centrais do lago).

O Quadro 5.1 resume as principais fácies e respectivos ambientes, bem como os processos deposicionais responsáveis por sua gênese.

Quadro 5.1 – Principais fácies, ambientes e processos deposicionais interpretados neste estudo (coquinas Lagoa Feia e rochas associadas).

Fácies	Ambientes		Processos deposicionais predominantes
conglomerado	Leques aluviais/ Planície aluvial/ Leques deltaicos		Fluxos gravitacionais subaéreos e subaquosos
arenito calcífero			Fluxo trativo subaquoso unidirecional
siltito marrom avermelhado			Decantação subaquosa
rudstone a bivalves	Alta Energia	Lago carbonático	Fluxo trativo subaquoso oscilatório e turbulento
rudstone a bivalves com siliciclastos			
grainstone oolítico			
floatstone a bivalves	Moderada Energia		Fluxo trativo subaquoso
packstone a bivalves			Fluxo trativo subaquoso
floatstone autóctone-parautóctone	Baixa Energia		Deposição *in situ* e decantação de argila
floatstone a pisóides pedogênicos			Pedogênese
wackestone a ostracodes			Decantação subaquosa
mudstone com ostracodes			Decantação subaquosa
siltito esverdeado	Lacustre Profundo		Decantação subaquosa
marga			Decantação subaquosa

6 ANÁLISE DIAGENÉTICA DOS CARBONATOS DA SEQUÊNCIA DAS COQUINAS

6.1 Diagênese: conceitos básicos

A diagênese é um conjunto de processos que, atuando em vários ambientes entre a fase de deposição e o início do metamorfismo, modificam os sedimentos e as rochas sedimentares. No caso das rochas carbonáticas, tais modificações envolvem mudança na forma, tamanho, volume, composição química ou estrutura cristalina dos constituintes (AHR, 2008).

Os principais fatores que conduzem e controlam a diagênese são a composição e mineralogia do sedimento, a composição química do fluido que preenche o espaço poroso (*e.g.* razão Mg/Ca, pH, pressão parcial de CO_2, salinidade), a história geológica da rocha (soterramento, eventos de soerguimento e mudanças do nível do mar), a circulação e interação de diferentes fluidos e o clima (árido x úmido) (LONGMAN, 1982; TUCKER & WRIGHT, 1990).

A interpretação da diagênese em rochas carbonáticas é bastante complexa, pois as feições observadas podem ser o resultado da superimposição (*overprint*) de vários eventos diagenéticos, obliterando a textura primária – deposicional – da rocha. Adicionalmente, os principais minerais formadores de rochas carbonáticas como aragonita, calcita magnesiana e calcita de baixo teor de magnésio são extremamente suscetíveis a modificações, tais como dissolução, cimentação, recristalização e substituição nos vários ambientes diagenéticos (AHR, 2008).

Longman (1980) classifica os ambientes onde se desenvolvem os processos diagenéticos em meteórico vadoso, meteórico freático (água doce), marinho freático e zona de mistura (Quadro 6.1). Cada um destes ambientes pode ser subdividido em várias zonas com base na taxa de movimentação e saturação da água em relação ao carbonato de cálcio. Os principais processos que se desenvolvem nestes ambientes ocorrem em profundidades relativamente rasas, próximas à superfície (Figura 6.1). Adicionalmente, processos diagenéticos ocorrem em ambientes de subsuperfície, com o progressivo aumento da profundidade de soterramento e das condições de pressão e temperatura.

6.1.1 Ambientes diagenéticos: caracterização dos elementos mais importantes.

Ambiente meteórico vadoso: corresponde à zona localizada entre a superfície do terreno e o limite superior do ambiente freático de água doce (nível piezométrico). Os poros existentes nesta zona possuem água e ar. Ali predominam os processos de dissolução e há a formação de *vugs* (cavernas). Os cimentos que se formam nesta zona são de calcita, com a morfologia refletindo a distribuição de água nos poros: em forma de menisco, quando a água conecta os grãos, e pendular (gravitacional), quando gotículas de água ocorrem na parte inferior dos grãos. A preservação destes tipos de cimento é muito difícil em rochas antigas, pois normalmente eles são dissolvidos ou englobados por cimentos de calcita da zona freática de água doce ou de subsuperfície mais profundos.

Ambiente meteórico freático: situa-se imediatamente abaixo do ambiente vadoso, ou seja, constitui o corpo sedimentar com água doce que, quando próximo ao ambiente marinho, tem como limite lateral o ambiente de mistura de águas doces e salgadas e como limite inferior o ambiente subsuperficial raso (Figura 6.1). Ali todos os poros estão preenchidos por água doce. Segundo Longman (1980) o ambiente freático de água doce é subdividido em três zonas: zona de dissolução, onde os principais processos são dissolução e neomorfismo, sem ocorrência de cimentação; zona de circulação ativa de água, caracterizada pela passagem de grandes volumes de água saturada pelos poros, gerando uma cimentação rápida (formação de cimentos dos tipos franja prismática e mosaico granular de calcita); e zona estagnada com pequena movimentação de água e, consequentemente, com baixa incidência de cimentação.

Ambiente marinho freático: tem como limites superior o piso marinho e inferior o topo do ambiente subsuperficial raso; a zona de mistura é seu limite lateral. Corresponde à zona onde todos os poros estão preenchidos por água marinha, sendo subdividida em duas zonas: zona estagnada, onde ocorre pequena circulação de água e baixa cimentação; e zona ativa, onde ocorre intensa circulação de água do mar através dos sedimentos por efeito da ação das ondas, correntes e marés, o que dá origem a cimentos aciculares ou fibrosos de aragonita ou calcita magnesiana, ou cimentos micríticos de calcita magnesiana.

Ambiente de mistura: corresponde à zona de mistura de água doce com água salgada, onde os poros estão saturados de água salobra. Em condições favoráveis, a dolomitização pode ocorrer nesta zona, além de outros processos diagenéticos de menor importância, como cimentação, dissolução de aragonita e neomorfismo. É bastante controversa o papel desta zona na diagênese.

Além dos ambientes diagenéticos próximos à superfície destacados por Longman (1980), ocorre também o ambiente diagenético subsuperficial profundo. Neste ambiente, além da compactação física e química – que são os processos mais atuantes – os processos de cimentação também ocorrem. Neste ambiente também podem existir processos de geração de porosidade secundária (e.g. dissolução por fluidos hidrotermais)

Deve-se salientar, entretanto, que para a seção das coquinas em estudo, depositadas em ambiente continental lacustre, os processos diagenéticos observados estão associados aos ambientes diagenéticos meteórico (vadoso e freático) e subsuperficial, não sendo encontradas evidências de diagênese marinha.

Quadro 6.1 – Principais processos atuantes nos diferentes ambientes diagenéticos (FLÜGEL, 2004).

Ambiente Diagenético	Localização	Preenchimento do Poro	Processos	Tempo
Meteórico Vadoso	Acima lençol freático: entre a superfície e o limite superior da zona meteórica freática	Água doce e/ou ar	*Zona de dissolução* (solo): extensa dissolução, remoção de aragonita, formação de *vugs*. *Zona de precipitação* (próxima à superfície): cimento menisco e gravitacional	10^3 a 10^5
Meteórico Freático	Abaixo do limite superior do lençol freático	Água doce	*Zona de dissolução*: dissolução, formação de moldes e *vugs*, neomorfismo. *Zona ativa*: dissolução de aragonita e Mg-calcita, intensa cimentação, diferentes tipos de cimento, precipitação de calcita, criação de moldes e *vugs*. *Zona estagnada*: pouca cimentação, estabilização da aragonita e Mg-calcita	10^3 a 10^5 até 10^6 a 10^7
Mistura	Entre os ambientes meteórico freático e marinho	Água salobra	Dolomitização, cimentação.	
Marinho Freático	Abaixo do piso marinho	Água marinha	*Ambiente marinho superior*: água supersaturada em $CaCO_3$, rápida cimentação por calcita e Mg-calcita, diversos tipos de cimento. *Ambiente marinho inferior*: água subsaturada em $CaCO_3$, forte dissolução de aragonita e calcita.	10^1 a 10^4
Subsuperficial	Abaixo da faixa em que ocorrem os processos de superfície até o início do metamorfismo de baixo grau	Água salobra a salina	Compactação física, compactação química (dissolução por pressão), cimentação e redução de porosidade.	10^6 a 10^8

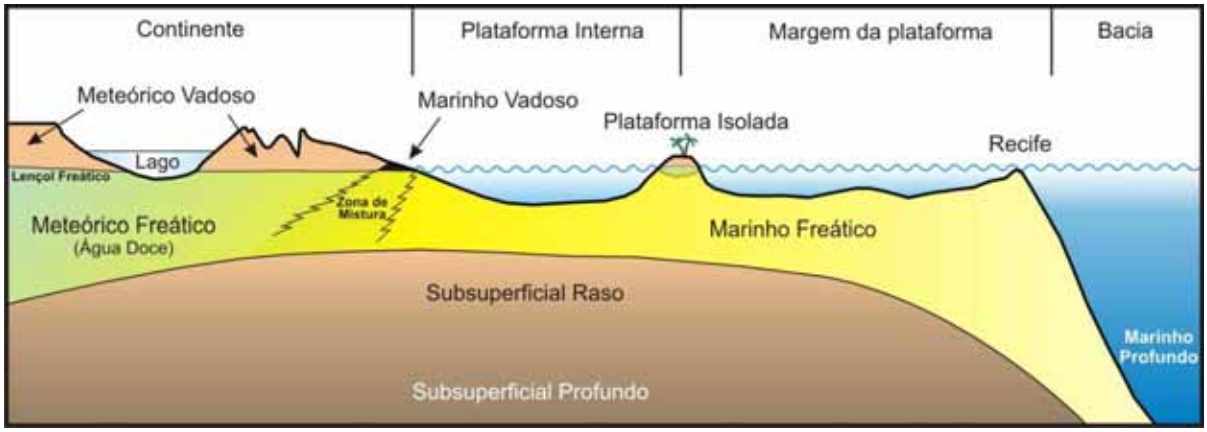


Figura 6.1 – Ambientes diagenéticos em carbonatos (Modificado de FLÜGEL, 2004).

6.2 Processos diagenéticos nas coquinas Lagoa Feia

A diagênese foi estudada no presente trabalho com o uso do microscópio ótico, visando compreender seu impacto na qualidade do reservatório. Não constitui objetivo desta dissertação detalhar os processos diagenéticos, visto que para tal seria necessário o emprego de outras técnicas analíticas e análises geoquímicas. As observações ficaram restritas às análises de lâminas delgadas ao microscópio petrográfico.

Os principais processos diagenéticos que afetaram os carbonatos da sequência das coquinas do Grupo Lagoa Feia foram:

- Micritização
- Neomorfismo (recristalização e inversão mineral)
- Cimentação Calcítica
- Silicificação
- Compactação Mecânica e Química
- Dissolução

6.2.1 Micritização

A micritização resulta da microperfuração da superfície das conchas de bivalves por organismos endolíticos, tais como bactérias e fungos, com o posterior preenchimento das cavidades por micrita; tal processo produz uma borda escura no

entorno dos grãos (TUCKER, 1992). Esse fenômeno decorre da exposição prolongada dos bivalves na interface água-sedimento e caracteriza uma diagênese bastante precoce. Filmes de micrita ao redor dos grãos de bivalves ocorrem frequentemente nas fácies retrabalhadas de alta energia da Formação Coqueiros do Grupo Lagoa Feia (Figura 6.2). Por vezes, quando as rochas estão severamente recristalizadas, o filme micrítico delineia mais claramente os limites das conchas de bivalves, facilitando a sua individualização e reconhecimento.

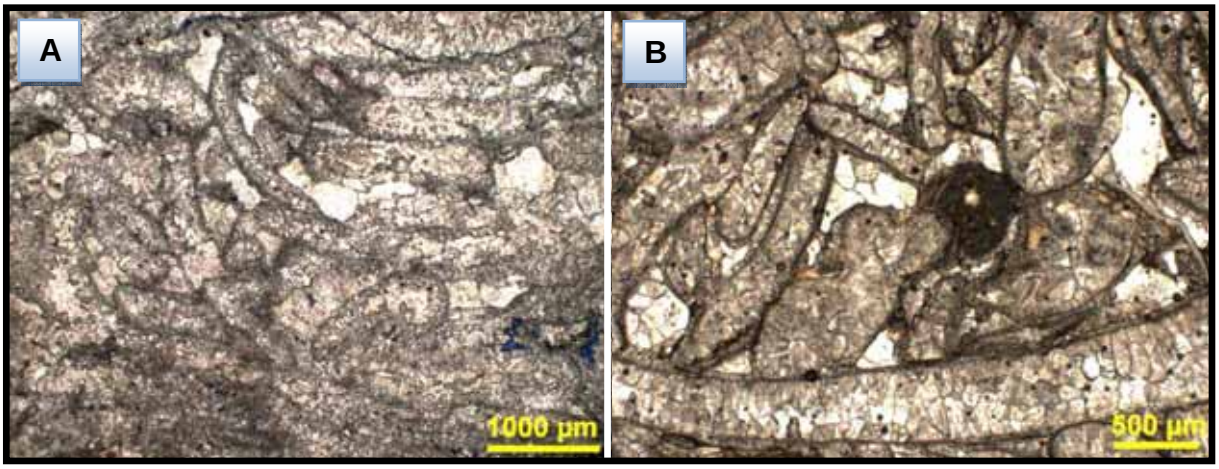


Figura 6.2 – Fotomicrografias sob nicóis paralelos mostrando bordas escuras geradas pela micritização das conchas de bivalves. A) Poço 66 / Prof. 2993,70 m e B) Poço 36 / Prof. 2832,40 m.

6.2.2 Neomorfismo

O termo neomorfismo foi cunhado por Folk (1965) e inclui os processos denominados de recristalização e inversão mineral. A recristalização é o processo que envolve a mudança na forma, tamanho e orientação do cristal, porém sem alterar a sua composição mineralógica. O caso mais comum é a transformação da micrita (calcita microscristalina), que compõem a matriz, em calcita espática (pseudoespato). Muitas vezes a diferenciação entre a matriz recristalizada e o cimento é problemática. Todavia, “restos” de micrita em mosaicos cristalinos indicam que houve recristalização. A inversão mineralógica refere-se ao processo através do qual um mineral metaestável passa por mudança cristalográfica para tornar-se um novo mineral estável (polimorfo). O melhor exemplo deste fenômeno é a transformação da aragonita para calcita em uma concha de bivalve.

O neomorfismo ocorre em todas as fácies carbonáticas da seção das coquinas, afetando em graus variados tanto a matriz quanto os bioclastos. De maneira geral, a matriz encontra-se parcialmente recristalizada passando a um mosaico de cristais de pseudomicroespato e pseudoespato (Figura 6.3, A, B e C). Geralmente, este processo reflete em um aumento da cristalinidade do mineral carbonático. Desta forma, na grande maioria das vezes a estrutura interna do bivalve não é preservada, sendo o contorno das conchas delineado pelos filmes micríticos, como já mencionado. Somente em algumas conchas de bivalves, grandes e espessas, relictos da estrutura original laminada foram preservados, indicando sua composição original calcítica (Figura 6.3, D).

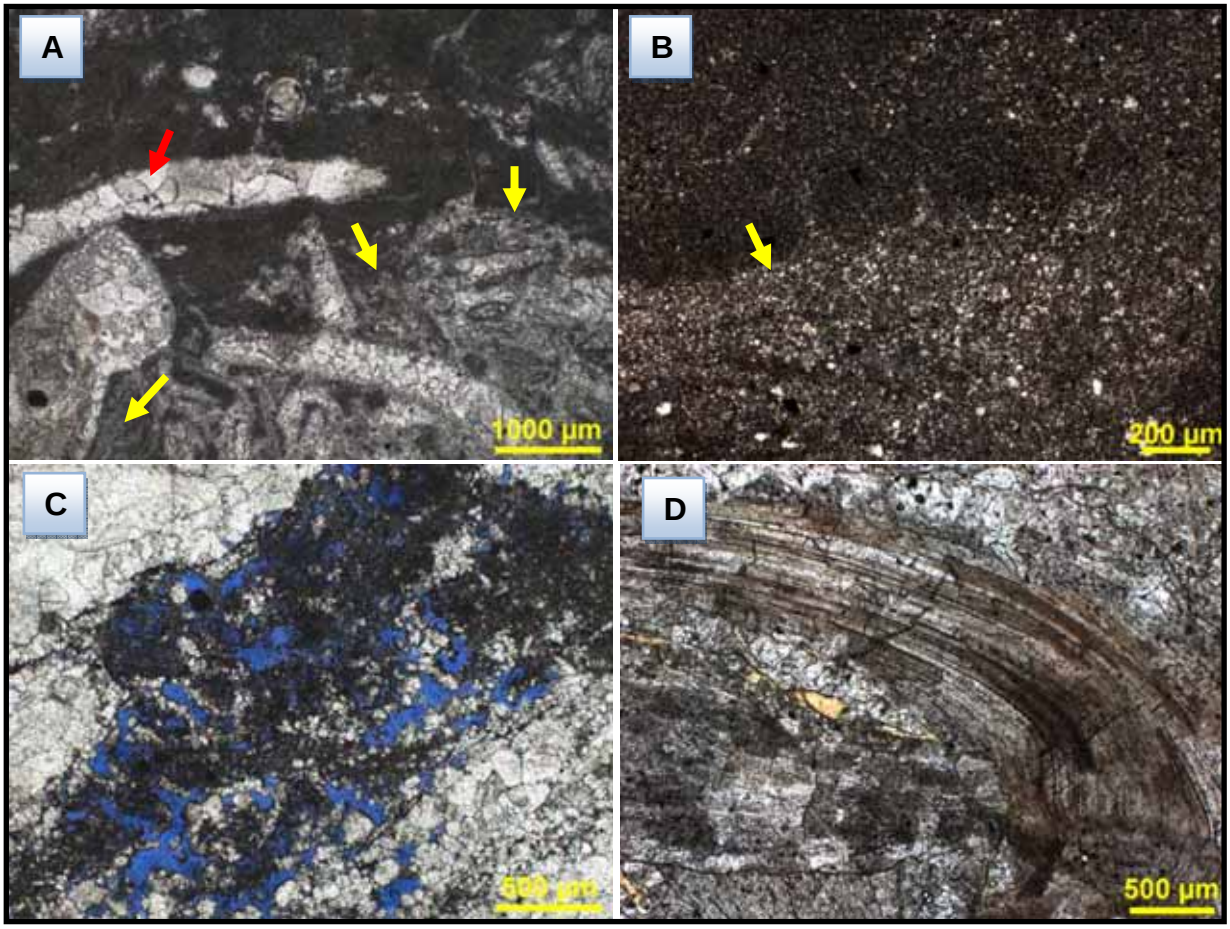


Figura 6.3 – A) Recristalização parcial da matriz (seta amarela) e inversão das conchas de bivalves em *packstone* (seta vermelha) (Poço 66 / Prof. 2962,45 m). B) Matriz parcialmente recristalizada passando a um mosaico de pseudomicroespato (Poço 17 / Prof. 2645,90 m). C) Recristalização da matriz (com aspecto peloidal, formando aglomerados de pseudoespato), que foi parcialmente dissolvida (Poço 66 / Prof. 2971,50 m). D) Concha de bivalve com laminação interna preservada, indicando sua composição original calcítica (Poço 36 / Prof. 2826,50). Fotomicrografias obtidas sob nicóis paralelos.

6.2.3 Cimentação calcítica

A cimentação refere-se ao processo de precipitação química de minerais em cavidades pré-existentes no sedimento ou rocha (TUCKER e WRIGHT, 1990). Verificou-se este fenômeno nas fácies retrabalhadas de alta energia, representadas por *rudstone*s e *grainstone*s, na forma de cimento dos tipos franja prismática, drusiforme, mosaico e blocoso (Figura 6.4), descritos a seguir. Eventualmente, cristais grossos de calcita também ocorrem preenchendo fraturas geradas em subsuperfície. Nesta situação, a fratura corta indiscriminadamente a textura da rocha, inclusive estilólitos.

O cimento de franja prismática caracteriza-se pela formação de uma franja de pequenos cristais prismáticos equigranulares que recobrem parcial ou totalmente a superfíce das conchas de bivalves ou forram cavidades geradas por dissolução (Figura 6.4, A). A franja prismática é indicativa de formação em ambiente freático de água doce, pois é formada por cristais de calcita de baixo teor de magnésio. Ocorre normalmente associada ao mosaico granular, sempre precedendo-o.

O cimento drusiforme é caracterizado pelo crescimento de cristais prismáticos de calcita espática. Estes cristais crescem em direção ao centro da cavidade originada pela dissolução do bivalve, a qual foi posteriormente preenchida pela precipitação de calcita do tipo mosaico (Figura 6.4, B).

O cimento do tipo mosaico granular consiste de cristais de calcita espática grossos e cristalinos, que ocorrem preenchendo parcial ou totalmente o espaço interpartícula (Figura 6.4, C) ou cavidades intrapartículas originadas por dissolução de bioclastos (Figura 6.4, D). De maneira geral, o cimento mosaico presente no espaço interpartícula caracteriza uma cimentação ou diagênese precoce. O efeito dessa cimentação precoce é a preservação do arcabouço original da rocha aberto, com a manutenção dos contatos pontuais ou tangenciais, indicando que a cimentação ocorreu imediatamente após a deposição da rocha em condições de soterramento mínimo. Uma das evidências de que o cimento mosaico precede a compactação em subsuperfície é indicada pela presença de estilólitos cortando o cimento mosaico (Figura 6.4, E).

O cimento blocoso ocorre na forma de cristais únicos preenchendo parcial ou totalmente cavidades revestidas por franja de sílica fibrosa (calcedônia) (Figura 6.4, F). Neste caso, ocorre invariavelmente associado a intervalos silicificados.

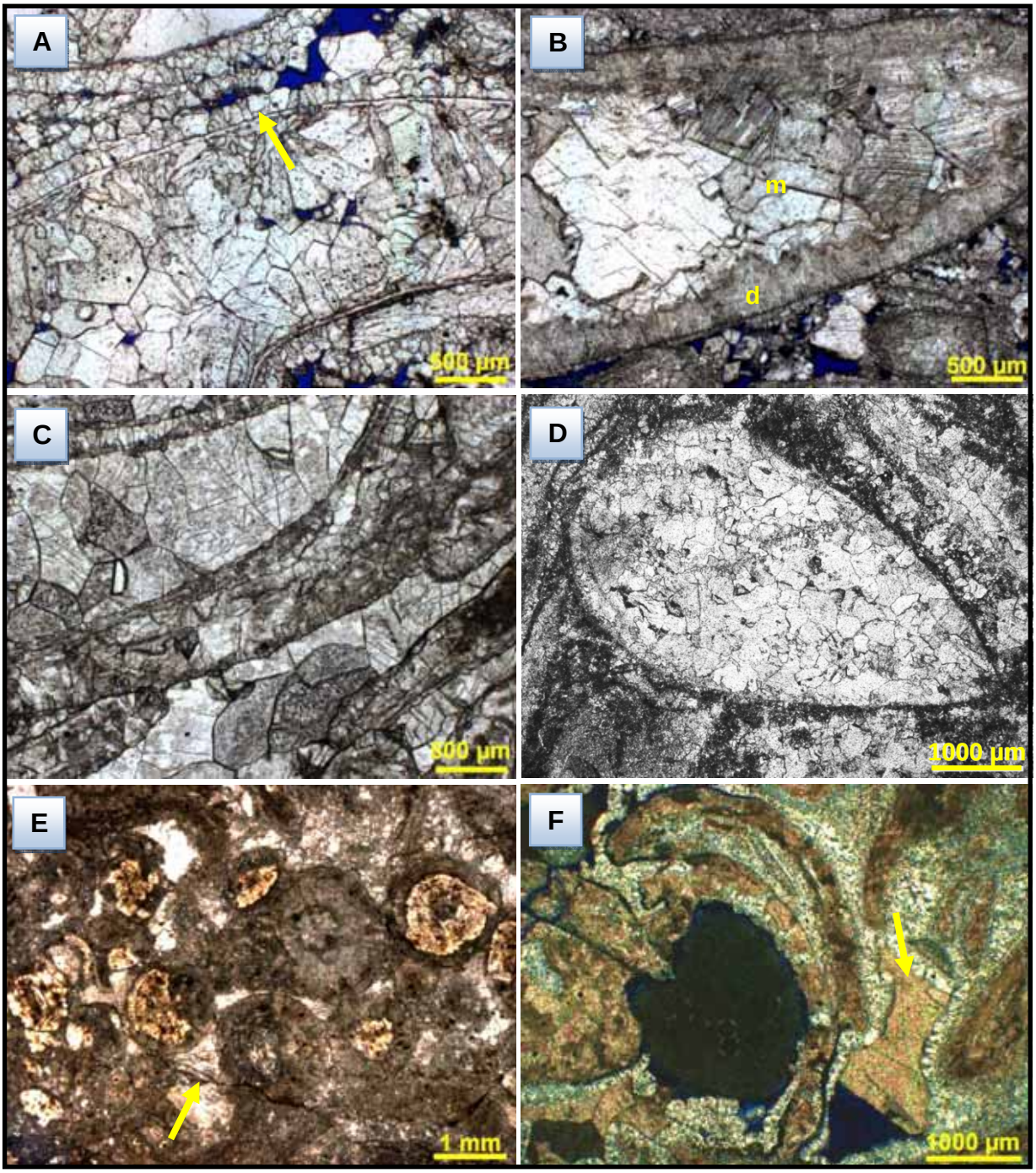


Figura 6.4 – Tipos de cimento espático. A) Cimento de franja prismática recobre a superfície dos bivalves (seta) (Poço 17 / Prof. 2698,90 m). B) Cimento drusiforme (d) reveste a parede interna da concha de bivalve e cimento mosaico (m) preenche o interior do bioclasto (Poço 17 / Prof. 2652,70 m). C) Cimento mosaico grosso preenche o espaço interpartícula (Poço 36 / Prof. 2831,80 m). D) Cimento mosaico preenche cavidade interna de bivalve fechado (Poço 66 / Prof. 2981,70 m). E) *Grainstone* oolítico cimentado por mosaico de calcita. Estilólito corta cimento espático, indicando que este foi originado anteriormente à compactação em subsuperfície (seta) (Poço 36 / Prof. 2806,90 m). F) Cristal único de calcita espática preenche cavidade revestida por calcedônia. Fotomicrografia em luz plano-polarizada (Poço 66 / Prof. 2977,70 m). Demais fotomicrografias obtidas sob nicóis paralelos.

6.2.4 Silicificação

A silicificação de rochas carbonáticas é um processo diagenético que envolve principalmente a substituição de minerais carbonáticos por minerais de sílica e, secundariamente, a cimentação de cavidades por sílica (BUSTILLO, 2010). A presença de sílica é bastante comum em lagos com alta razão Mg/Ca provenientes de fonte vulcânica hidrotermal e intemperismo de rochas vulcanoclásticas que compõem a bacia de drenagem (WRIGHT, 2011; BUSTILLO, 2010; CERLING, 1994). No sistema de lagos gerados durante a fase rifte da Bacia de Campos, o piso da bacia de drenagem era constituído pelos basaltos toleíticos da Formação Cabiúnas, que influenciaram a composição química da água do sistema lacustre, tornando o pH alcalino e enriquecendo as águas em íons magnésio e sílica.

No intervalo estratigráfico estudado, a substituição da calcita por sílica compreende uma variedade de tipos de sílica (SiO_2) diagenética (Figura 6.5). Esse processo pode ter caráter seletivo, substituindo apenas algumas conchas de bivalves, ou ser pervasivo, quando a silicificação atinge, além dos bioclastos, o material intersticial.

O processo de silicificação das coquinas Lagoa Feia atuou principalmente nas fácies *rudstone* e *grainstone*, sendo responsável pela substituição parcial ou total da calcita das conchas de bivalves por quartzo microcristalino equigranular ou quartzo fibroso (Figura 6.5, A). Nos intervalos onde a silicificação foi pervasiva, a sílica também ocorre substituindo a franja de calcita prismática do entorno dos bioclastos e o material intersticial (matriz e cimento espático, Figura 6.5, B e C). Nestas zonas, comumente observa-se a sílica como cimento preenchendo cavidades na forma de sílica fibrosa com estrutura radial ou esferulítica (calcedônia, Figura 6.5, D) e, secundariamente, por um mosaico grosso de sílica, obliterando total ou parcialmente os poros interpartícula (Figura 6.5, E).

A silicificação foi um processo diagenético precoce. As principais evidências de sua origem são: a) presença de feições deformacionais (estilólitos) afetando intervalos silicificados, o que indica que a sílicificação é um evento diagenético pré-compactação química (Figura 6.5, F); b) franja de sílica fraturada e descolada do grão devido à compactação mecânica e c) arcabouço aberto dos intervalos silicificados (Figuras 6.5, B e E).

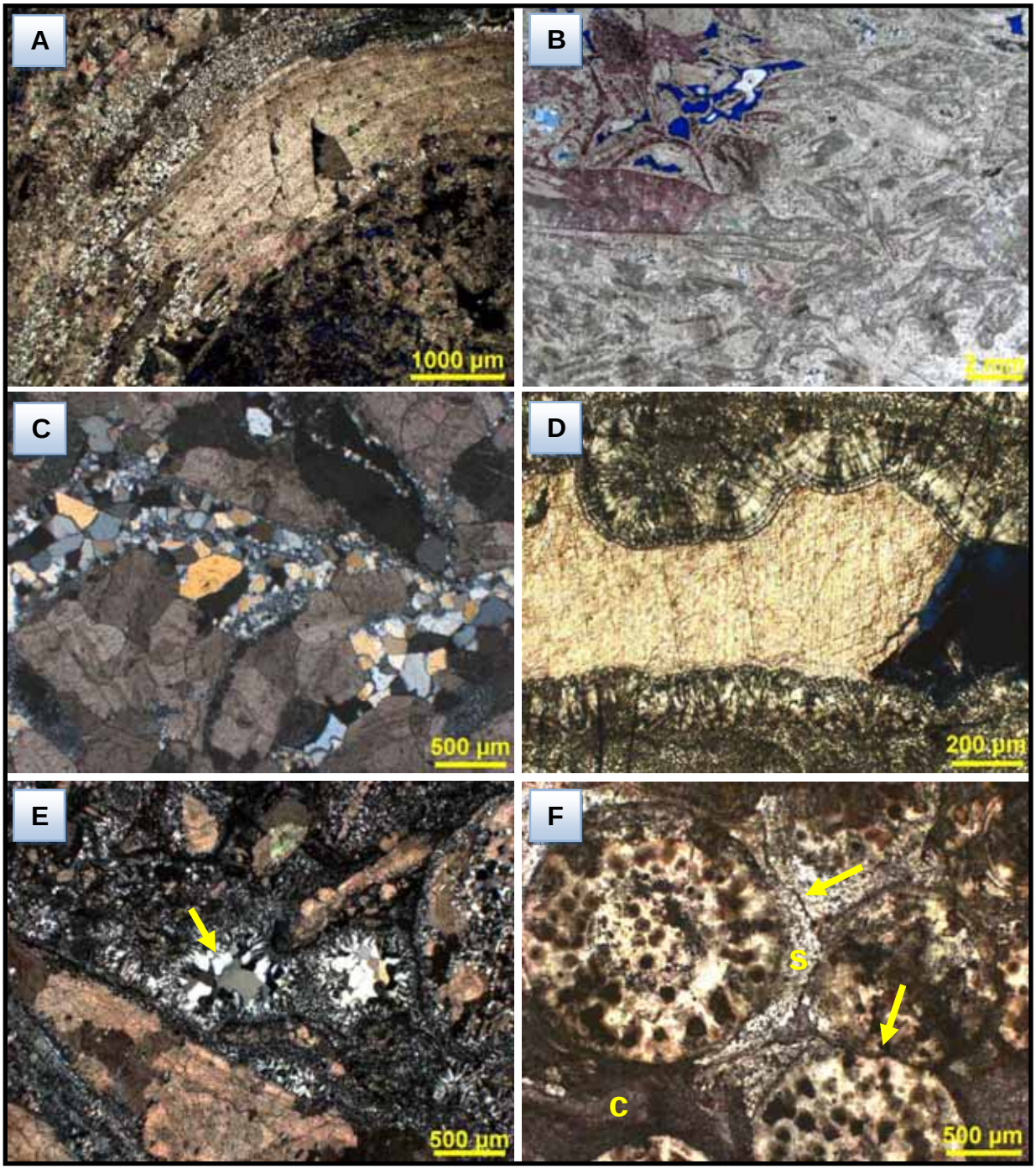


Figura 6.5 – A) Substituição parcial de concha de bivalve por quartzo microcristalino (Poço 66 / Prof. 2991,75 m). B) Silicificação pervasiva de *rudstone* a bivalve. A lâmina está tingida por alizarina no quadrante superior esquerdo, conferindo coloração avermelhada às conchas de bivalve de composição calcítica (Poço 66 / Prof. 2978,65 m). C) Substituição do cimento de calcita espática por macroquartzo (Poço 36 / Prof. 2824,50 m). D) Calcedônia reveste cavidade preenchida parcialmente por cristal de calcita espática (Poço 66 / Prof. 2973,45 m). E) *Rudstone* intensamente silicificado. Cavidade preenchida por mosaico grosso de quatzo (seta) (Poço 17 / Prof. 2648,15 m). F) *Grainstone* oolítico cimentado por calcita, a qual é substituída por sílica (c = calcita, s = sílica). Estilólito presente no contato entre os oóides silicificados e cortando o cimento silicificado (setas) (Poço 36 / Prof. 2806,90 m). Fotomicrografias B e F obtidas sob nicóis paralelos e as demais em luz plano-polarizada.

6.2.5 Compactação

Os processos de compactação que atuam nas rochas carbonáticas em subsuperfície são um dos principais fatores responsáveis pela redução da porosidade e permeabilidade (FLÜGEL, 2004). Podem ser tão intensos a ponto de obliterar totalmente a porosidade de uma rocha. Os processos de compactação são subdivididos em processos mecânicos e processos químicos. Os processos mecânicos incluem rotação e empacotamento de grãos (requerem análise dos tipos de contatos entre grãos: pontual, reto e côncavo-convexo), esmagamento de grãos dúcteis e ruptura de grãos frágeis. A compactação química implica em dissolução por pressão quando é ultrapassada a resistência mecânica dos constituintes da rocha e indica grande sobrecarga da coluna litológica. Neste processo ocorre a liberação de íons carbonáticos, que irão precipitar-se nas vizinhanças como cimento tardio. As feições mais comuns de compactação química são os estilólitos, os contatos interpenetrados de grãos e os filmes de dissolução.

No intervalo estudado das coquinas, a compactação mecânica é indicada pela fragmentação física das conchas de bivalves (Figura 6.6, A) e empacotamento denso dos grãos bioclásticos. As principais evidências de compactação química identificadas são estilólitos, contatos suturados entre os bioclastos, que se interpenetram, *dissolutions seams* associadas às fácies carbonáticas finas argilosas, formando um padrão anastomosado, e filmes argilosos ou micríticos com textura nodular (Fig. 6.6, B, C e D). É bastante comum a ocorrência de estilólitos dispostos na horizontal nas fácies mais recristalizadas com empacotamento denso. Em geral, apresentam pequena amplitude e, em determinados níveis, ocorrem em grande concentração formando enxame. Eventualmente, os estilólitos podem estar preenchidos por óleo, o que indica que serviram como conduto para a migração de hidrocarbonetos. Existem casos no mundo onde os estilótitos dissolvidos atuam como pseudo-fraturas preenchidas por óleo. Estas feições também podem atuar como barreiras de permeabilidade ao fluxo de fluidos quando estão preenchidas por resíduo insolúvel.

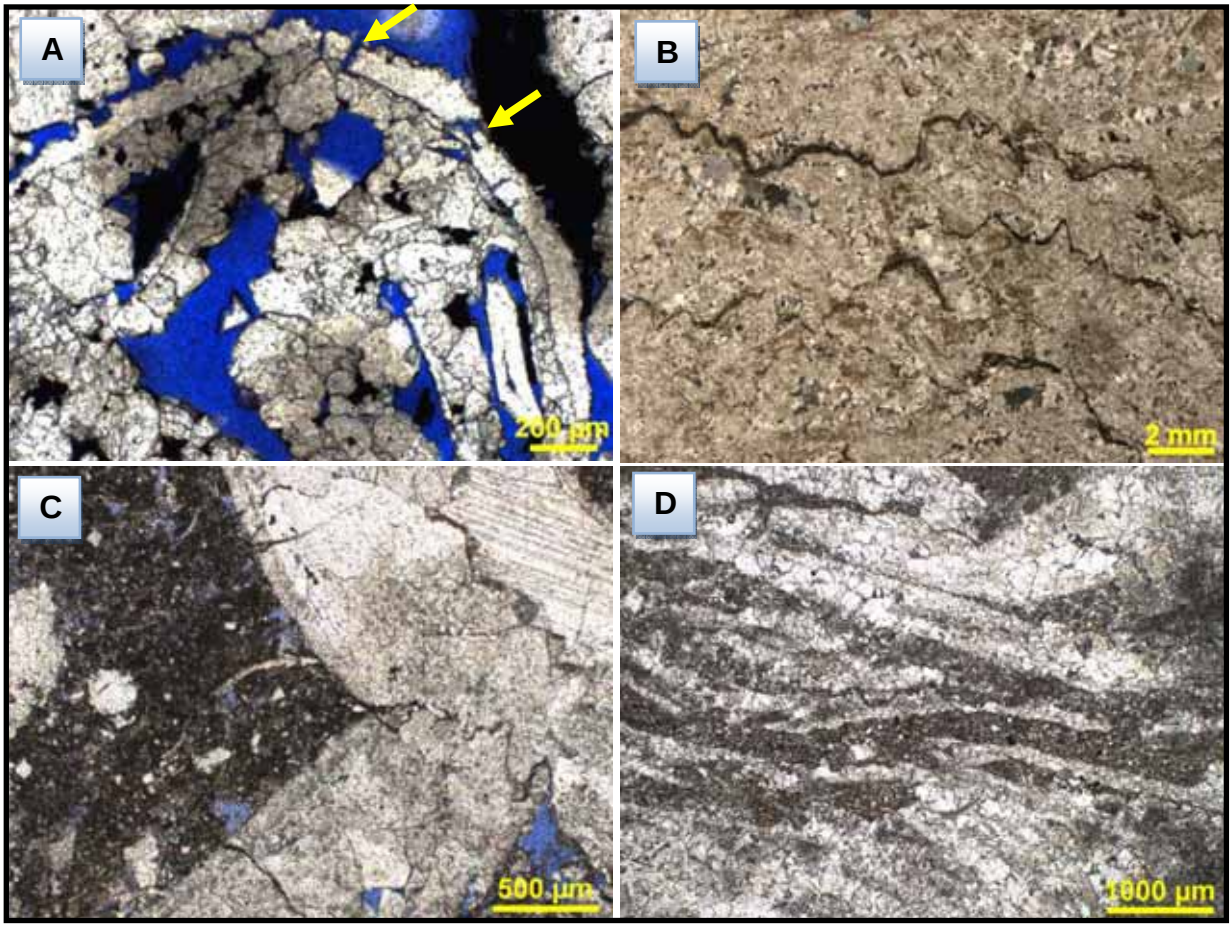


Figura 6.6 – A) Compactação mecânica indicada pela fragamentação de concha de bivalve (seta) (Poço 36 / Prof. 2816,50 m). B) Compactação química evidenciada pela dissolução por pressão. O estilólito é definido pela concentração de material insolúvel ao longo da superfície irregular serrilhada (Poço 66 / Prof. 2985,55 m). C) Contato suturado entre bioclastos (Poço 66 / Prof. 2976,15 m). D) *Dissolution Seams* marcada pela concentração de material argiloso, pirita, grãos detríticos (Poço 66 / Prof. 2981,70 m). Fotomicrografia B obtida em luz plano-polarizada e as demais com nicóis paralelos.

6.2.6 Dissolução

A dissolução atuou de maneira intensa nas fácies carbonáticas retrabalhadas de alta energia que compõem o intervalo estratigráfico das coquinas, e que correspondem aos *rudstone*s e *grainstone*s bioclásticos. Este processo foi responsável pela dissolução do material intersticial (cimento espático / matriz micrítica recristalizada) e bioclastos (Figura 6.7), gerando porosidade secundária dos tipos interpartícula, vugular, móldica, e intercristalina.

A dissolução ocorreu em dois estágios diagenéticos distintos: em superfície e em subsuperfície. O primeiro estágio da dissolução ocorreu na zona freática vadosa ou meteórica. Nesta etapa foi gerada porosidade secundária pela dissolução de

cimento, matriz e grãos de estevensita. No topo da zona vadosa, ocorreu à formação de solo pisolítico e brechação durante períodos de exposição subaérea na margem do lago e nos altos estruturais isolados. No segundo estágio, a dissolução em subsuperfície gerou porosidade secundária ao longo da superfície de dissolução de alguns estilólitos. Estes estilólitos estão saturados por óleo, indicando que atuaram como condutos para a migração de hidrocarbonetos.

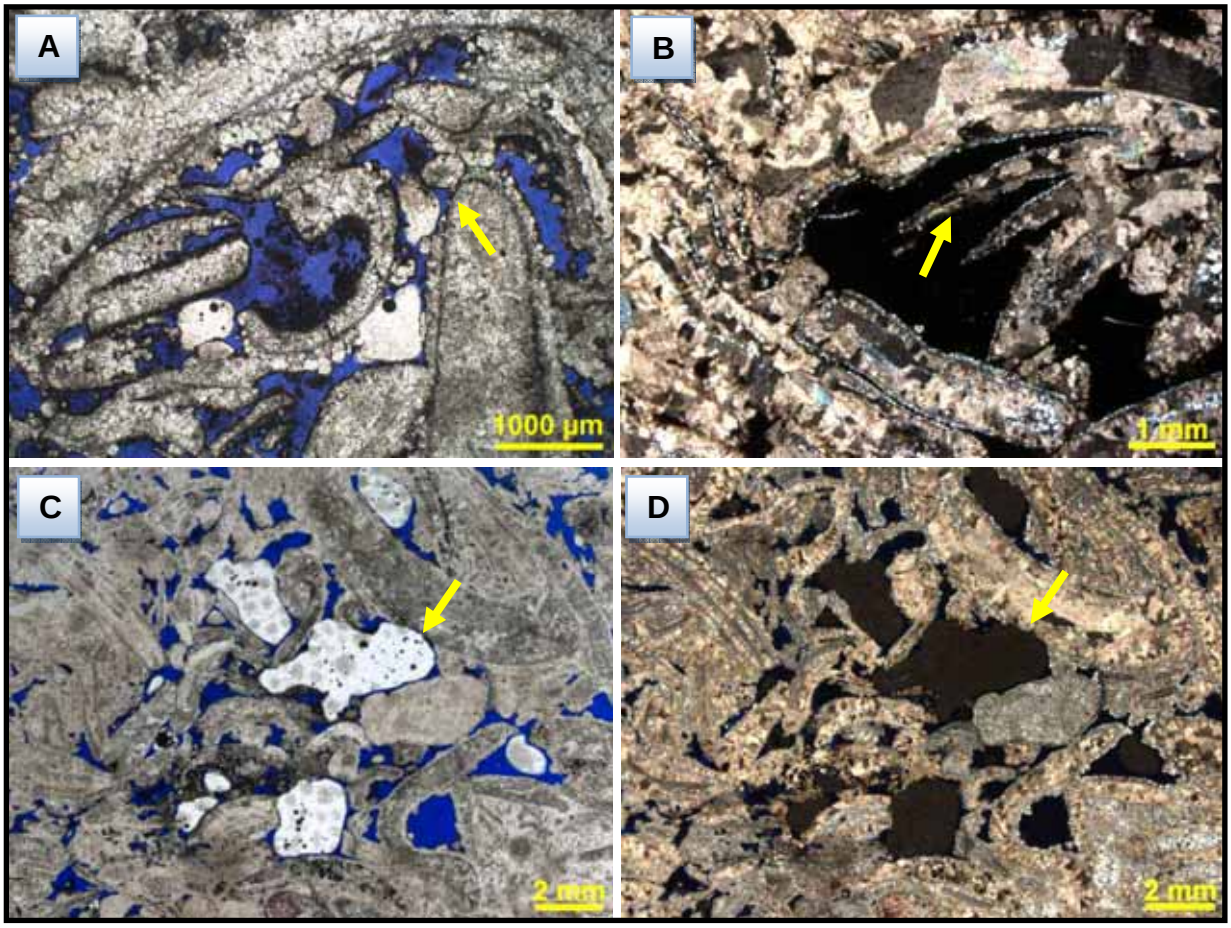


Figura 6.7 – A) Fotomicrografia de franja de calcita parcialmente dissolvida (Poço 66 / Prof. 2972,45 m). B) *Rudstone* a bivalves com porosidade vugular. Franja de sílica, que envolve as conchas de bivalves, encontra-se parcialmente dissolvida (Poço 36 / Prof. 2775,50 m). C e D) *Rudstone* a bivalves com porosidade vugular e interpartícula gerada pela dissolução de bioclastos e franja de sílica. (Poço 66 / Prof. 2978,65 m). Fotomicrografias A e C obtidas son nicóis paralelos e as demais em luz plano-polarizada.

6.3 Evolução Diagenética

A partir das feições diagenéticas observadas, foi possível estabelecer, sequencialmente, as modificações sofridas pela rocha desde a sua deposição até a época em que a mesma adquiriu suas características atuais.

A sequência das coquinas foi submetida a dois estágios diagenéticos. O primeiro refere-se às alterações dos sedimentos que ocorreram muito cedo, em superfície (eodiagênese). Nesta etapa, as coquinas formavam barras, bancos e praias carbonáticas emersos durante períodos de nível de lago baixo, possibilitando a implantação de lentes de águas meteóricas, e submetendo os *rudstones* e *grainstones* a intensa diagênese meteórica, tanto freática quanto vadosa. O segundo estágio diz respeito a processos ocorridos mais tarde, em subsuperfície (mesodiagênese), ou seja, a alterações que ocorreram durante o soterramento do sedimento.

A evolução diagenética das coquinas incluiu basicamente os seguintes processos: a) micritização na zona freática meteórica estagnada, b) precipitação de cimento calcífero do tipo franja em ambiente meteórico freático, obliterando a porosidade primária interpartícula, c) neomorfismo das conchas e arcabouço da rocha (matriz e bioclastos), devido à ação de águas meteóricas sobre minerais formados em ambiente lacustre salobro rico em magnésio, d) dissolução na zona meteórica freática ou vadosa, gerando porosidade secundária dos tipos móldica e vugular e desenvolvimento de feições pedogenéticas (paleossolo pisolítico/brechas), e) retomada da cimentação calcítica do tipo drusiforme, preenchendo as cavidades geradas pela dissolução de bioclastos, seguida de f) cimentação do tipo mosaico grosso em ambiente freático, g) silicificação, h) compactação mecânica produzida pelo progressivo soterramento das coquinas e dissolução por pressão, responsável pela formação de estilólitos, i) cimentação calcítica blocosa e em fraturas e j) novo processo de dissolução associado à entrada de hidrocarbonetos e/ou fluidos hidrotermais. Os principais processos diagenéticos que afetaram as coquinas Lagoa Feia e sua evolução no tempo são apresentadas na Figura 6.8.

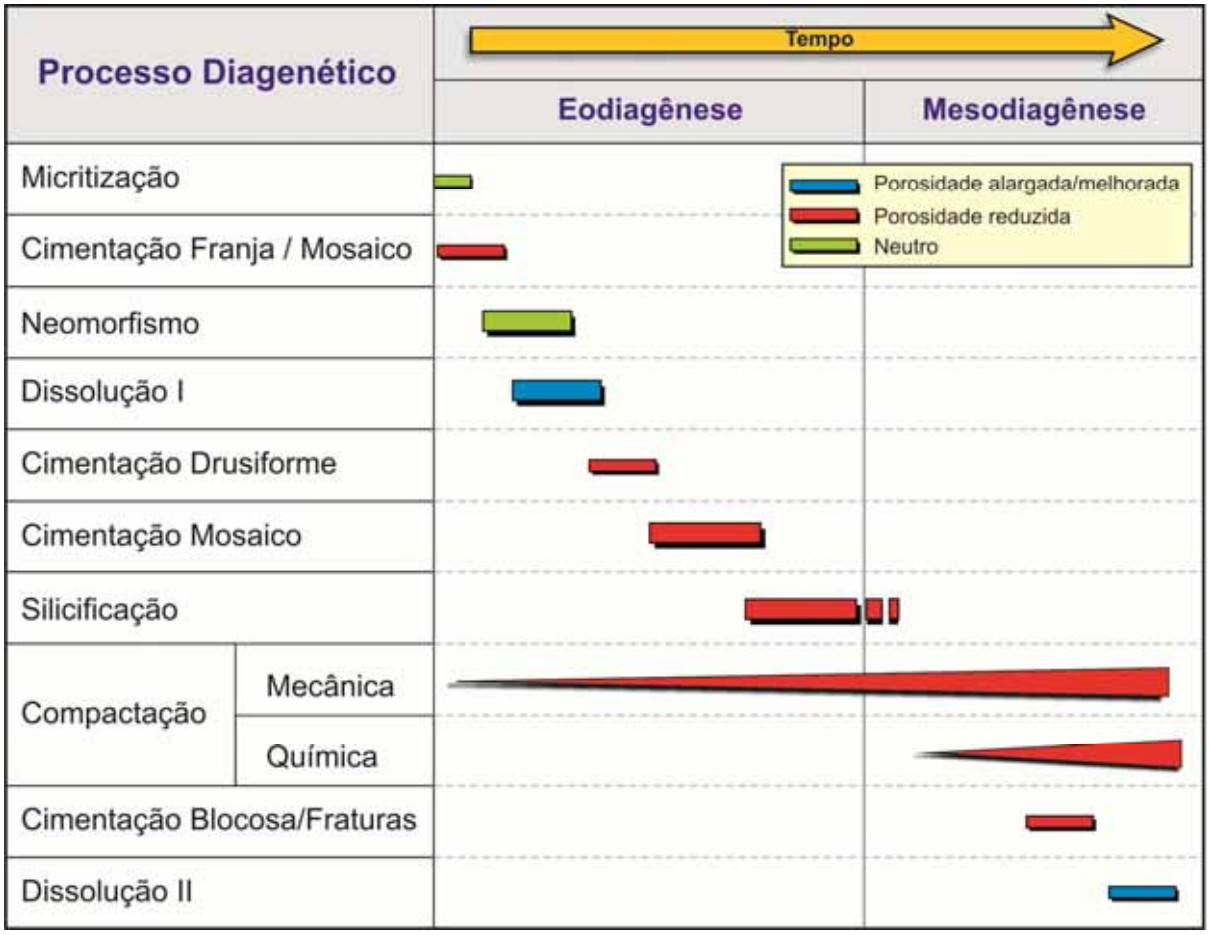


Figura 6.8 – Processos diagenéticos identificados nas coquinas Lagoa Feia e sua evolução temporal. A espessura da barra indica a importância relativa do processo diagenético e o comprimento, a sua extensão temporal. A cor da barra reflete o impacto positivo, negativo ou neutro do processo diagenético em relação à porosidade.

6.4 Porosidade

A evolução do sistema poroso em rochas carbonáticas é controlada, dominantemente, pela textura deposicional e por processos diagenéticos. A porosidade tem uma história evolutiva, podendo ser criada, modificada ou destruída à medida que a rocha é submetida aos processos diagenéticos iniciais em superfície (eodiagênese), subsuperfície (mesodiagênese) e exposição tardia (telodiagênese). Em geral, o sistema poroso em rochas carbonáticas é bastante complexo e heterogêneo, genética e geometricamente, e a porosidade tem caráter poligenético, tanto do ponto de vista temporal como do modo de origem (CHOQUETTE E PRAY, 1970).

No intervalo estratigráfico das coquinas os principais tipos de porosidade observados, por ordem de importância, são: interpartícula, vugular, móldica, e intercristalina (Figura 6.9).

A porosidade interpartícula ocorre predominantemente nas fácies carbonáticas retrabalhadas de alta energia composta por *rudstone*s e *grainstone*s a bivalves com seleção boa a moderada (Figura 6.9, A). Em certos casos essa porosidade deposicional primária foi reduzida por processos diagenéticos, tais como cimentação por calcita espática na forma de franja e mosaico ou por cimento de quartzo e por compactação devido ao soterramento. Este tipo de porosidade também pode ter origem secundária, gerada pela dissolução de cimento espático e matriz.

A porosidade vugular é extremamente comum nos testemunhos analisados e foi originada pela dissolução da matriz recristalizada, cimento espático e grãos bioclásticos (Figura 6.9, B). Os *vugs* apresentam formato irregular, e são caracterizados por macroporos de dimensões milimétricas (> 2 mm) a centimétricas. Este tipo de porosidade é interpretada como originada no ambiente meteórico vadoso ou freático. A porosidade vugular é resultante do alargamento de poros interpartícula ou, por vezes, a geometria do *vug* em formato alongado indica que sua origem foi precedida por um poro móldico de bivalve alargado/ampliado.

A porosidade móldica é formada por poros de origem secundária originados pela dissolução total de bioclastos de bivalves, valvas de ostracodes e oóides de talco-estevensita, e ocorre principalmente na fácies *rudstone* com arcabouço calcarenítico bimodal (Figura 6.9, C). Este tipo de porosidade seletiva da fábrica foi favorecida nos casos em que os bivalves apresentavam composição mineralógica originalmente aragonítica, mais suscetíveis à dissolução. A porosidade móldica pode ser reduzida por cimentação parcial do bivalve (Figura 6.9, D).

A porosidade intercristalina ocorre entre os cristais da matriz micrítica e é responsável pela microporosidade primária existente nas fácies carbonáticas finas, compostas por *mudstone*s e *wackestone*s (Figura 6.9, E). Este tipo de porosidade pode ter origem secundária gerada por neomorfismo e/ou dissolução parcial da matriz e/ou cimento. Subordinadamente, porosidade em fraturas/canais também podem ocorrer (Figura 6.9, F), bem como ao longo da superfície de estilólitos, formada pela dissolução do resíduo insolúvel em subsuperfície.

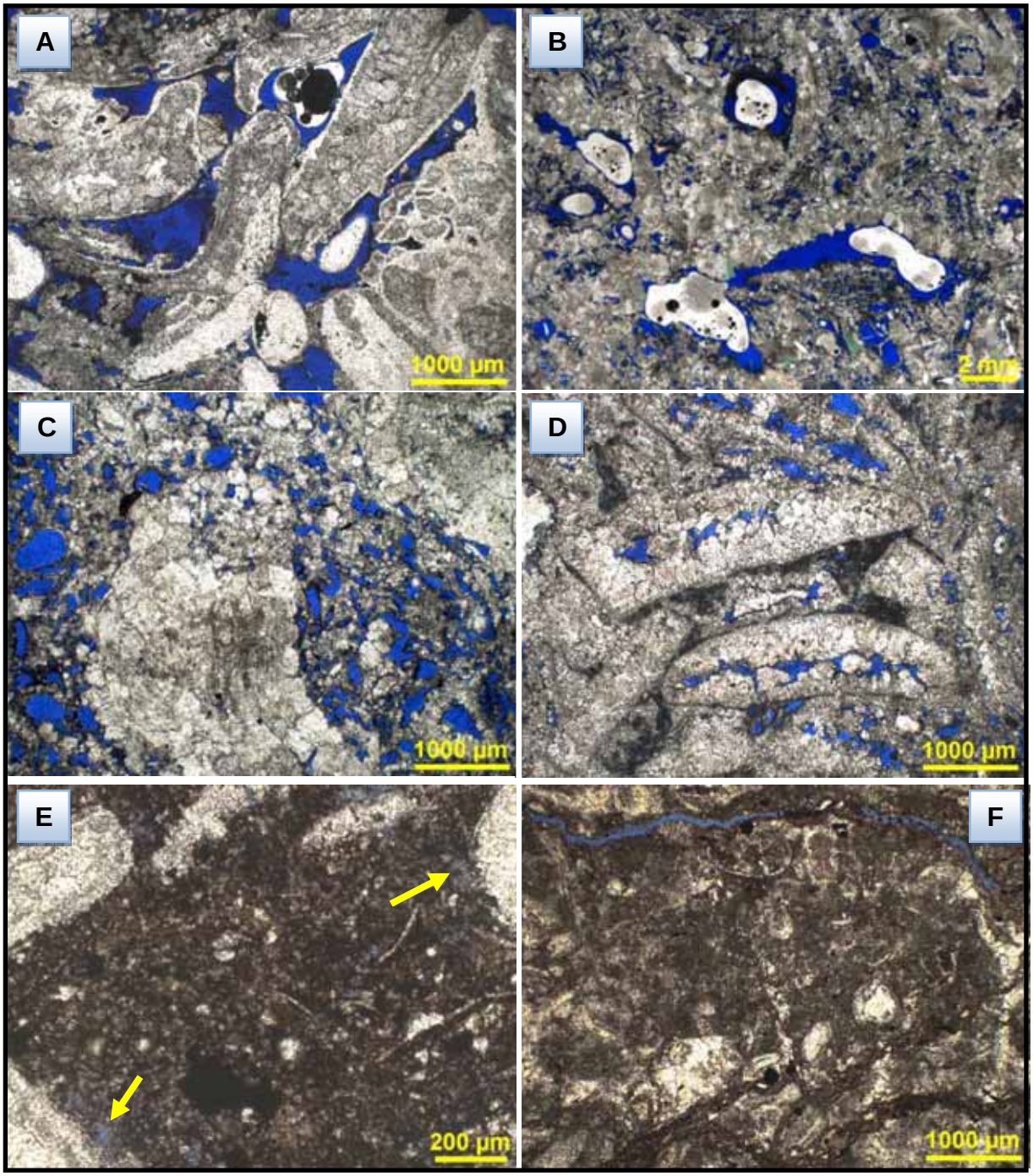


Figura 6.9 – Tipos de porosidade descritas na seção das coquinas. As lâminas estão impregnadas com resina epóxi azul para ressaltar a porosidade. A) Porosidade interpartícula em *rudstone* a bivalves (Poço 66 / Prof. 2978,65 m). B) Porosidade vugular gerada pela dissolução de cimento e bioclastos. Os *vugs* estão parcialmente preenchidos com resina (Poço 66 / Prof. 2993,25 m). C) Porosidade móldica gerada pela dissolução de conchas de bivalves e oóides de talco-estevensita em *rudstone* com arcabouço calcarenítico bimodal (Poço 66 / Prof. 2993,25 m). D) Porosidade móldica parcialmente reduzida por cimentação do bioclasto de bivalve (Poço 66 / Prof. 2987,95 m). E) Microporosidade presente na matriz micrítica (seta) (Poço 66 / Prof. 2976,15 m). F) Porosidade ao longo da fratura (Poço 66 / Prof. 2980,80 m).

7 FATORES CONTROLADORES DA QUALIDADE DO RESERVATÓRIO CARBONÁTICO DAS COQUINAS

A qualidade de um reservatório de petróleo pode ser avaliada segundo Blauth (1993) pelos seguintes parâmetros:

- Volume de petróleo acumulado na jazida;
- Qualidade do petróleo contido na jazida;
- Capacidade de produção do reservatório;
- Eficiência de recuperação do reservatório (*i.e*., maior ou menor retenção de petróleo no espaço poroso, encerrado o período de produção).

Vários fatores atuam durante a história evolutiva de um reservatório para que o mesmo tenha maior ou menor capacidade de armazenamento e capacidade de fluxo de um fluido. A capacidade de armazenamento está diretamente relacionada à propriedade porosidade, ao passo que a capacidade de fluxo do meio é um atributo diretamente associado à permeabilidade.

A porosidade é a propriedade que determina o volume de espaços vazios existentes em uma rocha. Define-se porosidade total como sendo a percentagem total de espaços vazios de uma rocha e porosidade efetiva a percentagem de espaços vazios intercomunicados.

A permeabilidade é a principal propriedade de rocha que controla a produção, sendo definida conceitualmente como a capacidade do meio de permitir o fluxo de fluidos. Os principais controles da permeabilidade são o tamanho e o diâmetro da garganta dos poros, o volume poroso efetivo ao fluxo e a conectividade do sistema poroso. Quanto mais cheio de estrangulamentos, mais estreitos e mais tortuosos forem os poros maior será o grau de dificuldade para os fluidos se moverem no seu interior. Por outro lado, poros maiores e mais interconectados oferecem menor resistência ao fluxo de fluidos. Cabe salientar ainda que quanto maior a isópaca permoporosa maior será a capacidade de produção. A transmissibilidade (K x H) é a propriedade que une estes dois conceitos, permeabilidade (K) e isópaca (H), de forma que, não somente a permeabilidade, mas também a espessura porosa irá

controlar a capacidade de fluxo, ou seja, onde depositar maiores espessuras de rocha com boa permeabilidade haverá melhores reservatórios.

Os fatores que controlam a qualidade de um reservatório podem ser de ordem estrutural, deposicional e diagenética. Eles irão impactar a capacidade de armazenamento e fluxo do reservatório introduzindo heterogeneidades, ou seja, fatores que causam o retardamento ou a interrupção do deslocamento do fluxo de fluidos dentro do reservatório. O produto final da ação dessas variáveis são volumes de rochas que apresentam diferentes capacidades de armazenamento e de fluxo.

A complexidade introduzida no reservatório pelas heterogeneidades deposicionais e diagenéticas irá definir locais favoráveis à produção de petróleo, delineando caminhos preferenciais para o escoamento de fluidos. As heterogeneidades afetam a distribuição espacial das propriedades petrofísicas, geralmente promovendo o trapeamento do óleo e, com isso, causando redução na recuperação do petróleo. Este fato é extremamente importante para reservatórios carbonáticos, em geral mais heterogêneos que os siliciclásticos, daí a importância do tema no presente trabalho. A melhor caracterização destas heterogeneidades promove a otimização do plano de drenagem dos reservatórios carbonáticos (Figura 7.1).

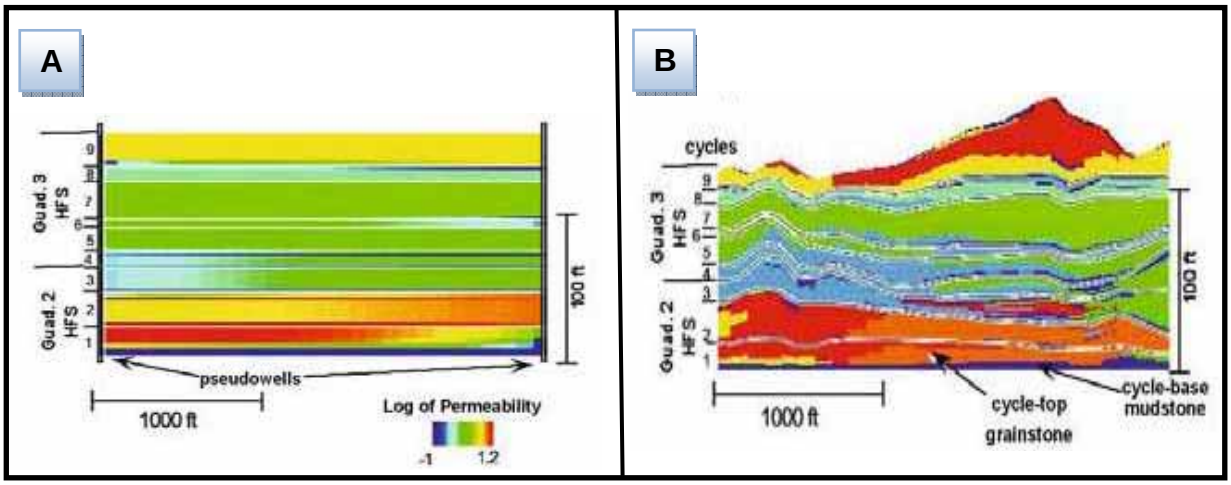


Figura 7.1 – Impacto da introdução de heterogeneidades no modelo de permeabilidade para a simulação de fluxo: (A) modelo homogêneo gerado pela interpolação de dados e (B) modelo heterogêneo com base em afloramento. O modelo homogêneo tem fator de recuperação de óleo de 50% enquanto o modelo heterogêneo, 35% (Algerita Scarpment, Lawyer Canyon, New Mexico, USA; LUCIA, 2007).

7.1 Controle Tectono-Estrutural

O estágio rifte das bacias marginais brasileiras caracterizou-se por ser uma fase tectonicamente ativa marcada pela elevada taxa de subsidência mecânica, cujo controle foi exercido pela taxa de extensão da litosfera, estiramento crustal (CHANG et al., 1992). Durante este estágio, os esforços predominantemente extensionais atuantes na Bacia de Campos produziram um processo de estiramento e fraturamento da crosta continental, gerando blocos crustais tectonicamente ativos, que foram rotacionados e são limitados por falhas normais sintéticas e antitéticas. Estes blocos crustais formaram uma série de *horsts* e meio-grábens de direção NE, com geometria assimétrica, que moldaram o relevo topográfico regional da bacia à época de deposição das coquinas.

A estruturação rifte possibilitou a instalação de um complexo sistema lacustre durante a ruptura do supercontinente Gondwana e separação entre os continentes sul-americano e africano, no estágio anterior a abertura do oceano Atlântico, a exemplo do que ocorre atualmente no sistema rifte do leste da África (Figura 7.2). Vários lagos de dimensões e geometrias distintas preencheram o espaço de acomodação então criado, caracterizando um ambiente de deposição essencialmente continental. O conjunto de lagos que constituía o sistema lacustre poderia estar fisicamente isolado por altos do embasamento e, eventualmente, entrar em comunicação, durante períodos de nível de água do lago alto. Os principais fatores que controlaram as flutuações de nível do lago foram às variações climáticas e tectônicas.

O relevo topográfico formado pela alternância de altos estruturais e depressões influenciou o padrão de sedimentação e a geometria deposicional; produziu diferenças de espessura nos pacotes sedimentares (espessamento e afinamento de seção) e controlou a distribuição espacial das fácies e, consequentemente, a qualidade dos reservatórios, que está intimamente relacionada à textura deposicional. Os altos topográficos foram zonas de limitada deposição, não-deposição ou erosão, ao passo que os baixos foram preenchidos por espessa seção sedimentar lacustre pertencente à Formação Atafona, em fase precedente à acumulação das coquinas da Fm. Coqueiro. Altas taxas de subsidência e sedimentação marcaram os baixos de São João de Barra e Corvina-Parati,

adjacentes ao Alto Regional de Badejo (Figura 7.3). Em função da criação de maior espaço de acomodação nestas áreas, os baixos estruturais apresentam maior espessura de pacotes siliciclásticos, os quais não constituem reservatórios na seção estudada.

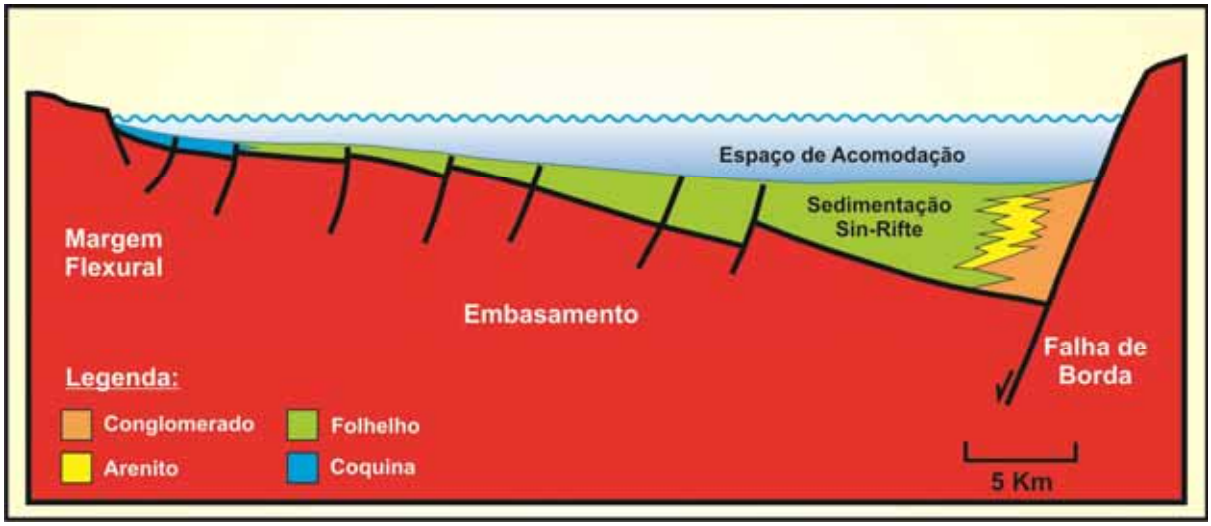


Figura 7.2 – Seção no Lago Tanganica, leste da África, mostrando o arcabouço estrutural típico de uma bacia rifte com geometria assimétrica gerada pela tectônica extensional, que criou uma depressão (espaço de acomodação) onde se instalou o sistema lacustre (modificada de COHEN, 1990; LAMBIASE e BOSWORTH, 1995). O semi-gráben é formado por uma margem do tipo rampa e por uma borda falhada, que controlam o padrão de deposição dos sedimentos. Áreas de exposição subaérea e carstificação estarão localizadas sobre os altos topográficos durante períodos de nível de lago baixo.

A deposição da sequência das coquinas ocorreu associada às bordas do lago propriamente dito, assim como aos altos estruturais do embasamento. Esses blocos elevados emersos também atuavam como importante fonte de sedimentos clásticos, influenciando as características do reservatório. Na região proximal houve uma maior influência siliciclástica devido à presença de leques, aluviais e deltaicos, e rios que deságuavam no corpo lacustre, responsáveis pelo aporte de sedimentos clásticos que prejudicaram a qualidade do reservatório.

A área sob foco está situada nas adjacências de um importante alto estrutural do embasamento denominado Alto Regional de Badejo, que representa o alto estrutural mais próximo à borda de falha da bacia. Este alto é uma das principais feições tectônicas geradas durante a fase rifte e compreende um bloco estrutural alongado segundo a direção NE-SW, que mergulha suavemente em direção a leste (Figura 7.3). O embasamento é composto por baixos e altos relativos locais, que

condicionaram a deposição da seção carbonática lacustre, conforme explicita o mapa da Figura 7.4. Neste mapa, que cobre a área de estudo, é possível visualizar

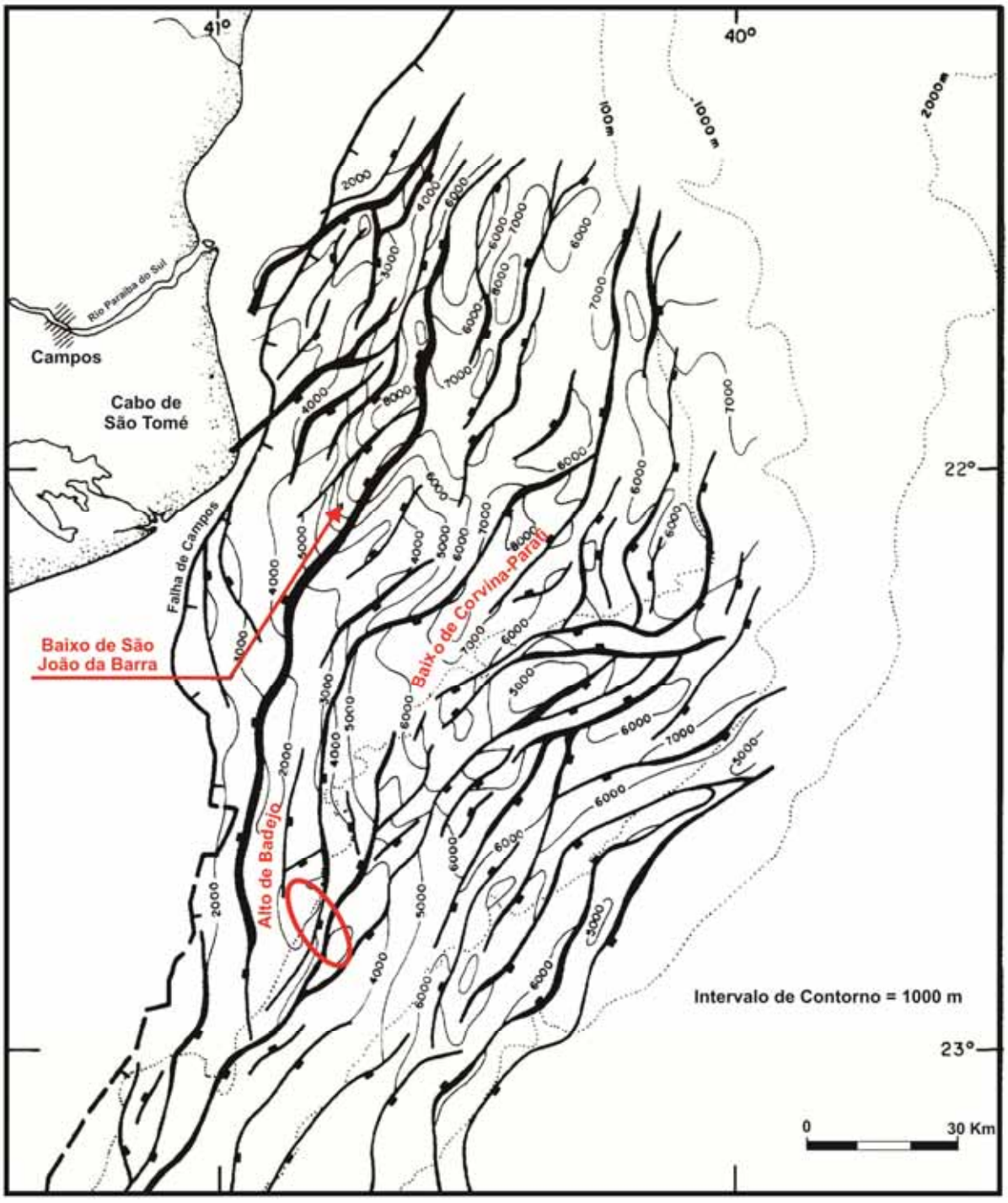


Figura 7.3 – Mapa estrutural do topo do embasamento mostrando as principais feições estruturais da Bacia de Campos, a localização do Alto de Badejo (GUARDADO et al., 1989) e a indicação aproximada da área com as coquinas aqui estudadas.

um importante alto estrutural existente na porção sul, formando um bloco alongado com *trend* NE-SW. Na região centro-norte a estruturação do embasamento é mais complexa, o que se reflete em maiores variações de espessura.

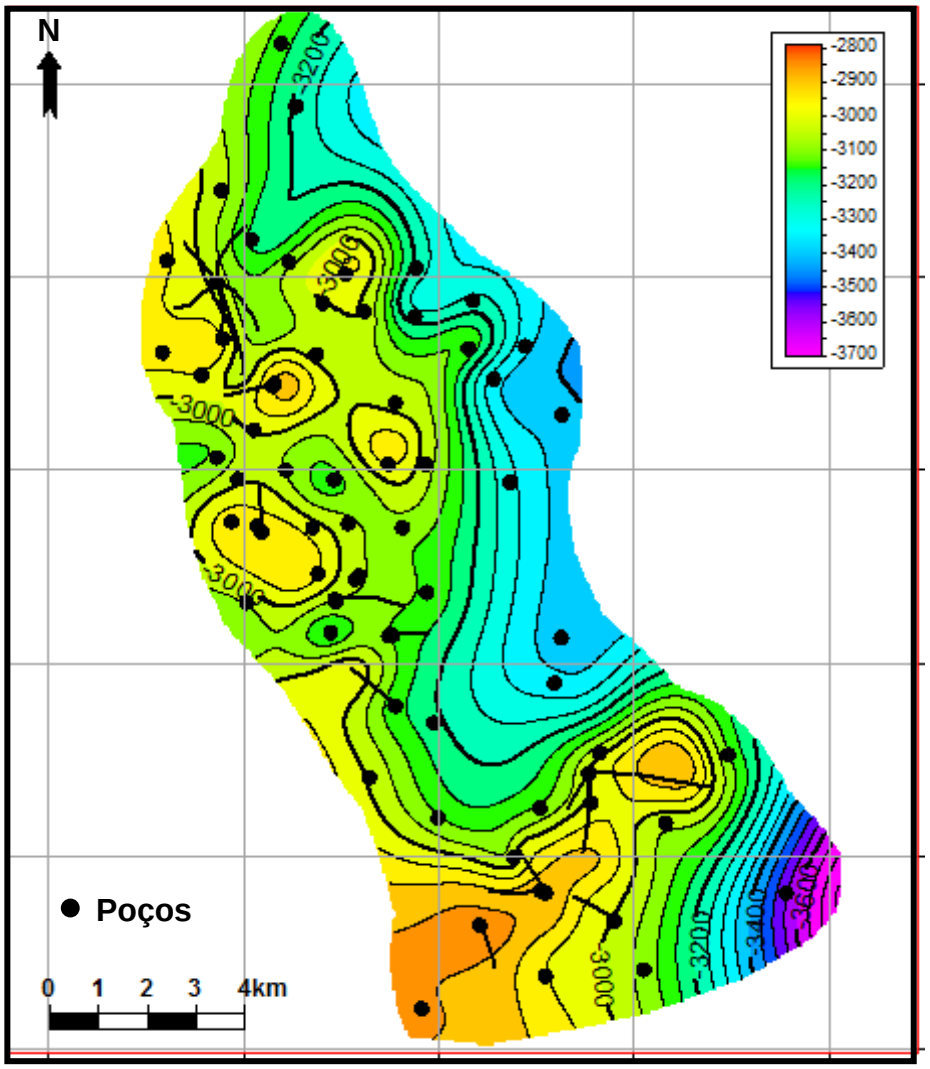


Figura 7.4 – Mapa de contorno estrutural do topo do embasamento da área de estudo (sudoeste da Bacia de Campos) gerado pela interpolação de poços que atravessaram a Fm. Cabiúnas, mostrando a tendência regional de mergulho em direção a NE. Na porção sul observa-se uma feição estrutural positiva alongada NE-SW, enquanto em direção a noroeste ocorrem altos relativos.

As coquinas-reservatório do Grupo Lagoa Feia constituem um depósito carbonático alongado com direção principal NW-SE (Figura 7.5). Esta acumulação evidencia uma estrutura monoclinal com direção principal Norte-Sul e mergulho suave para leste. O reservatório comporta falhas normais de pequeno rejeito, com orientação principal NE-SW, e mergulho para o quadrante NW. A estruturação rifte

do embasamento é tão marcante no controle da sedimentação que se reflete no mapa estrutural de topo da coquina inferior.

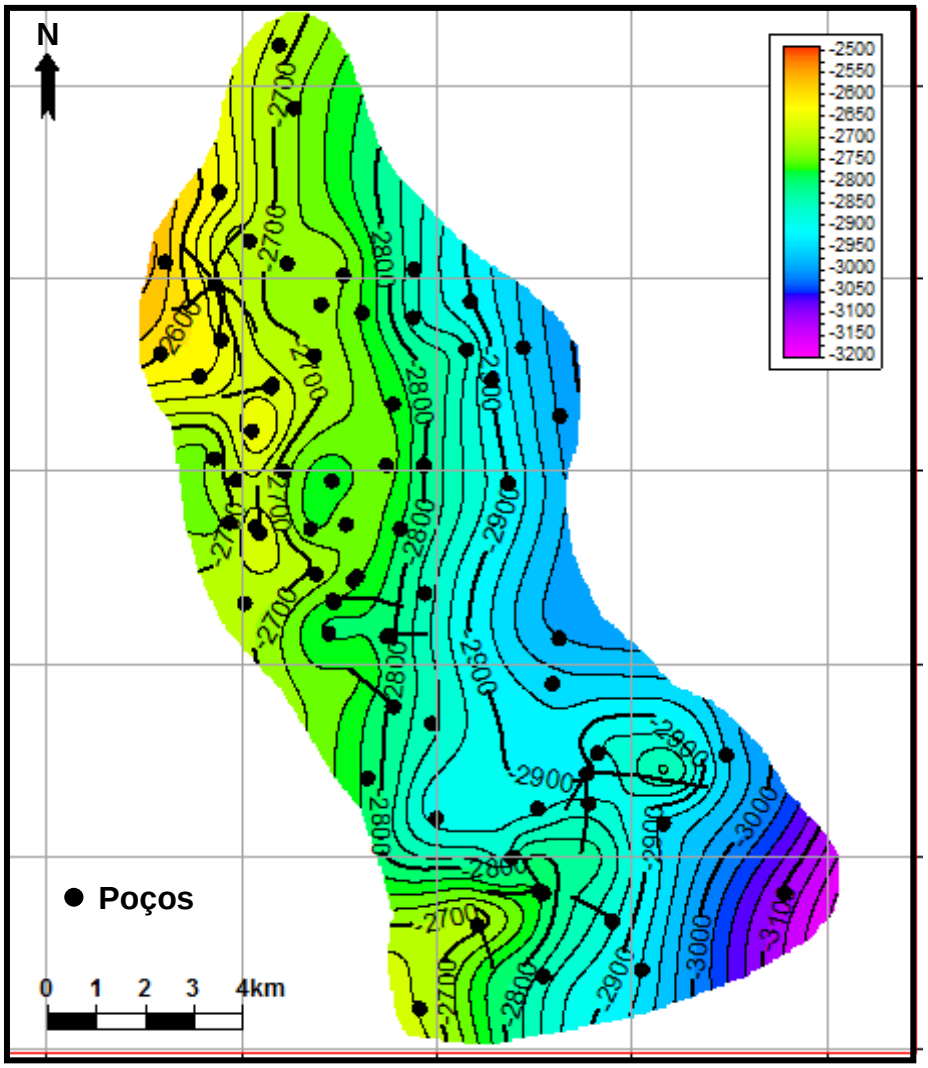


Figura 7.5 – Mapa de contorno estrutural do topo do reservatório da coquina inferior, mostrando a feição monoclinal N-S com mergulho para leste (sudoeste da Bacia de Campos).

A deposição das coquinas em uma bacia rifte tectonicamente ativa foi fortemente controlada pelos altos do embasamento e falhas contemporâneas à deposição, que promoveram crescimento de seção nos blocos baixos e afetaram a continuidade estratigráfica lateral das coquinas. Tais feições são facilmente identificadas nas seções estratigráficas e revelam a simultaneidade dos eventos tectono-sedimentares (Figuras 7.6, 7.7 e 7.8).

As acumulações de coquinas se desenvolveram melhor ao longo dos flancos e sobre altos estruturais da fase rifte, mas distantes do influxo de sedimentos terrígenos. As falhas criaram depocentros onde se acumularam espessos pacotes de coquinas amalgamadas, influenciando, inclusive, a geometria resultante dos

corpos sedimentares. Estas áreas são sítios favoráveis à acumulação de coquinas em função dos processos sedimentares atuantes nessas regiões. As seções estratigráficas das Figuras 7.6 e 7.8 mostram que as coquinas foram depositadas diretamente sobre o embasamento na porção sul-sudeste da área de estudo, onde os depósitos siliciclásticos estão ausentes ou apresentam espessura bastante reduzida. Também é possível identificar, através de poços, o *onlap* das sequências talco-estevensita e clástica basal sobre os basaltos da Formação Cabiúnas, e o acunhamento dessas unidades siliciclásticas em direção a sudeste.

A grande atividade de falhas normais extensionais durante a fase rifte também controlou a sedimentação de leques aluviais e fan-deltas nas porções proximais junto à falha de borda da bacia e aos altos estruturais do embasamento. Estes depósitos são caracterizados por sedimentos clásticos conglomerático-arenosos ricos em fragmentos de rochas vulcânicas e exibem geometria deposicional cuneiforme.

O acunhamento dos corpos de coquinas ocorre no sentido oeste, onde aumenta a proporção de sedimentos finos (folhelhos, margas e calcilutitos) e arenosos não-reservatório intercalados à seção das coquinas (Figura 7.8). Na porção norte da área de estudo, a seção carbonática ocorre como delgados níveis intercalados com espesso intervalo conglomerático, refletindo a proximidade da borda da bacia, fonte de sedimentos terrígenos, conforme mostra o perfil do Poço 1. Essas camadas de sedimentos clásticos grossos vão diminuindo de espessura e perdem importância em direção a sudeste.

A importância do componente estrutural para a acumulação das coquinas também se reflete no controle sobre a diagênese. As falhas sin-sedimentares também podem ter atuado como conduto para o fluxo de fluidos e favorecido a diagênese, além de ter impacto significativo para a continuidade lateral do reservatório, atuando como barreiras. Segundo Castro (2006), as falhas extensionais herdadas do rifteamento pós-basáltico exerceram um importante papel na orientação da diagênese servindo como conduto para a circulação de água meteórica, que promoveu dissolução carbonática e criação de porosidade secundária nas coquinas. Isto é fortemente sugerido, segundo o autor, pela maior ocorrência de coquina porosa nas vizinhanças das falhas principais, onde se evidencia acentuada melhoria na qualidade do reservatório, principalmente no Campo de Pampo, conforme constatado por Horschutz e Scuta (1992).

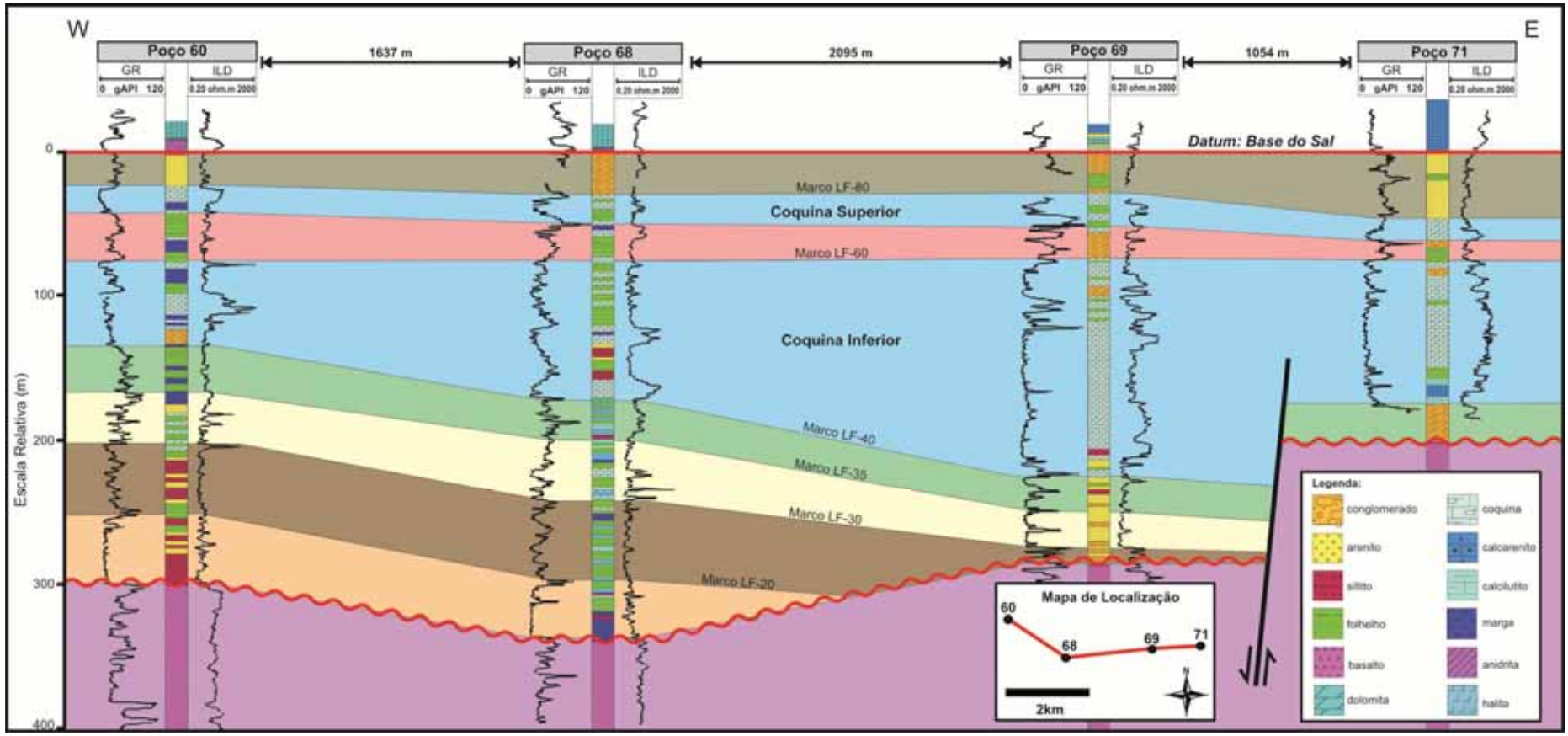


Figura 7.6 – Seção estratigráfica mostrando a influência de uma falha de crescimento na deposição das coquinas (sudoeste da Bacia de Campos). O crescimento de seção no bloco baixo da falha revela a contemporaneidade da tectônica e sedimentação.

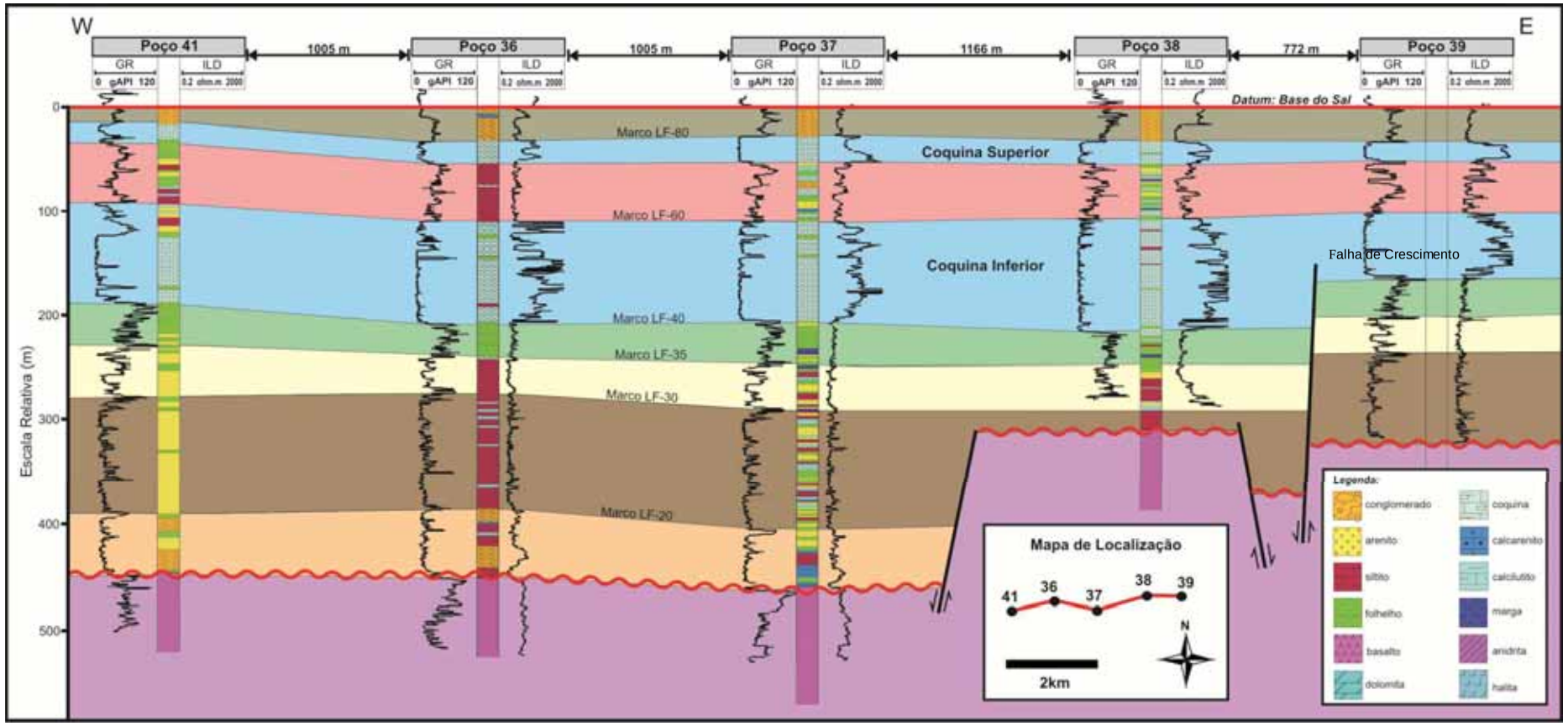


Figura 7.7 – Seção estratigráfica W-E mostrando a influência do arcabouço estrutural na deposição das coquinas (sudoeste da Bacia de Campos). O crescimento de seção no bloco baixo da falha revela a contemporaneidade da tectônica e sedimentação.

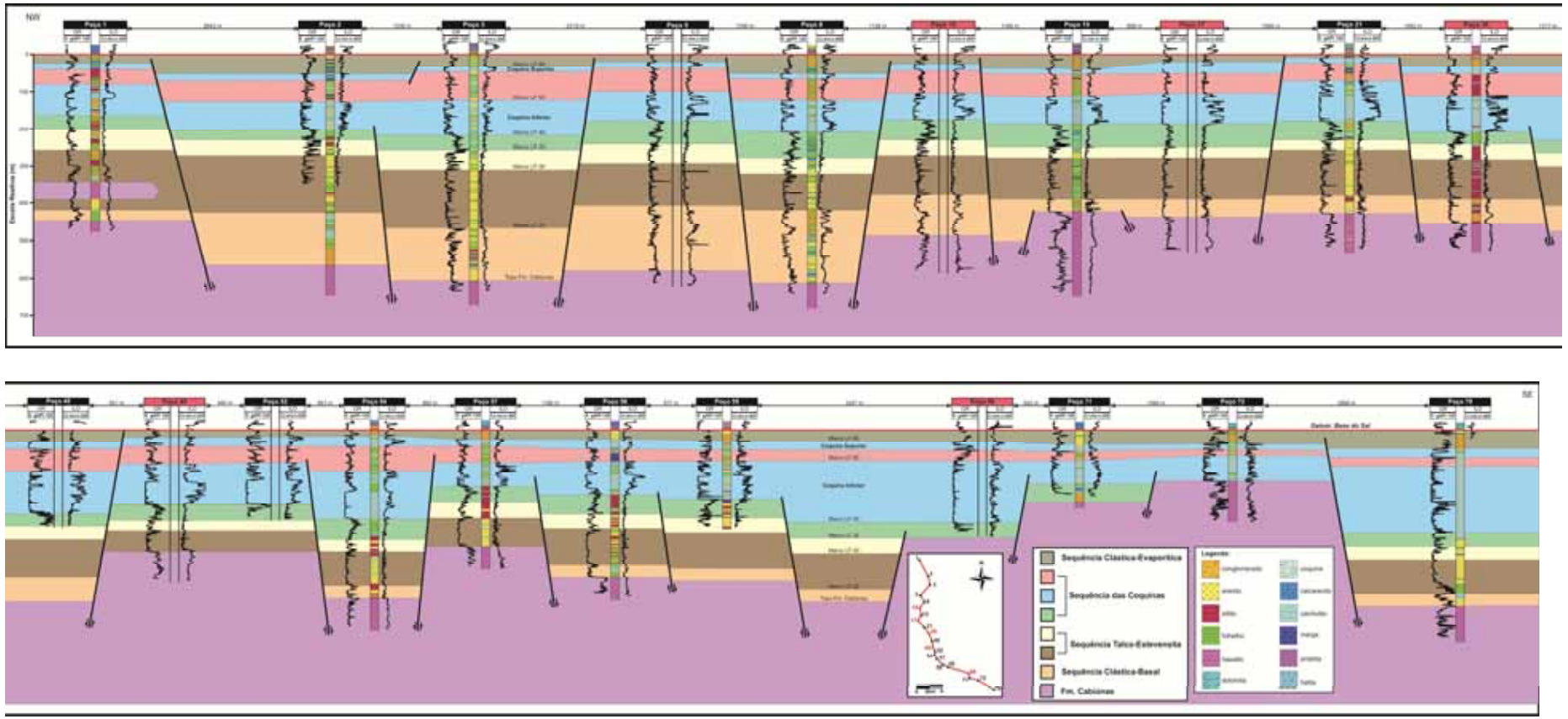


Figura 7.8 – Seção estratigráfica *dip* mostrando correlação regional na área estudada (sudoeste da Bacia de Campos). Destaque para os poços em vermelho, cujos testemunhos foram descritos no presente estudo.

O padrão de espessura no mapa de isópacas da coquina revela os altos e baixos topográficos que existiam à época da deposição dos sedimentos carbonáticos. A Figura 7.9 mostra o mapa de isópaca construído para o intervalo estratigráfico da coquina inferior e o mapa estrutural do topo do embasamento. A grande variação de isópaca das coquinas, que abrange valores de 30 até 200 m, está associada à estruturação rifte do embasamento. O expressivo aumento de espessura está associado aos baixos estruturais e às falhas de crescimento, em função da maior subsidência associada a essas áreas, ao passo que as menores espessuras equivalem aos altos topográficos. A comparação das duas imagens mostra a relação inversa entre espessura e altos estruturais (menor espessura nos altos e maior espessura nos baixos). Essa relação fica bastante evidente no alto situado na porção sul da área estudada caracterizado por menores espessuras. A espessura média do intervalo das coquinas é de 100 m, formando pacotes amalgamados de até 80 m de espessura. Contudo, apesar das coquinas apresentarem menores espessuras nos altos, os pacotes tendem a ser mais amalgamados nestas posições, com menor intercalação de sedimentos clásticos e níveis argilosos, resultando em pacotes com melhores características permoporosas.

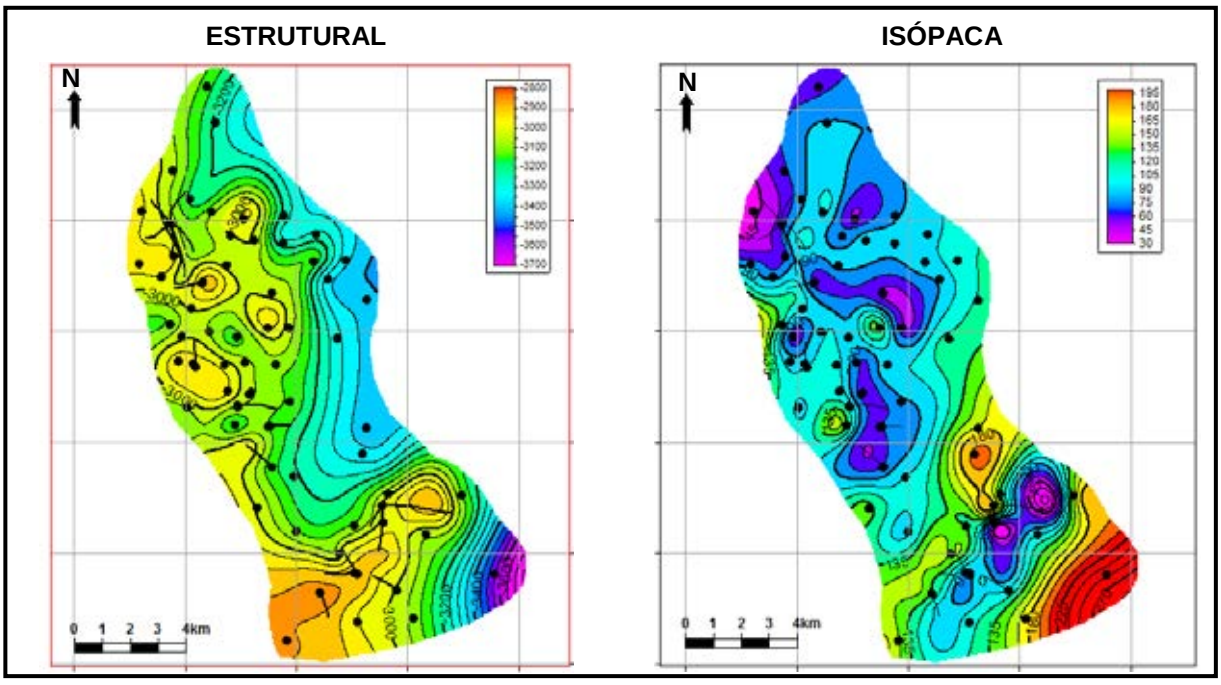


Figura 7.9 – Comparação entre o mapa de contorno estrutural do topo do embasamento (Fm. Cabiúnas) e o mapa de espessura da coquina inferior, mostrando o controle tectônico sobre a sedimentação: menores espessuras nos altos estruturais do embasamento e espessamento nos baixos deposicionais.

7.2 Controle Deposicional e Estratigráfico

7.2.1 Efeito do ambiente de sedimentação

O controle inicial na qualidade do reservatório é exercido pelo sistema deposicional, materializado pelas fácies que são produtos de processos sedimentares atuantes dentro de determinados níveis de energia. Geralmente uma fácies está associada a outra fácies ou conjunto de fácies dentro de um arcabouço que representa a mesma história genética. As fácies deposicionais que compõem as coquinas do Grupo Lagoa Feia são essencialmente *rudstone*s e *grainstone*s bioclásticos, que equivalem às fácies retrabalhadas de alta energia e representam o principal reservatório da seção analisada. As fácies de moderada energia são compostas por *packstone*s e *floatstone*s bioclásticos e as fácies de baixa energia equivalem aos *wackestone*s e *mudstone*s. A qualidade permoporosa do reservatório está diretamente associada à fácies deposicional.

A presença de fácies deposicionais de alta energia é condição necessária para a ocorrência de rochas com boa capacidade de armazenamento e fluxo, uma vez que as fácies de moderada energia raramente constituem reservatórios e as fácies de baixa energia atuam como barreiras ao fluxo, compartimentando o reservatório. Os folhelhos depositados sobre as coquinas durante períodos de nível de lago alto também atuaram como barreiras, prejudicando o deslocamento do fluxo de fluidos no reservatório.

O ambiente de sedimentação aliado aos controles físicos atuantes durante a deposição das coquinas desempenhou um papel muito importante no sentido de definir as fácies reservatórios. Esses fatores foram responsáveis pelas heterogeneidades deposicionais existentes no reservatório, que refletem as variações de energia do ambiente de deposição, inerentes ao próprio sistema deposicional. Entre as características deposicionais mais importantes no controle inicial da qualidade do reservatório destacam-se as variações no teor de matriz, o tamanho e a seleção dos grãos bioclásticos e a presença de grãos terrígenos, responsáveis pela piora ou melhora das propriedades petrofísicas do reservatório.

A presença de matriz na fácies *rudstone* a bivalves impacta diretamente a qualidade do reservatório. Em termos gerais, a qualidade do reservatório piora com

o aumento da proporção de matriz, refletindo em valores menores de porosidade e permeabilidade e que influenciam diretamente a capacidade de armazenamento e o fluxo de fluidos (Figura 7.10).

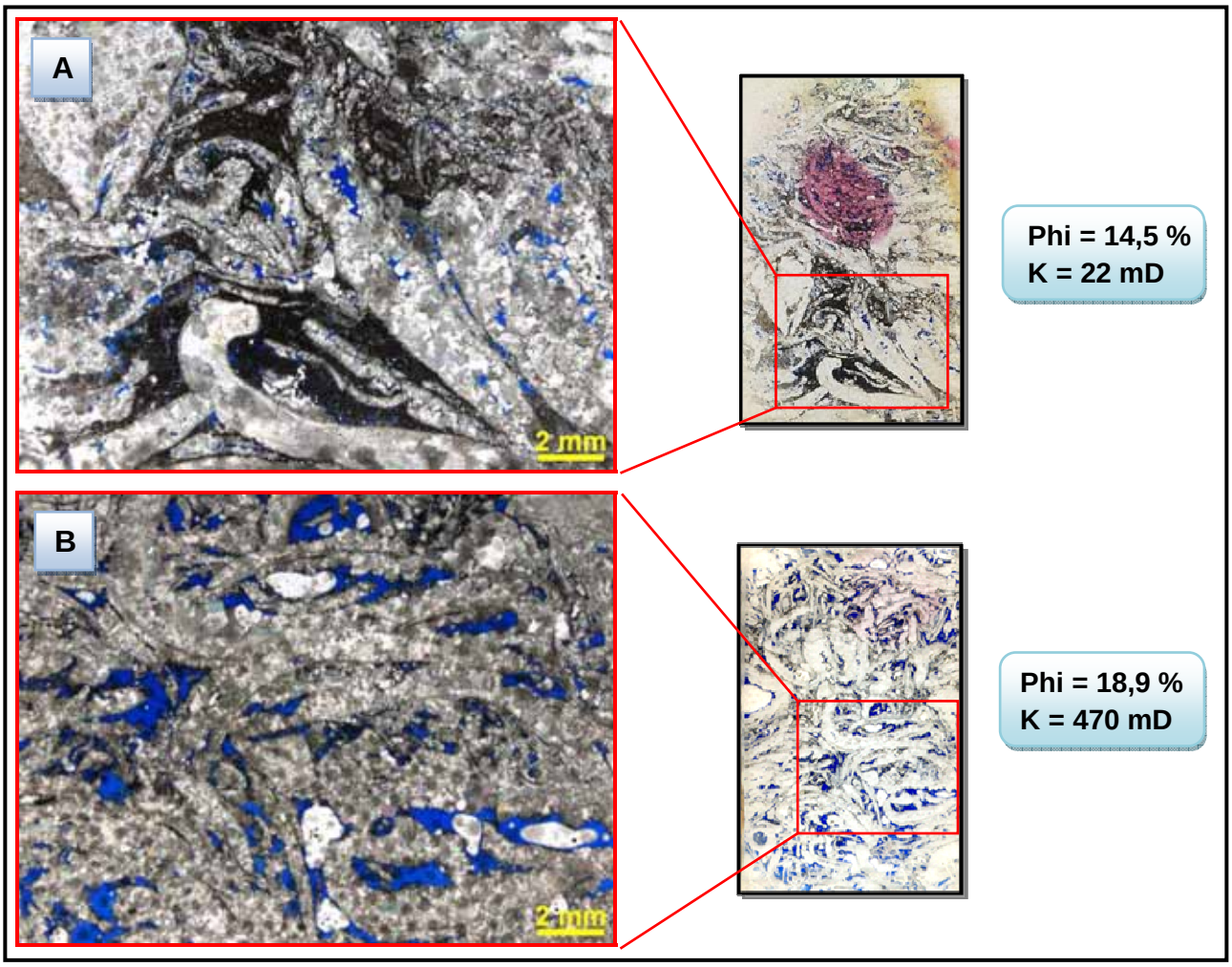


Figura 7.10 – Impacto da presença de matriz carbonática na qualidade do reservatório, em termos das propriedades porosidade (Phi) e permeabilidade (K). A) Fotomicrografia da fácies *rudstone* a bivalves com matriz (Poço 66 / Prof. 2976,15 m) e B) Fotomicrografia da fácies *rudstone* a bivalves sem matriz (Poço 66 / Prof. 2972,45 m). A foto menor corresponde à imagem de *scanner* da lâmina, mostrando posicionamento da foto de detalhe.

As variações granulométricas dos bioclastos também induziram a formação de microheterogeneidades no espaço poroso, que influenciaram a qualidade do reservatório. A grande heterogeneidade textural no que se refere à seleção, empacotamento, granulometria, tamanho e espessura das conchas de bivalves determinam arranjos geométricos específicos dos grãos bioclásticos e espaços intergranulares, afetando a porosidade e permeabilidade. Ao analisar a influência da textura deposicional na porosidade e permeabilidade, observa-se que a porosidade tende a aumentar com a seleção granulométrica. A permeabilidade também é

fortemente influenciada por este parâmetro. Em geral, verifica-se um decréscimo da permeabilidade com a piora da seleção dos grãos (Figura 7.11). Amostras pertencentes à mesma microfácies *rudstone* podem apresentar propriedades petrofísicas distintas entre si em função da variação da porcentagem de frações mais finas de bioclastos nas rochas de composição bimodal. De fato, a fácies *rudstone* com influência siliciclástica tende a apresentar pior qualidade do reservatório em função da má seleção granulométrica.

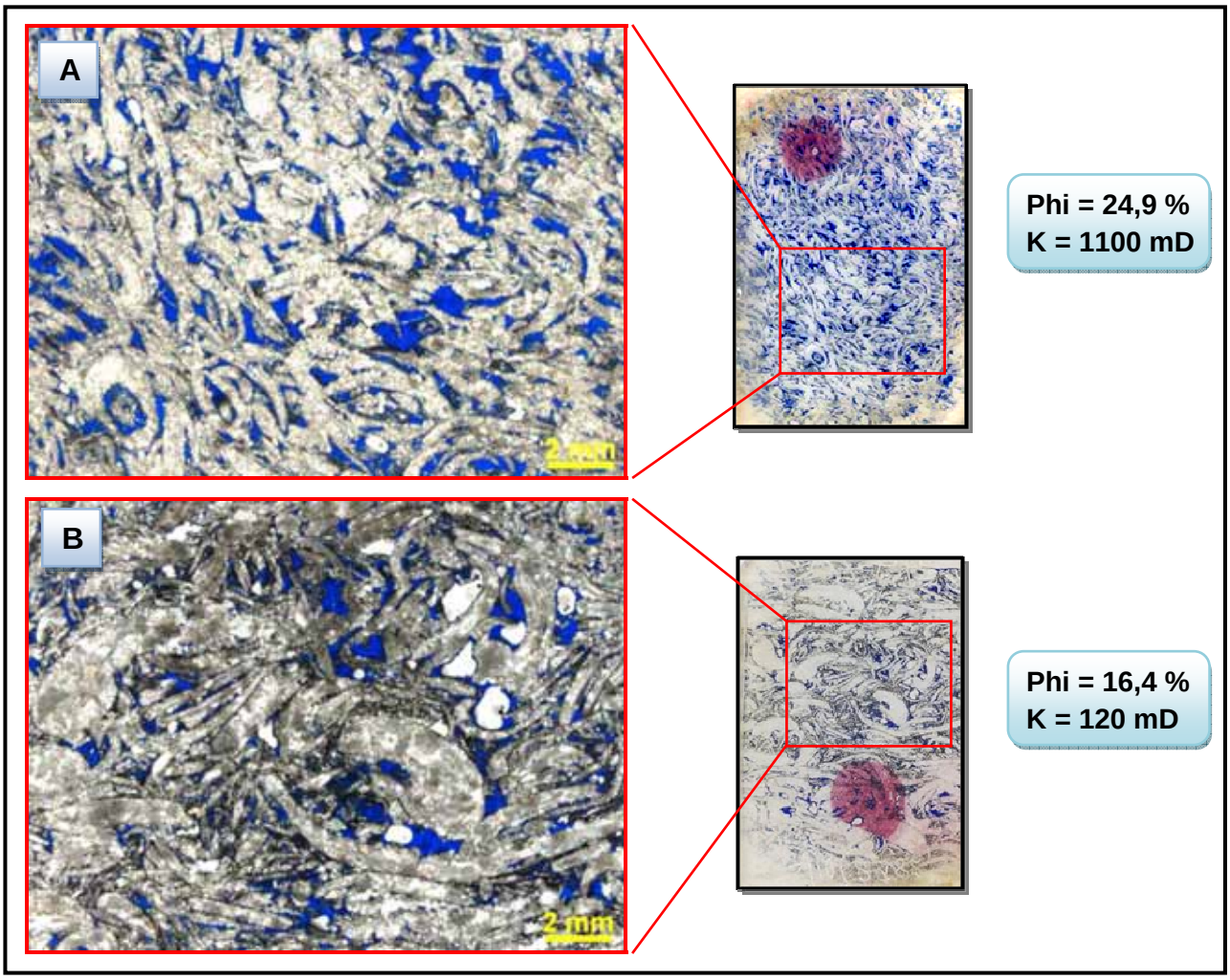


Figura 7.11 – Impacto do parâmetro seleção e heterogeneidade textural na qualidade do reservatório, em termos das propriedades porosidade (Phi) e permeabilidade (K). A) Fotomicrografia da fácies *rudstone* a bivalves bem selecionado (Poço 66 / Prof. 2998,35 m) e B) Fotomicrografia da fácies *rudstone* mal selecionado (Poço 66 / Prof. 2982,70 m). Foto menor corresponde à imagem *de scanner* da lâmina, mostrando posicionamento da foto de detalhe.

O cruzamento dos dados petrofísicos com a análise faciológica revelou que a porosidade e permeabilidade são fortemente controladas pelas fácies deposicionais (Figura 7.12). De uma maneira geral, constata-se que há uma relação de

dependência linear entre estas duas variáveis para uma mesma facies ou associação de fácies. As coquinas porosas são *rudstone*s a bivalves que foram depositados sob condições de alta energia. Em decorrência das modificações diagenéticas, a fácies *rudstone* revela propriedades petrofísicas diversas, apresentando um amplo espectro de permeabilidade e porosidade. Outro fator que contribui para esta dispersão é a grande variedade textural, conforme discutido no parágrafo anterior. As fácies siliciclásticas que ocorrem intercaladas na porção superior da coquina inferior exibem propriedades petrofísicas significativamente distintas da seção carbonática, sendo caracterizadas por baixos valores de permeabilidade (< 2 mD), e valores de porosidade entre 10 e 20%, principalmente.

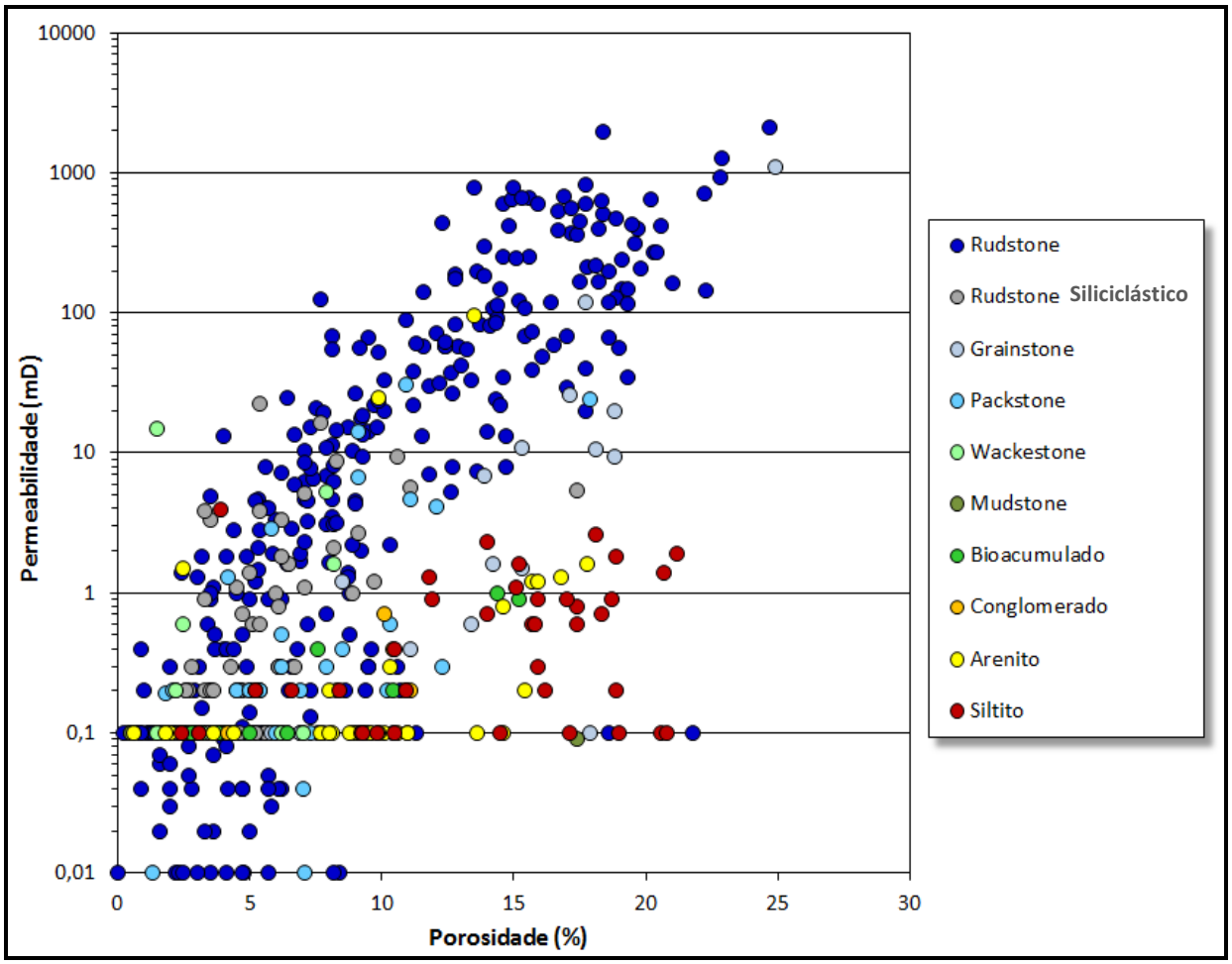


Figura 7.12 – Gráfico Porosidade x Permeabilidade mostrando o controle da fácies deposicional sobre a qualidade do reservatório em termos de propriedades petrofísicas. Notar a grande dispersão de valores para uma mesma fácies em virtude de alterações diagenéticas e grande heterogeneidade textural.

Outro fator que impacta diretamente a qualidade do reservatório de coquinas é a presença de grãos terrígenos (Figura 7.13). Os sedimentos clásticos provenientes de leques aluviais e deltaicos muitas vezes ocorrem misturados aos

intervalos carbonáticos depositados nas margens dos lagos e junto aos altos intra-bacinais. Quando isto ocorre, em geral os *rudstone*s tendem a apresentar arcabouço rico em fragmentos de rochas vulcânicas, provenientes da erosão do embasamento, e quartzo na fração silte e argila. A influência siliciclástica prejudica a qualidade do reservatório devido à elevada instabilidade dos seus componentes frente aos processos diagenéticos, contribuindo para a redução da porosidade e tornando a coquina mais fechada. Esses sedimentos ocorrem principalmente no intervalo inferior (basal) da seção das coquinas (coquina inferior).

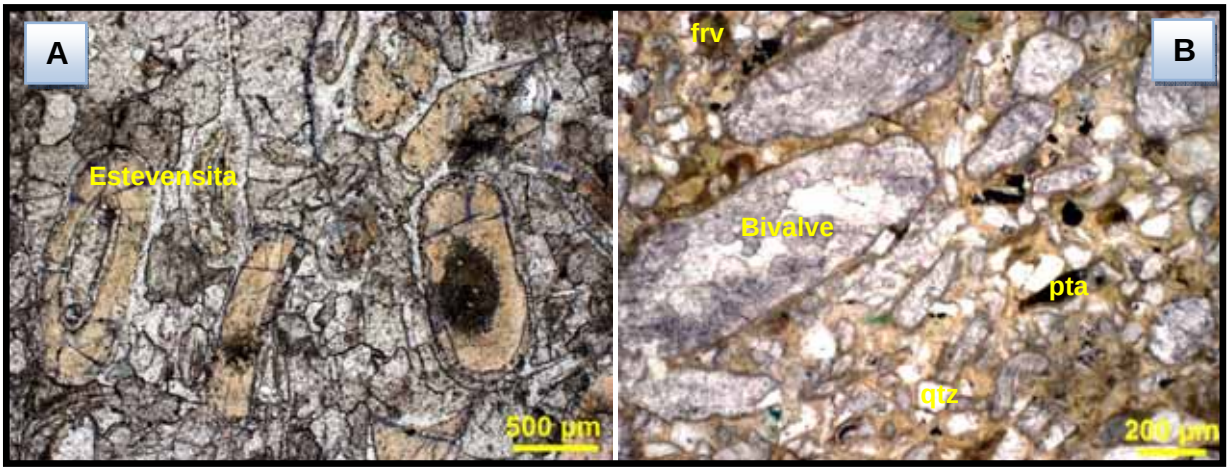


Figura 7.13 – Componentes terrígenos. A) Presença de oóides de estevensita dispersos na fácies *rudstone* (Poço 36 / Prof. 2824,50 m). B) Conchas de bivalves retrabalhadas ocorrem dispersas em uma matriz argilosa rica em quartzo detrítico e fragmentos de basalto (Poço 36 / Prof. 2829,90 m). Legenda: frv = fragmento de rocha vulcânica, pta = pirita e qtz = quartzo. Fotomicrografias obtidas em luz natural.

Do exposto acima, verifica-se que a fácies *rudstone* bioclástico bem selecionada, com empacotamento normal e ausência de grãos siliciclásticos compõe os reservatórios de melhor qualidade dentro do intervalo estratigráfico das coquinas. As maiores porosidades são encontradas em intervalos formados por fácies deposicionais de maior energia, com menor quantidade de lama calcária e que foram preservadas dos eventos diagenéticos de cimentação e compactação.

7.2.2 Padrão de Empilhamento Estratigráfico

As heterogeneidades de reservatório impostas pelo ambiente de deposição também se refletem em variações laterais e verticais de fácies. De maneira geral, os depósitos carbonáticos lacustres do Grupo Lagoa Feia consistem numa série de ciclos estratigráficos de raseamento ascendente (*shallowing upward cycles*), que reflete o aumento contínuo da energia deposicional. Estes ciclos ocorrem superpostos e são responsáveis pela imposição de heterogeneidades verticais ao reservatório.

A porção basal do ciclo deposicional é representada por fácies de baixa energia compostas por *mudstone*s e *wackestone*s depositados em condições de águas mais profundas. Essa associação de fácies é sobreposta por fácies de moderada energia representada por *packstone*s e *floatstone*s e por fácies de alta energia formadas por *rudstone*s com arcabouço calcarenítico e *rudstone*s limpos no topo do ciclo (Figura 7.14). Contudo, na maioria das vezes o intervalo de “finos” torna-se muito reduzido ou até mesmo inexistente, ocorrendo à sobreposição e amalgamação de intervalos carbonáticos grossos que predominam no registro sedimentar com espessuras de até 10 m (Figura 7.15).

O dinamismo do ambiente deposicional marcado pela ação frequente de ondas não permitiu a discretização de barras individuais, uma vez que o processo de amalgamação é muito intenso e praticamente não existem limites físicos entre os corpos de coquinas. Essa característica se reflete no perfil de raios gamas, marcado por valores extremamente baixos e homogêneos com assinatura em caixote, e que apresentam padrão de empilhamento vertical agradacional. As melhores características permo-porosas, em geral, são melhor discriminadas pelo perfil de densidade-porosidade neutrônica (Figura 7.15).

Sendo o padrão de empilhamento predominante de caráter agradacional, espera-se que os ciclos não apresentem variações significativas nas proporções de fácies no empilhamento vertical em uma determinada posição, porém espera-se uma variação lateral de fácies inerente ao próprio sistema deposicional. Como as características permo-porosas possuem um forte controle deposicional e estratigráfico, se torna muito importante a previsão e a caracterização das heterogeneidades espaciais dos elementos deposicionais, além disso, estas

informações têm um papel fundamental na determinação de áreas/zonas de melhor potencial para a produção e/ou injeção no reservatório.

Os ciclos deposicionais, quando completos, são do tipo *coarsening upward* e apresentam espessura variável entre 5 e 10 metros (Figura 7.16). No topo do ciclo sedimentar podem ocorrer estruturas de exposição subaérea e pedogênese como paleossolo pisolítico e brechas, que ocorrem em camadas centimétricas. Estas estruturas auxiliam na determinação de limites dos ciclos estratigráficos.

A complexidade faciológica é reflexo das variações de energia do ambiente deposicional. Variações do ciclo básico ideal podem estão relacionadas à perda de registro sedimentar por erosão ou não deposição. A ausência de deposição pode ser causada pela morfologia do substrato e pela posição da margem do lago em relação à direção de ataque das ondas impelidas pelos ventos.

As fácies de baixa energia ocorrem como níveis centimétricos a métricos (1-2 m) na porção basal dos ciclos estratigráficos e apresentam grande continuidade lateral e geometria tabular. Essas camadas atuam como barreiras de permeabilidade vertical ao fluxo, compartimentando o reservatório em subzonas. Entretanto, essas barreiras podem ser descontínuas quando associadas a áreas estruturalmente ativas ou ser eliminadas por erosão durante períodos de nível de lago baixo ou durante eventos transgressivos.

O padrão de empilhamento agradacional predomina na porção inferior a média do intervalo estratigráfico da coquina inferior formado pacotes amalgamados de até 60 m de espessura, ao passo que na porção superior, os ciclos de raseamento ascendente ocorrem completos e melhor desenvolvidos (Figuras 7.15 e 7.16).

Em termos de permoporosidade, as melhores fácies reservatório são as que compõem a associação de fácies de alta energia compostas por acumulações de coquinas amalgamadas e se posicionam na porção intermediária a superior dos ciclos de alta frequência. Já as possíveis barreiras do reservatório estariam relacionadas às facies de baixa energia ocorrentes na base dos ciclos e compostas por *mudstone*s e *wackestone*s. Em decorrência das modificações diagenéticas, as fácies de alta energia revelam propriedades petrofísicas diversas, apresentando um amplo espectro de porosidade e permeabilidade (Figuras 7.15 e 7.16).

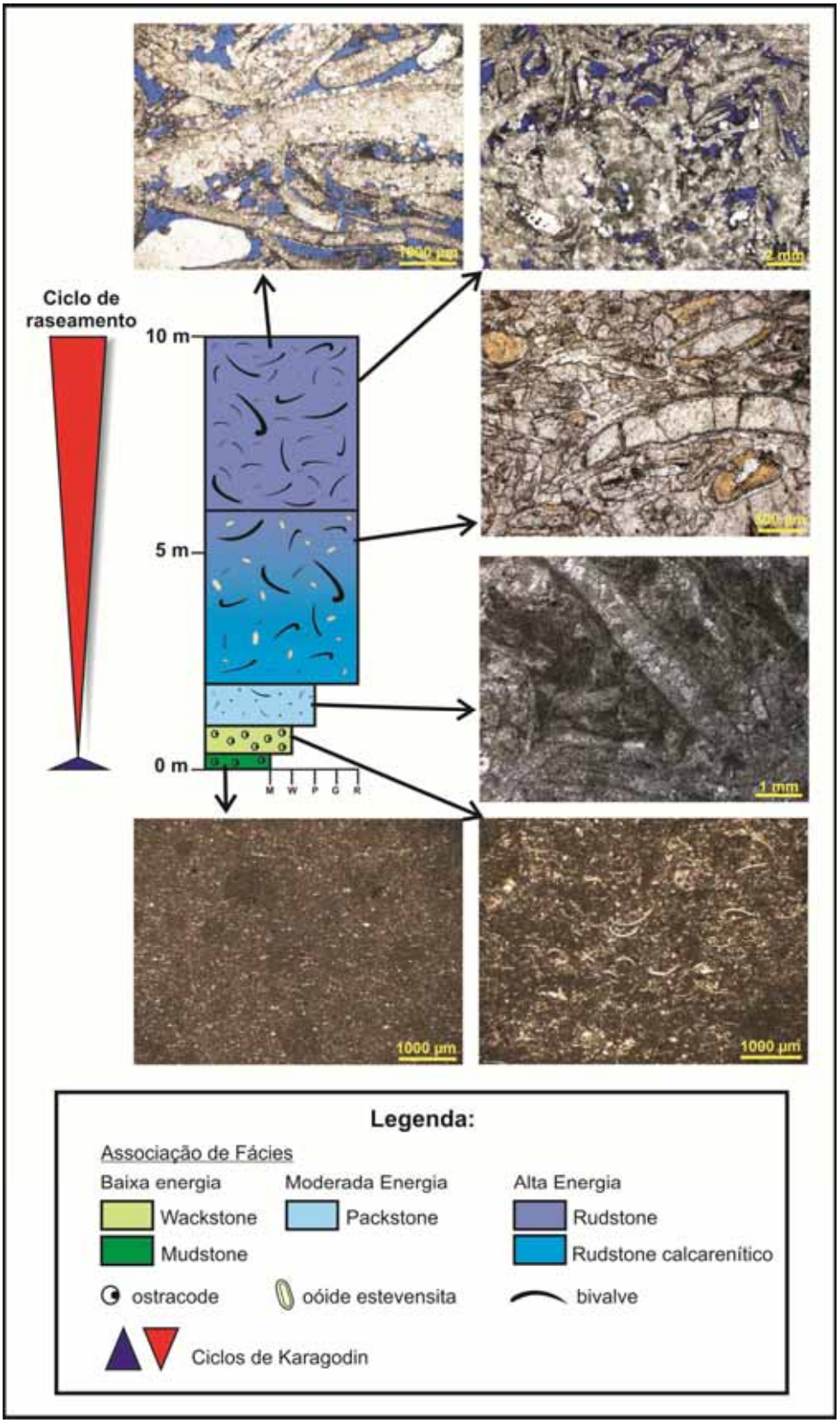


Figura 7.14 – Modelo esquemático de um ciclo deposicional ideal. O ciclo é composto por uma sucessão vertical de fácies depositadas em condições progressivamente mais rasas e de maior energia em direção ao topo. As fotomicrografias ilustram as variações de fácies características de um ciclo de alta frequência.

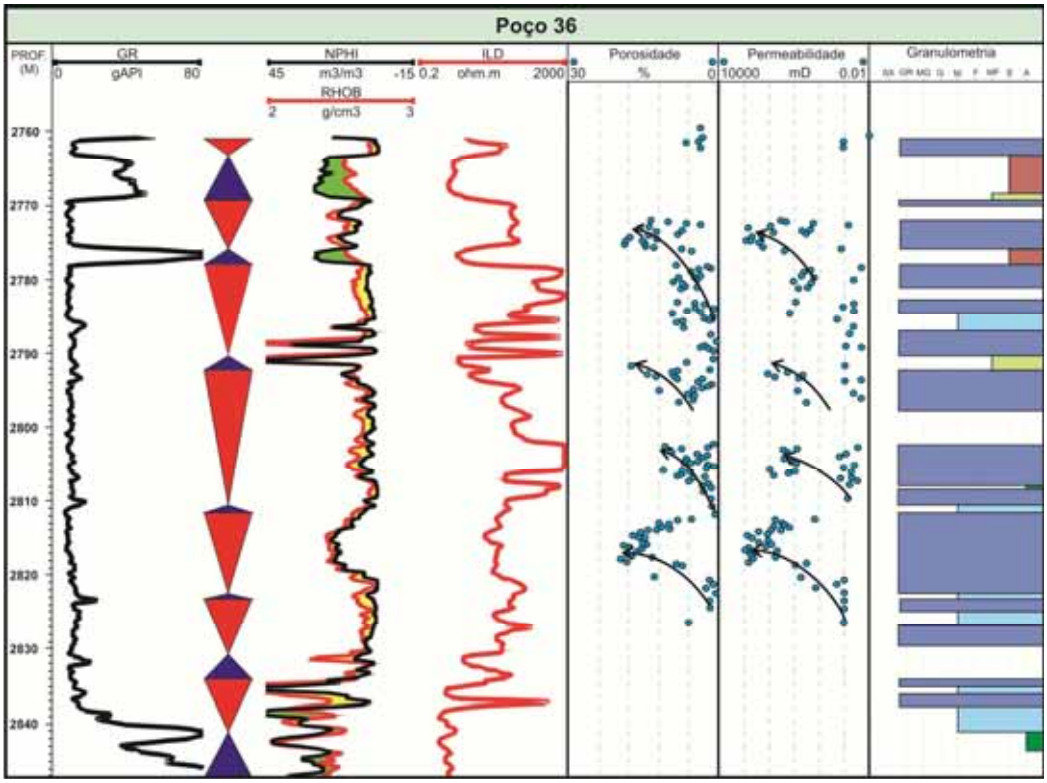


Figura 7.15 – Perfil integrado da qualidade de reservatório para a porção média a basal da coquina inferior testemunhada no Poço 36. Observar o padrão de empilhamento vertical agradacional e a ciclicidade estratigráfica. Legenda dos perfis: GR = Raios Gama, NPHI = Porosidade Neutrônica, RHOB = Densidade e ILD = Resistividade. As setas mostram o controle da ciclicidade nas propriedades petrofísicas.

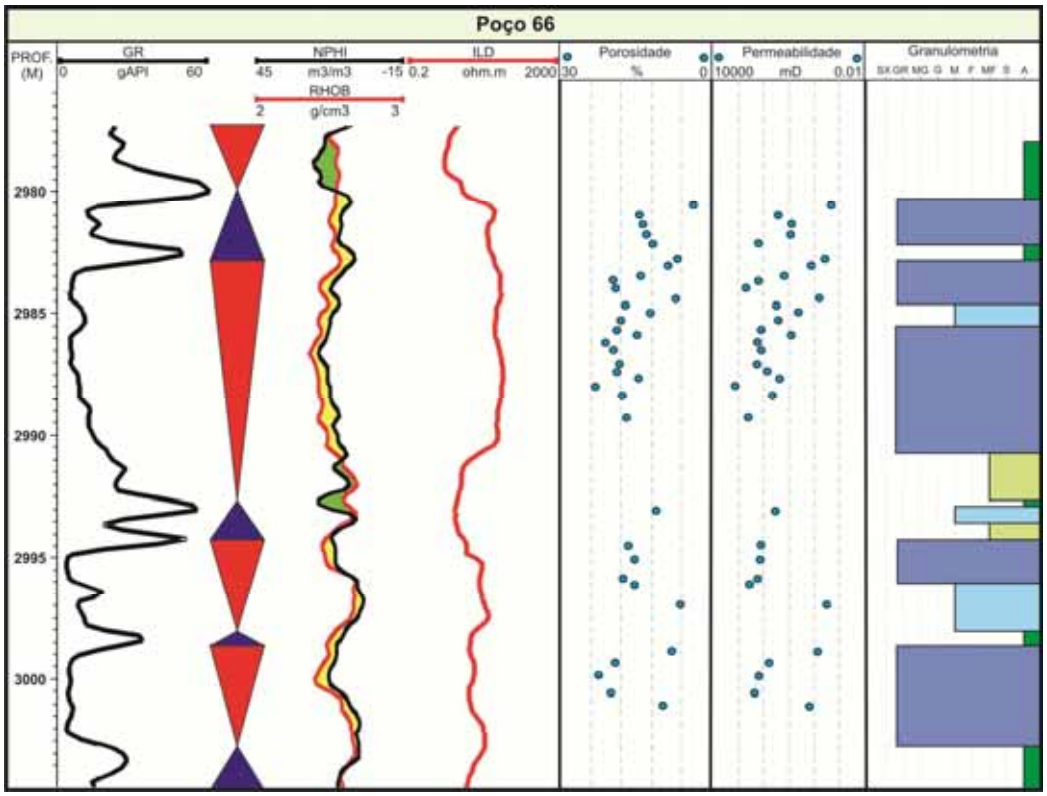


Figura 7.16 – Perfil integrado da qualidade de reservatório para a seção superior da coquina inferior testemunhada no poço 66. Nesta porção, predominam os ciclos de raseamento ascendente.

7.2.3 Geometria Deposicional das Coquinas

A arquitetura dos depósitos carbonáticos lacustres representa um elemento fundamental para o entendimento das heterogeneidades espaciais dos elementos deposicionais. Em função da baixa qualidade do dado sísmico ao nível do intervalo estratigráfico rifte da área analisada, utilizaram-se análogos de superfície visando o melhor entendimento da geometria deposicional externa desses corpos carbonáticos em escala de reservatório.

As coquinas da Formação Morro do Chaves da Bacia de Sergipe-Alagoas são correlacionáveis litoestratigraficamente às coquinas da Formação Coqueiros do Grupo Lagoa Feia da Bacia de Campos, sendo alvo de frequentes estudos por apresentar excelentes exposições em superfície de carbonatos lacustres. Dentre esses afloramentos, destaca-se a Pedreira Atol caracterizada por pacotes amalgamados de coquinas (*grainstone*s e *packstone*s bioclásticos), que ocorrem intercalados a níveis centimétricos de *mudstone*s-folhelhos pretos, localmente com níveis areno-conglomeráticos (Kinoshita, 2010). A Pedreira Atol é um dos raros afloramentos em superfície que permite examinar as variações laterais (continuidade lateral) e o empilhamento vertical de fácies, além da geometria deposicional destes corpos carbonáticos dentro de um arcabouço estratigráfico de alta resolução.

Kinoshita (2010) definiu com base no estudo de afloramento da Pedreira Atol (Alagoas) duas geometrias deposicionais para as barras bioclásticas de coquinas: sigmoidal-progradacional e tabular (Figura 7.17). As barras de coquinas (*grainstone*/*packstone*) de geometria sigmoidal-progradacional são caracterizadas pelo acunhamento de camadas e padrão de empilhamento vertical em *shoaling-upward*. Este tipo de geometria predomina no afloramento e, segundo o autor, está associada aos baixos estruturais, onde a criação do espaço de acomodação é maior devido à atividade de falhas sin-sedimentares. Nestes sítios, as associações de fácies de coquinas são mais espessas. Azambuja Filho e Mello (1992) também identificaram feições progradacionais e espessamento de seção contra os planos de falha, que evidenciam sedimentação episódica e contemporânea aos falhamentos (Figura 7.18). As barras de coquinas (*grainstone*) amalgamadas de geometria tabular (camadas plano-paralelas) e/ou corte e preenchimento (camadas lenticulares) estão associadas aos altos relativos, que devido ao menor espaço de

acomodação disponível e águas mais rasas, exibem padrão de empilhamento vertical agradacional, caracterizadas por associações de fácies amalgamadas.

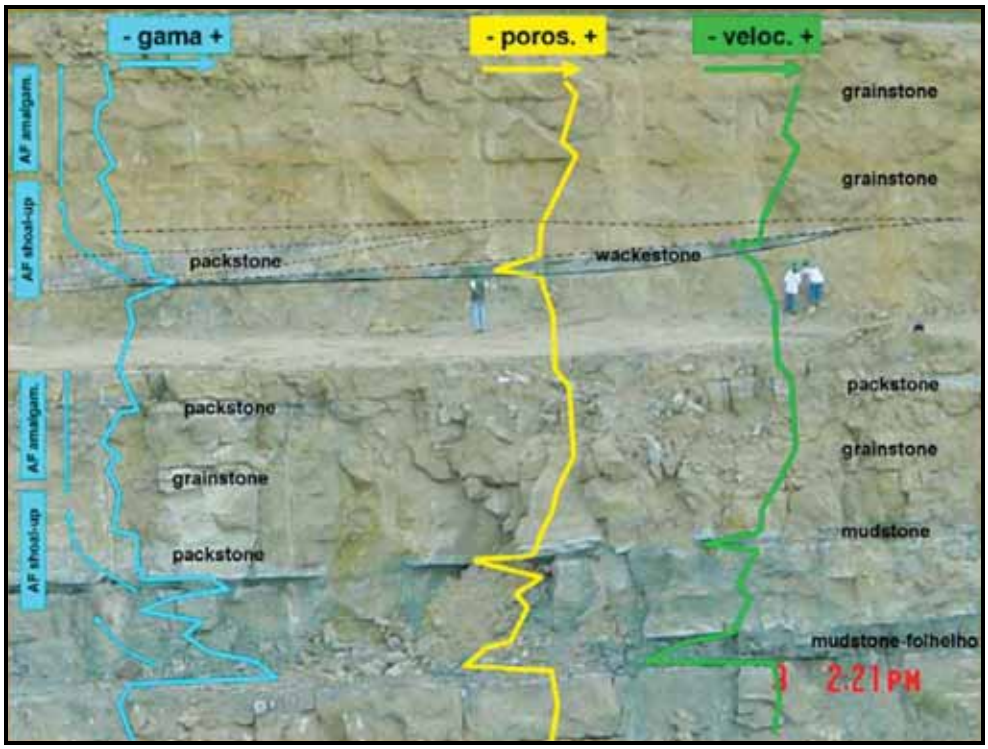


Figura 7.17 – Afloramento da Pedreira Atol mostrando a geometria deposicional externa, o empilhamento estratigráfico e a assinatura em perfil das associações de fácies que caracterizam as coquinas da Fomação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas. As barras bioclásticas são compostas por associações de fácies de raseamento ascendente (AF shoal-up) e amalgamadas (AF amalgam.). As melhores porosidades encontram-se nas AFs amalgamadas e na porção superior da AF de coquinas em *shoaling-upward* (Figura retirada de KINOSHITA, 2010).

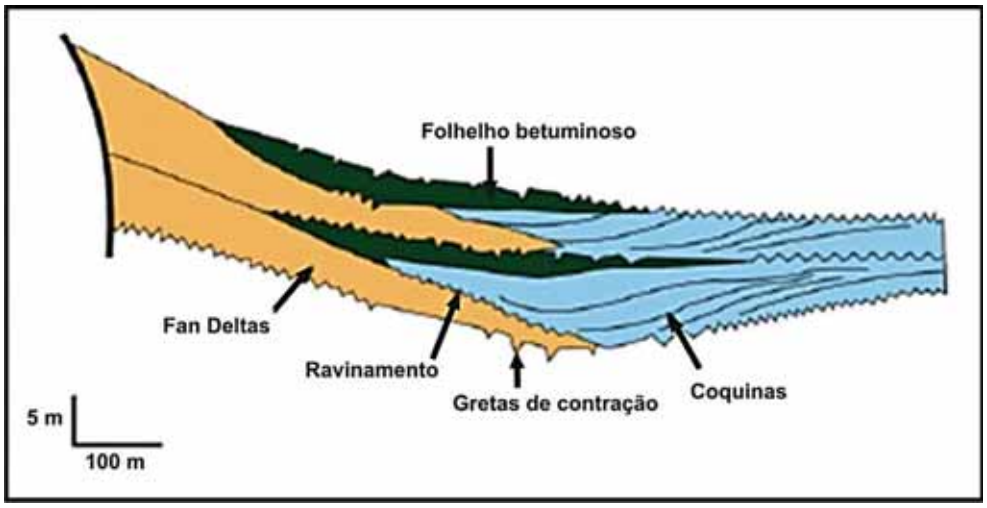


Figura 7.18 – Geometria sigmoidal dos corpos de coquinas da Formação Morro do Chaves na Pedreira Atol. Os carbonatos mostram feições progradacionais e espessamento contra os planos de falha, devido maior espaço de acomodação criado.

O estudo de análogos modernos também auxilia no entendimento da geometria, continuidade lateral dos corpos e variação horizontal de fácies (Figuras 7.19 e 7.20). Estudos realizados em depósitos de coquinas do Holoceno em Hamelin Pool, Shark Bay, Austrália por Jahnert et al. (2012) documentam a arquitetura interna de um análogo recente. Com base em imagens de radar de penetração no solo (GPR – *Ground Penetration Radar*) e análise de testemunhos foram definidas três geometrias deposicionais para a acumulação de coquinas: camadas tabulares, cristas de geometria convexa e depósitos de arrombamento (*washover*), (Figura 7.21).

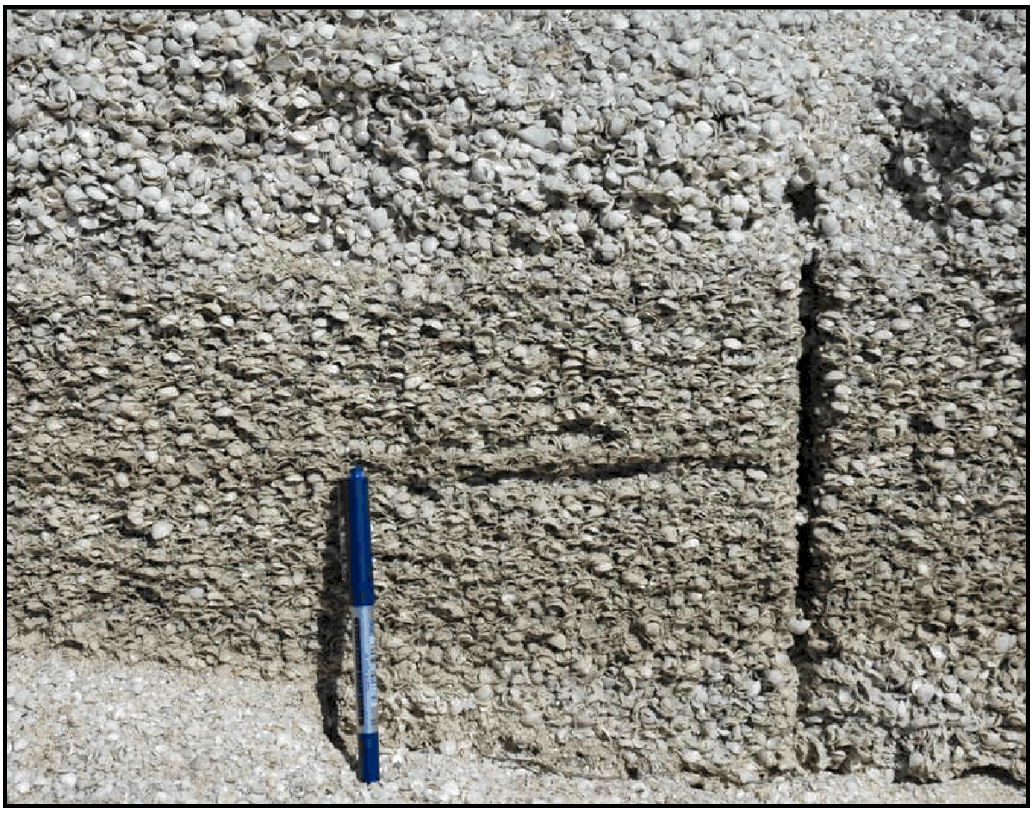


Figura 7.19 – Depósito de coquinas de Hamelin Pool, Shark Bay, Austrália, utilizado como potencial análogo para o reservatório *rudstone* do Grupo Lagoa Feia (Fotografia cedida por Marcelo Blauth).

Segundo Jahnert et al. (2012), as camadas com geometria tabular compõem um conjunto de estratos inclinados de baixo ângulo que mergulham em direção ao mar, arranjadas em um complexo de acreção lateral. É composta por conchas de bivalves com orientação caótica. As cristas de geometria convexa ocorrem paralelas à linha de costa e geralmente estão dispostas sobre altos estruturais pré-existentes formando bancos de coquinas. São formadas por camadas centimétricas de coquinas que exibem padrão de empilhamento vertical agradacional (acreção

vertical), onde as conchas de bivalves estão organizadas com a convexidade para cima, indicando movimento trativo. Os depósitos de arrombamento (*washover*) formam lobos depositados atrás das barreiras de geometria convexa. Esses depósitos são compostos pela acumulação de camadas transgressivas com geometria em leque, que progadam em direção ao continente ou agradam exibindo internamente morfologia sigmoidal. São formadas por conchas de bivalves mal selecionadas, gastrópodes, areia bioclástica, grãos de quartzo e seixos de calcrete.

Figura 7.20 – Praia bioclástica de bivalves mostrando dimensões espaciais de uma acumulação de coquinas: dezenas de quilômetros de comprimento, aproximadamente 500 a 1 Km m de largura e 10 a 15 m de espessura. Hamelin Pool, Shark Bay, Austrália (Fotografia cedida por Marcelo Blauth).

O arranjo externo e a disposição interna das conchas de bivalves evidenciam, segundo o autor, os controles exercidos pela morfologia do substrato e fatores físicos atuantes durante a sua deposição. Entre estes fatores destacam-se as mudanças na direção dos ventos, regime hidrodinâmico, energia e velocidade das ondas e correntes geradas por eventos como tempestades, furacões e tsunamis. Esses eventos de energia e intensidades diferentes são responsáveis por construir depósitos com orientações, arranjos laterais e inclinações diferentes de conchas. Além disso, Jahnert et al. (2012) destaca as condições ambientais (limnológicas) que

favoreceram a grande proliferação e produtividade de bivalves, em um ambiente restrito de elevada salinidade com poucos predadores e competidores e que garantiu uma enorme disponibilidade de grãos carbonáticos para a acumulação bioclástica.

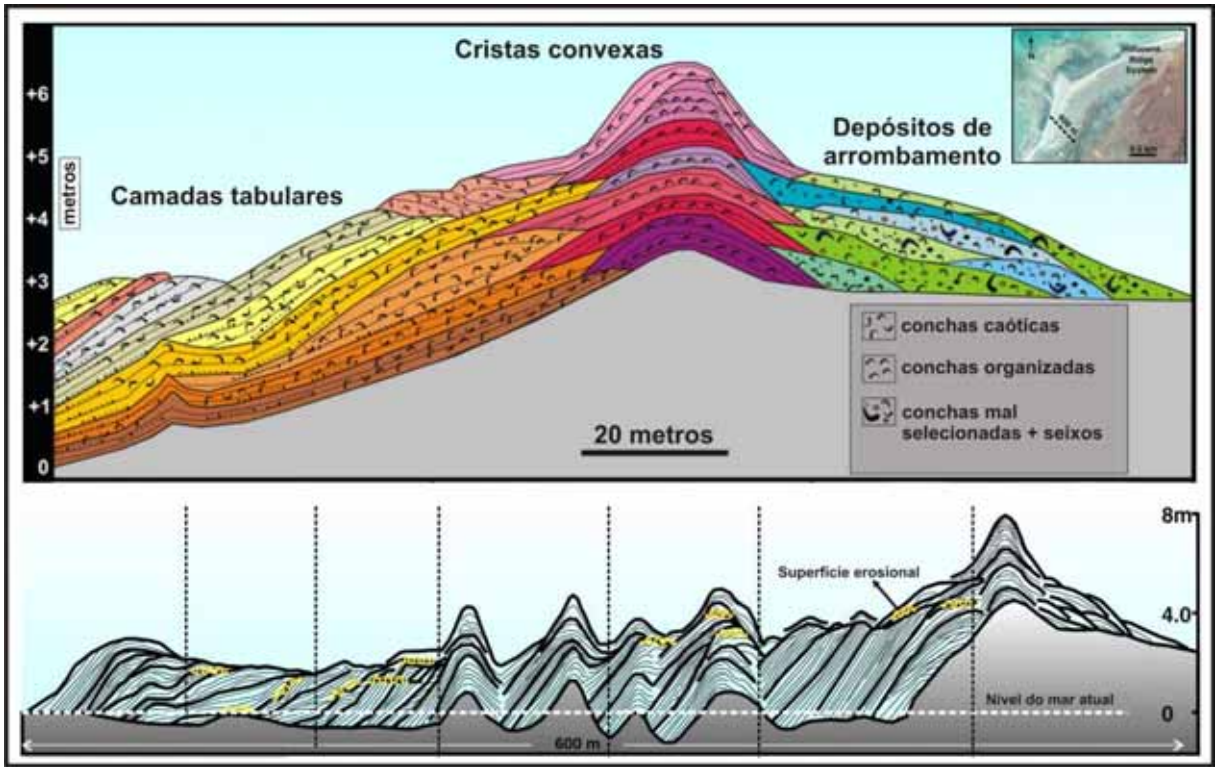


Figura 7.21 – Geometria externa e arquitetura interna dos depósitos de coquinas de Hamelin Pool, Shark Bay, Austrália, destacando a disposição e arranjo interno das conchas de bivalves nos depósitos tabulares, barreiras e leques de arrombamento (JAHNERT et al., 2012).

As interpretações da geometria deposicional baseadas em análogos recentes (Shark Bay) e de afloramento (Fm. Morro do Chaves) depositados em contextos similares as coquinas do Grupo Lagoa Feia indicam mais de uma geometria deposicional para estes depósitos. Seria, portanto, uma simplificação pensar que os corpos de coquinas apresentam um único tipo de geometria deposicional, tendo em vista a grande complexidade de processos e interação de múltiplas variáveis responsáveis pela construção da arquitetura deposicional das acumulações de bivalves (fatores estruturais, biológicos, climáticos e físicos).

As espessas camadas de coquinas amalgamadas depositadas nos altos estruturais, que foram descritas em testemunhos do Grupo Lagoa Feia e apresentam assinatura em caixote no perfil de raios gama provavelmente exibem geometria

tabular. Esses corpos carbonáticos de coquinas apresentam geometria tridimensional na forma de barras, caracterizadas por acumulações estreitas e alongadas com orientação preferencial noroeste-sudeste (NW-SE) e relativamente grande continuidade lateral (da ordem de quilômetros).

As acumulações bioclásticas associadas aos baixos deposicionais adjacentes aos falhamentos, provavelmente exibem geometria sigmoidal, conform observado na Pedreira Atol. A acreção lateral de camadas de coquinas em direção ao centro do lago ocorre como consequência da progradação lateral das barras bioclásticas nas margens do lago (Figura 7.22). Estas progradações representariam os elementos arquiteturais deste sistema durante a fase de retração do lago. Durante esses períodos, as coquinas podem sofrer exposição subaérea, ficando expostas a intensa diagênese meteórica, e gerar feições pedogenéticas (paleossolos), que culminam no topo dos ciclos de raseamento.

Adicionalmente, para a definição mais precisa da geometria externa destes corpos carbonáticos também devem ser integradas às informações dinâmicas, que devem ser confrontadas com as duas configurações geométricas possíveis (tabular x sigmoidal). A concepção equivocada da geometria externa impactará diretamente na eficiência de varredura do petróleo pela não representação no modelo estratigráfico de barreiras ao fluxo (Figura 7.23).

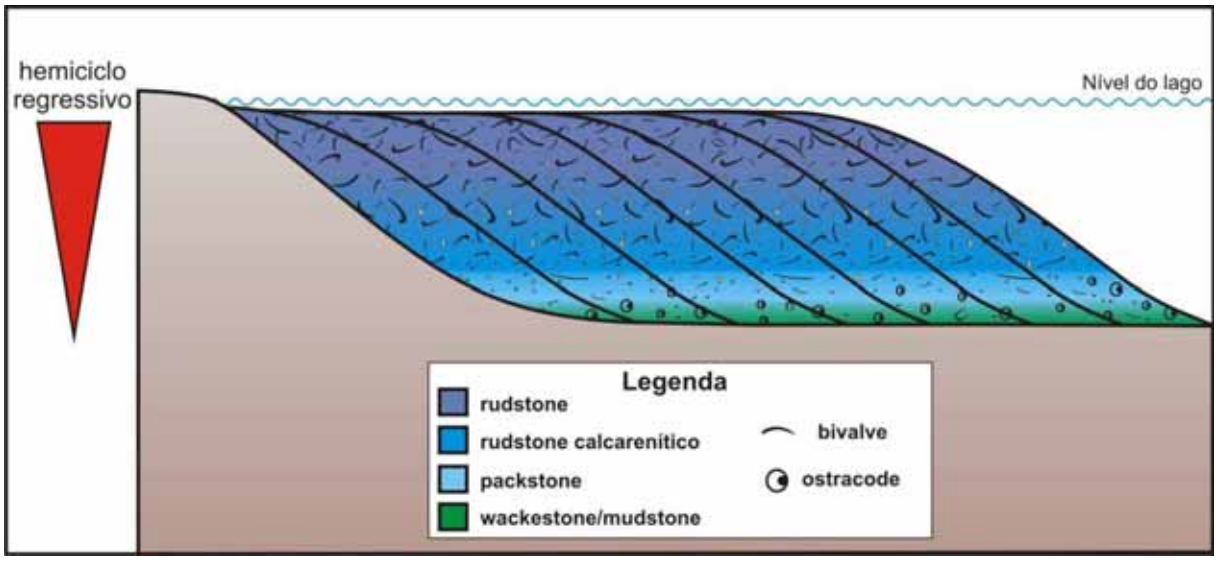


Figura 7.22 – Geometria deposicional idealizada das barras de acreção lateral formadas na margem do lago, mostrando variação de fácies ao longo do perfil deposicional.

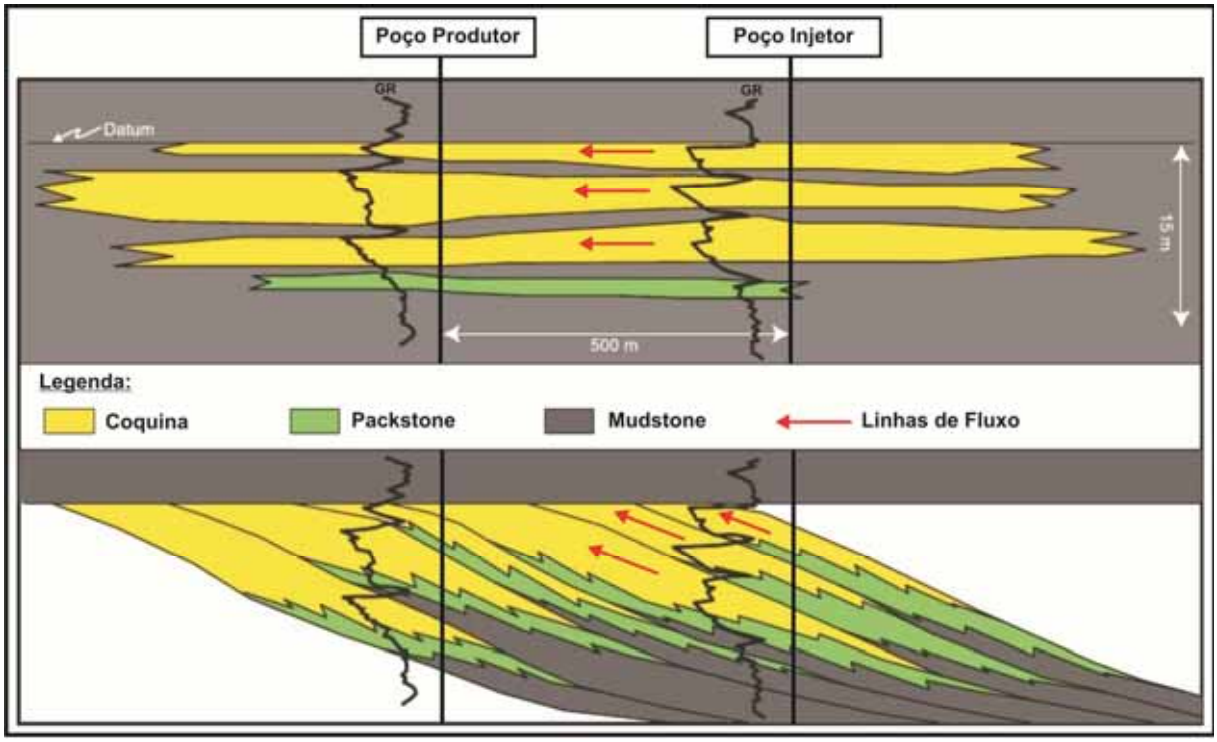


Figura 7.23 – Par produtor-injetor mostrando o impacto da geometria deposicional na recuperação de petróleo. A) Geometria tabular mostra boa continuidade lateral das coquinas. B) Geometria progradacional mostra variação lateral de fácies e barreiras ao fluxo.

7.2.4 Controle da Ciclicidade

Devido a seu menor tamanho, os lagos são mais suscetíveis a mudanças ambientais do que as bacias marinhas, e acabam apresentando comportamento altamente dinâmico e variações faciológicas mais bruscas (BOHACS et al., 2000). Segundo Soreghan e Cohen (1996), fatores tectônicos e climáticos podem afetar drasticamente os sistemas deposicionais em uma bacia lacustre do tipo rifte, as características físico-químicas da coluna d'água e as condições de produção e preservação de matéria orgânica.

A geometria e os padrões de sedimentação lacustre também são fortemente influenciados pelas variações climáticas e tectônicas, uma vez que esses parâmetros são responsáveis pelas mudanças do nível de água do lago (SHANLEY e McCABE, 1994). O fator climático governa as taxas de evaporação e precipitação, e a tectônica controla a subsidência e aporte externo de sedimentos terrígenos (taxa de sedimentação). Tais fatores controlam o espaço de acomodação disponível para a deposição e preservação de sedimentos em ambientes lacustres. Durante a deposição da sequência das coquinas diferentes taxas de subsidência ocorreram na

Bacia de Campos. Os baixos de São João da Barra e Corvina-Parati, por exemplo, representam áreas de alta subsidência e elevadas taxas de sedimentação.

O clima passa a ter um papel fundamental no controle da sedimentação influenciando a salinidade, a temperatura e a composição química da água do lago, além de provocar variações na insolação que afetam a contração e expansão do volume de água do lago. A natureza e a taxa de produtividade biológica em lagos também dependem de fatores hidrológicos que são climaticamente controlados. A taxa de intemperismo químico na bacia de drenagem do lago e consequentemente o aporte de carbonato dissolvido também são controlados pelo clima (PLATT e WRIGHT, 1991).

A mudança das condições climáticas e da química d' água provavelmente geraram condições favoráveis para a extensa proliferação de moluscos em um ambiente restrito e estressante (ambiente alcalino e salobro), com poucos predadores. Tais condições possibilitaram uma grande disponibilidade de conchas para formar a acumulação bioclástica de coquinas do Grupo Lagoa Feia. As variações verticais na concentração das conchas ao longo da sequência analisada provavelmente refletem as alterações ambientais, como mudanças climáticas, influxo de terrígenos ou condições limnológicas.

Outro fator importante que impacta diretamente o sistema lacustre é a dinâmica do aporte sedimentar, que exerce importante controle sobre a variação relativa do nível de água do lago. Este fator depende da maior ou menor contribuição de sedimentos siliciclásticos do continente para o lago em função da presença de rios, que carreiam sedimentos para o interior da bacia lacustre principalmente durante períodos de maior precipitação pluviométrica, e altos estruturais presentes nas bordas do sistema rifte. Esses parâmetros irão refletir em variações locais do próprio preenchimento sedimentar.

A alternância de depósitos siliciclásticos de leques aluvias/deltaicos e depósitos carbonáticos lacustres na seção estudada reflete continua atividade tectônica durante a fase rifte e oscilações climáticas do nível de água do lago. Os níveis conglomeráticos e arenosos presentes na seção das coquinas estariam relacionados a períodos regressivos, durante fases de avanço do sistema de leques aluviais ou deltaicos em direção à bacia lacustre. Durante as transgressões, como consequência do retrabalhamento por ondas, esses depósitos siliciclásticos foram misturados aos bioclastos. Neste contexto, o avanço ou recuo dos leques deve-se

principalmente à atividade tectônica, e as contrações e expansões do lago a variações climáticas.

O processo de acumulação bioclástica de bivalves ocorreu predominantemente durante as fases iniciais das transgressões, através de tempestades, que promoveram a redeposição das conchas sobre os altos estruturais e em locais de maior subsidência, associados aos falhamentos sin-deposicionais. Esse processo deve ter se repetido por milhares de anos, permitindo acumulações carbonáticas com centenas de metros de espessura. Durante os períodos regressivos (clima seco), com o rebaixamento do nivel do lago, as coquinas ficaram expostas a diagênese meteórica gerando intensa dissolução e criação de porosidade secundária. Ainda em função destas fases regressivas, paleossolos podem ter sido gerados localmente e recobrem em parte as camadas de coquinas.

7.3 Controle Diagenético

No capítulo 6 foram descritos os principais eventos diagenéticos que atuaram no intervalo estratigráfico das coquinas. No presente item buscar-se-á analisar a influência e os impactos da diagênese na qualidade do reservatório. Os processos diagenéticos exerceram um importante controle na definição das características petrofísicas das coquinas do Grupo Lagoa Feia, atuando no sentido de preservar, destruir ou modificar a porosidade primária, além de criar porosidade secundária. A compreensão da diagênese e seu impacto sobe a qualidade do reservatório é fundamental para a maioria das unidades estratigráficas onde a distribuição e relação original entre as propriedades petrofísicas foi modificada após a deposição.

Devido à susceptibilidade dos carbonatos à dissolução e substituição, o sistema poroso original é comumente modificado por processos diagenéticos pós-deposicionais gerando redes porosas ainda mais complexas (JARDINE e WILSHART, 1987). As modificações impressas na geometria do meio poroso pela diagênese também afetam diretamente a permeabilidade. Visto sob esse ângulo, o reconhecimento dos fatores que controlam a diagênese e a magnitude dos processos diagenéticos são de fundamental importância na caracterização de

reservatórios carbonáticos, já que isso é que vai determinar a transmissibilidade das rochas-reservatório.

A diagênese modifica substancialmente a distribuição de porosidade e permeabilidade, assim como as suas relações. As fácies deposicionais que foram altamente porosas e permeáveis podem manter essas qualidades após soterramento e diagênese ou ser severamente afetadas por cimentação e/ou compactação, que podem torná-las barreiras ao fluxo. Logo, a distribuição atual das propriedades petrofísicas porosidade e permeabilidade pode não ter nenhuma relação com a distribuição original de caráter deposicional.

A diagênese transformou as coquinas em zonas extremamente heterogêneas, onde variações drásticas na qualidade de reservatório podem ocorrer em um curto intervalo vertical (Figuras 7.24 e 7.25). As heterogeneidades observadas nas rochas reservatório foram introduzidas por efeitos diagenéticos como manchas dispersas (*patches*) de cimentação calcítica e silicificação e intervalos submetidos à intensa compactação mecânica e dissolução por pressão (estilólitos). Esses níveis criaram barreiras de permeabilidade que estão intercaladas com coquinas porosas ao longo do intervalo estratigráfico analisado.

A diagênese que atuou sobre a seção das coquinas apresenta um forte controle deposicional, onde as melhores fácies, em termos de porosidades primárias efetivas, favoreceram a percolação de fluidos e a intensa dissolução meteórica. Tal processo foi responsável por gerar porosidade secundária principalmente na fácies *rudstone* de alta energia. Logo, interpreta-se que a diagênese seja orientada pelo arcabouço deposicional e estratigráfico.

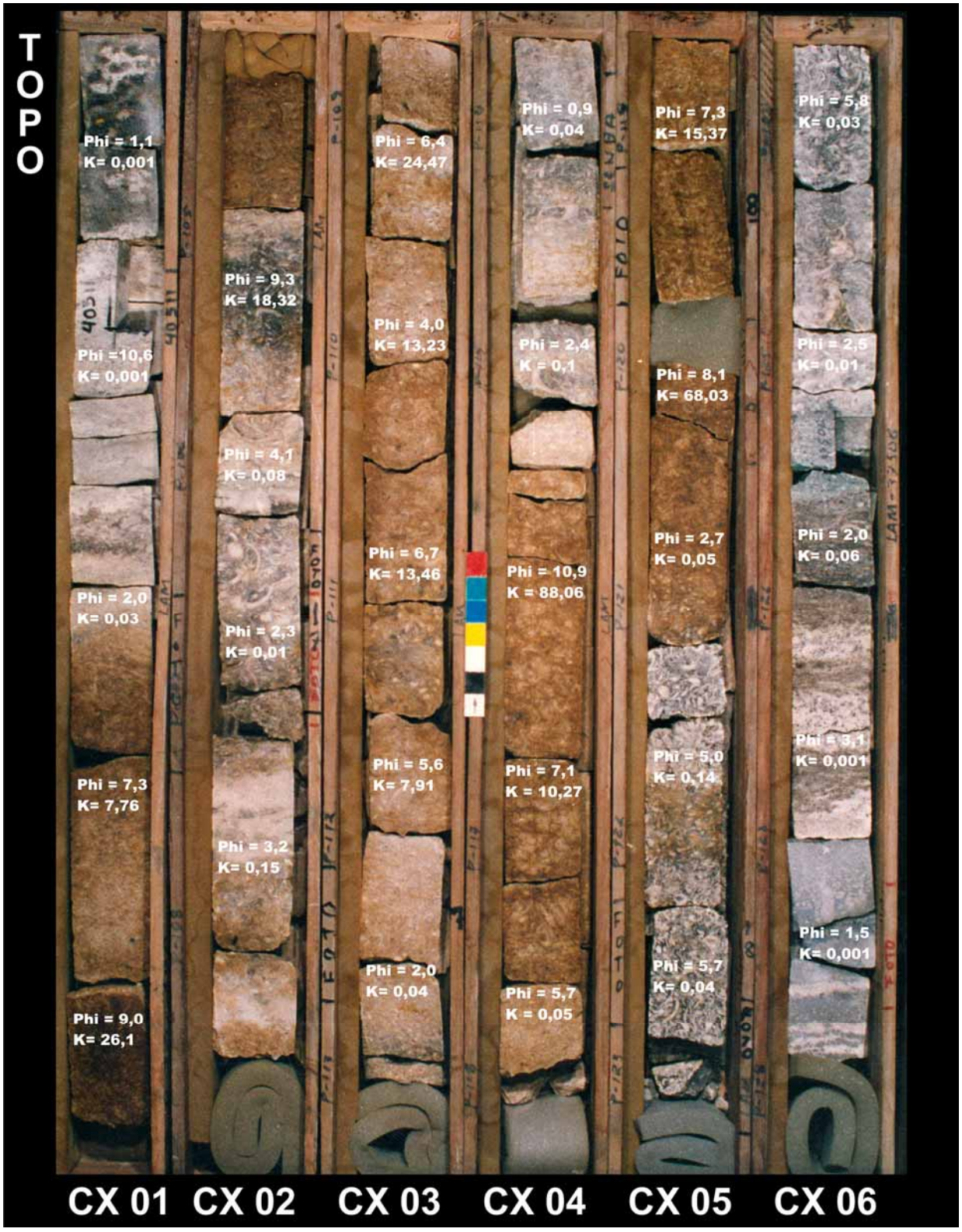


Figura 7.24 – Foto de conjunto de testemunho do Poço 36. A fácies *rudstone* a bivalves de cor castanho está saturada com óleo residual, enquanto as demais porções creme claro estão cimentadas por calcita. Notar a grande heterogeneidade vertical do reservatório de caráter diagenético, responsável pela grande variabilidade dos dados petrofísicos de porosidade (Phi) e permeabilidade (K).

Figura 7.25 – Foto de conjunto de testemunho do Poço 36, mostrando heterogeneidade do reservatório de coquina gerada por silicificação pervasiva, na forma de concreções e distribuição *patchy*, e compactação química, evidenciada pela grande quantidade de estilólitos.

A intensa modificação da fábrica deposicional promovida pela diagênese ocorreu em resposta à alternância de condições subaquáticas e subaéreas na margem do lago e nos altos intra-bacinais. Os principais eventos diagenéticos que atuaram no sentido de reduzir a porosidade primária e, consequentemente, a permeabilidade original da rocha foram à cimentação calcítica, a silicificação e a compactação mecânica e química.

A cimentação calcítica ocorre preenchendo parcial ou totalmente o espaço poroso interpartícula, obliterando a garganta dos poros e prejudicando a capacidade de armazenamento e a capacidade de fluxo da rocha devido à redução da permo-porosidade. Entretanto, é importante salientar que rochas precocemente cimentadas tendem a resistir melhor aos efeitos da compactação e podem exibir, em grandes profundidades, arcabouço relativamente frouxo e aberto. Ás vezes, mesmo aquelas com cimentação precoce parcial podem ter a porosidade primária preservada, pois a cimentação nas zonas de contato entre os grãos aumenta a resistência do arcabouço. Portanto, a cimentação precoce parcial pode ser foi um efeito favorável para preservar a qualidade da rocha aumentando a rigidez do arcabouço e inibindo a compactação mecânica e dissolução por pressão.

A silicificação está presente na forma de nódulos de sílex, substituindo parcial ou totalmente as conchas de bivalves e em manchas irregulares (distribuição *patchy*) ocupando o espaço interpartícula, introduzindo heterogeneidades que modificam a geometria do meio poroso e contribuem para a redução da porosidade, diminuindo a garganta dos poros e criando barreiras que dificultam o fluxo de fluidos (Figura 7.25).

A compactação, por sua vez, é um processo que sempre acarreta a diminuição da porosidade. A perda de porosidade pode ser extremamente rápida, se o material liberado durante a dissolução por pressão for reprecipitado como cimento no fenômeno denominado por Bathurst (1971) de transferência de solução.

Apesar de não ter impacto direto nas propriedades petrofísicas da rocha, o neomorfismo muitas vezes dificulta a diferenciação entre a matriz recristalizada e o cimento espático. A recristalização também foi responsável por obliterar a textura deposicional da rocha, dificultando as interpretações do ambiente deposicional.

A diagênese também atuou no sentido de criar porosidade secundária. A exposição subaérea das coquinas no ambiente meteórico freático/vadoso foi um processo diagenético bastante favorável para aumentar a qualidade do reservatório das coquinas. A dissolução atuou no sentido de criar porosidade secundária dos

tipos vugular e móldica. Este tipo de porosidade seletiva a fábrica foi favorecido nos casos em que a composição mineralógica dos bivalves era aragonítica, mais suscetível à dissolução, e que contribuiu substancialmente para a melhoria das propriedades petrofísicas. A dissolução tardia foi um processo diagenético menos importante na criação de porosidade secundária.

8 CARACTERÍSTICAS PETROFÍSICAS DO RESERVATÓRIO DAS COQUINAS

As coquinas apresentam complexa textura e rede de poros resultantes de sua história deposicional e posterior diagênese, que se reflete em um reservatório bastante heterogêneo. A heterogeneidade cria um complexo caminho para o fluxo de fluidos e afeta diretamente a produtividade dos poços e a eficiência de recuperação, ou seja, o volume de óleo a ser recuperado. Essa complexidade define locais favoráveis à produção de petróleo, delineando caminhos preferenciais para o escoamento de fluidos. As heterogeneidades afetam a distribuição espacial das propriedades petrofísicas, causando redução na eficiência de recuperação do petróleo. Como consequência, o potencial produtivo do reservatório fica comprometido, não sendo possível drenar eficientemente o volume de hidrocarbonatos presente em subsuperfície.

As coquinas de bivalves mostram grande variação quanto à distribuição vertical e lateral de porosidade, devido as suas características texturais e diagenéticas. O desenvolvimento das melhores permo-porosidades está relacionado à presença de porosidade primária e secundária (dissolução), e a ausência ou pouca cimentação de calcita. Deve-se ressaltar, entretanto, que mesmo quando gerada em subsuperfície, as maiores porosidades são encontradas em intervalos formados por fácies deposicionais de maior energia, com menor quantidade de lama calcária, refletindo o controle da fácies deposicional na qualidade do reservatório. A redução da porosidade deposicional ocorreu predominantemente por cimentação e, subordinadamente, por compactação.

Observa-se um predomínio de porosidade secundária dos tipos interpartícula alargada, vugular e móldica. Devido à intensa diagênese, a porosidade primária é raramente preservada.

O reservatório é caracterizado por valores mínimo e máximo de porosidade entre 5 e 25%, respectivamente, e média de 11%. Os dados de permeabilidade compreendem um amplo espectro de valores situados entre < 1 mD até valores superiores a 1D, conforme mostra os histrogramas da Figura 8.1. Esta ampla dispersão reflete a grande variabilidade lateral e vertical das propriedades permo-porosas em função da complexidade faciológica e diagenética das coquinas.

Os valores de porosidade para as fácies reservatório de alta energia (*rudstone* e *grainstone* bioclásticos) tendem a ser elevados em determinadas porções do reservatório, acima dos valores esperados para carbonatos (5-15%, conforme Choquette e Pray, 1970) submetidos a elevado soterramento (cerca de 3 km). Isto se deve a rigidez do arcabouço, conferida pelo rearranjo das conchas de bivalves. Outro mecanismo adicional para a preservação da porosidade em subsuperfície é a presença de barreiras de permeabilidade (camadas de siltito/ *mudstone*), que ocorrem intercaladas à sequência das coquinas, e que podem ter isolado intervalos porosos.

Em reservatórios carbonáticos a relação porosidade x permeabilidade é bastante complexa devido a grande variabilidade de tipos de poros (LONOY, 2006). Para um mesmo valor de porosidade diferentes valores de permeabilidade podem estar associados, o que reflete diferentes geometrias do espaço poroso. Por exemplo, macroporos isolados como *vugs* e moldes podem ser responsáveis por elevados valores de porosidade, porém estão associados a baixos valores de permeabilidade. É necessário que os *vugs* e moldes estejam conectados para que ocorra o fluxo de fluidos no meio poroso; caso estejam isolados não irão contribuir para o fluxo. As coquinas com porosidade deposicional interpartícula mais desenvolvida tendem a apresentar maiores valores de porosidade e permeabilidade em função da melhor conectividade entre os poros (Figura 8.2).

De maneira geral, a permeabilidade na fácies *rudstone* tende a aumentar com a porosidade, porém amostras com poros isolados e baixa permeabilidade não são incomuns, devido ao baixo grau de comunicação dos mesmos. Localmente, essa relação direta de caráter deposicional entre as duas propriedades (Phi e K) não é observada. A causa dessa anomalia está relacionada aos processos diagenéticos, que transformaram fácies deposicionais de características petrofísicas distintas em reservatórios de qualidade semelhantes.

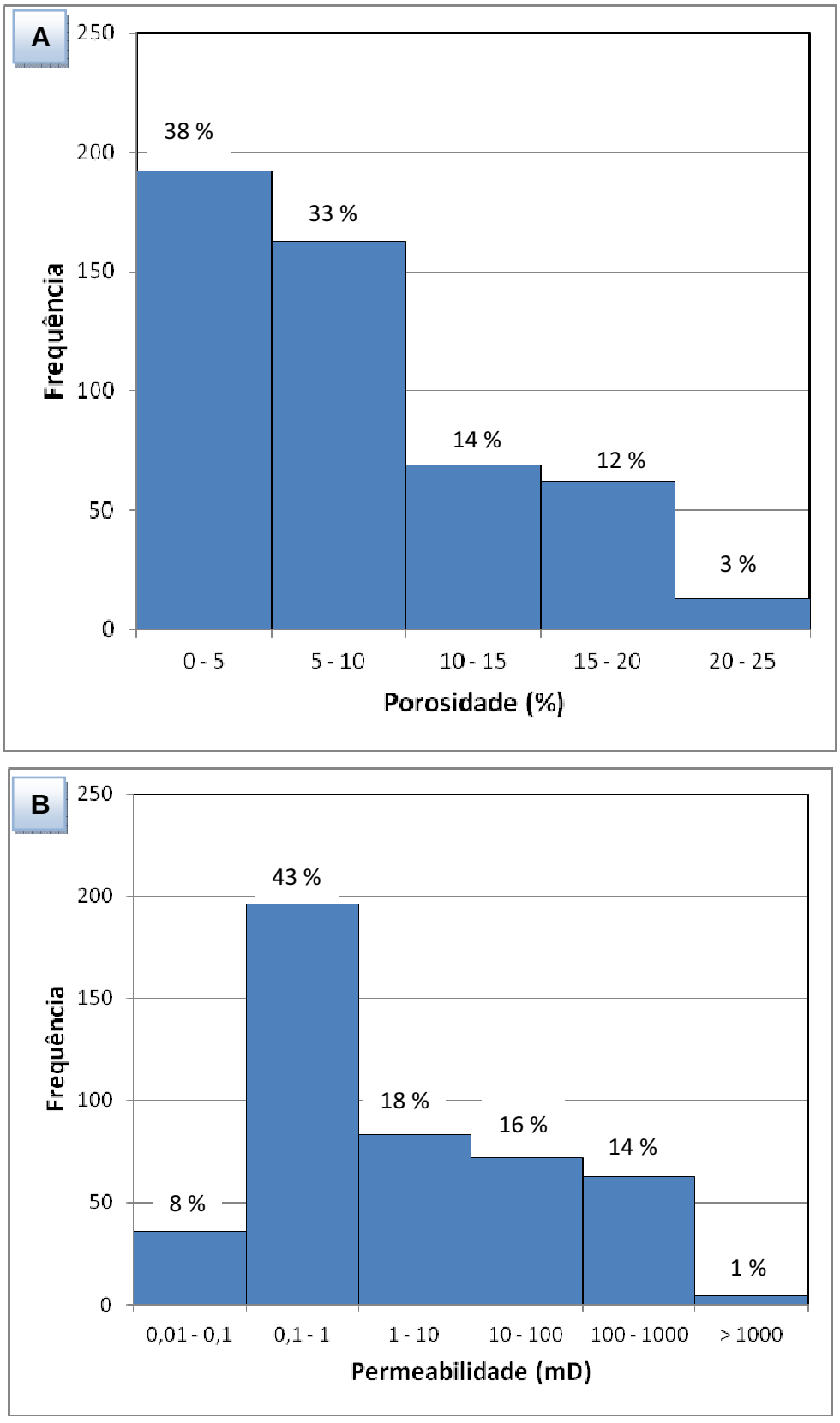


Figura 8.1 – Histograma de frequência das propriedades petrofísicas porosidade (A) e permeabilidade (B) para as fácies de alta energia do intervalo das coquinas, ilustrando o padrão de distribuição destas duas variáveis.

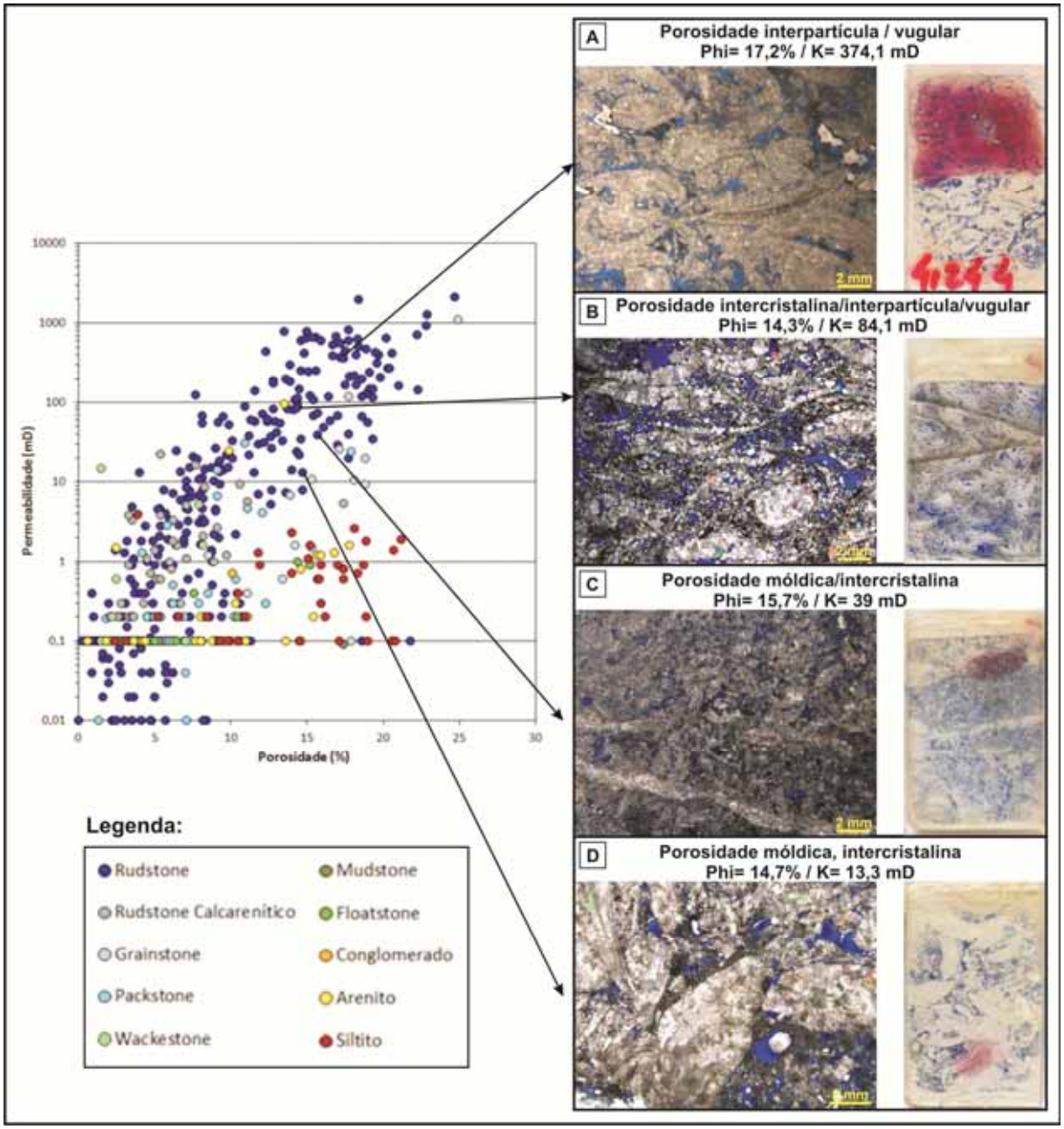


Figura 8.2 – Influência da geometria do meio poroso na capacidade de fluxo do reservatório. Notar que diferentes valores de permeabilidade estão associados a valores próximos de porosidade, devido às diversas configurações e grau de conectividade do espaço poroso. A) Poço 10 / Prof. 2715,35 m; B) Poço 36 / Prof. 2813,90 m; C) Poço 66 / Prof. 2995,10 m e D) Poço 66 / Prof. 2995,40m).

A análise comparativa dos dados de permeabilidade horizontal e vertical obtidos a partir de plugues de testemunhos revelou uma forte anisotropia de permeabilidade para as fácies carbonáticas, onde verificou-se que a permeabilidade horizontal (Kh) tende a ser maior que a permeabilidade vertical (Kv) (Figura 8.3). A linha vermelha plotada a 45° divide o gráfico da Figura 8.3 em dois quadrantes. Os

dados plotados no quadrante superior apresentam Kv > Kh, ao passo que os pontos no quadrante inferior apresentam Kh > Kv. A razão kv/kh varia de 0,1 a 10. Quanto mais distantes os pontos estão da linha vermelha maior a anisotropia de permeabilidade. A maior parte dos dados está posicionada no quadrante inferior, onde também se encontram mais distantes da linha vermelha, quando comparadas aos pontos do quadrante superior. Esta anisotropia é atribuída ao formato alongado das conchas e sua disposição com o eixo maior na horizontal, que atuam como um obstáculo dificultando o fluxo de fluidos na direção vertical, principalmente na fácies *rudstone* mal selecionada e bimodal. A melhora da seleção dos grãos bioclásticos e a diminuição da granulometria das conchas tendem a reduzir drasticamente a anisotropia.

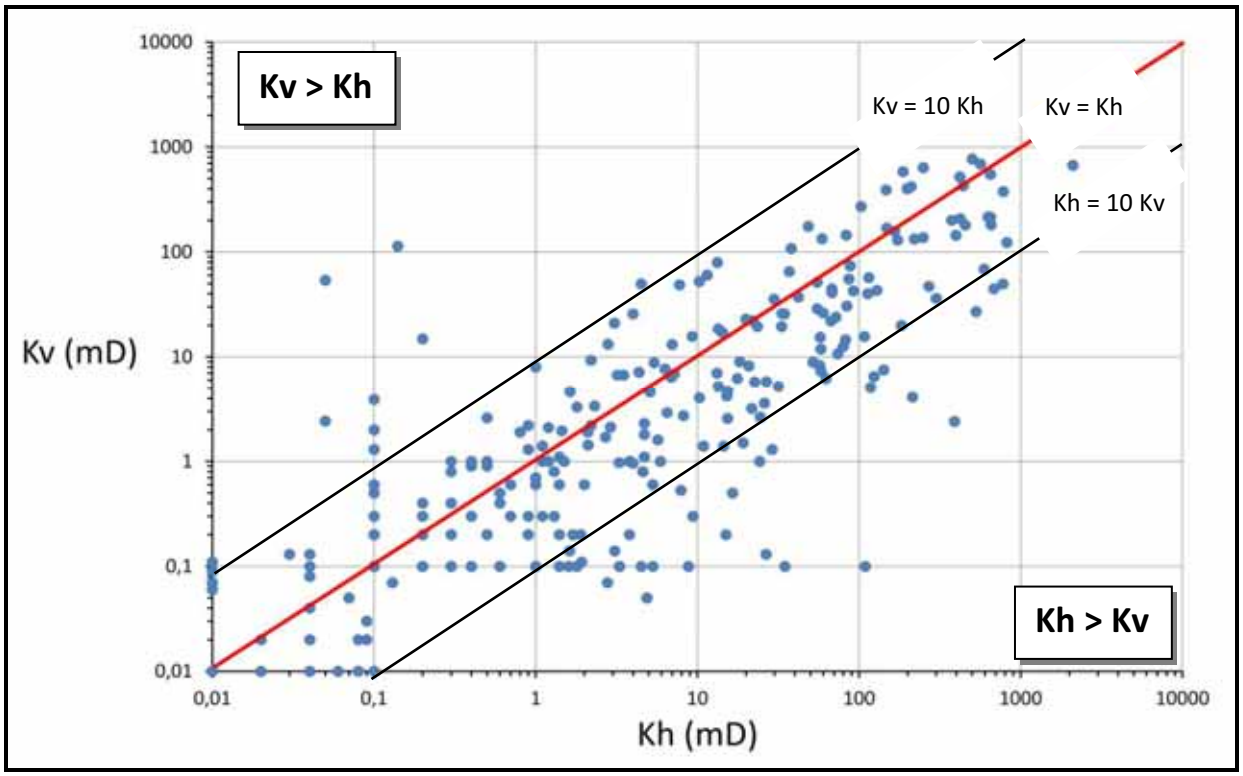


Figura 8.3 – Gráfico de correlação entre a permeabilidade horizontal (Kh) e permeabilidade vertical (Kv) para o intervalo das coquinas. Os dados revelam uma forte anisotropia de permeabilidade, onde a maioria dos pontos está plotado no quadrante inferior, indicando que a permeabilidade horizontal é maior que a permeabilidade vertical. Ambas as medidas foram tomadas na mesma profundidade e medidas em plugues de testemunhos.

9 UNIDADES DE FLUXO

Um dos grandes desafios na indústria de petróleo atualmente é incorporar os conceitos geológicos, sedimentológicos e estratigráficos, baseados em análogos recentes e antigos, a modelos geo-celulares tridimensionais de reservatórios, comumente adotados no gerenciamento dos campos de petróleo (BLAUTH et al, 2012). Estes estudos têm por objetivo embasar e dar suporte a construção de modelos geo-celulares quantitativos mais robustos e preditivos, a partir da integração de várias ferramentas e dados com diferentes suportes de amostragem.

O modelo geológico 3D é uma representação tridimensional do reservatório, o qual é dotado de um arcabouço estrutural-estratigráfico que será populado por fácies e pelas propriedades petrofísicas porosidade e permeabilidade. Esse arcabouço representa o modelo estático do reservatório, que será utilizado para a simulação de fluxo. Nesta etapa será avaliado e estudado o comportamento dinâmico do reservatório quando em produção, incorporando dados de fluido, pressão e produção (testes de formação, etc.). Estes modelos são utilizados para a cubagem do volume de óleo *in place* (VOIP), gerenciamento de campos de petróleo e definição de estratégias de otimização da produção e recuperação secundária de petrolélo (*e.g.* definição de número de poços produtores-injetores, geometria do poço, previsão de produção, definição de áreas geológicas mais promissoras para a perfuração de novos poços, projetos de adensamento de malha de drenagem, etc.).

O desenvolvimento de modelos que descrevam a arquitetura interna do reservatório, sua distribuição de fácies, geometria tridimensional, orientação e relação com as fácies adjacentes, é critica para guiar o posicionamento dos poços e determinar os intervalos a serem completados para maximizar a recuperação de hidrocarbonetos em reservatórios heterogêneos (TYLER e FINLEY, 1988).

A modelagem geológica de reservatórios segue um macrofluxo de trabalho (*workflow*), conforme apresentado por BLAUTH et al. (2012), para reservatórios carbonáticos albianos da Bacia de Campos (Figura 9.1). Tal fluxo de trabalho passa por diversas escalas de trabalho envolvidas na modelagem geológica, integrando desde informação de lâminas petrográficas e dados petrofísicos de laboratório até atributos sísmicos e informações dinâmicas. Neste processo, são estabelecidos

guias e critérios a serem aplicados para a construção de modelos geológicos mais realistas e com significado geológico.

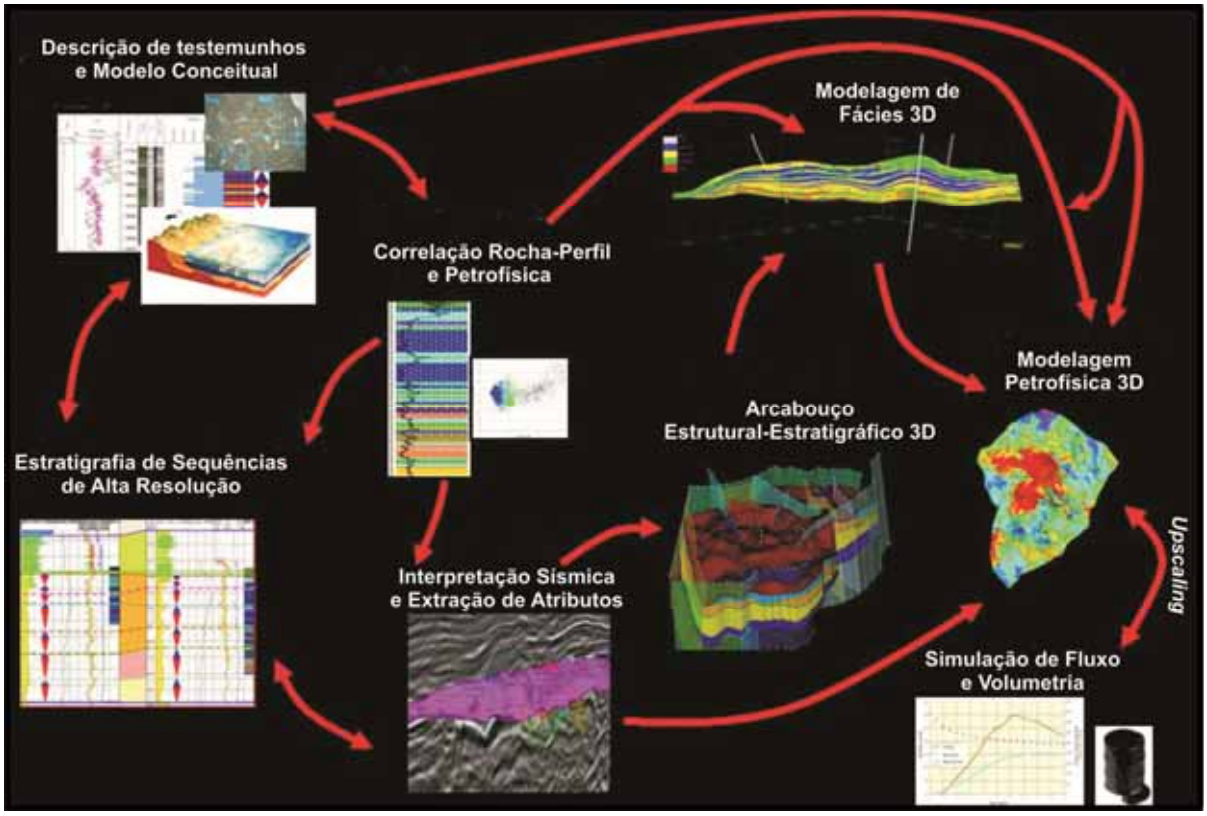


Figura 9.1 – Workflow de modelagem geológica e caracterização de reservatórios aplicado aos carbonatos albianos da Bacia de Campos. As setas indicam o caráter iterativo da modelagem, onde muitas vezes é necessário avançar e retroceder etapas de forma a gerar um modelo mais consistente, honrando os dados estáticos e dinâmicos (BLAUTH et al., 2012).

Durante o processo de modelagem, a caracterização das heterogeneidades deposicionais e diagenéticas do reservatório é uma etapa fundamental, que impactará diretamente as estratégias de produção, uma vez que elas prejudicam a capacidade de armazenamento e produção de hidrocarbonetos (eficiência de recuperação). Uma análise crítica deve ser realizada de forma a definir as heterogeneidades chave e aquelas que podem ser negligenciadas durante o processo de modelagem. Nesta etapa, devem ser definidas e representadas as principais descontinuidades que deverão ser consideradas no modelo, de forma a capturar os aspectos essenciais que afetam ou interrompem o deslocamento do fluxo de fluidos no interior do reservatório em subsuperfície. Essa decisão é muitas vezes subjetiva e depende da escala da heterogeneidade que está sendo considerada (macro, meso e micro-heterogeneidade).

A definição do modelo geológico conceitual é uma das etapas mais importantes dentro de uma típica rotina de trabalho de modelagem de reservatório e tem impacto direto no resultado final. Associado a isso, a incorporação de dados de modelos análogos possibilitará a correta compreensão e representação da arquitetura interna do reservatório (geometria deposicional), da variação lateral de fácies e continuidade dos estratos, principalmente em reservatórios heterogêneos como as coquinas. A utilização de análogos como as coquinas da Formação Morro do Chaves da Bacia de Sergipe-Alagoas e de Hamelin Pool, Shark Bay (Austrália), revelaram-se de grande aplicabilidade para o melhor compreensão das coquinas Lagoa Feia, embasando a geometria deposicional externa desses corpos carbonáticos.

A etapa de caracterização de reservatórios com o estudo faciológico e a modelagem das fácies deposicionais é de extrema importância para guiar a distribuição de propriedades petrofísicas do reservatório, que têm impacto direto no cálculo de volume de hidrocarbonetos *in place* e no modelo de fluxo. A arquitetura de fácies é importante para condicionar a distribuição das propriedades petrofísicas porosidade e permeabilidade, uma vez que as correlações Phi x K são diferentes para cada fácies/associação de fácies. Esse controle pode ser claramente percebido no gráfico da Figura 8.2, onde a fácies carbonáticas apresentam correlação K x Phi completamente diferente das fácies siliciclásticas, por exemplo.

Normalmente uma fácies está associada à outra fácies ou conjunto de fácies dentro de um arcabouço que representa a mesma história genética. Estas associações de fácies tem significado ambiental e refletem um processo contínuo de deposição, onde não há mudança significativa dos parâmetros controladores da sedimentação. A determinação de fácies sedimentares e suas associações definirão ambientes e sub-ambientes deposicionais, que poderão representar diferenças nas propriedades petrofísicas dos diferentes pacotes de rocha.

Os depósitos carbonáticos lacustres do Grupo Lagoa Feia foram agrupados em três associações de fácies: fácies retrabalhadas de alta energia compostas por *rudstones* e *grainstones*, fácies de moderada energia composta por *packstones* e *floatstones* e fácies de baixa energia representadas por *wackestones*, *mudstones* e bioacumulados. As associações de fácies de moderada e alta energia podem ser subdivididas, de acordo com as alterações diagenéticas, em fácies de alta energia cimentadas ou não.

A diagênese modifica a qualidade do reservatório promovendo mudanças na distribuição original das propriedades petrofísicas e é fortemente condicionada pelas fácies deposicionais e arcabouço estratigráfico, conforme discutido em capítulos anteriores. A construção de modelos geológicos mais realísticos que incorporem o impacto da diagênese na qualidade do reservatório é um dos principais desafios atualmente (DAUDT, 2011), principalmente no que se refere à definição dos parâmetros de modelagem para a diagênese (variogramas, geometria, etc) (BLAUTH et al., 2012).

9.1 Definição de Unidades de Fluxo

O conceito de unidade de fluxo foi introduzido por Hearn et al. (1984) para designar pacotes de rochas que possuem continuidade lateral e vertical e características geológicas e petrofísicas similares, como porosidade e permeabilidade (Figura 9.2). Este conceito conduziu a um avanço na caracterização de reservatório, uma vez que permitiu representar a geologia de detalhe em unidades mapeáveis. Entretanto, este conceito tem provocado várias discussões recentemente, particularmente sobre o uso de diferentes técnicas e metodologias para a sua definição (BHATTACHARYA et al., 2008; DAUDT et al., 2009).

As unidades de fluxo representam intervalos que podem ou não ter conotação genética (BHATTACHARYA et al., 2008). Estas unidades correspondem a volumes de rocha que apresentam características petrofísicas particulares, as quais determinam sua capacidade de armazenamento e seu potencial para escoar fluidos. Dessa forma, as unidades de fluxo nem sempre coincidem com as litofácies geológicas (EBANKS, 1987). Litofácies que apresentem propriedades petrofísicas similares e que estejam em contato (continuidade física) podem ser agrupadas em uma única unidade de fluxo. Alternativamente, dissimilaridades petrofísicas (características petrofísicas distintas) presentes em uma mesma litofácies geológica pode levar a subdivisão desta em várias unidades de fluxo (EBANKS et al., 1992).

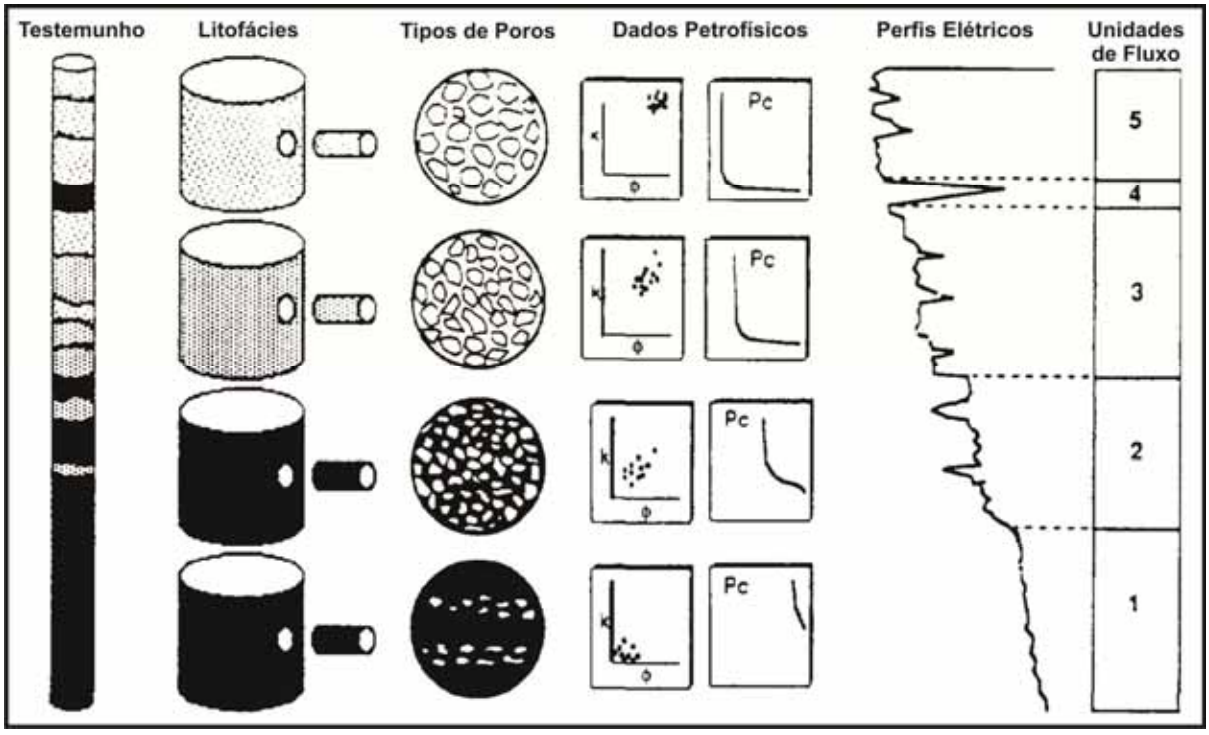


Figura 9.2 – Tipos de unidades de fluxo definidas com base nas propriedades petrofísicas e geológicas (EBANKS et al., 1992).

Outra característica das unidades de fluxo é que estas podem estar em comunicação de pressão com outras unidades, possibilitando o deslocamento lateral e vertical do fluido, ou podem estar completamente isoladas por barreiras de permeabilidade (EBANKS et al., 1992).

9.2 Tipos de Unidades de Fluxo para as Coquinas

O arranjo heterogêneo do reservatório de coquinas, marcado pela presença de camadas e porções com diferentes capacidades de fluxo, induz a drenagem seletiva das acumulações. Da mesma maneira, estas heterogeneidades também reduzem a eficiência do varrido dos fluidos injetados. Nesta jazida em estudo, as heterogeneidades deposicionais e diagenéticas apresentam-se sob a forma de unidades de fluxo com características de permo-porosidade bastante diversas, onde as de pior qualidade atuam compartimentando o reservatório ou retardando o fluxo de fluidos.

Analisando os dados de permo-porosidade de petrofísica básica para o reservatório das coquinas, verificou-se a existência dentro de uma mesma fácies

de diferentes comportamentos e *ranges* de porosidade e permeabilidade, conforme discutido no capítulo anterior. A considerável variação das propriedades petrofísicas dentro de uma mesma fácies são produzidas pelas variações texturais (seleção, empacotamento dos grãos), composicionais e modificações diagenéticas, que geraram a necessidade de criação de diferentes unidades de fluxo.

Com base nas propriedades petrofísicas (porosidade, permeabilidade e curvas de pressão capilar), dados de rocha (testemunhos e lâminas delgadas) e perfis elétricos das porções testemunhadas foram definidas 4 unidades de fluxo (UF) para a seção das coquinas. As fáces de baixa energia compostas por *mudstone*s e *wackestone*s constituem barreiras de permeabilidade e, portanto, não foram consideradas unidades de fluxo. Além disso, essas fácies de baixa energia apresentam geometria deposicional diferente das fácies retrabalhadas de moderada a alta energia, que constituem o reservatório de coquinas, o que torna fundamental a sua individualização como unidade barreira, principalmente para os estudos de simulação de fluxo, uma vez que influenciam a trajetório de escoamento de fluidos do reservatório.

A Unidade de Fluxo 1 (UF-1) apresenta a pior qualidade de reservatório de toda a jazida. Esta unidade engloba principalmente fácies com lama carbonática, representadas por *floatstone*s e *packstone*s, e *rudstone*s, cuja porosidade interpartícula foi fortemente reduzida por intensa cimentação calcítica, restando apenas poros intercristalinos isolados. Apresenta valores médios de permeabilidade de 0,2 mD e porosidade de 4,2 %. A Unidade de Fluxo 2 (UF-2) engloba *rudstone*s com arcabouço calcarenítico e forte influência siliciclástica (presença de argilomineral talco-estevensita, fragmentos de rochas vulcânicas, quartzo detrítico), além de *rudstone*s mal selecionados, que foram submetidos a diagênese moderada a intensa. Apresenta valores médios de permeabilidade de 3,0 mD e porosidade de 7,2 %.

A Unidade de Fluxo 3 (UF-3) compreende *rudstone*s com matriz micrítica argilosa, mal selecionado e empacotamento denso, além de *rudstone*s moderadamente a mal selecionados, com empacotamento normal a denso, dominados por conchas grandes e espessas. Nesta unidade, predominam as porosidades do tipo interpartícula, intercristalina e móldica, que foram reduzidas por cimentação calcítica moderada. Apresenta valores médios de permeabilidade de 51,5 mD e 11,5 % de porosidade. Esta unidade apresenta boa capacidade de

armazenamento e produção, ou pode atuar como fácies alimentadora para a principal unidade de fluxo da jazida, descrita a seguir.

A Unidade de Fluxo 4 (UF-4) apresenta as melhores características de reservatório da jazida, sendo composta por *rudstone*s moderadamente a bem selecionados, com empacotamento normal, conchas de tamanho grânulo a seixo e espessuras variadas. Subordinadamente ocorrem *rudstone*s/*grainstone*s bem selecionados com conchas pequenas e finas. A matriz micrítica está ausente nesta unidade. Predominam macroporos conectados dos tipos interpartícula e *vug*s gerados por intensa dissolução e pouca cimentação. Apresenta as melhores propriedades petrofísicas com valores médios de permeabilidade de 420 mD e 17,3 % de porosidade. Representa a principal unidade produtora, ou seja, a de maior capacidade de fluxo.

Deve-se salientar, entretanto, que as diferentes unidades de fluxo identificadas no presente estudo, podem apresentar superposições em algumas propriedades do reservatório (Figura 9.3), o que é natural considerando-se que muitas vezes a passagem de uma para outra é transicional. Entretanto, procura-se sempre reconhecer algumas propriedades diagnósticas que permitam a discriminação das mesmas.

O Quadro 9.1 resume as principais características de cada unidade de fluxo.

Quadro 9.1 – Principais características das unidades de fluxo definidas para a seção das coquinas.

Unidade de Fluxo	Fácies	Tipo de Porosidade	Diagênese	Propriedades Médias	
				Phi (%)	K_h (mD)
1	a) *Packstone*/*Floatstone* b) *Rudstone* moderadamente a mal selecionado com diagênese intensa	Microporosidade, intercristalina	Cimentação calcítica intensa	4,2	0,2
2	a) *Rudstone* com arcabouço calcarenítico, aspecto bimodal, forte influência siliciclástica b) *Rudstone* mal selecionado com diagênese moderada a intensa	Vugular, móldica, interpartícula	Cimentação calcítica, silicificação, dissolução moderada	7,2	3,0
3	a) *Rudstone* moderadamente a mal selecionado, empacotamento normal a denso, conchas grandes e espessas. b) *Rudstone* com matriz micrítica argilosa, mal selecionado, empacotamento denso	Interpartícula, intercristalina, móldica	Cimentação calcítica moderada, dissolução intensa	11,5	51,5
4	a) *Rudstone* moderadamente a bem selecionado, empacotamento normal a denso, conchas de tamanho grânulo a seixo e espessuras variadas. b) *Rudstone*/*grainstone* bem selecionado com conchas pequenas e finas	Macroporos interpartícula, vugular	Pequena cimentação, dissolução intensa	17,3	420

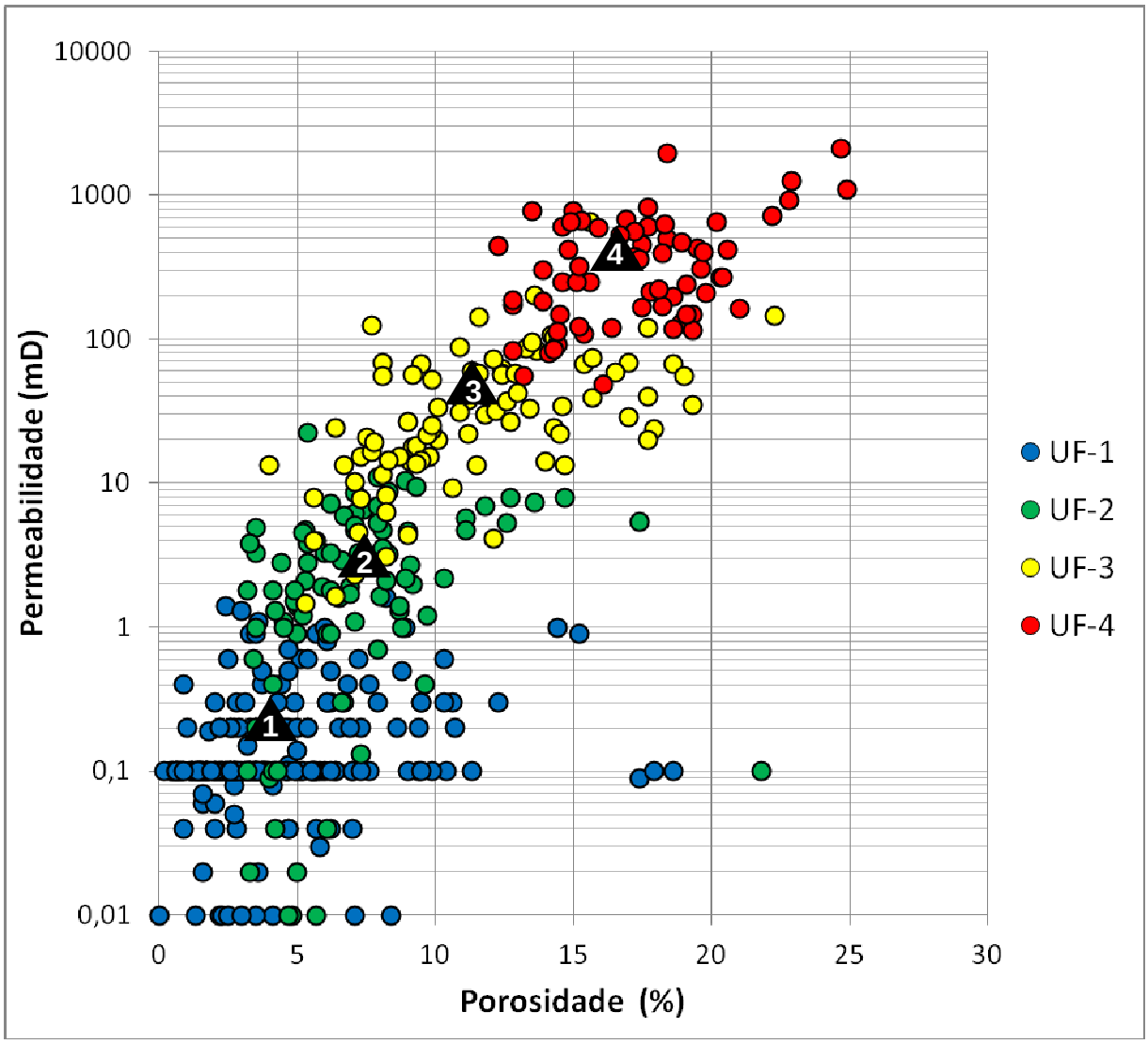


Figura 9.3 – Gráfico permeabilidade x porosidade mostrando as características petrofísicas de cada unidade de fluxo. O triângulo preto corresponde às propriedades médias de cada unidade de fluxo.

A geometria da curva de pressão capilar está relacionada à distribuição do tamanho de poro e reflete a capacidade de fluxo da rocha (LANGTON e CHIN, 1968). Pressões mais elevadas são necessárias para deslocar um fluido através de um meio poroso dominado por gargantas estreitas do que para deslocar um fluido por um sistema dominado por gargantas mais largas. As gargantas dos poros são responsáveis pela intercomunicação entre os poros maiores, permitindo efetivamente o deslocamento dos fluidos.

A rede de poros das coquinas é constituída por diferentes tamanhos de poros que podem estar interconectados ou não. As interconexões são geralmente tortuosas, reflexo das características texturais e alterações diagenéticas. A

compreensão desta fábrica é fundamental para a definição da qualidade do reservatório.

As medidas obtidas a partir das análises de pressão capilar refletem, além da textura deposicional, os efeitos dos processos diagenéticos. A geometria do espaço poroso representa o produto final das características adquiridas nos ambientes deposicional e diagenético. Cada unidade de fluxo é caracterizada por um sistema poroso distinto, conforme mostram as curvas de pressão capilar da Figura 9.4. As unidades de fluxo 4 e 3 apresentam as menores saturações de água irredutível e são dominadas por macroporos (Figura 9.5), refletindo suas melhores características. A UF-2 tende a apresentar caráter bimodal do diâmetro das gargantas de poros, enquanto que a UF-1 é dominada por mesoporos (Figura 8.5).

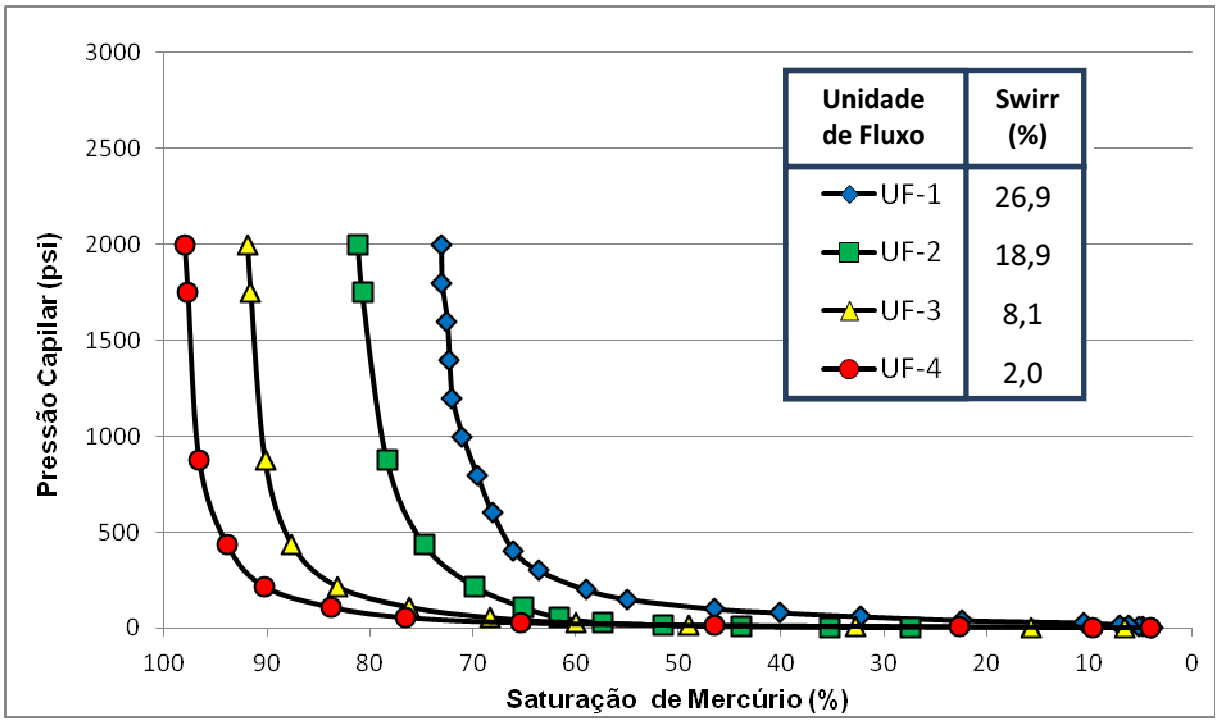


Figura 9.4 – Curvas de pressão capilar por injeção de mercúrio representativas das unidades de fluxo das coquinas Lagoa Feia. O quadro apresenta a saturação de água irredutível (Swirr) para cada amostra.

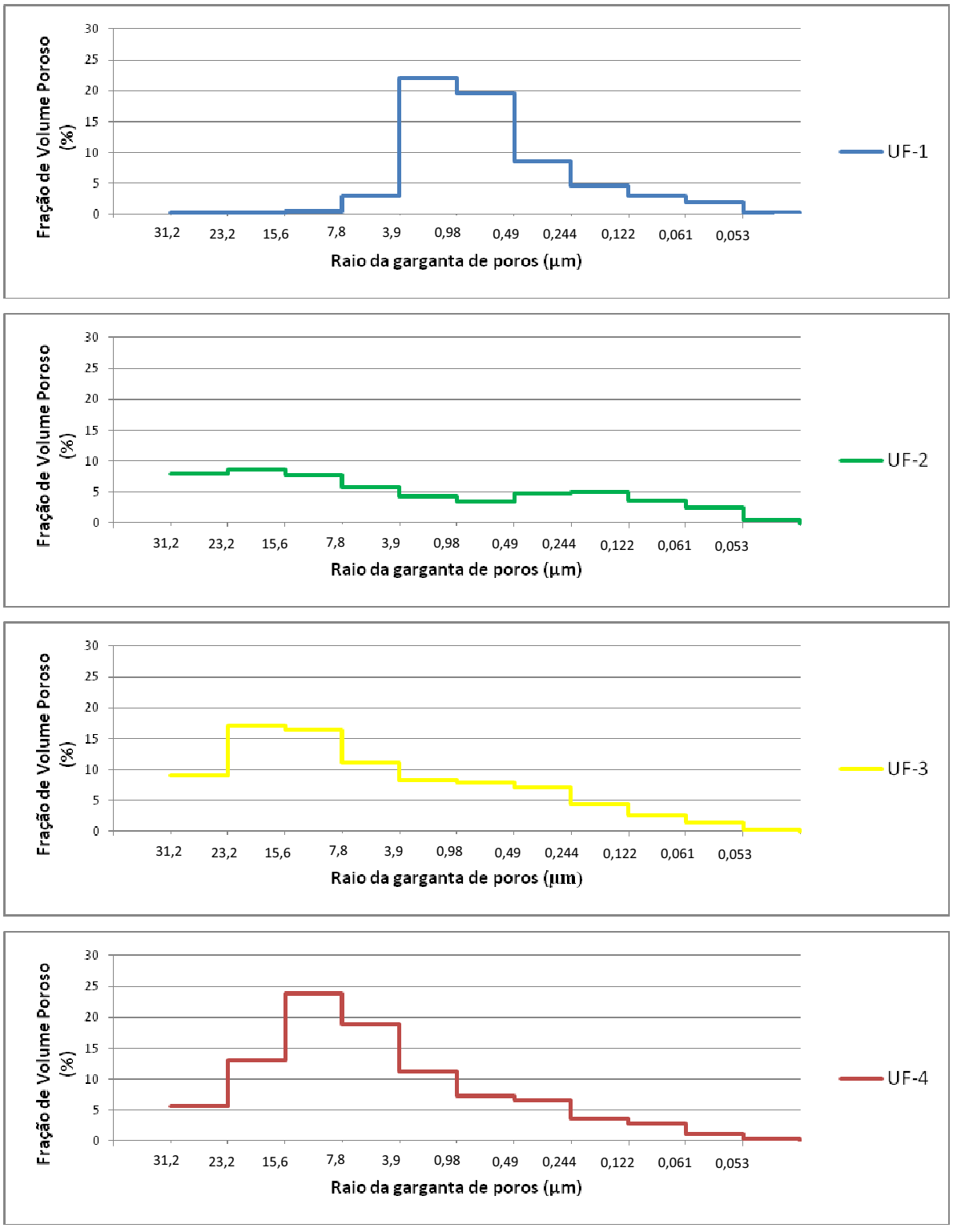


Figura 9.5 – Distribuição das gargantas de poros de amostras de cada unidade de fluxo, obtidas a partir das curvas de pressão capilar da Figura 9.4.

Em termos de ocorrência, a UF-1 predomina nos poços testemunhados analisados, representando aproximadamente 42 % do total, seguida das UF-2 e UF-3, com proporções semelhantes, e a UF-4, que constitui 9 % (Figura 9.6). A unidade

de Fluxo 4 ocorre com maior frequência nos Poços 36 e 66, formando corpos com espessura máxima de 5 m. Geralmente está associada a Unidade de Fluxo 3. A unidade barreira, representada pelas fácies não-reservatório *mudstone* e *wackestone*s, perfaz 21 % do intervalo amostrado pelos testemunhos. Essa unidade ocorre como delgadas camadas intercaladas a espessos pacotes de coquinas e possui espessura máxima em torno de 2 a 4 m (Figuras 9.7, 9.8 e 9.9).

Uma descrição geral das características petrofísicas e das unidades de fluxo é apresentada na forma de perfis integrados de qualidade de reservatório, conforme as Figuras 9.7, 9.8 e 9.9.

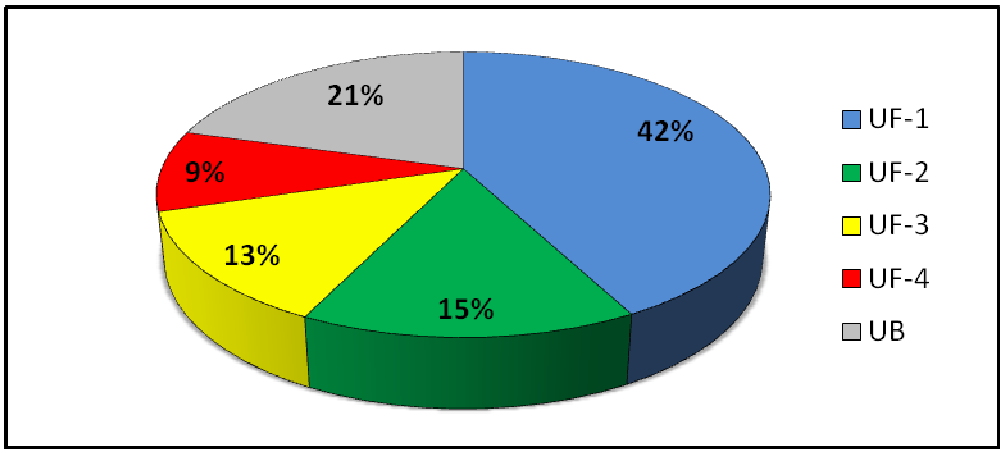


Figura 9.6 – Proporção das unidades de fluxo (UF) e barreira (UB) para o intervalo das coquinas nos poços testemunhados. Observar o predomínio da unidade de fluxo 1.

A Figura 9.10 apresenta uma seção estratigráfica com a distribuição espacial das unidades de fluxo da porção basal da coquina inferior (zona de produção VI). As variações laterais das unidades de fluxo refletem variações na qualidade de reservatório. O *datum* utilizado para a seção equivale a uma espessa camada de siltito/folhelho de grande continuidade lateral que ocorre sobre o reservatório carbonático. Os marcos estratigráficos VI-B e VI-C dividem a zona VI em três subzonas denominadas VI-A, VI-B e VI-C. Tais marcadores correspondem a fácies deposicionais de baixa energia representadas por *mudstones* e *wackestones*, formadas em períodos de nível de lago alto, que constituem barreiras contínuas ao fluxo de fluidos, compartimentando o reservatório. Estas unidades barreiras ocorrem nas bases dos ciclos de sedimentação carbonática como delgadas camadas com espessura máxima em torno de 2 a 4 m. Além destas camadas, outros níveis

impermeáveis de menor espessura e extensão lateral também estão presentes no pacote de rochas-reservatório.

As unidades de fluxo 3 e 4, de melhores características, ocorrem com maior frequência nos poços da porção sudeste (Poços 36 e 49) da área estudada, com espessura máxima de 5 m. O Poço 49 está localizado sobre um alto estrutural do embasamento, conforme mostra a seção regional da Fig. 7.8, onde observa-se a ausência da sequência clástica-basal e parte da seção talco estevensita. Nos Poços 10 e 17, a ocorrência destas unidades de fluxo é bastante restrita. Estes poços estão localizados mais próximos da borda da bacia e consequentemente, sofreram maior influência dos sedimentos terrígenos, que acabaram por prejudicar a qualidade do reservatório. Adicionalmente, o poço 10 estava situado em um baixo relativo (Fig. 7.8), que contribuiu para a deposição de fácies de pior qualidade.

As unidades de fluxo 1 e 2 apresentam ampla distribuição nos poços analisados. São constituídas por fácies de baixa capacidade de fluxo, em decorrência dos processos diagenéticos de cimentação e compactação mecânica e química que atuaram sobre as fácies retrabalhadas de alta energia.

Ao analisar a distribuição espacial das unidades de fluxo, apesar do reservatório apresentar espessos pacotes de *rudstones*, observa-se a presença de delgados corpos com capacidade de fluxo melhor (UF-3 e UF-4) intercalados em grandes pacotes com baixa permeabilidade e capacidade de fluxo (UF-1 e UF-2). Devido a estas características, quando estes intervalos são colocados em produção provavelmente somente alguns níveis irão contribuir efetivamente para a produção, enquanto as demais unidades de fluxo provavelmente irão alimentar as unidades de melhor capacidade de fluxo, compostas por fácies retrabalhadas de alta energia e que foram preservadas dos processos diagenéticos de cimentação e compactação.

A garande variabilidade lateral e vertical da qualidade de reservatório ao longo da jazida reflete a complexidade faciológica e diagenética deste reservatório bastante heterogêneo.

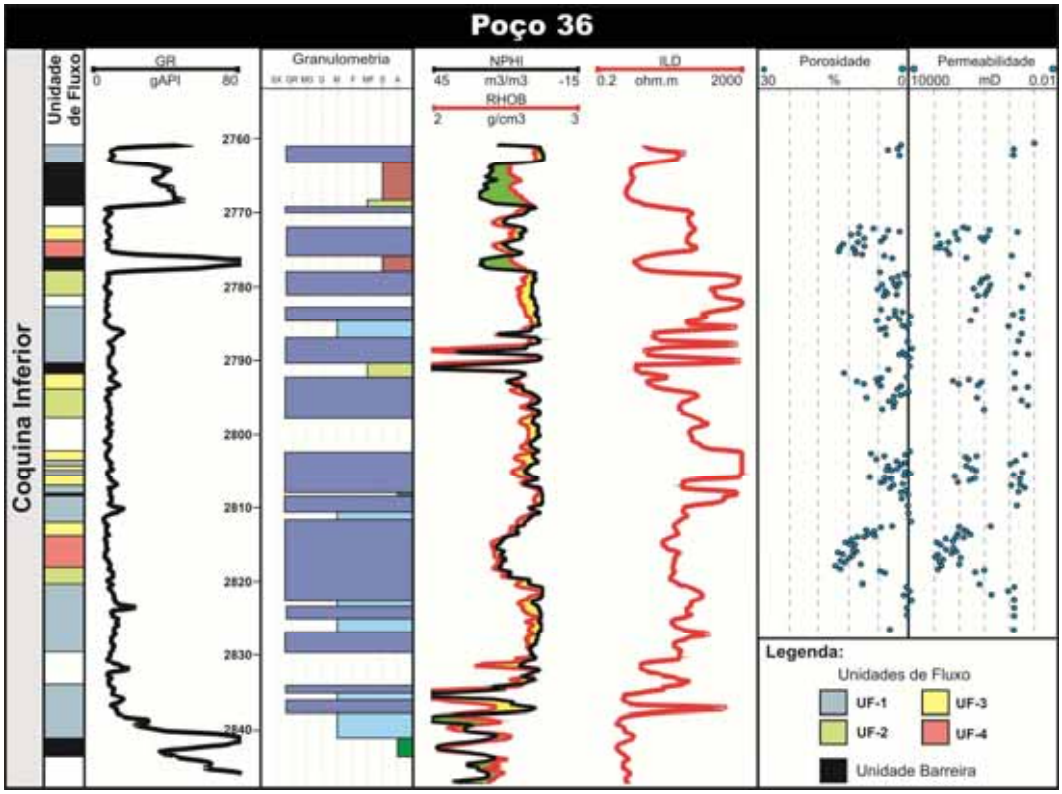


Figura 9.7 – Perfil de qualidade do reservatório para a seção inferior da coquina testemunhada no Poço 36, mostrando as diferentes unidades de fluxo.

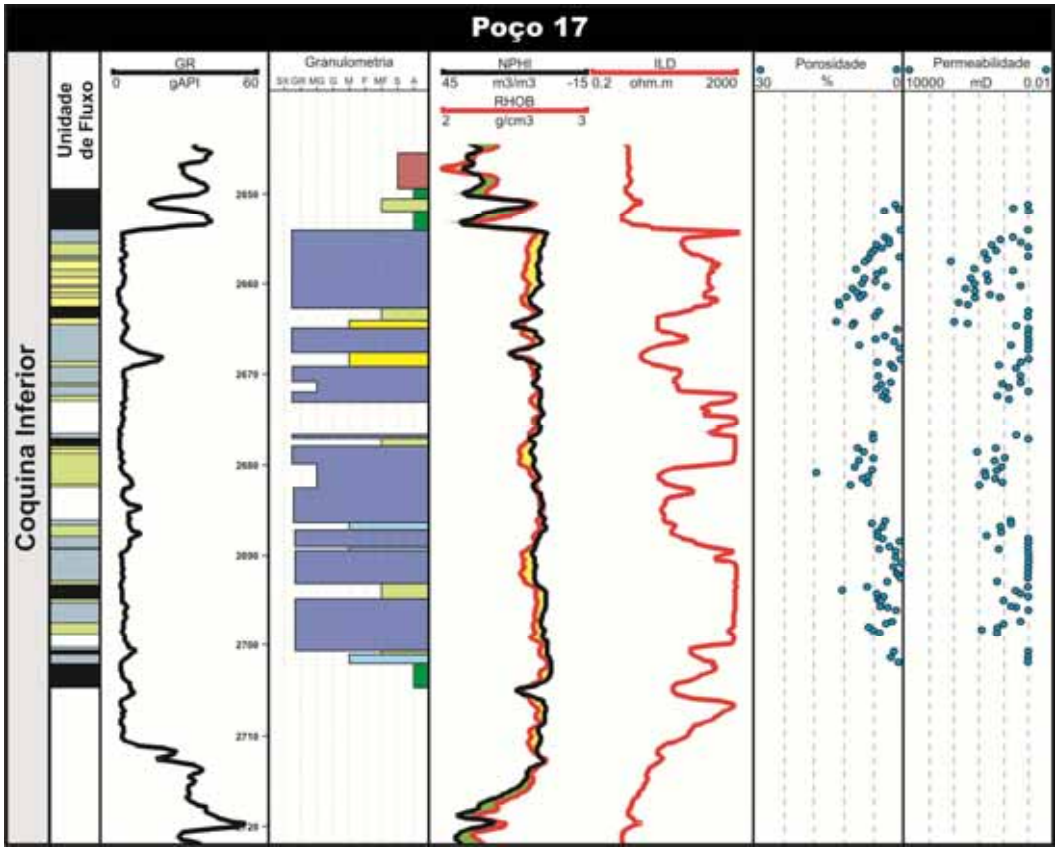


Figura 9.8 – Perfil de qualidade do reservatório para a seção inferior da coquina testemunhada no Poço 17, mostrando as diferentes unidades de fluxo. Utilizar legenda da Figura 9.7.

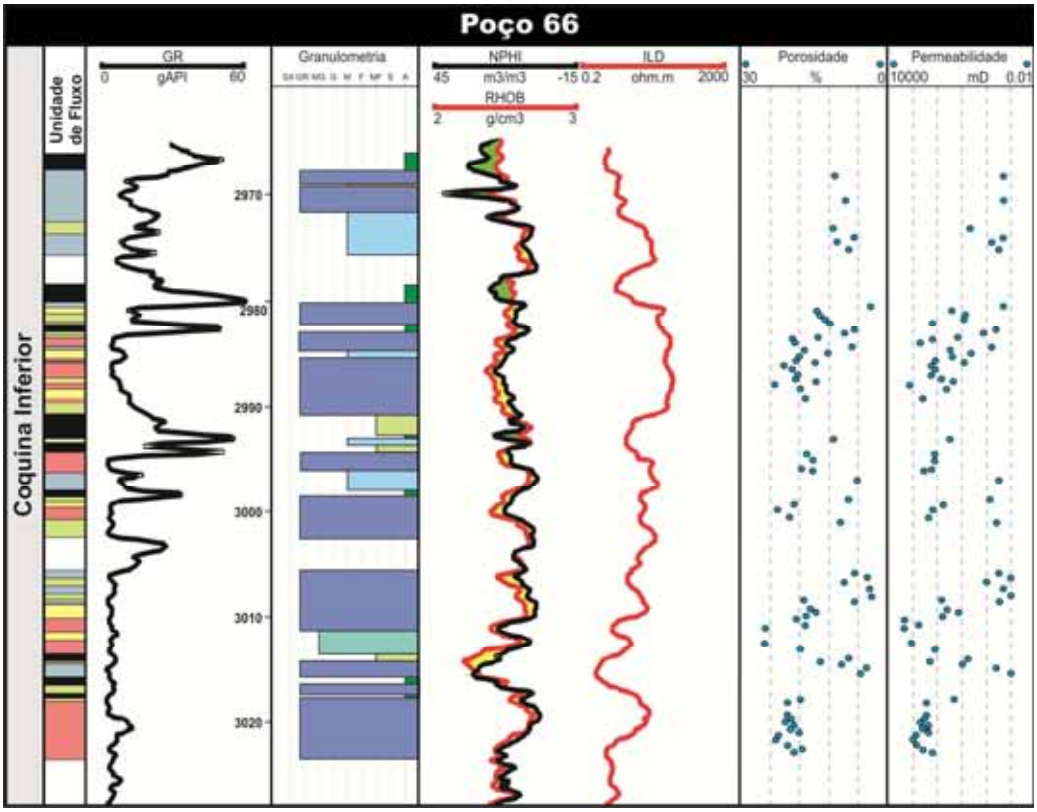


Figura 9.9 – Perfil de qualidade do reservatório para a seção inferior da coquina testemunhada no Poço 66 mostrando as diferentes unidades de fluxo. Utilizar legenda da Figura 9.7.

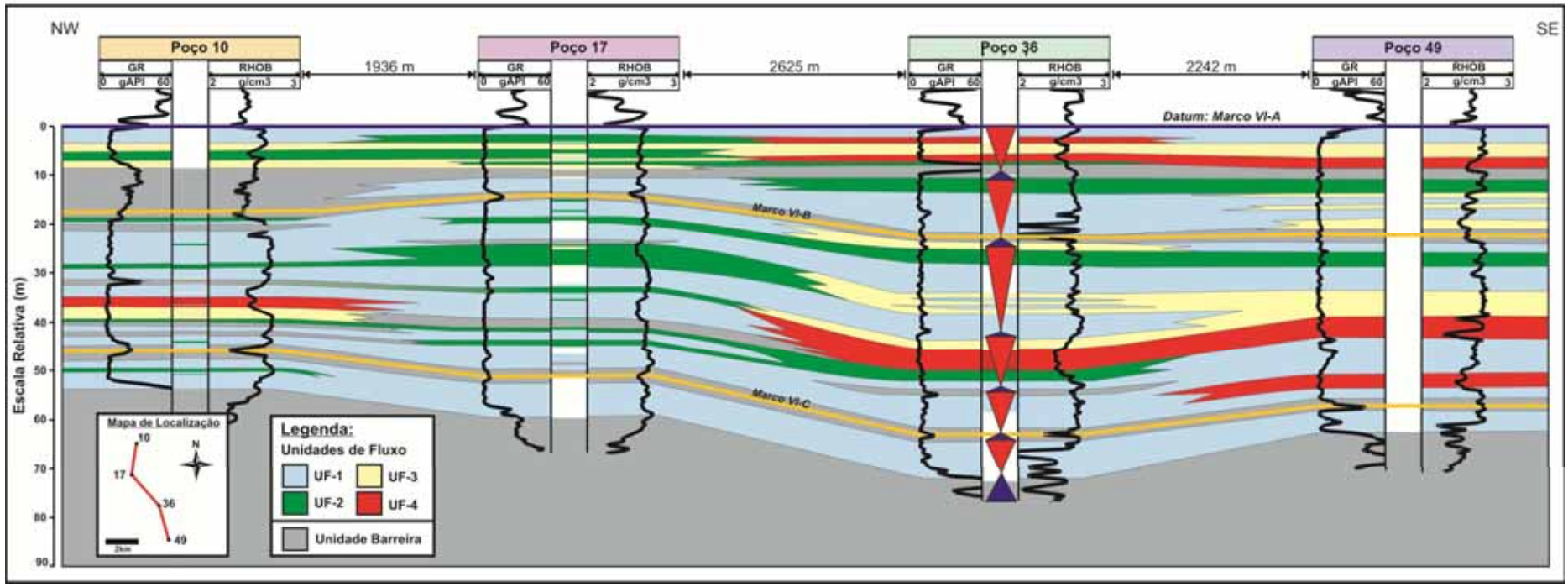


Figura 9.10 – Seção estratigráfica mostrando a variabilidade lateral e vertical da qualidade de reservatório ao longo da jazida.

10 CONCLUSÕES

Este estudo permitiu a caracterização estratigráfico-faciológica e diagenética da sequência das coquinas Lagoa Feia na área sudoeste da Bacia de Campos, tendo-se como foco principal a coquina inferior. Definiram-se também os fatores controladores da qualidade permo-porosa deste reservatório e a avaliação do impacto das heterogeneidades dos corpos carbonáticos na produção de óleo. Foram estabelecidas as seguintes principais conclusões:

1) As 9 fácies carbonáticas lacustres reconhecidas, foram agrupados em três associações de fácies: fácies de alta energia compostas por *rudstone*s e *grainstone*s, fácies de moderada energia composta por *packstone*s e *floatstone*s e fácies de baixa energia representadas por *wackestone*s e *mudstone*s. Somente as fácies deposicionais de alta energia mostram condições favoráveis para o desenvolvimento de boa permo-porosidade.

2) As concentrações fossilíferas de bivalves são o produto final da atuação de processos sedimentares associados a ondas e tempestades, que retrabalharam e depositaram as conchas sobre os altos estruturais do embasamento.

3) Os processos diagenéticos mais relevantes que afetaram as coquinas foram o neomorfismo, a dissolução, cimentação e silicificação – relacionados sobretudo ao ambiente meteórico freático – e a compactação mecânica e química em ambiente de subsuperfície.

4) A qualidade do reservatório das coquinas foi controlada pela interação de múltiplas variáveis, entre as quais fatores tectono-estruturais (criação de espaço de acomodação, aporte siliciclástico), características deposicionais (textura, seleção, composição mineralógica, teor de matriz) e atributos diagenéticos (cimentação, dissolução, soterramento).

5) Na área estudada, o embasamento é composto por baixos e altos relativos locais, que condicionaram a deposição da seção lacustre carbonática,

produzindo uma grande variação nas isópacas das coquinas O expressivo aumento de espessura está associado aos baixos estruturais e às falhas de crescimento, em função da maior subsidência associada a essas áreas (criação de espaço de acomodação), ao passo que as menores espessuras equivalem aos altos topográficos. Apesar das coquinas apresentarem menores espessuras nos altos, os pacotes carbonáticos tendem a ter, nestas áreas, uma menor intercalação com sedimentos clásticos e níveis argilosos; isto resulta em estratos com melhor qualidade de reservatório.

6) A qualidade permoporosa do reservatório está, em princípio, diretamente ligada à fácies deposicional. As maiores porosidades são encontradas em intervalos formados por fácies deposicionais de maior energia, com menor quantidade de lama calcária, desde que tenham sido preservadas dos efeitos da diagênese de cimentação e compactação. A fácies *rudstone* bioclástico bem selecionado, com empacotamento normal e ausência de grãos siliciclásticos, compõe os reservatórios de melhor qualidade dentro da sequência das coquinas.

7) A coquina inferior apresenta dois tipos de padrão de empilhamento estratigráfico: a parte inferior-média tem padrão agradacional formado por pacotes amalgamados de *rudstone*s bioclásticos de até 60 m de espessura, enquanto que na porção superior predominam os ciclos de raseamento ascendente, caracterizados por *mudstone*s e *wackestone*s na base, *packstone*s na porção intermediária e *rudstone*s com ‘matriz’ calcarenítica e *rudstone*s puros na parte superior, estes últimos ocorrendo no topo.

8) O reservatório carbonático das coquinas apresenta elevado grau de heterogeneidade vertical, gerada pela ciclicidade estratigráfica, grande variedade textural associada às alterações de energia do ambiente deposicional e pela intensa modificação diagenética, resultando em grandes variações de propriedades petrofísicas e qualidade de reservatório.

9) A diagênese transformou as coquinas em zonas extremamente heterogêneas, onde variações drásticas na qualidade de reservatório podem ocorrer em um curto intervalo vertical. As heterogeneidades observadas nas rochas reservatório foram introduzidas por efeitos diagenéticos como manchas (*patches*) de cimentação calcítica e silicificação e intervalos afetados por intensa dissolução por pressão (estilólitos). Esses níveis criaram barreiras de permeabilidade que estão intercaladas com coquinas porosas ao longo do intervalo estratigráfico analisado.

10) A diagênese que atuou sobre a seção das coquinas apresenta um forte controle deposicional, onde as melhores fácies, em termos de porosidades primárias efetivas, favoreceram a percolação de fluidos e a intensa dissolução meteórica. Tal processo foi responsável por gerar porosidade secundária principalmente na fácies *rudstone* de alta energia.

11) O reservatório das coquinas exibe uma forte anisotropia de permeabilidade caracterizada em geral por valores de permeabilidade horizontal maiores que a permeabilidade vertical. Este fato decorre do próprio formato alongado da concha de bivalve que tende a se depositar com o seu eixo maior na horizontal, atuando como um obstáculo para o deslocamento vertical do fluido no espaço poroso.

12) Foram definidos 4 tipos de unidades de fluxo para o intervalo estratigráfico das coquinas Lagoa Feia com base nas características petrofísicas, curvas de pressão capilar, perfis elétricos e atributos geológicos. As unidades de fluxo 3 e 4 apresentam as melhores propriedades e ocorrem como camadas com espessura máxima de 5 m. As unidades de fluxo 1 e 2 apresentam as piores propriedades e possuem grande continuidade lateral.

13) Ao analisar a distribuição espacial das unidades de fluxo observa-se a presença de delgados corpos com capacidade de fluxo melhor (UF-3 e UF-4) intercalados em grandes pacotes com baixa permeabilidade e capacidade de fluxo (UF-1 e UF-2). Devido a estas características, quando estes intervalos são colocados em produção somente alguns níveis irão contribuir

efetivamente para a produção, enquanto que as demais unidades de fluxo provavelmente irão alimentar as unidades de melhor capacidade de fluxo.

11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABRAHÃO, D.; WARME, J.E. Lacustrine and Associated Deposits in a Rifted Continental Margin-Lower Cretaceous Lagoa Feia Formation, Campos Basin, Offshore Brazil. In: Katz, B. J. (ed) **Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs**: AAPG Memoir 50, Pages 287 - 305 (1990).

AHR, W. M. **Geology of Carbonate Reservoirs: The Identification, Description, and Characterization of Hydrocarbon Reservoirs in Carbonate Rocks**. John Wiley & Sons. 277p. 2008.

AIGNER, T. **Storm depositional systems**. Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences., Springer Verlag, 144p, New York, 1985 (Lecture Notes in Earth Sciences, 3).

ANP, 2013. **Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural**. Superintendência de Desenvolvimento e Produção – SDP. Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis S.A., Março 2013.

ARAI, M.; HASHIMOTO, A.T.; UESUGUI, N. Significado cronoestratigráfico da associação microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 3, n. 1/2, p. 87-103, 1989.

ARAI, M. Paleogeografia do Atlântico Sul no Aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 17, n. 2, p. 331-351, 2009.

AZAMBUJA FILHO, N. C.; MELLO M. R. Sedimentação de coquinas e folhelhos betuminosos da Formação Morro do Chaves, Cretáceo Inferior, Bacia de Alagoas. Anais do 37° **Congresso Brasileiro de Geologia**, São Paulo, v.2, p. 488. 1992

AZEVEDO, R. L. M. Paleoceanografia e a evolução do Atlântico Sul no Albiano. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 231-249, 2004.

BANERJEE, I.; KIDWELL, S. M. 1991. Significance of molluscan shell beds in sequence stratigraphy: an example from lower Cretaceous Mamuille Group of Canada. **Sedimentology**, 38: 913-934.

BATHURST, R.G.C. Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology, v.12, 620p. 1971

BAUMGARTEN, C. S. Evolução estrutural de Pampo, Badejo, e Linguado durante a deposição da Formação Lagoa Feia. In: **Boletim Técnico da Petrobrás**, v. 28, n. 2, p. 91-101,1985.

BAUMGARTEN, C. S.; DUTRA, A. J.C.; SCUTA, M. S.; FIGUEIREDO, M. V. L.; SEQUEIRA, M. F. P. B. Coquinas da Formação Lagoa Feia, Bacia de Campos:

Evolução da Geologia de Desenvolvimento. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, vol. 2, n. 1, p. 27- 36, 1988.

BERTANI, R. T.; CAROZZI, A. V. Microfacies, Deposicional Models and Diagenesis of Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous), Campos Basin, Offshore Brazil. **Ciência Técnica Petróleo**. Seção Exploração de Petróleo n° 14. 1984, 104p.

BERTANI, R. T.; CAROZZI, A. V. Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous), Campos Basin, offshore Brazil: rift-valley stage lacustrine carbonate reservoir. **Journal of Petroleum Geology**, v.8, p.37-58 e p.199-220, 1985.

BHATTACHARYA, S.; BYRNES, A.P.; WATNEY, W.L.; DOVETON, J.H. 2008. Flow unit modeling and fine –scale predicted permeability validation in Atokan sandstones: Norcan East field, Kansas. **AAPG Bulletin.** 92 (6), 709-732.

BLAUTH, M. 1993. **Reservatórios carbonáticos oolíticos: fatores geológicos que controlam o fluxo de fluidos**. Universidade Federal de Ouro Preto. 256p. Dissertação de Mestrado.

BLAUTH, M.; FARIA, R.T.; MAUL, A. R.; MONTEIRO, M.C.; FRANCO, M. P.; CARNEIRO, S. R. R.; OLIVEIRA, R.M.; TIBANA, P. 2012. WorkFlow for Geological Characterization and Modeling of the Albian Carbonate Reservoirs from Offshore Campos Basin, Brazil: **32nd Bob Perkins Research Conference** (GCSSEPM), Houston, Texas, CD ROOM .

BOHACS, K. M.; CARROLL, A. R.; NEAL, J. E.; MANKIEWICZ, P. J. Lake-Basin Type, Source Potential, and Hydrocarbon Character: an Integrated Sequence-Stratigraphic-Geochemical Framework. In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E.; KELTS, K. (eds) **Lake basins through space and time**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, 2000. v.46. p. 3-34.

BRETT, C.E.; BAIRD, G.C. 1986. Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation**. Palaios**, 4:303-309.

BRUHN, C.H.L.; GOMES, J.A.T.; LUCCHESE, C.D.; JOHANN, P.R.S. Campos Basin: Reservoir Characterization and Management – Historical Overview and Future Challenges. OTC 15220. **Offshore Technology Conference**, Houston, Texas, 2003. 14p.

BUSTILLO, M. A. Silicification of Continental Carbonates. **Developments in Sedimentology**, Volume 62, p.153-174, 2010.

CAROZZI, A. V.; BOUROULLEC, J.; DELOFFRE, R.; RUMEAU, L. Microfaciès du Jurassique d'Aquitaine. **Bulletin Centre de Recherches Pau**, volume spécial, n. 1, Pau France, 1972. 594p.

CARVALHO, M. D.; MONTEIRO, M.; PIMENTEL, A. M.; REHIM, H. A. A. A. 1984. Microfácies, diagênese e petrofísica das coquinas da Formação Lagoa Feia em Badejo, Linguado e Pampo, Bacia de Campos. PETROBRÁS-CENPES-Diger, relatório interno, 130 p.

CARVALHO, M. D.; PRAÇA, U. M., 1994, Criteria for macroscopic descriptions of bioclastic-rich limestones from the Coquinas Sequence, Lagoa Feia Formation, Campos Basin, Brazil. **14th International Sedimentological Congress**, Abstracts, p. B2-3.

CARVALHO, M.D.; PRAÇA, U.M.; DIAS, J.L.; SILVA-TELLES JR., A.C.; HORSCHUTZ, P.; HESSEL, M.H.; HANASHIRO, M.; SCUTA, M.S.; BARBOSA, A.S.C.; FREITAS, L.C.S.; SAYD, A.D. 1995. Coquinas da Formação Lagoa Feia da Bacia de Campos: estudos sedimentológicos na caracterização da qualidade do reservatório. PETROBRÁS – CENPES - Depex. Relatório interno. 3 v.

CARVALHO, M.D.; PRAÇA, U.M.; SILVA-TELLES, A.C., JAHNERT, R.J., DIAS, J.L. 2000. Bioclastic carbonate lacustrine facies models in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil, in E.H. Gierlowski-Kordesch and K.R. Kelts, eds., **Lake basins through space and time**: AAPG Studies in Geology, 46, p. 245-256.

CASTRO, J. C.; AZAMBUJA FILHO, N. C. 1981. Fácies, Análise estratigrafica e reservatórios da Formação Lagoa Feia, Cretaceo Inferior da Bacia de Campos: PETROBRAS/CENPES/LABOR, Relatório interno, CENPES-1.940, 110 p.

CASTRO, J. C. Evolução dos conhecimentos sobre as coquinas-reservatório da Formação Lagoa Feia no trend Badejo-Linguado-Pampo, Bacia de Campos. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 25, n. 2, p. 175-186, 2006.

CERLING, T. E. 1994. Chemistry of closed basin lake waters: a comparison between African Rift Valley and some central North American rivers and lakes. In: Gierlowski-Kordesch, E. H. & Kelts, K. (eds) **The Global Geological Record of Lake Basins**. Cambridge University Press, Cambridge, 1, 29–30.

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

CHOQUETTE, P.W.; PRAY, L.C. 1970. Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin** V. 54, No. 2, P. 207-250.

COHEN, A.S. 1990 A Tectonostratigraphic Model for Sedimentation in Lake Tanganyika , Africa. In Katz, B. **Lacustrine Basin Exploration — Case Studies and Modern Analogs**, AAPG Mem. 50: 137-150.

DAUDT, J. Diagenesis and Depositional Heterogeneities: Reviewing a Complex Issue in Reservoir Modeling of Mature and Marginal Assets. **AAPG Search and Discovery Article** #50381 (2011)

DIAS, J. L.; OLIVEIRA, J. Q.; VIEIRA, J. C. Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, Rift phase of Campos Basin, Offshore Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 18 (3): 252-260. Setembro de 1988.

DIAS, J.L.; SCARTON, J.C.; ESTEVES F.R.; CARMINATTI, M; GUARDADO, L.R. 1990. Aspectos da Evolução Tectono-Sedimentar e a Ocorrência de Hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: Raja Gabaglia, G.P & Milani, E.J. (Coords.) 1990. **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro, PETROBRAS, p.333-360.

DIAS, J. L. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 1, p. 7-25, nov. 2004/maio 2005.

DIAS-BRITO, D. 1982. Evolução paleoecológica da Bacia de Campos durante a deposição dos calcilutitos, marga e folhelhos da Formação Macaé (Albiano e Cenomaniano?). **Boletim técnico da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 25, n. 2, p. 84-97.

DIAS-BRITO, D.; AZEVEDO, R. L. M., 1986. As sequências deposicionais marinhas da Bacia de Campos sob a ótica paleoecológica, *in* Anais do 34° **Congresso Brasileiro de Geologia**, Goiânia, v. 1 , p . 38-49.

DIAS-BRITO, D. A Bacia de Campos no Mesocretáceo: uma contribuição à paleoceanografia do Atlântico Sul primitivo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 2, p. 162-167, 1987.

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

DIAS-BRITO, D. Global stratigraphy, palaeobiogeography and palaeoecology of Albian-Maastrichtian pithonellid calcispheres: impact on Tethys configuration. **Cretaceous Research**, v.21,p. 315-349, 2000.

DIAS-BRITO, D.; FERRÉ, B. Roveacrinids (stemless crinoids) in the Albian carbonates of the offshore Santos Basin, southeastern Brazil: stratigraphic, palaeobiogeographic and palaeoceanogrphic significance. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14 (2), p. 203-218, 2001.

DUNHAM, R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (Ed.) **Classification of carbonate rocks**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1962, Memoir 1. p.108-122.

EBANKS, W. J., 1987, Flow unit concept: integrated approach to reservoir description for engineering projects (abs.): **AAPG Bulletin**, v. 71, no. 5, p. 551–552.

EBANKS, W.J.; SCHEIHING, M.H.; ATKINSON, C.D. 1992. Flow units for reservoir characterization: part 6, geological methods. In: Morton-Thompson, D., Wood, A.M. (Eds.), **Development geology reference manual**. AAPG Special Publication Methods in Exploration 10, Tulsa, Oklahoma, United States, p 282-285.

EMBRY, A. F.; KLOVAN, J. E. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology**, v.19, p. 730-781, 1971.

FLÜGEL, E. **Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application**. Springer-Verlag. p.984. 2004.

FOLK, R. L., 1965, Some aspects of recrystallization in ancient limestones, in L. C. Pray, and R. S. Murray, eds., **Dolomitization and Limestone Diagenesis**: Tulsa, OK, SEPM Special Publication No. 13, p. 14-48.

FÜRSICH, F.T.; OSCHMANN, W. 1993. Storm shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, Western India. **J. Geol. Soc. London**, 150:169-185.

GRABAU, A.W. On classification of sedimentary rocks. **American Geologist** 33: 228-247, 1904.

GUARDADO, L. R.; GAMBOA, L. A. P.; LUCCHESI, C. F. Petroleum Geology of the Campos Basin, Brazil, A Model for a Producing Atlantic Type Basin. *In*: EDWARDS, J.C. & SANTOGROSSI, P. A. (Eds.) **Divergent/Passive Margin Basin**. Tusla: AAPG. Memoir 48, p. 3-79, 1989.

GUARDADO, L. R.; SPADINI, A. R.; BRANDÃO J. S. L; MELLO, M. R.. Petroleum system of the Campos Basin, in M. R. Mello and B. J. Katz, eds., **Petroleum systems of South Atlantic margins**: AAPG Memoir 73, p. 317–324, 2000

HEARN, C.R.; EBANKS, W.J..; TYE, R.S.; RANGANATHAN, V. 1984. Geological factors influencing reservoir performance of the Hartzog Draw Field, Wyoming. **Journal of Petroleum Technology** 36 (9), 1335-1344.

HORSCHUTZ, P.M.C.; SCUTA, M. S. 1992. Fácies-perfis e mapeamento de qualidade do reservatório de coquinas da Formação Lagoa Feia do Campo de Pampo. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.6, n. ½, p. 45 – 58.

HORSCHUTZ, P.M.C.; FREITAS, L.C.S.; STANK, C.V.; BARROSO, A.S.; CRUZ, W.M. The Linguado, Carapeba, Vermelho and Marimbá Giant Fields, Campos Basin, Offshore Brazil. In: HALBOUTY, M.T. (Ed.) **Giant oil and gas fields of the decade**, 1978-1988. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, AAPG Memoir, n. 54, p. 137-153, 1992.

JAHNERT R.J.; PAULA, O.; COLLINS, L.B.; STROBACH, E.; PEVZNER, R. Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: Architecture of a Holocene reservoir analog. **Sedimentary Geology** 281 (2012) 59–74.

JARDINE, D.; WILSHART, J.W. 1987. Carbonate reservoir description. In: Tillman, R.W. e Weber, K.L. (Eds.) **Reservoir Sedimentology**. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists. Spec. Publ. 40, p. 129-152.

KIDWELL, S.M.; FURSICH, F.T.; AIGNER, T. 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. **Palaios**, v. 1, p. 228-238.

KIDWELL, S. The stratigraphy of shell concentrations. In: ALLISON, P. A.; BRIGGS, D. E. G. (Ed.). **Taphonomy: Releasing Data/Locked in the Fossil Record: Topics in Geobiology**. New York: Plenum Press, v. 9, 1991,p. 211-290.

KINOSHITA, E. M. Modelagem sísmica-geométrica de fácies dos carbonatos lacustres da Formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p. 249-269, maio/nov. 2010.

LAMBIASE, J.J.; BOSWORTH, W. (1995). Structural controls on sedimentation in continental rifts. **Geological Society, London, Special Publications.** 1995, v.80, p. 117-144.

LANGTON, J.R.; CHIN, G.E, 1968. Rainbow member facies and related reservoir properties, Rainbow Lake, Alberta. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology**. vol. 16, n. 1, p. 104-143.

LONGMAN, M. W. 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments**. American Association of Petroleum Geologists Bulletin**. v. 64, n.4, p. 461-487.

LONGMAN, M.W. 1982. Carbonate diagenesis as a control of stratigraphic traps. **American Association of Petroleum Geologists**. Education Course Note Series # 21, 159 p.

LØNØY, A. Making sense of carbonate pore systems. **AAPG Bulletin**, v. 90, no. 9 (September 2006), pp. 1381–1405.

LUCIA, F. J. **Carbonate Reservoir Characterization.** 336 p. 2007

MELLO, M. R.; HESSEL, M. H. 1998, Biological marker and paleozoological characterization of the early marine incursion in the lacustrine sequences of the Campos Basin, Brazil (abs.): Extended Abstracts Volume, **AAPG Annual Convention**, Salt Lake City, Utah, v. 2, A455.

MIZUSAKI, A. M. P. **Rochas ígneo-básicas do Neocomiano da Bacia de Campos – caracterização e comportamento como reservatório de hidrocarbonetos. Dissertação de Mestrado**. UFRJ, 104 p., 1986.

MOURA, J.A.; PRAÇA, U.M. Ostracodes das seqüências não-marinhas e transicionais mesozóicas (andares Jiquiá e Alagoas), Bacia de Campos. **Coletânea de Trabalhos Paleontológicos** 27 (2): 401-408, Brasília, 1985.

MOURA, J.A. 1987. Biocronoestratigrafia da seqüência não-marinha do Cretáceo Inferior da Bacia de Campos, Brasil: ostracodes. In: **Congresso Brasileiro de Paleontologia**, 10. Rio de Janeiro, SBP, 1987. Anais ..., p. 717-731.

MUNIZ, M. C., 2013 - **Tectono-Stratigraphic evolution of the Barremian-Aptian Continental Rift Carbonates in Southern Campos Basin, Brazil.** Royal Holloway University of London, UK - PhD Tesis. Unpublished. 324 p.

PLATT, N. H.; WRIGHT, V. P. 1991. Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects, in P. Anadón, Ll. Cabrera, and K. Kelts, eds., **Lacustrine Facies Analysis**, International Association of Sedimentologists Special Publication, v. 13, p. 57-74.

PRAÇA, U. M. **Calcários de águas rasas e calcários palustres da sequência das Coquinas, Formação Lagoa Feia, Bacia de Campos**. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1996, 112p. Dissertação de Mestrado.

PRAÇA, U. M. 1996. Calcários de águas rasas e calcários palustres da sequência das Coquinas, Formação Lagoa Feia, Bacia de Campos. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 39, Salvador. Anais, p.319-321.

RANGEL, H. D.; MARTINS, F. A. L.; ESTEVES, F. R.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia de Campos, **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 8, p. 203-218.

RANGEL, H. D.; MARTINS, C. C.. 1998. Main exploratory compartments, Campos Basin, in **Searching for oil and gas in the land of giants**: Search, Rio de Janeiro, Schlumberger, p. 32–40.

RANGEL, H. D.; CARMINATTI, M. 2000. Rift lake stratigraphy of the Lagoa Feia Formation, Campos Basin, Brazil, in E.H. Gierlowski-Kordesch and K.R. Kelts, eds., **Lake basins through space and time**: AAPG Studies in Geology, 46, p. 225-244.

REHIM, H. A.A.A.; PIMENTEL, A.M.; CARVALHO, M.D; MONTEIRO, M. 1986. Talco e estevensita na Formação Lagoa Feia da Bacia de Campos – Possíveis implicações no ambiente deposicional. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG. v.1, p.416-422.

RODRIGUES, R.; TAKAKI, T. 1987. O Cretaceo Inferior nas bacias sedimentares da costa sudeste do Brasil: Análise isotópica e suas implicações paleoambientais: **Revista Brasileira de Geociencias**, v. 17(2), p. 177-179.

SCHALLER, H. 1973. Estratigrafia da Bacia de Campos. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 27, Aracaju, Sociedade Brasileira de Geologia, 1973. Anais ..., v. 3, p. 247-258.

SCHALLER, H.; TERRA, G.S; SOUZA-CRUZ, C.E.; SPADINI, A.R. 1981. Estudo Preliminar dos Reservatórios da Formação Lagoa Feia - Área de Badejo-Pampo, Bacia de Campos: PETROBRAS/CENPES/LABOR, Relatório Interno DEPEX-2.825. 17 p.

SCHLUMBERGER. **Carbonate Reservoirs**, 2007. Disponível em: http://www.slb.com/services/technical_challenges/carbonates.aspx. Acesso em: 10/02/2014.

SCHOLLE, P. A.; ULMER-SCHOLLE, D. A. **A color guide to petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis**. Tulsa. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 77, 2003, 474p.

SHANLEY, K.W. e McCABE, P.J. 1994. Perspective on the sequence stratigraphy of continental strata. **AAPG Bulletin**, 78 (4):544-568

SILVA-TELLES JR, A. C. 1992. Novo zoneamento da seqüência das coquinas da Fm. Lagoa Feia (Neo-Jiquiá da bacia de Campos) com base em ostracodes-aspectos evolutivos, Anais do 37° **Congresso Brasileiro de Geologia**, São Paulo, v.2, p. 489.

SILVA-TELLES, JR., A. C.; HENZ, G.I.; ARAI, M. Evidências das primeiras ingressões marinhas na fase rift da margem leste brasileira. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**. Rio de Janeiro, v.8 (2/4): 409-410, abr./dez. 1994.

SILVA-TELLES JR., A. C. **Estratigrafia de seqüências de alta resolução do Membro Coqueiros da Formação Lagoa Feia (Barremiano?/Aptiano da Bacia de Campos - Brasil)**. Rio Grande do Sul: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1996. 268 f., 2v. Dissertação de Mestrado.

SOREGHAN, M. J.; COHEN, A. S. 1996. Textural and compositional variability across littoral segments of Lake Tanganyika: the effect of asymmetric basin structure on sedimentation in large rift lakes. **AAPG Bulletin**, v.80, n.3, p.382-409.

SPADINI, A.R. 1981. **The Macaé fine-grained limestones: their potential for oil production***.* Rio de Janeiro, PETROBRAS. (Relatório interno).

SPADINI, A.R.; ESTEVES, F.R.; DIAS-BRITO, D.; AZEVEDO, R.L.M.; RODRIGUES, R. 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.

TAKAKI, T.; RODRIGUES, R. 1984. Isótopos estáveis do carbono e oxigênio dos calcários como indicadores paleo-ambientais — Bacia de Campos, Santos e Espírito Santo. *In*: Anais do XXXIII **Congresso Brasileiro de Geologia***,* Rio de Janeiro*,* v.10*,* p. 4750–4762*.*

TERRA, G.J.S. et al. Classificação de rochas carbonáticas aplicáveis às bacias sedimentares brasileiras. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.18, n.1, p.9-29, 2010.

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

TUCKER, M. E. **Sedimentary Petrology – An introduction to the origin of sedimentar rocks**. 3 ed. Blackwell, 252 p. 1992.

TYLER, N.; FINLEY, R.J. 1988. Reservoir Architecture -- A Critical Element in Extended Conventional Recovery of Mobile Oil in Heterogeneous Reservoirs. **Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull**., Tulsa, v. 72, n.2, p. 255.

WENTWORTH, C.K. A scale of grade and class terms for clastic sediments**. The Journal of Geology**, Chicago, v.30, n.5, p.377-392, 1922.

WINTER, R.W.; JAHNERT, R.J.; FRANÇA, A.B. maio/novembro 2007. Bacia de Campos. In: MILANI, E. J. (Editor coordenador) **Boletim de Geociências da Petrobrás** – v. 15, n. 2 – maio/novembro 2007, Rio de Janeiro, p. 511-529.

WRIGHT, P. Reservoir Architectures in Non-Marine Carbonates. **AAPG Search and Discovery Article** #40801. Adapted from oral presentation at AAPG Annual Convention and Exhibition, Houston, Texas, USA, April 10-13, 2011.