

Bernard Fernandez Lopes Teixeira

**COQUINAS DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES (CRETÁCEO
INFERIOR), SEÇÃO RIFTE DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2012



UFRJ

Bernard Fernandez Lopes Teixeira

**COQUINAS DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES (CRETÁCEO INFERIOR),
SEÇÃO RIFTE DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS**

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

Orientador:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Rio de Janeiro
Setembro de 2012

BERNARD, Fernandez Lopes Teixeira

Coquinas da Formação Morro do Chaves (Cretáceo Inferior), Seção Rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas: Bernard Fernandez Lopes Teixeira -- Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2012.

xvi, 109 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2012.

Orientador: Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

1. Geologia. 2. Paleontologia e Estratigrafia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Bernard Fernandez Lopes Teixeira

COQUINAS DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES (CRETÁCEO INFERIOR),
SEÇÃO RIFTE DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

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

Orientador:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Aprovada em: 28 de setembro de 2012

Por:

Orientador: Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

Dr. Renato Rodriguez Cabral Ramos (MN – UFRJ)

Dr^a. Jane Nobre Lopes (CPRM – Serviço Geológico do Brasil)

Agradecimentos

Ao professor Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ), meu orientador e amigo, pelo incentivo, ensinamentos e oportunidades, os quais foram fundamentais para a formação do meu conhecimento geológico.

A Dr^a. Jane Nobre Lopes (CPRM) pelas discussões e conselhos na execução deste trabalho.

Ao professor Dr. Renato Rodriguez Cabral Ramos (MN – UFRJ) pelo incentivo e pelas fotografias da Mina CIMPOR.

À Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) pela bolsa de graduação (convênio PRH-ANP/MCT nº 18).

À Pedreira CIMPOR por permitir o acesso à mina e aos testemunhos.

Ao CETEM e ao Dr. Reiner Neumann pelas análises de DRX.

Ao Centro de Pesquisas Schlumberger (BRGC) pela confecção de lâminas delgadas.

A Daniel Thompson (Monash University, Austrália) pelas fotografias de Shell Beach.

Resumo

TEIXEIRA, Bernard Fernandez Lopes. **Coquinas da Formação Morro do Chaves (Cretáceo Inferior), Seção Rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas**. 2012. xvi, 109 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Com a descoberta de importantes campos de petróleo nas coquinas da Seção Rifte das bacias marginais brasileiras e africanas, cresce o interesse no entendimento dos sistemas deposicionais e do sistema permo-poroso dessas rochas. Neste trabalho estuda-se as coquinas da Formação Morro do Chaves em termos sedimentológicos e diagenéticos, já que as mesmas são um bom análogo para os reservatórios de petróleo. O estudo foi realizado na região da Mina CIMPOR, Município de São Miguel dos Campos, Alagoas; utilizando descrições de afloramento, testemunho e lâminas delgadas para a identificação de fácies sedimentares e processos diagenéticos; com o fim de estabelecer um modelo de paleoambiente de sedimentação e de evolução diagenética para a Formação Morro do Chaves. Foram identificadas 16 fácies sedimentares, sendo seis de rochas siliciclásticas e dez de rochas carbonáticas. As fácies são formadas principalmente por calcirruditos e calcarenitos, mas também ocorrem arenitos, folhelhos e calcários indiferenciados. Os calcirruditos e calcarenitos apresentam predomínio de estruturas trativas e abundância de grãos terrígenos variada. Os dados faciológicos e diagenéticos associados à seções sísmicas (já interpretadas) sugerem que a sedimentação das coquinas ocorreu em uma margem flexural de um lago de rifte, onde havia baixo aporte de terrígenos e alto aporte de bioclastos (bivalves). Durante períodos de lago alto predominava a ação de ondas e correntes de tempestades, que levavam bivalves as praias e plataformas, mantendo o suprimento de bioclastos e causando a progradação das mesmas. Durante períodos de lago baixo, havia exposição subaérea das praias e plataformas gerando intemperismo das camadas de conchas; e havia incisão e reelaboração fluvial com a entrada de sedimentos terrígenos. Os processos diagenéticos identificados foram a micritização, cimentação, neomorfismo, compactação e dissolução. Tais processos ocorreram durante os regimes de eogênese, em um ambiente diagenético meteórico; mesogênese, em um ambiente diagenético de soterramento profundo; e telogênese, em um ambiente diagenético meteórico com intensa dissolução tardia.

Palavras-chave: Coquinas; Formação Morro do Chaves; Bacia de Sergipe-Alagoas.

Abstract

TEIXEIRA, Bernard Fernandez Lopes. **Coquinas of the Morro do Chaves Formation (Lower Cretaceous), Rift Section of the Sergipe-Alagoas Basin.** 2012. xvi, 109 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The discovery of major oil fields in coquinas of the Rift Section of the Brazilian and African marginal basins, stimulated the interest in the understanding of the depositional and permo-porous systems of these rocks. In this work the coquinas of Morro do Chaves Formation were studied in sedimentological and diagenetic terms, since they are a good analog for petroleum reservoirs. The study was conducted in the region of Mina CIMPOR, São Miguel dos Campos city, Alagoas state; using outcrop, core and thin sections descriptions to identify sedimentary facies and diagenetic processes; in order to establish paleoenvironmental and diagenetic evolution models to the Morro do Chaves Formation. 16 sedimentary facies were identified, six of siliciclastic rocks and ten of carbonate rocks. The facies are formed mainly by calcirudites and calcarenites, but there are some sandstones, shales and undifferentiated limestones. The calcirudites and calcarenites present predominance of trative structures and varied abundance of terrigenous grains. The sedimentary facies and diagenetic data associated to seismic sections (that were already interpreted) suggest that the sedimentation of coquinas occurred in a flexural margin of a rift lake, where there was low terrigenous input and high input of bioclasts (bivalves). During periods of high lake level, there was dominance of storm waves and currents, that led bivalves to beaches and platforms, keeping the supply of bioclasts and causing progradation of beaches and platforms. During periods of low lake level, the beaches and plataforms were subaerial exposed causing weathering of shell beds, and there was fluvial incision and reworking associated to the input of terrigenous sediments. The diagenetic processes identified were micritization, cementation, neomorfism, compaction and dissolution. Such processes occurred during the regimes of eogenesis in a meteoric diagenetic environment; mesogenesis, in a deep burial diagenetic environment; and telogenesis in a meteoric diagenetic environment, with intense late dissolution stage.

Key-Words: Coquinas; Morro do Chaves Formation; Sergipe-Alagoas basin.

Lista de figuras

- Figura 1** – Mapa de localização da área de estudo. A mina CIMPOR está localizada no Município de São Miguel dos Campos, 5 km a oeste da BR-101 no Estado de Alagoas (Google Maps, acessado em julho de 2012). A escala no lado esquerdo da imagem tem 5 km de extensão. 2
- Figura 2** – Afloramento da Formação Morro do Chaves na frente de lavra da mina CIMPOR. Há uma sucessão com cerca de 70 metros de espessura dominada por coquinas (intervalos de cor creme e geometria tabular) intercaladas com lamitos (intervalos de cor cinza e geometria lenticular). 3
- Figura 3** – “Graus de empacotamento” propostos por Kidwell e Holland (1991). O empacotamento denso é encontrado em calcirruditos suportados pelos bioclastos, o empacotamento frouxo é encontrado em calcirruditos suportados pela matriz e o empacotamento disperso é encontrado rochas suportadas pela matriz que não são calcirruditos, por exemplo, um arenito fossilífero. 6
- Figura 4** – Seções polidas de coquinas apresentando trama com conchas desarticuladas, empilhadas, aninhadas e imbricadas, com orientações variadas. A escala no lado esquerdo tem dois centímetros de extensão (RADLEY e BARKER, 2000). 11
- Figura 5** – Esquema de um cordão de conchas na baía de Bohai, China, segundo Zhijie *et al.* (2005). Há duas fácies que caracterizam o cordão: uma, composta por camadas conchas e seus fragmentos, apresentando estratificação cruzada de ângulo baixo mergulhando para o continente e para o mar (*Ridge subfacies*) e, outra, por fragmentos de conchas, areia e silte, apresentando estratificação plano-paralela (*Ridge infill subfacies*). 13
- Figura 6** – Shell Beach, Shark Bay, costa Oeste da Austrália. Praias compostas principalmente por conchas de bivalves estendem-se por praticamente toda a Shark Bay, onde uma série de cordões arenosos mergulha em direção ao mar, conectando-se com rampas carbonáticas. O berma da praia está bem pronunciado. (Foto: Daniel Thompson). 14
- Figura 7** – Antiga extração artesanal de calcário em Shark Bay, costa Oeste da Austrália. As coquinas são compostas por bioclastos pouco a muito fragmentados, estão cimentadas (cimento aragonítico) e apresentam estratificação cruzada de ângulo baixo. (Foto: Daniel Thompson). 15
- Figura 8** – Bloco diagrama mostrando o modelo de fácies encontradas no lago Tanganyika, no Rifte Africano (COHEN e THOUIN, 1987). Observe as fácies de (I) arenitos cimentados por carbonato; (II) lamitos algais (zonas de profundidades 0-10 m); (III) barras de ooides (zonas de profundidades 0-4 m); (IV) coquinas de gastrópodes (zonas de profundidades 15-70 m); e (V, VI e VII) recifes microbiais (zonas de profundidades de 15 a mais de 50 m)... 18
- Figura 9** – Modelo de tafofácies (1 a 5) de coquinas do Grupo Passa Dois (Permiano Superior) da bacia do Paraná (SIMÕES e TORELLO, 2003). A desarticulação, o grau de empacotamento e a espessura e erosão associada à base da camada de conchas aumentam da tafofácies 5 (distal) para 1 (proximal), ao durante o transporte por correntes e ondas de tempestade. 19
- Figura 10** – Modelo tafonômico para os sedimentos que contém gastrópodes do lago Tanganyika, no Rifte Africano, em diversos subambientes lacustres (McGLUE *et al.*, 2009).

Observe a predominância dos processos de fragmentação e abrasão nos subambientes de praia e plataforma rasa e a predominância dos processos de incrustação e oxidação nos subambientes de plataforma profunda, baías e cabos.	20
Figura 11 – Mapa de localização da bacia de Sergipe-Alagoas (LANA, 1990).	22
Figura 12 – Arcabouço estrutural da bacia de Sergipe-Alagoas, mostrando os grandes compartimentos tectônicos e principais feições estruturais (LANA, 1990). A localização aproximada da mina Cimpor esta marcada pelo ponto vermelho. O contexto tectônico da área de estudo está relacionado à Plataforma São Miguel dos Campos.	24
Figura 13 – Seções geológicas esquemáticas da sub-bacia de Sergipe (topo) e da sub-bacia de Alagoas (base), mostrando as falhas principais e a configuração dos estratos (AZAMBUJA <i>et al.</i> , 1998). Nesta figura, a Formação Morro do Chaves aparece como um membro da Formação Coqueiro Seco (retângulos vermelhos), estando representada pela “camada” cinza nas seções.	25
Figura 14 – Diagrama estratigráfico da sub-bacia de Sergipe. A Formação Morro do Chaves (retângulos vermelhos) esta inserida no Grupo Coruripe e na Seção Rifte (Neto <i>et al.</i> , 2007).	29
Figura 15 – Diagrama estratigráfico da sub-bacia de Alagoas. A Formação Morro do Chaves (retângulos vermelhos) esta inserida no Grupo Coruripe e na Seção Rifte (Neto <i>et al.</i> , 2007).	30
Figura 16 – Poço 1-RJ-1-AL perfurado próximo à mina CIMPOR (antiga Pedreira Atol), mostrando as intercalações e variações de proporção de coquinas, arenitos e folhelhos ao longo da evolução da bacia. A Formação Morro do Chaves atinge mais de 350 metros de espessura nessa localidade (AZAMBUJA <i>et al.</i> , 1998).	33
Figura 17 – Seção esquemática com a evolução das fácies sedimentares da Formação Morro do Chaves. Na borda de falha, leques deltaicos progradam em direção ao centro do lago; na margem flexural, barras de coquina progradam em direção ao centro do lado. Os folhelhos seriam pequenos corpos d’água, confinados durante momentos de lago baixo, onde há ressecamento progressivo e por fim exposição subaérea, evidenciada por gretas de ressecamento (AZAMBUJA <i>et al.</i> , 1998).	34
Figura 18 – Fácies de coquina encontradas na Formação Lagoa Feia (CARVALHO <i>et al.</i> , 2000). (A) Praias Bioclásticas Arenosas; (B) Praias de Areia Bioclástica; (C) Lacustre Marginal; (D) Barras Bioclásticas; (E) Lençóis Bioclásticos; e (F) Bancos Bioacumulados.	37
Figura 19 – Bloco diagrama com modelo deposicional do lago hidrologicamente fechado (BERTANI e CAROZZI, 1985).	39
Figura 20 – Bloco diagrama com modelo deposicional do lago hidrologicamente aberto (BERTANI e CAROZZI, 1985).	39
Figura 21 – Estratigrafia da Formação Toca, mostrando a posição dos diferentes níveis estratigráficos e a sua respectiva relação com o nível do lago. Existe uma transição, da base para o topo, de um ambiente dominado por algas e gastrópodes pastadores para um ambiente dominado por bivalves filtradores (HARRIS, 2000).	41
Figura 22 – Modelo de sedimentação das fácies do intervalo estratigráfico Toca 2. Durante a fase de lago cheio (a), ocorrem <i>shoals</i> oncolíticos, coquinas de gastrópodes e bancos de coquinas de bivalves na plataforma; em águas profundas ocorrem depósitos de fluxo de	

detritos e lamitos. Durante a fase de lago baixo (b), ocorrem bancos de coquinas de bivalves na plataforma e lamitos em águas profundas (HARRIS, 2000).	42
Figura 23 – Modelo de sedimentação das fácies do intervalo estratigráfico Toca 3. Durante a fase de lago cheio (a), ocorrem planícies lamosas e bancos de coquina na plataforma; em águas profundas ocorrem depósitos de fluxo de detritos e lamitos. As planícies lamosas progradam sobre os bancos de coquinas de bivalves, soterrando-os (b) (HARRIS, 2000). ...	42
Figura 24 – Associação entre as fácies Fv e Fp. Os conjuntos de lâminas de ambas as fácies atingem espessura decimétrica a métrica.	47
Figura 25 – Fácies Fv. Siltito argiloso de cor verde, apresentando laminação plano-paralela e contendo lâminas de ostracodito (setas vermelhas). Também ocorrem nódulos carbonáticos (setas amarelas).	48
Figura 26 – Fácies Fp. Argilito síltico de cor preta, apresentando laminação plano-paralela e contendo níveis de ostracodito (setas vermelhas). Também ocorrem nódulos carbonáticos (setas amarelas).	50
Figura 27 – Fácies Lb. Siltito argiloso de cor cinza, apresentando bioturbação. Cada coluna da caixa de testemunho possui um metro de comprimento.	51
Figura 28 – Fácies Ax. Arenito médio a grosso, moderadamente selecionado, apresentando estratificação cruzada de porte médio e contendo areia bioclástica e conchas fragmentadas. Cada coluna da caixa de testemunho possui um metro de comprimento.	53
Figura 29 – Fácies Am. Arenito médio a grosso, mal selecionado, apresentando estrutura maciça.	54
Figura 30 – Associação entre as fácies Am e Cgn. A fácies Cgn apresenta contato basal brusco e superior gradacional com a fácies Am.	56
Figura 31 – Fácies Cgn. Conglomerado suportado pelos clastos, apresentando gradação normal e contendo intraclastos de lamito, areia bioclástica e conchas fragmentadas.	56
Figura 32 – Associação entre as fácies cAxb e cApp (descrita a seguir). A barra vermelha tem cerca de 1,2 metros de extensão (foto: Renato R. C. Ramos).	59
Figura 33 – Fácies cAxb. Calcarenito bioclástico grosso a muito grosso, bem selecionado, apresentando estratificação cruzada de ângulo baixo. Também ocorrem níveis com concentração de bioclastos pouco fragmentados no tamanho cascalho (setas vermelhas) (Foto: Renato R. C. Ramos).	59
Figura 34 – Fotomicrografia da fácies cAxb na profundidade 93 metros. Os bioclastos tem tamanho areia grossa a muito grossa, estão arredondados, bem selecionados e orientados na sub-horizontal (Nicóis //).	60
Figura 35 – Fácies cApp. Camadas de calcarenito bioclástico apresentando estratificação plano-paralela.	62
Figura 36 – Fácies cApp. Calcarenito bioclástico grosso a muito grosso, bem selecionado, apresentando estratificação plano-paralela.	62
Figura 37 – Fotomicrografia da fácies cApp na profundidade 45,8 metros. A dissolução e a cimentação são bastante intensas na lâmina, mas ainda é possível reconhecer bioclastos arredondados e orientados na horizontal (Nicóis //).	63
Figura 38 – Associação entre as fácies cAx e cApp. A fácies cAx é representada por calcarenito bioclástico grosso a muito grosso, moderadamente selecionado, apresentando	

estratificação cruzada de porte médio. A barra vermelha tem cerca de 30 centímetros de extensão.	65
Figura 39 – Fotomicrografia da fácies cAx na profundidade 73,5 metros. Os bioclastos tem tamanho areia grossa a muito grossa, estão arredondados, moderadamente selecionados e orientados na diagonal. Também ocorrem alguns grãos terrígenos (Nicóis //).	65
Figura 40 – Fácies cRpp. (A) calcirrudito fino a médio apresentando estratificação plano-paralela. (B) calcirrudito muito fino a fino apresentando estratificação plano-paralela. As setas vermelhas indicam locais onde as estruturas estão bem representadas (Fotos: Renato R. C. Ramos).	68
Figura 41 – Fácies cRpp. Calcirrudito bioclástico com empacotamento denso, bem selecionado, apresentando estratificação plano-paralela (Foto: Renato R. C. Ramos).	69
Figura 42 – Fotomicrografia da fácies cRpp na profundidade 96 metros. Os bioclastos têm tamanho seixo, estão pouco fragmentados e orientados na horizontal (Nicóis //).	69
Figura 43 – Associação entre as fácies cRx e cRpp. (A) Calcirrudito fino a médio, apresentando estratificação cruzada planar; (B) calcirrudito muito fino a fino apresentando estratificação cruzada acanalada. As setas vermelhas indicam locais onde as estruturas estão bem representadas (Fotos: Renato R. C. Ramos).	72
Figura 44 – Fácies cRx. Calcirrudito bioclástico clasto-suportado, moderadamente selecionado, apresentando estratificação cruzada de porte médio.	73
Figura 45 – Fotomicrografia da fácies cRx na profundidade 109,9. Os bioclastos tem tamanho seixo, estão pouco fragmentados e misturados com areia bioclástica (Nicóis //).	73
Figura 46 – Fácies cRxt. Calcirrudito bioclástico rico em terrígenos, com matriz arenosa, apresentando estratificação cruzada de porte médio e geometria em canal/tira com contato basal erosivo.	75
Figura 47 – Fácies cRxt. Calcirrudito bioclástico rico em terrígenos, com matriz arenosa, apresentando estratificação cruzada de porte médio.	76
Figura 48 – Fotomicrografia da fácies cRxt na profundidade 66 metros. Os bioclastos são pouco a muito fragmentados, moderadamente selecionados e orientados na diagonal. Há abundância de areia média a grossa terrígena, angulosa e composta principalmente por quartzo (Nicóis //).	77
Figura 49 – Fácies cRgn. Calcirrudito bioclástico suportados pelos clastos, apresentando gradação normal.	78
Figura 50 – Fácies cRm. Calcirrudito bioclástico, mal selecionado, apresentando estrutura maciça (A e B). Filmes argilosos representam planos de cisalhamento internos (setas vermelhas).	80
Figura 51 – Fácies cRal. Camadas de calcirrudito bioclástico matriz-suportado, com matriz areno-lamosa, apresentando estrutura maciça e planos de cisalhamento interno. A barra vermelha tem cerca de 50 centímetros de extensão.	82
Figura 52 – Fácies cRal. Calcirrudito bioclástico matriz-suportado, com matriz areno-lamosa, apresentando estrutura maciça.	82
Figura 53 – Fácies Cm. Calcário bioclástico de cor cinza a creme, com aspecto cristalino, apresentando mosqueamento. Cada coluna da caixa de testemunho tem um metro de comprimento.	84

- Figura 54** – Fotomicrografia da fácies Cm na profundidade 123 metros. A micritização e o neormorfismo são intensos, estilólitos também são comuns (Nicóis //). 84
- Figura 55** – Micritização intensa na fácies Cm, na profundidade 123 metros do testemunho. É possível reconhecer pelóides possivelmente resultantes da micritização intensa de bioclastos (setas vermelhas) e bioclastos neomorfisados com bordas micritizadas (setas amarelas) (Nicóis //). 86
- Figura 56** – Micritização afeta parcialmente a fácies cRx, profundidade 59,8 metros do testemunho. É possível reconhecer áreas micríticas no entorno dos bioclastos (setas vermelhas). O neormorfismo dos bioclastos está representado por cristais de calcita com contatos “curvos” (setas amarelas) e pela preservação de linhas de crescimento e cor castanha original da concha (Nicóis //). 86
- Figura 57** – Envelope micrítico no entorno dos bioclastos (setas vermelhas). Fácies cAxb, profundidade 93 metros do testemunho (Nicóis //). 87
- Figura 58** – Vestígios de cimento calcítico (LMC) isópaco blocoso no entorno de bioclastos (setas vermelhas). Fácies cRpp, na profundidade 81 metros do testemunho (Nicóis //). 88
- Figura 59** – Cimento calcítico mosaico de drusas preenchendo poros (setas vermelhas) que já estavam bordajados pelo cimento calcítico isópaco blocoso. Fácies cRpp, na profundidade 39 metros do testemunho (Nicóis //). 89
- Figura 60** – Cimento calcítico espático hialino (setas vermelhas) preenchendo poros. Este é um cimento tardio em relação aos demais, mas a interrelação entre eles não é clara. Fácies Cm, profundidade 100,7 metros do testemunho (Nicóis //). 89
- Figura 62** – Possível neormorfismo do cimento na fácies cAx, na profundidade 69 metros do testemunho. É possível reconhecer cristais grossos com contatos curvos no cimento (setas vermelhas). Também cristais de calcita com contatos curvos no bioclasto. Linhas de crescimento e cor castanha foram preservadas (seta amarela) (Nicóis //). 92
- Figura 63** – Contatos suturados/microestilólitos (setas vermelhas). Fácies cRpp, na profundidade 114 do testemunho (Nicóis //). 93
- Figura 64** – Estilólito em rede (setas vermelhas) com concentração de de material insolúvel, inclusive grãos terrígenos (setas amarelas). Fácies Cm, na profundidade 123 metros do testemunho (Nicóis X). 93
- Figura 65** – Dissolução intensa de diversos componentes. Fácies cApp, na profundidade 45,8 metros do testemunho (Nicóis //). 94
- Figura 66** – Porosidade móldica (setas vermelhas) gerada pela dissolução parcial de bioclastos. Também ocorre porosidade vulgar (seta amarela). Fácies cRx, na Profundidade 109,9 metros do testemunho (Nicóis //). 95
- Figura 70** – Esquema demonstrando os efeito causados por uma tempestade. A ação de ondas, correntes em direção à costa (*wind drift current*) e correntes de retorno (*gradient current*) em direção oposta são os principais agentes de sedimentação (AIGNER, 1985). 99
- Figura 71** – Seções sísmicas realizadas nas vizinhanças da mina CIMPOR. As seções sísmicas estão perpendiculares entre si. Uma falha principal lítrica, falhas sintéticas e um anticlinal *roll-over* estão nítidos. Na imagem é possível reconhecer uma margem ativa e uma margem flexural e há espessamento das “camadas” em direção à borda ativa, indicando uma atividade tectônica sinsedimentar com criação de espaço de acomodação (AZAMBUJA *et al.*, 1998). 101

Figura 72 – Desenho esquemático representando o contexto tectônico e deposicional da Formação Morro do Chaves. Na margem ativa (esquerda) há uma sedimentação predominantemente terrígena em leques deltaicos e na margem flexural (direita) há sedimentação predominantemente carbonática em plataformas e praias bioclásticas, onde atuavam ondas e correntes de tempestade. 101

Figura 73 – Desenho esquemático representando a sedimentação durante períodos de nível relativo do lago alto. As ondas e correntes induzidas por tempestades são os principais agentes de sedimentação nessa fase. Calcarenitos (fácies cAxb e cApp) são depositados em praias e em regiões mais proximais da plataforma, onde há maior reelaboração por ondas; e calcirruditos (fácies cRpp) são depositados nas regiões um pouco mais distais, onde há menor reelaboração por ondas. Algumas barras bioclásticas (fácies cRx e cAx) formadas por correntes de tempestades e depósitos de fluxos gravitacionais (fácies cRm e CRgn), também seriam comuns. Os folhelhos estão na porção distal do lago. 102

Figura 74 – Desenho esquemático representando a sedimentação durante períodos de nível relativo do lago. As praias e plataformas bioclásticas ficam expostas e sofrem intemperismo químico e biológico gerando a fácies Cm e os níveis mosqueados das fácies cApp e cRpp. Sistemas fluviais desenvolvem-se trazendo terrígenos e reelaborando as camadas de conchas e formando a associação entre as fácies Ax e cRxt. Na porção distal ocorrem fluxos gravitacionais ricos em terrígenos formando a associação entre as fácies Am e Cgn. Os folhelhos estão na porção distal do lago. 103

Lista de quadros

- Quadro 1**– Esquema demonstrando a classificação de Grabau (1904). A classificação consiste da adição do prefixo “calci” na classificação de rochas terrígenas/siliciclásticas de Folk (1959) para enfatizar a composição carbonática dos grãos. 5
- Quadro 2** – Fácies sedimentares da Formação Morro do Chaves, reconhecidas na região da mina CIMPOR. 444
- Quadro 3** – Evolução diagenética da Formação Morro do Chaves. Estão representados a ordem de ocorrência dos processos diagenéticos e sua relação com os regimes e ambientes diagenéticos. 10505

Sumário

Agradecimentos	v
Resumo	vi
Abstract	vii
Lista de figuras.....	viii
Lista de quadros	xiv
1 INTRODUÇÃO	1
2 MATERIAL E MÉTODO	2
3 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	7
3.1 Coquinas no registro geológico	7
3.1.1 Aspectos da gênese e ambientes de sedimentação	7
3.1.2 Coquinas marinhas.....	9
3.1.3 Coquinas lacustres	15
3.1.4 Tafonomia	18
3.2 Bacia de Sergipe–Alagoas.....	21
3.2.1 Localização e aspectos gerais	21
3.2.2 Geologia Estrutural e evolução tectônica.....	22
3.2.3 Estratigrafia	25
3.2.4 Formação Morro do Chaves.....	31
3.3 Reservatórios de petróleo em coquinas.....	34
3.3.1 Bacia de Campos	35
3.3.2 Bacia do Congo.....	40
4 RESULTADOS.....	43
4.1 Fácies sedimentares.....	43
4.1.1 Fácies Fv – Folhelho verde	45
4.1.2 Fácies Fp – Folhelho preto	48
4.1.3 Fácies Lb – Lamito Bioturbado	50
4.1.4 Fácies Ax – Arenito com estratificação cruzada	51
4.1.5 Fácies Am – Arenito maciço	53
4.1.6 Fácies Cgn – Conglomerado com gradação normal	54
4.1.7 Fácies cAxb – Calcarenito com estratificação cruzada de ângulo baixo	57
4.1.8 Fácies cApp – Calcarenito com estratificação plano–paralela	60

4.1.9	Fácies cAx – Calcarenito com estratificação cruzada.....	63
4.1.10	Fácies cRpp – Calcirrudito com estratificação plano–paralela	66
4.1.11	Fácies cRx – Calcirrudito com estratificação cruzada.....	70
4.1.12	Fácies cRxt – Calcirrudito rico em terrígenos.....	74
4.1.13	Fácies cRgn – Calcirrudito com gradação normal.....	77
4.1.14	Fácies cRm – Calcirrudito maciço.....	79
4.1.15	Fácies cRal – Calcirrudito com matriz areno–lamosa	81
4.1.16	Fácies Cm – Calcário mosqueado.....	83
4.2	Aspectos diagenéticos	85
4.2.1	Micritização.....	85
4.2.2	Cimentação.....	87
4.2.3	Neomorfismo	90
4.2.4	Compactação	92
4.2.5	Dissolução	94
4.2.6	Porosidade	94
5	DISCUSSÃO	98
5.1	Paleoambiente de sedimentação	98
5.2	Evolução diagenética	104
6	CONCLUSÃO	106
	Referências Bibliográficas.....	107
	apêndice A – PALEONTOLOGIA.....	1
	apêndice B – GRETAS DE DIÁSTASE E INJECTITOS	1
	apêndice C – CALCIMETRIA E DRX DOS FOLHELHOS.....	1

1 INTRODUÇÃO

Embora as coquinas sejam bastante incomuns no registro geológico, estas apresentam boas condições de porosidade e permeabilidade, formando importantes reservatórios de petróleo nas bacias das margens Este do Brasil e Oeste da África.

Com a descoberta de importantes campos de petróleo em águas profundas das bacias marginais brasileiras e africanas, as rochas carbonáticas da Seção Rife vêm sendo um dos principais alvos exploratórios, com crescente número de estudos para uma melhor compreensão dos sistemas deposicionais e do sistema permo-poroso dessas rochas. Com isso, as coquinas tornaram-se um tema de grande interesse para a comunidade geológica, pois estas são potenciais reservatórios no intervalo do Barremiano superior ao Aptiano inferior da Seção Rife.

Na bacia de Sergipe-Alagoas, existem bons afloramentos das rochas da Formação Morro do Chaves, que consistem de arenitos e folhelhos intercalados com intervalos espessos de coquina, datados na idade local Jiquiá (final Barremiano ao início do Aptiano) e encaixados na Seção Rife da bacia. Esses afloramentos constituem bons análogos para o estudo de reservatório, oferecendo oportunidade para a observação direta de feições geológicas em mega- e macroescala, o que não é possível em subsuperfície.

Neste trabalho, estuda-se a Formação Morro do Chaves em termos sedimentológicos, e diagenéticos, com o objetivo de analisar fácies sedimentares e caracterizar processos diagenéticos, para o entendimento do paleoambiente de sedimentação e da evolução pós-deposicional das coquinas; rochas que se inserem em áreas de fronteira do conhecimento da Geologia Sedimentar como: rochas mistas carbonático-siliciclásticas; biossedimentologia; sistemas deposicionais lacustres; e ambiente diagenético meteórico.

2 MATERIAL E MÉTODO

O presente estudo foi realizado em uma mina de calcário localizada no Município de São Miguel dos Campos (AL), entre as coordenadas UTM 0812214 e 8920028 (Figura 1). A mina já foi conhecida como Pedreira Atol, mas hoje é administrada pela Companhia Cimentos de Portugal (CIMPOR). Nas frentes de lavra da mina ocorrem bons afloramentos da Formação Morro do Chaves que alcançam cerca de 70 metros de espessura e 700 metros de extensão. O afloramento apresenta uma sucessão dominada por coquinas, que se intercalam com arenitos e lamitos (Figura 2).

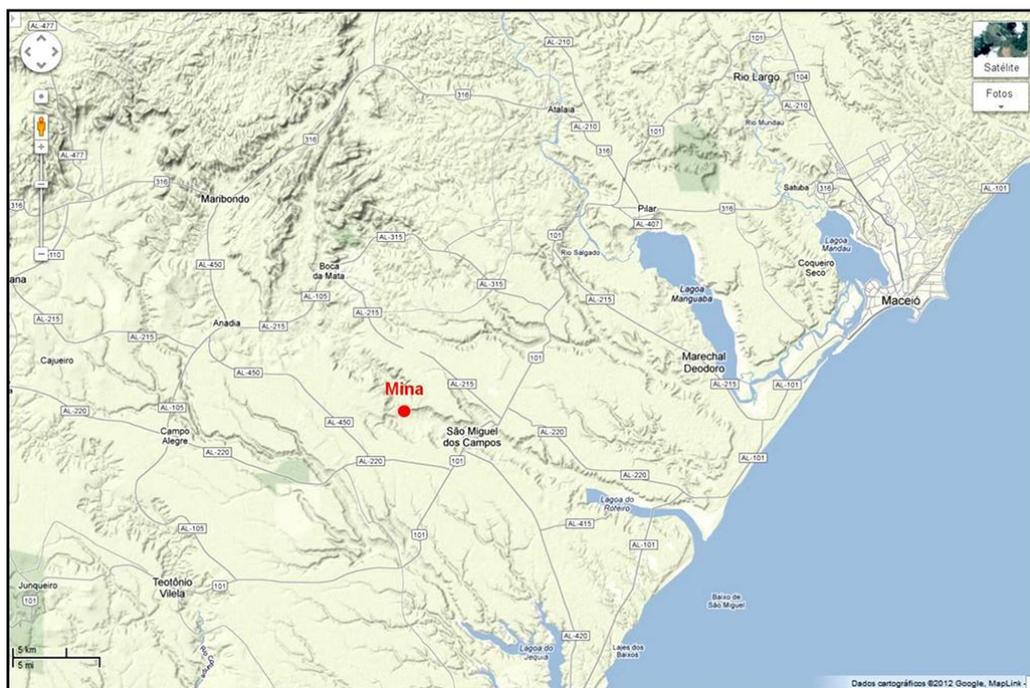


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo. A mina CIMPOR está localizada no Município de São Miguel dos Campos, 5 km a oeste da BR-101 no Estado de Alagoas (Google Maps, acessado em julho de 2012). A escala no lado esquerdo da imagem tem 5 km de extensão.



Figura 2 – Afloramento da Formação Morro do Chaves na frente de lavra da mina CIMPOR. Há uma sucessão com cerca de 70 metros de espessura dominada por coquinas (intervalos de cor creme e geometria tabular) intercaladas com lamitos (intervalos de cor cinza e geometria lenticular).

Para execução do trabalho utilizou-se complementarmente ao estudo de afloramento o testemunho de sondagem 266, que foi perfurado 300 metros a sul da frente de lavra da mina tendo atingido 126,4 metros de profundidade. A partir do testemunho, foram coletadas 40 amostras com controle estratigráfico, das quais 25 foram selecionadas para confecção de lâminas delgadas.

O testemunho foi usado para elaboração de um perfil sedimentológico/estratigráfico de 98,6 metros, no qual foram descritas feições sedimentares em macroescala: (1) litologia; (2) granulometria; (3) seleção; (4) empacotamento; (5) fragmentação de bioclastos; (6) estruturas sedimentares; (7) espessura de camadas; (8) tipos de contato entre camadas; e (9) acessórios litológicos.

O afloramento foi usado para observação de feições sedimentares em mega- e macroescala: (1) litologia; (2) estruturas sedimentares; (3) geometria e espessura de camadas; e (4) tipos de contato entre camadas.

As amostras de mão foram descritas utilizando um estereomicroscópio (Zeiss Stemi 2000) com o qual foram observadas feições em macro- e mesoescala: (1) litologia; (2) granulometria; (3) seleção; (4) empacotamento; (5) fragmentação dos bioclastos; (6) orientação dos bioclastos; (7) abundância, granulometria e composição da matriz; (8) estruturas sedimentares; (9) acessórios litológicos; e (10) abundância e tipo de poros.

As lâminas delgadas foram descritas com o uso de microscopia (Zeiss Axioimager AZm) por luz transmitida/polarizada, tendo como foco a descrição de feições diagenéticas e de porosidade e a confirmação/complementação das feições descritas em macro- e mesoescala.

Quatro amostras de folhelho foram submetidas a ensaios de calcimetria e difratometria por raios-X (DRX), para avaliação da sua composição mineralógica (Apêndice C).

Para a caracterização de fácies foi utilizado o conceito de Borghi (2000) que define fácies como uma “massa de sedimento ou de rocha sedimentar caracterizada e distinguida das demais pela litologia, geometria estratal, estruturas sedimentares, petrotrama, cores, fósseis e por atributos direcionais”.

Para a classificação petrográfica/litológica foi escolhida a classificação de Grabau (1904), concebida para rochas predominantemente carbonáticas (mais de 50% de grãos carbonáticos) de origem alóctone ou parautóctone; ou seja, rochas que sofreram um transporte sedimentar significativo. Essa classificação divide os tipos de rochas de acordo com o tamanho de grão predominante, sendo bastante semelhante à classificação de rochas

terrígenas/siliciclásticas, definindo correlatos carbonáticos para ruditos, arenitos e lutitos pela adição do prefixo “calc(i)-” (Quadro 1).

Quadro 1– Classificação de Grabau (1904), que consiste da adição do prefixo “calc(i)-” na classificação de rochas terrígenas/siliciclásticas para enfatizar a composição carbonática dos grãos.

Tamanho da partícula (mm)	Sedimento	Rocha
> 2,000	Cascalho	Calcirrudito
2,000 – 0,062	Areia	Calcarenito
< 0,062	Lama	Calcilituto

Para classificar o empacotamento, foi utilizado o “grau de empacotamento” proposto Kidwell e Holland (1991), o qual está relacionado à forma dos bioclastos e a abundância de matriz. Este pode ser dividido em: denso, frouxo e disperso (Figura 3). Uma camada de conchas com empacotamento denso é suportada pelos bioclastos, apresentando uma trama com muitos contatos bioclasto-bioclasto e grãos mais finos ou cimento preenchendo os interstícios. É possível que alguns bioclastos flutuem na matriz devido à sua forma irregular. Uma camada de conchas com empacotamento frouxo é suportado pela matriz, apresentando uma trama com bioclastos com um comprimento de corpo de distância entre si, ou uma trama com um número de contatos bioclasto-bioclasto significativo. A ideia geral do empacotamento frouxo é que, ao se remover a matriz, a trama dos bioclastos desmorona. Uma camada de conchas com empacotamento disperso é suportada pela matriz, apresentando bioclastos flutuando na matriz com mais de um comprimento de corpo de distância entre si, contatos bioclasto-bioclasto são raros.

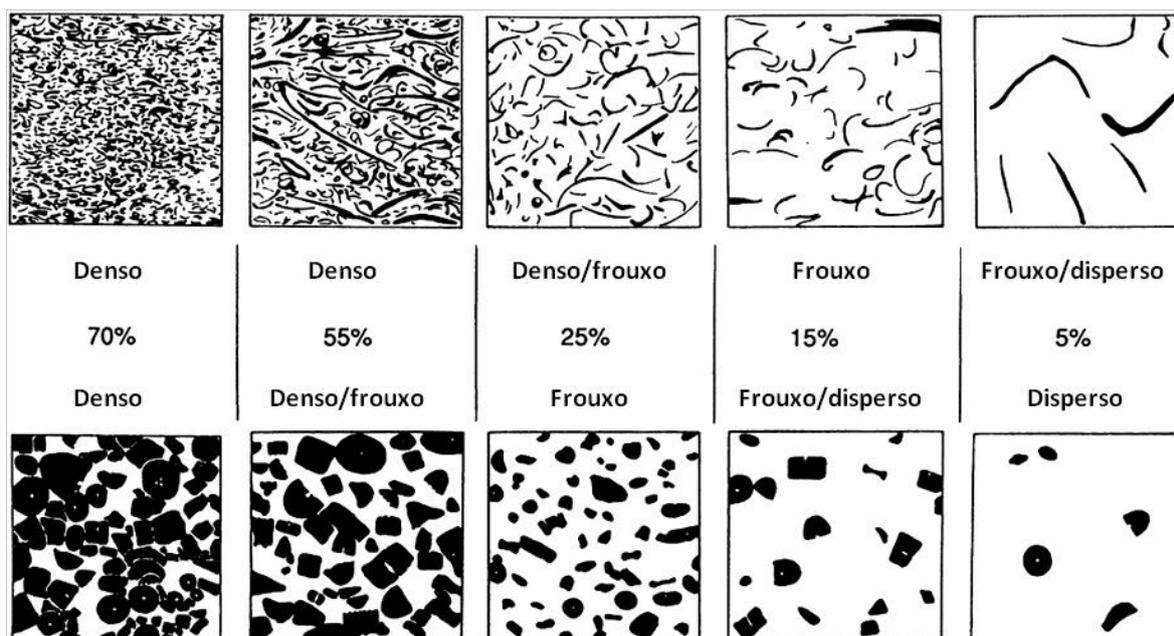


Figura 3 – “Graus de empacotamento” propostos por Kidwell e Holland (1991). O empacotamento denso é encontrado em calcirruditos suportados pelos bioclastos, o empacotamento frouxo é encontrado em calcirruditos suportados pela matriz e o empacotamento disperso é encontrado rochas suportadas pela matriz que não são calcirruditos, por exemplo, um arenito fossilífero.

Para Kidwell e Holland (1991), as coquinas com empacotamento denso podem resultar de: (1) joeiramento (*winnowing*) hidráulico ou biogênico da matriz; (2) baixo aporte de terrígenos gerando uma não “diluição” do aporte de bioclastos; (3) ou alta entrada de bioclastos, devido à agregação ecológica, mortandade em massa e/ou aporte hidráulico ou biogênico. Ainda segundo esses autores, coquinas bem selecionadas podem ser resultar de: (1) joeiramento hidráulico ou biogênico; (2) condições ecológicas como tamanho/idade de morte; (3) ou seleção tafonômica ou diagenética, que deixam um resíduo homogêneo em relação ao tamanho, forma e mineralogia dos bioclastos.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 Coquinas no registro geológico

3.1.1 Aspectos da gênese e ambientes de sedimentação

Segundo Schäffer (1972), coquinas são concentrações ou acumulações exclusivas de conchas e/ou seus fragmentos, depositadas pela ação de algum agente de transporte. Desse modo, a textura, a geometria estratal e a distribuição das coquinas são ditadas pelas leis da sedimentação, em detrimento das leis biológicas. Esse autor citou os principais modos de morte dos bivalves e os fatores que controlam a preservação de suas conchas. Bivalves podem ser arrancados do substrato pela ação de correntes ou ondas, sendo expostos aos predadores ou morrendo por repetido transporte; podem ser soterrados por sedimentos, morrendo em posição de vida (tais depósitos raramente são preservados devido à ressedimentação); e podem sofrer predação intensa por peixes, crustáceos ou gastrópodes perfuradores. Os bivalves possuem conchas altamente resistentes ao transporte, quando comparado a outros invertebrados; deste modo, uma grande quantidade desses organismos nos sedimentos não é necessariamente reflexo de grandes populações, resultantes de uma alta produção ecológica. As conchas podem ser fragmentadas e polidas por ação de correntes ou ondas, devido ao impacto entre elas ou à abrasão por areia. Dissolução e/ou incrustação por organismos (bioerosão) podem enfraquecer as conchas facilitando sua fragmentação ou até mesmo reduzi-las a lama carbonática (micrita).

Castro (1988) realizou uma pesquisa bibliográfica sobre ocorrência de coquinas ao redor do mundo, identificando seus ambientes de sedimentação, principais agentes de transporte e os fatores que favorecem a sua formação. Geralmente as coquinas aparecem

como camadas centimétricas a métricas associadas a depósitos terrígenos ou carbonáticos. Tais rochas são comuns em ambientes parálicos (praias, lagunas, estuários e planícies de maré) e marinhos neríticos (plataformal), onde são formadas pela ação de ondas, correntes de maré e por correntes e ondas de tempestades. Ainda segundo Castro (1988), as coquinas lacustres são bastante raras no registro geológico, sendo formadas por correntes e ondas de tempestade.

As coquinas podem ser formadas por um fator ou pela combinação dos seguintes fatores: (1) alta produção de bioclastos; (2) eventos de mortandade; (3) baixo aporte de sedimentos terrígenos; (4) seleção hidráulica; e/ou (5) seleção diagenética (SCHÄFFER, 1972; CASTRO, 1988; KIDWELL e HOLLAND, 1991).

A alta produção de conchas pode ser um reflexo de um ambiente estressante, onde ocorrem grandes variações e/ou condições extremas de temperatura, salinidade/alcalinidade, turbidez e energia das águas. Nesse tipo de ambiente, um determinado grupo de organismos mais adaptado é beneficiado pela diminuição da predação e competição, o que resulta em uma ampla distribuição espacial e alta taxa reprodução. O registro desse evento seria uma concentração monotípica, onde só ocorre um táxon.

A amalgamação de camadas de concha (*shell beds*) pode ocorrer em ambientes com repetição de intensos processos sedimentares que causem eventos de mortandade, tais como eventos de tempestade.

A concentração de conchas pode ser reflexo do baixo aporte de sedimentos terrígenos, que permite sucessivas colonizações do substrato e posterior acumulação dos bioclastos. Regiões com estabilidade tectônica e clima árido favorecem esse tipo de situação.

As camadas de conchas podem ocorrer devido à seleção hidráulica, onde as correntes e/ou ondas não tem competência suficiente para mover as conchas de granulometria tamanho cascalho, joeirando a areia ou a lama. Tais registros são depósitos residuais, como marcas de

espraçamento, cascalhos em fundo de canal ou simplesmente pavimentos de cascalho em amplas superfícies.

O aparecimento de camadas de conchas está fortemente relacionando à sua preservação em ambientes sedimentar e diagenético. Os bioclastos que as compõem podem ser totalmente dissolvidos ou micritizados antes mesmo de litificarem-se, assim como podem ser dissolvidos, substituídos ou sofrer neomorfismo durante a diagênese. De maneira geral, os componentes carbonáticos são estáveis sob condições de temperatura alta, baixas pressões, pH básico e Eh alto, oxidante (BOGGS, 2009).

Grãos siliciclásticos podem ser dissolvidos ou substituídos por carbonatos durante a diagênese, pois a sílica é instável sob condições de pH básico e temperaturas altas (BOGGS, 2009), contrariamente ao que ocorre com os bioclastos. Assim, rochas originalmente mistas podem tornar-se cada vez mais carbonáticas.

3.1.2 Coquinas marinhas

As coquinas marinhas possuem ocorrência bastante comum em depósitos de praia e planícies de maré (RADLEY e BARKER, 2000; ZHIJIE et al., 2005). Estas contituem camadas ou conjuntos de camadas amalgamadas centimétricas a métricas.

Radley e Barker (2000), estudando coquinas da Formação Vectis, Barremino–Aptiano, sul da Inglaterra, interpretaram-nas como depósitos de um paleoambiente lagunar durante um período de quiescência tectônica e subida do nível do mar. As camadas de coquina têm geometria tabular, espessura decimétrica e estendem-se por centenas de metros ou até quilômetros, as quais ocorrem intercaladas a camadas de lamitos escuros e de arenitos. As coquinas são compostas de conchas inteiras e fragmentos de bivalves, gastrópodes, ostracodes e detritos de peixes; possuem empacotamento denso a frouxo; a matriz é terrígena

lamosa ou arenosa, de abundância variada; e o cimento é espático calcítico. Em relação à trama, esses autores (RADLEY e BARKER, 2000) apontam que as conchas apresentam alguma orientação e padrão empilhado e aninhado, resultantes da interferência mecânica entre as conchas durante o transporte. As camadas de conchas fazem contato basal brusco com camadas de lamitos escuros contendo níveis de ostracodes, bivalves, gastrópodes e peixes. Estratificações cruzadas de ângulo baixo ocorrem localmente.

Para Radley e Barker (2000), o contato basal brusco das camadas e a trama das conchas da Formação Vectis, que possuem direções variadas e indícios de interferência durante o transporte, como imbricação e empilhamento (Figura 4), sugerem uma deposição rápida por fluxos trativos subaquosos. A interpretação para esses depósitos é dada pela combinação entre variações barométricas e de regime de ventos durante eventos de tempestades. Em regiões costeiras, esses eventos resultam em transporte em direção à costa. As conchas seriam provenientes de depósitos em águas mais profundas abaixo do nível base de onda de tempo bom, onde comunidades de organismos conchíferos seriam mortas e transportadas em direção à costa durante os eventos de tempestade. Após o evento, há a recolonização do sítio de vida, mantendo o suprimento de bioclastos. Para que haja preservação desses organismos em posição de vida, é necessário um rápido soterramento ou erosão mínima do substrato.

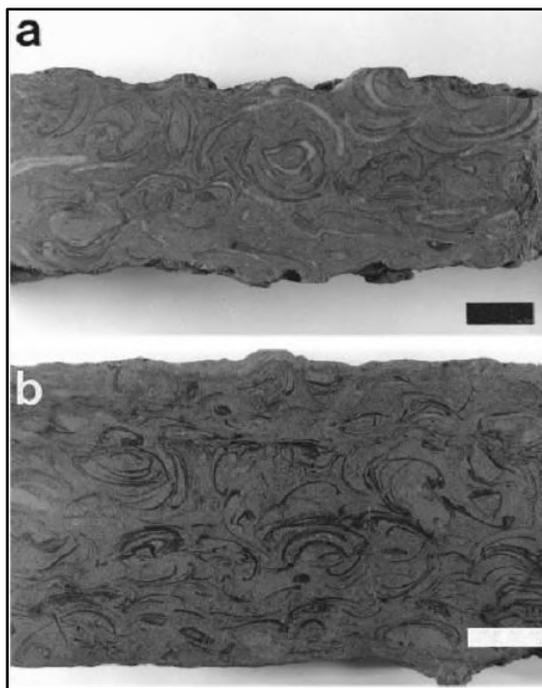


Figura 4 – Seções polidas de coquinas apresentando trama com conchas desarticuladas, empilhadas, aninhadas e imbricadas, com orientações variadas. A escala no lado esquerdo tem dois centímetros de extensão (RADLEY e BARKER, 2000).

Zhijie *et al.* (2005) estudaram cordões de conchas na costa da baía de Bohai, na China. Esses cordões constituem o maior e mais denso depósito de conchas do mundo, chegando a atingir 258 quilômetros de comprimento e centenas de metros de largura. Tais depósitos têm cerca de cinco metros de espessura, com concentrações de até 90% de conchas. O contato basal com depósitos de planícies de maré é brusco. Os autores descreveram duas fácies (Figura 5): uma, composta por camadas de conchas e seus fragmentos, apresentando estratificação cruzada de ângulo baixo mergulhando para o continente e para o mar; e outra, composta por fragmentos de conchas e terrígenos (areia e silte), apresentando estratificação plano-paralela.

Ao estudar os sedimentos e as condições ambientais do local, os autores (ZHIJIE *et al.*, 2005) propuseram os elementos necessários para a formação dos cordões de conchas. A fonte das conchas está nas zonas de intermaré e inframaré, onde há baixa turbulência, alta concentração de oxigênio e plâncton, seu alimento. Nessa região, comunidades de bivalves

multiplicam-se durante os períodos de tempo bom. Nos períodos de tempestades, a escavação/erosão por ondas destrói o habitat dos bivalves, expondo-os na superfície do sedimento, gerando mortandade e acúmulo de conchas. Os cordões de conchas formam-se em condições de baixa erosão costeira, possibilitando a acumulação progressiva das conchas e a remoção hidráulica (joeiramento) dos sedimentos mais finos.

O papel das tempestades é considerado pela maioria dos autores como o principal formador de depósitos conchíferos (e.g., AIGNER, 1985). Após a quebra das ondas, os sedimentos mais finos são removidos, deixando as conchas como depósitos residuais em forma de lençol. Posteriormente, esses depósitos são transportados em direção à costa pela ação de correntes. Sucessivas repetições desses processos geram a amalgamação de camadas de conchas em unidades espessas.

Zhijie *et al.* (2005) também comentaram sobre o papel do vento no transporte de fragmentos de conchas expostas nas praias da baía de Bohai. Devido à sua forma, as conchas são mais facilmente transportadas do que grãos terrígenos de mesma granulometria. Assim, a competência do fluxo necessária para movê-las pode ser menor do que a exigida para mover grãos siliciclásticos de granulometria equivalente; ou seja, apesar de serem maiores, as conchas têm menor “tamanho hidráulico”.

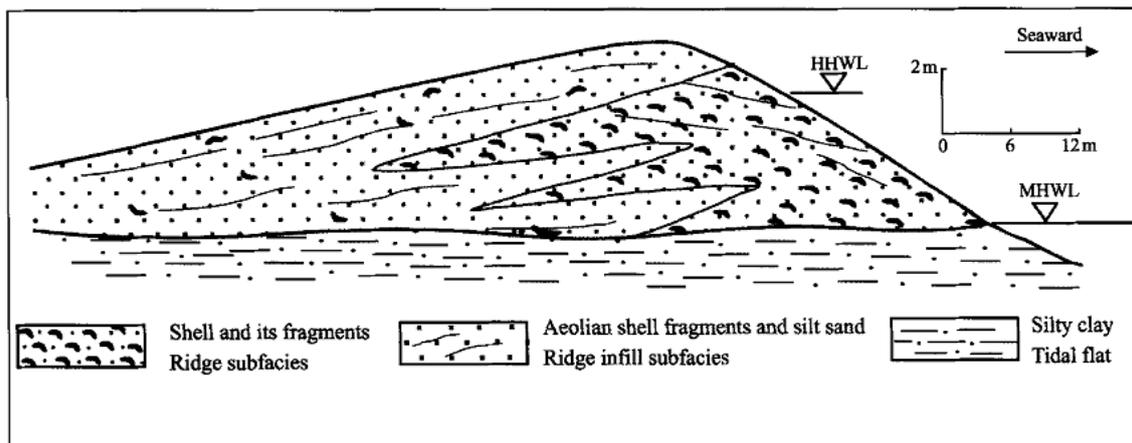


Figura 5 – Esquema de um cordão de conchas na baía de Bohai, China, segundo Zhijie *et al.* (2005). Há duas fácies que caracterizam o cordão: uma, composta por camadas conchas e seus fragmentos, apresentando estratificação cruzada de ângulo baixo mergulhando para o continente e para o mar (*Ridge subfacies*) e, outra, por fragmentos de conchas, areia e silte, apresentando estratificação plano-paralela (*Ridge infill subfacies*).

Ainda segundo Zhijie *et al.* (2005), regiões com grande aporte sedimentar, como deltas, não são boas para acumulações expressivas de conchas, pois os bivalves são constantemente soterrados pela alta taxa de sedimentação, característica desses sítios; outro aspecto é a própria matriz que envolve as conchas, e dificulta a separação hidráulica e concentração destas, por joeiramento.

Shark Bay, no Oeste da Austrália, é uma baía rasa com águas hipersalinas e oligotróficas, onde ocorrem praias que se prolongam em rampas submersas, as quais se dispõem ao longo das suas margens por quilômetros de extensão (JAMES *et al.*, 1999; MORTON, 2000). Tais praias são compostas principalmente por conchas de bivalves e subordinadamente por areia quartzosa (Figura 6). Segundo James *et al.* (1999) e Morton (2000), os depósitos conchíferos de Shark Bay são cimentados sob condições de eogênese, formando conjuntos de camadas de coquina com mais de quatro metros de espessura (observado em antigas áreas de extração artesanal), que apresentam localmente estrutura maciça, estratificação cruzada de ângulo baixo (Figura 7) e estratificação plano-paralela.

Para Morton (2000), a acumulação das coquinas de Shark Bay resultou da superprodução de bivalves, associada a repetidos eventos de tempestade. Devido à alta salinidade e pouca concentração de nutrientes na água, o ambiente é estressante demais para desenvolvimento de uma comunidade complexa de organismos; deste modo, bivalves adaptados a estas condições multiplicam-se em grande número, particularmente em regiões de águas mais profundas, sob os campos de algas. Esses organismos não possuem competidores nem predadores expressivos no local. Durante uma série de tempestades, os bivalves foram mortos, reelaborados e transportados para a costa, gerando praias de conchas com um pequeno aporte de terrígenos fluviais, devido ao clima árido (JAMES *et al.*, 1999).



Figura 6 – Shell Beach, Shark Bay, costa Oeste da Austrália. Praias compostas principalmente por conchas de bivalves estendem-se por praticamente toda a Shark Bay, onde uma série de cordões arenosos mergulha em direção ao mar, conectando-se com rampas carbonáticas. O berma da praia está bem pronunciado. (Foto: Daniel Thompson).



Figura 7 – Antiga extração artesanal de calcário em Shark Bay, costa Oeste da Austrália. As coquinas são compostas por bioclastos pouco a muito fragmentados, estão cimentadas (cimento aragonítico) e apresentam estratificação cruzada de ângulo baixo. (Foto: Daniel Thompson).

3.1.3 Coquinas lacustres

Bons exemplos de coquinas lacustres formadas no Quaternário e no “Terciário”, são as dos grandes lagos do Rife Africano. A sedimentação nesses lagos ocorre de maneira complexa devido à interação entre tectonismo e clima. Movimentos tectônicos determinam o padrão de drenagens, o local de acumulação e a distribuição dos corpos d’água. O clima controla o a entrada de água e o nível do lago, sendo o responsável pela química das águas do lago. Tais lagos desenvolveram-se em hemigrábens, tendo, de um lado, uma borda íngreme com sistemas de leques deltaicos e do outro, uma rampa com sistemas deltaicos e costeiros.

Betzler e Ring (1994) descreveram sedimentos do lago Malawi expostos em uma região próxima às suas margens. Os autores encontraram “unidades” terrígenas, carbonáticas ricas em bivalves e gastrópodes, e margas ricas em diatomáceas. Essas unidades são

depósitos lacustres com 20 metros de espessura, acumulados em um momento de lago alto, mais cheio que o atual. Os autores dividiram a unidade carbonática em “associações de rampa” de alta e de baixa energia. A associação de rampa de alta energia é caracterizada pela alta concentração de detritos de bivalves e gastrópodes (coquinas) e por um percentual de terrígenos variado. Estruturas sedimentares como estratificações cruzadas planares de porte grande, estratificações cruzadas acanaladas de porte médio e HCS são descritas, assim como uma geometria lenticular das camadas, que mergulham para o centro da bacia. As rochas sofreram cimentação calcítica, inicialmente por uma franja isópaca blocosa e posteriormente por mosaico de drusas. O que resultou na obliteração da porosidade primária. Já a associação de rampa de baixa energia é caracterizada por margas ricas em gastrópodes e bivalves, apresentando laminação plano-paralela, com raros níveis de oncoides. A interpretação paleoambiental dada para essas associações de rampa consiste na inundação do lago sobre áreas com declive menos acentuado, formando praias e barras bioclásticas em áreas rasas sob condições agitadas (associação de alta energia) e em lençóis ricos em moluscos abaixo do nível base de onda, sob condições calmas (associação de baixa energia). Há níveis de paleossolo na base e no topo das associações, indicando a inundação do lago e sua posterior contração.

Vondra *et al.* (1978) estudaram a sucessão estratigráfica de depósitos terciários e quaternários nas margens do lago Turkana, Africa. Esses autores encontraram uma “unidade” de calcarenitos bioclásticos que apresentam padrão de granocrescência ascendente, estratificação plano-paralela e estratificação cruzada. Há contato gradacional e intercalação dessa unidade com lamitos, na base, e arenitos feldspáticos ou líticos, no topo. Os autores interpretam tais depósitos como antigas praias e plataformas acumuladas em níveis do lago mais alto que o atual.

Cohen e Thouin (1987) descreveram as fácies encontradas no lago Tanganyika, no Rifte Africano, e propuseram um modelo de fácies (Figura 8). Os autores encontraram *beachrocks* em cristas de praia submersas, compostas de arenitos feldspáticos bem selecionados, com fósseis de bivalves e gastrópodes. Esses arenitos ocorrem em camadas tabulares que mergulham em direção ao centro do lago. Existem barras de oóides em água rasa, geradas pela ação de ondas, as quais podem ter até dez quilômetros de comprimento por um quilômetro de largura (COHEN e THOUIN, 1987). Campos de algas armadilham sedimentos finos carbonáticos e terrígenos que foram trazidos por ondas, formando montes com mais de 50 metros de diâmetro, em águas rasas. Lençóis de conchas são encontrados nas plataformas do lago, porém em profundidade maiores, entre 15 e 70 metros, mergulhando suavemente em direção ao centro do lago. Estes depósitos apresentam até 40 quilômetros de extensão e cinco quilômetros de largura; porém, a espessura conhecida dos sedimentos superficiais (inconsolidados) alcança apenas cerca de 30 centímetros, observando-se uma coquina de gastrópodes logo abaixo. Os gastrópodes, que formam as coquinas, não são mais encontrados vivos no lago. Areia e silte, terrígenos e carbonáticos, são depositados nos espaços entre as conchas. Recifes microbiais, trombolíticos, são encontrados entre as profundidades de 15 e 50 metros.

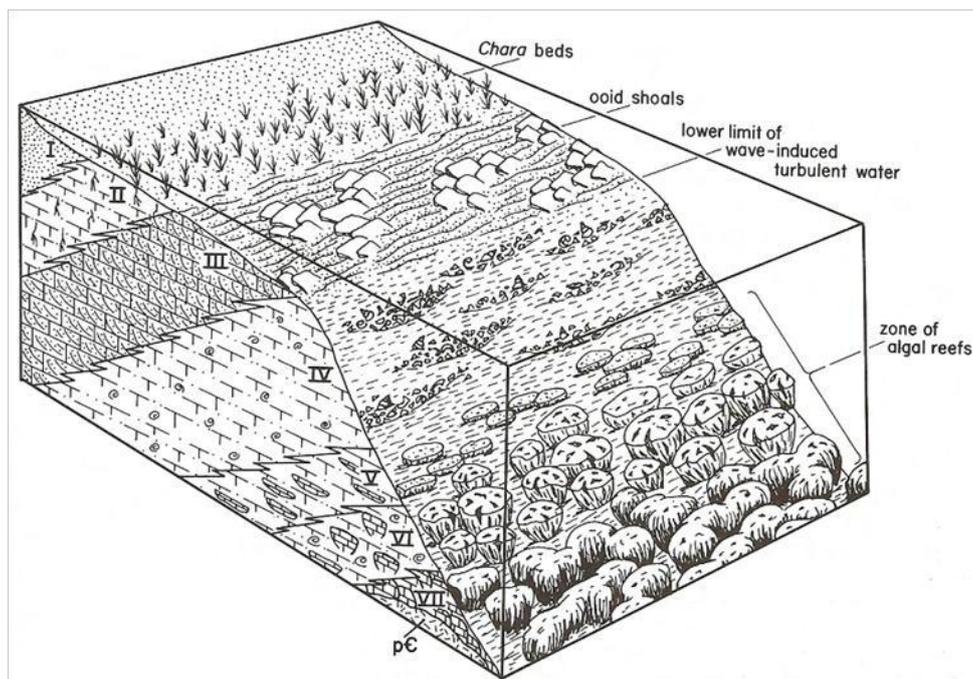


Figura 8 – Bloco diagrama mostrando o modelo de fácies encontradas no lago Tanganyika, no Rifte Africano (COHEN e THOUIN, 1987). Observe as fácies de (I) arenitos cimentados por carbonato; (II) lamitos algais (zonas de profundidades 0-10 m); (III) barras de ooides (zonas de profundidades 0–4 m); (IV) coquinas de gastrópodes (zonas de profundidades 15–70 m); e (V, VI e VII) recifes microbiais (zonas de profundidades de 15 a mais de 50 m).

3.1.4 Tafonomia

A Tafonomia é a área da Paleontologia que estuda os processos de formação de um fóssil ou do acúmulo destes, envolvendo a causa/forma de morte do organismo, transporte sedimentar dos restos para o sítio deposicional e os processos envolvidos na sua fossilização. O conceito de tafofácies é utilizado para a descrição faciológica de rochas sedimentares envolvendo a interpretação de processos e ambientes de fossilização. Tal conceito distingue corpos de rochas identificados com base em suas características tafonômicas, em especial aquelas que envolvem o transporte e acumulação sedimentar, alvo específico da Bioestratinomia, na análise tafonômica.

Simões e Torello (2003) estudaram coquinas do Grupo Passa Dois (Permiano Superior) da bacia do Paraná, caracterizando-as através de cinco tafofácies (Figura 9), cuja

interpretação, bioestratinômica, relaciona-as a processos de transporte por tempestades (tempestitos). As tafofácies permitem, assim, uma abordagem sobre a intensidade de transporte das conchas e sedimentos por correntes e ondas combinadas, com relação à alternância de momentos de tempo bom e de tempestade em um mar raso, e seu efeito na mistura e concentração das faunas conchíferas.

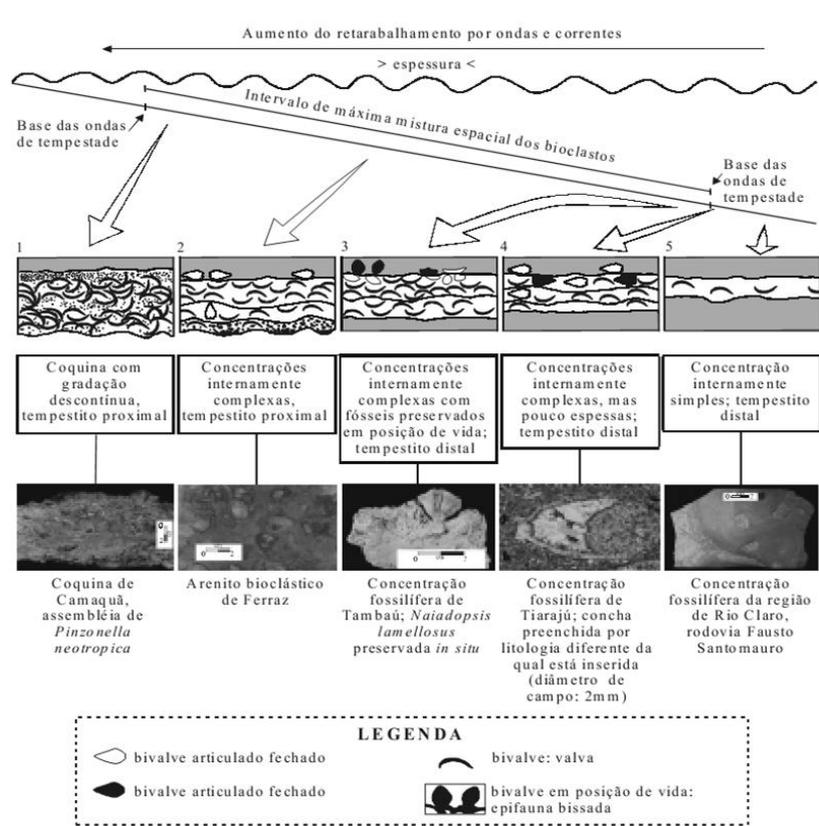


Figura 9 – Modelo de tafofácies (1 a 5) de coquinas do Grupo Passa Dois (Permiano Superior) da bacia do Paraná (SIMÕES e TORELLO, 2003). A desarticulação, o grau de empacotamento e a espessura e erosão associada à base da camada de conchas aumentam da tafofácies 5 (distal) para 1 (proximal), ao durante o transporte por correntes e ondas de tempestade.

Mcglue *et al.* (2009), estudando sedimentos bioclásticos do lago Tanganyika em diversos subambientes lacustres, observaram feições tafonômicas peculiares (Figura 10). Nos depósitos de praia e plataforma rasa, predominam os processos de abrasão e fragmentação, em detrimento dos processos de oxidação e incrustação (bioerosão). Isto ocorre pela agitação

acentuada das águas do lago nesses locais, onde a ação de ondas e de correntes de fundo reelaboram constantemente as conchas, minimizando a bioerosão. Já nos depósitos de plataforma profunda e de baías e cabos, os processos de bioerosão e oxidação predominam em relação aos processos de abrasão e fragmentação. Isto ocorre devido a condições de águas mais calmas, com a atividade intensa de microorganismos.

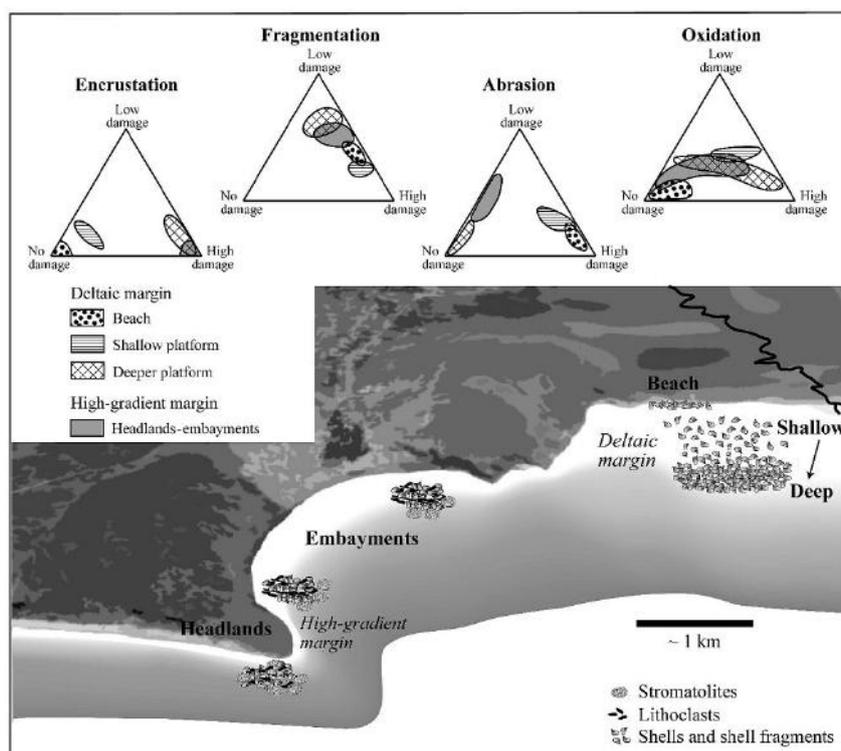


Figura 10 – Modelo tafonômico para os sedimentos que contém gastrópodes do lago Tanganyika, no Rifte Africano, em diversos subambientes lacustres (McGLUE et al., 2009). Observe a predominância dos processos de fragmentação e abrasão nos subambientes de praia e plataforma rasa e a predominância dos processos de incrustação e oxidação nos subambientes de plataforma profunda, baías e cabos.

3.2 Bacia de Sergipe-Alagoas

3.2.1 Localização e aspectos gerais

A bacia de Sergipe-Alagoas localiza-se na costa nordeste do Brasil, entre as latitudes 9° S e 11° 30' S e longitudes 35° 30' O e 37° O (Figura 11). A porção terrestre da bacia consiste em uma faixa estreita e alongada com orientação NE-SO, de 35 km de largura média e 350 km de comprimento. O limite da bacia em direção ao mar não é bem definido, mas certamente estende-se além da isóbata de 2.000 m. A área da bacia até esta profundidade é de 34.600 km², sendo 12.000 km² em terra e 22.600 km² em mar. (LANA, 1990).

Segundo Feijó (1994), o alto de Maragogi limita a bacia, a nordeste, da bacia de Pernambuco-Paraíba enquanto que o sistema de falhas Vaza-Barris limita-a, a sudoeste, da bacia de Jacuípe. Ainda de acordo com esse autor, a bacia de Sergipe-Alagoas divide-se em duas bacias com importantes diferenças estruturais e estratigráficas, a bacia de Sergipe e a bacia de Alagoas, ambas separadas pelo alto de Japoatã-Penedo. De acordo com Neto *et al.* (2007), o limite sudoeste da bacia de Sergipe-Alagoas é difuso. Estes autores não consideram o alto de Japoatã-Penedo como um limite entre as sub-bacias, pois o mesmo está restrito apenas à parte emersa e de águas rasas, não se prolongando até o bloco baixo da charneira Alagoas. Tal alto apenas separa a sub-bacia de Sergipe da sub-bacia de Alagoas.

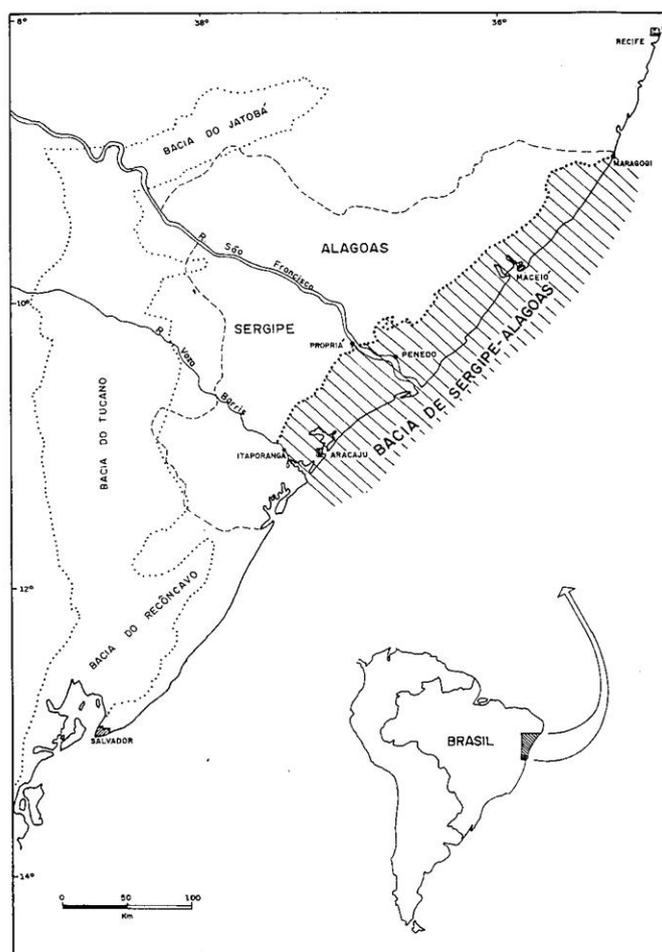


Figura 11 – Mapa de localização da bacia de Sergipe-Alagoas (LANA, 1990).

3.2.2 Geologia Estrutural e evolução tectônica

O arcabouço estrutural da bacia de Sergipe-Alagoas é dado por um sistema de falhas N–S interceptado por sistemas de falhas E–O e NE–SO (Figura 12). Em seção, a bacia consiste de um hemigráben mergulhando para NO com predomínio de falhas sintéticas em relação às falhas antitéticas (Figura 13) (LANA, 1990).

Segundo Lana (1990) e Sztamari e Milani (1999), a bacia de Sergipe-Alagoas desenvolveu-se na borda Leste de um grande bloco crustal conhecido como Microplaca Sergipana. A movimentação desse bloco, durante o Eocretáceo, foi praticamente

independente daquela dos continentes africano e sulamericano durante a separação continental.

O início do rifteamento no Nordeste do Brasil ocorre no início do Eocretáceo devido a uma rotação anti-horária da África em relação à América do Sul. Tal movimento rotacional é transferido para a Microplaca Sergipana com mesmo sentido, mas com velocidade reduzida. O resultado desse regime de tensão aparece na forma de um sistema de falhas transcorrentes sinistrais ao longo da borda este da microplaca. Esse cisalhamento sinistral gerou uma transtensão no sul da microplaca formando hemigrábens de orientação N-S em forma escalonada (*en échelon*), conectados por longas falhas transcorrentes de orientação NE-SO. Estes são os principais depocentros durante o início Eocretáceo. Enquanto isso, no norte da microplaca, havia transpressão causando estruturas *pop-up*, produzindo soerguimento e erosão. Este contexto evolutivo difere daquele que se observa ao final do Eocretáceo; daí o contexto tectônico da deposição das coquinas da Formação Morro do Chaves, um rifte compartimentado com hemigrábens de orientação N-S, onde desenvolveram-se lagos.

No final do Eocretáceo, há aumento da componente distensional e reativação de falhas transcorrentes NE-SO, como falhas normais e linhas de charneira mergulhando para SE. Configura-se assim a futura margem continental, pelo aparecimento da linha de charneira Alagoas, de novos depocentros e pela separação um bloco alto a NO (com embasamento em uma posição mais rasa) e um bloco baixo a SE (com embasamento em uma posição mais profunda e maiores espessuras das seções transicionais e drifte). Esse momento marca a consolidação da Microplaca Sergipana no continente Sulamericano, provavelmente devido ao aumento da compressão a N e a mudança da direção da extensão. Durante a fase final do rifte (aptiano), a parte sul da microplaca moveu-se para SE por ação da falha sinistral Vaza-Barris; já no Albiano, ocorre finalmente a quebra da continente, com o aparecimento de crosta oceânica e estabelecimento da margem passiva.

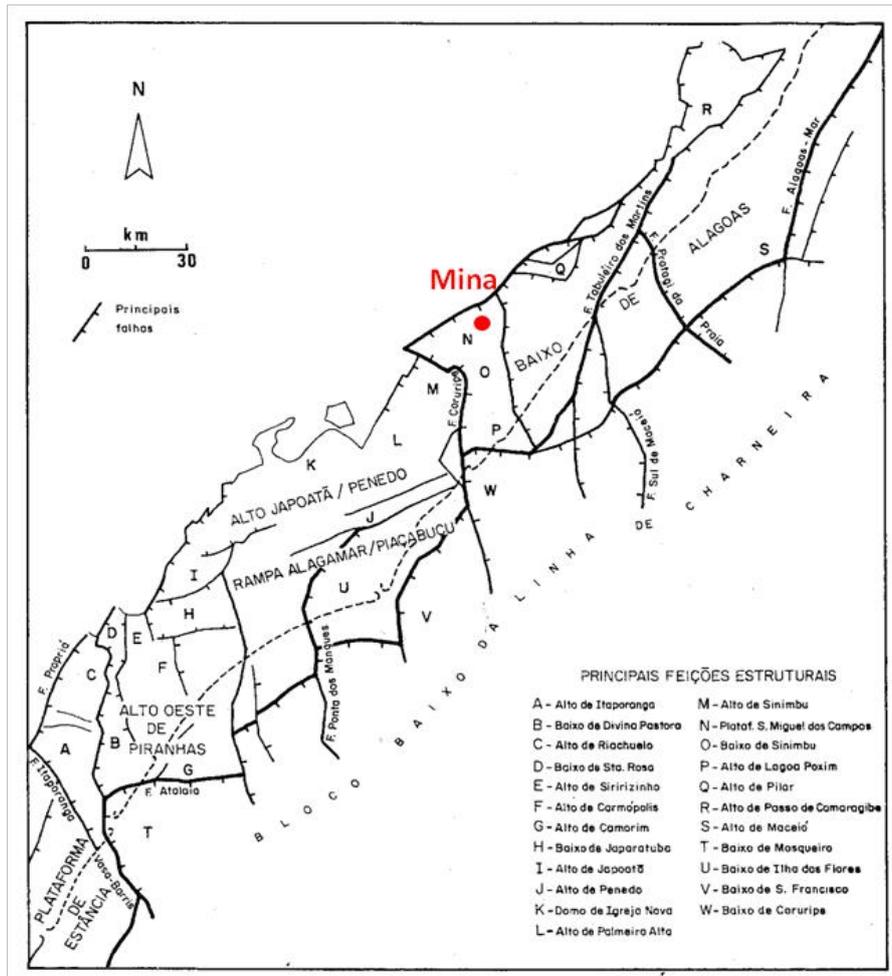


Figura 12 – Arcabouço estrutural da bacia de Sergipe-Alagoas, mostrando os grandes compartimentos tectônicos e principais feições estruturais (LANA, 1990). A localização aproximada da mina Cimpor esta marcada pelo ponto vermelho. O contexto tectônico da área de estudo está relacionado à Plataforma São Miguel dos Campos.

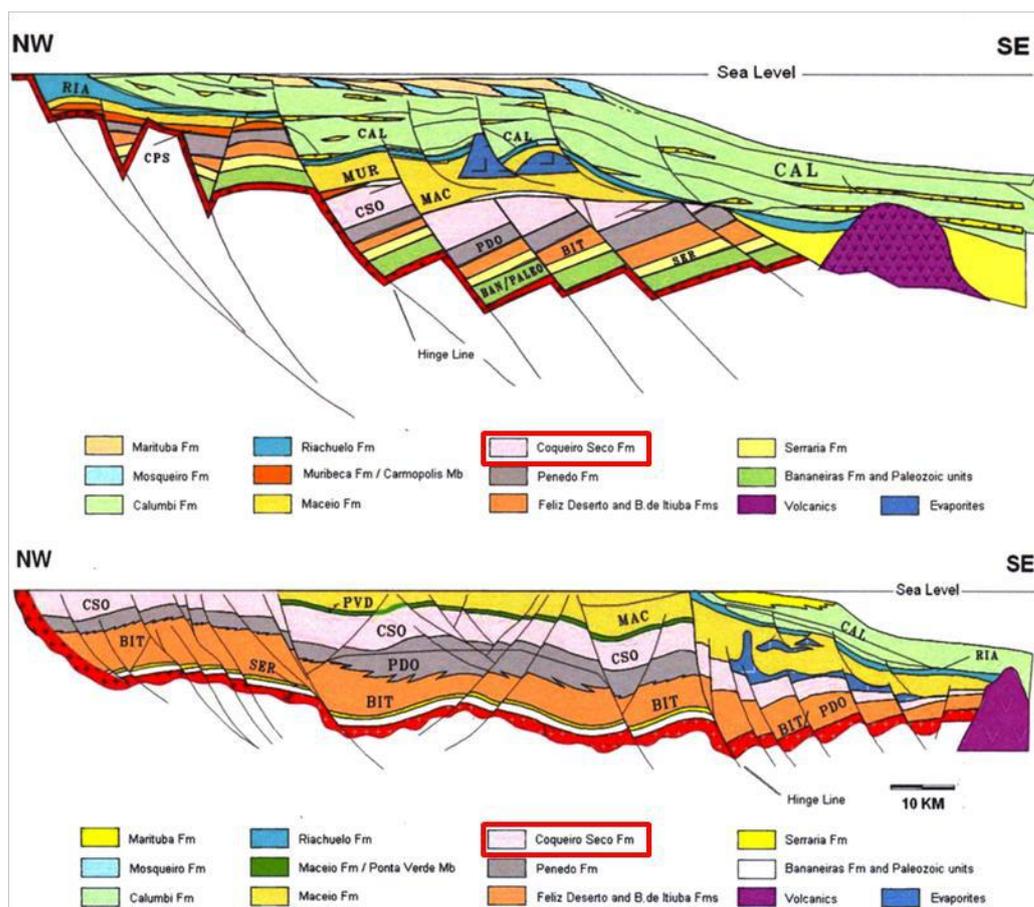


Figura 13 – Seções geológicas esquemáticas da sub-bacia de Sergipe (topo) e da sub-bacia de Alagoas (base), mostrando as falhas principais e a configuração dos estratos (AZAMBUJA *et al.*, 1998). Nesta figura, a Formação Morro do Chaves aparece como um membro da Formação Coqueiro Seco (retângulos vermelhos), estando representada pela “camada” cinza nas seções.

3.2.3 Estratigrafia

Feijó (1994) reconheceu cinco sequências deposicionais na bacia de Sergipe-Alagoas com base em discordâncias regionais e conformidades relativas: Sequência Permo-Carbonífera (sinéclise), Sequência Juro-eocretácea (pré-rifte), sequências Rifte, Sequência de Transição e sequências da Margem Passiva (drifte).

Neto *et al.* (2007) revisaram a estratigrafia da bacia com maior detalhamento e propuseram cinco supersequências (Paleozoica, Pré-rifte, Rifte, Pós-rifte e Drifte), que se assemelham às sequências de Feijó (1994), porém com a identificação de novas

sequências/discordâncias, limites temporais de regimes tectônicos distintos e mudanças na hierarquia litoestratigráfica. Tais autores criaram um diagrama estratigráfico para a sub-bacia de Sergipe (Figura 14) e outro para sub-bacia de Alagoas (Figura 15), devido às diferenças na sua evolução tectonossedimentar.

Supersequência Paleozóica – A supersequência foi depositada sobre o embasamento pré-cambriano e representa o registro sedimentar de antigas bacias de interior cratônico (sinéclises). No Carbonífero, ocorre a deposição dos conglomerados, arenitos e folhelhos da Formação Batinga, em ambiente glacial subaquoso, que são sotopostos de maneira discordante por folhelhos, arenitos e calcários da Formação Aracaré, em ambientes desértico, litorâneo e deltaico, durante o Permiano.

Supersequência Pré-rifte – A supersequência foi depositada em depressões rasas e longas na bacia, geradas como resposta a um soerguimento crustal. A sedimentação dos folhelhos vermelhos da Formação Bananeiras ocorreu em lagos rasos, concomitantemente à deposição dos arenitos flúvio-deltaicos da Formação Candeeiro. Posteriormente, sistemas fluviais com reelaboração eólica assoreiam a bacia, depositando os arenitos da Formação Serraria.

Supersequência Rifte – A supersequência desenvolveu-se desde o estiramento inicial da crosta até os intensos falhamentos do rifteamento continental. Suas unidades são marcadas por grandes variações laterais e verticais de fácies e de espessura, devido à forte influência da tectônica na sedimentação. A configuração da bacia varia bastante nessa fase, com desenvolvimento e modificação dos depocentros e altos estruturais, que dividem a bacia em compartimentos com estilo tectônico e sistemas deposicionais distintos entre si.

Na idade Rio da Serra ocorre o estiramento inicial do rifte, formando um sistema lacustre-deltaico com deposição dos folhelhos verdes e arenitos da Formação Feliz Deserto. Durante as idades Aratu, Buracica e Jiquiá, ocorre o primeiro pulso tectônico do rifte. Nesse

momento, as grandes falhas restringem-se à sub-bacia de Sergipe, onde ocorre a sedimentação proximal dos conglomerados aluviais da Formação Rio Pitanga e dos arenitos fluviais da Formação Penedo, próximos à borda de falha. Na parte distal da sedimentação, há um sistema lacustre-deltaico com deposição dos folhelhos e arenitos da Formação Barra de Itiúba. Na sub-bacia de Alagoas há sedimentação fluvial da Formação Penedo concomitante à sedimentação lacustre-deltaica da Formação Barra de Itiúba. Na idade Buracica, ocorre o nível máximo do lago, com predominância de sedimentação fina (folhelhos) e, a partir do início do Jiquiá, o lago é comaltado por sedimentos das formações Rio Pitanga e Penedo, nos quais se incluem as coquinas da Formação Morro do Chaves, em antigas áreas rasas, com pouco aporte de terrígenos, na sub-bacia de Sergipe.

Durante o final do Jiquiá e o início do Alagoas, ocorre o segundo pulso tectônico do rifte. Nesse tempo, as falhas estendem-se para toda a bacia e a taxa de subsidência está bastante elevada. Na sub-bacia de Sergipe, a sedimentação proximal junto às bordas de falha é representada pelos conglomerados aluviais da Formação Rio Pitanga e pelas coquinas da Formação Morro do Chaves; na sedimentação distal, registram-se os arenitos e folhelhos deltaico-lacustres da Formação Coqueiro Seco.

Na sub-bacia de Alagoas, as rochas de origem alúvio-deltaica e lacustre da Formação Coqueiro Seco predominam em relação aos conglomerados aluviais da Formação Poção e coquinas e folhelhos lacustres da Formação Morro do Chaves.

O início do Alagoas é marcado pelo final do segundo pulso tectônico do rifte, com uma tectônica muito intensa que gerou a linha de charneira Alagoas. Esta linha de charneira é o limite entre um bloco alto a NO e um bloco baixo a SE, onde a sedimentação ocorre. O registro sedimentar neste momento consiste de conglomerados aluviais das formações Rio Pitanga e Poção e de arenitos, folhelhos, evaporitos e calcilutitos da Formação Maceió. A presença de evaporitos sugere incursões marinhas.

Supersequência Pós-rifte – Ao final do Alagoas, inicia-se a subsidência térmica da bacia, com seu basculamento para SE, o que permitiu a primeira grande incursão marinha. Nesse momento, a sedimentação volta a ocorrer em toda sub-bacia de Sergipe, mas se restringe ao bloco baixo na sub-bacia de Alagoas. A sedimentação da Formação Muribeca, dessa fase, inclui o registro de conglomerados e arenitos de leques aluviais; evaporitos, carbonatos microbiais e folhelhos de *sabkhas* costeiros; e calcilitos e folhelhos de mares rasos.

Supersequência Drifte – A supersequência foi depositada no estágio de subsidência térmica da bacia, com uma sedimentação marinha nerítica, batial e abissal. Consiste basicamente de um grande ciclo transgressivo-regressivo, com transgressões e regressões em ciclos subordinados.

No final do Alagoas, o aumento significativo do nível do mar desfaz o paleoambiente marinho restrito, permitindo o registro de carbonatos e folhelhos depositados em uma rampa carbonática marinha da Formação Riachuelo. Conglomerados aluviais ainda são registrados em áreas tectonicamente ativas. Do final do Cenomaniano ao Coniaciano, ocorre um grande evento transgressivo, que resulta no registro de calcilitos e folhelhos da Formação Cotinguiba.

A partir do Santoniano até o Recente, registram-se os folhelhos da Formação Calumbi, que se associam a parasequências, as quais assumem um padrão progradante (regressivo) a partir do Campaniano, resultando na deposição dos arenitos plataformais da Formação Marituba e dos calcarenitos bioclásticos da Formação Mosqueiro. No Plioceno ocorre uma pequena regressão que possibilitou a deposição dos sedimentos costeiros da Formação Barreiras, na porção emersa da bacia.

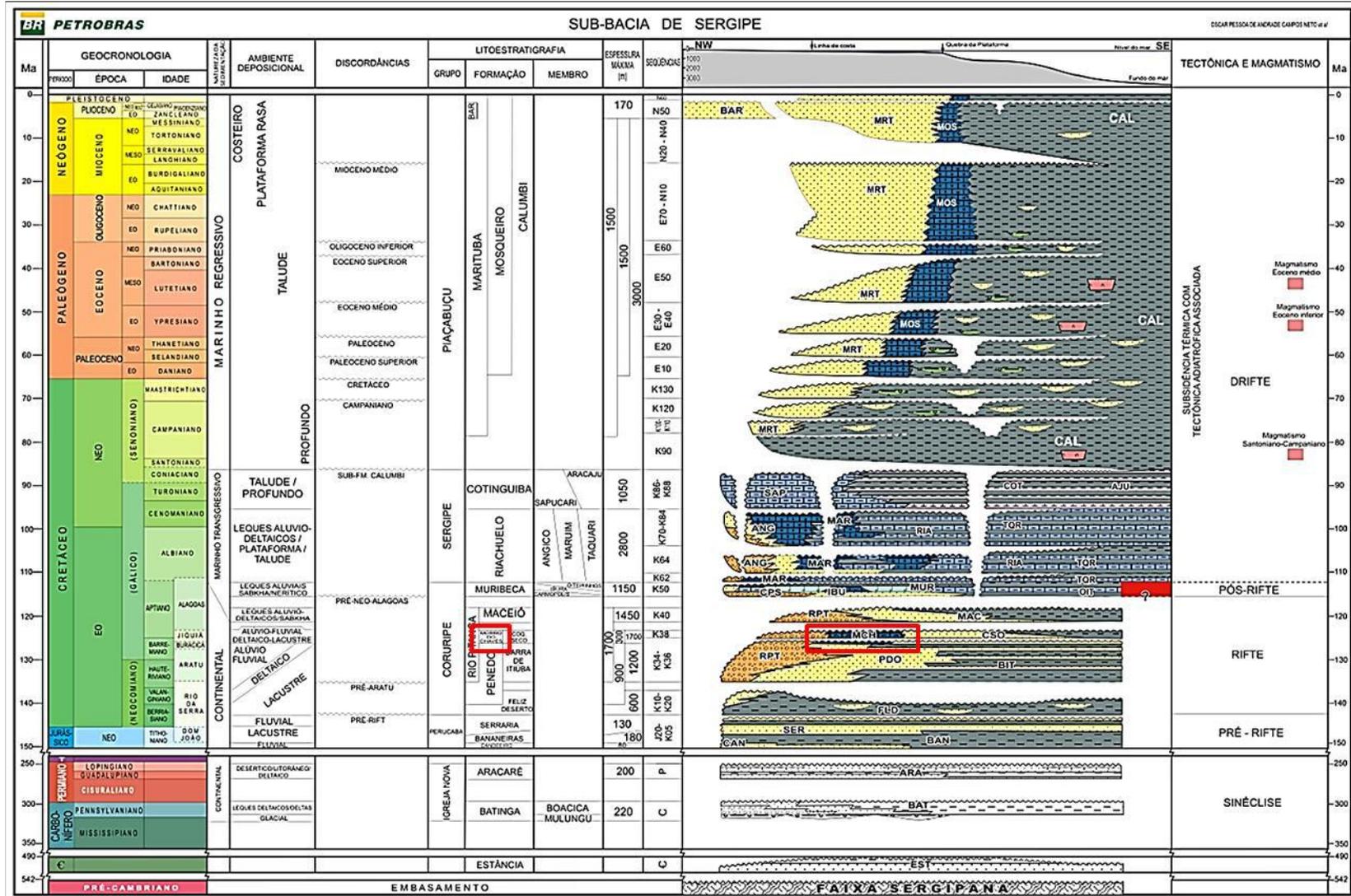


Figura 14 – Diagrama estratigráfico da sub-bacia de Sergipe. A Formação Morro do Chaves (retângulos vermelhos) está inserida no Grupo Coruripe e na Seção Rifte (Neto *et al.*, 2007).

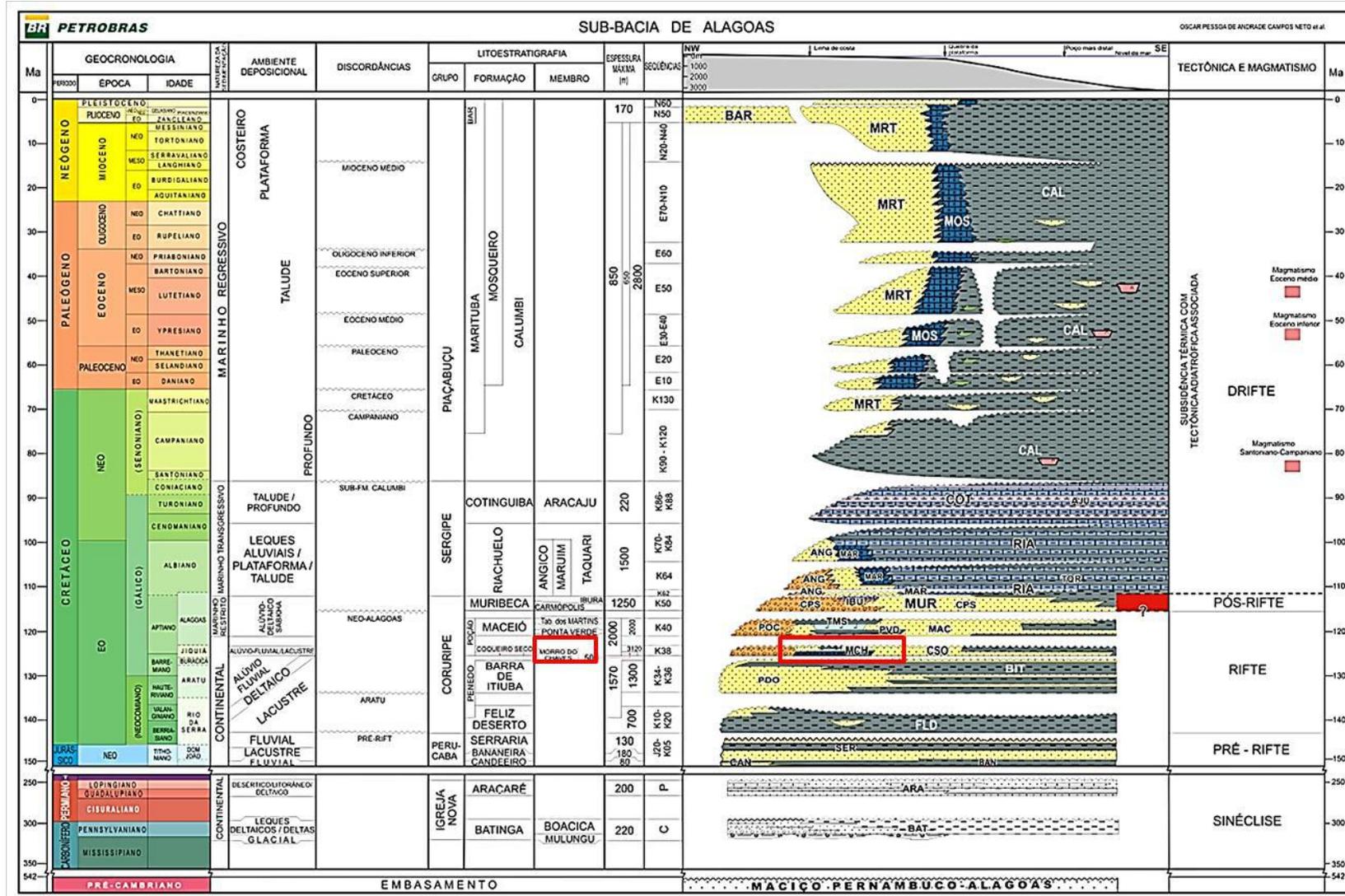


Figura 15 – Diagrama estratigráfico da sub-bacia de Alagoas. A Formação Morro do Chaves (retângulos vermelhos) está inserida no Grupo Coruripe e na Seção Rifte (Neto *et al.*, 2007).

3.2.4 Formação Morro do Chaves

Figueiredo (1981) interpretou os intervalos de coquinas da Formação Morro do Chaves como o registro de antigas plataformas carbonáticas, que foram depositadas em regiões rasas e elevadas de um grande lago de rifte, onde havia pouco aporte de sedimentos terrígenos e condições de alta energia. Essa sedimentação carbonática da Formação Morro do Chaves ocorreu concomitantemente à sedimentação siliciclástica da Formação Coqueiro Seco, de origem flúvio-deltaica e de leque deltaico, que se associa à sedimentação de lago profundo (talude lacustre). A sedimentação terrígena está presente junto a áreas-fonte ativadas por pulsos tectônicos. A sedimentação de lago profundo consiste de sedimentos finos, representados por folhelhos ricos em matéria orgânica e margas, ambos depositados sob condições subóxicas ou anóxicas (abaixo da termoclina/quimioclina).

Os intervalos de camadas de coquina consistem-se segundo Figueiredo (1981) de *grainstones* ou *packstones* de bivalves intercalados a *wackestones* de bivalves ou *mudstones* raramente dolomitizados; os primeiros, indicativos de sedimentação em paleoambiente de águas rasas e alta energia com grande produtividade orgânica. Em certas partes da bacia, as coquinas raramente intercalam-se com rochas terrígenas (arenitos ou folhelhos); mas, em outras regiões, há intercalações com rochas siliciclásticas de grã grossa, sugerindo um aporte sedimentar intermitente a partir de leques deltaicos sobre uma plataforma carbonática em águas rasas. Em direção ao centro do lago, as fácies de plataforma carbonática gradam lateralmente para margas e folhelhos calcíferos depositados após a quebra de plataforma, estas fácies, distais, são interpretadas como registros de plumas (fluxos) de baixa densidade e decantação pelágica.

Ainda segundo Figueiredo (1981), O contato da base da Formação Morro do Chaves com a Formação Penedo é gradacional, sugerindo desenvolvimento de bancos carbonáticos

sobre sedimentos siliciclásticos grossos de origem flúvio-deltaica em momentos de baixa taxa de subsidência. O contato da Formação Morro do Chaves com a Formação Coqueiro Seco, sobreposta, também é gradacional, indicando uma progressiva entrada de terrígenos na bacia com o estabelecimento de sistemas flúvio-deltaicos e aluviais.

Azambuja *et al.* (1998) definiram a Formação Morro do Chaves como uma unidade carbonática de idade Jiquiá que se intercala com os siliciclásticos das formações Rio Pitanga e Coqueiro Seco. Segundo esses autores, a formação é composta por conglomerados e arenitos depositados em leques deltaicos próximos a bordas de falha; por conglomerados reelaborados por ondas; arenitos ricos em bivalves; espessos conjuntos de camadas de coquinas; e folhelhos escuros, depositados em um sistema lacustre (Figura 16).

Para Azambuja *et al.* (1998), as coquinas são compostas de bivalves e ostracodes não-marinhos, reelaborados; contêm percentual de terrígenos (lama e areia) variado; e apresentam estratificações cruzadas e estruturas de corte-e-preenchimento. Os bivalves teriam vivido em áreas rasas e oxigenadas e, após sua morte, suas conchas sofreriam reelaboração, sendo acumuladas como barras de coquinas, leques de *washover* e praias, sob ação periódica de tempestades, com transporte sedimentar em direção à costa. Os folhelhos são ricos em matéria orgânica e têm níveis de ostracodes e peixes não-marinhos. Tais folhelhos teriam sido gerados em corpos d'água rasa, que ficaram restritos entre blocos altos por falhas, após uma expansão lacustre. Tais corpos d'água sofreriam raseamento progressivo, ficando mais salinos, o que favoreceria a estratificação da coluna d'água, permitindo preservação da matéria orgânica. Níveis de mortandade de peixes e ostracodes seriam gerados por eventos de tempestades, que romperiam a estratificação da coluna d'água, misturando águas óxicas com anóxicas, ou por superprodução de algas e bactérias, que resultariam na depleção do oxigênio por sua degradação (oxidação da matéria orgânica) pós-morte.

Ainda para Azambuja *et al.* (1998), rápidas variações laterais de fácies e de espessuras das camadas de coquina e de folhelhos evidenciam a influência da tectônica durante a sedimentação. A tectônica ativa quanto controla a distribuição de altos e baixos estruturais, sendo responsável por ciclos deposicionais maiores da formação, enquanto que variações climáticas entre períodos áridos e úmidos controlariam os ciclos menores. Assim, o antigo lago teve condições ambientais bastante variadas durante a sedimentação da Formação Morro do Chaves, ocorrendo sistemas deposicionais de leque deltaico e lacustre com barras de coquina e folhelhos, ambos progradando para o depocentro (Figura 17). A restrição dos corpos d'água lacustre (queda do nível do lago) evoluiria para exposição subaérea, evidenciada pela presença de gretas de ressecamento.

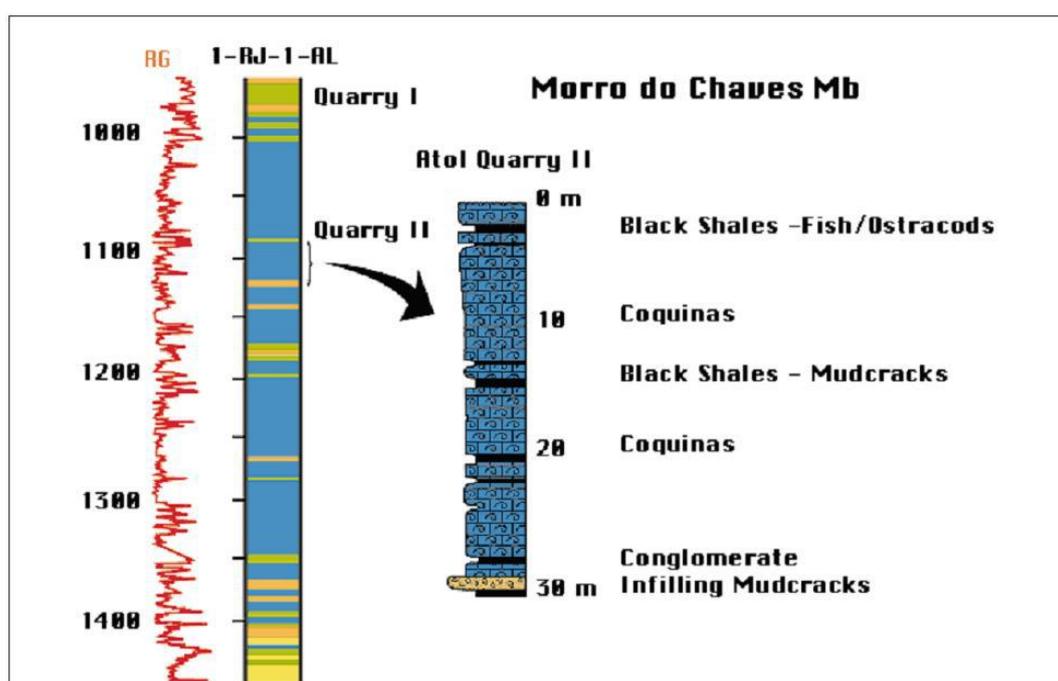


Figura 16 – Poço 1-RJ-1-AL perfurado próximo à mina CIMPOR (antiga Pedreira Atol), mostrando as intercalações e variações de proporção de coquinas, arenitos e folhelhos ao longo da evolução da bacia. A Formação Morro do Chaves atinge mais de 350 metros de espessura nessa localidade (AZAMBUJA *et al.*, 1998).

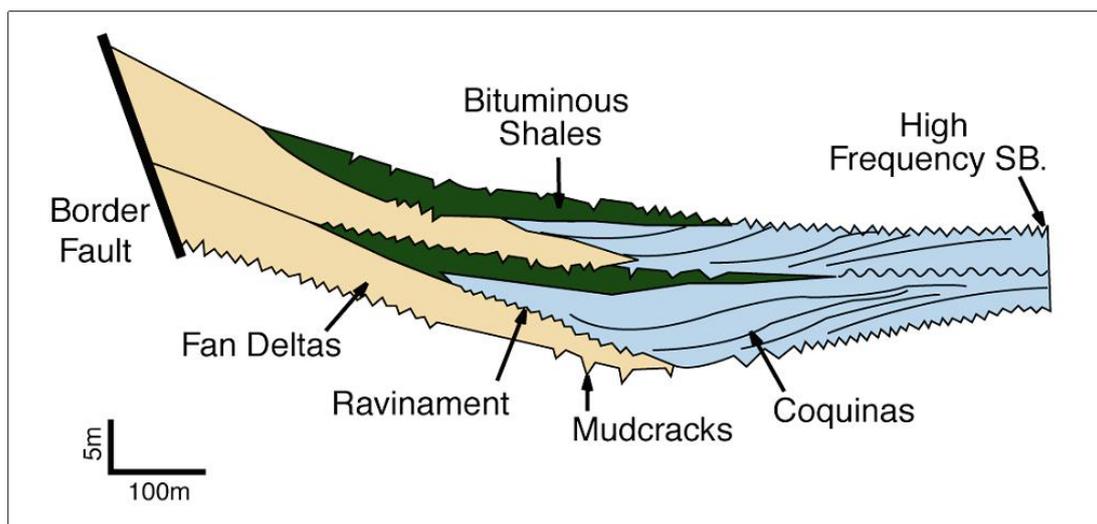


Figura 17 – Seção esquemática com a evolução das fácies sedimentares da Formação Morro do Chaves. Na borda de falha, leques deltaicos progradam em direção ao centro do lago; na margem flexural, barras de coquina progradam em direção ao centro do lado. Os folhelhos seriam pequenos corpos d’água, confinados durante momentos de lago baixo, onde há ressecamento progressivo e por fim exposição subaérea, evidenciada por gretas de ressecamento (AZAMBUJA *et al.*, 1998).

3.3 Reservatórios de petróleo em coquinas

As coquinas constituem importantes reservatórios petrolíferos nas bacias da margem Leste brasileira (Formação Lagoa Feia, bacia de Campos) e Oeste africana (Formação Toca, bacia do Congo). Tais rochas foram depositadas durante a fase Rife da margem continental sulatlântica, sob influência do tectonismo, em um sistema de antigos lagos com variações de salinidade e lâmina d’água, durante o Barremiano e o Aptiano (~ Jiquiá). Em termos das propriedades dos reservatórios, a distribuição das fácies ocorre de maneira complexa, com rápidas variações lateral e vertical de fácies, resultando em um reservatório bastante heterogêneo. O sistema permo-poroso é controlado principalmente pela diagênese, já que a porosidade primária foi muito afetada pela cimentação. Deste modo, a porosidade secundária é muito importante, estando na maioria das vezes associada à dissolução intensa (BERTANI e CAROZZI, 1985; CARVALHO *et al.*, 2000; HARRIS, 2000).

3.3.1 Bacia de Campos

As rochas de origem aluvial e lacustre da Formação Lagoa Feia foram depositadas durante o Eocretáceo, em um complexo de antigos lagos salinizados de rifte. Dividem-se em quatro sequências deposicionais, baseadas em discordâncias ou marcos estratigráficos (CARVALHO *et al.*, 2000): Sequência Clástica Basal; Sequência Talco-Estevensítica; Sequência das Coquinas; e Sequência Clástico-Evaporítica.

Segundo Carvalho *et al.* (2000), a Sequência das Coquinas contém os reservatórios e geradores mais importantes da fase Rifte na bacia. Esta sequência é formada essencialmente por coquinas e folhelhos lacustres intercalados com depósitos alúvio-fluviais. O paleolago exibiu características hidrológicas desde fechada e perene (Figura 19) até “aberta” e salina (Figura 20), segundo esses autores. O padrão complexo de distribuição vertical e horizontal de fácies e o aparecimento frequente de feições de exposição subaérea sugerem que o lago sofreu variações de lâmina d’água e mudanças na posição da linha de costa. Isso foi provavelmente um reflexo de mudanças no balanço hidrológico promovido pelas variações climáticas e pelas alterações do padrão de drenagens causadas por tectonismo vigente.

Carvalho *et al.* (2000) realizaram um estudo de fácies da Sequência das Coquinas, utilizando perfis geofísicos e testemunhos. Estes autores identificaram fácies sedimentares e suas associações e relacionaram-nas a subambientes do sistema lacustre. Existem dois grandes grupos de fácies: um dominado por fácies siliciclásticas e outro, por coquinas. O grupo dominado por fácies siliciclásticas é composto por conglomerados polimíticos, arenitos líticos a feldspáticos, siltitos e folhelhos vermelhos. O grupo representa um sistema de leques aluviais com planícies aluviais lamosas. Já o grupo de fácies dominado por coquinas é composto principalmente por coquinas de bivalves, gastrópodes ou ostracodes, apresentando

feições de exposição subaérea e pedogênese e intercalações com fácies terrígenas. Esse grupo representa um sistema lacustre. Os autores dividiram o grupo de fácies dominado por coquinas em sete associações de fácies (Figura 18):

(1) **Praias Bioclásticas Arenosas** (Figura 18–A), compostas por unidades de calcirruditos com matriz arenosa terrígena e empacotamento frouxo, que exibem estratificações cruzadas de ângulo baixo. Estas unidades são intercaladas com camadas de conglomerados maciços ou gradados, arenitos com estratificação cruzada e folhelhos; depositadas nas margens do lago com terrígenos derivados de leques aluviais e conchas trazidas durante tempestades.

(2) **Praias de Areia Bioclástica** (Figura 18–B), constituídas de unidades de calcarenitos, apresentando estratificação cruzada de ângulo baixo, bivalves e alguns gastrópodes com feições de fragmentação erosão e envelopes de micrita; intercaladas com siltitos, folhelhos e calcilutitos.

(3) **Lacustre Marginal** (Figura 18–C), formada por lama terrígena ou carbonática, apresentando *birds-eyes*, gretas de ressecamento e marcas de raiz, associadas a siltitos e ostracoditos que apresentam micro-ondulação e laminação; interpretada como depósitos palustres de baixa energia e águas rasas.

(4) **Barras Bioclásticas** (Figura 18–D), compostas por unidades espessas de calcirruditos densamente empacotados, resultado da amalgamação de camadas de bivalves e raramente gastrópodes, exibindo localmente estratificações cruzadas; camadas finas de calcarenito e calcilutitos intercalados; depositadas sob condições de águas rasas e agitadas, sob influência de tempestades, próximo a taludes inclinados.

(5) **Lençóis Bioclásticos** (Figura 18–E), constituídos por camadas finas de calcirrudito densamente empacotado, resultante de fluxos de detritos que ocorreram ao redor das barras bioclásticas, intercaladas com camadas de lama siliciclástica ou carbonática.

(6) **Bancos Bioacumulados** (Figura 18–F), formados por unidades com conchas de bivalves *in situ* envolvidas por areia ou lama, depositadas em condições de baixa energia, em águas desde rasas a profundas.

(7) **Lacustre Profundo**, constituído de intercalações de folhelhos com *mudstones* ricos em ostracodes, apresentando laminação, estrutura maciça e bioturbação em alguns pontos, depositada no fundo do lago.

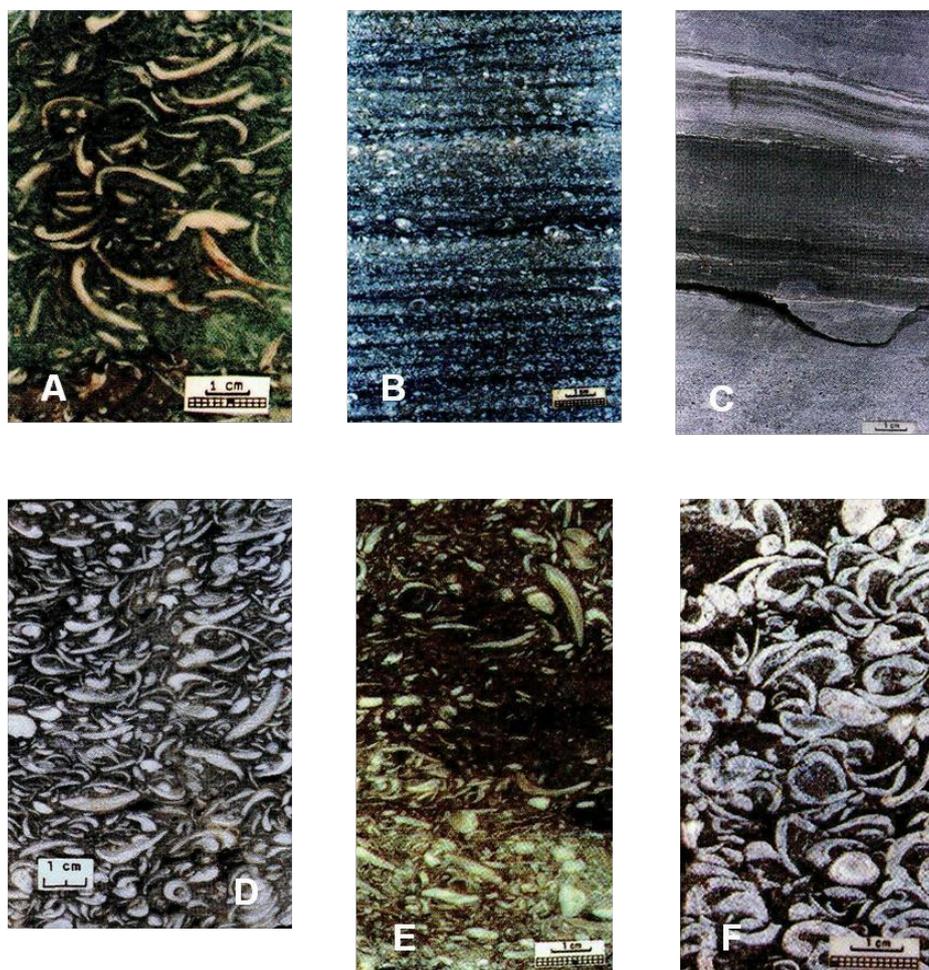


Figura 18 – Fácies de coquina encontradas na Formação Lagoa Feia (CARVALHO *et al.*, 2000). (A) Praias Bioclásticas Arenosas; (B) Praias de Areia Bioclástica; (C) Lacustre Marginal; (D) Barras Bioclásticas; (E) Lençóis Bioclásticos; e (F) Bancos Bioacumulados.

Bertani e Carozzi (1985) descreveram microfácies da Formação Lagoa Feia e separaram-nas em quatro grupos de microfácies principais: (1) “Sequência Dominada por Terrígenos”; (2) “Sequência Dominada por Ostracodes”; (3) “Sequência Dominada por

Bivalves”; e (4) “Sequência Dominada por Vulcanoclásticas”. Ao estudar a sucessão dessas microfácies, os autores fazem interpretações de cunho paleoambiental e diagenético.

O grupo de microfácies da “**Sequência Dominada por Bivalves**”, constituído por cinco microfácies (microfácies PT2, PT3, 4, 5 e 6), é composto principalmente por calcarenitos de bivalves fragmentados e reelaborados, com percentual variado de matriz terrígena de areia fina a média, micrita e de litoclastos vulcânicos. Há apenas uma microfácies composta por bivalves bioacumulados com matriz lamosa terrígena-carbonática. Assim como o grupo das microfácies da “Sequência Dominadas por Ostracodes” predomina durante as fases de *playa lake* (lago baixo), as microfácies da “Sequência Dominada por Bivalves” predominam nas fases de *pluvial lake* (lago alto).

Em termos de evolução diagenética, para Bertani e Carozzi (1985), as microfácies da “Sequência Dominada por Bivalves” apresentam, principalmente, neomorfismo, silicificação e dissolução das conchas, cimento espático e *bladed-rim* de calcita, pseudomorfos de anidrita e fraturas de compactação. Tais feições indicam ambientes diagenéticos vadoso e freático com águas doce e salina, além de eventos pedogenéticos com micritização, formação de calcrete e marcas de raiz. A evolução da porosidade passa por processos de criação e destruição dela. A porosidade primária, interpartícula, é alterada pela compactação inicial e cimentação freática. A porosidade secundária, intercrystalina, é destruída pela compactação tardia e neomorfismo. As porosidades principais são intrapartícula e móldica, que são aumentadas pela dissolução em regime vadoso.

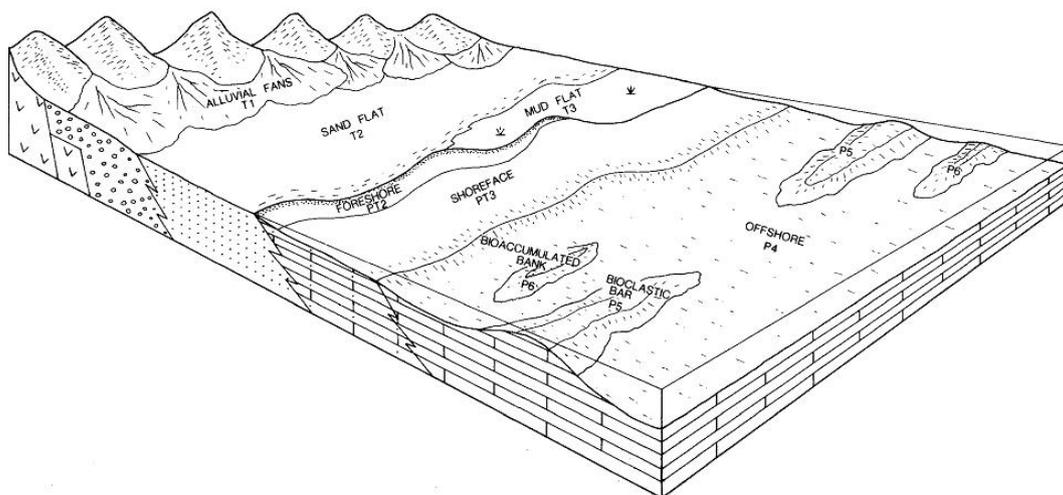


Figura 19 – Bloco diagrama com modelo deposicional do lago hidrologicamente fechado (BERTANI e CAROZZI, 1985).

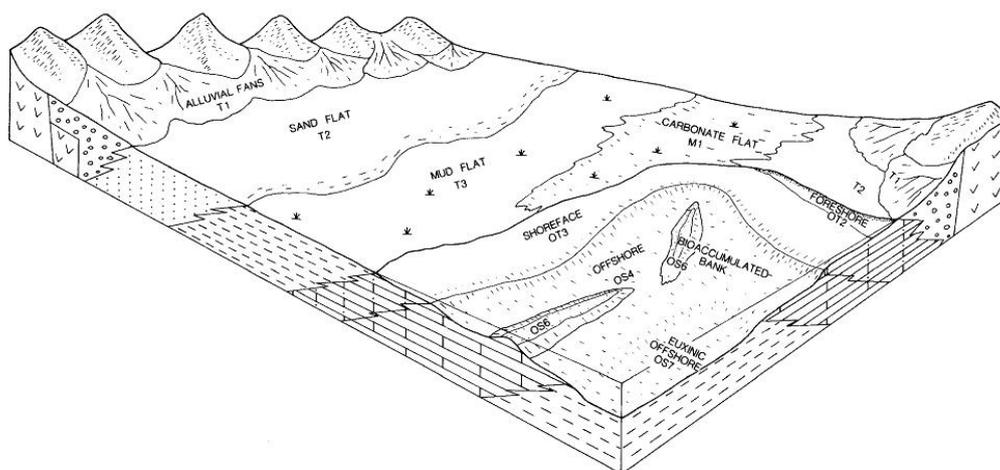


Figura 20 – Bloco diagrama com modelo deposicional do lago hidrologicamente aberto (BERTANI e CAROZZI, 1985).

3.3.2 Bacia do Congo

Segundo Harris (2000), a Formação Toca é composta por carbonatos lacustres formados durante Barremiano na fase rifte final da bacia. Tais rochas são encontradas sobre ou próximas a altos estruturais, formando importantes reservatórios complexos e heterogêneos devido a rápidas variações de fácies. A Formação Toca é dividida em três intervalos estratigráficos: Toca 1, Toca 2 e Toca 3 (Figura 21). Os intervalos Toca 1 e Toca 2 intercalam-se com margas orgânicas da Formação Marnes Noires, enquanto que o nível Toca 3 intercala-se com siltitos da Formação Argilles Vertes. As variações estratigráficas da Formação Toca são reflexo de variações na salinidade do lago devido a mudanças climáticas.

O intervalo Toca 1 consiste de *grainstones* e *packstones* de oncoides e gastrópodes, contendo grãos terrígenos, ostracodes e clastos de dolomito e margas, apresentado camadas com a sequência de Bouma. Tais rochas intercalam-se com margas e são interpretadas como depósitos de fluxos turbidíticos formados a partir do escorregamento de bancos de oncoides e gastrópodes inconsolidados.

O intervalo Toca 2 é formado por *grainstones* de oncoides, *grainstones* de gastrópodes e coquinas de bivalves depositadas em uma plataforma com águas rasas e agitadas. Durante as quedas do nível do lago, ocorre a formação de lentes de dolomito em panelas salinas; enquanto que, nos períodos de cheia, de intervalos ricos em siliciclásticos e ostracodes. Existe uma fácies transicional composta por silito de cor clara e rico em ostracodes. Depósitos de águas profundas são constituídos de paraconglomerados maciços com conchas e clastos de coquina, marga e siltitos deformados, intercalados com margas ricas em matéria orgânica, formadas por argilas e silte terrígenos e por sedimentos pelágicos (micrita) e ostracodes. Os paraconglomerados são interpretados como fluxos de detrito em regiões de talude, que, posteriormente, foram encobertos por sedimentos de baixa energia do centro do antigo lago (Figura 22).

O intervalo Toca 3 é composto por coquinas de bivalves com empacotamento denso e *mudstones* ricos em peloides e ostracodes. Existe uma tendência do aumento do percentual de lama em direção ao topo deste intervalo, o que é resultado da progradação de uma costa lamosa sobre os bancos de conchas (Figura 23).

De maneira geral, a porosidade e a permeabilidade dos reservatórios da Formação Toca foram incrementadas pela dolomitização inicial e pela dissolução relacionada à exposição subaérea, e foram reduzidas pela compactação, cimentação calcítica e dolomitização tardia (HARRIS, 2000)

Ainda segundo Harris (2000), a evolução de um sistema carbonático dominado por algas (formadoras dos oncoides) e gastrópodes (pastadores) para um sistema dominado por bivalves (filtradores), em conjunto com a diminuição progressiva (em direção ao topo da sucessão) da razão dolomita/calcita dos folhelhos, sugere a diminuição progressiva da salinidade do lago com o tempo.

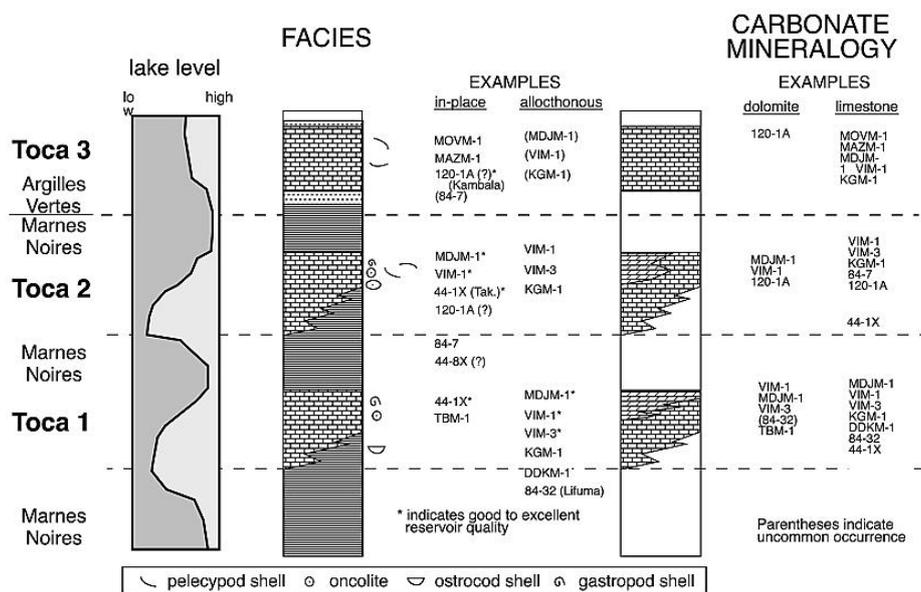


Figura 21 – Estratigrafia da Formação Toca, mostrando a posição dos diferentes níveis estratigráficos e a sua respectiva relação com o nível do lago. Existe uma transição, da base para o topo, de um ambiente dominado por algas e gastrópodes pastadores para um ambiente dominado por bivalves filtradores (HARRIS, 2000).

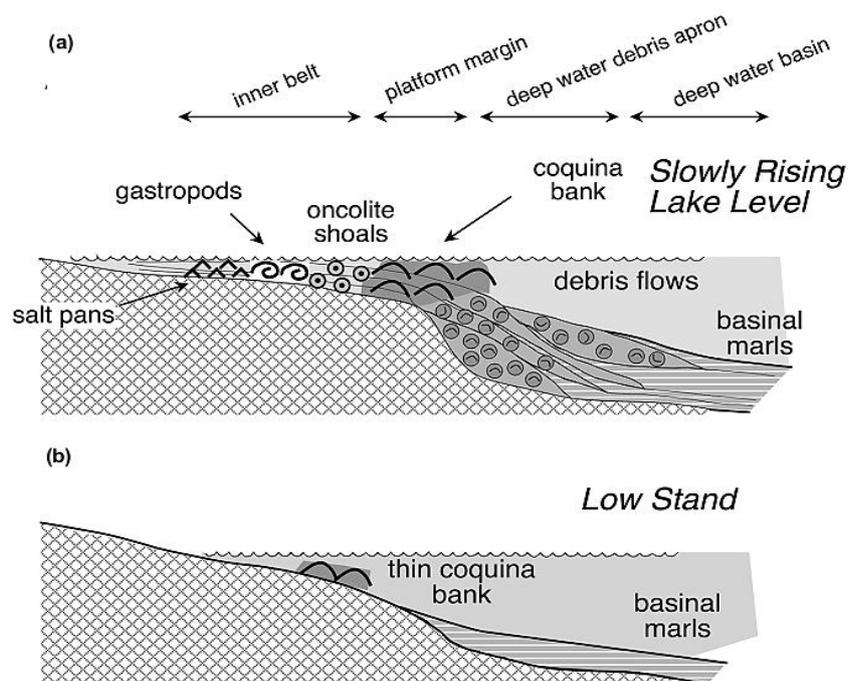


Figura 22 – Modelo de sedimentação das fácies do intervalo estratigráfico Toca 2. Durante a fase de lago cheio (a), ocorrem *shoals* oncolíticos, coquinas de gastrópodes e bancos de coquinas de bivalves na plataforma; em águas profundas ocorrem depósitos de fluxo de detritos e lamitos. Durante a fase de lago baixo (b), ocorrem bancos de coquinas de bivalves na plataforma e lamitos em águas profundas (HARRIS, 2000).

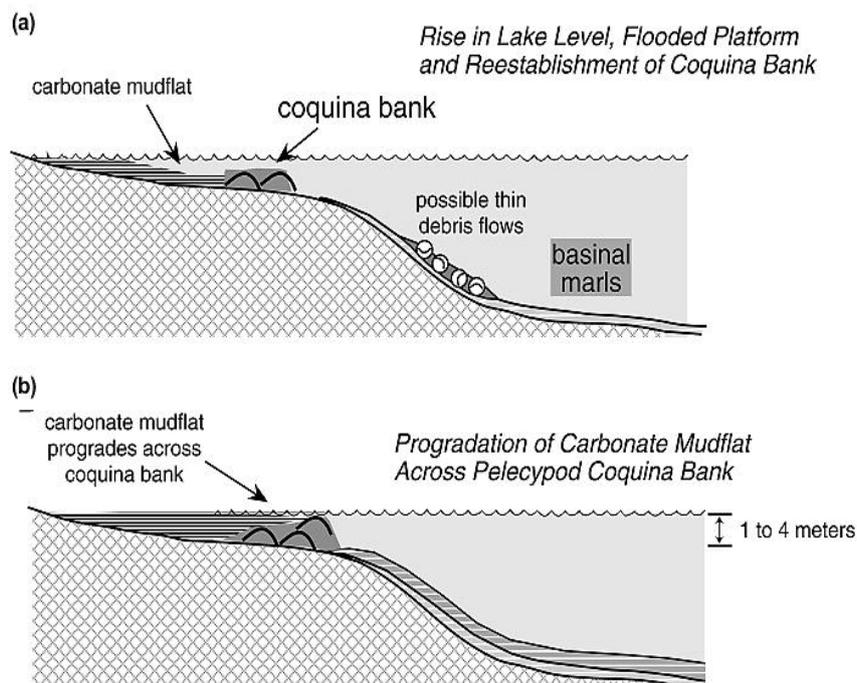


Figura 23 – Modelo de sedimentação das fácies do intervalo estratigráfico Toca 3. Durante a fase de lago cheio (a), ocorrem planícies lamosas e bancos de coquina na plataforma; em águas profundas ocorrem depósitos de fluxo de detritos e lamitos. As planícies lamosas progradam sobre os bancos de coquinas de bivalves, soterrando-os (b) (HARRIS, 2000).

4 RESULTADOS

4.1 Fácies sedimentares

Foram reconhecidas 16 fácies sedimentares para a Formação Morro do Chaves, sendo seis de rochas siliciclásticas e dez de rochas carbonáticas (Quadro 2).

Como a Formação Morro do Chaves possui uma variedade faciológica muito grande, só serão apresentadas nesse trabalho as fácies que possuem maior representatividade no afloramento e/ou no testemunho.

A observação de texturas e estruturas sedimentares primárias nas coquinas é muito dificultada pela ação dos processos diagenéticos (neomorfismo, cimentação, dissolução e compactação) e pela homogeneidade composicional (basicamente conchas). Muitas vezes é necessário observar cuidadosamente a trama dos bioclastos (orientação e empacotamento) para identificação das mesmas.

A observação de feições tafonômicas também é muito dificultada pela ação da diagênese, estando limitada à observação da fragmentação dos bioclastos. De maneira geral, os calcarenitos apresentam bioclastos muito fragmentados (reduzidos à fração areia) e os calcirruditos apresentam bioclastos pouco fragmentados (quebrados, mas com a forma da concha preservada).

As coquinas têm como mineralogia básica a calcita, são compostas por conchas de bivalves e raras valvas de ostracodes e podem conter areia terrígena na matriz.

As litologias mais abundantes são calcirruditos e calcarenitos, mas também ocorrem folhelhos, arenitos e calcários indiferenciados.

Quadro 2 – Fácies sedimentares da Formação Morro do Chaves, reconhecidas na região da mina CIMPOR.

	DESIGNAÇÃO	DIAGNOSE	INTERPRETAÇÃO
ROCHAS SILICICLÁSTICAS	Fv	Siltito argiloso de cor verde, apresentando laminação plano-paralela e contendo níveis de ostracodito	Decantação de lama e ostracodes em águas subóxicas, sob influência de fluxos trativos unidirecionais (correntes) em regime inferior
	Fp	Argilito siltico de cor preta, apresentando laminação plano-paralela e contendo níveis de ostracodito	Decantação de lama e ostracodes em águas anóxicas
	Lb	Siltito argiloso de cor cinza, apresentando bioturbação	Bioturbação de lama em águas óxicas e/ou subóxicas
	Ax	Arenito médio a grosso, moderadamente selecionado, apresentando estratificação cruzada de porte médio e contendo areia bioclástica e conchas fragmentadas	Migração barras geradas por fluxo trativo unidirecional (correntes) em regime inferior
	Am	Arenito médio a grosso, mal selecionado, apresentando estrutura maciça	Fluxo gravitacional do tipo fluxo turbulento
	Cg	Conglomerado suportado pelos clastos, apresentando gradação normal e contendo intraclastos de lamito, areia bioclástica e conchas fragmentadas	Fluxo gravitacional do tipo fluxo turbulento
ROCHAS CARBONÁTICAS	cAxb	Calcarenito bioclástico grosso a muito grosso, bem selecionado, apresentando estratificação cruzada de ângulo baixo	Migração de leito plano e ondulado gerado por fluxo trativo em regime superior
	cApp	Calcarenito bioclástico grosso a muito grosso, bem selecionado, apresentando estratificação plano-paralela	Migração de leito plano gerado por fluxo trativo oscilatório (ondas) de baixa energia (durante períodos de tempo bom) e de alta energia (durante períodos de tempestade)
	cAx	Calcarenito bioclástico grosso a muito grosso, moderadamente selecionado, apresentando estratificação cruzada de porte médio	Migração de barras geradas por fluxo trativo unidirecional (correntes) desconfinado em regime inferior

Quadro 2 – Continuação.

	DESIGNAÇÃO	DIAGNOSE	INTERPRETAÇÃO
ROCHAS CARBONÁTICAS	cRpp	Calcirrudito bioclástico com empacotamento denso, bem selecionado, apresentando estratificação plano-paralela	Migração de leito plano gerado por fluxo trativo oscilatório (ondas) de baixa energia (durante períodos de tempo bom) e de alta energia (durante períodos de tempestade)
	cRx	Calcirrudito bioclástico com empacotamento denso, moderadamente selecionado, apresentando estratificação cruzada de porte médio	Migração de barras por fluxo trativo unidirecional (correntes) desconfinado em regime inferior
	cRxt	Calcirrudito bioclástico rico em terrígenos, com matriz arenosa, apresentando estratificação cruzada de porte médio	Migração de barras geradas por fluxo trativo unidirecional (correntes) canalizado em regime inferior
	cRgn	Calcirrudito bioclástico com empacotamento denso, apresentando gradação normal	Fluxo gravitacional do tipo fluxo turbulento
	cRm	Calcirrudito bioclástico, mal selecionado, apresentando estrutura maciça	Fluxo gravitacional do tipo fluxo de detritos ou fluxo de grãos
	cRal	Calcirrudito bioclástico com empacotamento frouxo e matriz areno-lamosa, apresentando estrutura maciça	Fluxo gravitacional do tipo fluxo de detritos
	Cm	Calcário bioclástico de cor cinza a creme, com aspecto cristalino, apresentando mosqueamento	Intemperismo químico e biológico de camadas de concha

4.1.1 Fácies Fv – Folhelho verde

Diagnose – Siltito argiloso de cor verde, físsil, apresentando laminação plano-paralela e contendo lâminas de ostracodito (Figura 25).

Descrição – Siltito argiloso de cor verde, físsil, apresentando laminação plano-paralela, formando lâminas de geometria tabular com contato basal plano e contendo detritos de peixe

(fosfato), fitoclastos (raros), piritas cúbicas, nódulos carbonáticos e lâminas de ostracodito. As lâminas de ostracodito têm bioclastos predominantemente desarticulados de tamanho areia média a fina, apresentam laminação plano-paralela ou laminação cruzada por corrente com base erosiva (marca de calha) e formam lâminas ou camadas centimétricas de geometria tabular. Análises de calcimetria indicam que essa fácies possui um teor de carbonatos entre 15% e 31%, o que é compatível com o percentual visual de ostracodes (Apêndice C). As análises de DRX indicam que a fração argila é composta de quartzo, k-feldspato, muscovita, calcita, pirita, e argilominerais dos grupos da caolinita, esmectita, clorita e illita (Apêndice C). A fácies Fv geralmente ocorre associada à fácies Fp (Figura 24).

Interpretação – Decantação de lama e ostracodes em águas subóxicas sob influência de fluxos trativos unidirecionais (correntes) em regime de fluxo inferior.

Discussão – A fácies Fv é comum no afloramento e no testemunho, sendo bem representada no testemunho entre as profundidades 31 e 34 metros. A cor verde e a ausência de bioturbação sugerem que a deposição ocorreu em um ambiente de baixa oxigenação (Eh baixo); mas a ausência (não preservação) de matéria orgânica sugere que as condições de Eh não foram tão baixas quanto às da fácies Fp. As laminações plano-paralelas e a granulometria muito fina, sugerem que a deposição ocorreu por decantação em um ambiente de baixa energia, mas a abundância de silte e níveis que apresentam laminações cruzadas por corrente e base erosiva, sugerem um ambiente com energia mais alta do que o da fácies Fp. As lâminas de ostracodito podem estar associadas a eventos de mortandade causados por quebra da termoclina/químioclina e mistura de águas óxicas e anóxicas, causada por inundações fluviais ou tempestades. Provavelmente essa fácies foi depositada em um ambiente distal de baixa energia com águas subóxicas, sob influência fluvial na forma de fluxos hipo- e hiperpicnais resultantes de períodos de inundação. A fácies Fv é semelhante aos siltitos

descritos por Harris (2000) no nível Toca 2, Formação Toca, bacia do Congo. Este autor considera que os siltitos foram depositados em um ambiente lacustre de águas profundas.



Figura 24 – Associação entre as fácies Fv e Fp. Os conjuntos de lâminas de ambas as fácies atingem espessura decimétrica a métrica.



Figura 25 – Fácies Fv. Siltito argiloso de cor verde, apresentando laminação plano-paralela e contendo lâminas de ostracodito (setas vermelhas). Também ocorrem nódulos carbonáticos (setas amarelas).

4.1.2 Fácies Fp – Folhelho preto

Diagnose – Argilito siltico de cor preta, apresentando laminação plano-paralela e contendo lâminas de ostracodito (Figura 26).

Descrição – Argilito siltico de cor preta com laminação plano-paralela, formando lâminas de geometria tabular com contato basal plano e contendo detritos de peixe (fosfato), pirritas cúbicas, nódulos carbonáticos e níveis de ostracodito. As lâminas de ostracodito têm bioclastos predominantemente desarticulados de tamanho areia média a fina, apresentam laminação plano-paralela e formam lâminas ou camadas centimétricas de geometria tabular. Análises de calcimetria indicam que esta fácies possui um teor de carbonatos entre 16% e 35%, que é compatível com o percentual visual de ostracodes (Apêndice C). As análises de DRX indicam que a fração argila é composta de quartzo, k-feldspato, muscovita, calcita, pirita, e argilominerais dos grupos da caolinita, esmectita, clorita e illita (Apêndice C).

Mafizzoni (2000) identificou peixes dos gêneros *Lepidotes* e *Mawsonia* e ostracodes da família *Cyprididae* nesta fácies (Apêndice A). Mafizzoni (2000), também fez análise de biomarcadores e palinomorfos nessa fácies; não foram encontrados palinomorfos, só matéria orgânica amorfa (Apêndice A). A fácies Fp sempre ocorre associada à fácies Fv (Figura 24).

Interpretação – Decantação de lama e ostracodes em águas anóxicas.

Discussão – A fácies Fp é comum no afloramento e ocorre no testemunho entre as profundidades 0 e 29 metros. A cor preta e a ausência de bioturbação sugerem que a deposição ocorreu em um ambiente de baixa oxigenação (Eh baixo), a ponto de favorecer a acumulação (preservação) de grande quantidade de matéria orgânica. As laminações plano-paralelas e a abundância de argila sugerem que a deposição ocorreu em um ambiente de baixa energia. As lâminas de ostracodito podem estar associadas a eventos de mortandade causados por quebra da termoclina/químioclina e mistura de águas óxicas e anóxicas, causada por inundações fluviais ou tempestades. Provavelmente essa fácies foi depositada em um ambiente distal de baixa energia com águas anóxicas (abaixo da termoclina/químioclina). Os peixes e ostracodes encontrados na fácies Fp indicam um ambiente lacustre com salinidade elevada (Apêndice A); o grau de articulação dos peixes e ostracodes, sugere que sua deposição ocorreu por um soterramento rápido sob águas calmas (Apêndice A); a ausência de palinomorfos e a presença de matéria orgânica amorfa pode ser resultado da alteração de fitoplancton, bactérias, macrófitas ou resinas de vegetais superiores (Apêndice A); os biomarcadores encontrados indicam águas salinas, baixo aporte de terrígenos e produção e preservação de matéria orgânica algal (Apêndice A). As evidências citadas anteriormente sugerem que a fácies Fp foi depositada abaixo da termoclina/químioclina. A fácies Fp é semelhante às margas descritas por Harris (2000) no nível Toca 2, Formação Toca, bacia do Congo. Este autor considera que as margas foram depositadas em um ambiente lacustre de águas profundas.

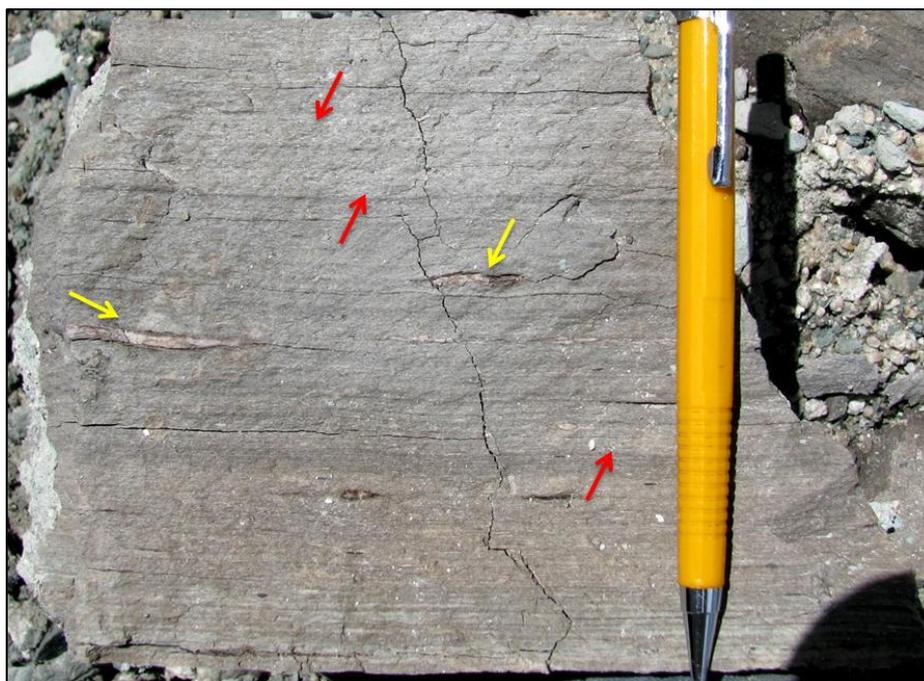


Figura 26 – Fácies Fp. Argilito siltico de cor preta, apresentando laminação plano-paralela e contendo níveis de ostracodito (setas vermelhas). Também ocorrem nódulos carbonáticos (setas amarelas).

4.1.3 Fácies Lb – Lamito Bioturbado

Diagnose – Siltito argiloso de cor cinza, apresentando bioturbação (Figura 27).

Descrição – Siltito argiloso de cor cinza, apresentando bioturbação e localmente laminação cruzada por corrente, formando camadas centimétricas a decimétricas e contendo detritos de peixe (fosfato), ostracodes e nódulos carbonáticos.

Interpretação – Bioturbação de lama em águas óxicas e/ou subóxicas.

Discussão – A fácies Lb não foi encontrada no afloramento e ocorre no testemunho entre as profundidades 34 e 36 metros. A cor cinza sugere que a deposição ocorreu em um ambiente de baixa oxigenação (Eh baixo), mas a abundância de bioturbação sugere um ambiente oxigenado o bastante para proporcionar a colonização do substrato por invertebrados. A presença de intervalos menos bioturbados apresentando laminações cruzadas por corrente

pode indicar períodos de alto aporte sedimentar com soterramento dos invertebrados. Provavelmente essa fácies foi depositada em um ambiente distal de baixa energia com águas óxicas a subóxicas.

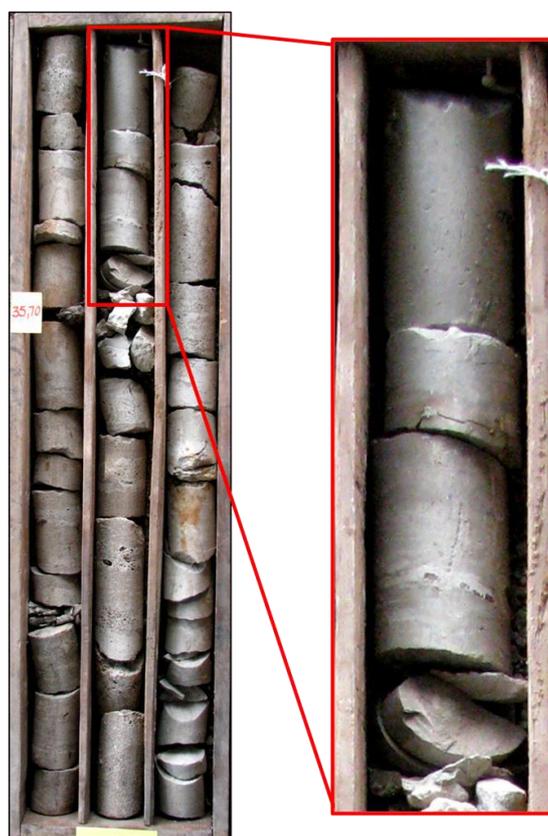


Figura 27 – Fácies Lb. Siltito argiloso de cor cinza, apresentando bioturbação. Cada coluna da caixa de testemunho possui um metro de comprimento.

4.1.4 Fácies Ax – Arenito com estratificação cruzada

Diagnose – Arenito médio a grosso, moderadamente selecionado, apresentando estratificação cruzada de porte médio e contendo areia bioclástica e conchas fragmentadas (Figura 28).

Descrição – Arenito médio a grosso, moderadamente selecionado, com grãos subangulosos a angulosos, empacotamento aberto (contatos pontuais e longitudinais) e cor marrom a amarela. A composição da areia é dada principalmente por quartzo, intraclastos de lutito,

feldspato, micas e subordinadamente por bioclastos (bivalves muito fragmentados e raros ostracodes), granada, rutilo e zircão. Também ocorrem seixos e grânulos compostos por conchas de bivalve pouco a muito fragmentadas, intraclastos de lutito, quartzo, feldspato e litoclastos. Os arenitos apresentam estratificação cruzada de porte médio e podem ter níveis mosqueados e com marcas de raiz. As camadas são decimétricas a métricas e tem contato basal erosivo. A porosidade varia de 10% a 15%, é do tipo intergranular, móldica e intercrystalina, tem diâmetro areia fina a média, é moderadamente a mal selecionada e tem distribuição dispersa. A fácies Ax geralmente ocorre associada à fácies cRxt.

Interpretação – Migração de barras geradas por fluxo trativo unidirecional (correntes) em regime inferior.

Discussão – A fácies Ax não foi encontrada no afloramento, mas é comum no testemunho, sendo bem representada entre as profundidades 35 e 38 metros e 123 e 126 metros. A composição terrígena, a textura, a presença de estratificações cruzadas de porte médio e contato basal erosivo sugerem que essa fácies foi depositada em um ambiente de alta energia, com aporte de terrígenos significativo, através de fluxos trativos unidirecionais (correntes) em regime inferior. A presença de areia bioclástica e conchas (cascalho) sugere que houve reelaboração e transporte de camadas de concha durante a sedimentação. Os níveis mosqueados e com marcas de raiz sugerem que ocorreram períodos de exposição subaérea no ambiente sedimentar. Provavelmente, esta fácies foi depositada nas margens do lago, onde um ambiente fluvial efêmero reelaborava antigas praias e plataformas bioclásticas.

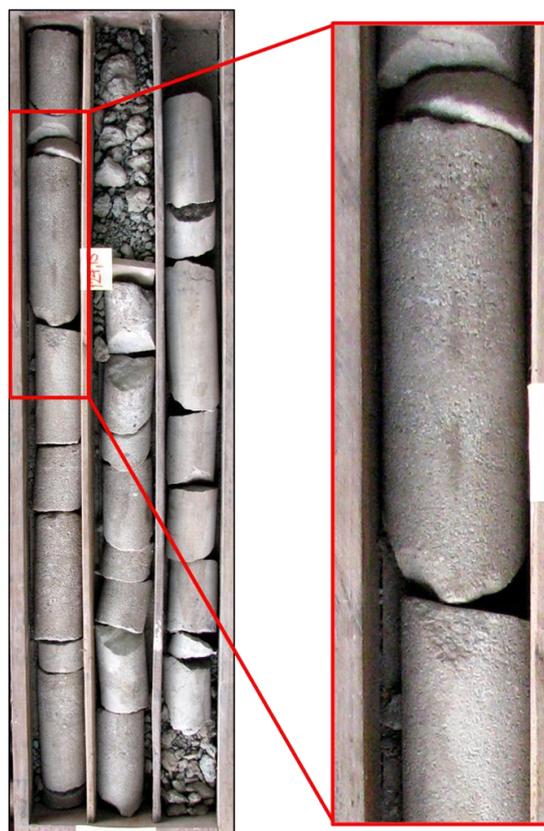


Figura 28 – Fácies Ax. Arenito médio a grosso, moderadamente selecionado, apresentando estratificação cruzada de porte médio e contendo areia bioclástica e conchas fragmentadas. Cada coluna da caixa de testemunho possui um metro de comprimento.

4.1.5 Fácies Am – Arenito maciço

Diagnose – Arenito médio a grosso, mal selecionado, apresentando estrutura maciça (Figura 29).

Descrição – Arenito médio a grosso, mal selecionado, de cor amarela a marrom, apresentando estrutura maciça e formando camadas decimétricas a métricas de geometria tabular com contato basal gradacional. A composição da areia é dada principalmente por grãos terrígenos, mas há uma pequena quantidade de bioclastos (bivalves muito fragmentados). Essa fácies sempre ocorre associada à fácies Cgn (Figura 30).

Interpretação – Fluxo gravitacional do tipo fluxo turbulento.

Discussão – A fácies Am foi encontrada em um único intervalo do afloramento e não foi encontrada no testemunho. A textura, a presença de estrutura maciça e o contato basal gradacional com a fácies Cgn sugerem que esta fácies foi depositada por fluxo gravitacional do tipo fluxo turbulento. A composição sugere que houve aporte terrígeno significativo durante a sedimentação. Provavelmente essa fácies foi depositada em um ambiente distal subaquoso, onde fluxos turbulentos foram desencadeados por inundações fluviais ou abalos sísmicos.



Figura 29 – Fácies Am. Arenito médio a grosso, mal selecionado, apresentando estrutura maciça.

4.1.6 Fácies Cgn – Conglomerado com gradação normal

Diagnose – Conglomerado suportado pelos clastos, apresentando gradação normal e contendo intraclastos de lamito, areia bioclástica e conchas fragmentadas (Figura 31).

Descrição – Conglomerado médio a fino, suportado pelos clastos, mal selecionado, de cor verde a amarela, formando camadas decimétricas a métricas de geometria tabular ou lenticular com contato basal erosivo. A composição dos seixos e grânulos é dada principalmente por intraclastos de lamito e, subordinadamente, por conchas de bivalve pouco a muito fragmentadas, quartzo, feldspato e litoclastos. A matriz é arenosa, sendo composta por grãos terrígenos e bioclastos (bivalves muito fragmentados). Esta fácies sempre ocorre associada à fácies Am (Figura 30).

Interpretação – Fluxo gravitacional do tipo fluxo turbulento.

Discussão – A fácies Cgn foi encontrada em um único intervalo do afloramento e não foi encontrada no testemunho. A textura, a presença de graduação normal e o contato superior gradacional e inferior brusco com a fácies Am sugerem que esta fácies foi depositada por fluxo gravitacional do tipo fluxo turbulento. A composição dada por intraclastos de lamito, bioclastos e areia terrígena indica que houve aporte terrígeno significativo e erosão de substrato trazendo intraclastos e bioclastos durante a sedimentação. Provavelmente esta fácies foi depositada em um ambiente distal subaquoso, onde fluxos turbulentos foram desencadeados por inundações fluviais ou abalos sísmicos.



Figura 30 – Associação entre as fácies Am e Cgn. A fácies Cgn apresenta contato basal brusco e superior gradacional com a fácies Am.



Figura 31 – Fácies Cgn. Conglomerado suportado pelos clastos, apresentando gradação normal e contendo intraclastos de lamito, areia bioclástica e conchas fragmentadas.

4.1.7 Fácies cAxb – Calcarenito com estratificação cruzada de ângulo baixo

Diagnose – Calcarenito bioclástico grosso a muito grosso, bem selecionado, apresentando estratificação cruzada de ângulo baixo (Figura 33 e 34).

Descrição – Calcarenito grosso a muito grosso, bem selecionado, com grãos arredondados, bioclastos orientados na sub-horizontal, empacotamento aberto (contatos pontuais e longitudinais) e cor creme a branca. A composição da areia é dada principalmente por bioclastos (bivalves muito fragmentados e raros ostracodes), mas há 3% a 20% de areia terrígena muito fina a média, composta principalmente por quartzo e muscovita. Também podem ocorrer seixos e grânulos compostos por conchas de bivalve pouco a muito fragmentadas, intraclastos de lutito, quartzo e feldspato. Os calcarenitos apresentam estratificação cruzada de ângulo baixo, níveis com concentração de bioclastos nos tamanhos seixo e grânulo (bivalves pouco a muito fragmentados) e níveis mosqueados e com marcas de raiz. As camadas são métricas, tem geometria tabular e contato basal plano. A porosidade varia de 5% a 25%, é do tipo móldica, vugular, fratura e intercrystalina, tem diâmetro areia fina a grossa, é bem a moderadamente selecionada e tem distribuição dispersa. Esta fácies ocorre associada à fácies cApp (Figura 32).

Interpretação – Migração de leito plano a ondulado gerado por fluxo trativo em regime superior.

Discussão – A fácies cAxb foi encontrada em um intervalo do afloramento e é comum no testemunho, sendo bem representada entre as profundidades 92 e 95 metros e 115 e 117 metros. A textura, a alta fragmentação dos bioclastos (bivalves) e a ausência de lama na matriz sugere a deposição em um ambiente de alta energia com reelaboração constante. A reelaboração/fragmentação dos bioclastos aumenta em direção à costa (SIMÕES E TORELLO, 2003) e é comum em praias e plataforma rasa (MCGLUE *et al.*, 2009). As

estratificações cruzadas de ângulo baixo foram feitas pelo *swash* e *backwash* das ondas durante períodos de tempo bom e de tempestade. Estratificações cruzadas de ângulo baixo são encontradas em coquinas do recente, depositadas nas praias de Shark Bay (JAMES *et al.*, 1999; MORTON, 2000) e Bohai Bay (ZHIJIE *et al.*, 2005); e em coquinas cretáceas da Formação Vectis, depositadas em antigas praias (RADLEY E BARKER, 2000). A presença de areia terrígena predominantemente muito fina em pequenas quantidades sugere que a mesma foi infiltrada nas camadas de concha. A frequência de níveis com concentração de bioclastos pouco fragmentados no tamanho cascalho sugere que ocorreram recargas de bioclastos trazidos à praia durante tempestades. A frequência de níveis mosqueados e com marcas de raiz sugere períodos de exposição subaérea no ambiente sedimentar. Provavelmente esta fácies foi depositada em um ambiente de praia. A fácies cAxb é semelhante à fácies “Praias de Areia Bioclástica” descrita por Carvalho *et al.* (2000) na Formação Lagoa Feia, bacia de Campos. Estes autores interpretaram tal fácies como depósitos de antigas praias.



Figura 32 – Associação entre as fácies cAxb e cApp (descrita a seguir). A barra vermelha tem cerca de 1,2 metros de extensão (foto: Renato R. C. Ramos).



Figura 33 – Fácies cAxb. Calcarenito bioclástico grosso a muito grosso, bem selecionado, apresentando estratificação cruzada de ângulo baixo. Também ocorrem níveis com concentração de bioclastos pouco fragmentados no tamanho cascalho (setas vermelhas) (Foto: Renato R. C. Ramos).

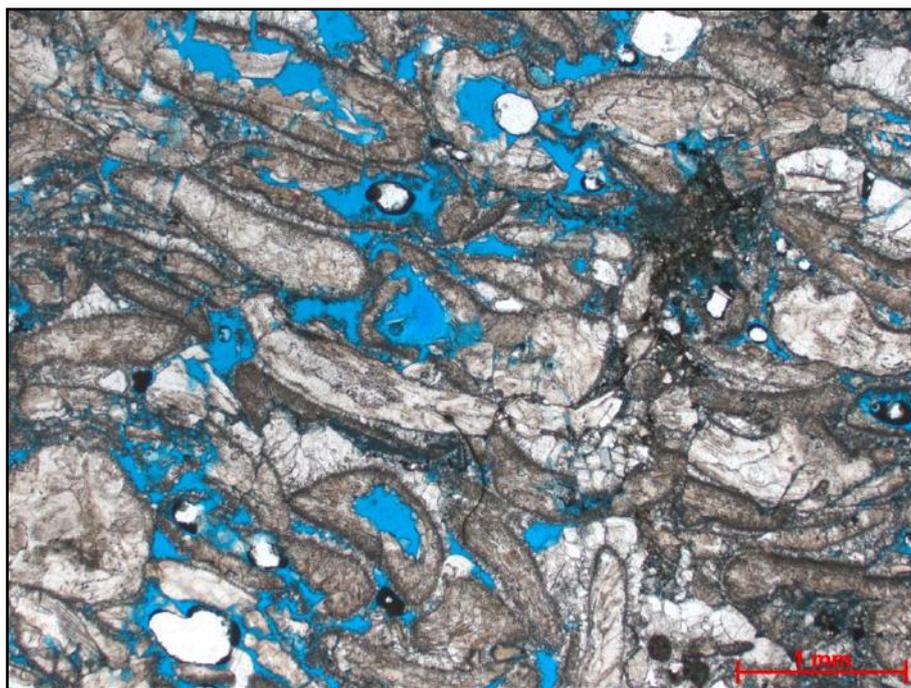


Figura 34 – Fotomicrografia da fácies cAxb na profundidade 93 metros. Os bioclastos tem tamanho areia grossa a muito grossa, estão arredondados, bem selecionados e orientados na sub-horizontal (Nicóis //).

4.1.8 Fácies cApp – Calcarenito com estratificação plano-paralela

Diagnose – Calcarenito bioclástico grosso a muito grosso, bem selecionado, apresentando estratificação plano-paralela (Figuras 35, 36 e 37).

Descrição – Calcarenito grosso a muito grosso, bem selecionado, com grãos arredondados, bioclastos orientados na horizontal, empacotamento aberto (contatos pontuais e longitudinais) e cor creme a branca. A composição da areia é dada principalmente por bioclastos (bivalves muito fragmentados e raros ostracodes), mas há até 15% de areia terrígena muito fina a média, composta principalmente por quartzo e muscovita. Também podem ocorrer seixos e grânulos compostos por conchas de bivalve pouco a muito fragmentadas, intraclastos de lamito, e grãos de quartzo e feldspato. Os calcarenitos apresentam estratificação plano-paralela e podem ter níveis mosqueados. As camadas são decimétricas a métricas, têm geometria tabular e contato basal plano. A porosidade varia de 10% a 35%, é do tipo móldica,

vugular, fratura e intercrystalina, tem diâmetro areia fina a grossa, é bem a mal selecionada e tem distribuição dispersa. Esta fácies ocorre associada às fácies cAxb (Figura 32) e cAx (Figura 38).

Interpretação – Migração de leito plano gerado por fluxo trativo oscilatório (ondas) de baixa energia (durante períodos de tempo bom) e de alta energia (durante períodos de tempestade).

Discussão – A fácies cApp é comum no afloramento e testemunho, sendo bem representada no testemunho entre as profundidades 93 e 94 metros e 120 e 121 metros. A textura, a alta fragmentação dos bioclastos (bivalves) e a ausência de lama na matriz sugere a deposição em um ambiente de alta energia com reelaboração constante. A reelaboração/fragmentação dos bioclastos aumenta em direção à costa (SIMÕES E TORELLO, 2003) e é comum em praias e plataforma rasa (MCGLUE *et al.*, 2009). As estratificações plano-paralelas podem ter sido formadas pela ação ondas durante períodos de tempo bom e de tempestade. Estratificações plano-paralelas são encontradas em coquinas do recente, depositadas nas praias de Shark Bay (JAMES *et al.*, 1999; MORTON, 2000) e Bohai Bay (ZHIJIE *et al.*, 2005); e em coquinas cenozóicas do Lago Turkana, depositadas em antigas praias e plataformas (VONDRA *et al.*, 1978). A presença de areia terrígena predominantemente muito fina em pequenas quantidades sugere que a mesma foi infiltrada nas camadas de concha. A presença de alguns níveis mosqueados pode sugerir que houve períodos de exposição subaérea no ambiente sedimentar. Provavelmente esta fácies foi depositada em ambientes de praia e plataforma rasa. A fácies cApp é semelhante aos calcarenitos descritos por Vondra *et al.* (1978) no Lago Turkana. Estes autores interpretaram tais calcarenitos como depósitos de antigas praias e plataformas.



Figura 35 – Fácies cApp. Camadas de calcarenito bioclástico apresentando estratificação plano-paralela.



Figura 36 – Fácies cApp. Calcarenito bioclástico grosso a muito grosso, bem selecionado, apresentando estratificação plano-paralela.

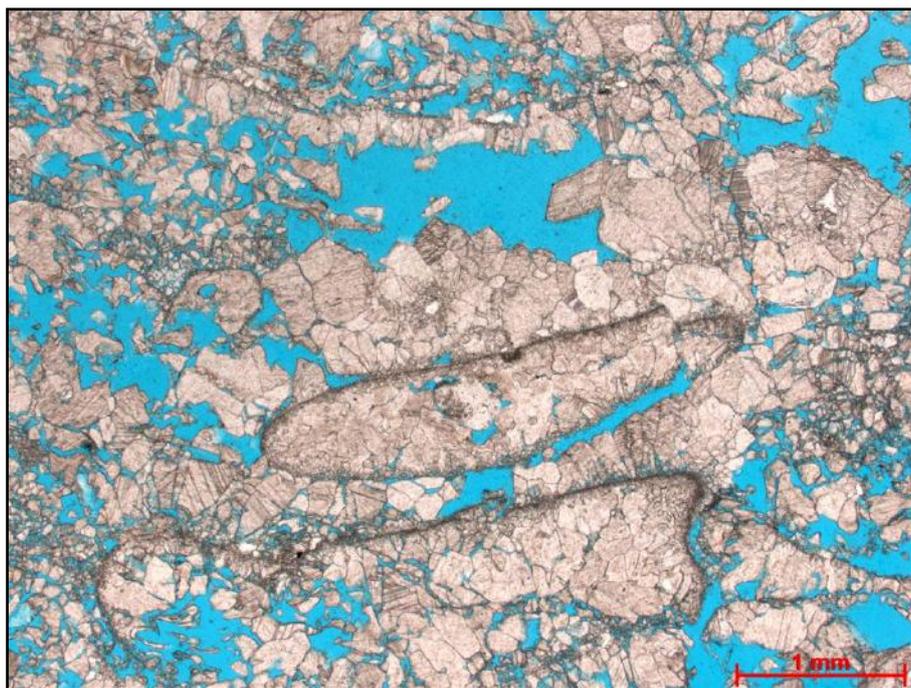


Figura 37 – Fotomicrografia da fácies cApp na profundidade 45,8 metros. A dissolução e a cimentação são bastante intensas na lâmina, mas ainda é possível reconhecer bioclastos arredondados e orientados na horizontal (Nicóis //).

4.1.9 Fácies cAx – Calcarenito com estratificação cruzada

Diagnose – Calcarenito bioclástico grosso a muito grosso, moderadamente selecionado, apresentando estratificação cruzada de porte médio (Figuras 38 e 39).

Descrição – Calcarenito grosso a muito grosso, moderadamente selecionado, com grãos arredondados, bioclastos orientados na diagonal, empacotamento aberto (contatos pontuais e longitudinais) e cor creme a branca. A composição da areia é dada principalmente por bioclastos (bivalves muito fragmentados e raros ostracodes), mas há até 18% de areia terrígena muito fina a média composta principalmente por quartzo e muscovita. Também podem ocorrer grânulos e seixos compostos por conchas de bivalve pouco a muito fragmentadas, intraclastos de lamito, quartzo e feldspato. Os calcarenitos apresentam estratificação cruzada de porte médio. As camadas são decimétricas a métricas, têm geometria tabular e contato basal erosivo. A porosidade varia de 10% a 25%, é do tipo

móldica, vugular, fratura e intercrystalina, tem diâmetro areia média a grossa, é bem a mal selecionada e tem distribuição dispersa. Essa fácies ocorre associada à fácies cApp (Figura 38).

Interpretação – Migração de barras geradas por fluxo trativo unidirecional (correntes) desconfinado em regime inferior.

Discussão – A fácies cAx foi encontrada em um intervalo do afloramento e é comum no testemunho, sendo bem representada entre as profundidades 72 e 73 metros. A textura, a presença de estratificação cruzada de porte médio e a geometria tabular sugerem que esta fácies foi depositada em um ambiente de alta energia, onde atuavam fluxos trativos unidirecionais (correntes) desconfinados em regime inferior. As estratificações cruzadas de porte médio podem ter sido formadas por correntes induzidas por tempestade. Estratificações cruzadas são encontradas em coquinas cenozóicas do Lago Malawi (BETZLER E RING, 1994), depositadas em antigas rampas; e do Lago Turkana (VONDRA *et al.*, 1978), depositadas em antigas praias e plataformas. A presença de areia terrígena predominantemente muito fina em pequenas quantidades sugere que a mesma foi infiltrada nas camadas de concha. A frequente mistura de bioclastos pouco fragmentados (cascalho) com areia bioclástica pode sugerir uma mistura espacial e/ou temporal de bivalves; ou seja, bivalves de diferentes idades ou locais. Tal evento é comumente causado por surtos de tempestade (*storm surges*). Provavelmente essa fácies foi depositada em um ambiente de plataforma durante períodos de tempestade. A fácies cAx é semelhante aos calcarenitos descritos por Vondra *et al.* (1978) no Lago Turkana. Estes autores interpretaram tais calcarenitos como depósitos de antigas praias e plataformas.



Figura 38 – Associação entre as fácies cAx e cApp. A fácies cAx é representada por calcarenito bioclástico grosso a muito grosso, moderadamente selecionado, apresentando estratificação cruzada de porte médio. A barra vermelha tem cerca de 30 centímetros de extensão.

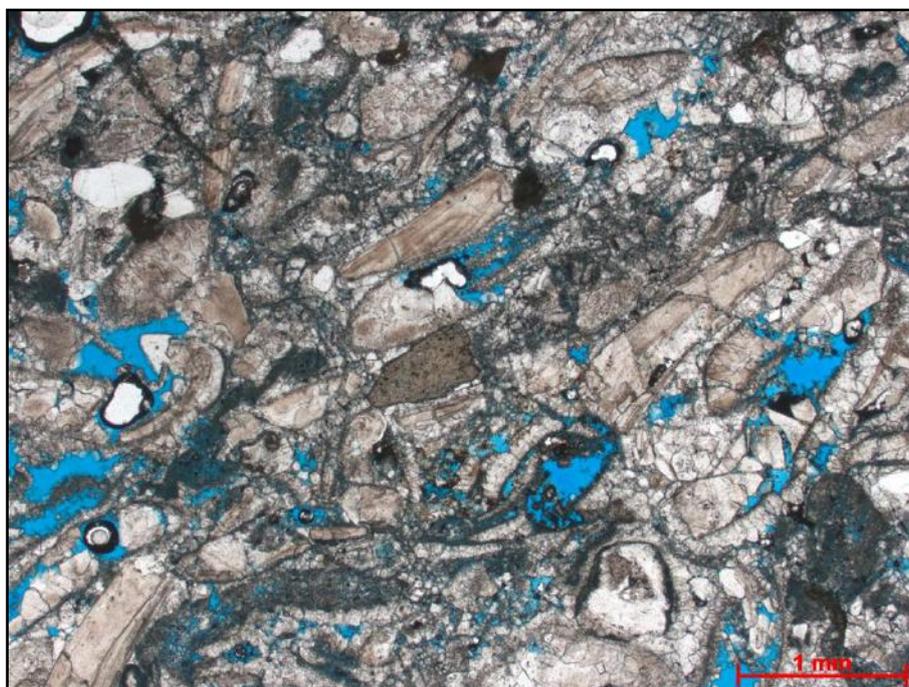


Figura 39 – Fotomicrografia da fácies cAx na profundidade 73,5 metros. Os bioclastos tem tamanho areia grossa a muito grossa, estão arredondados, moderadamente selecionados e orientados na diagonal. Também ocorrem alguns grãos terrígenos (Nicóis //).

4.1.10 Fácies cRpp – Calcirrudito com estratificação plano-paralela

Diagnose – Calcirrudito bioclástico com empacotamento denso, bem selecionado, apresentando estratificação plano-paralela (Figuras 40, 41 e 42).

Descrição – Calcirrudito muito fino a grosso, bem selecionado, com bioclastos pouco fragmentados e orientados na horizontal, empacotamento denso (contatos pontuais, longitudinais e suturados) e cor creme a branca. A composição da rocha é dada essencialmente por bioclastos (bivalves) no tamanho cascalho, mas pode ocorrer uma matriz de areia terrígena muito fina a média misturada, ou não, com areia bioclástica (bivalves muito fragmentados e raros ostracodes) grossa a muito grossa. Os terrígenos representam de até 15% da rocha e são compostos basicamente de quartzo e muscovita. Também podem ocorrer intraclastos de lamito. Os calcirruditos apresentam estratificação plano-paralela e podem ter níveis mosqueados. As camadas são decimétricas a métricas, têm geometria tabular e contato basal plano. A porosidade varia de 10% a 40%, é do tipo móldica, vugular, fratura e intercrystalina, tem granulometria areia média a grânulo, é moderadamente a mal selecionada e tem distribuição dispersa. Esta fácies as fácies cRx (Figura 43) e cRgn.

Interpretação – Fluxo trativo oscilatório (ondas) de baixa energia (durante períodos de tempo bom) e de alta energia (durante períodos de tempestade).

Discussão – A fácies cRpp é comum em todo afloramento e testemunho, sendo bem representada no testemunho entre as profundidades 64 e 69 metros. A textura e a ausência de lama na matriz sugerem a deposição em um ambiente de alta energia; mas a baixa fragmentação dos bioclastos sugere um ambiente com menos reelaboração do que os dos calcarenitos (fácies cAxb e cApp). As estratificações plano-paralelas podem ter sido formadas pela ação ondas durante períodos de tempo bom e de tempestade. Estratificações plano-paralelas são encontradas em coquinas do recente no Lago Tanganyika, depositadas na

plataforma (COHEN E THOUIN, 1987). A presença de areia terrígena predominantemente muito fina em pequenas quantidades sugere que a mesma foi infiltrada nas camadas de concha. A presença de alguns níveis mosqueados pode sugerir que períodos de exposição subaérea no ambiente sedimentar. Provavelmente essa fácies foi depositada em um ambiente de plataforma rasa, um pouco mais distal do que o da fácies cApp.

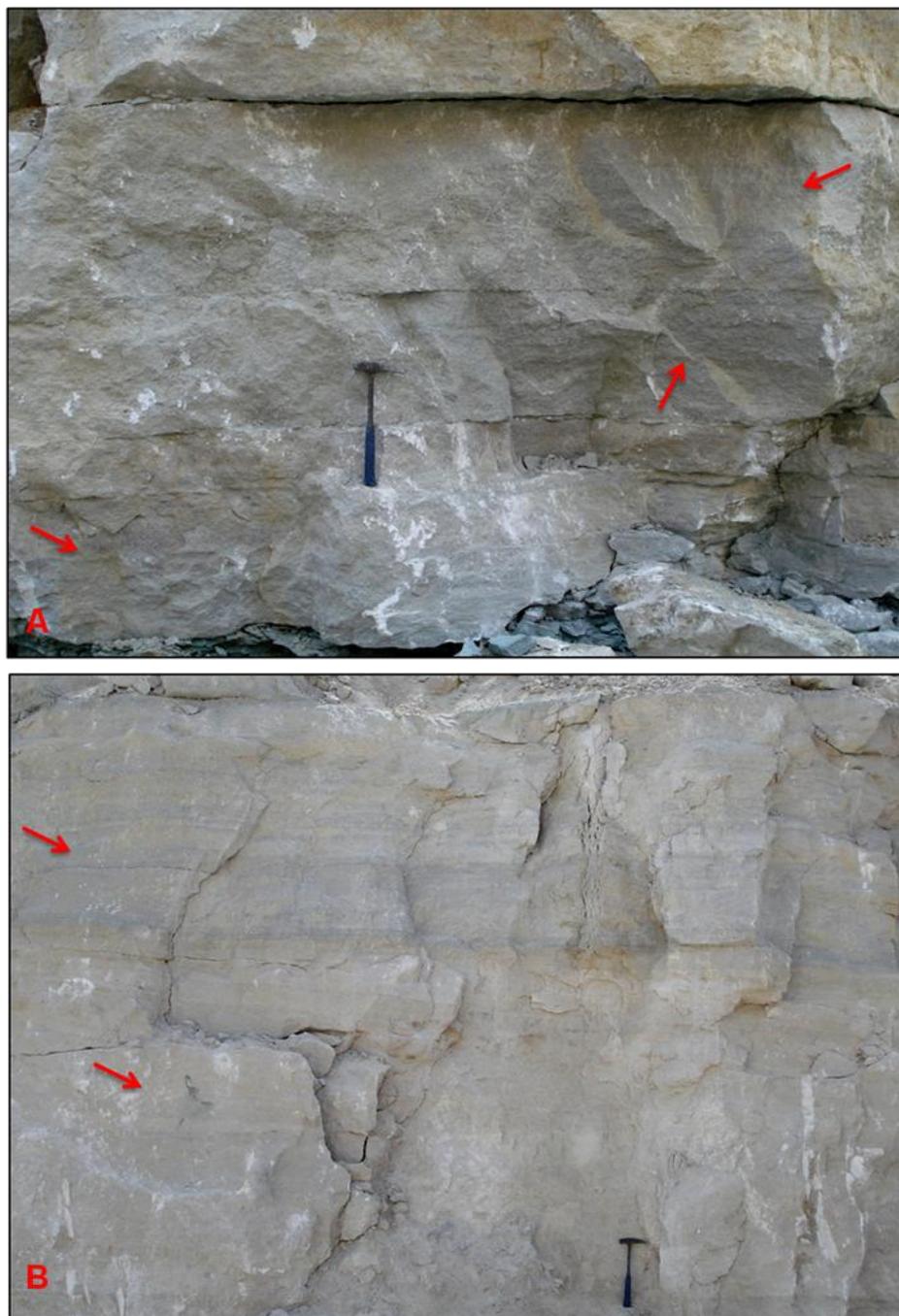


Figura 40 – Fácies cRpp. (A) calcirrudito fino a médio apresentando estratificação plano-paralela. (B) calcirrudito muito fino a fino apresentando estratificação plano-paralela. As setas vermelhas indicam locais onde as estruturas estão bem representadas (Fotos: Renato R. C. Ramos).



Figura 41 – Fácies cRpp. Calcirrudito bioclástico com empacotamento denso, bem selecionado, apresentando estratificação plano-paralela (Foto: Renato R. C. Ramos).

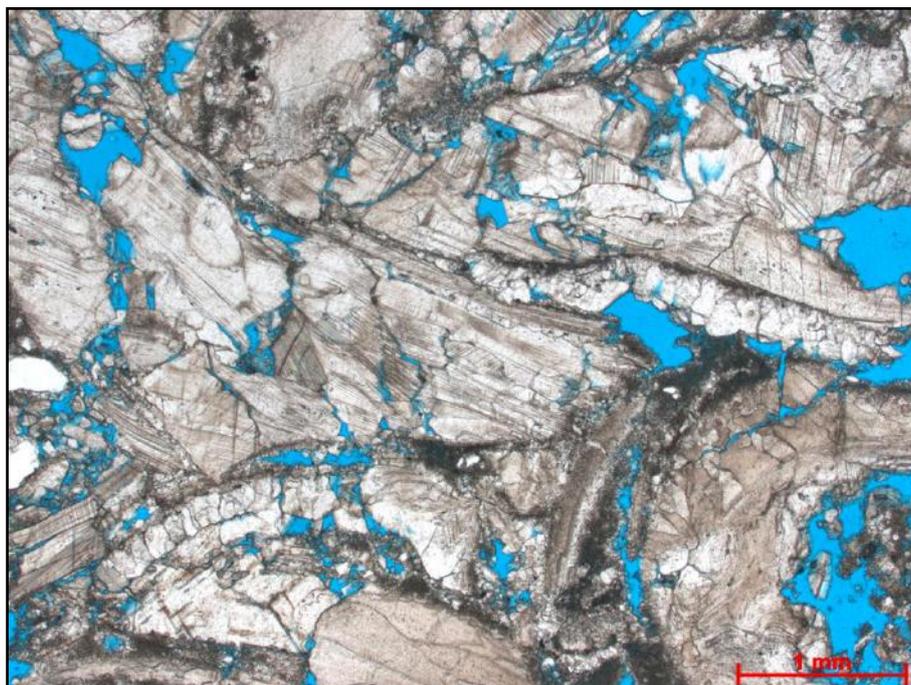


Figura 42 – Fotomicrografia da fácies cRpp na profundidade 96 metros. Os bioclastos têm tamanho seixo, estão pouco fragmentados e orientados na horizontal (Nicóis //).

4.1.11 Fácies cRx – Calcirrudito com estratificação cruzada

Diagnose – Calcirrudito bioclástico suportado pelos clastos, moderadamente selecionado, apresentando estratificação cruzada de porte médio (Figura 43, 44 e 45).

Descrição – Calcirrudito muito fino a grosso, moderadamente selecionado, com bioclastos pouco fragmentados e orientados na diagonal, empacotamento denso (contatos pontuais, longitudinais e suturados) e cor creme a branca. A composição da rocha é dada essencialmente por bioclastos (bivalves) no tamanho cascalho, mas pode ocorrer uma matriz de areia terrígena muito fina a média misturada, ou não, com areia bioclástica (bivalves muito fragmentados e raros ostracodes) grossa a muito grossa. Os terrígenos representam de até 15% da rocha e são compostos basicamente de quartzo e muscovita. Também podem ocorrer intraclastos de lamito. Os calcirruditos apresentam estratificação cruzada de porte médio. As camadas são decimétricas a métricas, têm geometria tabular e contato basal erosivo. A porosidade varia de 10% a 40%, é do tipo móldica, vugular, fratura e intercrystalina, tem diâmetro areia grossa a seixo fino, é moderadamente a mal selecionada e tem distribuição dispersa. Essa fácies ocorre associada à fácies cApp (Figura 43).

Interpretação – Migração de barras geradas por fluxo trativo unidirecional (correntes) desconfinado em regime inferior.

Discussão – A fácies cRx é comum em todo afloramento e testemunho, sendo bem representada no testemunho entre as profundidades 46 e 47 metros e 71 e 73 metros. A textura, a presença de estratificação cruzada de porte médio e a geometria tabular sugerem que esta fácies foi depositada em um ambiente de alta energia, onde atuavam fluxos trativos unidirecionais (correntes) desconfinados em regime inferior. As estratificações cruzadas de porte médio podem ser feitas por correntes induzidas por tempestade. Estratificações cruzadas são encontradas em coquinas cenozóicas do Lago Malawi, depositadas em antigas

rampas (BETZLER E RING, 1994). A presença de areia terrígena predominantemente muito fina em pequenas quantidades sugere que a mesma foi infiltrada nas camadas de concha. Tal como na fácies cAx, a frequente mistura de bioclastos pouco fragmentados (cascalho) com areia bioclástica pode sugerir uma mistura espacial e/ou temporal de bivalves; ou seja, bivalves de diferentes idades ou locais. Tal evento é comumente causado por surtos de tempestade (*storm surges*). Provavelmente, esta fácies foi depositada em um ambiente de plataforma durante períodos de tempestade. A fácies cRx é semelhante a fácies “Barras Bioclásticas” descrita por Carvalho *et al.* (2000) na Formação Lagoa Feia, bacia de Campos. Para estes autores tal fácies representa antigas barras, que foram formadas por correntes de tempestades em uma plataforma lacustre.

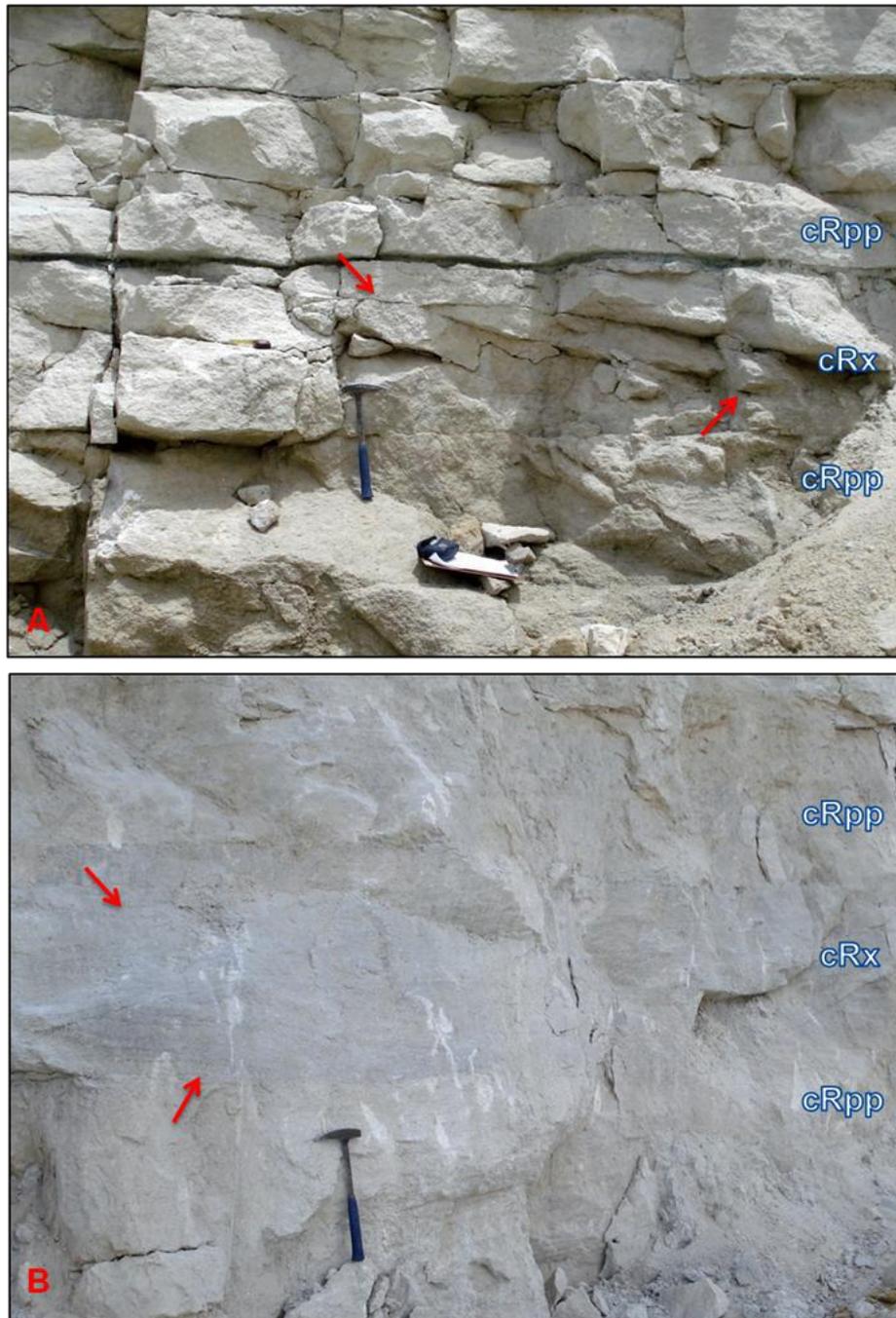


Figura 43 – Associação entre as fácies cRx e cRpp. (A) Calcirrudito fino a médio, apresentando estratificação cruzada planar; (B) calcirrudito muito fino a fino apresentando estratificação cruzada acanalada. As setas vermelhas indicam locais onde as estruturas estão bem representadas (Fotos: Renato R. C. Ramos).



Figura 44 – Fácies cRx. Calcirrudito bioclástico clasto-suportado, moderadamente selecionado, apresentando estratificação cruzada de porte médio.

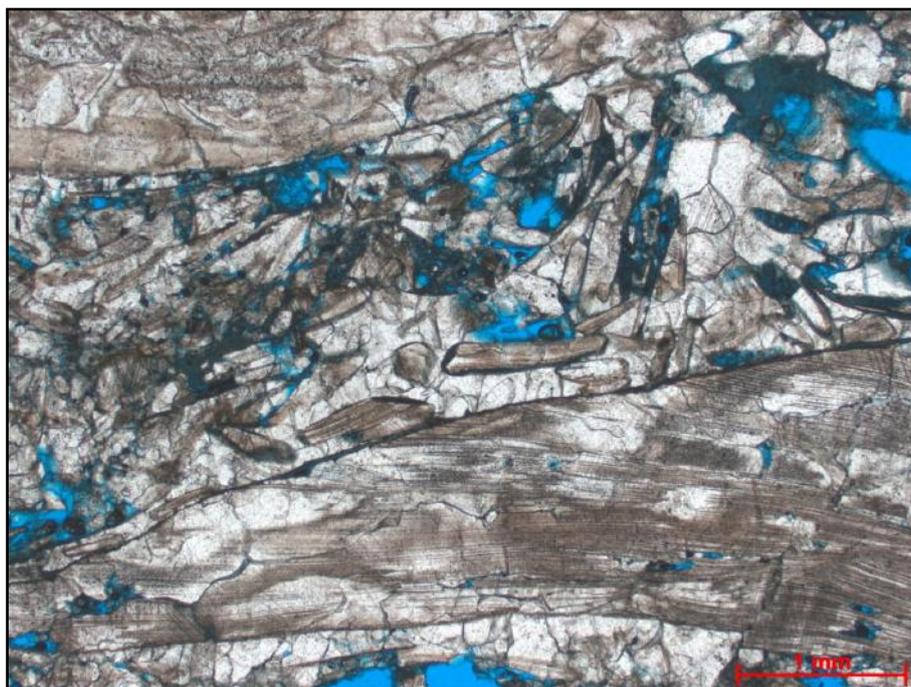


Figura 45 – Fotomicrografia da fácies cRx na profundidade 109,9. Os bioclastos tem tamanho seixo, estão pouco fragmentados e misturados com areia bioclástica (Nicóis //).

4.1.12 Fácies cRxt – Calcirrudito rico em terrígenos

Diagnose – Calcirrudito bioclástico rico em terrígenos, com matriz arenosa, apresentando estratificação cruzada de porte médio (Figuras 46, 47 e 48).

Descrição – Calcirrudito muito fino a grosso, moderadamente a mal selecionado, com bioclastos pouco a muito fragmentados e orientados na diagonal, empacotamento denso a frouxo (contatos flutuantes, pontuais e longitudinais) e cor marrom a creme. A composição do arcabouço é dada por bioclastos (bivalves) no tamanho cascalho, e a matriz é composta de areia terrígena média a grossa misturada com areia bioclástica (bivalves muito fragmentados e raros ostracodes) grossa a muito grossa. Os terrígenos representam de 20% a 40% da rocha e são compostos principalmente por quartzo, feldspato e micas e, subordinadamente, por granada, rutilo e zircão. Também ocorrem seixos e grânulos compostos por intraclastos de lamito, quartzo, feldspato e litoclastos. Os calcirruditos apresentam estratificação cruzada de porte médio e podem ter níveis mosqueados. As camadas são decimétricas a métricas, têm geometria em canal/tira e contato basal erosivo. A porosidade varia de 3% a 20%, é do tipo móldica, vugular e fratura, tem diâmetro areia fina a grossa, é bem a mal selecionada e tem distribuição dispersa. Esta fácies ocorre associada à fácies Ax.

Interpretação – Migração de barras geradas por fluxo trativo unidirecional (correntes) canalizado em regime inferior.

Discussão – A fácies cRxt foi encontrada em um intervalo do afloramento e é comum em todo o testemunho, sendo bem representada no testemunho entre as profundidades 31 e 38 metros e 90 e 91 metros. A abundância de terrígenos, a textura, a presença de estratificações cruzadas de porte médio, a geometria em canal/tira e o contato basal erosivo sugerem que essa fácies foi depositada em um ambiente de alta energia, com aporte terrígeno significativo, onde atuavam fluxos trativos unidirecionais (correntes) canalizados em regime inferior. A

abundância de areia bioclástica e conchas (cascalho) sugere que houve reelaboração e transporte de camadas de concha durante a sedimentação. Os níveis mosqueados sugerem que ocorreram períodos de exposição subaérea no ambiente sedimentar. Provavelmente, esta fácies foi depositada nas margens do lago, onde um ambiente fluvial efêmero reelaborava antigas praias e plataformas bioclásticas.



Figura 46 – Fácies cRxt. Calcirrudito bioclástico rico em terrígenos, com matriz arenosa, apresentando estratificação cruzada de porte médio e geometria em canal/tira com contato basal erosivo.

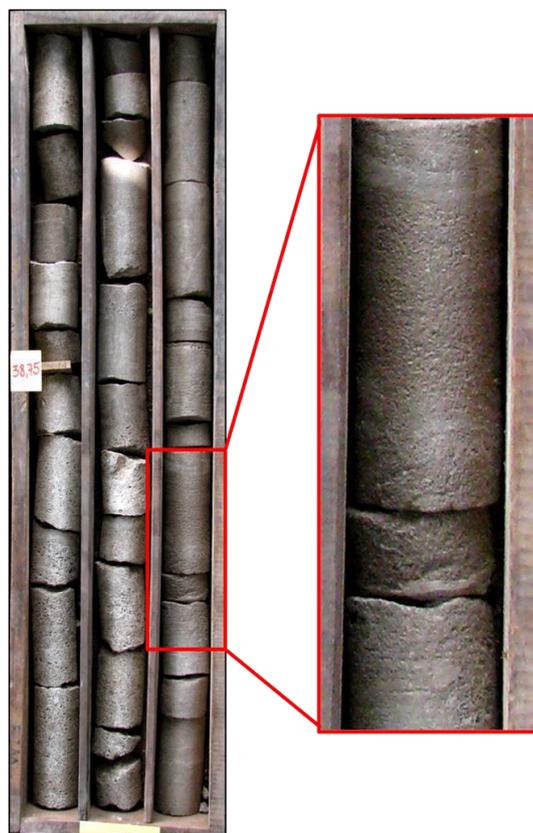


Figura 47 – Fácies cRxt. Calcirudito bioclástico rico em terrígenos, com matriz arenosa, apresentando estratificação cruzada de porte médio.



Figura 48 – Fotomicrografia da fácies cRxt na profundidade 66 metros. Os bioclastos são pouco a muito fragmentados, moderadamente selecionados e orientados na diagonal. Há abundância de areia média a grossa terrígena, angulosa e composta principalmente por quartzo (Nicóis //).

4.1.13 Fácies cRgn – Calcirrudito com gradação normal

Diagnose – Calcirrudito bioclástico suportado pelos clastos, apresentando gradação normal (Figura 49).

Descrição – Calcirrudito muito fino a médio, com empacotamento denso (contatos pontuais e longitudinais) e cor creme a branca. A composição do arcabouço é dada por bioclastos (bivalves pouco a muito fragmentados) no tamanho cascalho; e a matriz é composta de areia terrígena muito fina a média misturada com areia bioclástica (bivalves muito fragmentados e raros ostracodes) grossa a muito grossa. Os terrígenos representam de até 15% da rocha e são compostos basicamente de quartzo e muscovita. Também podem ocorrer intraclastos de lamito. Os calcirruditos apresentam gradação normal. As camadas são decimétricas a métricas, têm geometria tabular e contato basal plano. A porosidade varia de 10% a 40%, é

do tipo móldica, vugular, fratura e intercrystalina, tem diâmetro areia média a grânulo, é moderadamente a mal selecionada e tem distribuição dispersa. Esta fácies ocorre associada às fácies cRpp e cRx.

Interpretação – Fluxo gravitacional do tipo fluxo turbulento.

Discussão – A fácies cRgn não foi encontrada no afloramento e é incomum no testemunho, sendo bem representada entre as profundidades 45 e 47 metros. A textura e a presença de gradação normal sugere que essa fácies foi depositada por um fluxo gravitacional do tipo fluxo turbulento. A presença de areia terrígena predominantemente muito fina em pequenas quantidades sugere que a mesma foi infiltrada nas camadas de concha. Provavelmente essa fácies foi depositada em um ambiente distal subaquoso, onde por fluxos turbulentos foram desencadeados por tempestades ou abalos sísmicos.

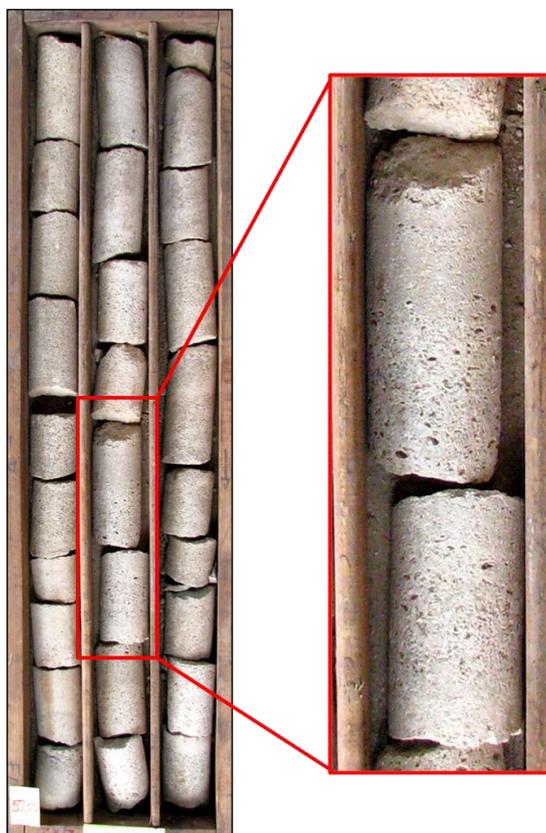


Figura 49 – Fácies cRgn. Calcirrudito bioclástico suportados pelos clastos, apresentando gradação normal.

4.1.14 Fácies cRm – Calcirrudito maciço

Diagnose – Calcirrudito bioclástico, mal selecionado, apresentando estrutura maciça (Figura 50).

Descrição – Calcirrudito fino a grosso, mal selecionado, com bioclastos pouco a muito fragmentados e desorientados, empacotamento denso a frouxo e cor marrom a creme. A composição do arcabouço é dada por bioclastos (bivalves pouco a muito fragmentados) no tamanho cascalho, e a matriz é composta de areia terrígena muito fina a média misturada com areia bioclástica (bivalves muito fragmentados e raros ostracodes) grossa a muito grossa. Também podem ocorrer seixos e grânulos compostos por intraclastos de lamito, quartzo, feldspato e litoclastos. Os terrígenos representam de até 30% da rocha. Os calcirruditos apresentam estrutura maciça e podem apresentar planos de cisalhamento (*shear planes*). As camadas são métricas, têm geometria tabular e contato basal plano. A porosidade varia de 3% a 15%.

Interpretação – Fluxo gravitacional do tipo fluxo de detritos ou fluxo de grãos.

Discussão – A fácies cRm foi encontrada em um intervalo do afloramento e não foi encontrada no testemunho. A textura e a presença de estrutura maciça sugerem que essa fácies foi depositada por um fluxo gravitacional do tipo fluxo de detritos. Provavelmente essa fácies foi depositada em um ambiente distal subaquoso, onde fluxos turbulentos foram desencadeados por tempestades ou inundações fluviais. A fácies cRm é semelhante as coquinas maciças descritas por Harris (2000) no nível Toca 1, Formação Toca, bacia do Congo. Este autor interpreta tais coquinas como depósitos lacustres de antigos fluxos gravitacionais em região de talude.

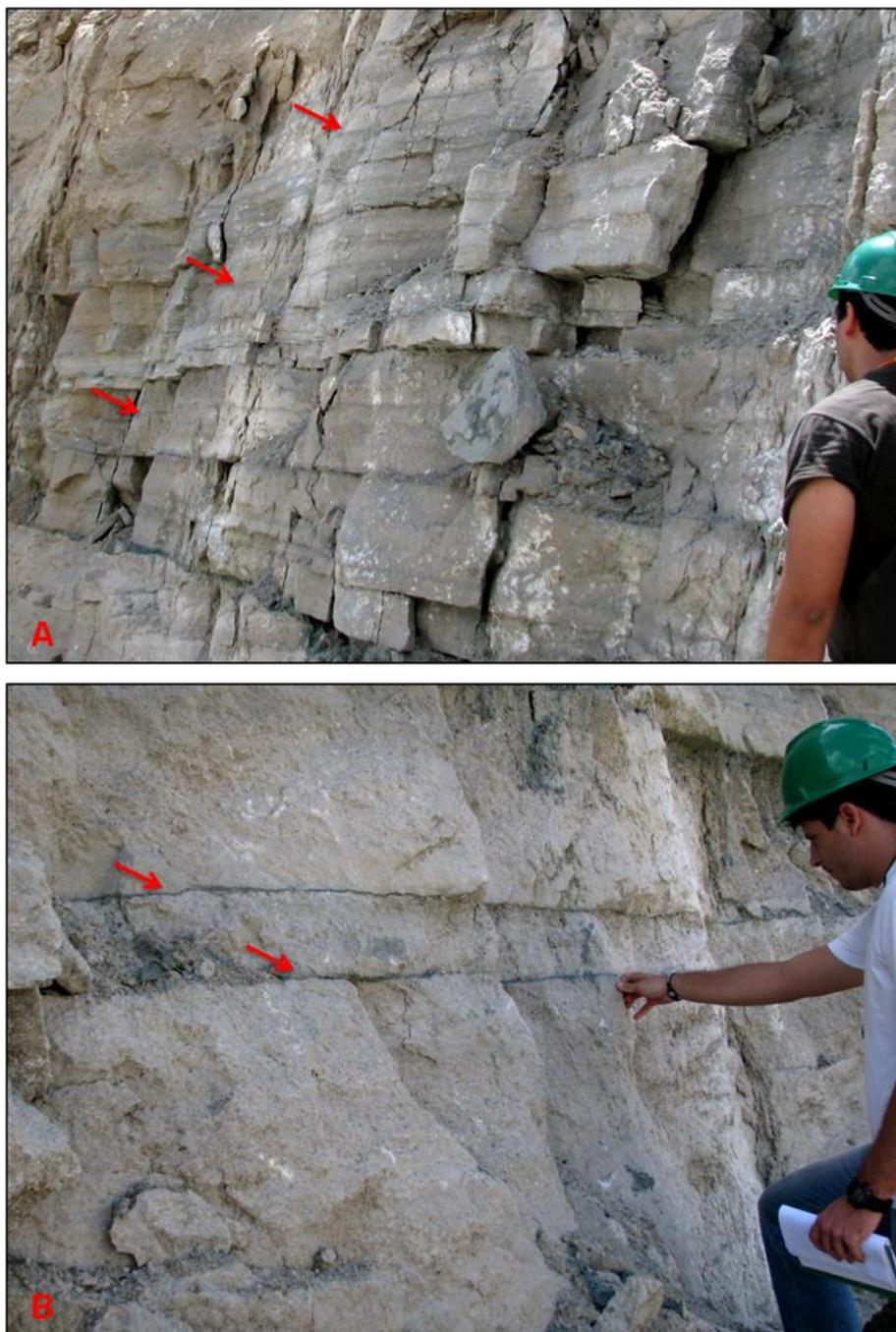


Figura 50 – Fácies cRm. Calcirudito bioclástico, mal selecionado, apresentando estrutura maciça (A e B). Filmes argilosos representam planos de cisalhamento internos (setas vermelhas).

4.1.15 Fácies cRal – Calcirrudito com matriz areno-lamosa

Diagnose – Calcirrudito bioclástico suportado pela matriz, com matriz areno-lamosa, apresentando estrutura maciça (Figuras 51 e 52).

Descrição – Calcirrudito fino a grosso, muito mal selecionado, com bioclastos pouco a muito fragmentados e desorientados, empacotamento frouxo e cor verde a cinza. A composição do arcabouço é dada por bioclastos (bivalves pouco a muito fragmentados) no tamanho cascalho, e a matriz é composta de areia e lama terrígenas misturadas com areia bioclástica. Também podem ocorrer seixos e grânulos compostos por quartzo, feldspato e litoclastos. Os terrígenos representam de 30 a 60% da rocha. Os calcirruditos apresentam estrutura maciça e podem apresentar planos de cisalhamento (*shear planes*). As camadas são decimétricas, têm geometria tabular e contato basal plano. A porosidade varia de 0% a 5%.

Interpretação – Fluxo gravitacional do tipo fluxo de detritos.

Discussão – A fácies cRal foi encontrada em um intervalo do afloramento e no testemunho na profundidade de 43,8 metros. A presença de matriz areno-lamosa, a textura e a presença de estrutura maciça e planos de cisalhamento, sugerem que essa fácies foi depositada por um fluxo gravitacional do tipo fluxo de detritos. A relação paleoambiental desta fácies ainda é incerta, mas a associação da mesma com as fácies cAxb e cApp sugere uma posição mais proximal. Provavelmente essa fácies foi depositada em um ambiente proximal subaquoso, onde fluxos de detritos ricos em terrígenos foram desencadeados por inundações fluviais ou abalos sísmicos.



Figura 51 – Fácies cRal. Camadas de calcirrudito bioclástico matriz-suportado, com matriz areno-lamosa, apresentando estrutura maciça e planos de cisalhamento interno. A barra vermelha tem cerca de 50 centímetros de extensão.



Figura 52 – Fácies cRal. Calcirrudito bioclástico matriz-suportado, com matriz areno-lamosa, apresentando estrutura maciça.

4.1.16 Fácies Cm – Calcário mosqueado

Diagnose – Calcário bioclástico de cor cinza a creme, com aspecto cristalino, apresentando mosqueamento (Figuras 53 e 54).

Descrição – Calcário bioclástico de granulação muito fina a fina, cor cinza a creme, com fantasmas (*ghosts*) de concha e muita micritização e neomorfismo. Ocorrem terrígenos de granulometria areia fina a argila, compostos de quartzo, muscovita e argilominerais. Os quais representam de 10 a 35% da rocha. Estilolitos e dissolução são comuns. As camadas são métricas a decimétricas, têm geometria tabular e contato basal difuso. A porosidade varia de 1% a 8%, é do tipo móldica, vugular, fratura e intercrystalina, tem diâmetro areia muito fina a fina, é bem a mal selecionada e está concentrada ao longo de linhas de dissolução e fraturas.

Interpretação – Intemperismo químico e biológico de camadas de concha durante eogênese.

Discussão – A fácies Cm foi encontrada em alguns intervalos do afloramento e no testemunho entre as profundidades 87 e 123 metros. A textura, a intensa micritização, a presença de mosqueamento e frequência de níveis com marcas de raiz sugerem que esta fácies foi formada pelo intemperismo químico e biológico de camadas de concha durante longos períodos de exposição subaérea durante o regime de eogênese.

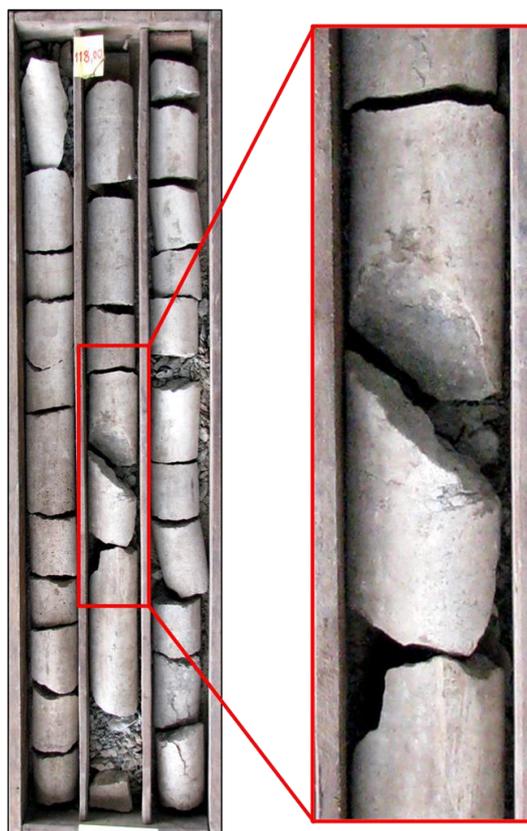


Figura 53 – Fácies Cm. Calcário bioclástico de cor cinza a creme, com aspecto cristalino, apresentando mosqueamento. Cada coluna da caixa de testemunho tem um metro de comprimento.



Figura 54 – Fotomicrografia da fácies Cm na profundidade 123 metros. A micritização e o neomorfismo são intensos, estilolitos também são comuns (Nicóis //).

4.2 Aspectos diagenéticos

Os principais processos diagenéticos identificados nas coquinas da Formação Morro do Chaves foram: micritização, cimentação, neomorfismo, compactação e dissolução. Tais processos estão presentes na maioria das lâminas estudadas, mas têm intensidades de atuação diferentes.

As recorrentes fases de dissolução e cimentação presentes nas coquinas dificultam a identificação dos processos diagenéticos e da sua ordem de ocorrência, e conseqüentemente o estabelecimento de uma “sequência” diagenética.

Como a toda a porosidade encontrada na Formação Morro do Chaves é secundária e de origem diagenética, ela será tratada neste capítulo.

4.2.1 Micritização

A micritização consiste da alteração de grãos carbonáticos causada pelo ataque microbiano. Esta pode ser parcial, resultando em um envelope de micrita ao redor dos grãos, ou intensa, transformando os grãos em pelóides. Tal processo é relativamente rápido e ocorre em regime de eogênese (BOGGS, 2009; TUCKER e WRIGHT, 1990).

A micritização é um processo comumente observado nas lâminas estudadas, sendo dominante na fácies Cm (Figura 55) e parcial nos calcarenitos (Figura 56) e calcirruditos (Figura 57). A micritização foi um dos primeiros eventos a ocorrer e está relacionada ao regime de eogênese e ao ambiente diagenético meteórico.

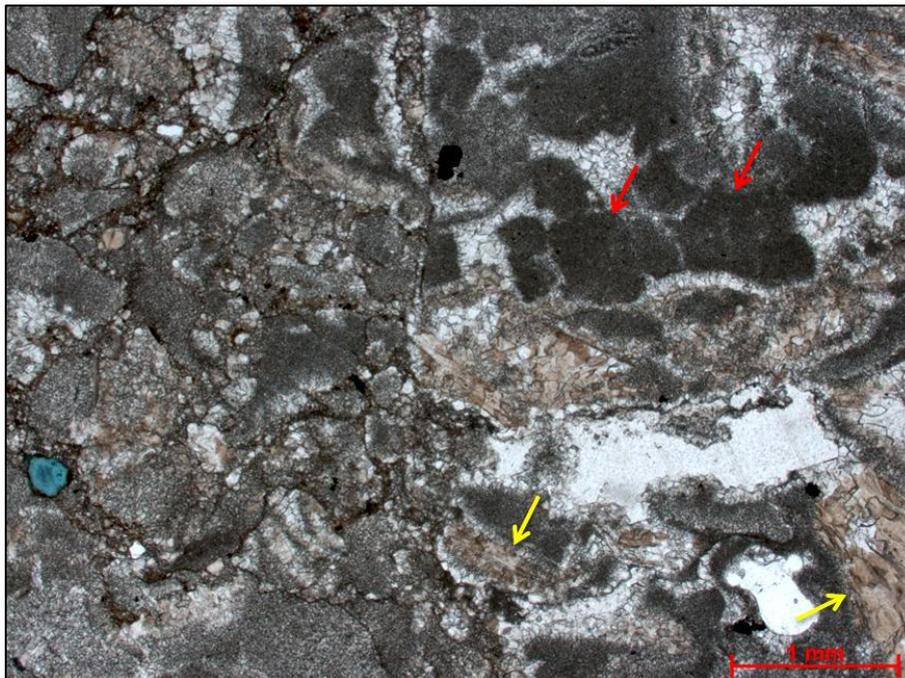


Figura 55 – Micritização intensa na fácies Cm, na profundidade 123 metros do testemunho. É possível reconhecer pelóides possivelmente resultantes da micritização intensa de bioclastos (setas vermelhas) e bioclastos neomorfisados com bordas micritizadas (setas amarelas) (Nicóis //).

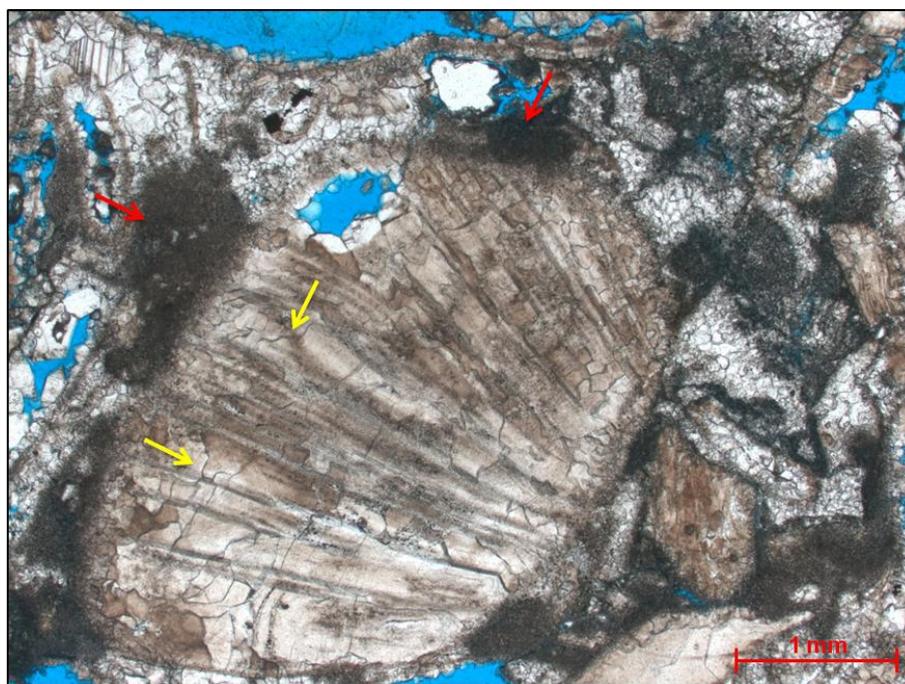


Figura 56 – Micritização afeta parcialmente a fácies cRx, profundidade 59,8 metros do testemunho. É possível reconhecer áreas micríticas no entorno dos bioclastos (setas vermelhas). O neomorfismo dos bioclastos está representado por cristais de calcita com contatos “curvos” (setas amarelas) e pela preservação de linhas de crescimento e cor castanha original da concha (Nicóis //).

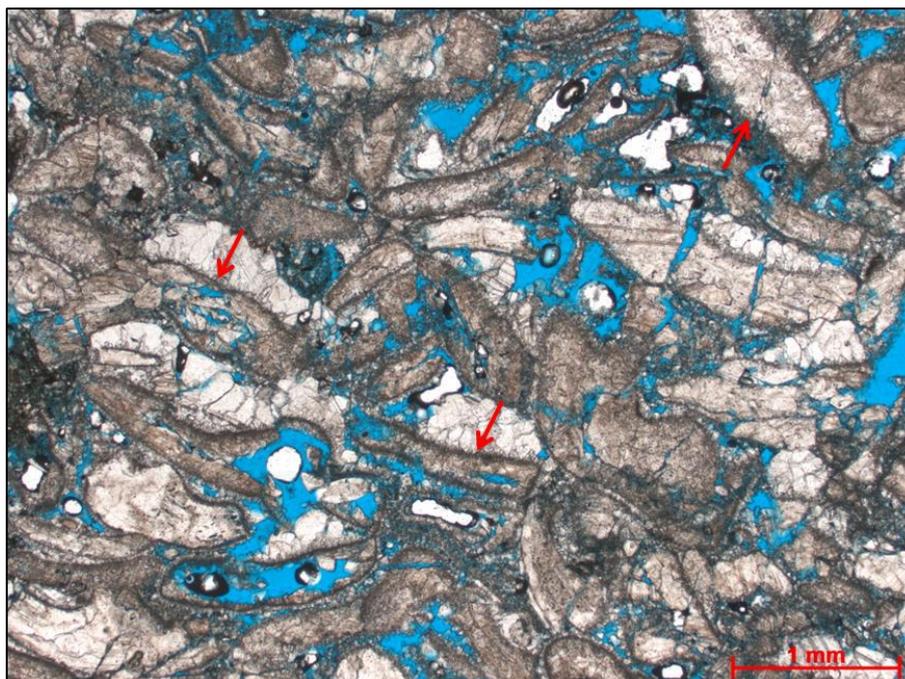


Figura 57 – Envelope micrítico no entorno dos bioclastos (setas vermelhas). Fácies cAxb, profundidade 93 metros do testemunho (Nicóis //).

4.2.2 Cimentação

Cimentação consiste na precipitação de cristais nos poros a partir de uma solução supersaturada em relação a uma dada fase mineral. Tal processo ocorre em todos os regimes e ambientes diagenéticos, sendo que certos tipos de cimento são indicativos de determinado ambiente diagenético (BOGGS, 2009; TUCKER e WRIGHT, 1990).

Nas laminas estudadas, observa-se várias fases de dissolução e cimentação, sendo que três fases de cimentação calcítica, possivelmente calcita com baixo teor de Mg (LMC) são identificadas na maioria das laminas: a primeira representada por cimento isópaco blocoso (Figura 58); a segunda representada por cimento mosaico de drusas (Figura 59) ou blocoso; e a terceira representada por cimento espático, hialino (Figura 60).

O cimento isópaco blocoso seria o primeiro a ocorrer, estando associado ao regime de eogênese e ambiente diagenético meteórico. O cimento mosaico de drusas ou blocoso preenche poros que já estavam bordejados pelo cimento isópaco blocoso, sendo o segundo a

ocorrer. Tal cimento também está associado ao regime de eogênese e ambiente diagenético meteórico. O cimento espático hialino é tardio em relação aos demais, mas a interrelação entre eles não é clara. Provavelmente, este cimento está relacionado ao regime de mesogênese e ao ambiente diagenético de soterramento profundo.

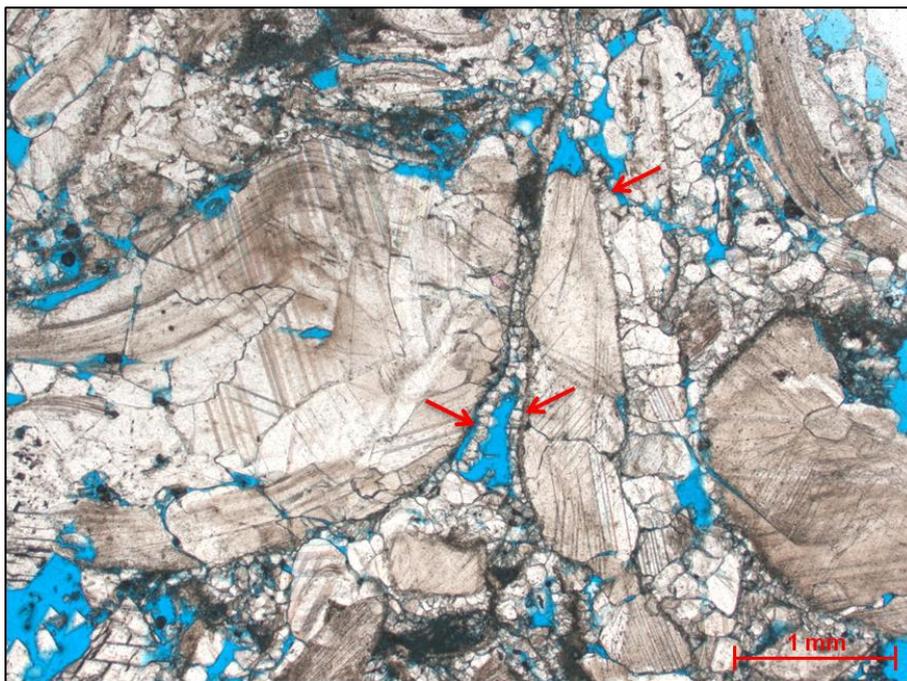


Figura 58 – Vestígios de cimento calcítico (LMC) isópaco blocoso no entorno de bioclastos (setas vermelhas). Fácies cRpp, na profundidade 81 metros do testemunho (Nicóis //).

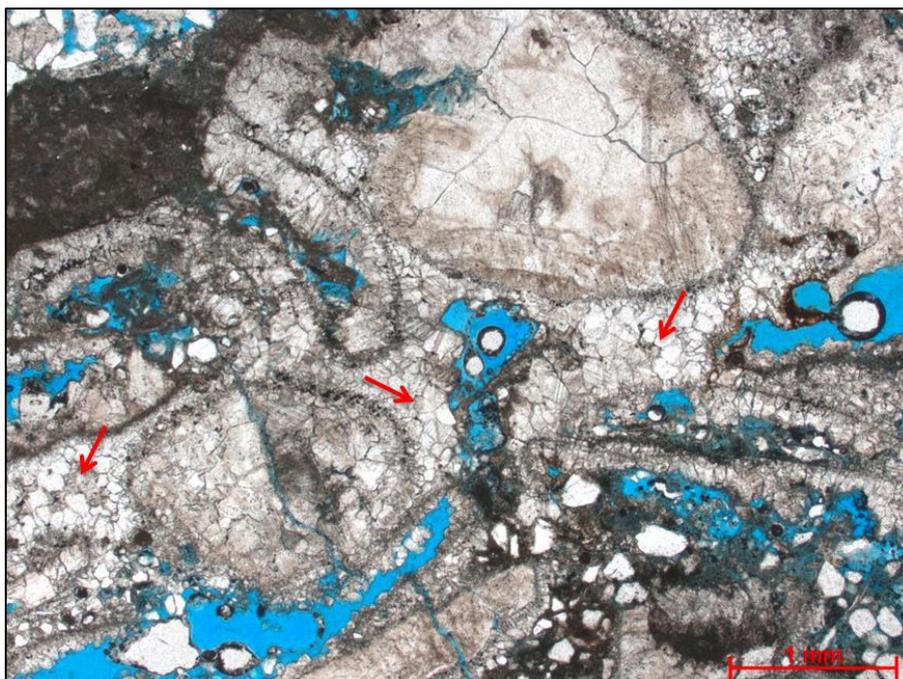


Figura 59 – Cimento calcítico mosaico de drusas preenchendo poros (setas vermelhas) que já estavam bordados pelo cimento calcítico isópaco blocoso. Fácies cRpp, na profundidade 39 metros do testemunho (Nicóis //).

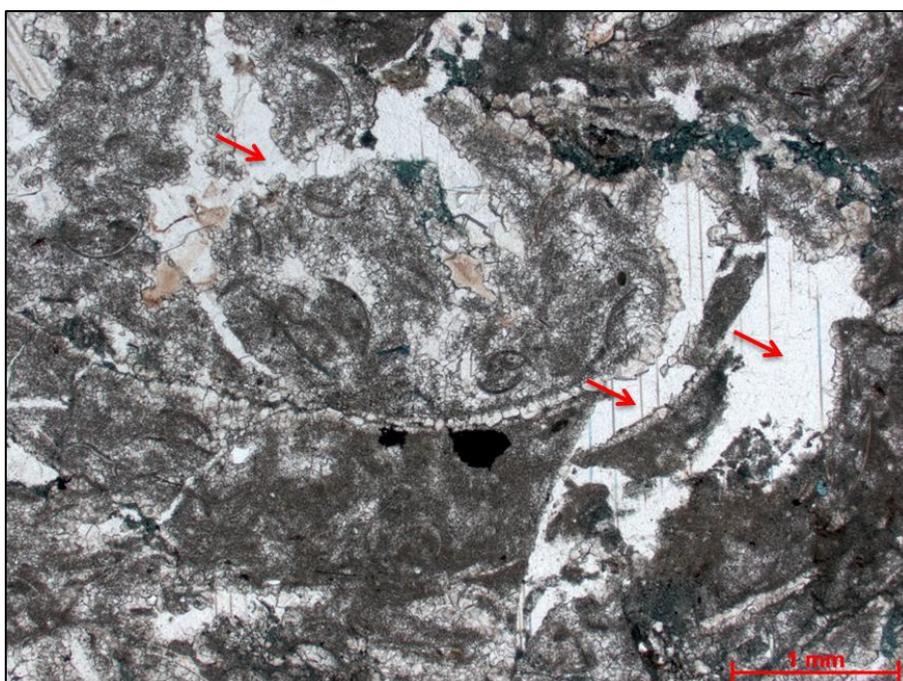


Figura 60 – Cimento calcítico espático hialino (setas vermelhas) preenchendo poros. Este é um cimento tardio em relação aos demais, mas a interrelação entre eles não é clara. Fácies Cm, profundidade 100,7 metros do testemunho (Nicóis //).

4.2.3 Neomorfismo

O neomorfismo consiste da dissolução e precipitação quase simultânea de outro mineral, sem que ocorram grandes mudanças na composição química. Esse processo engloba a recristalização e a inversão e é característico do regime de mesogênese (BOGGS, 2009).

O neomorfismo é um processo comum nas lâminas estudadas. Este aparece nos bioclastos devido à inversão da aragonita (mineral original da concha) para calcita (Figura 61); características originais da concha, como cor castanha e linha de crescimento, são preservadas e é possível identificar os novos cristais de calcita que tem contatos curvos. É possível que tenha ocorrido neomorfismo nos cimentos devido à presença de cristais grossos com contatos curvos (Figura 62). Provavelmente o neomorfismo ocorreu durante o regime de mesogênese no ambiente diagenético de soterramento profundo.

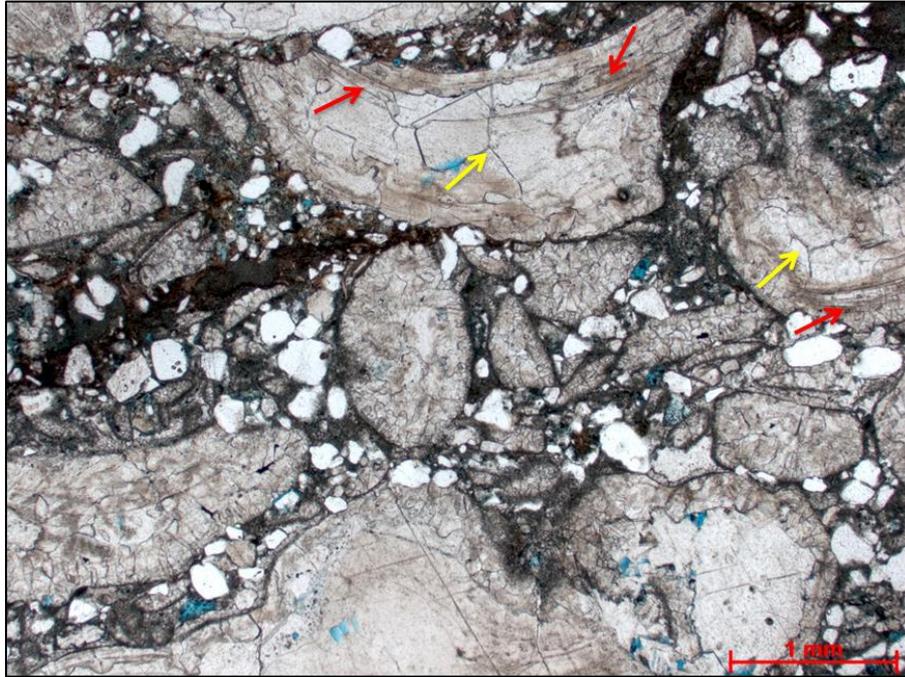


Figura 61 – Neomorfismo em bioclastos na fácies fácies cRxt, na profundidade 66 metros do testemunho. É possível reconhecer pontos no interior dos bioclastos onde o neomorfismo é registrado pela preservação de linhas de crescimento e da cor castanha da concha e pelos contatos curvos dos cristais de calcita (setas vermelhas). Também ocorrem cristais de calcita com contatos retos no interior dos bioclastos (setas amarelas), estes são formados pela dissolução do bioclasto e posterior cimentação do poro (Nicóis //).

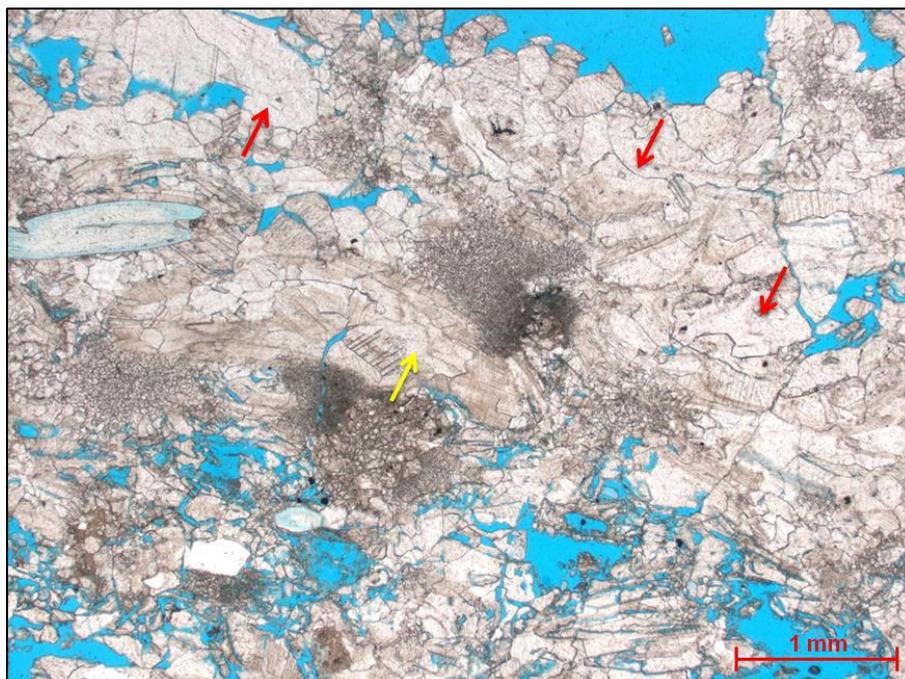


Figura 612 – Possível neomorfismo do cimento na fácies cAx, na profundidade 69 metros do testemunho. É possível reconhecer cristais grossos com contatos curvos no cimento (setas vermelhas). Também cristais de calcita com contatos curvos no bioclasto. Linhas de crescimento e cor castanha foram preservadas (seta amarela) (Nicóis //).

4.2.4 Compactação

A compactação consiste de mudanças físicas e químicas da rocha com aumento do soterramento, sendo característica do regime de mesogênese e do ambiente diagenético de soterramento profundo. A compactação física é representada por diminuição de volume dos sedimentos, perda de fluidos e quebra/deformação de grãos; enquanto que a compactação química é representada por estilólitos e *dissolution seams* em especial (BOGGS, 2009; TUCKER e WRIGHT, 1990).

A compactação é comum nas lâminas estudadas, estando representada por contatos suturados/microestilólitos (Figura 63) e por estilólitos (Figura 64).

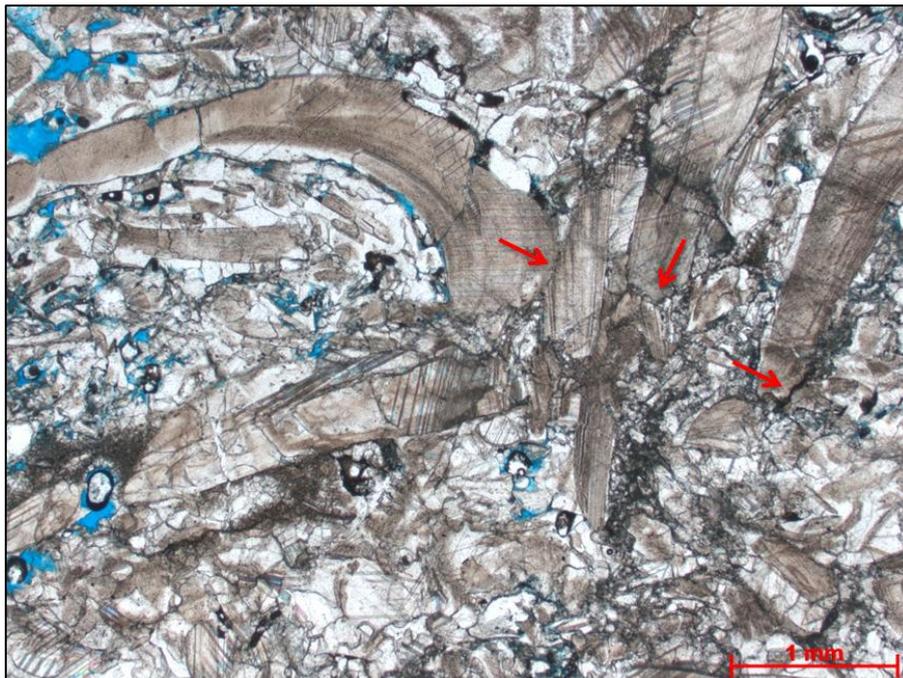


Figura 623 – Contatos suturados/microestilólitos (setas vermelhas). Fácies cRpp, na profundidade 114 do testemunho (Nicóis //).

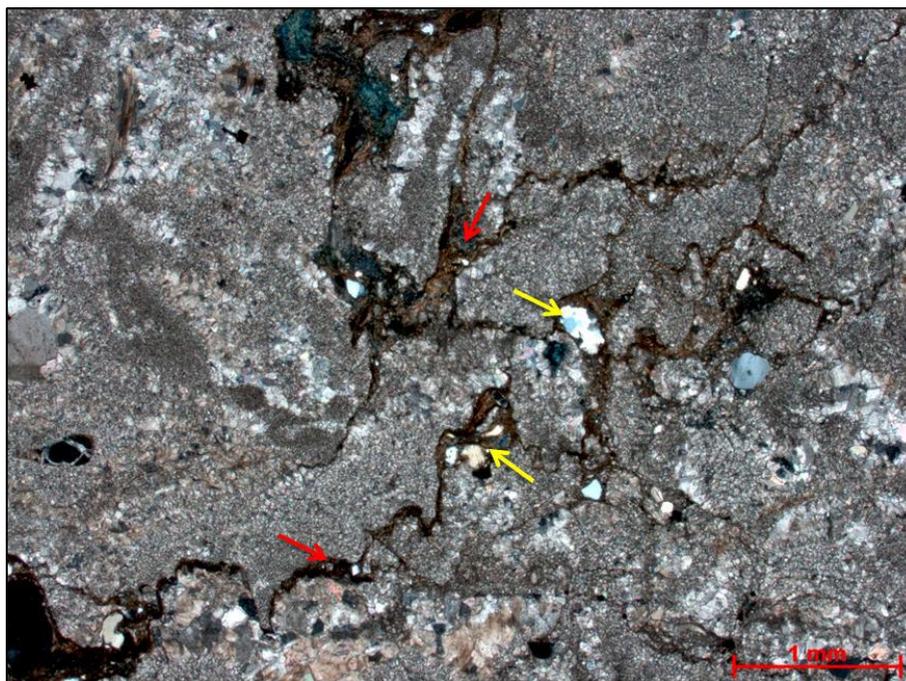


Figura 634 – Estilolito em rede (setas vermelhas) com concentração de de material insolúvel, inclusive grãos terrígenos (setas amarelas). Fácies Cm, na profundidade 123 metros do testemunho (Nicóis X).

4.2.5 Dissolução

A dissolução pode ocorrer em todos os regimes e ambientes diagenéticos, mas é característico dos regimes de eo- e telogênese e do ambiente diagenético meteórico (BOGGS, 2009; TUCKER e WRIGHT, 1990).

Foram identificadas diversas fases de dissolução nas lâminas estudadas. Tal processo é comum e intenso, muitas vezes obliterando a textura e trama originais da rocha (Figura 65). Existe uma fase de dissolução tardia que “corta” as feições de compactação. Esta está associada ao regime de telogênese e ao ambiente diagenético meteórico.

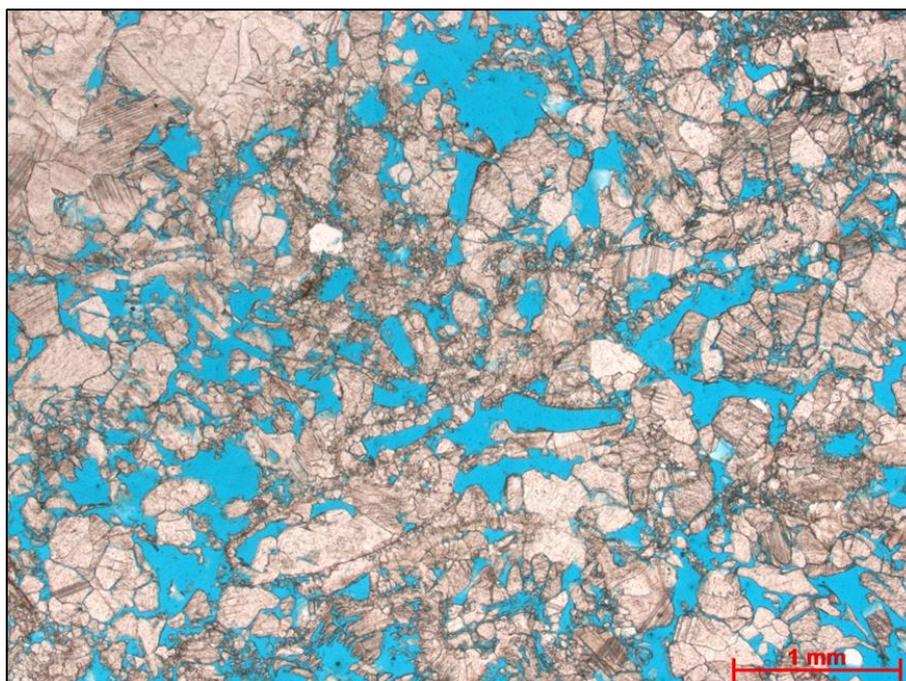


Figura 645 – Dissolução intensa de diversos componentes. Fácies cApp, na profundidade 45,8 metros do testemunho (Nicóis //).

4.2.6 Porosidade

Os tipos de porosidade encontrados são: móldica (Figura 66), gerada pela dissolução de bioclastos e grãos terrígenos instáveis; vugular (Figura 67), gerada pela dissolução não-

seletiva; fratura (Figura 68), incrementada pela dissolução; e intercrystalina (Figura 69), presente em poros que não foram totalmente preenchidos por cimento.

De maneira geral, as coquinas apresentam boa porosidade. Os valores variam entre 5% e 40%, o diâmetro dos poros varia de areia muito fina a seixo, a seleção dos poros varia de mal a bem selecionado e a distribuição dos mesmos, na maioria das vezes, é dispersa.

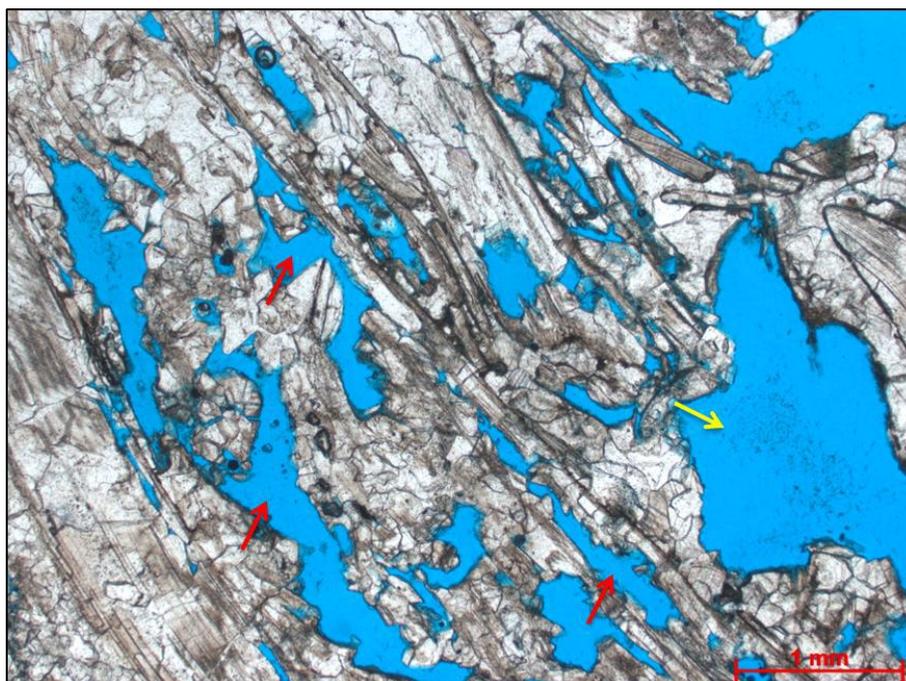


Figura 656 – Porosidade móldica (setas vermelhas) gerada pela dissolução parcial de bioclastos. Também ocorre porosidade vugular (seta amarela). Fácies cRx, na Profundidade 109,9 metros do testemunho (Nicóis //).

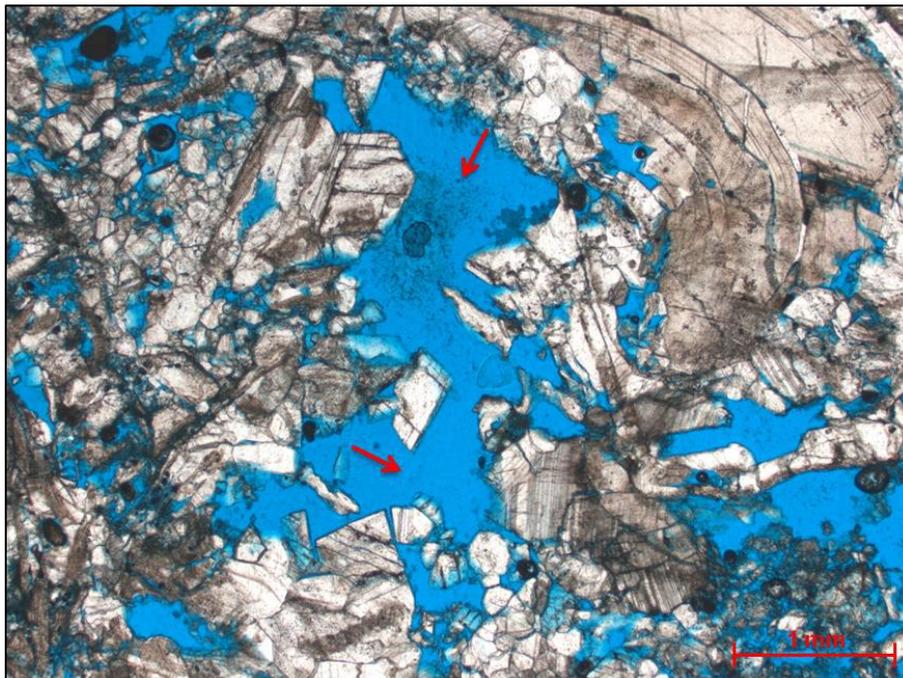


Figura 67 – Porosidade vugular (setas vermelhas) gerada pela dissolução não-seletiva. Fácies cRpp, na profundidade 81 metros do testemunho (Nicóis //).

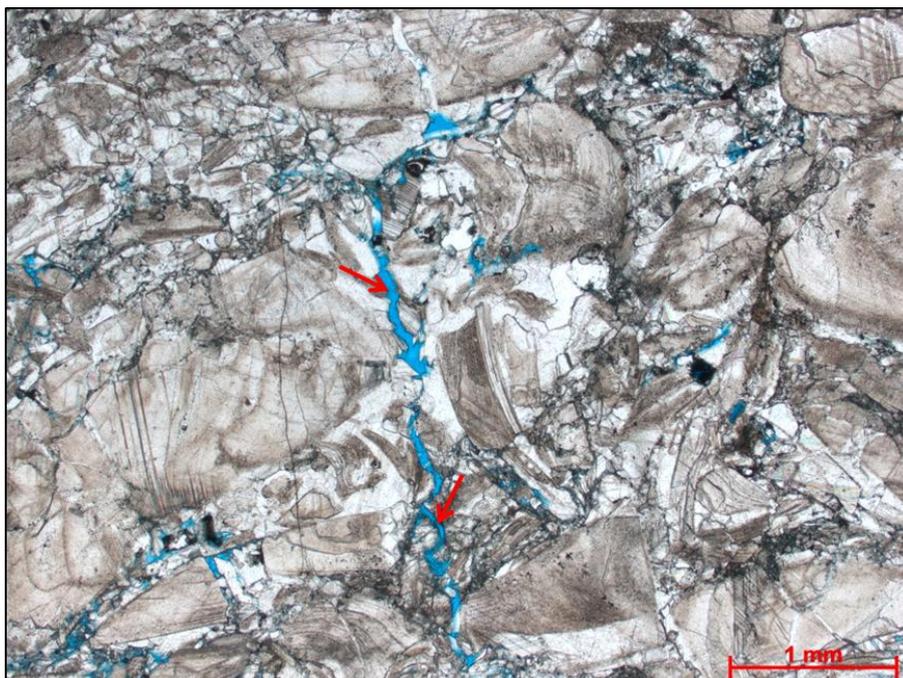


Figura 68 – Porosidade ao longo de fraturas (setas vermelhas) incrementada pela dissolução. Fácies cRpp, na profundidade 114 metros do testemunho (Nicóis //).

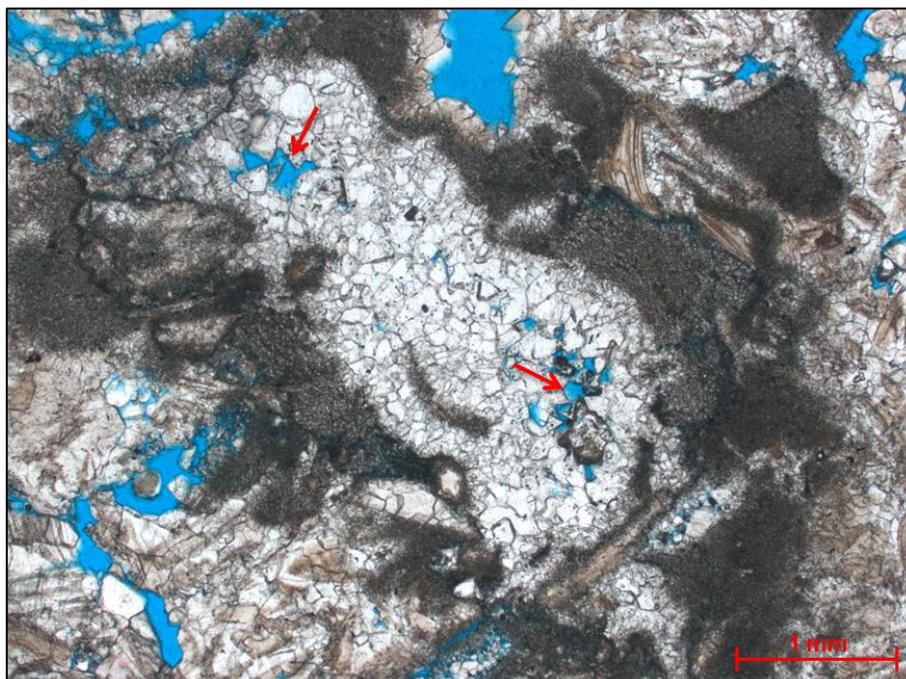


Figura 69 – Porosidade intercrystalina (setas vermelhas) em poros que não foram totalmente preenchidos por cimento. Também é possível que essa porosidade seja móldica, gerada pela dissolução parcial de alguns cristais do cimento. Fácies cRx, na profundidade 59,8 metros do testemunho (Nicóis //).

5 DISCUSSÃO

5.1 Paleoambiente de sedimentação

O modelo de paleoambiente proposto nesse trabalho é semelhante ao de Figueiredo (1981). As coquinas da Formação Morro do Chaves representam antigas praias e plataformas predominantemente carbonáticas que se desenvolveram em regiões rasas e elevadas de um grande lago de rifte, onde havia pouco aporte de sedimentos terrígenos e condições de alta energia.

Ao se estudar ecologia dos táxons de bivalves encontrados nas coquinas da Formação Morro do Chaves é possível inferir que os mesmos viveram em um ambiente continental com águas rasas e agitadas enterrados em sedimentos grossos (Apêndice A). Com relação à tafonomia dos bivalves, todas as conchas apresentarem alguma fragmentação, há mistura frequente de conchas com diferentes tamanho e fragmentação (mistura espacial e/ou temporal) e há ausência de uma fácies contendo bivalves em posição de vida ou mesmo articulados. Estes fatores sugerem que as coquinas têm origem alóctone ou parautóctone; ou seja, as conchas que as compõem sofreram transporte efetivo e podem ter vindo de diversas regiões do paleolago.

Assim como nos trabalhos mencionados no Capítulo 3, as ondas e correntes de tempestades serão considerados os principais agentes de sedimentação das coquinas da Formação Morro do Chaves. Durante um evento de tempestade, ocorrem mudanças de pressão atmosférica, ventos e ondas (Figura 70) (AIGNER, 1985). Há um aumento de pressão atmosférica no centro da tempestade, resultando em um deslocamento de águas em direção à costa, conhecido como sobrelevação coteira (*coastal set-up*); ventos intensos contribuem com deslocamento de águas em direção a costa e aumentam o empilhamento costeiro, correntes

em direção à costa também são induzidas, e em compensação a estas ocorrem correntes de retorno no fundo em direção oposta à direção principal dos ventos; as ondas são intensas e têm grande poder de erosão, joeiramento e reelaboração do substrato (AIGNER, 1985). A direção das correntes em direção à costa e das correntes de retorno de fundo variam de acordo com o ângulo de incidência do padrão preferencial de ventos da tempestade. Durante o evento de tempestade, a erosão das ondas arranca os bivalves do substrato e as correntes os transportam em direção as praias e plataformas. Após o evento de tempestade o sítio de vida é restaurado, mantendo constante o aporte de bioclastos. A repetição desse processo gera amalgamento de camadas de concha e posteriormente intervalos espessos de coquinas. Outros fatores, como uma superprodução de bivalves devido a algum fator ecológico, baixo aporte de sedimentos terrígenos ou pH básico da água do lago, podem ter sido fundamentais para a acumulação desse espesso intervalo bioclástico (SCHÄFFER, 1972; CASTRO, 1988; KIDWELL e HOLLAND, 1991).

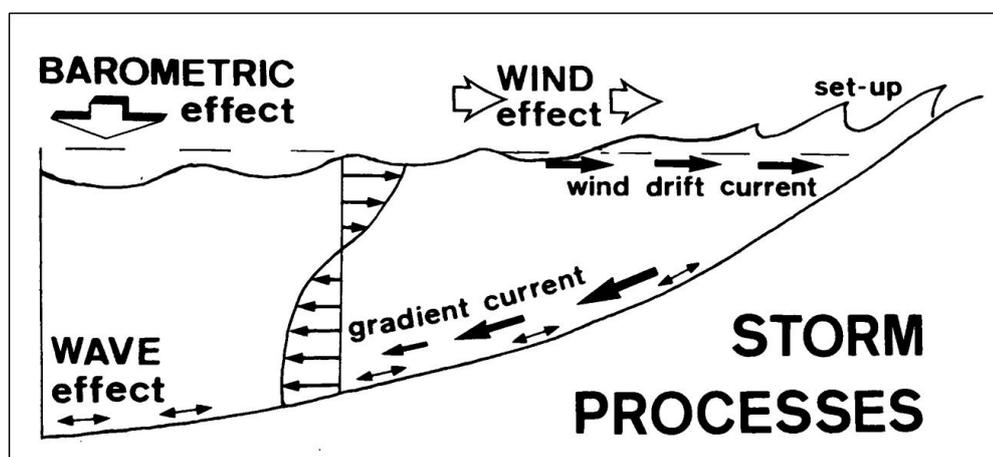


Figura 660 – Esquema demonstrando os efeitos causados por uma tempestade. A ação de ondas, correntes em direção à costa (*wind drift current*) e correntes de retorno (*gradient current*) em direção oposta são os principais agentes de sedimentação (AIGNER, 1985).

A tectônica e o clima tem grande influência sobre a sedimentação, já que os mesmos estão relacionados ao nível relativo do lago e ao aporte de terrígenos. Períodos de atividade

tectônica intensa e/ou clima úmido aumentam a taxa de erosão/intemperismo e a influência fluvial, conseqüentemente aumentando o aporte de terrígenos no lago. Períodos de quiescência tectônica e/ou clima árido diminuem a taxa de erosão/intemperismo e a influência fluvial, conseqüentemente diminuindo o aporte de terrígenos e favorecendo o estabelecimento de plataformas e praias bioclásticas.

Seções sísmicas realizadas na vizinhança da mina CIMPOR mostram um padrão estrutural com uma falha principal lítrica, falhas sintéticas e um anticlinal *roll-over* (Figura 71). Esse padrão sugere um modelo tectônico de lagos com uma margem de borda de falha e outra margem flexural. Na margem de borda de falha predomina uma sedimentação terrígena em leques deltaicos (Figura 72), enquanto que na margem flexural predomina uma sedimentação carbonática em plataformas e praias bioclásticas (Figura 73).

As gretas de contração encontradas nos contatos entre coquinas e folhelhos da Formação Morro do Chaves, serão interpretadas neste trabalho como gretas de diástase: estruturas sedimentares de origem secundária causadas por perda de água e contração dos folhelhos durante abalos sísmicos (Apêndice B).

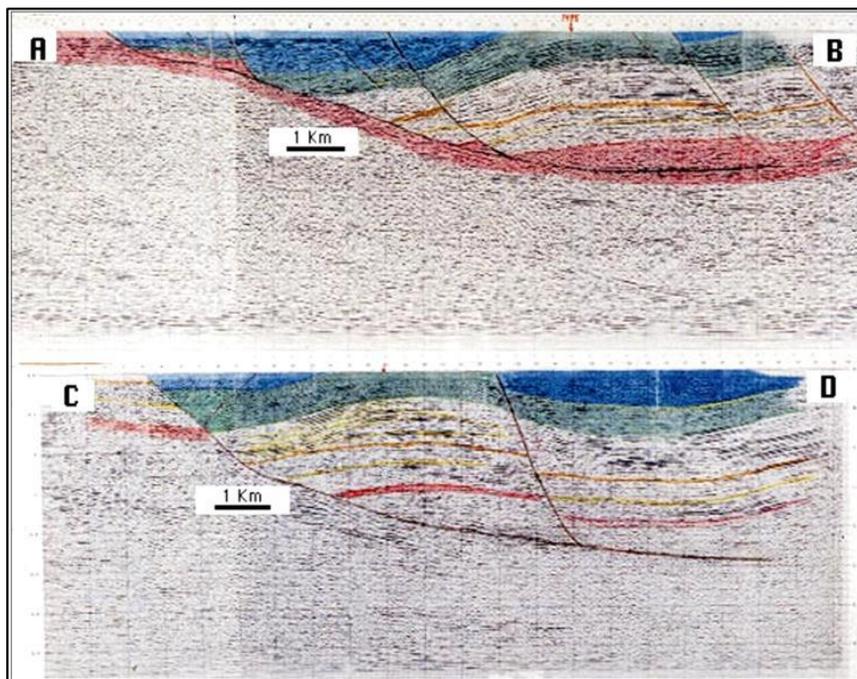


Figura 671 – Seções sísmicas realizadas nas vizinhanças da mina CIMPOR. As seções sísmicas estão perpendiculares entre si. Uma falha principal lístrica, falhas sintéticas e um anticlinal *roll-over* estão nítidos. Na imagem é possível reconhecer uma margem ativa e uma margem flexural e há espessamento das “camadas” em direção à borda ativa, indicando uma atividade tectônica sinsedimentar com criação de espaço de acomodação (AZAMBUJA *et al.*, 1998).

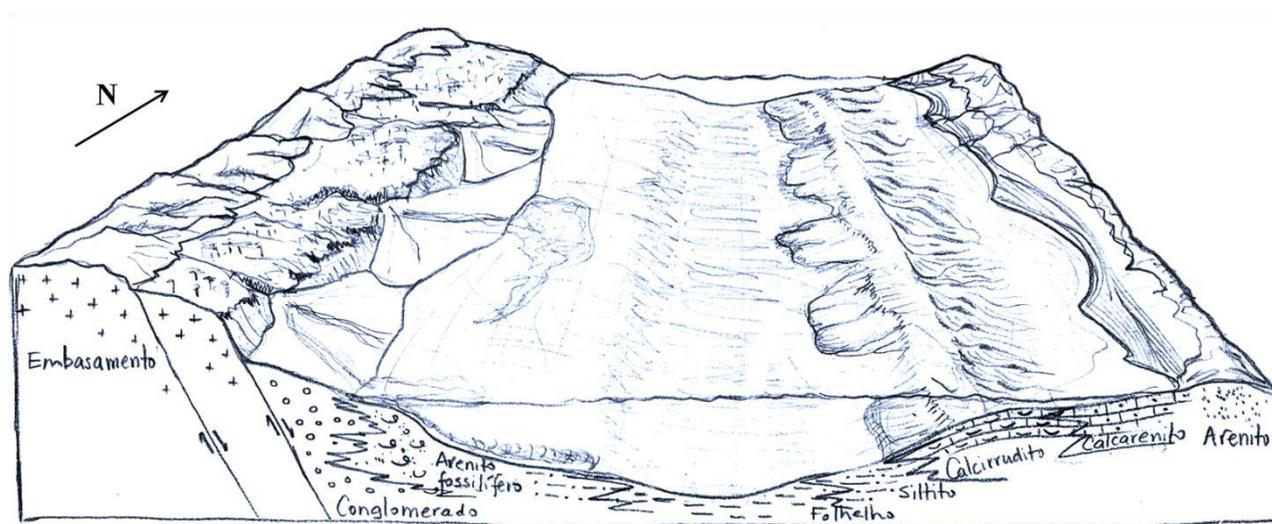


Figura 682 – Desenho esquemático representando o contexto tectônico e deposicional da Formação Morro do Chaves. Na margem ativa (esquerda) há uma sedimentação predominantemente terrígena em leques deltaicos e na margem flexural (direita) há sedimentação predominantemente carbonática em plataformas e praias bioclásticas, onde atuavam ondas e correntes de tempestade.

Durante os períodos de nível relativo do lago alto, a sedimentação era controlada por ondas e correntes de tempestade com a construção e progradação das plataformas e praias bioclásticas. A fácies cAxb representaria antigas praias; a fácies cApp representaria antigas praias e uma porção mais proximal da plataforma com maior reelaboração por ondas e a fácies cRpp representaria uma porção um pouco mais distal da plataforma, com menor reelaboração por ondas. As fácies cAx e cRx seriam depositadas na região de plataforma como resultado de correntes induzidas por tempestades, que tinham direção perpendicular ou oblíqua à costa. As fácies cRm e cRgn estão associadas a parte mais distal da plataforma onde fluxos gravitacionais teriam sido desencadeados por abalos sísmicos ou tempestades. As fácies Fv e Fp representariam a parte distal do lago, onde predominava um ambiente de baixa energia sendo a fácies Fv mais proximal do que a fácies Fp (Figura 73).

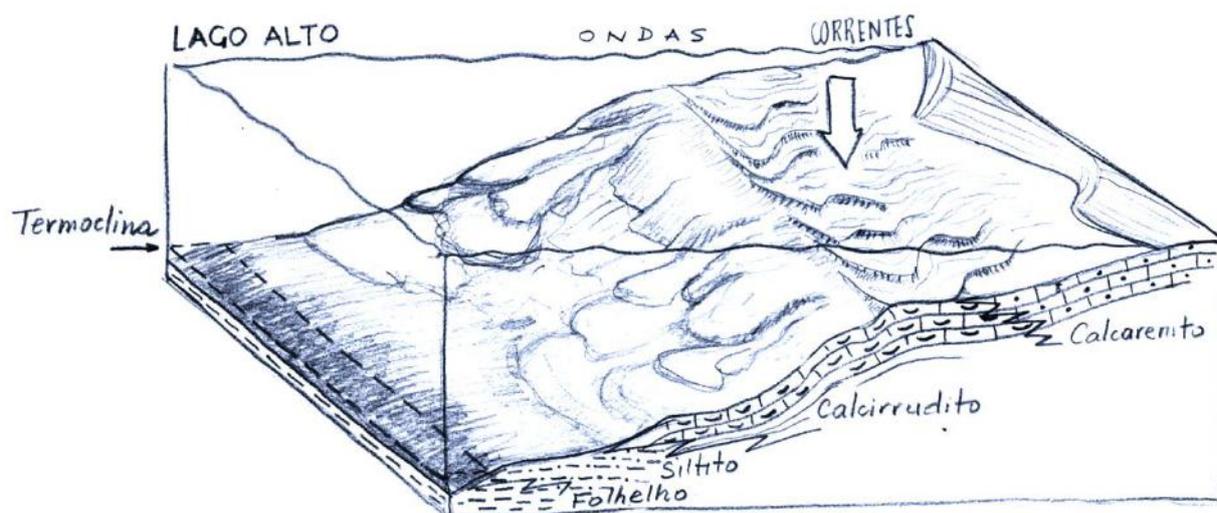


Figura 693 – Desenho esquemático representando a sedimentação durante períodos de nível relativo do lago alto. As ondas e correntes induzidas por tempestades são os principais agentes de sedimentação nessa fase. Calcarenitos (fácies cAxb e cApp) são depositados em praias e em regiões mais proximais da plataforma, onde há maior reelaboração por ondas; e calcirruditos (fácies cRpp) são depositados nas regiões um pouco mais distais, onde há menor reelaboração por ondas. Algumas barras bioclásticas (fácies cRx e cAx) formadas por correntes de tempestades e depósitos de fluxos gravitacionais (fácies cRm e cRgn), também seriam comuns. Os folhelhos estão na porção distal do lago.

Durante períodos de nível relativo do lago baixo, a sedimentação é controlada por um sistema fluvial que reelabora as praias e plataformas bioclásticas. Há entrada de terrígenos e intemperismo das coquinas. A associação entre as fácies Ax e cRxt representariam antigos sistemas fluviais e a fácies Cm e os níveis mosqueados das fácies cAxb, cApp e CRpp representariam momentos de exposição subaérea. A associação entre as fácies Am e Cgn podem representam a parte distal da plataforma onde fluxos gravitacional ricos em terrígenos atuavam. As fácies Fv e Fp representam a porção distal do lago (Figura 74).

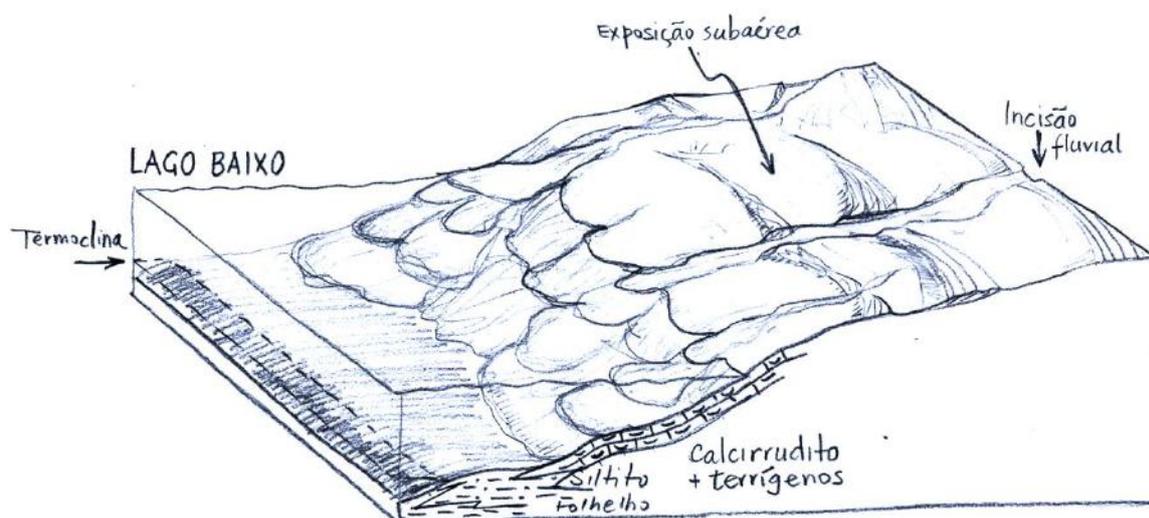


Figura 74 – Desenho esquemático representando a sedimentação durante períodos de nível relativo do lago. As praias e plataformas bioclásticas ficam expostas e sofrem intemperismo químico e biológico gerando a fácies Cm e os níveis mosqueados das fácies cApp e cRpp. Sistemas fluviais desenvolvem-se trazendo terrígenos e reelaborando as camadas de conchas e formando a associação entre as fácies Ax e cRxt. Na porção distal ocorrem fluxos gravitacionais ricos em terrígenos formando a associação entre as fácies Am e Cgn. Os folhelhos estão na porção distal do lago.

5.2 Evolução diagenética

Rodrigues (2001), estudou os processos diagenéticos atuantes na Formação Morro do Chaves e a sua ordem de ocorrência e chegou a seguinte conclusão: (1) micritização; (2) cimentação; (3) “recristalização” (neomorfismo); (4) dissolução; (5) cimentação; (6) compactação; (7) substituição; e (8) dissolução. Rodrigues (2001) também associa os processos diagenéticos aos regimes e ambientes diagenéticos. A micritização, “recristalização” (neomorfismo), cimento “franja dente-de-cão” (isópaco blocoso) cimento “mosaico blocoso” (mosaico de drusas) e dissolução foram associados ao regime de eogênese e ambiente diagenético meteórico. A compactação e substituição da calcita por dolomita foram associadas ao regime de mesogênese e ambiente diagenético de soterramento profundo. A dissolução intensa foi associada ao regime de telodigênese e ambiente diagenético meteórico vadoso e freático. Alguns dos processos descritos pela autora também foram reconhecidos neste trabalho e relacionados aos mesmos regimes e ambientes diagenéticos.

Ao se observar a ordem de ocorrência dos processos diagenéticos descritos na Seção 4.3 e relacioná-los aos regimes e ambientes diagenéticos pôde-se estabelecer uma evolução diagenética para a Formação Morro do Chaves (Quadro 3).

A micritização, o cimento calcítico isópaco blocoso e o cimento calcítico mosaico de drusas ou blocoso ocorreram em regime de eogênese e ambiente diagenético meteórico. Provavelmente também ocorreu alguma dissolução durante essa fase.

O neomorfismo, a compactação (estilolitos) e o cimento calcítico espácítico hialino ocorreram em regime de mesogênese e ambiente diagenético de soterramento profundo.

A dissolução tardia, que corta as feições de compactação, ocorreu em regime de telogênese e ambiente diagenético meteórico. Provavelmente essa fase é um reflexo de soerguimento e exposição das coquinas a águas meteóricas, devido à ação tectônica.

Quadro 3 – Evolução diagenética sugerida para a Formação Morro do Chaves. Estão representados a ordem de ocorrência dos processos diagenéticos e sua relação com os regimes e ambientes diagenéticos.

PROCESSOS DIAGENÉTICOS	REGIMES E AMBIENTES DIAGENÉTICOS		
	EOGÊNESE - METEÓRICO	MESOGÊNESE - SOTERRAMENTO PROFUNDO	TELOGÊNESE - METEÓRICO
Micritização	-----		
Cimento isópaco blocoso	-----		
Cimento mosaico de drusas ou blocoso	-----		
Cimento espático hialino		-----	
Neomorfismo		-----	
Estilolitos (compactação)		-----	
Dissolução	-----	?.....?	-----

6 CONCLUSÃO

A Formação Morro do Chaves é formada por fácies predominantemente terrígenas e por fácies predominantemente carbonáticas. Calcarenitos e calcirruditos são as litologias mais abundantes na formação, mas também ocorrem arenitos, conglomerados e folhelhos associados. Essas fácies foram depositadas em um lago de rifte onde havia uma margem de borda de falha com predomínio de sedimentação terrígena em leques deltaicos e uma margem flexural com predomínio de sedimentação carbonáticas em plataformas e praias bioclásticas. Durante períodos de nível relativo do lago alto predominava a geração e progradação de praias e plataformas bioclásticas, tendo como agente de sedimentação ondas e correntes de tempestades. Durante períodos de nível relativo do lago baixo, predomina a exposição de praias e plataformas bioclásticas e reelaboração das mesmas por um sistema fluvial com entrada de terrígenos. Em relação à diagênese, foram encontrados indícios de micritização, cimentação, neomorfismo, compactação e dissolução. A Formação Morro do Chaves passou pelo regime de eogênese em um ambiente meteórico; pelo regime de mesogênese em um ambiente de soterramento profundo; e pelo regime de telogênese em um ambiente meteórico, onde ocorreu uma forte dissolução tardia, responsável por grande parte da porosidade. Há evidências faciológicas e diagenéticas para interpretar que existem diastemas, ou pequenas discordâncias, dentro da formação. Há indícios de exposição subaérea com reelaboração fluvial e momentos de telogênese indicando soerguimentos tectônicos.

Referências Bibliográficas

- AIGNER, T. **Storm Depositional Systems**. Berlin: Springer-Verlag, 1985. 174 p.
- AZAMBUJA, N. C.; ARIENTI, L. M. Guidebook to the Rift-Drift Sergipe-Alagoas Passive Margin Basin, Brazil. In: **The 1998 AAPG International Conference and Exhibition**. 113 p. 1998.
- BETZLER, C.; RING, U. Sedimentology of the Malawi Rift: Facies and Atrigraphy of The Chiwondo Beds, Northern Malawi. **Journal of Humam Evolution**, 28, PP. 23–35. 1994.
- BERTANI, R. T.; CAROZZI, A. V. Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous) Campos Basin, Offshore Brazil: Rift Valley Stage Lacustrine Carbonate Reservoirs – I. **Journal of Petroleum Geology**, v. 8, n. 1, p. 37–58. 1985.
- BERTANI, R. T.; CAROZZI, A. V. Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous) Campos Basin, Offshore Brazil: Rift Valley Stage Lacustrine Carbonate Reservoirs – II. **Journal of Petroleum Geology**, v. 8, n. 2, p. 199–220. 1985.
- BOARDMAN, R. S.; CHEETHAM, A. H.; ROWELL, A. J. **Fossil Invertebrates**. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1987. 713p.
- BORGES, J. Pesquisas de Fósseis em Jaboaão e Morro do Chaves, Brasil. **Serviço Geológico e Mineralógico**, notas preliminares e estudos, 15, p. 7–11. 1937.
- BORGHI, L. Visão Geral da Análise de Fácies Sedimentares do Ponto de Vista da Arquitetura Depositional. **Boletim Museu Nacional**, Rio de Janeiro, p. 53–26, 2000.
- CARVALHO, I. S. **Paleontologia**. 3. ed. v. 2. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2011. 531p.
- CARVALHO, M. D.; PRAÇA, U. M.; TELLES, A. C. S. Bioclastic Carbonate Lacustrine Facies Models in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil. In: E.H.GIERLOWSKI–KORDESCH, E. H.; KELTS K. R. Lake Basins Through Space and Time: AAPG Studies in Geology 46, p.245–256. 2000.
- CASTRO, P. T. A. **Fatores que Controlam a Deposição nas Coquinas nas Sequências Rife em Bacias da Margem Leste Brasileira**. 158 p. Ouro Preto, 1988. Dissertação de Mestrado – Departamento de geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.
- COHEN, A. S.; THOUIN, C.; Nearshore Carbonate Deposits in Lake Tanganyika. **Geology**, v. 15, p. 414–418. 1987.
- COWAN, C. A.; JAMES, N. P. Diastasis Cracks: Mechanically Generated Synaeresis–Like Cracks in Upper Cambrian Shallow Water Oolite and Ribbon Carbonates. **Sedimentology**, v. 39. p. 1101–118. 1992.

FIGUEIREDO, A. M. F. **Depositional Systems in the Lower Cretaceous Morro do Chaves and Coqueiro Seco Formations, and their Relationship to Petroleum Accumulations, Middle Rift Sequence, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil.** 275 p. Austin, 1981. Tese de Doutorado – The university of Texas in Austin.

GRABAU, A. W. On The Classification of Sedimentary Rocks. **American Geologist**, v. 33, p. 228–247, 1904.

HARRIS, N. B. Toca Carbonate, Congo Basin: Response to na Evolving Rift Lake. In: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. Petroleum Systems of South Atlantic Margins: AAPG Memoir 73, p.341–360. 2000.

JAMES, N. P.; COLLINS, L. B.; BONE, Y.; HALLOCK, P. Subtropical Carbonates in a Temperate Realm: Modern Sediments on the Southwest Australian Shelf. **Journal of Sedimentary Research**, v. 69, n.6, p. 1297–1321. 1999.

MORTON, B. The Biology and Functional Morphology of *Fragum Erugatum* (Bivalvia: Cardiidae) from Shark Bay, Western Australia: The Significance of its Relationship with Entrained Zooxanthellae. **Journal of Zoology**, London, p. 39–52. 2000.

KIDWELL, S. M.; HOLLAND, S. M. Field Description of Coarse Bioclastic Fabrics. **Palaios**, Tulsa, v. 6, n. 3, p. 426–434, 1991.

LANA, M. C. Bacia de Sergipe-Alagoas: Uma Hipótese de Evolução Tectono-Sedimentar. In: GABAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J. **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro: Editora Gávea, 1990. 415p.

MAFFIZZONI, A.F. **Paleoictiofauna da Formação Coqueiro Seco, Aptiano Inferior do estado de Alagoas, Nordeste do Brasil.** 149 p. Porto Alegre, 2000. Tese de Doutorado – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

BOGGS, S. **Petrology of Sedimentary Rocks.** 2. ed. Cambridge: Cambridge Press, 2009. 600p.

MCGLUE, M. M.; SOREGHAN, M. J.; MICHEL, E. Environmental Controls on Shell-Rich Facies in Tropical Lacustrine Rifts: A View from Lake Tanganyika's Littoral. **Palaios**, v. 25, p. 426–438. 2009.

FEIJÓ, F. J. Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim de Geociências PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 149–161. 1994.

NETO, O. P. A. C.; LIMA, W. S.; CRUZ, F. E. G. Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim de Geociências PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 405–415. 2007.

OLIVEIRA, P. E. Fósseis de Propriá e Jaboatão, Estado de Sergipe. **Serviço Geológico e Mineralógico, Notas preliminares e estudos**, 15, p. 11–16. 1937.

Paleobiology Database. Disponível em: <http://paleodb.org/>. Acesso Março de 2011.

PLUMMER, P. S.; GOSTIN, V. A. Shrinkage Cracks> Desiccation or Synaeresis?. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 51, n. 4, p. 1147–1156. 1981

PRATT, B. R. Syneresis Cracks: Subaqueous Shrinkage in Argillaceous Sediments Caused by Earthquake-Induced Dewatering. **Sedimentary Geology**, v. 117, p. 1–10. 1998.

RADLEY, J. D.; BARKER, M. J. Palaeoenvironmental significance of storm coquinas in a Lower Cretaceous coastal lagoonal succession (Vectis Formation, Isle of Wight, Southern England). **Geology Magazine**, Cambridge, n. 137, p. 193–205. 2000.

RODRIGUES, R. B. Análise das Coquinas (Formação Coqueiro Seco/Bacia de Sergipe-Alagoas) Sob Enfoque Diagenético. 48 p. Rio de Janeiro, 2001. Monografia – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

SCHÄFER, W. **Ecology and Paleocology of Marine Environments**. Chicago: The University of Chicago Press, 1972, 568p.

SIMÕES, M. G.; TORELLO, F. F. Modelo de Tafofácies para os Moluscos Bivalves do Grupo Passa Dois (Formações Serra Alta, Teresina e Corumbataí), Permiano Superior, Bacia do Paraná, Brasil. **Revista brasileira de Geociências**, v. 33, p. 371–380. 2003.

SZATMARI, P.; MILANI, E. J. Microplate Rotation in Northeast Brazil During South Atlantic Rifting: Analogies with the Sinai Microplate. **Geology**, v. 27, n. 12, p. 1115–1118. 1999.

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

VONDRA, C. F.; BURGGRAF, D. R.; WHITE, H. J. The Plio-Pleistocene: Sediments, Environments, and Geochronology along the Karari Escarpment, East Turnaka, Kenya. **Transactions of the Nebraska Academy of Sciences**, v. 6, p. 19–34. 1978.

WHITMORE, J. H.; STROM, R. Sand Injectites at the Base of the Coconino Sandstone, Grand Canyon, Arizona (USA). **Sedimentary Geology**, v. 230, p. 46–59. 2010.

ZHIJIE, L.; ZHENYE Z.; DELIANG H.; XINGFEN Q. The Sedimentary Characteristics and Formation Mechanism of Shell Ridges Along the Southwest Coast of Bohai Bay. **Journal of Ocean University of China**, v. 4 n. 2, p. 124–130. 2005.

Apêndice A – PALEONTOLOGIA

1 BIVALVES

Borges e Oliveira (1937) descreveram os fósseis da Formação Morro do Chaves nas regiões de Morro do Chaves e Riacho do Pilões. Foram identificados bivalves dos gêneros *Anodontophora sp.*, *Gonodon? sp.*, *Psammobia? sp.*, *Nucula sp.* e *Astarte sp.*, sendo o primeiro o mais abundante.

A partir dos gêneros, pode-se reconhecer as respectivas famílias e subclasses dos fósseis (Quadro 1) e realizar inferências paleoambientais baseadas na ecologia de bivalves fósseis e/ou atuais que compartilhem um mesmo parentesco (Quadro 2).

Quadro 1 – Classificação taxonômica dos bivalves da Formação Morro do Chaves (Paleobiology Database, acessado em setembro de 2011).

GÊNERO	FAMÍLIA	SUPERFAMÍLIA	ORDEM	SUBCLASSE
<i>Anodontophora</i>	<i>Trigonodidae</i>	<i>Unionacea</i>	<i>Unionoida</i>	<i>Palaeoheteredonta</i>
<i>Gonodon</i> (<i>Schafhaeutlia</i>)	<i>Fimbriidae</i>	<i>Lucinoidea</i>	<i>Veneroida</i>	<i>Heterodonta</i>
<i>Psammobia</i>	<i>Psammobiidae</i>	<i>Tellinoidea</i>		
<i>Astarte</i>	<i>Astartidae</i>	<i>Crassatelloidea</i>	<i>Carditoida</i>	
<i>Nucula</i>	<i>Nuculidae</i>	<i>Nuculoidea</i>	<i>Nuculoida</i>	<i>Protobranchia</i>

Quadro 2 – Ecologia dos bivalves da Formação Morro do Chaves (Paleobiology Database, acessado em setembro de 2011).

GÊNERO	DIETA	HÁBITO DE VIDA	LOCOMOÇÃO
<i>Anodontophora</i>	Suspensívoro	Endobionte (<i>infaunal</i>)	Movimentação facultativa (<i>facultatively mobile</i>)
<i>Astarte</i>			
<i>Nucula</i>	Suspensívoro/detritívoro		
<i>Psammobia</i>	Detritívoro		
<i>Gonodon</i> (<i>Schafhaeutlia</i>)	Químiossimbiótico		

As subclasses Paleoheterodonta e Heterodonta englobam a maioria dos bivalves continentais do presente. Eles costumam viver em águas rasas dentro da zona fótica (BOARDMAN, 1987).

Bivalves suspensívoros são mais abundantes em sedimentos grossos sob condições de água agitada, enquanto bivalves detritívoros são mais abundantes em sedimentos finos sob condições de água calma (CARVALHO, 2011).

Com base nessas informações pode-se inferir que os bivalves da Formação Morro do Chaves viveram em águas rasas e agitadas enterrados em sedimentos grossos.

2 PEIXES E OSTRACODES

Ao estudar as camadas de folhelho escuro da Fm. Morro do Chaves, Maffizzoni (2000) encontrou muitos fósseis de peixes e ostracodes. Os peixes são dos gêneros *Lepidotes* e *Mawsonia*, típicos de ambiente lacustre. A análise de isótopos de oxigênio 18, realizada nos ossos dos peixes, sugeriu que os mesmos viveram em um lago com teores de sais elevados. Os ostracodes são da família *Cyprididae*, comum em ambientes subaquosos continentais. O grau de articulação dos peixes e ostracodes sugere um soterramento rápido sob condições ambientais calmas. Uma possível explicação seria uma quebra na estratificação da coluna de água com mistura de águas óxicas e anóxicas gerando um evento mortandade.

3 PALINOLOGIA E BIOMARCADORES

Ainda trabalhando com os folhelhos escuros da Fm. Morro do Chaves, Maffizzoni (2000), faz análises de palinofácies e biomarcadores. Não foram encontrados palinomorfos, só a matéria orgânica amorfa, o que pode ser resultado da alteração de fitoplancton, bactérias, macrófitas ou resinas de vegetais superiores. Os biomarcadores indicam deposição em um ambiente com águas salinas, possivelmente abaixo da termoclina/químioclina, com pouco aporte de siliciclásticos e produção e preservação de matéria orgânica algal.

Apêndice B – GRETAS DE DIÁSTASE E INJECTITOS

1 INTRODUÇÃO

A superfície de contato entre as coquinas e folhelhos da Formação Morro do Chaves é marcada pela distribuição descontínua de diversas gretas de contração. Tais gretas são interpretadas por Azambuja *et al.* (1998) como gretas de ressecamento, geradas durante os momentos de nível de lago baixo, onde a lama era depositada em pequenos corpos d'água que sofriam evaporação progressiva até chegar a um momento de exposição subaérea com o gretamento da lama. As coquinas viriam com a transgressão do lago e preencheriam as gretas pré-existentes. Assim, o conjunto de camadas de folhelho representaria um ciclo de raseamento em direção ao topo dentro do um trato de lago baixo. Porém, as gretas de contração da Formação Morro do Chaves exibem feições bastante incomuns em gretas de ressecamento (eg. injectitos e padrões ortogonais e sinuosos) e não possuem outras feições comuns nas mesmas (eg. padrões poligonais e associação com outras evidências de ressecamento). A baixa difusão dos outros mecanismos de gênese e a dificuldade de distinção entre os tipos de gretas de contração (ressecamento, sinerése e diástase) induzem os geólogos a proporem sempre uma mesma explicação para tais estruturas.

Neste apêndice propõem-se uma revisão das feições presentes e ausentes nas gretas de contração da Formação Morro do Chaves. A partir dessas observações será feita uma analogia aos trabalhos que descrevem os diferentes tipos de gretas de contração, para indicar um modelo de gênese mais adequado para as mesmas.

As gretas de contração (*shrinkage cracks*) são estruturas sedimentares penecontemporâneas que ocorrem em folhelhos devido à expulsão de água, perda de volume e reorganização da microtrama (PLUMMER e GOSTIN, 1981; PRATT 1998). Tais estruturas podem ser separadas em três tipos, com diferentes origens: gretas de ressecamento,

formadas por exposição subaérea; (2) gretas de sinerése, geradas por diferenças de salinidade; e (3) gretas de diástase, induzidas por abalos sísmicos.

2 GRETAS DE RESSECAMENTO (*MUDCRACKS*)

As gretas de ressecamento são geradas pela desidratação da lama durante uma exposição subaérea. A perda de água da lama para o ar através da evaporação, resulta em uma perda de volume, o que causa contração e gretamento no topo da camada argilosa. Durante a evolução desse processo gretas individuais podem conectar-se formando padrões em rede. Posteriormente as gretas podem ser preenchidas por outro sedimento. O padrão de gretamento e a profundidade de penetração das gretas dependem de fatores como: temperatura, salinidade da água, composição e espessura do pacote de lama, e persistência dos processos de alternância entre encharcamento e ressecamento (PLUMMER e GOSTIN, 1981). Gretas de ressecamento geralmente ocorrem em mais de uma geração, apresentam padrões poligonais, estão associadas a outras feições de exposição subaérea, não penetram até a base da camada e só são preenchidas de cima para baixo.

As gretas da Formação Morro do Chaves ocorrem em uma única geração no topo do folhelhos sotopostas por coquinas, apresentam padrões ortogonais ou sinuosos, não estão distribuídas de maneira contínua ao longo de uma superfície, estão associados a marca de carga, seus “preenchimentos” podem vir de cima para baixo e de baixo para cima, estão deformados e as vezes rompidos, as laminações internas do folhelho estão deformadas onde ocorrem os “preenchimentos” e as impressões na base da coquinas são côncavas indicam que a camada de folhelho estava plástica (com água) e não há variação faciologica em direção ao topo que indique raseamento. Diante destas novas observações é necessário a criação de uma nova hipótese para a gênese de tais gretas.

3 GRETAS DE SINERÉSE (*SYNAERESIS CRACKS*)

As gretas de sinerése são formadas em sedimentos argilosos ricos em argilominerais expansivos saturados por água salgada que entram em contato rápido com água doce. A migração de uma solução mais concentrada em sais para um meio menos concentrado altera a microtrama dos argilominerais, de caótica para orientada (defloculação). Como resultado há perda de volume causando contração e gretamento. Gretas de sinerése podem ocorrer tanto na interface sedimento-água como na interface sedimento-sedimento. Essas gretas comumente ocorrem em um único evento, podem ser preenchidos tanto de cima para baixo quanto de baixo para cima, apresentam um padrão desconectado em fusos ou sinuosos e ocorrem em escala centimétrica (PLUMMER e GOSTIN, 1981; PRATT 1998).

Devido ao seu padrão, escala em planta e contexto paleoambiental de formação (variações bruscas de salinidade), essas estruturas não são as mais plausíveis para justificar a gênese das gretas da Formação Morro do Chaves.

4 GRETAS DE DIÁSTASE (*DIASTASIS CRACKS*)

As gretas de diástase são geradas em regiões de contato entre sedimentos com diferentes competências a deformação (comportamento reológico). Durante um abalo sísmico, os sedimentos mais argilosos e mais plásticos sofrem contração e gretamento devido reorganização da microtrama das argilas e expulsão de água. Quase que simultaneamente ao gretamento ocorreriam injeções de material liquefeito de granulometria mais grossa das camadas adjacentes, gerando injectitos. Tais estruturas são descritas nos trabalhos de Cowan e James (1992) e Pratt (1998). Gretas de diástase possuem padrões ortogonais, poligonais ou sinuosos com orientação dada por eventos tectônicos, estão associados a estruturas

deformacionais (falhas, dobras e brechas sedimentares) nos sedimentos, podem ser preenchidas de cima para baixo e de baixo para cima, as camadas de granulometria mais grossa podem ter suas estruturas sedimentares primárias obliteradas pelo sismo (homogenização), os injectitos podem ser dobrados e cisalhados por eventos posteriores e estão estritamente relacionados a bacias de tectônica ativa.

No trabalho de Whitmore e Strom (2010), são descritos injectitos de arenitos em folhelhos, que possuem gênese associada a abalos sísmicos. Essas estruturas tem orientação compatível com os esforços tectônicos da bacia, associação com marcas de carga, apresentam injectitos cisalhados e rompidos e ocorrem no contato de camadas com diferentes competências a deformação. Essas estruturas são bastante semelhantes as gretas de contração observadas na Formação Morro do Chaves.

5 DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

As feições encontradas nas gretas da Formação Morro do Chaves são: (1) padrões ortogonais e sinuosos, distribuídos de forma descontínua em uma superfície de contato entre folhelhos e coquinas (Figura 1 e 2); (2) associação com marcas de carga (Figura 3); (3) preenchimento por injectitos de cima para baixo e de baixo para cima (Figura 4 e 5); e (4) deformação dos injectitos, que estão cisalhados e rompidos (Figura 4).

Outras observações são: (1) não há variação faciológica nos folhelhos em direção ao topo que indique raseamento; (2) as laminações internas dos folhelhos são rompidas e arrastadas para baixo pelos injectitos (Figura 6), há “domos” de folhelho que geram superfícies côncavas na base das coquinas (Figura 2) e estruturas em chama (Figura 7), indicando que as camadas de folhelho estavam plásticas e saturadas com água durante sua geração; e (3) a observação de falhas de crescimento em seções sísmicas da Formação Morro

do Chaves (AZAMBUJA, 1998), indicando atividade que houve atividade tectônica significativa durante a sedimentação. Com tais fatores a hipótese das gretas de diástase torna-se a mais coerente para a gênese das gretas de contração da Fm. Morro do Chaves. Acredita-se que a intensidade das feições de deformação, características de gretas de diástase, como falhas, dobras e brechas sedimentares, estão menos pronunciadas na Formação Morro do Chaves, devido a espessura métrica das camadas da grande da granulometria cascalho das coquinas. Pois nos estudos de Cowan e James (1992) e Pratt (1998) as camadas tinham escala centimétrica e os preenchimentos eram de areia o que facilitava o processo.



Figura 1 – Padrão ortogonal de gretas. Observe a presença de dois *trends* principais, diagonal em direções opostas.



Figura 2 – Padrão sinuoso de gretas. Observe as concavidades na base da coquina, indicando que uma subida do folhelho, que estava plástico e saturado em água durante a formação das gretas.

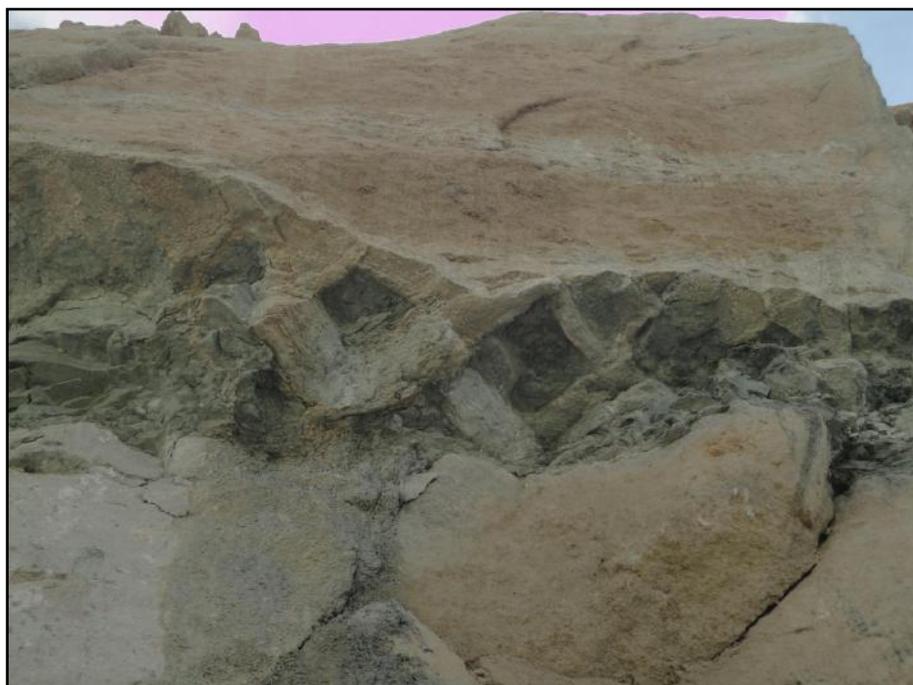


Figura 3 – Marcas de carga associadas às gretas. Tal processo só ocorre em camadas liquefeitas (foto Renato R. C. Ramos).



Figura 4 – Preenchimento das gretas ocorre de cima para baixo e possivelmente de baixo para cima. Observe que os injectitos estão cisalhados e rompidos, indicando mais de um evento sísmico de deformação.



Figura 5 – Preenchimento da greta ocorre de cima para baixo e de baixo para cima, cortando toda a camada de folhelho (foto Renato R. C. Ramos).



Figura 6 – As laminações internas do folhelhos são rompidas e arrastadas para baixo pela penetração do injectito, indicando que o folhelho estava plástico e saturado com água quando o processo ocorreu (foto Renato R. C. Ramos).



Figura 7 – Estruturas do tipo chama (*flame*) ao lado de injectito, indicando que havia água na camada de folhelho (foto Renato R. C. Ramos).

Apêndice C – CALCIMETRIA E DRX DOS FOLHELHOS

Para estas análises foram utilizadas quatro amostras de folhelho da mina CIMPOR, duas da fácies folhelho verde e duas da fácies folhelho preto. Cada fácies tem uma amostra proveniente do testemunho 266 e outra dos afloramentos dos bancos da mina (Quadro 1).

Quadro 1 – Códigos das amostras e suas respectivas fácies e pontos de coleta.

AMOSTRA	FÁCIES	ORIGEM
A	Fp	Afloramento – banco B
B	Fp	Poço – 29 m
C	Fv	Afloramento – banco B
D	Fv	Poço – 32,65 m

A análise de calcimetria foi executada da seguinte maneira: (1) pulverização mecânica das amostras até a fração silte e argila; (2) armazenamento do pó das amostras em béqueres; (3) pesagem dos conjuntos pó-béquer utilizando uma balança de precisão; (4) imersão do pó em solução de HCl 37% por 8 hrs; (5) neutralização do pH através de repetidas lavagens com água destilada; (6) secagem em estufa à 100 C° por 5 hrs; (7) nova pesagem do conjunto pó-béquer após o processamento; (8) desconto do peso dos béqueres nas medidas anteriores e posteriores ao tratamento com HCl; (8) comparação entre o peso anterior e posterior ao ataque de carbonatos; (9) estimativa do percentual de carbonatos em peso de cada amostra (Quadro 2).

O percentual de carbonatos obtido para cada amostras foi bastante semelhante ao seu respectivo percentual visual de ostracodes, artrópodes com carapaças calcíicas.

Quadro 2 – Relação entre as amostras e seus respectivos percentuais de carbonatos.

AMOSTRA	PESO PRÉ-TRATAMENTO (G)	PESO PÓS-TRATAMENTO (G)	PESO DE CARBONATOS (G)	% EM PESO DE CARBONATOS
A	14,64	9,50	5,13	35%
B	18,54	15,55	3,00	16%
C	17,10	11,85	5,25	31%
D	18,12	15,37	2,75	15%

As análises de DRX foram executadas na fração argila das amostras. Tal fração foi obtida através dos seguintes processos: (1) moagem dos folhelhos; (2) peneiramento e retirada da fração areia; (3) separação da fração silte e argila por agitação e decantação em pipetas seguindo a lei de Stokes. As análises foram realizadas e interpretadas no CETEM (Centro de Tecnologia Mineral) com o apoio do Dr. Reiner Neumann. Os Gráficos de DRX resultantes permitiram a inferência da mineralogia das argilas (Figura 1). Em termos qualitativos, todas as amostras apresentaram uma mineralogia bastante semelhante: quartzo; k-feldspato; muscovita; calcita; pirita; e argilominerais dos grupos da caolinita, esmectita, clorita e illita.

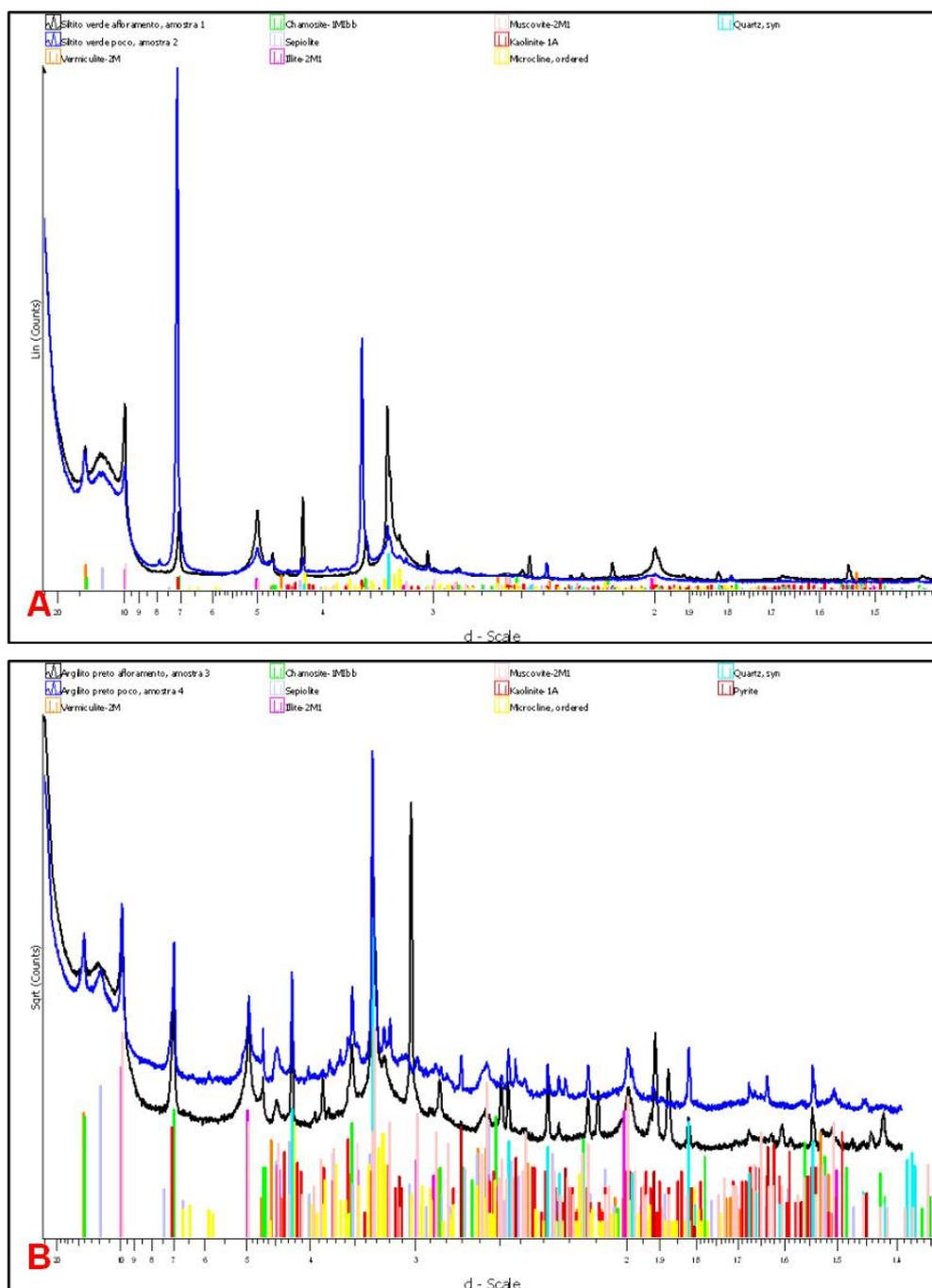


Figura 1 – Gráficos de DRX das amostras das fácies folhelho verde (A) e folhelho preto (B).

Ao se comparar os resultados da calcimetria, que indica uma forte relação entre o percentual de carbonatos e o percentual de ostracodes, e do DRX, que mostra a presença de diversos minerais siliciclásticos na fração argila, pode-se dizer que os folhelhos da Formação Morro do Chaves são rochas siliciclásticas, e não rochas carbonáticas ou mistas como outros autores as descreveram. A fácies folhelho verde já foi classificada como *mudstone* e

calclutito (FIGUEIREDO, 1981; AZAMBUJA *et al.*,1998) e a fácies folhelho preto já foi chamada de marga (FIGUEIREDO, 1981). É certo que existe algum percentual de micritas nesses folhelhos, representado pela diferença entre percentual de carbonatos e percentual de ostracodes e pela presença de calcita nos gráficos de DRX. Tal micrita aparece em pequena quantidade e pode ser derivada da alteração de ostracodes e bivalves, cimentos ou precipitação química em águas saturadas em cálcio.