



**"UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA" JÚLIO DE  
MESQUITA FILHO "MESQUITA FILHO"**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS**



---

**GEOLOGIA**

---

**GRÃOS EM CARBONATOS MARINHOS CRETÁCIOS  
DA BACIA POTIGUAR:  
FORMAÇÕES PONTA DO MEL E JANDAÍRA**

**JULIANA OKUBO**

A large, abstract geometric pattern in shades of blue and white, resembling a stylized globe or a complex network of lines, occupies the bottom half of the cover.

**Rio Claro – SP  
2011**

**UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA**  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
**Campus de Rio Claro (SP)**

**GRÃOS EM CARBONATOS MARINHOS CRETÁCIOS  
DA BACIA POTIGUAR:  
FORMAÇÕES PONTA DO MEL E JANDAÍRA**

**JULIANA OKUBO**

Orientador: Prof. Dr. Dimas Dias-Brito

*“Monografia apresentada à Comissão do Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP, campus de Rio Claro, como parte das exigências para o cumprimento da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso no ano letivo de 2011”*

Rio Claro – SP  
2011

Juliana Okubo

GRÃOS EM CARBONATOS MARINHOS CRETÁCIOS  
DA BACIA POTIGUAR:  
FORMAÇÕES PONTA DO MEL E JANDAÍRA

Trabalho de Conclusão de Curso  
apresentada ao Instituto de Geociências  
e Ciências Exatas da Universidade  
Estadual Paulista “Júlio de Mesquita  
Filho” Rio Claro, como requisito para  
obtenção do grau de Bacharel em  
Geologia.

Comissão Examinadora

---

Profº Drº Dimas Dias-Brito  
DGA/IGCE/UNESP- Rio Claro

---

Profª Drª Rosemarie Rohn Davies  
DGA/IGCE/UNESP- Rio Claro

---

Profº Drº Joel Carneiro de Castro  
DGA/IGCE/UNESP- Rio Claro

Rio Claro-SP, 03 de dezembro de 2011.

552 Okubo, Juliana  
O41g Grãos em carbonatos marinhos cretácicos da Bacia  
Potiguar: formações Ponta do Mel e Jandaíra / Juliana Okubo.  
- Rio Claro : [s.n.], 2011  
103 f. : il., figs., tabs., quadros, fots.

Trabalho de conclusão de curso (bacharelado - Geologia) -  
Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e  
Ciências Exatas  
Orientador: Dimas Dias-Brito

1. Rochas sedimentares. 2. Aloquímicos. 3. Rochas  
carbonáticas. 4. Cretáceo. I. Título.

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

Dedico este trabalho aos meus pais,  
Marco e Mirtes.

"Saber muito não lhe torna inteligente. A inteligência se traduz na forma que você recolhe, julga, maneja e, sobretudo, onde e como aplica esta informação."

Carl Sagan

## **Agradecimentos**

Aos meus pais, Marco e Mirtes, aos meus irmãos, Viviane e Lucas, e ao meu padrasto Leno, agradeço o amor, o apoio, a amizade e a confiança em meu futuro.

Ao meu orientador Prof. Dr. Dimas Dias-Brito, pela oportunidade e inestimável ajuda nos momentos importantes durante o desenvolvimento do meu trabalho.

Ao PRH 05 (Programa de Recursos Humanos – UNESP, Campus Rio Claro), pela bolsa concedida, pelos cursos de verão oferecidos e pelo apoio financeiro.

Aos companheiros de UNESPetro: Felipe Gorla, Milena Rosa, Julia Favoreto e Cibebe, pela amizade, momentos de descontração nos cafezinhos e pelas discussões sobre o trabalho.

Às minhas amigas Maria Fernanda Tomazella, Larissa de Cezar e Ariane Cortês, pela grande amizade, pelo apoio e conselhos nas horas de desespero.

Aos amigos que moraram comigo e já foram embora: Leandro Minatel, Guilherme Lesseux, Luciano Takaki, pela forte amizade e por todos os momentos vividos e compartilhados.

Aos Geozelithos: Ana Luiza Laranjeira (Vamp), Alan Johnny (Bigas), Bárbara Robbi, Cicero Terra (Ema), Daniel do Valle (Banana), Diego di Bermudez (Cindy), José Antonio Cirilo (Zé), Gláucia Chaguri, Nayara Pazzini, Yuri Portella, Carol Menegatto, Alex Teixeira (Bomba), Natália Almeida, João Motta, Fábio Tosi (Sacudo), Nicolás Annunziato (Argentino), Leticia Bronzoni (Let), Rodrigo A. Rodrigues, Gustavo Henrique (Assassino), Celine Coutinho (Dion), Camila Bittencourt, em especial aos amigos Milena Balerine (Califórnia), Ilio Rodarte (Juninho), Thiago Góes (Gigola), Adriano Delgado, Filipe Goulart (Sujo), Paula Boghossian (Lesma), pela amizade, pelos momentos de descontração e por todo o apoio em todos estes anos.

A todos os professores do curso de Geologia da UNESP, por contribuírem para o meu conhecimento.

Aos colegas Adriana, Rodrigo e José Maria, e aos pesquisadores Sérgio Contreras, Maria Gabriela Vicentelli e Iata A. Souza, pela convivência na sala do Dimas e no Unespetro.

Enfim, a todas as pessoas que colaboraram para que isso desse certo.

## Resumo

O presente trabalho visa identificar e fotodocumentar os principais grãos que compõem parte das duas mais importantes unidades carbonáticas cretácicas da Bacia Potiguar, representadas pelas formações Ponta do Mel e Jandaíra (Albiano-Campaniano). Para tal estudo, a investigação petrográfica de lâminas delgadas constituiu elemento essencial. As amostras estudadas provêm de amostras de poços e de superfície, pertencentes à coleção UNESPetro – UNESP, campus de Rio Claro. Na Formação Ponta do Mel, os grãos encontrados consistem basicamente em oóides, oncóides, pelóides e bioclastos. Com relação aos bioclastos identificados, destacam-se as algas vermelhas solenoporáceas, moluscos (bivalves e gastrópodes), equinóides, foraminíferos, vermes e ostracodes. Já na Formação Jandaíra, os grãos encontrados consistem basicamente em oóides, pelóides e bioclastos. A maioria dos bioclastos encontrados nesta formação consiste em algas verdes, moluscos (bivalves e gastrópodes), foraminíferos bentônicos miliolídeos, vermes, ostracodes e equinodermos. Os tipos de grãos encontrados na Formação Ponta do Mel são, de certo modo, similares aos encontrados na Formação Jandaíra, com exceção das algas calcárias. O material da Formação Ponta do Mel deriva da parte superior da unidade, representando elementos de um pacote carbonático marinho de alta energia, que também contém oóides e *Trocholina*. As amostras da Formação Jandaíra emersa, frequentemente contendo algas verdes, moluscos e miliolídeos, provêm de fácies de plataforma interna e lagunares já descritas previamente.

**Palavras-chave:** rochas carbonáticas, Albiano-Campaniano, Bacia Potiguar, Ponta do Mel, Jandaíra, aloquímicos, Brasil.

## Abstract

This work aims to identify and photograph grains that compose important Cretaceous carbonate units of the Potiguar Basin, represented by the Ponta do Mel and Jandaíra formations (Albian-Campanian). Petrographic investigation of thin sections was essential. The samples studied come from wells and surface samples from the collection UNESPetro – UNESP, Rio Claro. In the Ponta do Mel Formation, the grains consist of ooids, oncoids, peloids and bioclasts. Regarding to the identified bioclasts, the solenoporacean red algae, mollusks (bivalves and gastropods), echinoids, foraminifera, ostracods and worms were the dominant elements. In the Jandaíra Formation, the grains are composed by ooids, peloids and bioclasts, which are represented by green algae, mollusks (bivalves and gastropods), benthic foraminifera miliolids, worms, echinoderms and ostracods. The grains found in the Ponta do Mel Formation are somewhat similar to those found in the Jandaíra Formation, with the exception of calcareous algae. The subsurface material from the Ponta do Mel Formation is derived from the upper part of the unit, representing marine high-energy carbonates, which also contains ooids and *Trocholina*. The samples of Jandaíra Formation, collected in outcrops, often contain green algae, mollusks and miliolids, and come from inner shelf and lagoon facies previously described.

**Key words:** carbonate rocks, Albian-Cenomanian, Potiguar Basin, Ponta do Mel, Jandaíra, allochems, Brazil.

## Sumário

|          |                                                                                                        |           |
|----------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>1</b> | <b>INTRODUÇÃO.....</b>                                                                                 | <b>1</b>  |
|          | 1.1 Bacia Potiguar: quadro estratigráfico e unidades carbonáticas .....                                | 1         |
|          | 1.1.1 Formação Ponta do Mel .....                                                                      | 4         |
|          | 1.1.2 Formação Jandaíra .....                                                                          | 5         |
| <b>2</b> | <b>MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>                                                                       | <b>7</b>  |
| <b>3</b> | <b>RESULTADOS .....</b>                                                                                | <b>7</b>  |
|          | 3.1 Principais grupos de grãos nos carbonatos marinhos cretácicos das bacias costeiras do Brasil ..... | 7         |
|          | 3.2 Grãos carbonáticos na Formação Ponta do Mel .....                                                  | 10        |
|          | Oóides.....                                                                                            | 11        |
|          | Oncóides .....                                                                                         | 14        |
|          | Pelóides/ <i>Pellets</i> .....                                                                         | 17        |
|          | Bioclastos.....                                                                                        | 18        |
|          | 3.3 Grãos carbonáticos na Formação Jandaíra.....                                                       | 28        |
|          | Oóides.....                                                                                            | 29        |
|          | Oncóides .....                                                                                         | 30        |
|          | Pelóides/ <i>Pellets</i> .....                                                                         | 30        |
|          | Bioclastos.....                                                                                        | 31        |
| <b>4</b> | <b>DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>                                                          | <b>44</b> |
| <b>5</b> | <b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>                                                                | <b>46</b> |
|          | <b>APÊNDICE A – .....</b>                                                                              | <b>1</b>  |
|          | Ap. 1.1 Oóides .....                                                                                   | 3         |
|          | Ap. 1.2 - Oncóides.....                                                                                | 9         |
|          | Ap. 1.3 - Pelóides/ <i>Pellets</i> .....                                                               | 13        |
|          | Ap. 1.4 - Intraclastos e grãos agregados .....                                                         | 16        |
|          | Ap. 1.5 - Bioclastos .....                                                                             | 20        |

## Índice de figuras

|                                                                                                                                                                           |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| FIGURA 1 – Posição geográfica da Bacia Potiguar.....                                                                                                                      | 2  |
| FIGURA 2 – Quadro estratigráfico da Bacia Potiguar.....                                                                                                                   | 3  |
| FIGURA 3 – Pacotes carbonáticos cretácicos da Bacia Potiguar.....                                                                                                         | 3  |
| FIGURA 4 – Mapa de ocorrência das principais unidades carbonáticas da Bacia Potiguar: Formação Ponta do Mel e Formação Jandaíra.....                                      | 4  |
| FIGURA 5 – Sucessão litológica na Formação Ponta do Mel no poço 1-RNS-11.....                                                                                             | 5  |
| FIGURA 6 – (a) Sucessão litológica na Formação Jandaíra, poço 1-RNS-22 e (b) Modelo deposicional idealizado para área situada a noroeste de Apodi-RN, Bacia Potiguar..... | 6  |
| FIGURA 7 – Ocorrência dos principais grãos carbonáticos no Cretáceo marinho (Albiano-Maastrichtiano) de diversas bacias sedimentares brasileiras.....                     | 9  |
| FIGURA 8 - Localização dos poços estudados no presente trabalho. ....                                                                                                     | 10 |
| FIGURA 9 - Localização das áreas estudadas - Formação Jandaíra emersa, Bacia Potiguar. ....                                                                               | 28 |

## Índice de estampas

### Formação Ponta do Mel

|                 |    |
|-----------------|----|
| Estampa 1.....  | 11 |
| Estampa 2.....  | 12 |
| Estampa 3.....  | 13 |
| Estampa 4.....  | 14 |
| Estampa 5.....  | 15 |
| Estampa 6.....  | 16 |
| Estampa 7.....  | 17 |
| Estampa 8.....  | 18 |
| Estampa 9.....  | 19 |
| Estampa 10..... | 20 |
| Estampa 11..... | 21 |
| Estampa 12..... | 22 |
| Estampa 13..... | 23 |
| Estampa 14..... | 24 |
| Estampa 15..... | 25 |
| Estampa 16..... | 26 |
| Estampa 17..... | 27 |

### Formação Jandaíra

|                 |    |
|-----------------|----|
| Estampa 18..... | 29 |
| Estampa 19..... | 30 |
| Estampa 20..... | 31 |
| Estampa 21..... | 32 |
| Estampa 22..... | 33 |
| Estampa 23..... | 34 |
| Estampa 24..... | 35 |
| Estampa 25..... | 36 |
| Estampa 26..... | 37 |
| Estampa 27..... | 38 |
| Estampa 28..... | 39 |
| Estampa 29..... | 40 |
| Estampa 30..... | 41 |
| Estampa 31..... | 42 |
| Estampa 32..... | 43 |

## 1 INTRODUÇÃO

Mais de 50% do petróleo produzido no mundo provêm de rochas carbonáticas (SPADINI & MARÇAL, 2005), sendo que um sexto do registro sedimentar planetário é representado por estas rochas (TUCKER, 2001). Grande parte delas apresenta grãos associados à matriz ou cimento, fato verificado desde o Proterozóico. O adequado reconhecimento petrográfico de tais grãos é essencial para a formulação de modelos deposicionais ou a reconstrução de cenários antigos vigentes à época da acumulação dos sedimentos. A análise de associação de grãos (oóides, oncóides, *pellets*, intraclastos e bioclastos) permite obter informações paleoambientais de extrema importância, tais como: hidrodinamismo, batimetria, salinidade, nível de oxigenação, nível de restrição ambiental, etc.

Este trabalho tem como objetivo identificar e fotodocumentar, a partir do material estudado, os principais grãos que compõem parte das duas mais importantes unidades carbonáticas cretácicas da Bacia Potiguar, as formações Ponta do Mel e Jandaíra (Albiano-Campaniano). Para tal, apresenta, em apêndice, uma síntese – baseada em literatura especializada – das características petrográficas essenciais exibidas pelos grãos. A elaboração deste apêndice foi de alta relevância para este estudo, pois oferece as bases para a investigação dos grãos em questão. Adicionalmente, mediante pequeno levantamento bibliográfico, faz um reconhecimento sintético do quadro de grãos que integram as principais unidades carbonáticas cretácicas das bacias costeiras do Brasil.

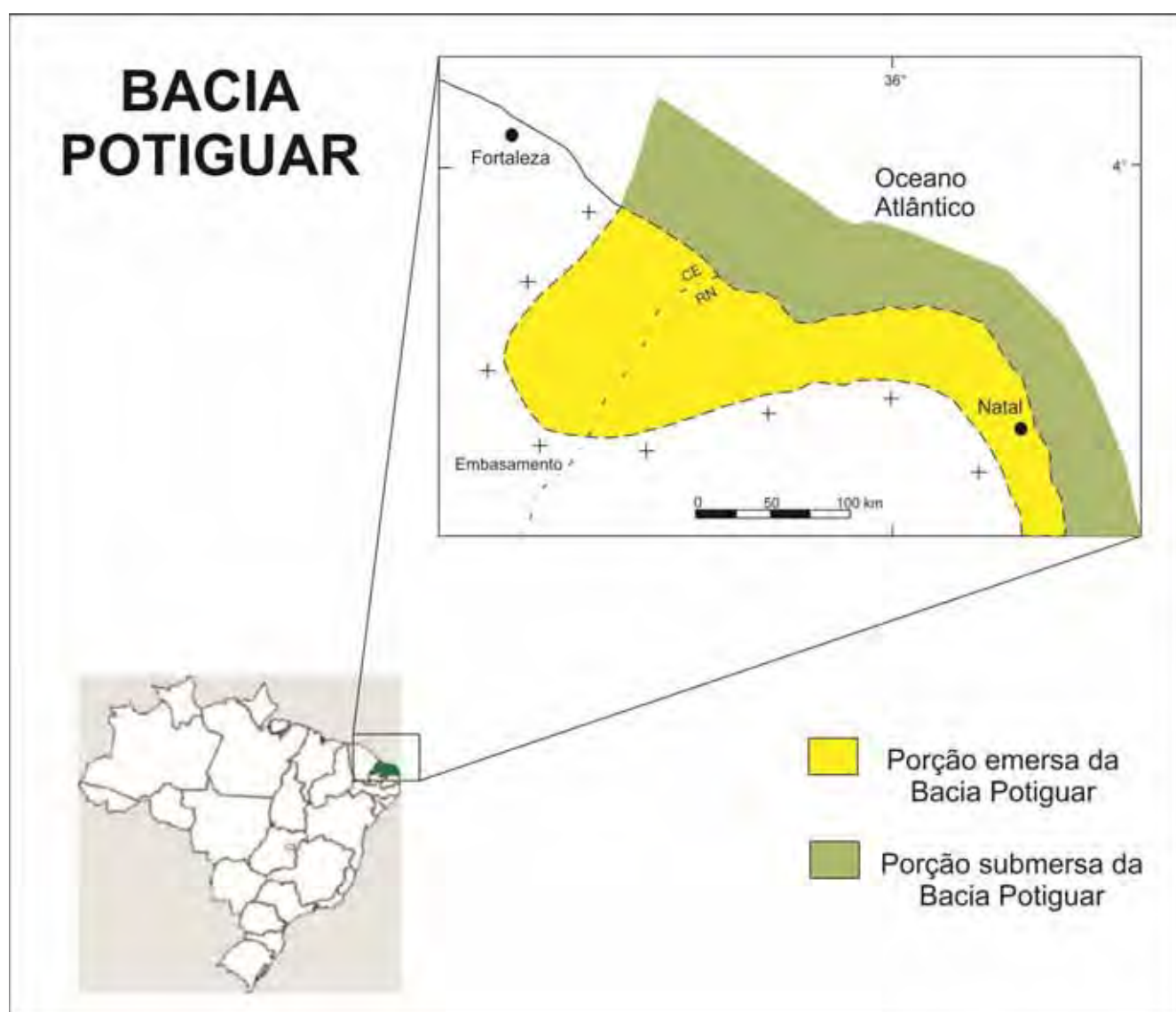
### 1.1 Bacia Potiguar: quadro estratigráfico e unidades carbonáticas

A Bacia Potiguar localiza-se no extremo leste da Margem Equatorial Brasileira, apresentando uma porção emersa e outra submersa (Figura 1).

Segundo Pessoa Neto *et al.* (2007), o registro estratigráfico da Bacia Potiguar inclui três supersequências: a Supersequência Rifte, depositada do Berriasiano ao Aptiano; a Supersequência Pós-Rifte, depositada durante o Aptiano-Albiano (ver Fig. 2); a Supersequência Drifte, depositada a partir do Albiano até o Recente (Fig. 2). Ainda segundo os mesmos autores, a Supersequência Rifte é representada por depósitos flúvio-deltaicos e lacustres das formações Pendência e Pescada. A Supersequência Pós-Rifte se caracteriza pela deposição de uma sequência flúvio-deltaica, com os primeiros registros de ingressão marinha (Formação Alagamar). A Supersequência Drifte é caracterizada por uma sequência flúvio-marinha transgressiva (formações Açu, Ponta do Mel, Quebradas, Jandaíra e Ubarana) recoberta por uma sequência clástica e carbonática regressiva (formações Ubarana, Tibau e Guamaré).

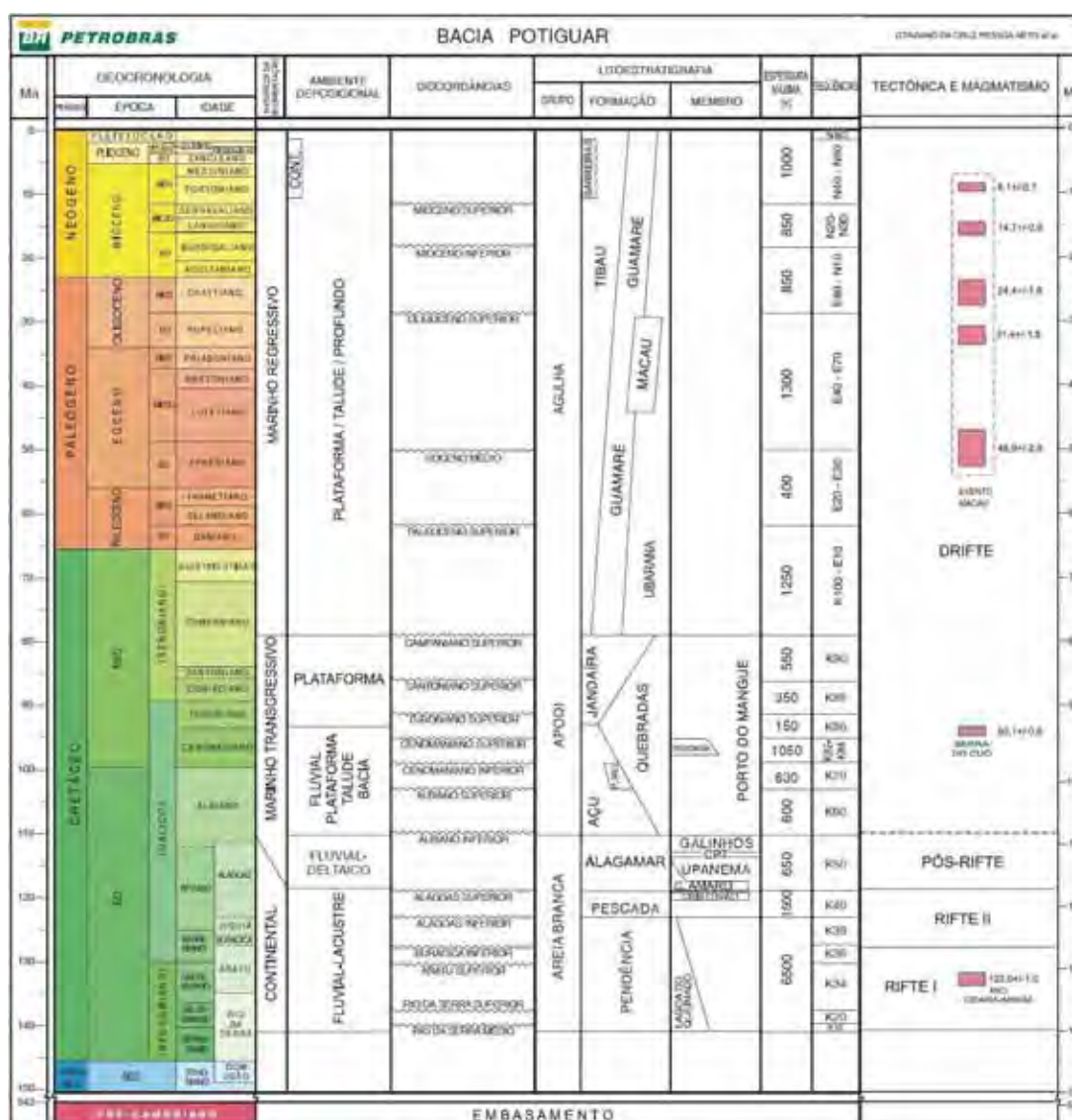
Os pacotes sedimentares carbonáticos cretácicos da bacia estão representados nas Camadas Ponta do Tubarão - CPT, da Formação Alagamar, e pelas formações Ponta do Mel, Jandaíra e Guamaré (parte), como indicado na Fig. 3. Nas formações Ponta do Mel e Jandaíra, os grãos de água rasa são dominados por moluscos, equinodermos, foraminíferos bentônicos, algas vermelhas e algas verdes. Foraminíferos planctônicos e calcisferas constituem os principais elementos de mar aberto destas duas unidades da Bacia Potiguar.

**Figura 1** – Posição geográfica da Bacia Potiguar.



Fonte: Terra & Lemos (1999) com modificações.

**Figura 2** – Quadro estratigráfico da Bacia Potiguar.



Fonte: Pessoa Neto *et al.* (2007).

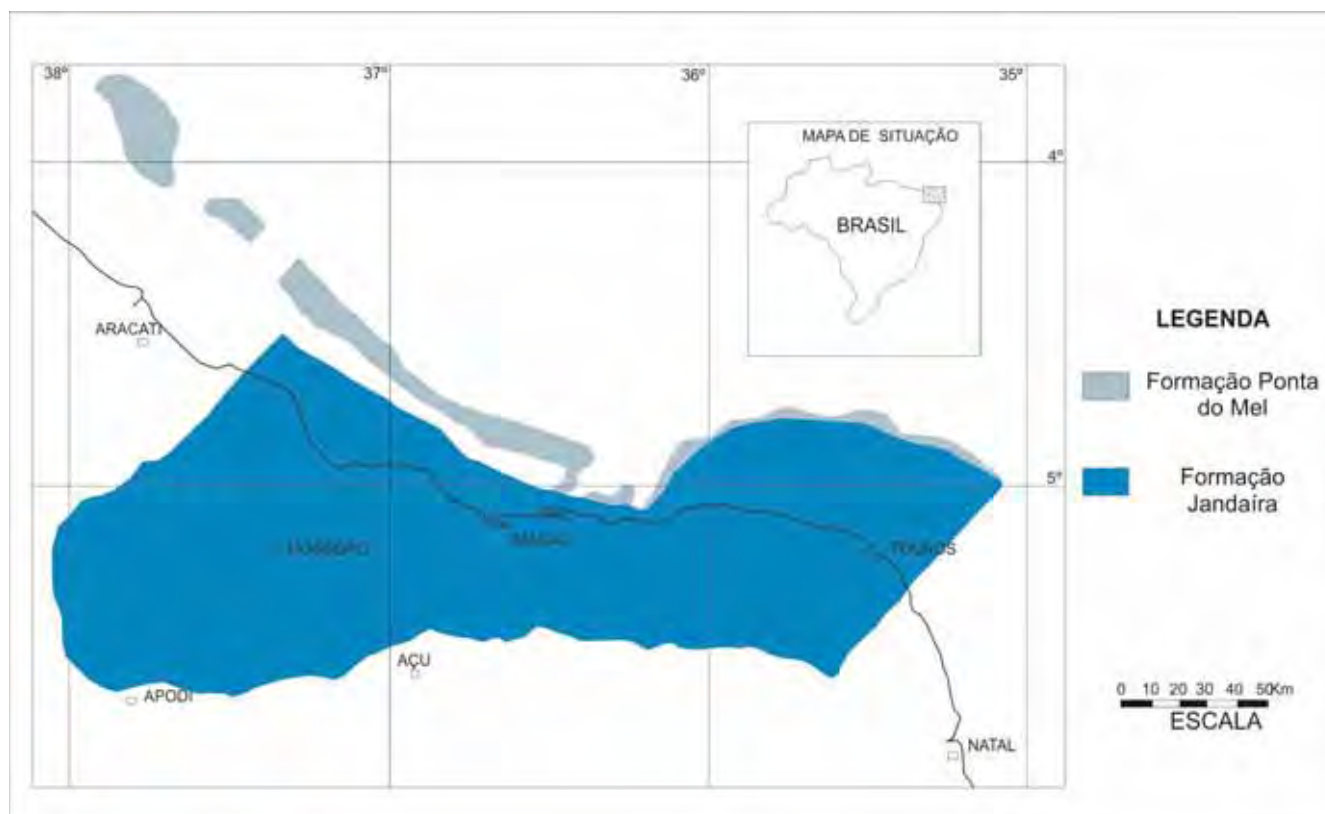
**Figura 3** – Pacotes carbonáticos cretácicos da Bacia Potiguar.



Fonte: Pessoa Neto *et al.* (2007).

As formações Ponta do Mel e Jandaíra, que são focalizadas neste estudo, têm suas ocorrências mostradas na figura 4.

**Figura 4** – Mapa de ocorrência das principais unidades carbonáticas da Bacia Potiguar: Formação Ponta do Mel e Formação Jandaíra.



Fonte: Tibana & Terra (1981) e Castro *et al.* (1988).

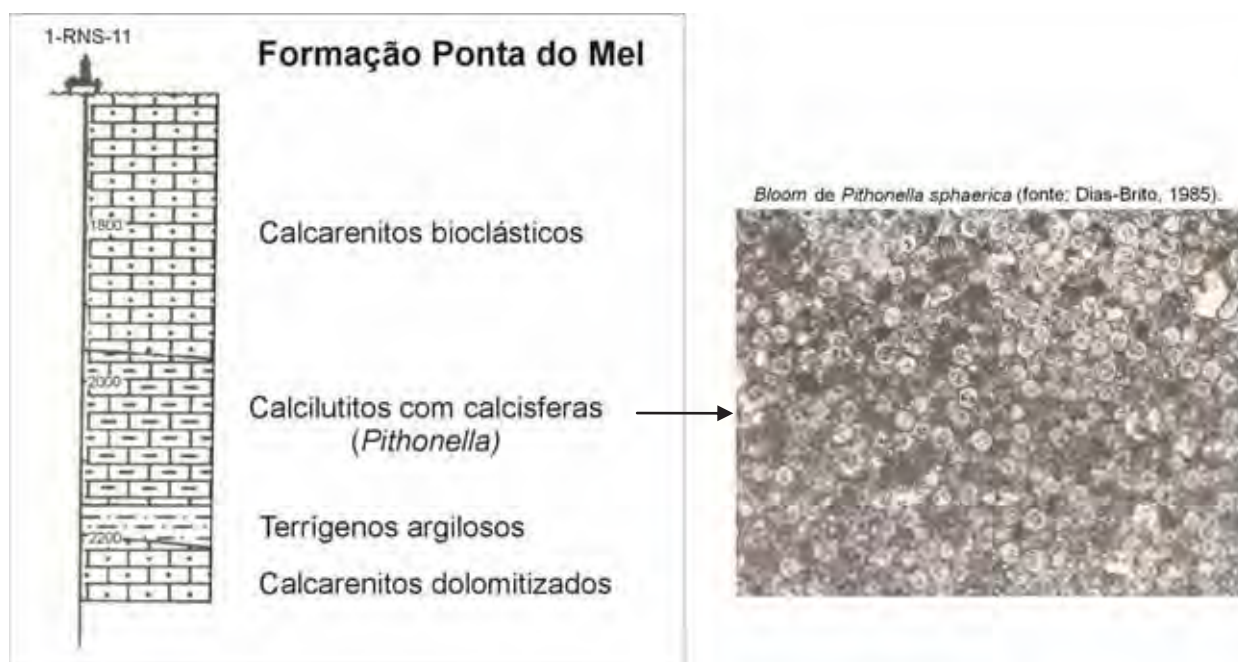
### 1.1.1 Formação Ponta do Mel

Formação Ponta do Mel, unidade proposta por Tibana & Terra (1981), tem uma espessura máxima de 630 m (PESSOA NETO *et al.*, 2007), sendo encontradas apenas em subsuperfície, em uma cinturão estreito paralelo ao litoral. Estes carbonatos são considerados como de idade albo-cenomaniana (e.g., MAYER & ALVES, 1974 *apud* TIBANA & TERRA, 1981; TIBANA & TERRA, 1981), contendo calcilutitos eo- a mesoalbianos e calcarenitos neo-albianos e/ou neocenomanianos (DIAS-BRITO, 1985; DIAS-BRITO, 1996). Segundo Araripe & Feijó (1994) são de idade neo-albiana, enquanto que Pessoa Neto *et al.* (2007) os indicam como sendo neo-albianos e eocenomanianos iniciais. As datações provêm de estudos com foraminíferos planctônicos, nanofósseis calcários, palinomorfos e calcisferulídeos (pitonelidos).

A unidade representaria, da base para o topo, a evolução de um sistema carbonático marinho em conexão com águas setentrionais (tetianas). Tal sistema iniciou-se como um corpo de águas

tropicais bem rasas, passando a um meio plataformar mais profundo, porém ainda instável e com certo nível de restrição, que passou novamente a ambiente raso na fase mais tardia da acumulação (TIBANA & TERRA, *op. cit.*; DIAS-BRITO, 1985). Segundo estes autores, a metade inferior da unidade é representada por calcarenitos dolomitizados, com moluscos e oncóides que, sob transgressão, passaram a siliciclásticos argilosos que gradaram para calcilutitos com poucos foraminíferos planctônicos (*Hedbergella* spp. e *Favusella washitensis*) e calcisferas, que, episodicamente, aparecem em “blooms” de *Pithonella sphaerica*; a metade superior, representativa de um evento progradante, contém fácies lagunares e de borda de plataforma (com biolitos algálicos) que são sobrepostas por depósitos calcareníticos de alta energia, cujos grãos mais importantes são bioclastos algálicos e/ou oncolitos (Figura 5).

**Figura 5** – Sucessão litológica na Formação Ponta do Mel no poço 1-RNS-11.



Fonte: Dias-Brito (1985), baseado em Tibana & Terra (1981).

### 1.1.2 Formação Jandaíra

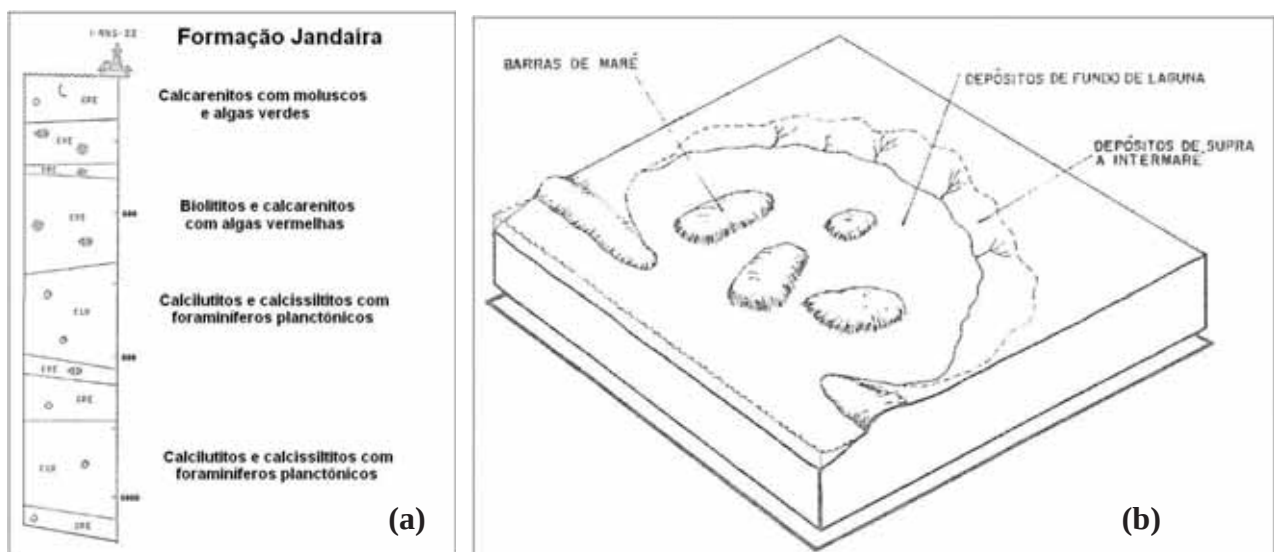
As rochas da Formação Jandaíra, unidade proposta por Sampaio & Schaller (1968), afloram em praticamente toda a porção emersa da Bacia Potiguar. Sua espessura varia de algumas dezenas de metros até um valor máximo de quase 1000m (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

Esta unidade carbonática foi assumida como sendo de idade turoniana a santoniana por seus propositores. Tibana & Terra (1981) associam o Jandaíra ao Turoniano-Maastrichtiano. Em

trabalhos mais recentes (e.g., ARARIPE & FEIJÓ, 1994; PESSOA NETO *et al.*, 2007), esta unidade tem sido relacionada ao intervalo Turoniano- Mesocampaniano.

De acordo com Tibana & Terra (1981), o pacote Jandaíra apresenta duas sequências deposicionais: na parte inferior tem-se calcilutitos e calcissiltitos com foraminíferos planctônicos, acumulados sob episódios transgressivos; na parte superior ocorrem biolitos e calcarenitos com algas vermelhas sobrepostos por calcarenitos com moluscos e algas verdes, representando ambientes de plataforma rasa aberta que passaram a domínios lagunares (efeito de progradação). Estas duas sequências são observadas no poço 1-RNS-22, uma sucessão vertical situada próxima a uma borda da plataforma da época (Fig. 6a). Ainda segundo Tibana & Terra (*op. cit.*), na parte emersa da bacia ocorrem fácies de laguna e de planície de maré. A noroeste da cidade de Apodi, Córdoba *et al.* (1996) registraram cinco fácies deposicionais de um sistema de planície de maré, incluindo depósitos de supramaré, intermaré e inframaré e apresentaram o modelo deposicional idealizado para a área (Fig. 6b).

**Figura 6** – (a) Sucessão litológica na Formação Jandaíra, poço 1-RNS-22 e (b) Modelo deposicional idealizado para área situada a noroeste de Apodi-RN, Bacia Potiguar.



Fonte: (a) Tibana & Terra (1981) e (b) Córdoba *et al.* (1996).

## 2 MATERIAIS E MÉTODOS

Lâminas delgadas da coleção UNESPetro constituem elementos essenciais deste estudo. Provêm de amostras de poços e de superfície das formações Ponta do Mel e Jandaíra. As lâminas foram investigadas e documentadas em microscópio óptico de luz transmitida Axioplan 2 *imaging*, modelo ZEISS, com aumentos de 2.5 x, 5 x, 10 x, dotado de sistema de captura de imagem, com o uso do software Axio Vision.

O levantamento bibliográfico concernente às unidades carbonáticas cretácicas das bacias costeiras do Brasil deu-se em arquivos ligados à temática Geologia e Geologia do Petróleo: *Geologia*: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, Revista Brasileira de Geociências, Boletim dos Simpósios sobre o Cretáceo do Brasil. *Geologia do Petróleo*: Boletim de Geociências da Petrobrás, Boletim Técnico da Petrobrás, Série Ciência Técnica Petróleo e *Association of American Petroleum Geologists Bulletin*.

As rochas foram classificadas de acordo com a proposta de Dunham (1962). A identificação dos grãos teve como referências essenciais os trabalhos de Johnson (1961), Majewske (1969), Horowitz & Potter (1971), Flügel (1977), Scholle & Ulmer-Scholle (2003) e Flügel (2004).

## 3 RESULTADOS

Esta seção apresenta inicialmente uma visão sintética do quadro de grãos que compõem os carbonatos cretácicos das bacias costeiras brasileiras, seguida da apresentação do conjunto de grãos que integram as formações Ponta do Mel e Jandaíra, identificados neste estudo. Tal identificação teve como base um trabalho de compilação de informações apresentadas como apêndice deste documento, que também fornece dados a cerca do ambiente deposicional dos grãos e de outras naturezas.

### 3.1 Principais grupos de grãos nos carbonatos marinhos cretácicos das bacias costeiras do Brasil

O levantamento de informações bibliográficas executado neste estudo (Quadro 1) levou a uma visão sintética dos grãos que ocorrem nas unidades carbonáticas cretácicas de diferentes bacias costeiras do Brasil (Figura 7). De caráter geral e representativo, a figura permite visualizar os principais elementos de águas rasas e profundas que contribuíram para a formação destes calcários marinhos.

**Quadro 1** – Trabalhos consultados para o presente estudo.

| <b>Bacias</b>      | <b>Trabalhos consultados</b>                                                                                                                                                                                      |
|--------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Santos             | CARVALHO <i>et al.</i> (1990) e DIAS-BRITO & FERRÉ (2001)                                                                                                                                                         |
| Campos             | DIAS-BRITO (1982), SPADINI (1986), ESTEVES <i>et al.</i> (1987), DIAS-BRITO (1989), ROBAINA <i>et al.</i> (1993), PRAÇA (1995), CARVALHO & PRAÇA (1998), STROHSCHOEN JR. (2002) e MATSUDA <i>et al.</i> (2006).   |
| Espírito Santo     | MOSMANN & PEREIRA (1972) e TIBANA & ALVES (1973).                                                                                                                                                                 |
| Sergipe-Alagoas    | BANDEIRA JR. (1978), FEIJÓ (1980), CAINELLI <i>et al.</i> (1987), GRANIER <i>et al.</i> (1991), TERRA & LEMOS (1999) e TURBAY <i>et al.</i> (2004).                                                               |
| Pernambuco-Paraíba | CAMPANHA (1999), CASSAB (2006), TOMÉ & LIMA FILHO (2006), ALBERTÃO & MARTINS (2006) e CÓRDOBA <i>et al.</i> (2007)                                                                                                |
| Potiguar           | MABESOONE (1970), TIBANA & TERRA (1981), DIAS-BRITO (1985), TERRA (1990), CÓRDOBA <i>et al.</i> (1994), CÓRDOBA <i>et al.</i> (1996), CAMPANHA & SAAD (1999), TERRA & LEMOS (1999) e GRANIER <i>et al.</i> (2008) |
| Barreirinhas       | CAROZZI <i>et al.</i> (1973)                                                                                                                                                                                      |

**Figura 7** – Ocorrência dos principais grãos carbonáticos no Cretáceo marinho (Albiano-Maastrichtiano) de diversas bacias sedimentares brasileiras.

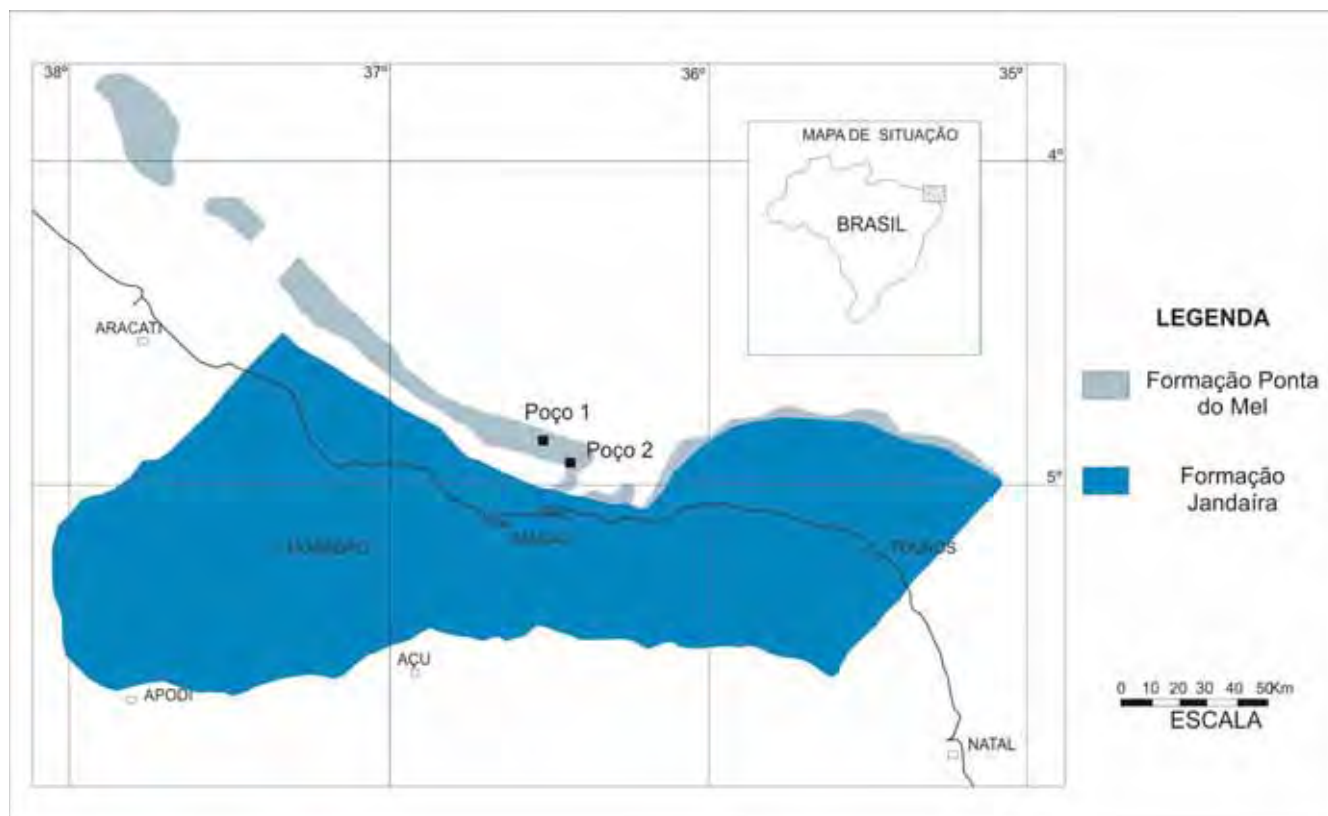
| Principais grãos carbonáticos - Cretáceo Marinho Brasil (Albiano-Maastrichtiano) |        |        |                |                 |                    |          |              |  |   |
|----------------------------------------------------------------------------------|--------|--------|----------------|-----------------|--------------------|----------|--------------|--|---|
| Grãos                                                                            | Bacias |        |                |                 |                    |          |              |  |   |
|                                                                                  | Santos | Campos | Espírito Santo | Sergipe-Alagoas | Pernambuco-Paraíba | Potiguar | Barreirinhas |  |   |
| Oóides                                                                           | x      | x      | x              | x               |                    | x        | x            |  | x |
| Oncóides                                                                         | x      | x      | x              | x               |                    | x        | x            |  | x |
| Pelóides/Pellets                                                                 | x      | x      |                |                 |                    | x        | x            |  | x |
| Intraclastos                                                                     |        |        | x              | x               |                    | x        |              |  |   |
| Moluscos<br>(bivalves+gastrópodes)                                               | x      | x      | x              | x               |                    | x        |              |  | x |
| Equinodermos<br>(equinóides+crinóides)                                           | x      | x      | x              | x               | x                  | x        |              |  | x |
| Vermes                                                                           |        | x      |                |                 |                    |          |              |  |   |
| Foraminíferos bentônicos                                                         | x      | x      | x              | x               | x                  | x        |              |  | x |
| Ostracodes                                                                       |        | x      | x              |                 | x                  |          |              |  | x |
| Algas vermelhas                                                                  |        |        | x              | x               |                    | x        |              |  | x |
| Algas verdes                                                                     | x      |        | x              | x               |                    | x        |              |  | x |
| Corais                                                                           |        |        |                | x               |                    | x        |              |  |   |
| Espículas de esponjas                                                            |        |        |                |                 | x                  |          |              |  | x |
| Foraminíferos planctônicos                                                       | x      | x      | x              | x               | x                  | x        |              |  | x |
| Calcisferas (Pitonelidos)                                                        |        | x      | x              | x               | x                  | x        |              |  | x |
| Calpionelídeos (Colomielídeos)                                                   | x      |        |                |                 |                    |          |              |  |   |
| Radiolários                                                                      | x      | x      |                | x               | x                  |          |              |  | x |

Baseado nos trabalhos citados no Quadro 1 (p.8).

### 3.2 Grãos carbonáticos na Formação Ponta do Mel

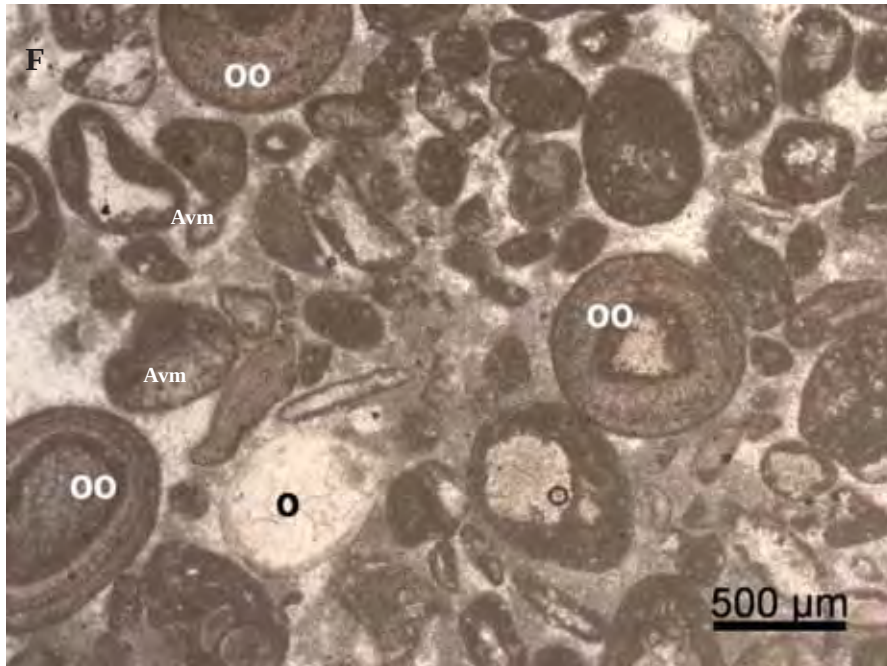
O trabalho de investigação petrográfica de 71 lâminas referentes a dois poços perfurados na Bacia Potiguar (Figura 8), permitiu a definição e a fotodocumentação dos principais grãos (alocímicos) formadores dos carbonatos da Formação Ponta do Mel. As estampas 1 a 17 exibem os referidos grãos, constituindo parte central dos resultados obtidos. A base referencial teórica utilizada está exposta no Apêndice A. As respectivas lâminas estão arquivadas no “Centro de Geociências Aplicadas ao Petróleo” – UNESPetro, campus de Rio Claro.

**Figura 8** - Localização dos poços estudados no presente trabalho.

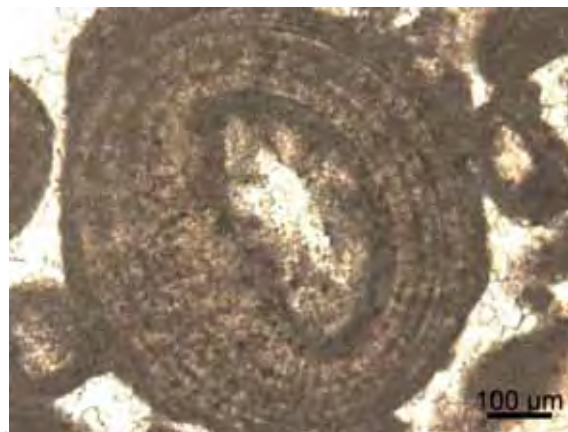


Fonte: Tibana & Terra (1981) e Castro *et al.* (1988).

## Estampa 1

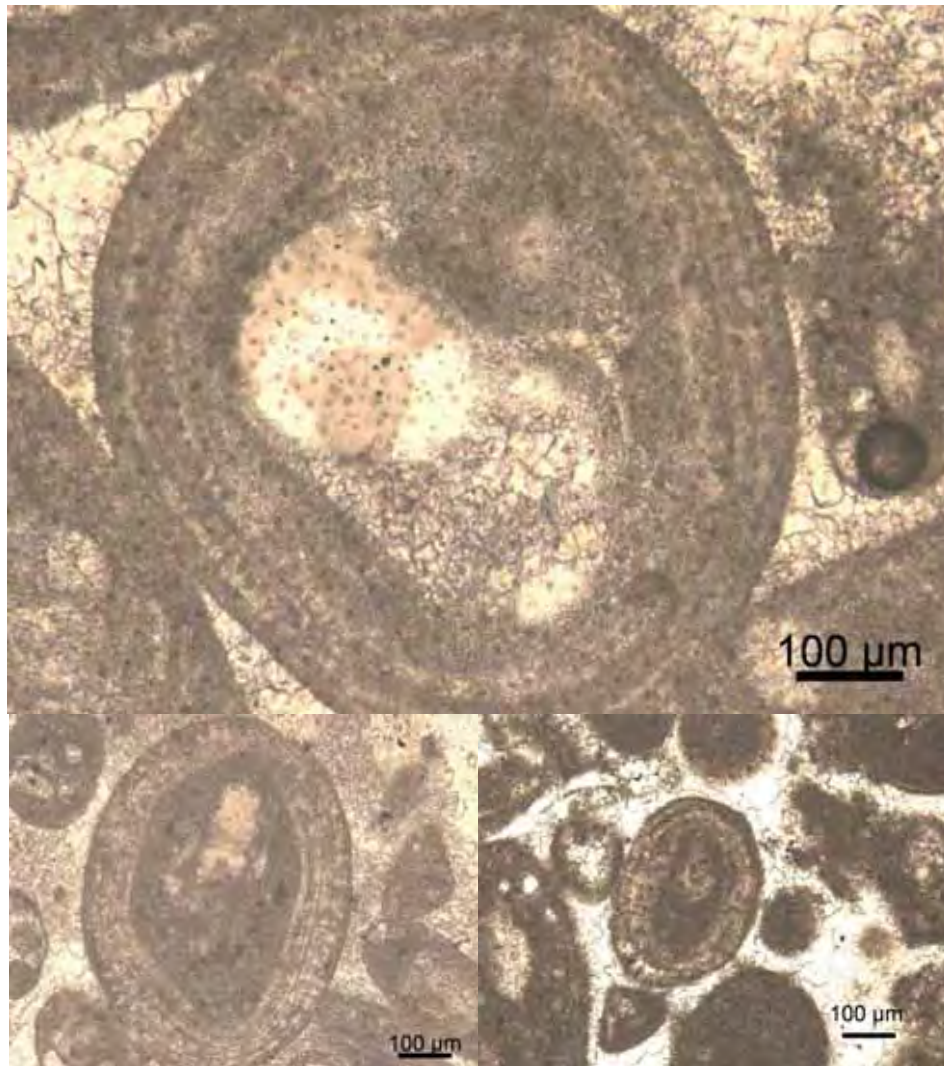


**FM 1:** Oóides (OO) esféricos e ovóides, ostracodes (O), algas vermelhas (Avm) e foraminífero bentônico (F) *Trocholina* em *grainstone* oolítico da parte superior da Formação Ponta do Mel. Notar que os núcleos dos oóides contêm bioclastos, como alga vermelha (à esquerda) e equinóide (à direita). Além disso, a parede das valvas do ostracode (O) mostra bandas claras e escuras perpendiculares e alternadas ao lineamento externo das valvas, características deste tipo de bioclasto. Nicóis paralelos.

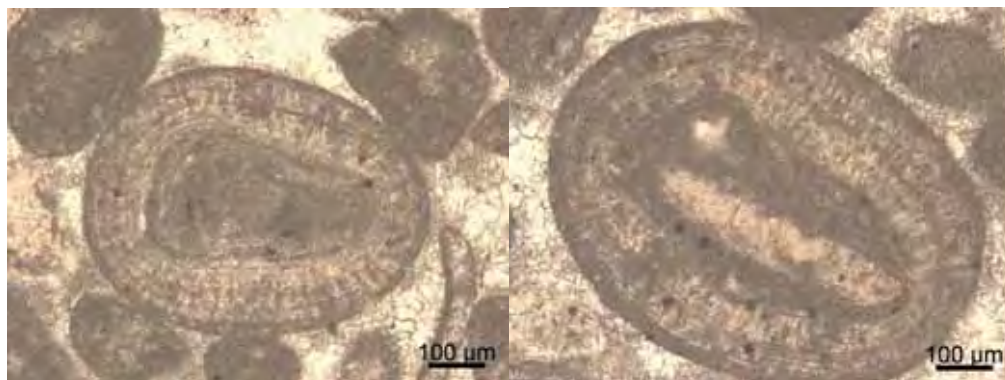


**FM 2:** Oóide com laminação tangencial cortada por microestrutura radial secundária. Parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

## Estampa 2

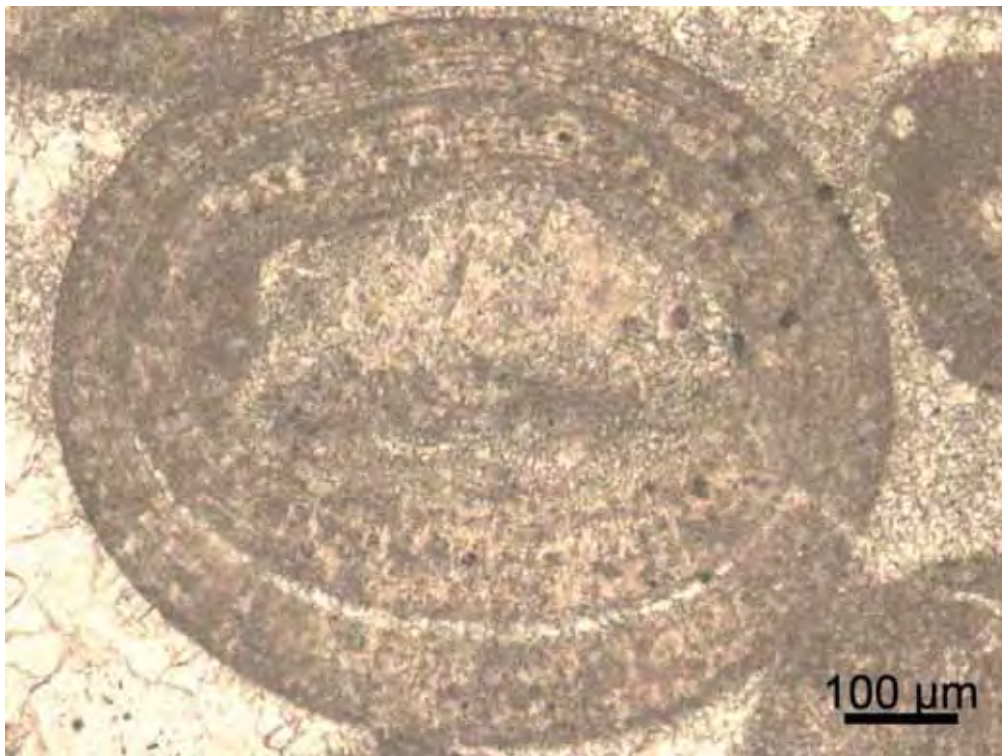


**FM 3:** Oóides com laminação tangencial em *grainstone* da parte superior da Formação Ponta do Mel. No alto, núcleo composto por molusco. Nicóis paralelos.

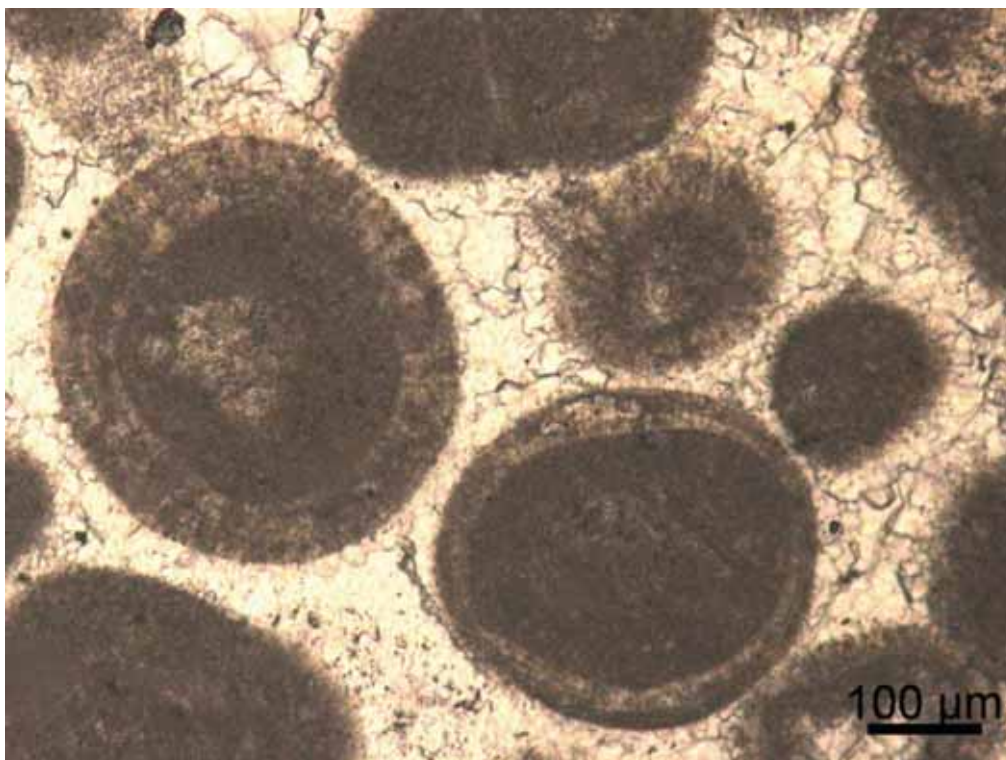


**FM 4:** Oóide com laminação tangencial e radial em *grainstone* da parte superior da Formação Ponta do Mel. Fragmento de molusco compõe o núcleo do oóide à direita. Nicóis paralelos.

### Estampa 3

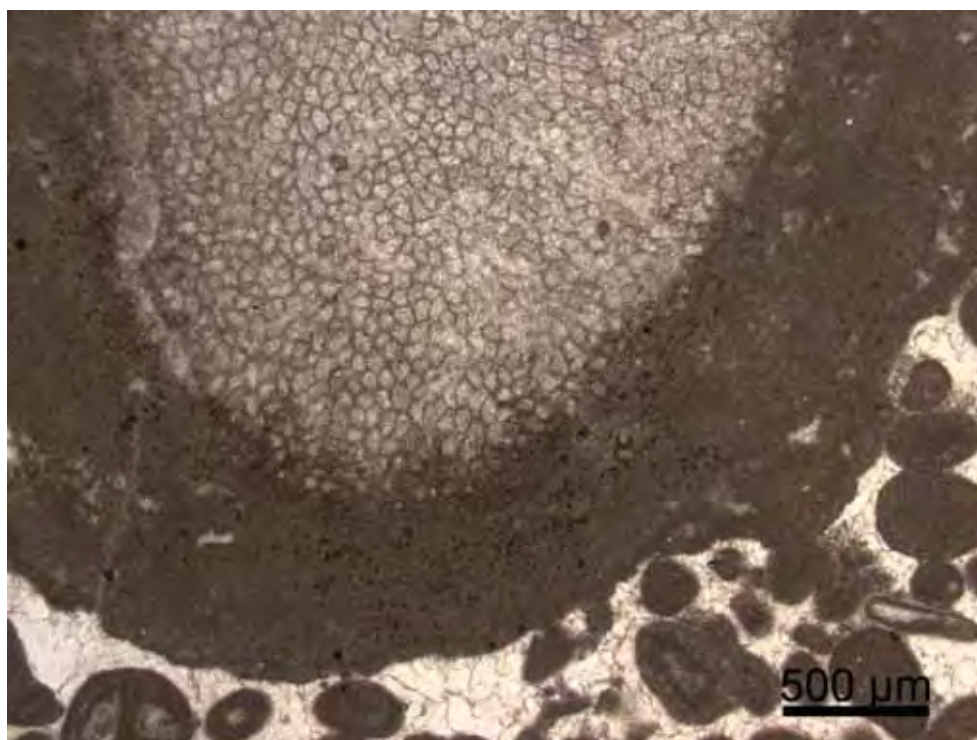


**FM 5:** Oóide com laminação tangencial, onde estão presentes duas séries de envelopamentos em *grainstone* da parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

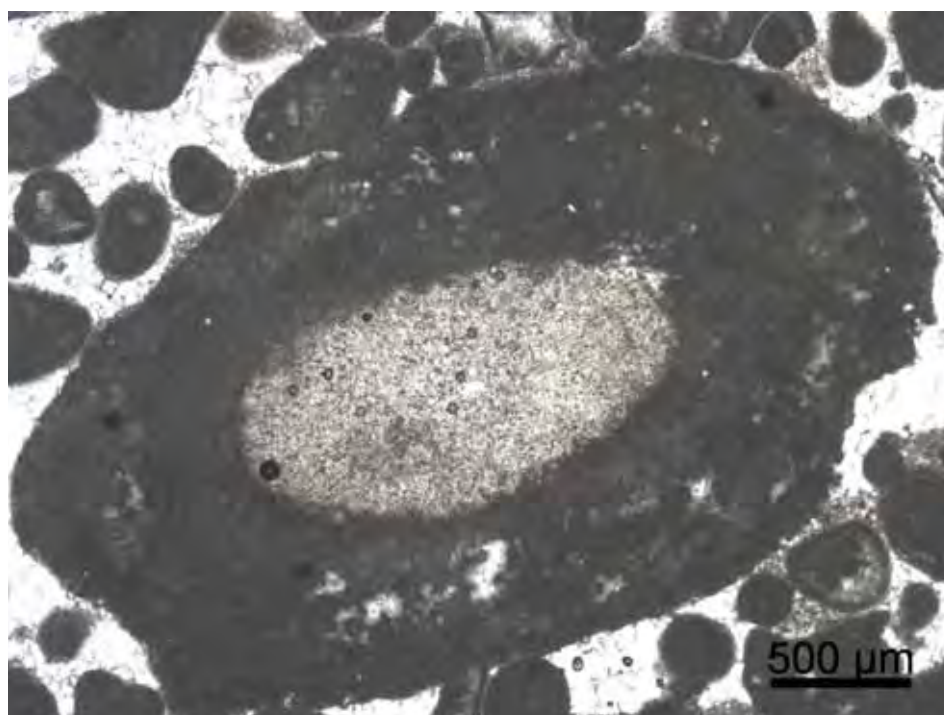


**FM 6:** Oóides superficiais com laminação radial e tangencial em *grainstone* da parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

#### Estampa 4

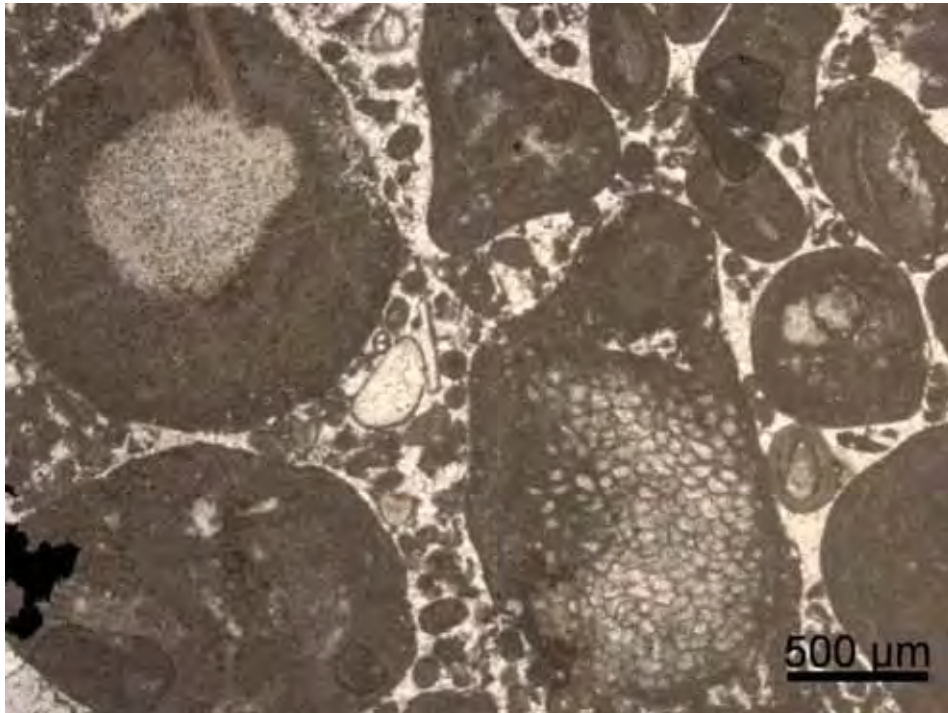


**FM 7:** Oncóide superficial com núcleo de alga vermelha solenoporácea *Picnoporidium* (Avm) em *grainstone* oncolítico da parte superior da Formação Ponta do Mel. Oncóide superficial, pois o diâmetro do núcleo (no caso, a alga vermelha) é menor que o córtex. Nicóis paralelos.

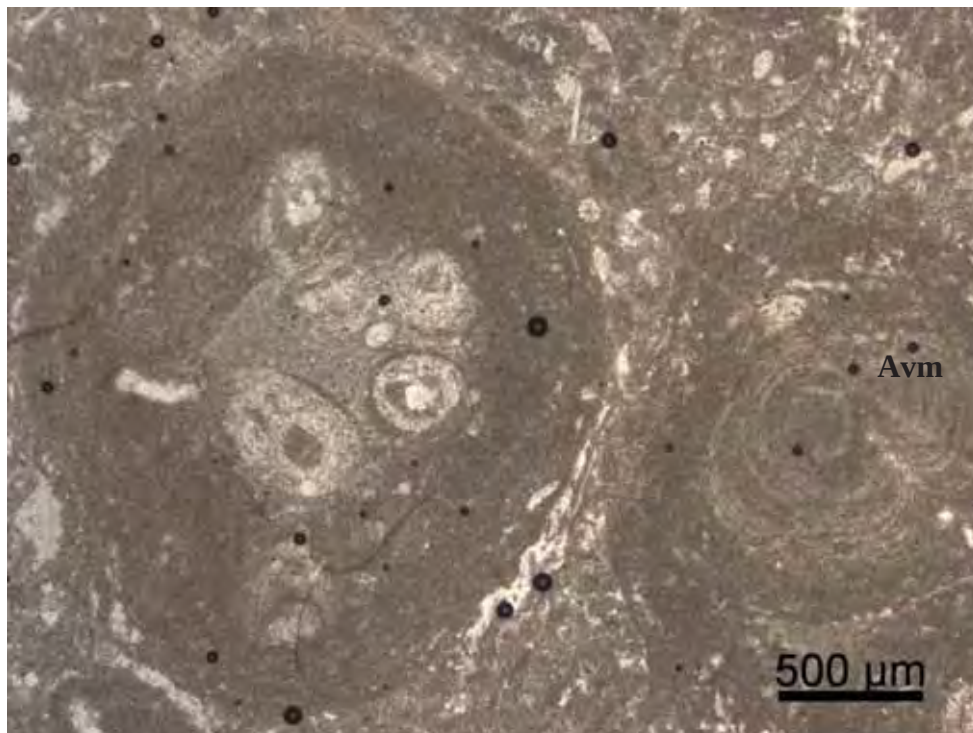


**FM 8:** Oncóide com núcleo de equinóide (E) em *grainstone* da parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

## Estampa 5



**FM 9:** Oncóides (Onc) com núcleos de equinóide (E) e alga vermelha *Picnoporidium* (Avm) em *grainstone* oncolítico. Nicóis paralelos.

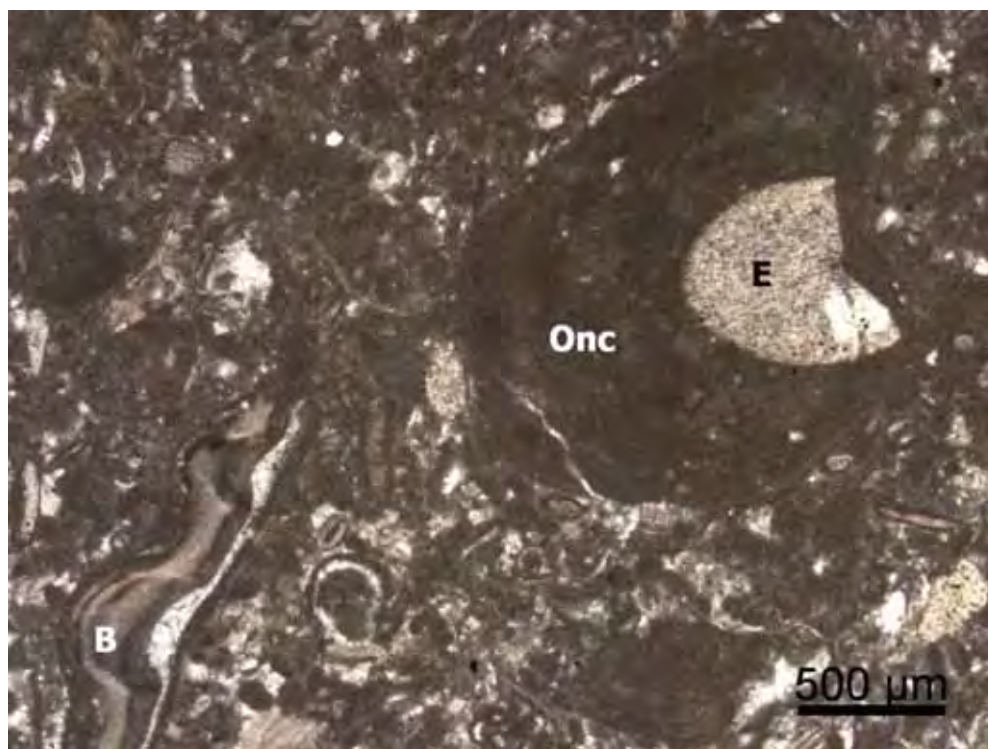


**FM 10:** Oncóides (Onc) com núcleo de algas vermelhas (Avm) *Marinella* em *packstone* oncolítico da parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

## Estampa 6

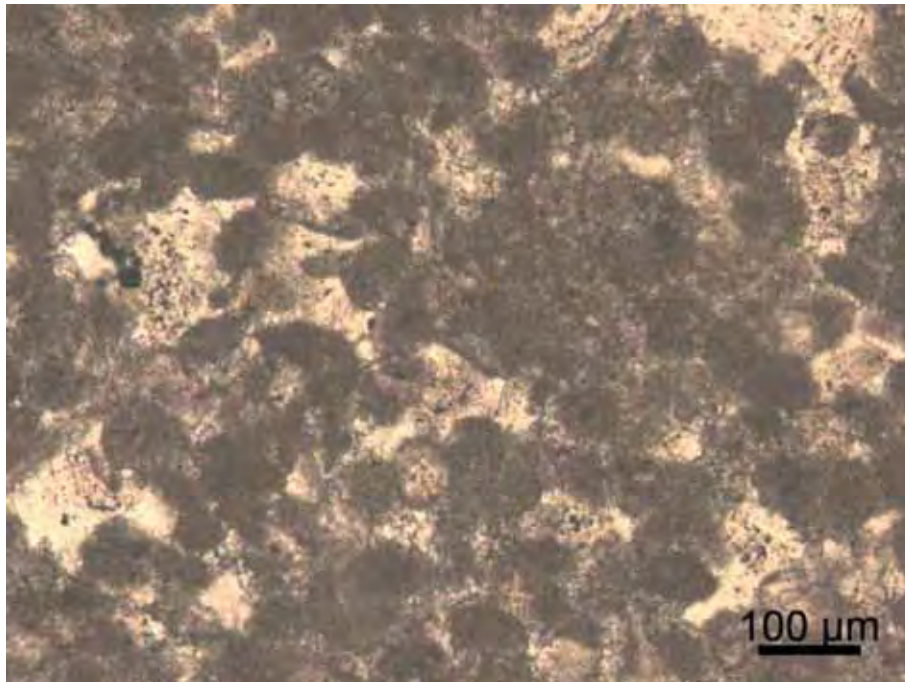


**FM 11:** Oncóide (Onc) com núcleo de gastrópode (G) em *grainstone* oncolítico da parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

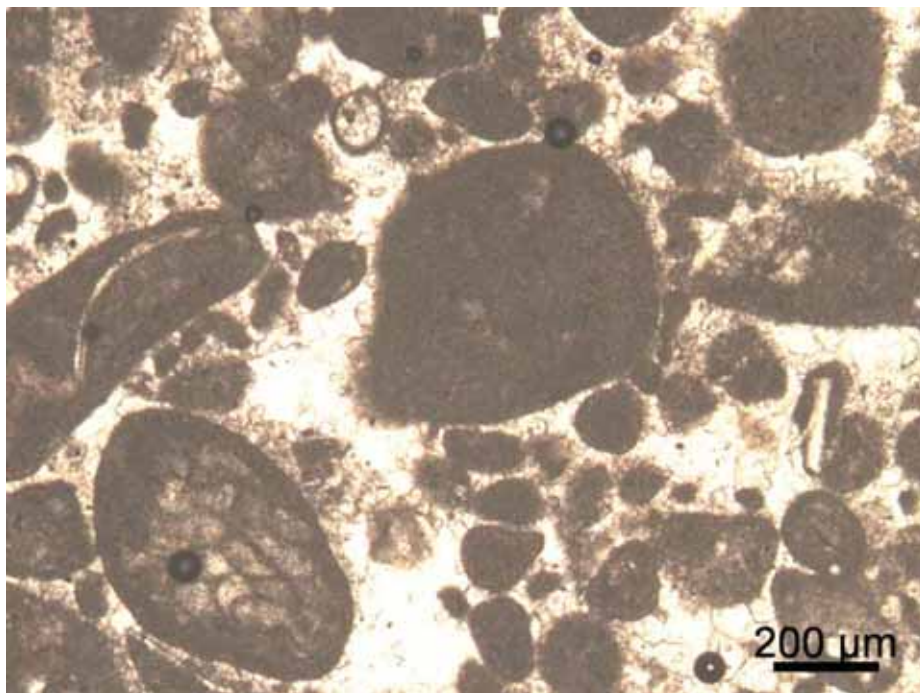


**FM 12:** Oncóides (Onc) com núcleos de equinóide (E) e bivalves (B) em *packstone* oncolítico da parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

## Estampa 7

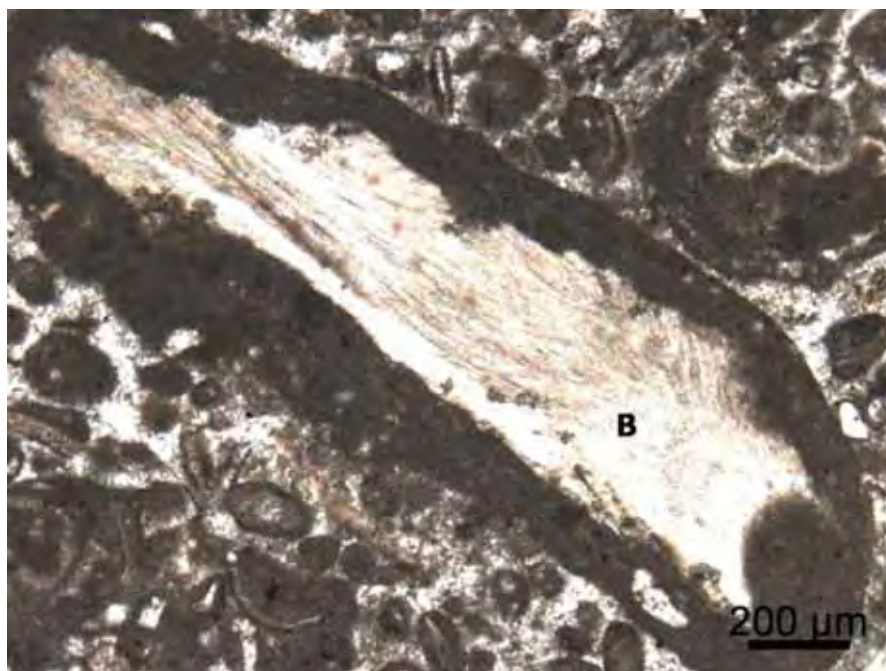


**FM 13:** Pelóides. Parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

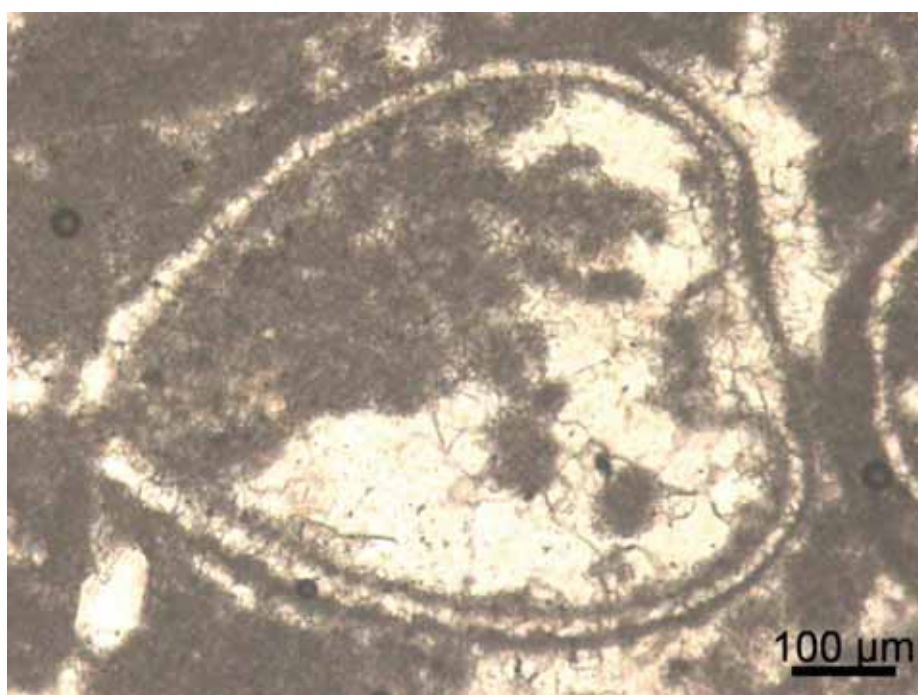


**FM 14:** Pelóides arredondados a alongados, apresentando aparentemente origem algal. Notar presença de alga vermelha no canto inferior esquerdo. Parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

## Estampa 8



**FM 15:** Bivalve (B) no núcleo de oncóide em *grainstone* oncolítico da parte superior da Formação Ponta do Mel. Poço PM 111. Notar microestrutura foliada do bivalve. Nicóis paralelos.

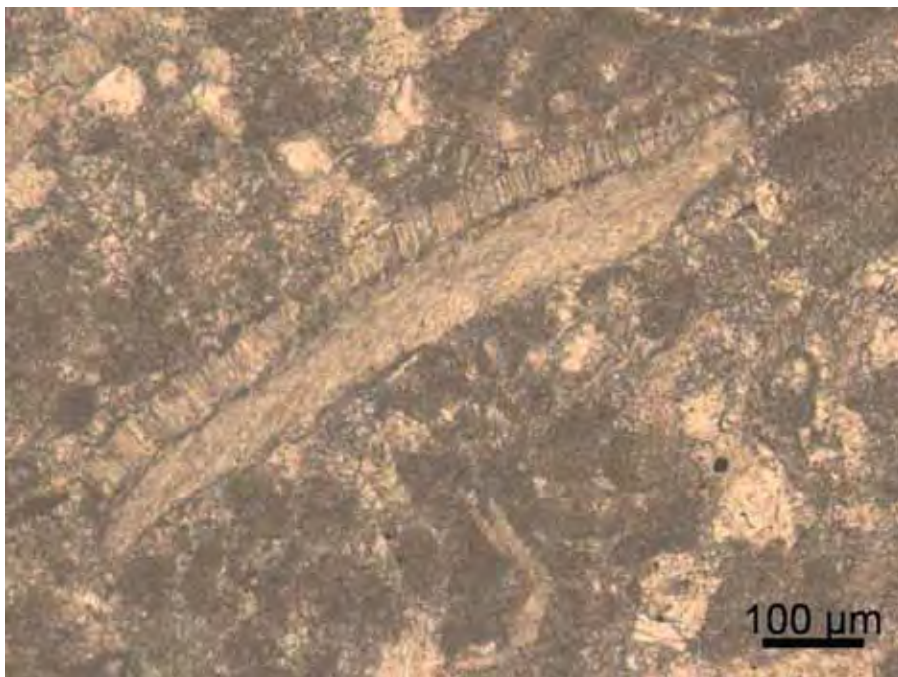


**FM 16:** Corte em bivalve articulado (seção transversal perpendicular à linha de charneira). Parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

## Estampa 9

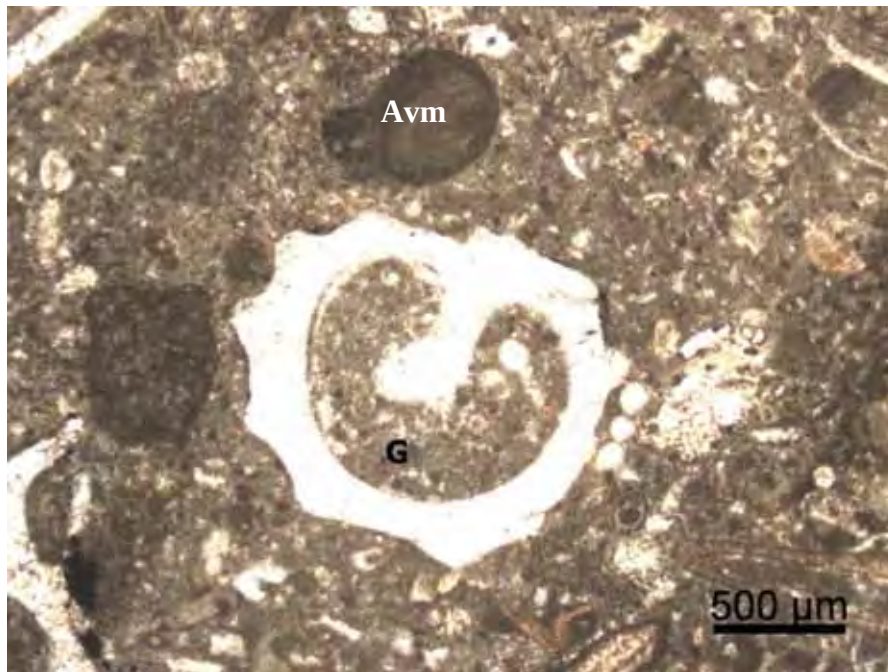


**FM 17:** Fragmento de bivalve, mostrando microestrutura cruzada-lamelar. Parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

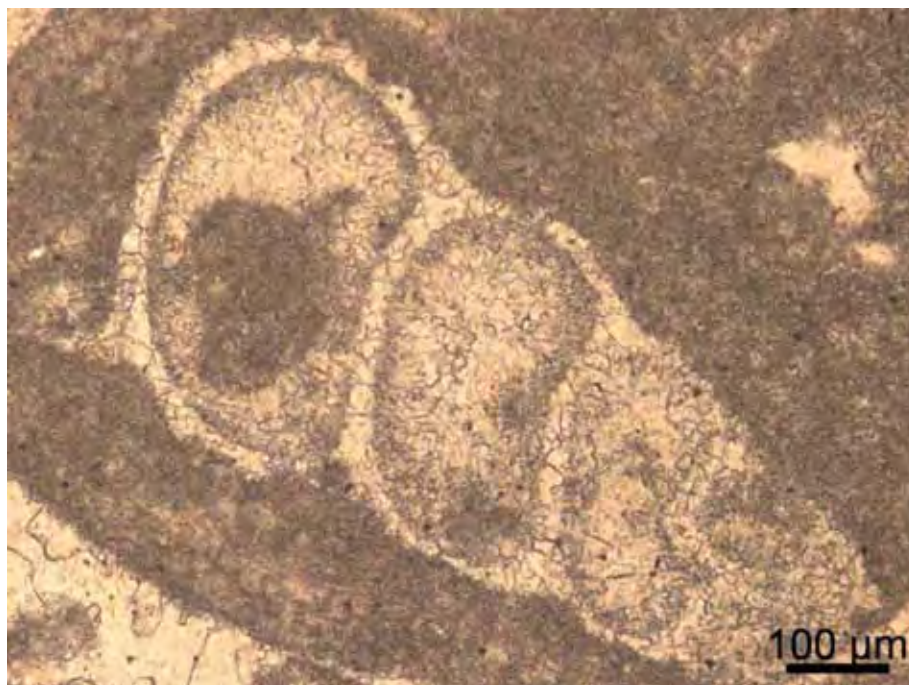


**FM 18:** Fragmento de bivalve mostrando dois tipos de microestrutura: cruzada-lamelar (interna) e prismática (externa). Parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

## Estampa 10

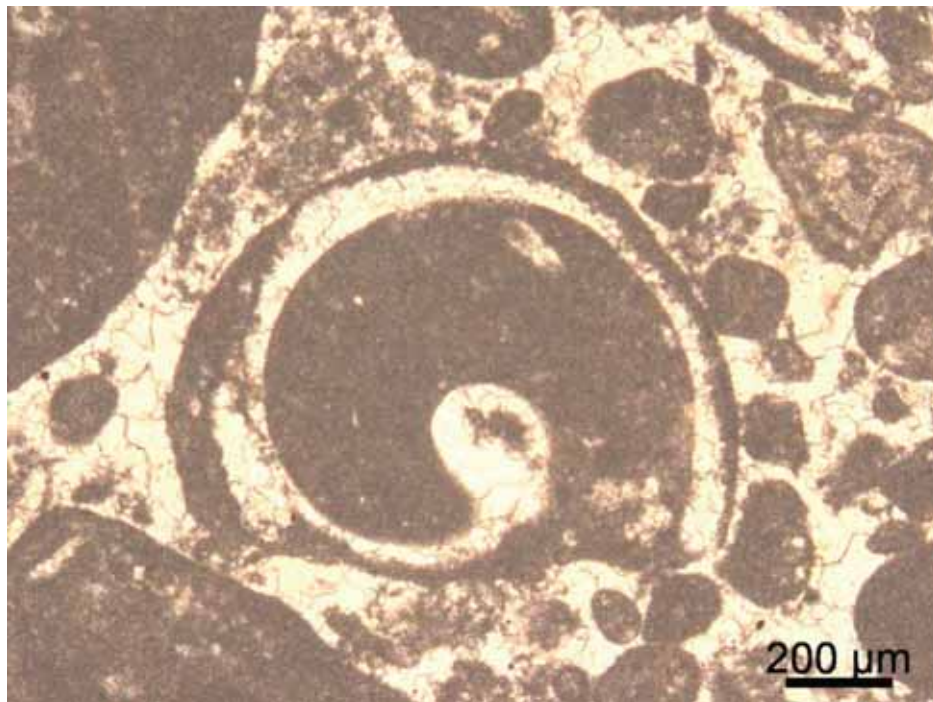


**FM 19:** Gastrópode (G) ornamentado em *packstone* bioclástico da parte superior da Formação Ponta do Mel. Notar as projeções externas que indicam carapaça ornamentada. A seção em corte tem orientação perpendicular ao eixo de espiralamento do gastrópode. Estão presentes também algumas algas vermelhas. Nicóis paralelos.

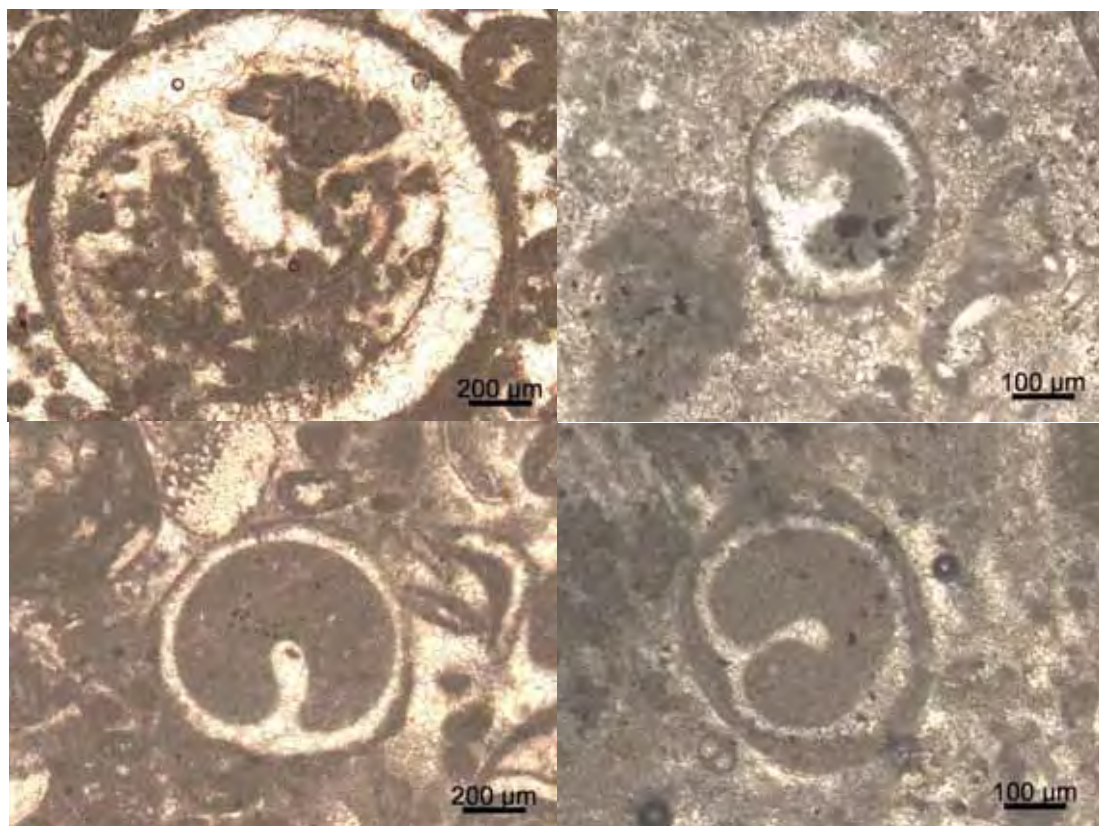


**FM 20:** Gastrópode em seção longitudinal, em núcleo de oncóide. Parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

## Estampa 11

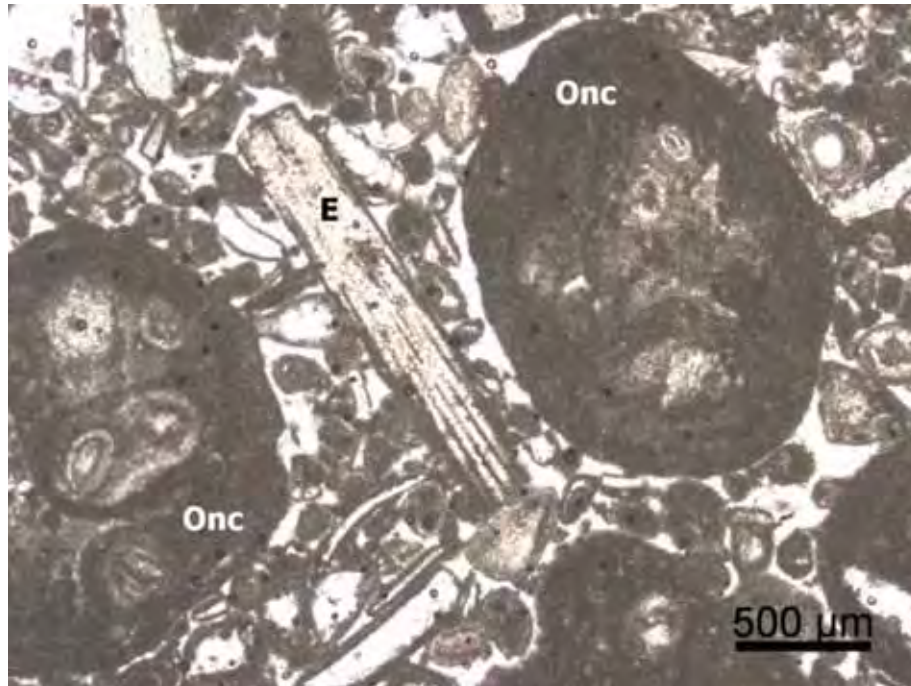


**FM 21:** Fragmento de gastrópode em seção transversal em *grainstone* da parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.



**FM 22:** Seções transversais de gastrópodes. Parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

## Estampa 12

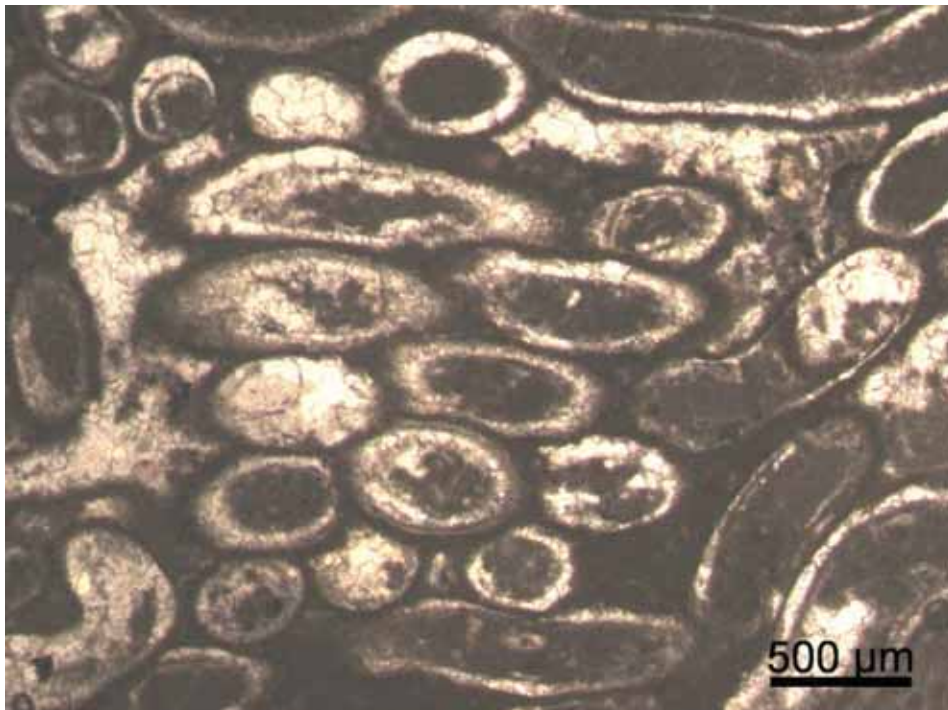


**FM 23:** Fragmento de equinóide (E) e oncóides (Onc) em *grainstone* oncolítico da parte superior da Formação Ponta do Mel. Notar microestrutura porosa/esponjosa do equinóide. Presença de fragmentos de bivalves. Nicóis paralelos.



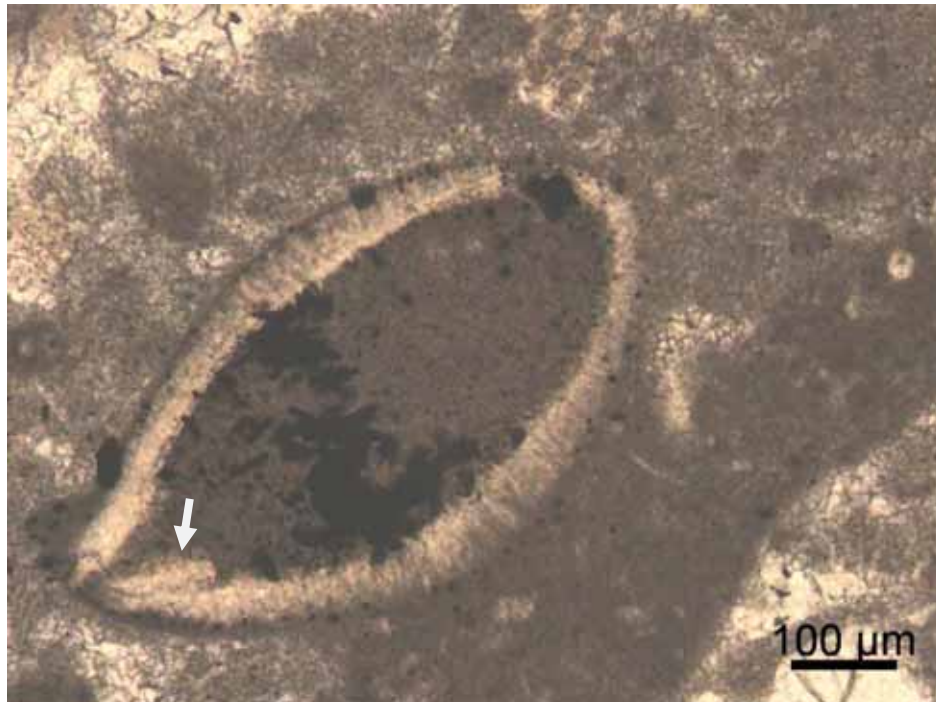
**FM 24:** Espinhos de equinóides em seções transversais. Parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

### Estampa 13

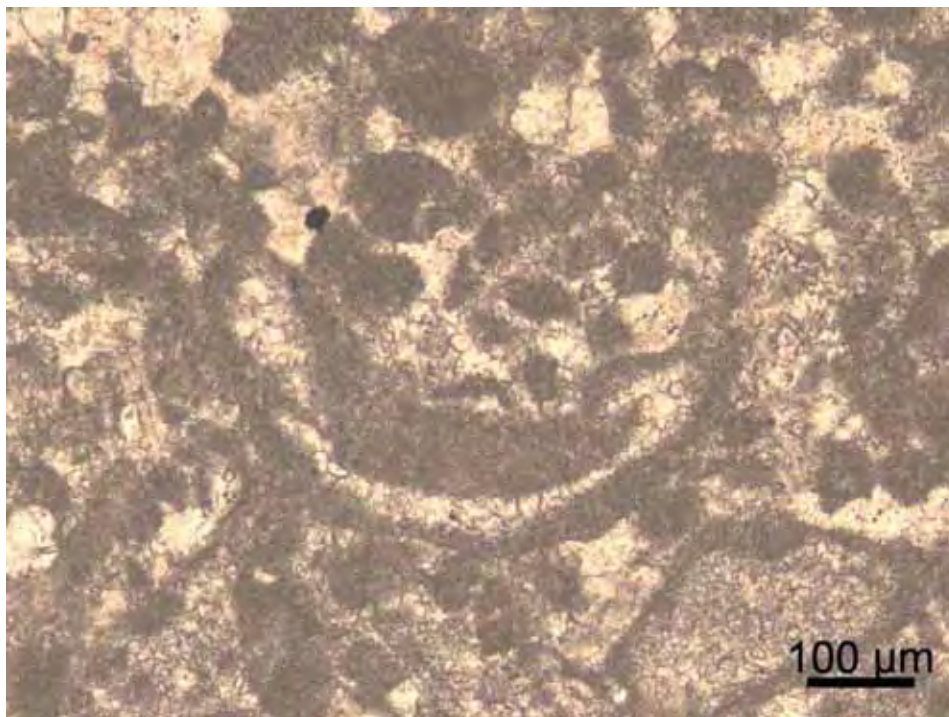


**FM 25:** Serpulídeos. Parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

## Estampa 14



**FM 26:** Ostracode com parede de microestrutura prismática, exibindo recurvatura (indicado pela seta) na extremidade da valva. Parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

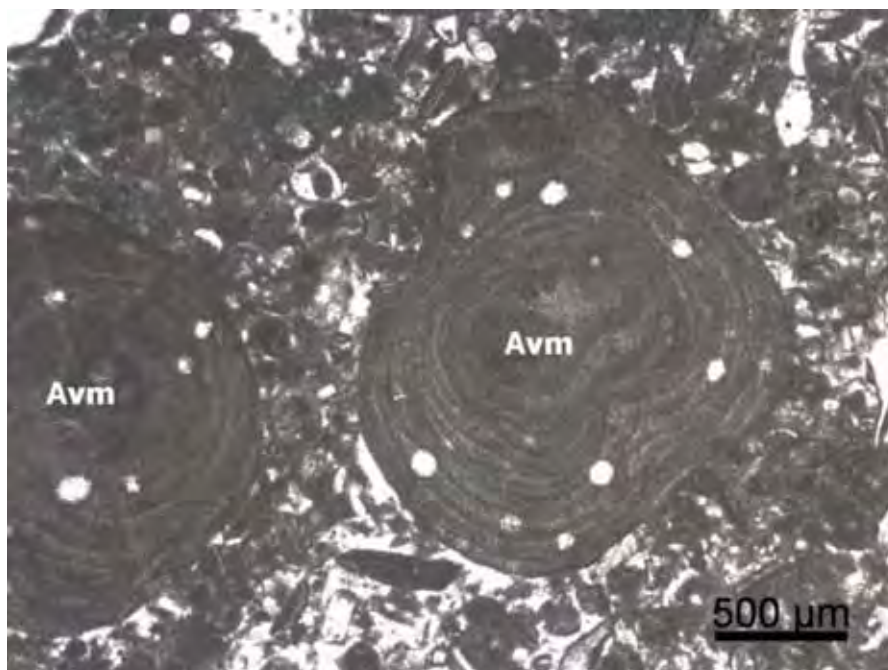


**FM 27:** Bivalve apresentando parede recrystalizada. Notar também a presença de pelóides. Parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

## Estampa 15

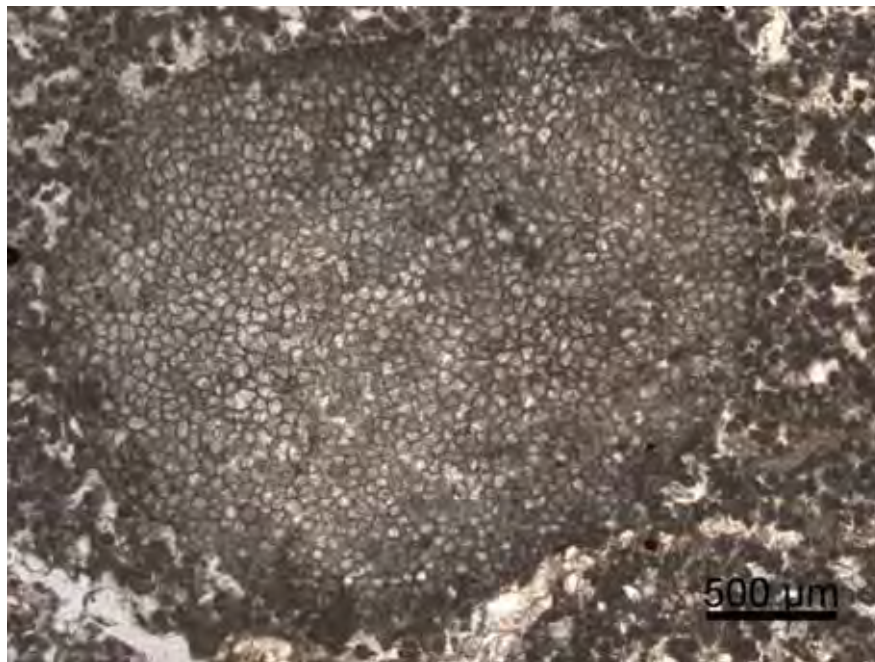


**FM 28:** Fragmento de alga coralinácea crustosa, onde estão representadas duas partes básicas deste tipo de alga, o hipotalo e o peritalo. O hipotalo parece ser do tipo coaxial, conforme classificação de Johnson (1961). *Grainstone* da parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.



**FM 29:** Alga vermelha solenoporácea *Marinella* (Avm) em *grainstone* bioclástico da parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

## Estampa 16

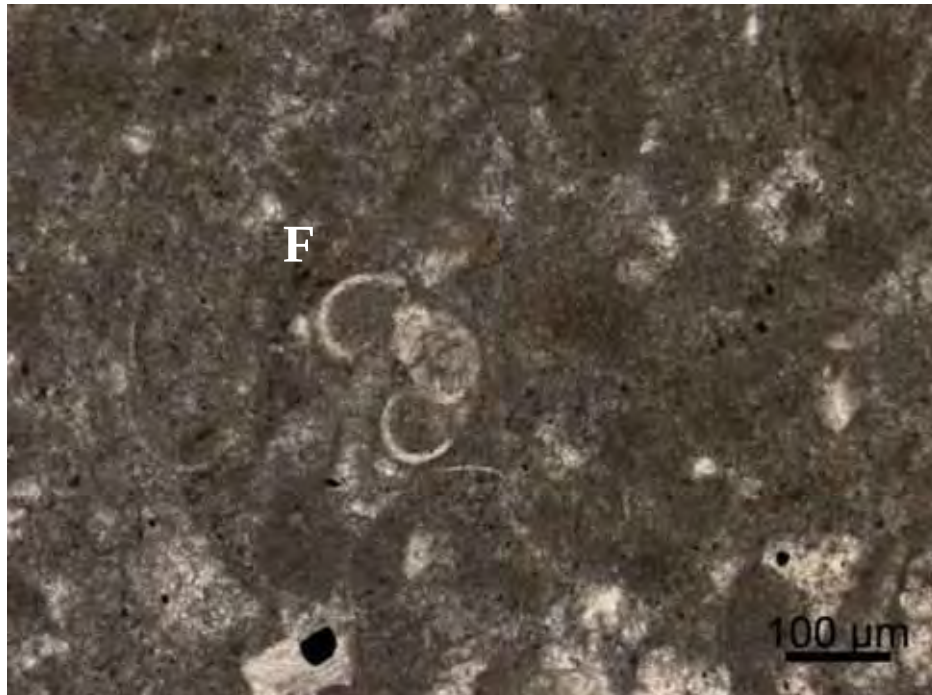


**FM 30:** Alga solenoporácea. Parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

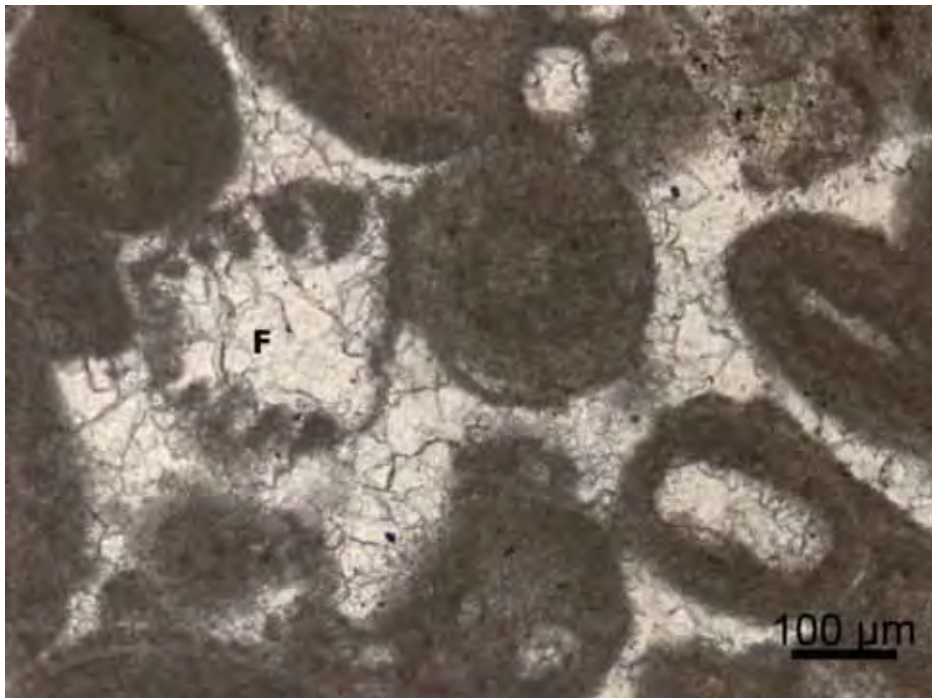


**FM 31:** Alga verde dasicladácea (Avd) e fragmentos de equinóide (E) em *packstone* bioclástico da parte superior da Formação Ponta do Mel. A forma da alga verde é aparentemente cilíndrica, marcadas por poros (pontos escuros) que consistiam em ramificações ou talos da alga. Nicóis paralelos.

## Estampa 17



**FM 32:** Foraminífero planctônico (F) hedbergelídeo em *packstone* da parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.



**FM 33:** Detalhe do foraminífero bentônico (F) *Trocholina* em *grainstone* da parte superior da Formação Ponta do Mel. Nicóis paralelos.

### 3.3 Grãos carbonáticos na Formação Jandaíra

O estudo petrográfico de 125 lâminas, referentes a amostras coletadas em superfície (Figura 9), permitiu identificar e documentar os principais grãos que ocorrem na Formação Jandaíra nas áreas amostradas. As estampas 18 a 32 mostram tais grãos, cuja base teórico-referencial está exposta no Apêndice A e as coordenadas apresentadas para as localidades apresentam-se no *datum* Córrego Alegre. As referidas lâminas estão arquivadas no “Centro de Geociências Aplicadas ao Petróleo” – UNESPetro, campus de Rio Claro.

**Figura 9** - Localização das áreas estudadas - Formação Jandaíra emersa, Bacia Potiguar.

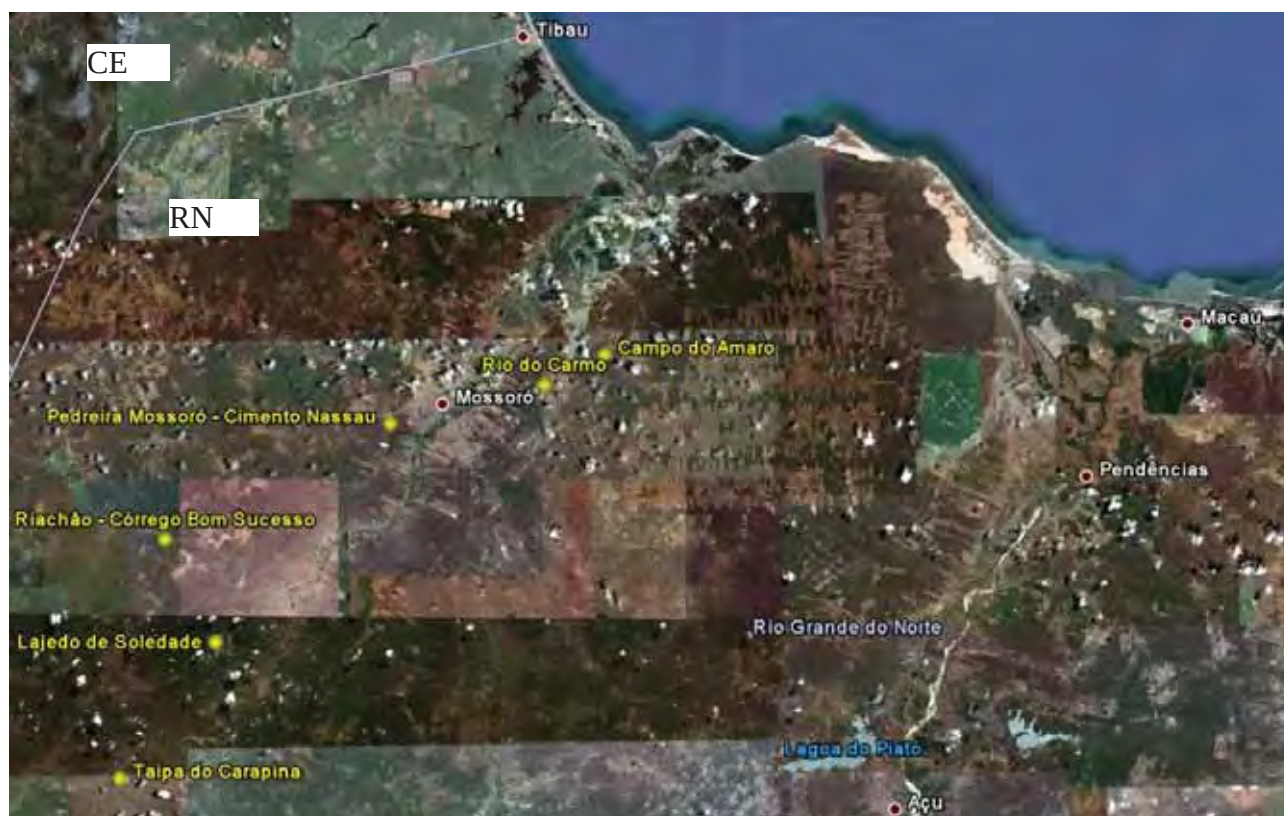
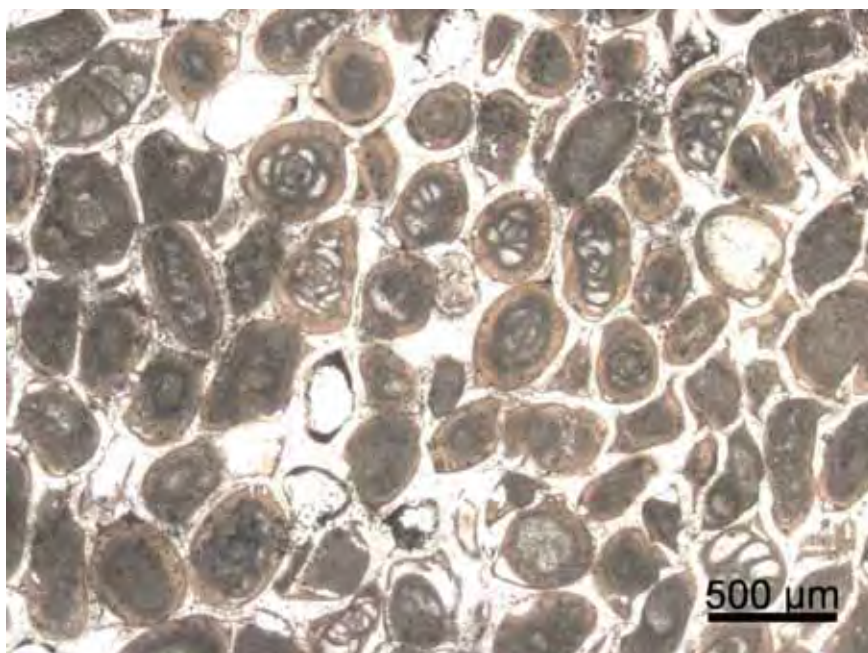
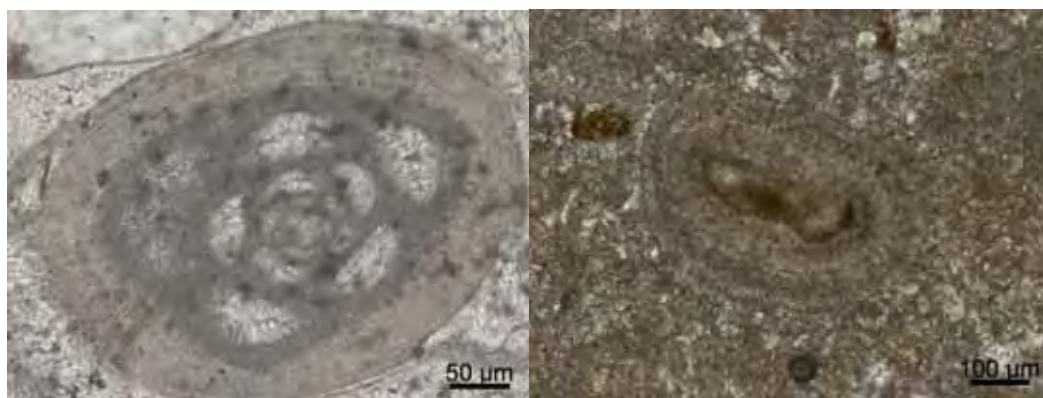


Imagem fonte: Google Earth.

## Estampa 18

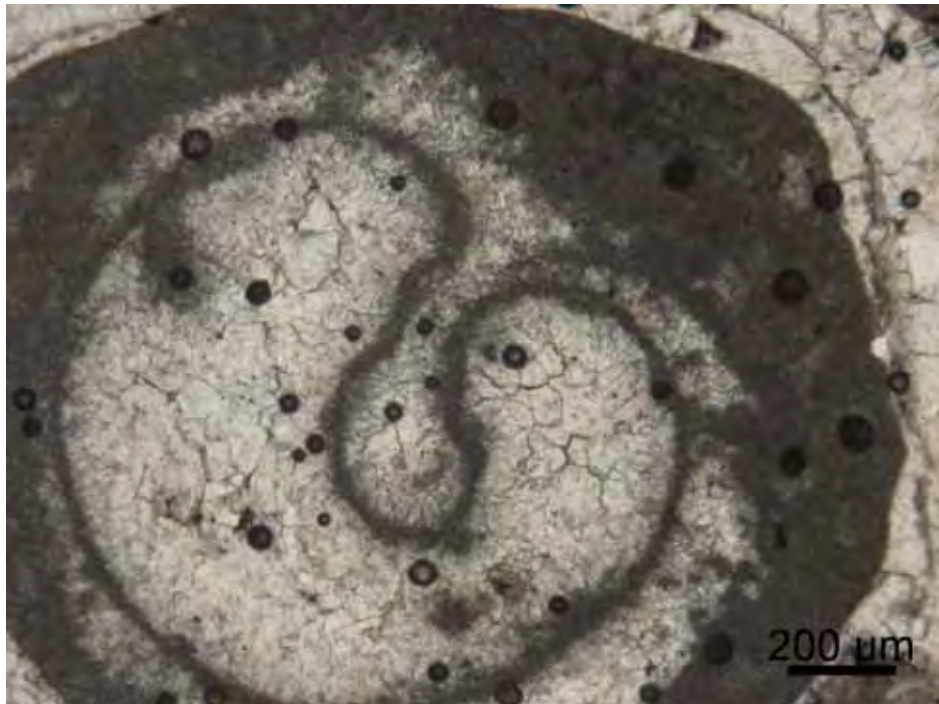


**FM 34:** Oóides superficiais com núcleo compostos por foraminíferos miliolídeos. *Grainstone* oolítico da Formação Jandaíra. Lâmina J-45-A. Lajedo de Soledade (coord. UTM 9400150/659520). Nicóis paralelos.

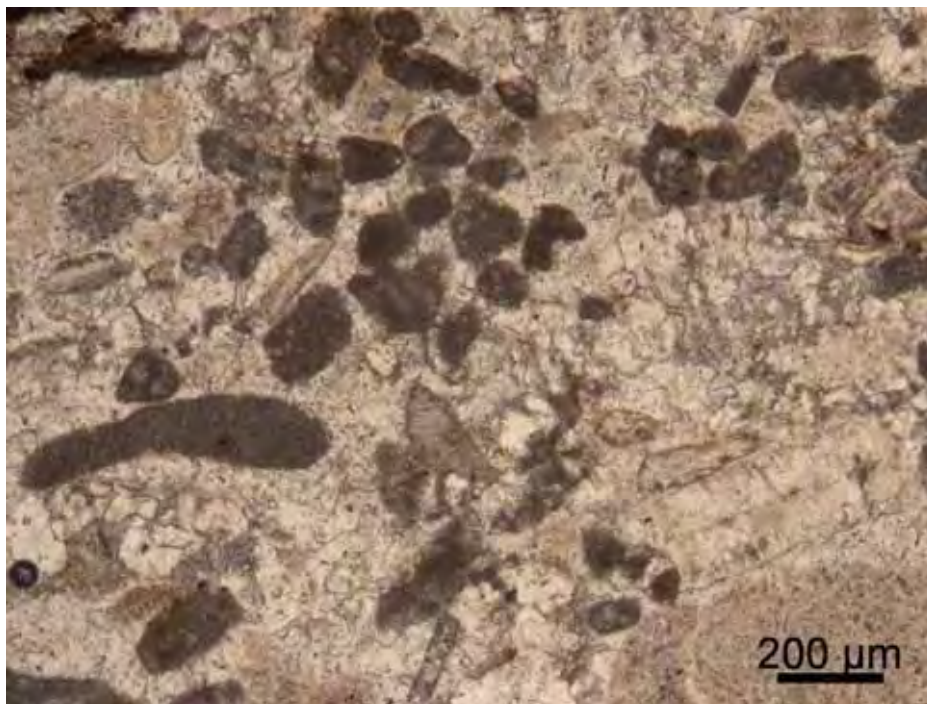


**FM 35:** (a) Detalhe de oóide com núcleo de miliolídeo referente ao *grainstone* oolítico da fotomicrografia anterior. Lâmina J-45-A. Lajedo de Soledade (coord. UTM 9400150/659520). (b) Oóide tangencial na Formação Jandaíra. Lâmina J-63-1-A. Riachão. Córrego Bom Sucesso (coord. 9412070/653787). Nicóis paralelos.

## Estampa 19

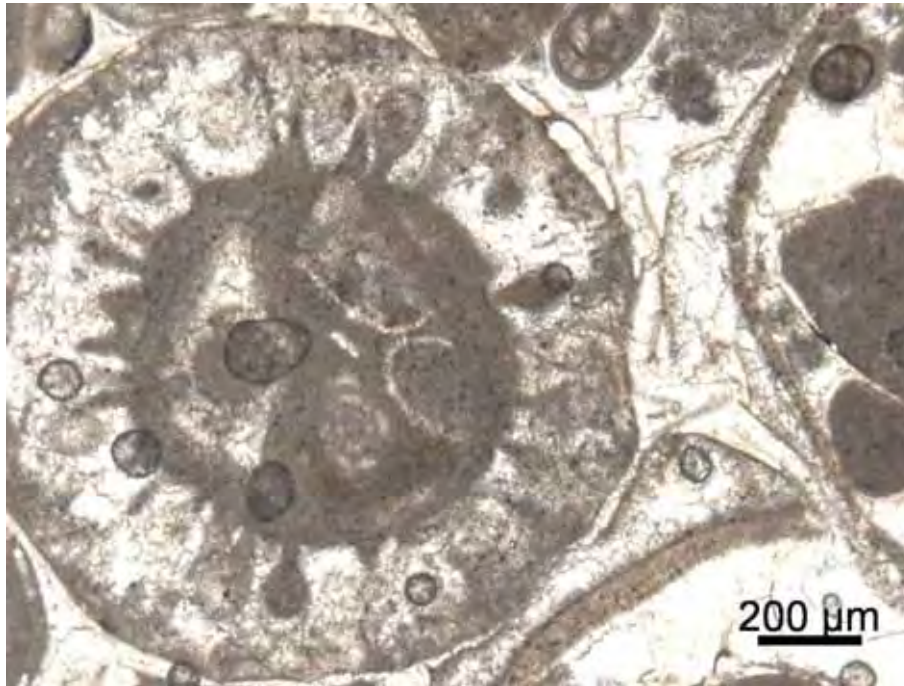


**FM 36:** Oncóides com núcleo de gastrópode na Formação Jandaíra. Lâmina J-53-A. Lajedo de Soledade (coord. UTM 9400150/659520). Nicóis paralelos.

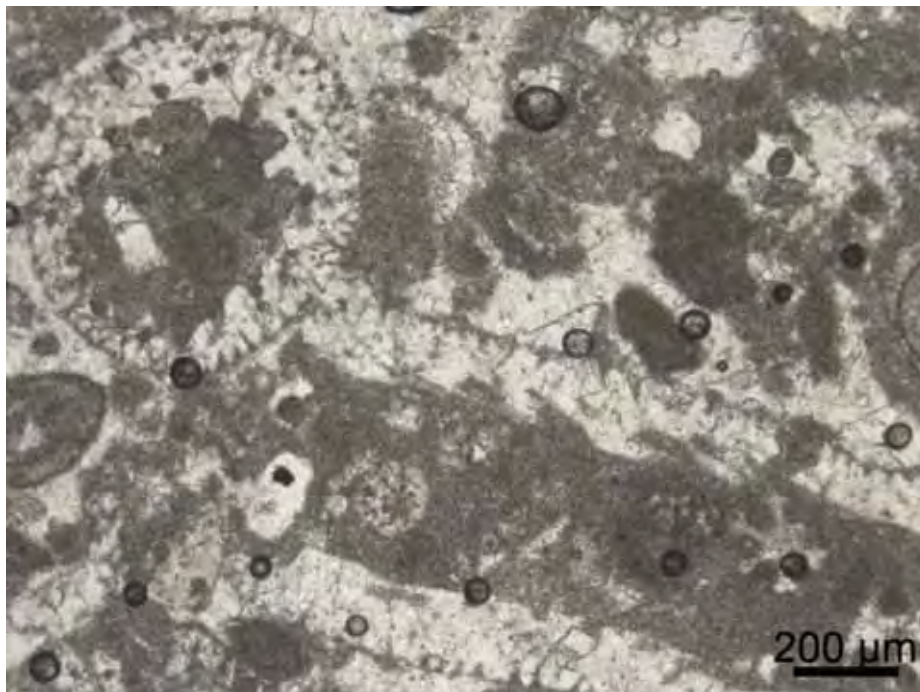


**FM 37:** Pelóides, provavelmente oriundos de algas verdes, presentes em *grainstone* bioclásticos da Formação Jandaíra. Lâmina J-92-A. Rio do Carmo (coord. 9428605/695186). Nicóis paralelos.

## Estampa 20

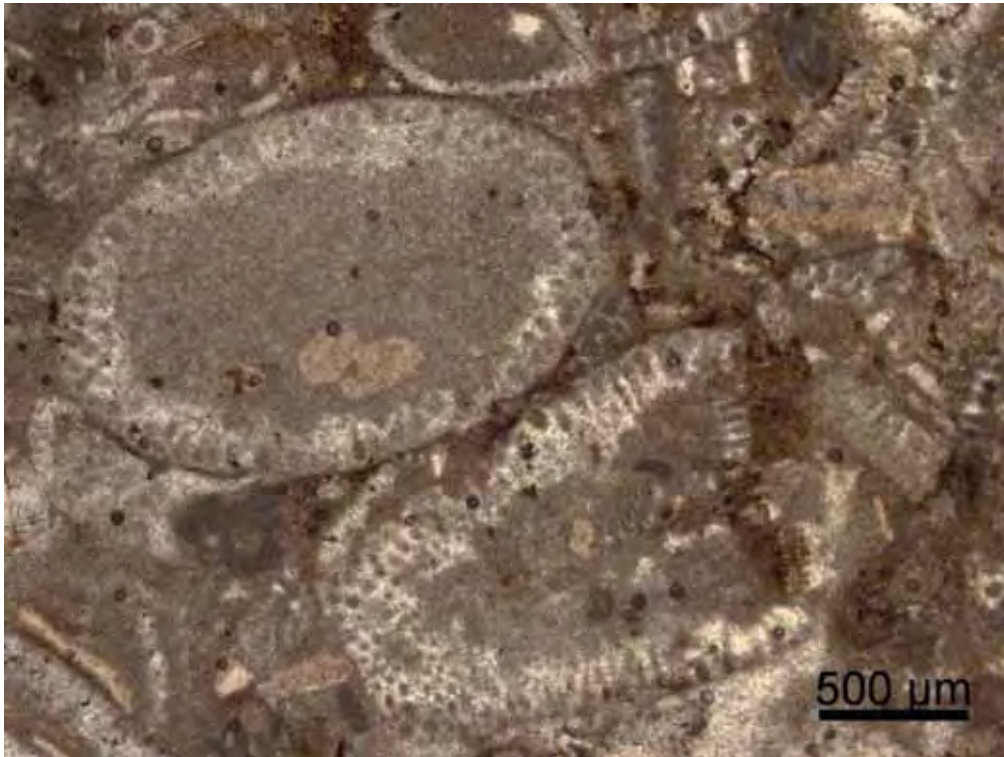


**FM 38:** Seção transversal de alga dasicladácea em *grainstone* bioclástico da Formação Jandaíra. Lâmina J-48-A. Lajedo de Soledade (coord. UTM 9400150/659520). Nicóis paralelos.



**FM 39:** Seção transversal e longitudinal de uma alga codiácea em *grainstone* bioclástico da Formação Jandaíra Lâmina J-88-A. Rio do Carmo (coord. 9428605/695186). Nicóis paralelos.

## Estampa 21

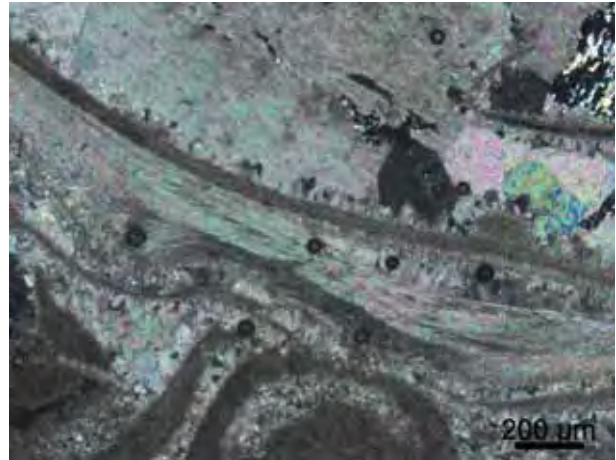


**FM 40:** Alga codiácea de *packstone* bioclástico da Formação Jandaíra. Lâmina J-95-A. Rio do Carmo (coord. 9428605/695186). Nicóis paralelos.

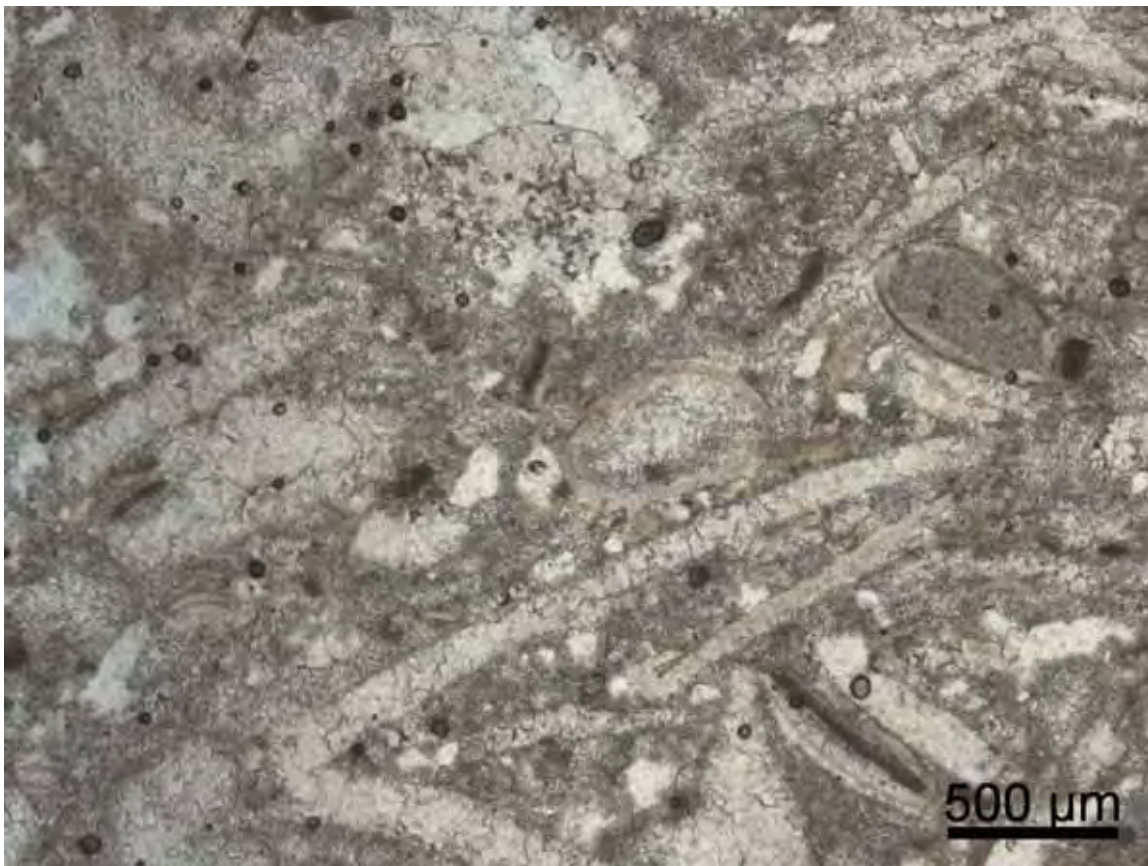


**FM 41:** Lâminas de algas calcárias(?)/cianobacterianas. Formação Jandaíra. Lâmina 63-2-A. Riachão. Córrego Bom Sucesso (coord. 9412070/653787). Nicóis paralelos.

## Estampa 22

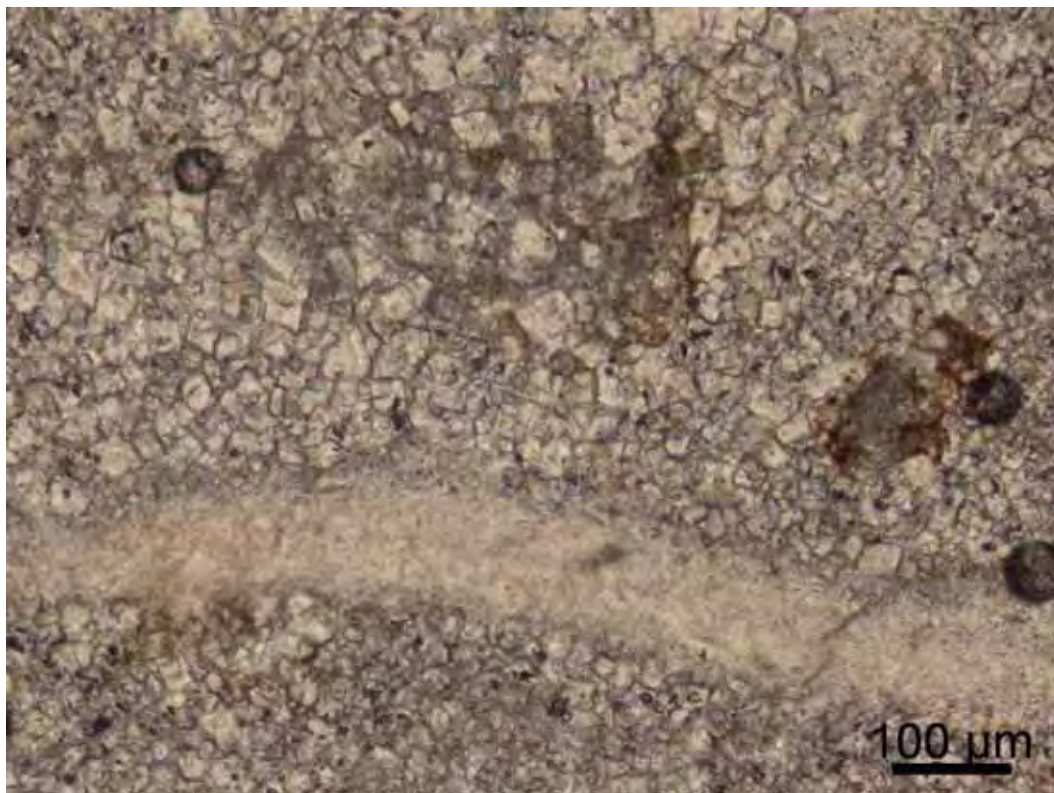


**FM 42:** Microestrutura foliada de bivalve em *grainstone* bioclástico da Formação Jandaíra. Lâmina J-44-A. Lajedo de Soledade (coord. UTM 9400150/659520). Nicóis paralelos.



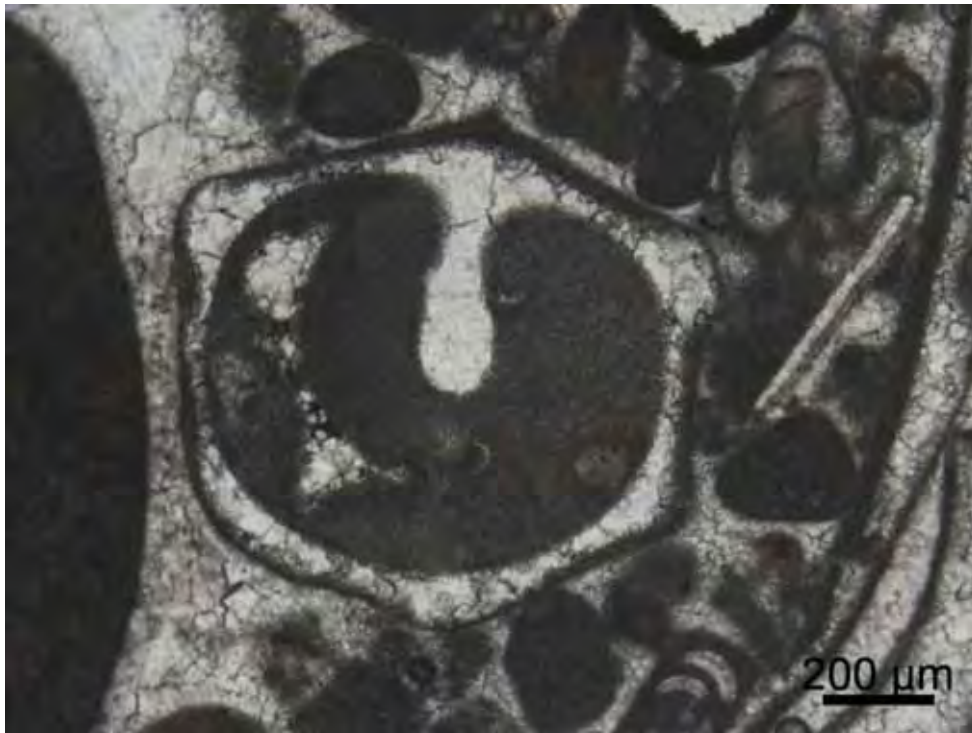
**FM 43:** Bivalves e ostracodes em *packstone* bioclástico da Formação Jandaíra. Lâmina J-59-A. Lajedo de Soledade (coord. UTM 9400150/659520). Nicóis paralelos.

### Estampa 23



**FM 44:** Bivalve em calcário dolomitizado da Formação Jandaíra. Lâmina J-17-A. Taipa da Carapina (coord. UTM 9385992/648867). Nicóis paralelos.

## Estampa 24

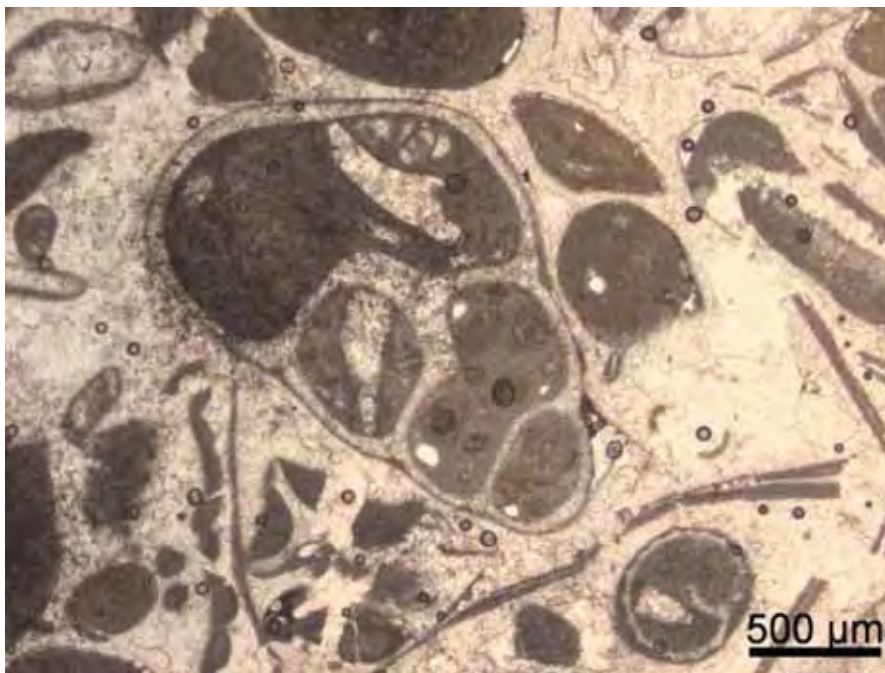


**FM 45:** Gastrópode ornamentado em *grainstone* da Formação Jandaíra. Lâmina J-44-A. Lajedo de Soledade (coord. UTM 9400150/659520). Nicóis paralelos.



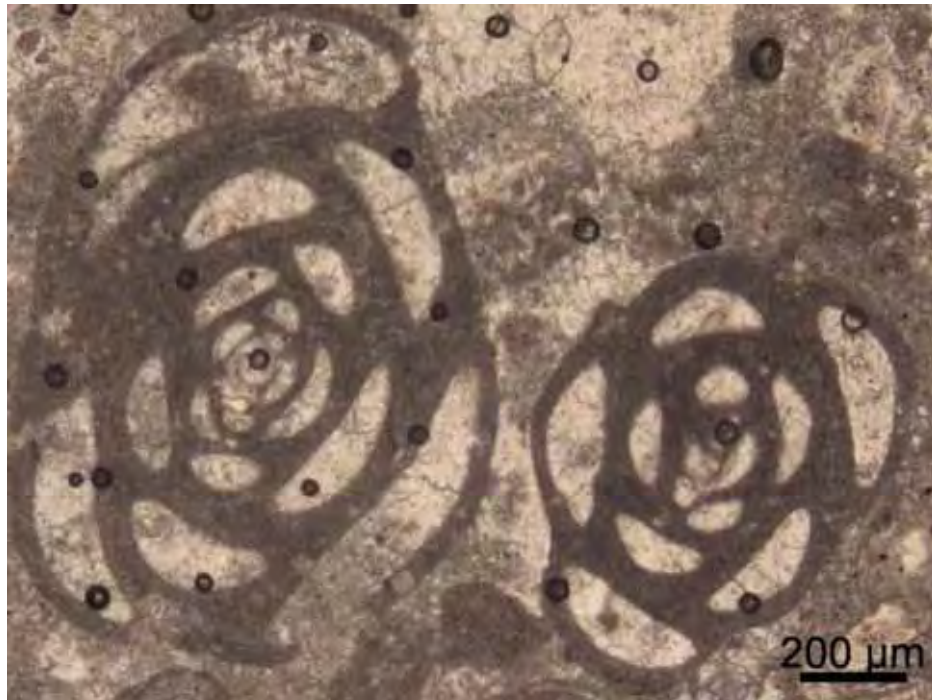
**FM 46:** Miliolídeo e oóide dentro de câmara de gastrópode. Em *grainstone* bioclástico da Formação Jandaíra. Lâmina J-48-A. Lajedo de Soledade (coord. UTM 9400150/659520). Nicóis paralelos.

## Estampa 25

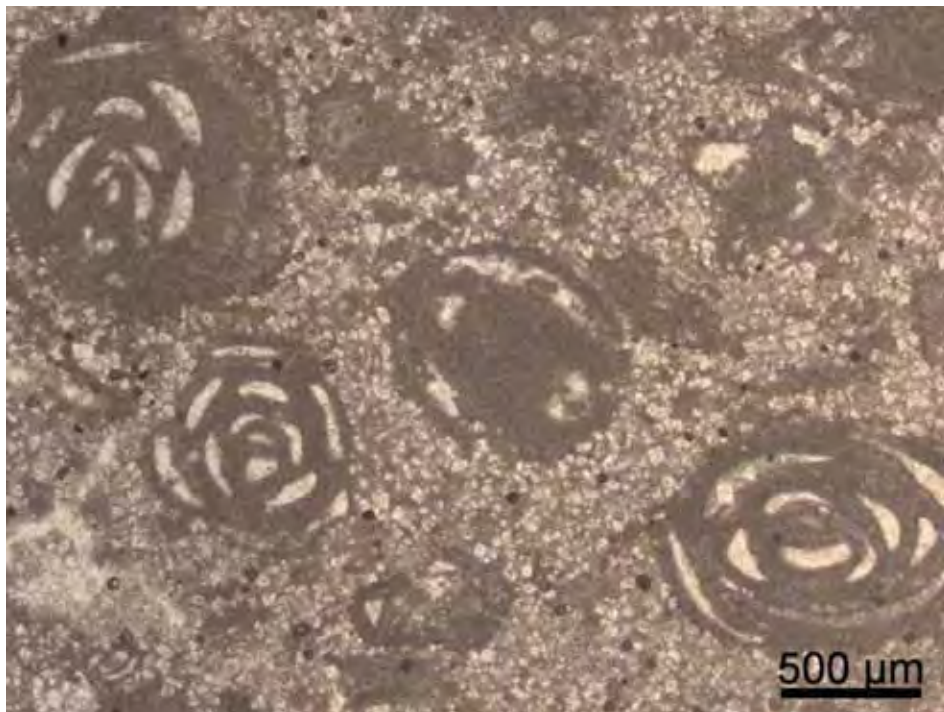


**FM 47:** Corte longitudinal (centro) e corte transversal (canto inferior direito) de gastrópode ornamentado em *grainstone* da Formação Jandaíra. Lâmina J-44-A. Lajedo de Soledade (coord. UTM 9400150/659520). Nicóis paralelos.

## Estampa 26

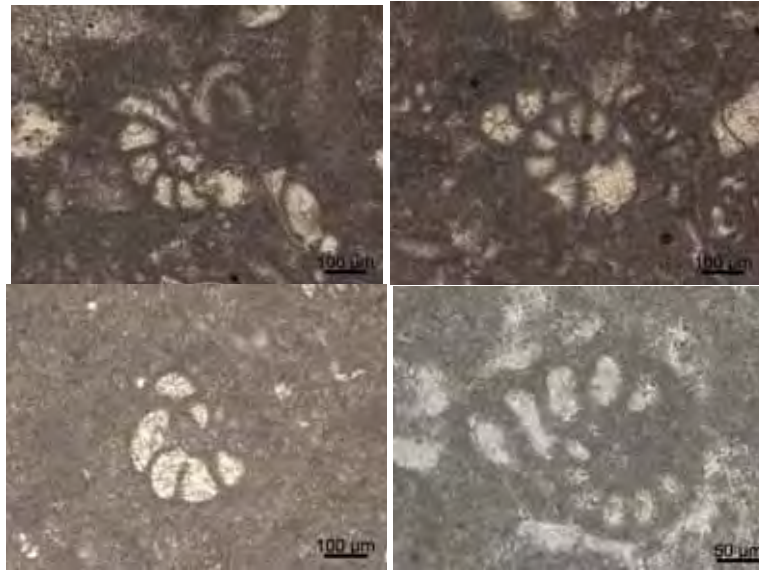


**FM 48:** Miliolídeos em *wackestone* dolomítico da Formação Jandaíra. Lâmina J-91-A. Rio do Carmo (coord. 9428605/695186). Nicóis paralelos.

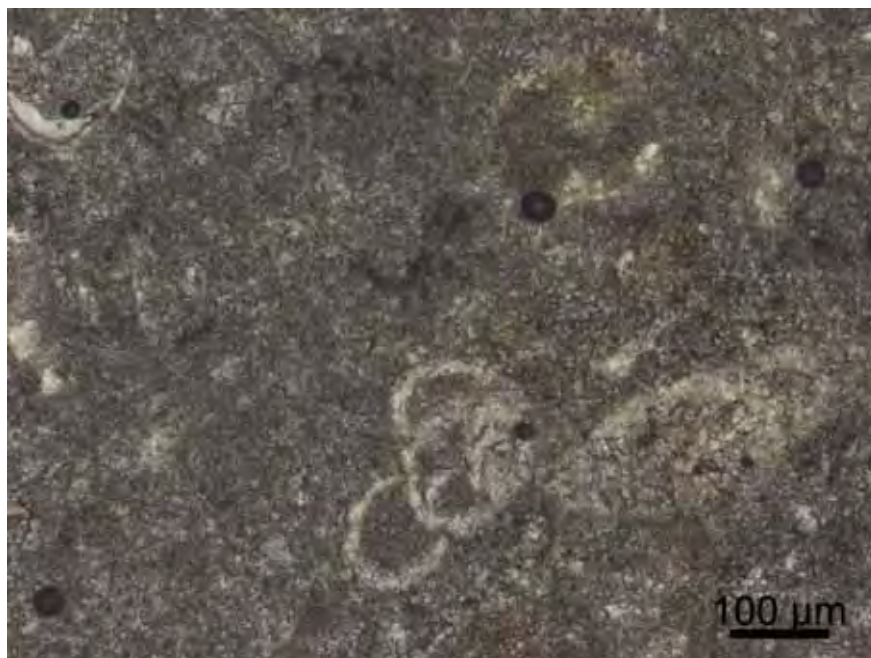


**FM 49:** Miliolídeos em carbonato dolomitizado da Formação Jandaíra. Lâmina J-109-A. Campo do Amaro (coord. UTM 94324091/700608). Nicóis paralelos.

## Estampa 27

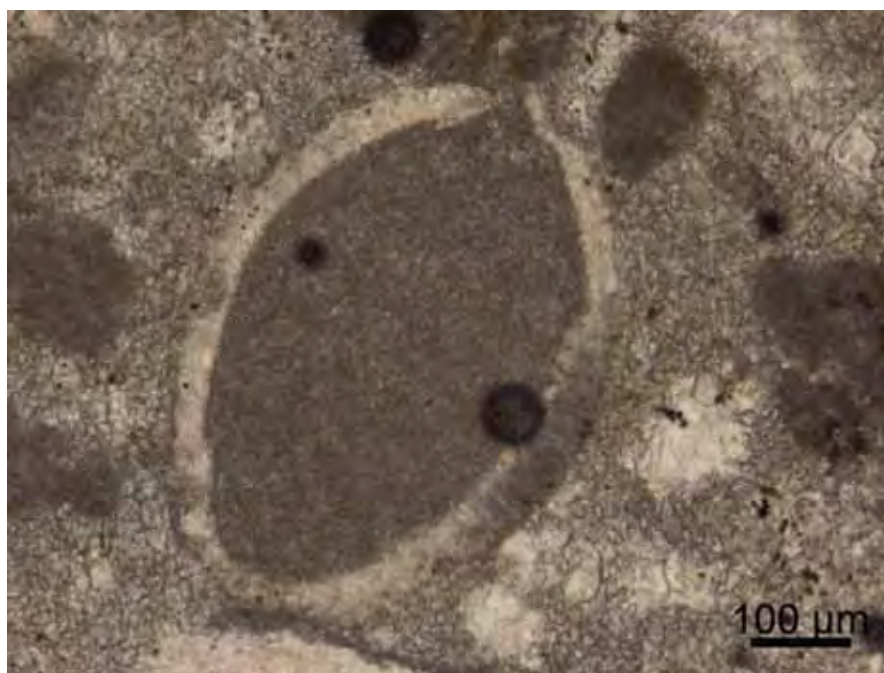


**FM 50:** Foraminíferos bentônicos aglutinantes, com morfologia espiralada da Formação Jandaíra. Lâminas J-17-A, J-21-A e J-23-A. Taipa do Carapina (coord. 9385992/648867). Nicóis paralelos.



**FM 51:** Foraminífero planctônico (?) da Formação Jandaíra. Lâmina J-74-A. Pedreira Mossoró – Cimento Nassau (coord. 9425016/677112). Nicóis paralelos.

## Estampa 28

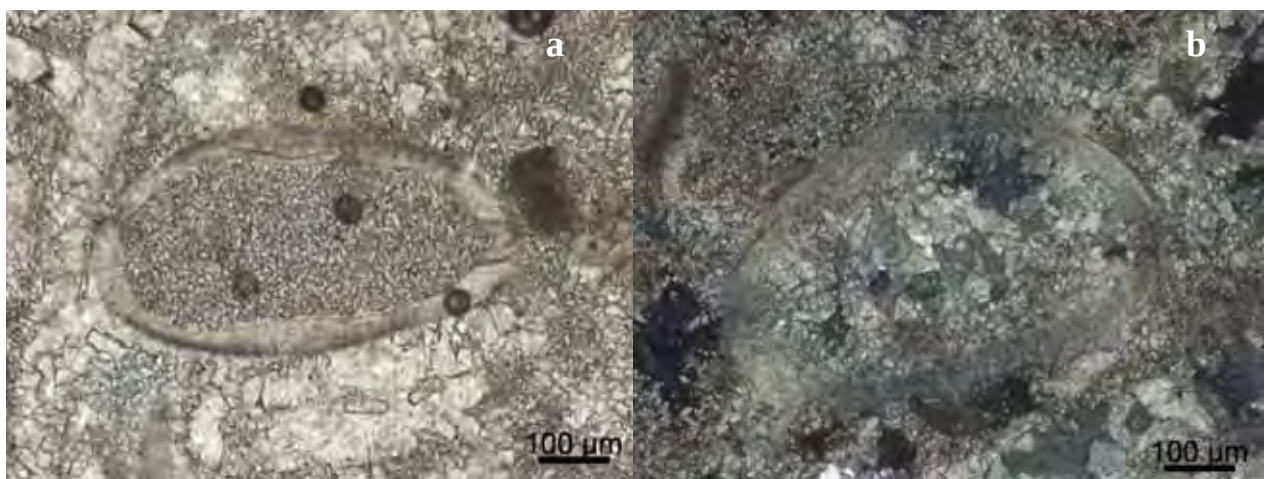


**FM 52:** Carapaça de ostracode com interior totalmente preenchido por micrita, mostrando leve evidência da recurvatura. Lâmina J-92-A. Rio do Carmo (coord. 9428605/695186). Nicóis paralelos.



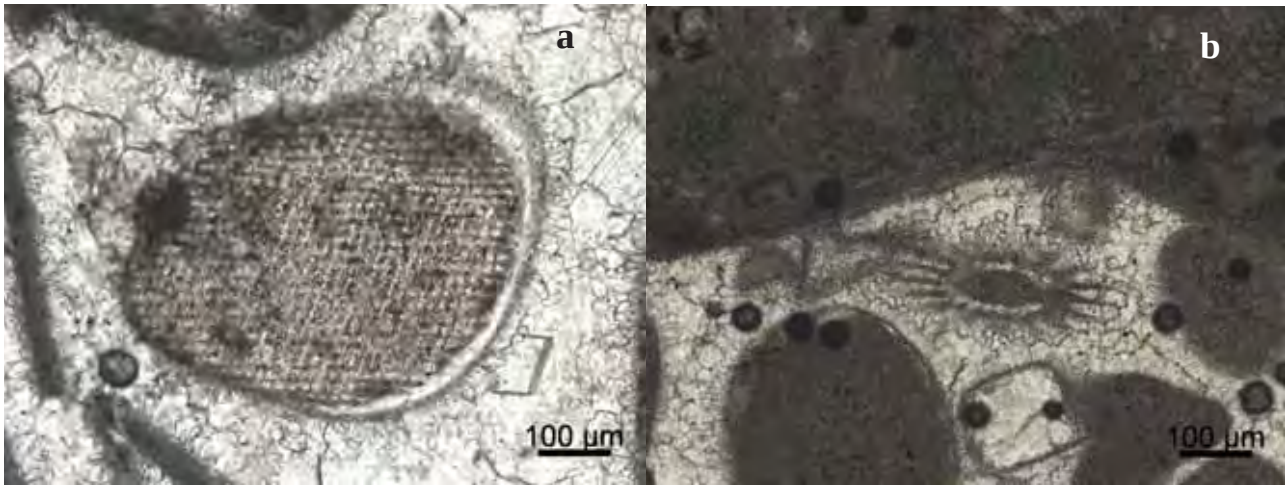
**FM 53:** Carapaça de ostracode, cujas valvas encontram-se sobrepostas. Notar também equinoide no interior das valvas. Lâmina J-74-A. Pedreira Mossoró – Cimento Nassau (coord. 9425016/677112). Nicóis paralelos.

## Estampa 29

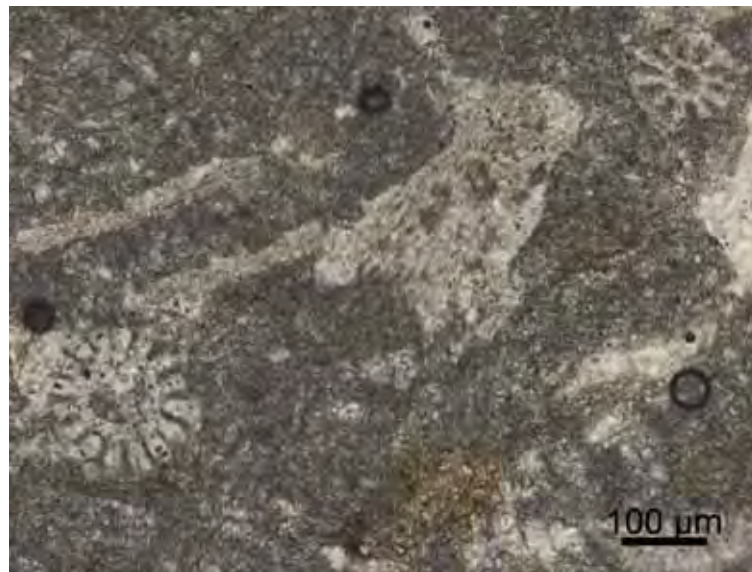


**FM 54:** Ostracode observado em (a) nicóis paralelos e (b) nicóis cruzados. Notar a extinção das bandas em *b*. Lâmina J-59-A. Formação Jandaíra. Lajedo de Soledade (coord. UTM 9400150/659520).

### Estampa 30

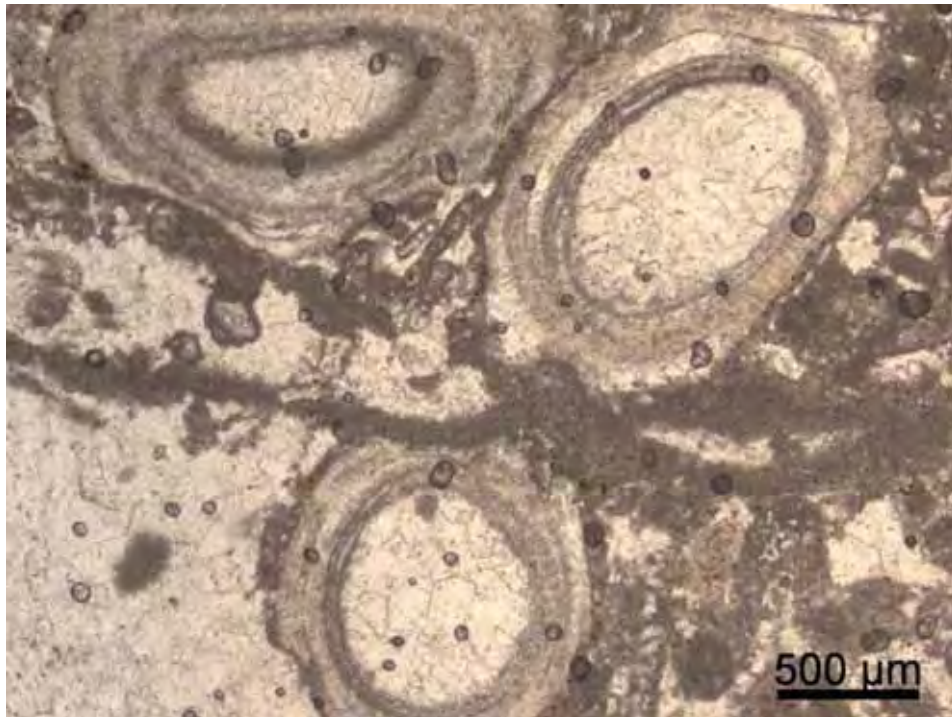


**FM:55:** (a) Equinóide com aspecto de ‘favo de mel’; (b) Espinho de equinóide em seção transversal. Lâmina J-44-A. Formação Jandaíra. Lajedo de Soledade (coord. UTM 9400150/659520). Nicóis paralelos.

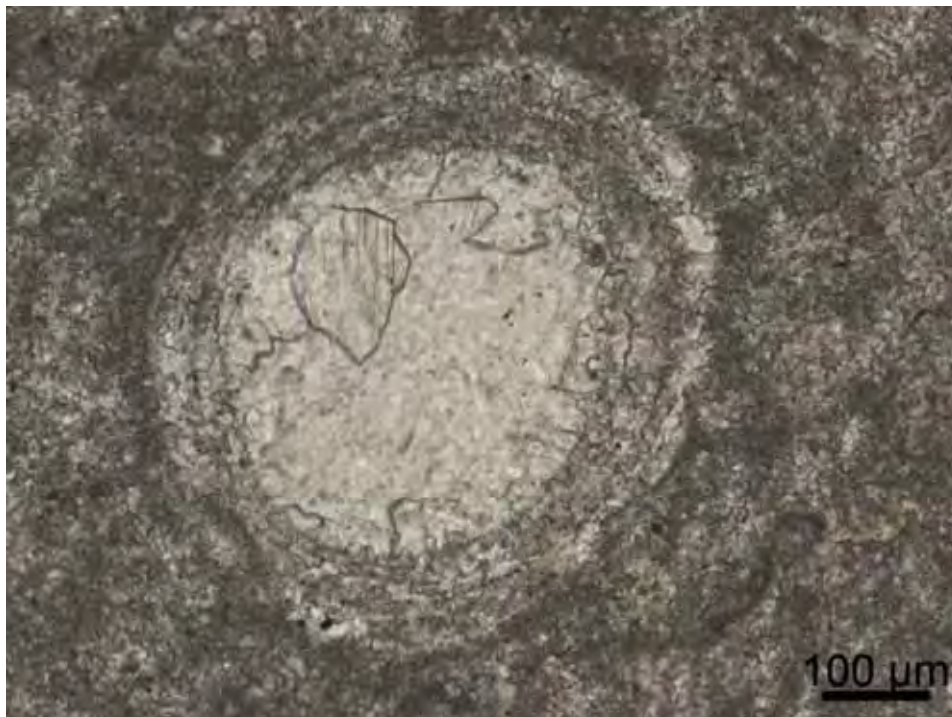


**FM 56:** Espinhos (cortes transversais) e placa de equinóide. Lâmina J-74-A. Formação Jandaíra. Pedreira Mossoró – Cimento Nassau (coord. 9425016/677112). Nicóis paralelos.

### Estampa 31



**FM 57:** Tubos de vermes em seção transversal arredondada e ovalada, exibindo paredes claramente formadas por duas camadas. Lâmina J-91-A. Formação Jandaíra. Rio do Carmo (coord. 9428605/695186). Nicóis paralelos.

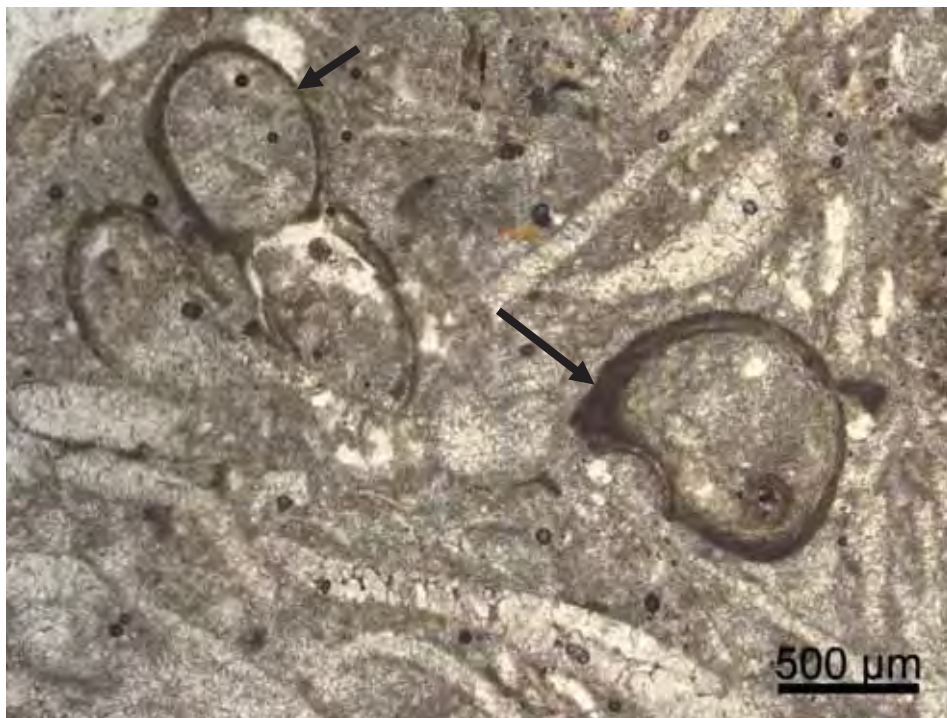


**FM 58:** Verme (?) com microestrutura laminada. Lâmina J-36-A. Formação Jandaíra. Taipa do Carapina (coord. 9386000/648863). Nicóis paralelos.

### Estampa 32



**FM 59:** Verme. Lâmina J-59-A. Formação Jandaíra. Lajedo de Soledade (coord. UTM 9400150/659520). Nicóis paralelos.



**FM 60:** *Packstone* rico em moluscos e vermes (indicados pelas setas). Lâmina J-59-A. Formação Jandaíra. Lajedo de Soledade (coord. UTM 9400150/659520). Nicóis paralelos.

## 4 DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

### Discussões

Tibana & Terra (1981) individualizam a Formação Ponta do Mel em três fácies, a fácies de mar aberto, a fácies de plataforma rasa e a fácies de planície de maré. No conjunto de lâminas analisadas, o presente estudo abordou essencialmente as rochas representativas da fácies de plataforma rasa, representados nas estampas referentes à Formação Ponta do Mel (Estampas 1-17).

Os grãos encontrados nesta fácies de plataforma rasa consistem basicamente em oóides, oncóides, pelóides e bioclastos.

Em geral, os oóides encontrados na Formação Ponta do Mel são normais tangenciais com apenas uma série de formação (FM-3, Estampa 2). Entretanto foram identificados também oóides com mais uma série (FM-5 - Estampa 3) e oóides superficiais radiais (FM-6 - Estampa 3). Os oncóides encontrados no topo da Formação Ponta do Mel (ilustrados na Estampa 4,5 e 6) apresentam núcleo derivados de algas vermelhas (FM-7 e FM-9), equinóides (FM-8 e FM-12) e gastrópodes (FM-11). Os pelóides, representados na Estampa 7 (FM-14), parecem ser formados a partir de algas vermelhas. Não foram identificados intraclastos na Formação Ponta do Mel neste trabalho.

Com relação aos bioclastos identificados, destacam-se as algas vermelhas solenoporáceas, moluscos (bivalves e gastrópodes), equinóides, foraminíferos, vermes e ostracodes.

Dentre as algas vermelhas, as solenoporáceas são mais comuns que as coralináceas na fácies estudada. Contudo, a estruturação geral de uma alga coralinácea está muito bem representada na FM- 28, da Estampa 15. As solenoporáceas estão representadas neste conjunto principalmente através dos gêneros *Marinella* e *Picnophyllum*, representadas pelas FM- 29 e FM-30 respectivamente na Estampa 15 e 16.

Moluscos bivalves foram encontrados como fragmentos, sendo facilmente reconhecidos devido às microestruturas características: cruzada-lamelar (FM-17) e foliada (FM-15), das Estampas 9 e 8. Ocorre também com parede recristalizada (FM-27, Estampa 14). Foi identificada também uma seção perpendicular ao plano que une as duas valvas, ilustrada na FM-16, da Estampa 8.

Em geral, os gastrópodes estão representados como seções circulares com uma barra perpendicular à superfície (FM-22, Estampa 11), podendo estar fragmentados (FM-21, Estampa 11). Ocorrem também como uma forma espiralada com câmaras (FM-20, Estampa 10). Na maioria

das vezes, apresentam-se com superfície lisa, ocorrendo também aqueles de superfície ornamentada (FM-19, Estampa 10).

Espinhos de equinóides estão representados nas FM-23 e 24 da Estampa 12, sendo reconhecida pela simetria que se assemelha à estrutura de uma flor.

Dentre os foraminíferos bentônicos encontrados representados na Estampa 17, destaca-se o gênero *Trocholina* (FM-33). Foraminíferos planctônicos hedbergelídeos aparecem em alguns níveis (FM-32).

Os ostracodes encontrados na Formação Ponta do Mel puderam ser reconhecidos principalmente através da recurvatura presente na extremidade da valva (FM-26, Estampa 14).

Os serpulídeos não são muito representativos no conjunto estudado, entretanto ocorrem em algumas lâminas estudadas, parecendo formar colônias (FM-25, Estampa 13).

De acordo com Tibana & Terra (1981), a Formação Jandaíra apresenta quatro fácies, uma fácies de mar aberto, de plataforma rasa, de laguna e a fácies de planície de maré. A fácies de laguna parece ser a mais bem representada neste estudo nas Estampas 18-32.

Os grãos encontrados nestas fácies lagunares consistem basicamente em oóides, pelóides e bioclastos.

Os oóides, cujos núcleos são compostos principalmente por miliolídeos (FM-35a, Estampa 18), estão ilustrados na FM-34 da Estampa 18, constituem grãos formadores da fácies de laguna descritas por Tibana & Terra (*op. cit.*). Os oncóides são menos comuns do que na Formação Ponta do Mel, entretanto a FM-36 da Estampa 19 representa oncóides com núcleo de gastrópode em rocha tipo *grainstone*. A FM-37 da Estampa 19 ilustra um exemplo de pelóide, oriundos provavelmente de algas verdes. Neste trabalho, não foram identificados intraclastos na Formação Jandaíra.

A maioria dos bioclastos encontrados na Formação Jandaíra consiste em algas verdes, moluscos (bivalves e gastrópodes), foraminíferos bentônicos miliolídeos, vermes, ostracodes e equinodermos.

Dentre as algas verdes, as codiáceas da Formação Jandaíra estão bem representadas nas FM-39 e FM-40 das Estampas 20 e 21 respectivamente, onde apresentam seções circulares e longitudinais dos tubos contendo ramificações. As dasicladáceas estão representadas pela FM-38 (Estampa 20).

Bivalves normalmente apresentam microestrutura foliada (FM-42, Estampa 22), porém podem ser encontrados sem a microestrutura característica (FM-44, Estampa 23) ou com paredes recristalizadas (FM-43, Estampa 22).

As câmaras das carapaças de gastrópodes podem estar preenchidas com micrita (FM-47, Estampa 25) ou com outros bioclastos (FM-46, Estampa 24), sendo que a superfície desta carapaça pode ser ornamentada (FM-45, Estampa 24).

Os foraminíferos bentônicos identificados na Formação Jandaíra são principalmente os miliolídeos (FM-48 e FM-49, Estampa 26).

Os ostracodes, com suas dimensões diminutas, são bem observados em aumentos de 10x em lâmina delgada e apresentam algumas características que são distintivas para o grupo: a estrutura ‘recurvatura’ presente na FM-52 da Estampa 28 ; a sobreposição de valvas ilustrada na FM-53 da Estampa 28; e a extinção em bandas mostrada na FM-54 da Estampa 29.

Os equinóides encontrados nas lâminas podem se apresentar com textura de ‘favo de mel’, como pode ser visto na FM-55a da Estampa 30. Espinhos de equinóides estão representados na Estampa 30 pelas FM- 55b e 56.

As FM- 57 e FM-58 da Estampa 31 e FM-59 e FM- 60 da Estampa 32 exibem vermes.

### **Considerações finais**

A partir deste estudo, é possível concluir que:

Os tipos de grãos encontrados na Formação Ponta do Mel são, de certo modo, similares aos encontrados na Formação Jandaíra, com exceção das algas calcárias. Enquanto estas são predominantemente vermelhas (sobretudo solenoporáceas e coralináceas) no conjunto de lâminas da coleção Formação Ponta do Mel, as verdes (principalmente as codiáceas) dominam no conjunto Jandaíra. Esta diferença em si corrobora o fato de que se de um lado o material analisado da Formação Ponta do Mel corresponde ao pacote carbonático de alta energia da parte superior da unidade (Tibana & Terra, 1981), também indicado pela presença de oóides e *Trocholina*, de outro as amostras da Formação Jandaíra emersa, frequentemente contendo algas verdes, moluscos e miliolídeos, derivam de fácies de plataforma interna e lagunares descritas anteriormente por Tibana & Terra (1981) e Córdoba *et al.* (1994; 1996).

## **5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

ALBERTÃO, G. A.; MARTINS JR., P. P. **Estratos calcários da Pedreira Poty (Paulista), PE – Evidências de evento catastrófico no primeiro registro do limite K-T descrito na América do Sul.** In: Winge, M.; Schobbenhaus, C., Berbert-Born, M., Queiroz, E.T.; Campos, D.A.; SOUZA, C.R.G.; Fernandes, A.C.S. (Edit.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. 2006.

ARARIPE, P. T.; FEIJÓ, F. J. **Bacia Potiguar**. In: Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p. 357-369, jan./mar.1994.

BANDEIRA JR., A. N. **Sedimentologia e microfácies calcárias das formações Riachuelo e Cotinguiba da Bacia Sergipe-Alagoas**. In: Boletim Técnico da Petrobrás, Rio de Janeiro, 21: p. 17-69. 1978.

CAINELLI, C.; BABINSKI, N.A.; SANTOS, R. C. R.; UESUGUI, N. **Sedimentos albosantonianos da Bacia Sergipe-Alagoas: ambientes de sedimentação e perspectivas petrolíferas**. Revista Brasileira de Geociências, 1987, v.2, p.189-207.

CAMPANHA, V. M. **O calcário Miriri (K) no cenário da estratigrafia regional da Bacia Paraíba/Pernambuco**. In: BOLETIM DO 5º SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5. 1999, Rio Claro: p. 143-147.

CAMPANHA, V. A.; SAAD, A. R. **A arquitetura deposicional carbonática do Senoniano no Nordeste brasileiro e o posicionamento dos calcários Miriri e Oiteiros**. In: BOLETIM DO 5º SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5. 1999, Rio Claro: 115-119.

CAROZZI, A. V.; TIBANA, P.; TESSARI, E. **Estudo das microfácies da Formação Bonfim (Cenomaniano) da Bacia de Barreirinhas, Brasil**. 1973. In: Ciência Técnica Petróleo, Seção: Exploração de Petróleo, n. 6. 86 p.

CARVALHO, M. D.; PRAÇA, U. M.; MORAES JR., J. J.; SPADINI, A. R. **Reservatórios carbonáticos profundos do eo-mesoalbiano da Bacia de Santos**. In: Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v.4, n.4, p. 429-450, out./dez. 1990.

CARVALHO, M. D.; PRAÇA, U. M. **Sequência das coquinas: sedimentação lacustre carbonática no rifte da Bacia de Campos**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte, MG. Anais ... Belo Horizonte, 40, v.1: p. 529.

CASSAB, R. C. T. **Ocorrência de gastrópodos marinhos do domínio Tetiano nas bacias cretáceas do Nordeste do Brasil**. In: BOLETIM DO 7º SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 7. 2006, Rio Claro: p. 34.

CASTRO, J.C.; VIVIERS, M.C.; REGALI, M. S. P. **Stratigraphic analysis of the marine cretaceous in the eastern margin of the Potiguar Basin**. In: Revista Brasileira de Geociências, v.18 (2): 231-236, junho 1988.

CÓRDOBA, V. C.; SPADINI, A. R.; BAGNOLI, E. **Lajedo de Soledade, Cretáceo Superior da Bacia Potiguar: um exemplo de sedimentação carbonática sob influência de marés**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1994, Balneário Camboriú, SC. Anais ... Balneário Camboriú 38,: p. 293-295.

CÓRDOBA, V. C.; MENEZES, M. R. F. de; LIMA FILHO, F. P. **Fácies, sistemas deposicionais e diagênese da Formação Jandaíra, Neocretáceo, no extremo sudoeste da Bacia Potiguar, RN**. In: BOLETIM DO 4º SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 4. 1996, Rio Claro.

CÓRDOBA, V. C.; JARDIM de SÁ, E. F.; Souza, D. C.; ANTUNES, A. F. **Bacia Pernambuco-Paraíba**. In: Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v.15, n.3, p. 391-403, maio/nov.2007.

DIAS-BRITO, D. **Evolução paleoecológica da Bacia de Campos durante a deposição dos calcilutitos, margas e folhelhos da Formação Macaé (Albiano e Cenomaniano?)**. Boletim Técnico da Petrobrás, Rio de Janeiro, 25(2): p. 84-97, abr./jun.1982.

DIAS-BRITO, D. **Calcisphaerulidae e microfóssies associados da Formação Ponta do Mel – Bacia Potiguar, Brasil: considerações paleoecológicas e biocronoestratigráficas**. In: Coletânea de Trabalhos Paleontológicos – DNPM: 307-313. 1985.

DIAS-BRITO, D. **Calcários albianos da Formação Macaé: Redepositados por ação de tempestades?** Boletim de Geociências da Petrobrás 3(4): 403-405. 1989.

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

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

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

ESTEVES, F.R.; SPADINI, A. R.; SAITO, M. **A sedimentação albo-turoniana (Formação Macaé) da Bacia de Campos sob a ótica paleoecológica**. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, RJ-ES: p. 27-42. 1987.

FEIJÓ, F. J. **Estudo dos carbonatos Muribeca e Riachuelo no Alto de Aracaju – Bacia Sergipe-Alagoas – Nordeste do Brasil**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Balneário Camboriú, SC. Anais ... Balneário Camboriú 31, v.1: p. 320-332.

GRANIER, B.; BERTHOU, P.Y.; POIGNANT, A.F. **Constructions bio-sédimentaires laminées, *Lithothamnium* et *Parachaetetes* de la Formation Riachuelo (Albien) du basin de Sergipe (Nord est du Brésil)**. Geociências, 1991, v.10, p. 169-181.

GRANIER, B.; DIAS-BRITO, D.; BUCUR, I. I. **Calcareous algae from Upper Albian-Cenomanian strata of the Potiguar Basin (NE Brazil)**. In: Geologia Croatica, Zagreb, 2008, 61/2, n. 2-3: p. 311-320.

MABESOONE, J. M. **Estudo petrográfico comparativo dos calcários do Nordeste**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., 1970, Brasília, DF. Anais ... Brasília, 24, v.4: p. 227-236.

MATSUDA, N.; CARVALHO, M. D.; SPADINI, A. R.; DIAS, J. L.; MARÇAL, R.A. **Fácies e modelos de dolomitização dos carbonatos eo-mesoalbiano e aptiano da Bacia de Campos.** In: BOLETIM DO 7º SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 4. 2006, Rio Claro.

MOSMANN, R.; PEREIRA, C. P. **Petrografia e gênese de rochas sedimentares do Aptiano e Albo-aptiano da Bacia do Espírito Santo.** Revista Brasileira de Geociências, 1972v.2, p.189-207.

PESSOA NETO, O.; SOARES, U. M.; SILVA, J. G. F.; ROESNER, E. H.; FLORENCIO, C. P.; SOUZA, C. A. V.. **Bacia Potiguar.** In: Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v.15, n.3, p. 357-369, maio/nov.2007.

PRAÇA, U. M. **Calcários de águas rasas e calcários palustres da sequência das coquinas, Formação Lagoa Feia, Bacia de Campos.** In: Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, 1995, 9 (2/4): p. 324.

ROBAINA, L. E. S.; FORMOSO, M. L. L.; SPADINI, A. R. **Geoquímica dos reservatórios carbonáticos da Formação Macaé (Eo-meso-albiano) nos campos de Pampo e Enchova, Bacia de Campos, Brasil.** In: Boletim Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, 1993, 7 (1/4): p. 103-133.

SAMPAIO, A. V.; SCHALLER, H. **Introdução à estratigrafia da Bacia Potiguar.** In: Boletim Técnico da Petrobrás, Rio de Janeiro, 11(1): p. 19-44. 1968.

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

SPADINI, A. R.; MARÇAL, R. A. **Porosidade em reservatórios carbonáticos: algumas considerações.** Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 13, n.1, p. 129-138, nov.2004/maio 2005.

STROHSCHOEN JR., O. **Microbiofácies do Albiano superior-Turoniano Inferior na Bacia de Campos.** In: BOLETIM DO 6º SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 6. 2002, Rio Claro.p.227-231.

TIBANA, P.; ALVES, R. J. **Sedimentação carbonática cenomaniana/albiana na Bacia do Espírito Santo.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973, Aracaju. Anais ... Aracaju, 27, v.3: p. 339-356.

TIBANA, P.; TERRA, G. J. S. **Sequências carbonáticas do Cretáceo na Bacia Potiguar.** In: Boletim Técnico da Petrobrás, Rio de Janeiro, 24(3): p. 174-183, jul./set.1981.

TERRA, G. J. S. **Influência da evolução deposicional na cimentação dos carbonatos de alta energia da Fm. Ponta do Mel – Bacia Potiguar.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal, RN. Anais ... Natal, 36, v.1: p. 265-280.

TERRA, G. J. S.; LEMOS, **Algas solenoporáceas do Albo-Cenomaniano das bacias do Nordeste do Brasil – implicações paleoecológicas e paleobiogeográficas.** In: BOLETIM DO 5º SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5. 1999, Serra Negra-SP: p. 23-28.

TOMÉ, M. E. R.; LIMA FILHO, M. de. **Análise estratigráfica do Albiano-Cenomaniano-Turoniano da Bacia de Pernambuco (Graben do Cupe): considerações paleogeográficas e geração de hidrocarbonetos.** In: BOLETIM DO 7º SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 7. 2006, Rio Claro. p.127.

TURBAY, C. V. G.; CESERO, P.; KOUTSOUKOS, E. A. M.; RODRIGUES, M.A. 2004. **Upper Albian carbonate microfacies from the Sergipe Basin, Northeastern Brazil.** 23º IAS Meeting of Sedimentology: p. 270.

---

Aluna  
Juliana Okubo

---

Orientador  
Dimas Dias-Brito

# **APÊNDICE A –**

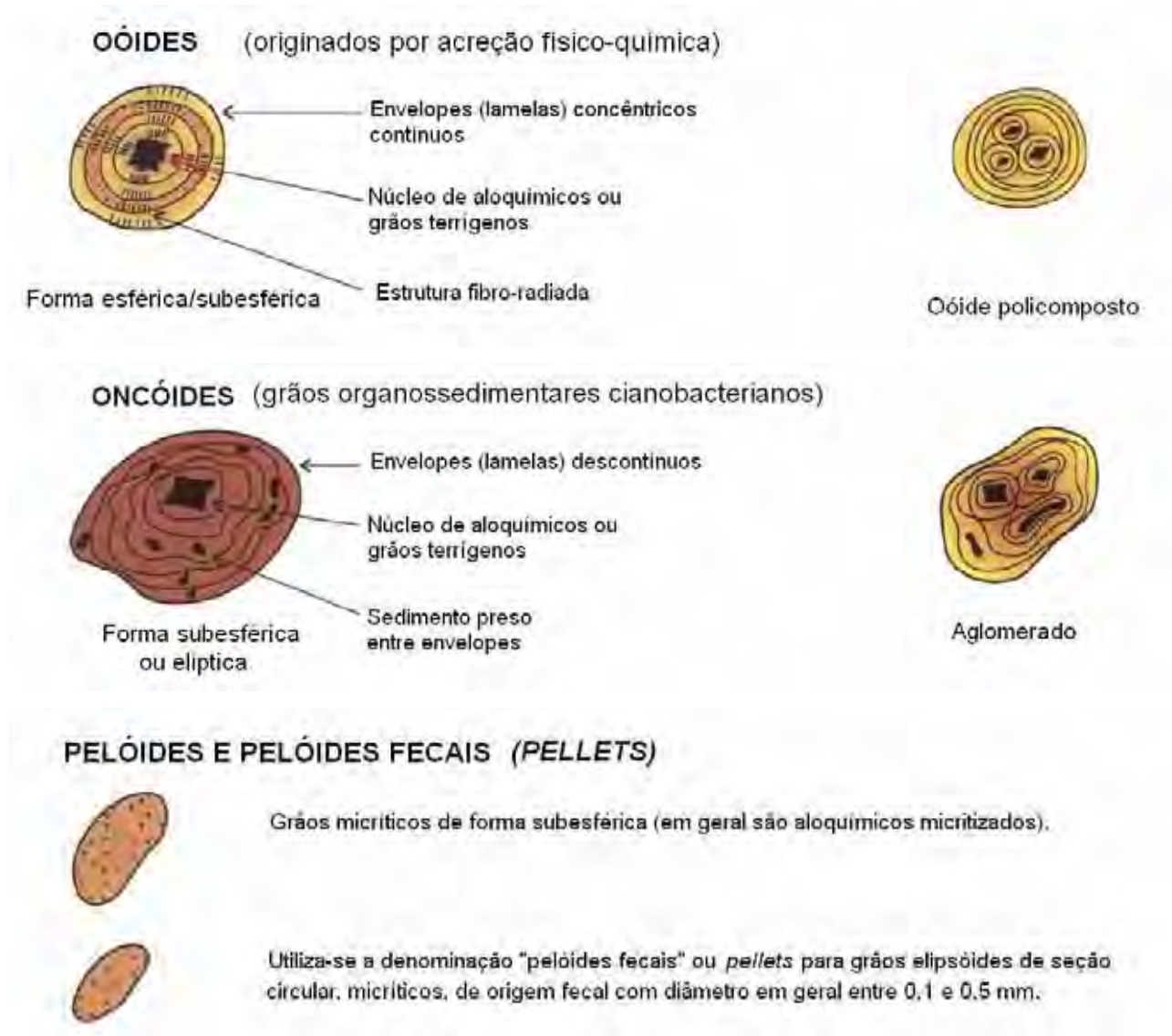
## **GRÃOS EM ROCHAS CARBONÁTICAS:**

**Aspectos petrográficos e significado**

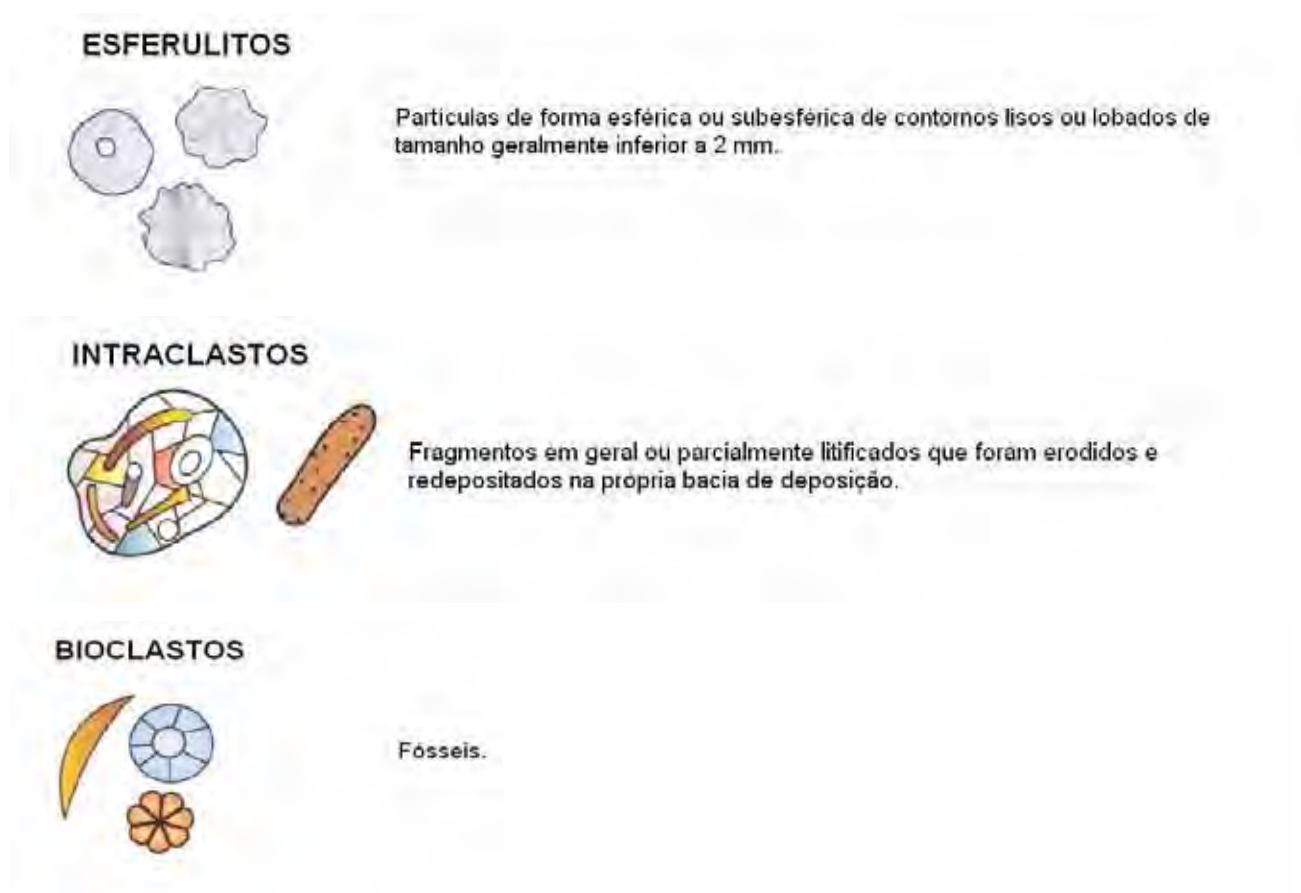
**(foco naqueles presentes nas formações Ponta do Mel e Jandaíra)**

O conjunto de grãos que compõem as rochas carbonáticas, também chamados de aloquímicos por Folk (1959; 1962), é representado por oóides, oncóides, pelóides/*pellets*, intraclastos e bioclastos (Figura Ap. 1). O reconhecimento destes elementos é parte fundamental da pesquisa em petrologia carbonática, pois ajudam o pesquisador a definir os paleoambientes deposicionais em estudos microfaciológicos.

**Figura Ap. 1-** Grãos de rochas carbonáticas.



## Continuação da Figura Ap.1

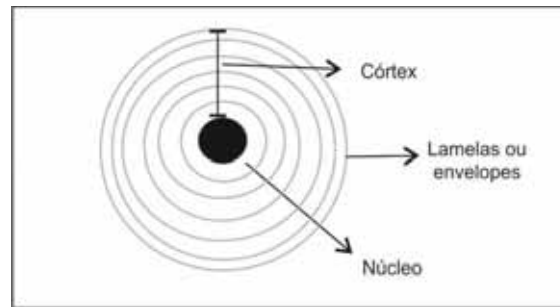


Fonte: Terra *et al.* (2010), com alguma modificação.

### Ap. 1.1 Oóides

Oóide é um grão esférico a subesférico, variando de 0,2 a 1 mm, que tem um ou mais envelopes ou lamelas regulares, formados como sucessivas camadas ao redor de um núcleo. O núcleo é um cristal ou fragmento em torno do qual se deu início ao envelopamento e o córtex é o conjunto de lamelas ou envelopes que envolvem o núcleo, podendo conter 20 a 200 lamelas (SCOFFIN,1987). A figura Ap.2 ilustra um oóide. O núcleo não é percebido se o corte não passa pela região central do grão.

**Figura Ap.2** – Elementos de um oóide.



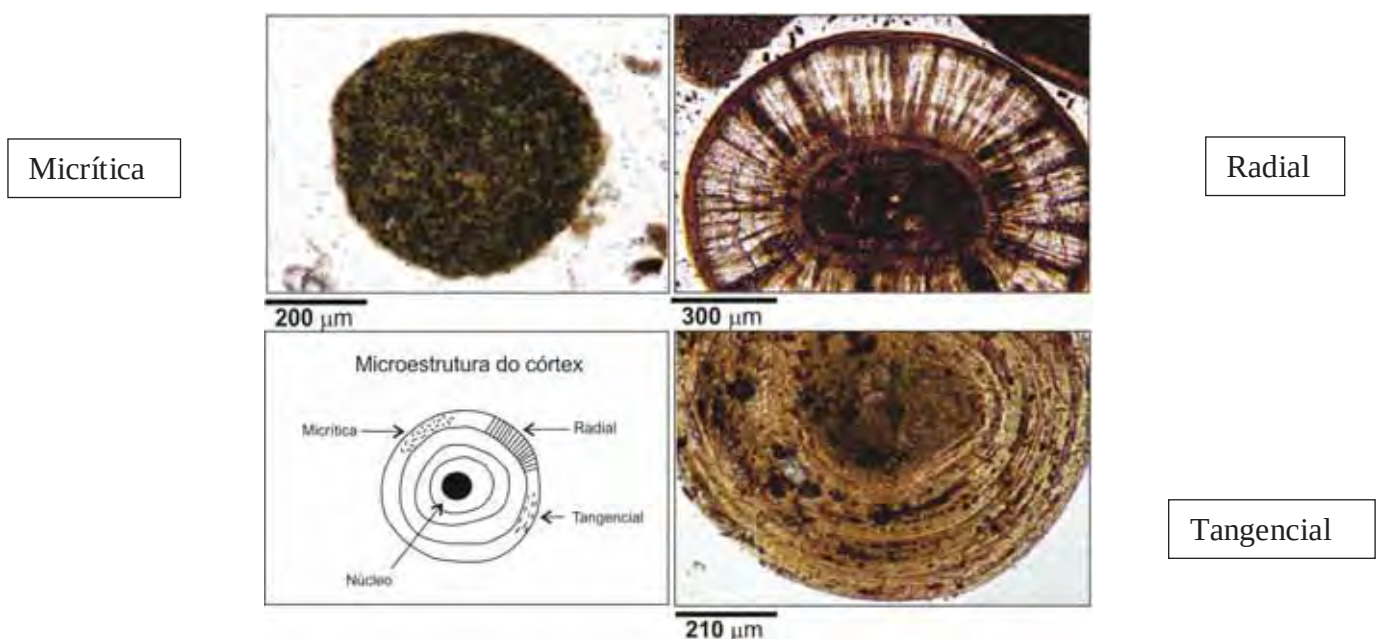
O córtex dos oóides modernos consistem de aragonita, de calcita rica em Mg e de calcita pobre em Mg; a aragonita e a calcita rica em Mg podem ocorrer em lâminas alternadas dentro de um mesmo oóide (FLÜGEL, 2004).

Alguns oóides podem ter lamelas de composição ferruginosa, silicosa, bauxítica, fosfática, evaporítica (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003); tais tipos de oóides não serão abordados neste estudo.

#### Ap. 1.1.1. Identificação de oóides ao microscópio óptico:

Microestrutura do córtex: os minerais podem estar organizados de três formas dentro do córtex (Figura Ap.3).

**Figura Ap.3 – Tipos de microestrutura do córtex.**



Fonte: Tucker & Wright (1990) e Scholle & Ulmer-Scholle (2003).

Na microestrutura tangencial ou concêntrica, os cristais (normalmente aragoníticos) têm seus maiores eixos alinhados paralelamente à laminação concêntrica do oóide (TUCKER & WRIGHT, 1990).

A microestrutura radial é caracterizada pela presença de fibras dispostas radialmente nos oóides, sendo que cada fibra é formada por pequenas agulhas. Cada fibra pode ter mais de 150 µm de comprimento, e cada agulha apresenta de 10-50 µm de comprimento e 2-5 µm de diâmetro (TUCKER & WRIGHT, 1990).

Elementos ooidiformes com espessas lamelas radiais, porém com ausência de núcleo (que indiscutivelmente não são verdadeiramente oóides) são denominados esferulitos (TUCKER & WRIGHT, 1990).

Podem ocorrer também oóides com microestrutura tangencial e radial concomitantes, sendo que os cristais radiais podem cruzar todas as lâminas concêntricas ou somente algumas, ou ficarem confinados dentro de uma única lamela (BATHURST, 1976). A microestrutura radial secundária, que corta transversalmente as lâminas concêntricas, resulta de uma impressão sobreposta diageneticamente nos oóides primários (FLÜGEL, 2004).

Na estrutura micrítica, os cristais estão arranjados ao acaso ou não estão orientados pelo fato de os cristais apresentarem dimensões semelhantes (TUCKER & WRIGHT, 1990).

#### Ap. 1.1.2 - Mineralogia dos óoides

Como já referido anteriormente, os oóides contêm dois tipos de minerais carbonáticos: aragonita e calcita, rica ou pobre em Mg. Microestruturas tangenciais consistem de ‘grãos’ de aragonita e microestruturas radiais consistem de cristais fibrosos ou laminados de aragonita, de calcita pobre em Mg ou de calcita rica em Mg (TUCKER & WRIGHT, 1990).

Com relação ao grau de preservação nas rochas carbonáticas, os grãos compostos por calcita pobre em Mg são perfeitamente preservados, sendo que aqueles formados por calcita rica em Mg podem mostrar alterações na microestrutura e dissolução dos grãos. Aqueles compostos por aragonita ou são substituídos por calcita ou são dissolvidos completamente, deixando somente um molde. O mineral aragonita é instável a temperaturas e pressões na superfície quando comparada à calcita e, ao longo do tempo, a calcita rica em Mg perde magnésio (TUCKER, 2001).

Oóides aragoníticos, calcíticos ou bimineralizados apresentam padrões distintos de distribuição. Em áreas de mais alta energia os óoides consistem de aragonita; córtices de calcita rica em Mg são mais abundantes em áreas de baixa energia (SCOFFIN, 1987). Segundo Tucker & Wright (1990), é bem possível que os oóides micríticos antigos tenham sido formados

biogenicamente em ambientes de baixa energia. É bom lembrar que os córtices de oóides modernos têm um alto conteúdo orgânico, mas o consenso geral é que os oóides crescem por precipitação físico-química de  $\text{CaCO}_3$  sem intervenção de organismos (SCOFFIN, *op.cit.*).

#### Ap. 1.1.3 Tamanho dos oóides

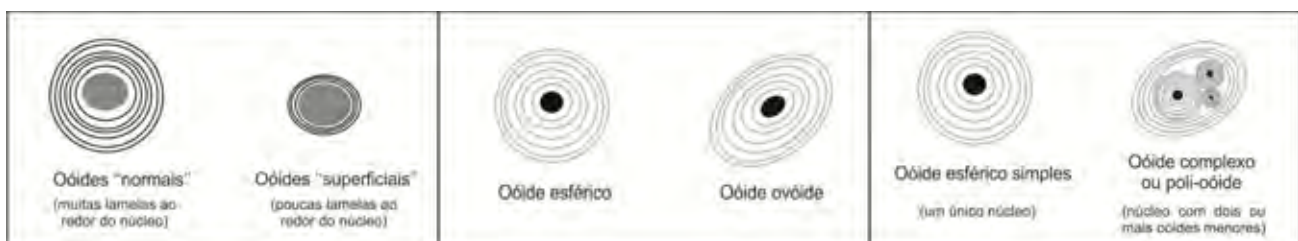
Segundo Scoffin (1987), os oóides apresentam dimensões variando de 0,2 a 1 mm de diâmetro. Entretanto, a maioria dos oóides modernos tem diâmetro que varia de 0,2 a 0,5 mm (TUCKER, 2001).

Grãos de estrutura similar aos oóides, porém com diâmetro maior que 2 mm, são frequentemente chamados de pisóides (FLÜGEL, 2004).

#### Ap.1.1.4 Tipologia dos oóides

Os vários tipos de oóides podem ser definidos pela razão córtex/núcleo, pela forma do núcleo e de acordo com o número de núcleos (Figura Ap. 4). Baseado na razão córtex/núcleo, os oóides podem ser caracterizados como: superficiais ou normais. Os oóides superficiais são aqueles, nos quais a espessura do córtex é distintamente menor que metade do diâmetro do oóide inteiro; e os oóides normais são caracterizados por um córtex cuja espessura é igual ou maior que a metade do diâmetro do oóide. A forma do oóide resulta freqüentemente da forma do núcleo. A maioria deles é esférica, porém formas ovóides também são comuns (FLÜGEL, 2004). Ainda segundo aquele autor, os oóides são classificados como simples ou compostos. Os últimos consistem em dois ou mais oóides envelopados, o que dá origem a novo oóide maior (poli-oóide).

**Figura Ap.4–** Tipos de óoides segundo diferentes critérios.



#### Ap. 1.1.5 Oóides e ambientes deposicionais

Áreas turbulentas de plataformas tropicais e subtropicais representam os lugares onde substanciais quantidades de oóides são acumuladas; nesses locais as águas são levemente mais salgadas e quentes que em mar aberto oceânico (SCOFFIN, 1987). Lugares clássicos e bem estudados onde estão sendo acumulados oóides são as Bahamas, o Golfo Pérsico e a Baía de Shark (Austrália).

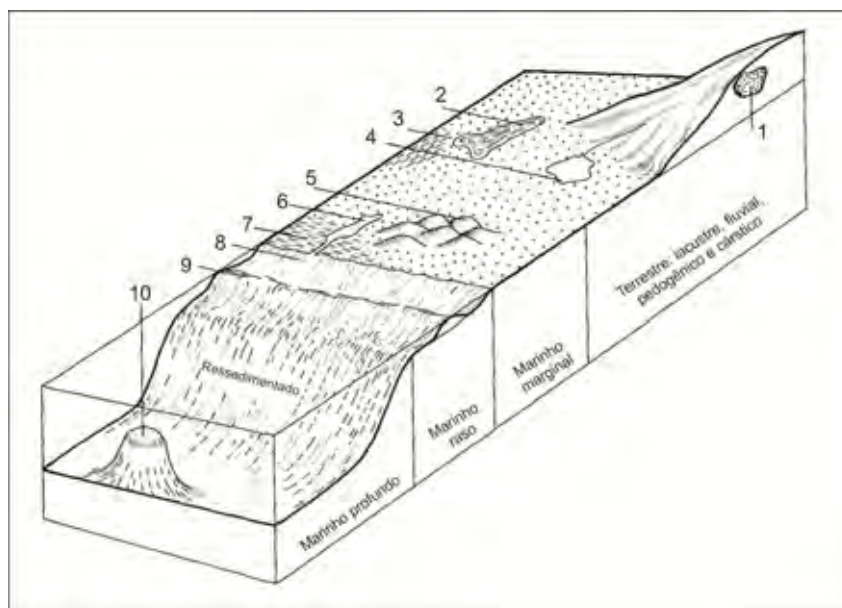
Ambientes marinhos que favorecem a formação de oóides são quentes e rasos (normalmente entre 0 e 4m) e barrados da influência de águas frias profundas; nesses ambientes a agitação dos grãos ocorre pela ação de correntes de maré, correntes dirigidas por ventos e ondas. Tal turbulência remove os sedimentos finos e rola os oóides para frente e para trás, os quais não tocam o fundo; esta agitação da água libera o  $\text{CO}_2$  da água morna e promove a precipitação do  $\text{CaCO}_3$  (SCOFFIN, 1987)

Embora oóides e pisóides ocorram em um número limitado de ambientes não-marinhos, sendo quantitativamente insignificantes no registro geológico quando comparados com os oóides marinhos, esquemas gerais, como o da figura Ap. 5, são apresentados. Tais grãos tem gênese em outro contexto, bem diferente dos marinhos.

Conforme dito, a ocorrência de oóides marinhos normalmente indica que houve turbulência no ambiente em que os grãos foram formados. Entretanto, a microestrutura radial-fibrosa e formas irregulares e assimétricas podem ser indicativas de condições de baixa energia; condições hipersalinas parecem caracterizar a predominância de oóides radiais (FLÜGEL, 2004).

**Figura Ap.5**– Ambientes de formação e/ou deposição dos oóides: (1) cavernas, (2) lagos salinos, (3) solos calcários, (4) lagos de água doce e rios, (5) dunas eólicas, (6) sabkhas e lagoas

hipersalinas, (7) praias e planícies de maré, (8) lagunas hipersalinas, (9) bancos de oóides e (10) oóides pelágicos.



Fonte: Tucker & Wright (1990).

#### Ap. 1.1.6 Intervalo temporal de ocorrência dos oóides

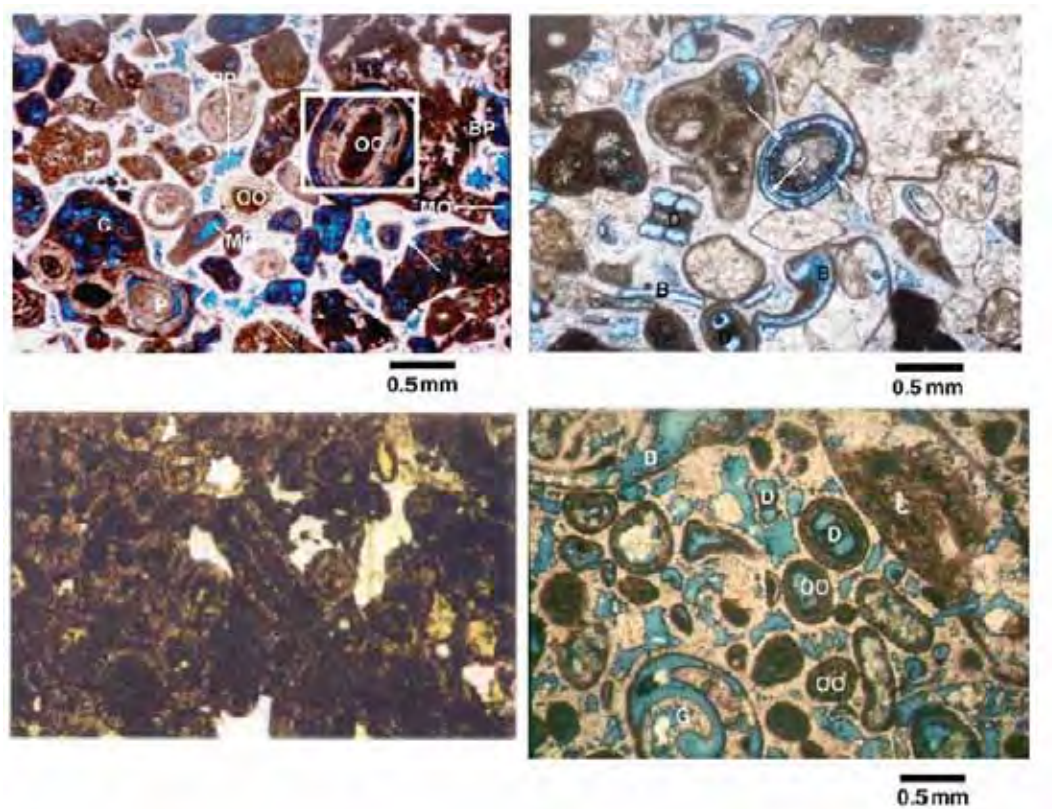
Oóides são constatados em rochas pré-cambrianas e fanerozóicas. Segundo Flügel (2004), os carbonatos oolíticos foram abundantes no Eocarbonífero (Mississipiano), no Mesojurássico e no Neojurássico, ligados a períodos de transgressões e regressões globais. No Brasil são particularmente comuns nas plataformas albianas.

#### Ap.1.1.7 Rochas oolíticas como reservatórios de petróleo

O Campo de Ghawar é o maior campo de óleo convencional no mundo, sendo as rochas-reservatório do sistema petrolífero representadas por *grainstones* e *packstones* esqueléticos e *grainstones* oolíticos (AL-ANAZI, 2007). Segundo Cantrell (2006), os *grainstones* oolíticos constituem o principal reservatório da unidade Arab-D do campo. São rochas que contêm oóides bem desenvolvidos, com laminação concêntrica e variando em tamanho de 0,3 a 1 mm. No núcleo dos oóides geralmente estão pelóides e, às vezes, bioclastos (Figura Ap.6).

**Figura Ap.6**– *Grainstone* oolítico da seção Arab-D do campo de Ghawar na Arábia Saudita, contendo oóides (OO) em associação com bioclastos (e.g., algas dasicladáceas (D), bivalves (B)),

gastrópodes (G)), pelóides (P) e grãos compostos (C), apresentando porosidade móldica (MO) e interpartícula (BP).



Fonte: Cantrell (2006).

No Brasil, na seção pós-sal, a Formação Quissamã do Grupo Macaé abriga calcarenitos e calcirruditos de alta energia, que atuam como reservatórios carbonáticos produtores (por exemplo no Campo de Garoupa e de Pampo), sendo constituídas por *grainstones/packstones* predominantemente compostos por oncóides, como ocorrência subordinada de pelóides e oóides (GUARDADO & SPADINI, 1987).

### Ap. 1.2 - Oncóides

Oncóides são grãos envelopados arredondados, que contém um córtex composto por lâminas sobrepostas parcialmente e não concêntricos. Autores como Johnson (1961), Scoffin (1987) e Riding (*in* FLÜGEL, 1977) defendem uma origem cianobacteriana para os oncóides. Rodóides (rodolitos) são tipos particulares de oncóides, cujos envelopes são crostas de algas vermelhas coralináceas (TUCKER & WRIGHT, 1990).

Os oncóides podem ser originados pelo trapeamento mecânico e ligação de partículas sedimentares detríticas ou pela precipitação de carbonato pelas cianobactérias ou por ambos os

processos (SCOFFIN, 1987). Bathrust (1976) vê a gênese dos oncolitos como um mecanismo de acreção por *snowball*, onde o crescimento deste tipo de grão desenvolve-se pelo trapeamento de partículas locais entre filamentos cianobacterianos na medida em que o oncóide rola no fundo marinho.

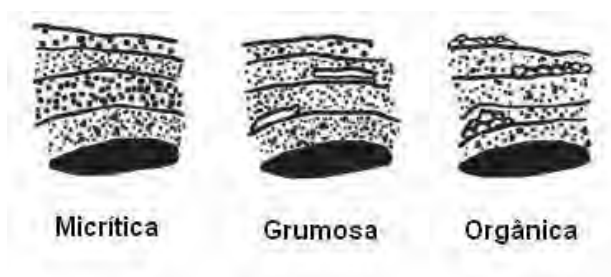
#### Ap. 1.2.1 Identificação de oncóides ao microscópio óptico:

##### Microestrutura

O córtex de um oncóide representa a parte mais importante do grão, pois sua história está gravada dentro dele. As laminações são formadas ao redor do núcleo de maneira sucessiva, gerando a estrutura concêntrica do córtex. Em alguns oncóides, as camadas concêntricas são facilmente observadas, enquanto que em outros não são tão facilmente reconhecidas. Motivo de tal fato pode ter origem na fina granulometria dos grãos ou no neomorfismo agradacional (DAHANAYAKE, 1977). Segundo Bathurst (1976), o processo de neomorfismo agradacional é a alteração de aragonita para calcita sem a formação de cavidades visíveis.

Segundo Dahanayake (*op. cit*), três tipos de microestruturas são definidos com base nas variações composicionais e texturais, que são: lâminas micríticas, lâminas grumosas e lâminas orgânicas (Figura Ap.7). Nelas, as lamelas podem manter espessuras constantes (laminação contínua) ou apresentar espessuras variáveis (laminação descontínua) ao longo da superfície. A sequência de laminações de mesma espessura pode formar séries, sendo que uma nova série é formada quando as laminações variam de espessura (Figura Ap.8).

**Figura Ap.7**– Tipos de microestruturas comuns no interior das lâminas dos oncóides.



Fonte: Flügel (2004).

**Figura Ap.8**– Duas séries de laminações (S1 e S2) em oncóide.



Fonte: Dahanayake (1977).

#### Ap. 1.2.2 Mineralogia dos oncóides

A maioria dos oncóides antigos consiste de calcita, por vezes com adições menores de minerais argilosos, quartzo e matéria orgânica (DAHANAYAKE, 1977; FLÜGEL, 2004).

#### Ap. 1.2.3 Tipos dos oncóides

Muito frequentemente, os oncóides apresentam forma esférica ou elíptica. Sua morfologia é altamente dependente da forma do núcleo, tendo maior ou menor importância na construção de um oncóide dependendo se o diâmetro é menor ou maior que a espessura total das laminações (córtex), como mostrado na figura Ap.9. No primeiro caso, o oncóide é classificado como 'normal' enquanto que no último, é considerado como sendo um oncóide 'superficial'. Oncóides inteiros e seus fragmentos podem se unir para formar outro oncóide, e são chamados de oncóides compostos. Estes ocorrem sozinhos ou junto aos 'normais' e 'superficiais' que são denominados oncóides simples. A superfície de um oncóide pode ser suave ou irregular, sendo que formas angulares raramente são observadas (DAHANAYAKE, 1977).

**Figura Ap. 9**– Exemplos de tipos de oncóides quanto à espessura do córtex/núcleo e à morfologia.



Fonte: Dahanayake (1977) e Scholle & Ulmer-Scholle (2003).

#### Ap. 1.2.4 Tamanho dos oncóides

Os oncóides variam comumente em diâmetros de 1 mm a 5 cm, apesar de não apresentarem limites específicos de tamanho (DAHANAYAKE, 1977). A denominação ‘micro-oncóide’ é adotada para oncóides com diâmetro inferior a 2 mm (TUCKER & WRIGHT, 1990).

Segundo Flügel (2004), são denominados ‘macróides’ aqueles oncóides de tamanho centimétrico, que consistem predominantemente de organismos incrustantes excluindo as algas coralináceas.

#### Ap. 1.2.5 Oncóides e ambientes deposicionais

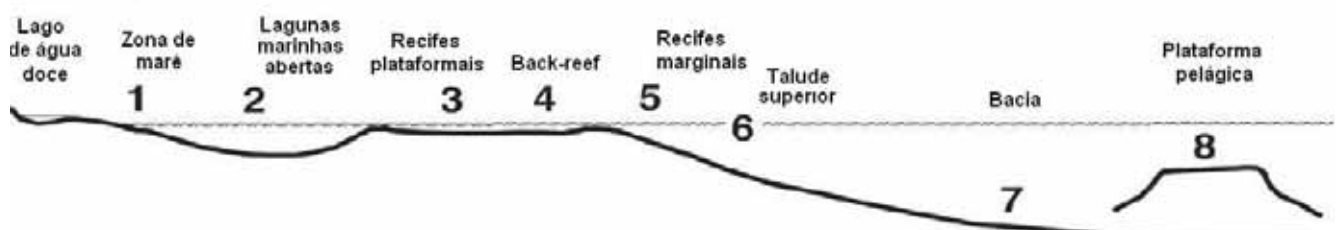
Para Scoffin (1987), os oncóides são estromatólitos independentes esféricos encontrados atualmente em ambientes carbonáticos tropicais de intermaré e supramaré, especialmente em águas agitadas. Como pré-requisito primário para o crescimento deste tipo de grão, acredita-se que deva haver uma reviravolta do grão laminado, geralmente realizado por ação de ondas e correntes (TUCKER & WRIGHT, 1990; FLÜGEL, 2004).

Critérios diagnósticos para oncóides de água doce são núcleos formados por moluscos de água doce, padrões de laminação análogos a oncóides de água doce modernos, microestruturas bem preservadas, ocorrência com sedimentos terrestres, e frequentemente tamanhos grandes.

Entre os oncóides marinhos, são de particular interesse para diferenciar oncóides de águas rasas daqueles de águas profundas critérios como fósseis associados, tipos de crescimento, forma, padrões de laminação e tipo de bioclasto contido no núcleo. Aqueles formados em ambientes intermaré e supramaré (1 e 2 – Fig. Ap.10), associam-se a fósseis como foraminíferos bentônicos e algas e apresentam o tipo de laminação grumosa mais frequentemente que nas partes mais profundas.

Em ambientes recifais (3,4 e 5 – Fig. Ap.10), as formas de crescimento são concêntricas, sendo comuns núcleos contendo corais e moluscos. Nos taludes, podem ocorrer oncóides com formas elípticas, associadas a estromatólitos (6 – Fig. Ap.10). Oncóides com núcleos contendo pelóides, de tamanhos menores são frequentemente associados com carbonatos pelágicos, representados pelos números 7 e 8 da figura Ap.10, podendo ocorrer também oncóides fosfáticos, ferruginosos e manganésíferos neste tipo de ambiente (FLÜGEL, 2004).

**Figura Ap. 10** – Ambientes deposicionais dos oncóides.



#### Ap. 1.2.6. Intervalo temporal de ocorrência dos oncóides

Segundo Flügel (2004), os oncóides ocorrem em carbonatos do Arqueano, junto com estromatólitos e oóides. Oncóides de origem cianobacteriana são abundantes nos carbonatos do Paleozóico e do Mesozóico.

### Ap. 1.3 - Pelóides/ *Pellets*

Pelóides são aloquímicos formados por material criptocristalino ou microcristalino, independente do tamanho ou da origem. Este termo permite referência para grãos compostos por micrita ou minerais neoformados sem a necessidade de implicar qualquer modo de formação particular (BATHURST, 1976).

Pelóides representam um grupo poligenético de grãos, portanto nem sempre é possível identificar sua origem exata (TUCKER & WRIGHT, 1990). Há autores que suspeitam que todos os pelóides tenham sido prensados e moldados em sua forma atual durante a passagem pelo intestino de um organismo que se alimenta da lama carbonática (BATHURST, *op. cit.*). No entanto, a denominação *pellet* deve ser restrita a grãos de origem fecal; para todos os outros grãos micríticos o termo ‘pelóide’ é recomendado (FLÜGEL, 2004).

Muitos grupos de organismos marinhos, vertebrados e invertebrados, ingerem grãos calcários durante a sua alimentação em sedimentos ricos em matéria-orgânica ou ricos em algas calcárias, e excretam carbonato de cálcio (SCOFFIN, 1987). Os produtores mais abundantes de *pellets* são os gastrópodes, vermes e camarões (SCOFFIN, *op. cit.*; FLÜGEL, *op. cit.*).

Porém, existem grãos escuros esféricos microcristalinos que podem não ter origem fecal. Alguns podem ser pequenos intraclastos esféricos de lama e outros podem ser grãos esqueléticos ou oolíticos micritizados, ou seja, com estrutura interna transformada para textura microcristalina pelo processo de micritização (SCOFFIN, *op. cit.*). Em carbonatos antigos, pelóides têm sido descritos como pseudo-oólitos ou falsos oólitos (BATHURST, *op. cit.*), também chamados de bahamitos.

#### Ap. 1.3.1 Características fundamentais para a identificação de pelóides/*pellets* ao microscópio óptico:

Pelóides são geralmente arredondados ou subarredondados, esféricos, elipsoidais a irregulares em forma, e internamente não apresenta estrutura (TUCKER & WRIGHT, 1990).

*Pellets* são geralmente esféricos, elípticos, ovais ou alongados. Em seção delgada, estes grãos são escuros, mosqueados a homogêneo e consiste de calcita microcristalina rica em matéria orgânica e/ou aragonita (SCOFFIN, 1987).

A maioria dos *pellets* são relativamente pequenos, tipicamente de 0,03 a 0,3 mm de comprimento, apesar de alguns podem exceder 1 a 2 cm (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003). Para Pettijohn (1975), os *pellets* variam de 0.03 a 0.15 mm em tamanho; a maioria está entre 0.05 e 0.10 mm. Pelóides têm tamanho médio de 0,1 - 0,5 mm (TUCKER & WRIGHT, 1990).

Distinguem-se dos oóides pela ausência de estrutura radial ou concêntrica, dos fósseis pela ausência de estrutura interna, e dos intraclastos pela uniformidade de tamanho e forma. Pode se confundir com pequenos intraclastos (PETTIJOHN, 1975).

#### Ap. 1.3.2 Tipos de pelóides

Flügel (2004) divide os pelóides nas seguintes subcategorias (Figura Ap. 11): (1) *pellets*, pelóides algais e pelóides bioerosionais, (2) pelóides líticos e pelóides móldicos, (3) pelóides bahamitos e *pelletóides* e (4) pelóides microbiais e pelóides precipitados.

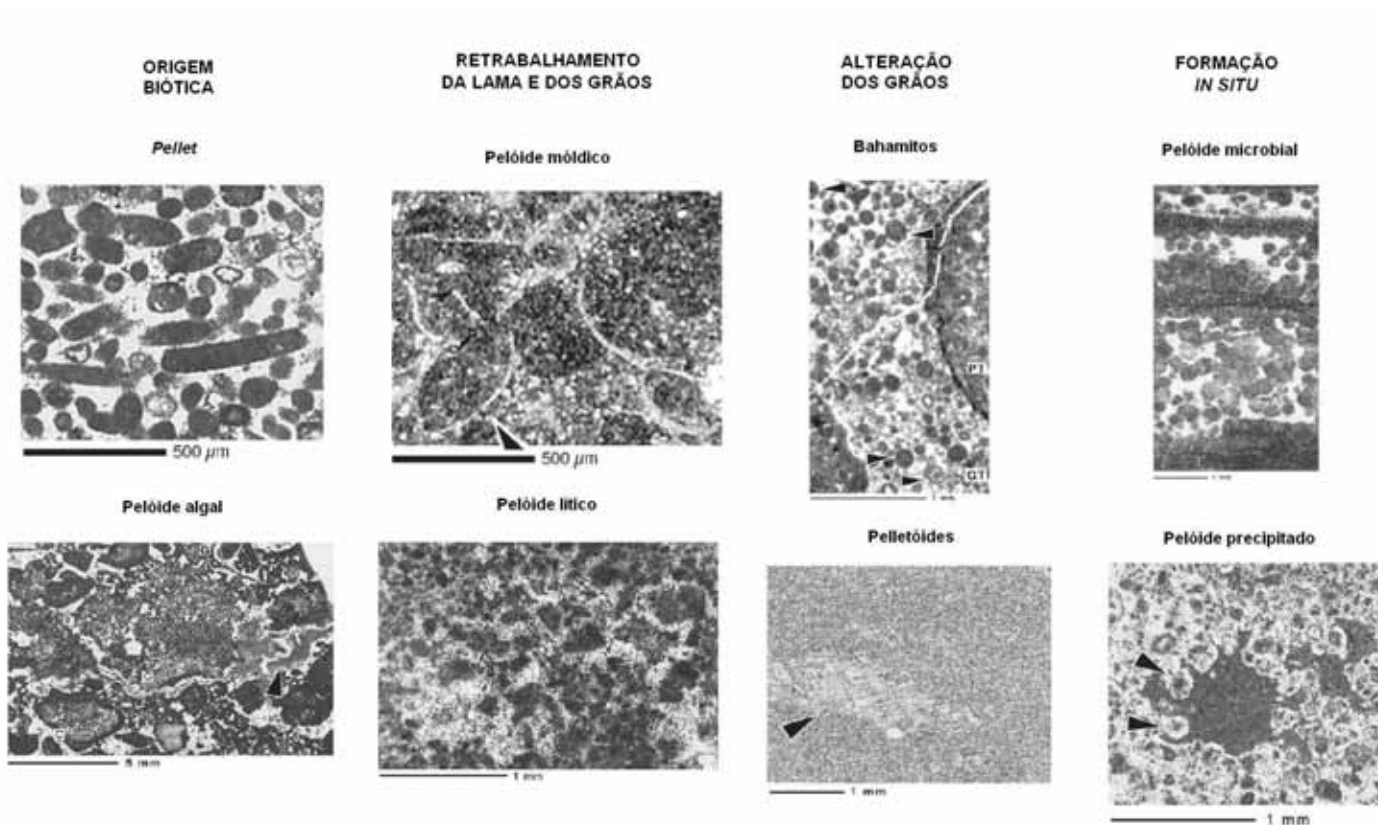
Os pellets fecais, os pelóides algais e os pelóides bioerosionais têm origem biótica. O primeiro tipo representa excrementos orgânicos litificados; o segundo, produtos abrasivos de algas e calcimicrobios; e por último, os pelóides bioerosionais são grãos resultantes das partes duras e da atividade de raspagem dos organismos.

Os pelóides líticos e os pelóides móldicos resultam do retrabalhamento de lama e grãos, sendo que os líticos resultam do retrabalhamento sin- e pós-sedimentar de lama carbonática e micrita, enquanto que os móldicos representam moldes internos de composição micrítica das carapaças de bivalves.

Os pelóides bahamitos e os *pelletóides* são caracterizados pela alteração dos grãos (oóides e grãos esqueletais) pela perda da microestrutura por micritização e recristalização, respectivamente.

Os pelóides formados *in situ* podem ser microbiais ou precipitados, sendo ambos formados por precipitação com maior (microbiais) ou menor (precipitados) influência orgânica.

**Figura Ap. 11** – Tipos de pelóides de acordo com a origem.



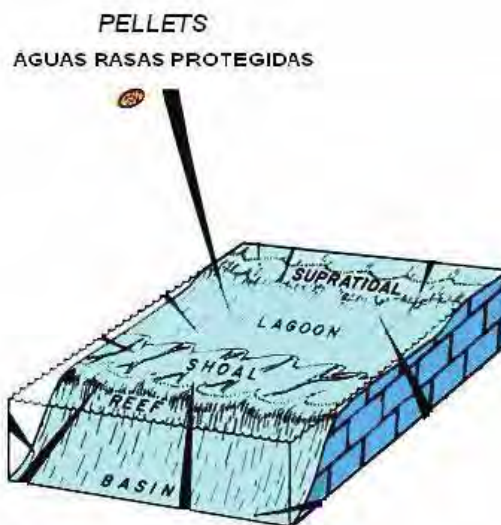
Fonte: Flügel (2004).

### Ap. 1.3.3 Pelóides, *pellets* e ambientes deposicionais

Os pelóides marinhos são constituintes notáveis dos carbonatos plataformais rasos de intermaré e inframaré de baixa energia (e.g. Grande Banco das Bahamas), mas também são encontrados em cavidades recifais protegidas e em ambientes de talude e baciais (FLÜGEL, 2004). Ainda segundo este mesmo autor, *grainstones* formados por pelóides apresentam escassez de constituintes bióticos ou contêm uma específica associação de fósseis (ostracodes, foraminíferos bentônicos, algas verdes); *packstones/wackestones* peloidais ricos em *pellets* e em bioturbações indicam nível de oxigênio e nutrientes adequados.

A presença de *pellets* nos carbonatos indica normalmente baixa energia em ambientes marinhos quentes e supersaturados de circulação restrita (Figura Ap. 12), onde são produzidos primariamente em águas salinas calmas com substratos argilosos (SCOFFIN, 1987).

**Figura Ap. 12** – Ambiente deposicional dos *pellets*.



Fonte: <http://sepmstrata.org/caco3-petrology.html>

#### Ap. 1.3.4 Intervalo temporal de ocorrência dos pelóides e *pellets*

Segundo Scholle & Ulmer-Scholle (2003), *pellets* e pelóides ocorrem do Pré-Cambriano ao Fanerozóico; *pellets* são importantes constituintes principalmente no Fanerozóico. *Pellets* de crustáceos estruturados são especialmente proeminentes em rochas do Jurássico e Cretáceo (embora sejam conhecidos a partir de meados do Paleozóico ao Recente).

#### Ap. 1.4 - Intraclastos e grãos agregados

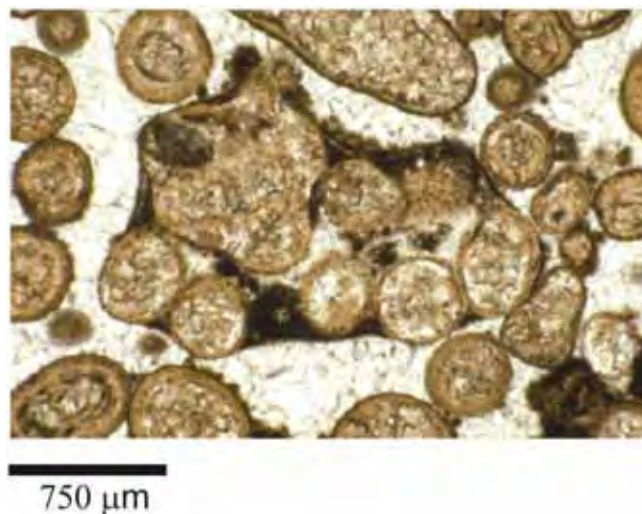
O termo ‘intraclasto’ foi introduzido por Folk (1959) para descrever “fragmentos de sedimentos carbonáticos penecontemporâneos, geralmente fracamente consolidados, erodidos das partes adjacentes do fundo marinho e redepositados para formar um novo sedimento”. Grãos agregados, por sua vez, são grãos compostos consistindo em duas ou mais partículas originalmente separadas, ligadas ou cimentadas e formando ‘uvas’ ou *lumps* arredondados (FLÜGEL, 2004). Estes grãos compostos não são intraclastos, em sentido estrito, pois são grãos agregados ou crescidos – não fragmentos quebrados de uma camada previamente cimentada (PETTIJOHN, 1975).

Os grãos de intraclastos são contemporâneos aos demais grãos presentes na rocha, sendo que toda alteração diagenética encontrada somente no intraclasto, isto é, que não está presente na rocha, provavelmente deve ter sido formada dentro do próprio ambiente deposicional. (SCOFFIN, 1987).

*Grapestones* e *lumps* são agregados de grãos esféricos a lobados, sendo que os *grapestones* (muitas vezes oóides micritizados) se assemelham a pequenos aglomerados de uvas (Figura Ap. 13) e os *lumps* possuem contorno mais suave e comumente são ocos internamente (TUCKER & WRIGHT, 1990). Os *grapestones* são abundantes nos dias atuais nas zonas plataformais rasas do Banco das Bahamas e do Golfo Pérsico (SCOFFIN, 1987).

Intraclastos resultam de diferentes processos; em sua maioria, parecem ser produzidos pela erosão de uma camada de sedimentos carbonáticos inconsolidados (PETTIJOHN, 1975).

**Figura Ap.13** - Fotomicrografia de um ‘*grapestone*’, contendo oóides unidos por um precipitado formado por micrita, possivelmente microbial.



Fonte: (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

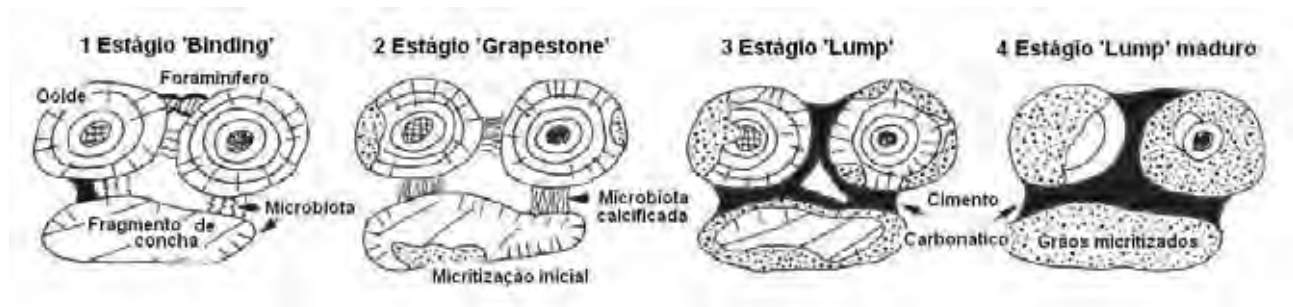
#### Ap. 1.4.1 Identificação de intraclastos ao microscópio óptico:

Microestrutura: os intraclastos não são fáceis de reconhecer em seção delgada, pois quando a rocha toda é cimentada estes grãos podem estar combinados com os circundantes. Desta combinação seriam esperadas evidências de truncamento entre os grãos dentro dos agregados ou entre as estruturas sedimentares, como as laminações. Alguns agregados de grãos podem não mostrar sinais de truncamento em suas bordas, caracterizando uma fraca litificação à época de erosão (SCOFFIN, 1987).

Intraclastos podem mostrar sinais de cimentação precoce ou ligação por organismos (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003). Sob o microscópio, os interstícios entre os grãos agregados consistem de micrita, porém algumas estruturas orgânicas podem ser visíveis. Os grãos carbonáticos, como pelóides, oóides ou bioclastos, são ligados por microorganismos filamentosos (cianobactérias e algas) ou por foraminíferos incrustantes, sendo que a incrustação ocorre nestes

filamentos para criar uma estrutura sólida. Estes processos resultam em um 'cimento' micrítico denso entre os grãos, como pode ser visto na figura Ap. 14 (TUCKER & WRIGHT, 1990).

**Figura Ap.14** - Formação de grãos agregados: *grapestones* e *lumps*. Estágio 1: grãos são ligados por foraminíferos, filamentos microbiais e mucilagem; Estágio 2: aumento da calcificação da microbiota contribui para a formação de um agregado cimentado e poroso (*grapestone*) com uma superfície lobada; Estágio 3: aumento da cimentação cria um relevo mais suave e reduz a porosidade intergranular; Estágio 4: micritização e cimentação contínua formam um grão agregado rico em matriz, cujo contorno se torna sucessivamente mais arredondado.



Fonte: Flügel (2004).

- Mineralogia: os intraclastos podem apresentar uma variedade mineralógica muito grande, pois representam fragmentos tanto de rochas carbonáticas quanto de não-carbonáticas. Normalmente são aragoníticos, calcíticos ou dolomíticos quando formados; aqueles associados à superfícies litificadas podem conter significantes quantidades de fosfato e glauconita (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003).

- Tamanho: segundo Flügel (2004), o tamanho dos intraclastos varia de menos de 0,2 mm a muitos dm, porém são comumente menores que 1 mm. Os intraclastos normalmente variam entre 0,5mm a 3 mm e tem formas irregulares (TUCKER & WRIGHT, 1990).

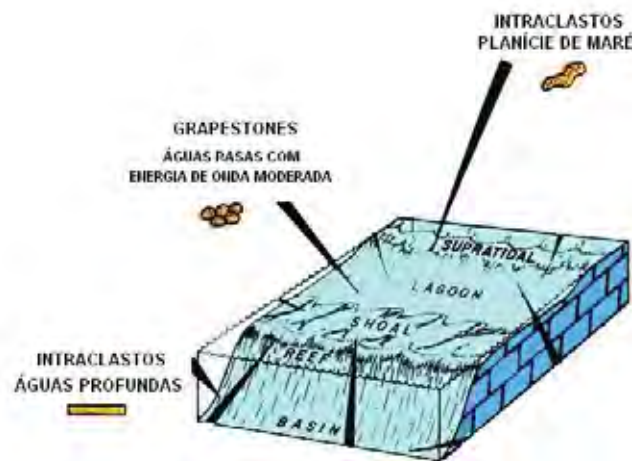
- Morfologia: a característica típica de um intraclasto é a sua forma irregular e a superfície externa tipicamente lobada (Scholle, 2003). Para Pettijohn (1975), muitos deles são achatados, os maiores são placóides, e alongados paralelamente ao acamamento.

## 2Ap. 1.4.2. Intraclastos e ambientes deposicionais

Intraclastos podem ocorrer em muitos ambientes, porém a maioria é tipicamente produzida em condições de alta energia intermitente (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003). São comumente encontrados em ambientes marinhos rasos, mas também são transportados para águas profundas (Figura Ap. 15). Ambientes marinhos rasos formadores de intraclastos são caracterizados

por regimes dominados por ondas e marés que retrabalham continuamente os carbonatos (FLÜGEL, 2004). Podem ser gerados nas frentes de recife, canais de maré, ou praias, onde as forças de erosão são predominantes (SCOFFIN, 1987).

**Figura Ap. 15** - Ambientes deposicionais dos intraclastos e *grapestones*.



Fonte: <http://sepmstrata.org/caco3-petrology.html>

Os *grapestones* se formam em áreas onde ondas e correntes são suficientes para remover partículas de tamanho argila e silte. Estas áreas geralmente são muito rasas, com profundidades inferiores a 3 m até o máximo de 10 a 15 m. Por vezes, são cobertos por uma esteira microbiana que liga os grãos, tendo como propriedade proteger o sedimento das correntes e ondas. Em geral, *grapestones* são formados em condições de baixa energia, comumente atrás ou protegidos por bancos de areia, onde os sedimentos raramente são transportados e permitem a ligação e a cimentação microbiana entre os grãos, e onde os grãos tamanho areia podem ser retirados dos bancos de areia durante eventos de alta energia (TUCKER & WRIGHT, 1990).

#### **Ap. 1.4.3. Intervalo temporal de ocorrência dos intraclastos**

Segundo Scholle & Ulmer-Scholle (2003), os intraclastos são encontrados em depósitos de qualquer idade, desde Arqueano até o Recente, mas são especialmente comuns no Pré-Cambriano ao Meso-ordoviciano.

## **Ap. 1.5 - Bioclastos**

É importante ressaltar que os bioclastos são representados por diversos grupos de fósseis, que apresentam diferentes características petrográficas.

Neste trabalho, em razão do intervalo temporal focalizado, foram selecionados: os moluscos (bivalves e gastrópodes), os equinodermos (equinóides), os vermes, os foraminíferos bentônicos, os ostracodes, as algas vermelhas, as algas verdes e os foraminíferos planctônicos.

Devido à diversidade de grupos fósseis presentes nas rochas carbonáticas, há a necessidade de diferenciá-los segundo alguns critérios, como a arquitetura esquelética, microestrutura esquelética, tamanho e mineralogia.

Horowitz & Potter (1971) se concentra na geometria básica e distingue cinco grandes grupos: cones, tubos ou cilindros simples espiralados ou retos; tubos coloniais; valvas; conchas multi-placas ou multielementos e redes reticuladas ou retangulares. Flügel (1982) considera as figuras de seções delgadas e distingue seis grupos: figuras elípticas e circulares; figuras em forma de V e U; figuras curvas; figuras em rede; estruturas laminadas e séries de segmentos.

O tamanho dos bioclastos varia nos diferentes grupos de bioclastos conforme visto na figura Ap. 16.

Segundo Flügel (2004), a reconstrução da geometria tridimensional dos fósseis para seções transversais bidimensionais pode ser arriscada se apenas algumas seções são examinadas. Características de microestrutura são de grande valor para diferenciar fragmentos de moluscos e equinodermos, porém outros grupos (e.g. foraminíferos, algas calcárias) requerem seções orientadas ao longo de planos definidos (Figura Ap. 17).

**Figura Ap. 16-** Tamanho dos diferentes tipos de fósseis.

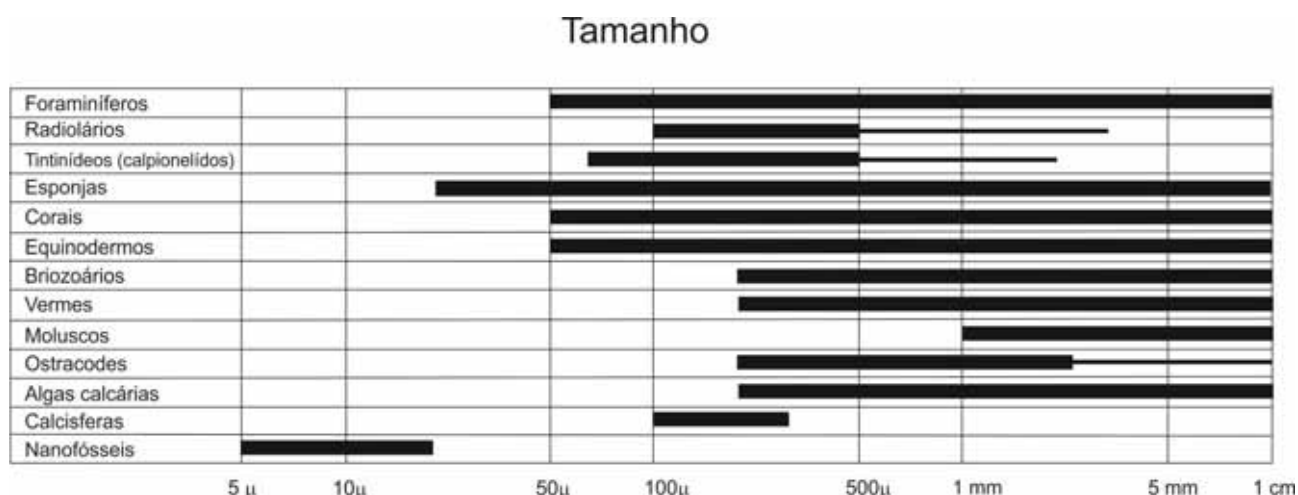


**Figura Ap. 17 – Efeitos do corte nos bioclastos.**

Fonte: Flügel (2004).

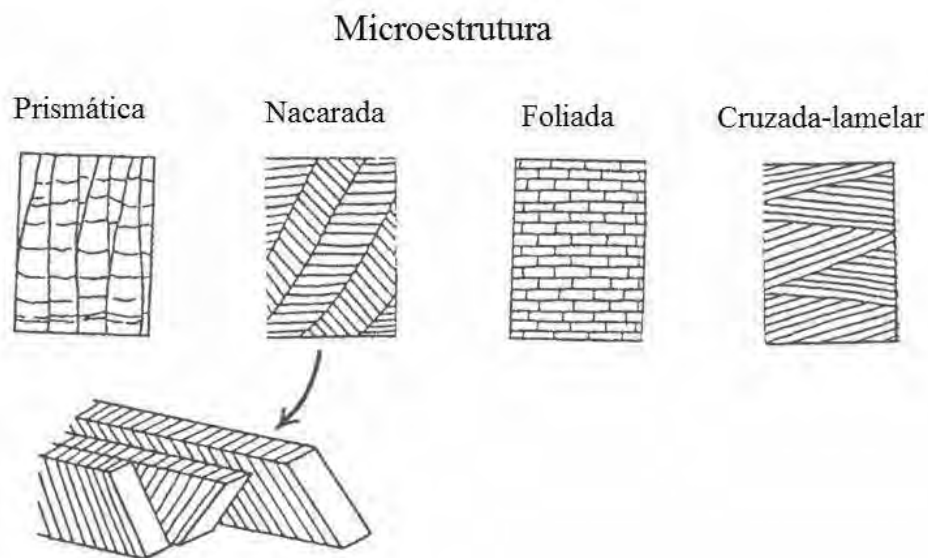
### Ap.1.5.1 - Moluscos

As carapaças de moluscos apresentam basicamente três camadas: perióstraco, óstraco e mióstraco. O perióstraco é a camada mais externa, orgânica, composta de conchiolina. O óstraco é composto de uma ou duas camadas carbonáticas, onde os cristais são envolvidos por conchiolina. O último é uma camada fina na área de fixação dos músculos, composta de aragonita e geralmente com microestrutura prismática (MACHADO *et al.*, 2000). A camada mais externa é normalmente o

perióstraco quitinoso e as camadas mais internas são calcárias com 2-3% de matéria orgânica (SCOFFIN, 1987).

As microestruturas mais comuns presentes nas paredes das carapaças dos moluscos estão representadas na figura Ap. 18.

**Figura Ap.18-** Figura representativa dos diversos tipos de microestruturas presentes nos moluscos.



Fonte: Machado *et al.* (2000).

#### Ap. 1.5.1.1 - Bivalves

Os moluscos bivalves, também chamados de pelecípodes ou lamelibrânquios, são formados por duas valvas normalmente convexas, cujos tamanhos e formas podem ser diferentes. A maioria deles habita ambientes marinhos rasos; entretanto podem ser encontrados em quase todos os ambientes aquáticos desde água doce, passando por regiões costeiras hipersalinas a salobras, até águas profundas. Bivalves rudistas foram importantes edificadores de recifes e biohermas (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003). Geralmente, variedades com carapaças mais espessas vivem em águas muito turbulentas (SCOFFIN, 1987).

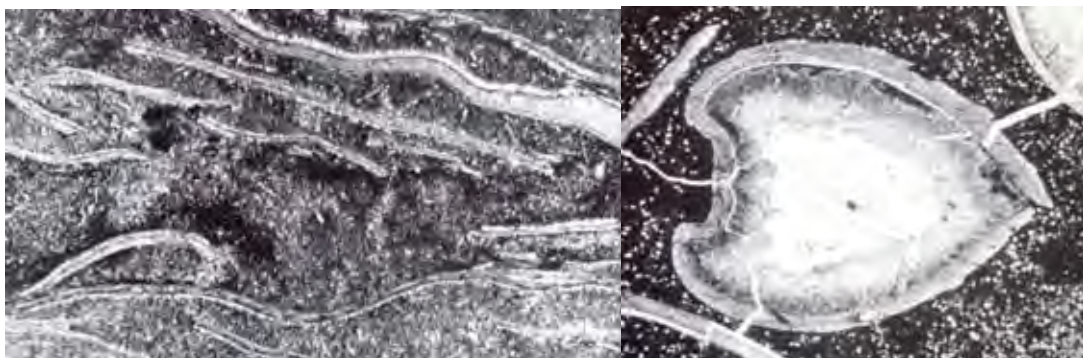
Bivalves se distribuem do Cambriano ao Recente, sendo que as formas de água doce surgiram no Pensilvaniano (HOROWITZ & POTTER, 1971). Sua diversidade faunal se torna significativa a partir do Ordoviciano. A evolução dos grupos especializados (como os rudistas, ostras e inoceramídeos) no Mesozóico deu uma grande importância para o grupo neste período (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003).

#### Ap. 1.5.1.1.1. Identificação de bivalves ao microscópio óptico:

- Morfologia: de acordo com Horowitz & Potter (1971), a morfologia depende da orientação da seção delgada em que o bivalve está cortado. Quando inteiras, as carapaças de bivalves podem apresentar formas de arcos simples afinando em direção à margem da concha (quando paralelas a linha de charneira e perpendiculares ao plano de junção) ou forma de coração quando as valvas ainda estão ligadas (seções transversais perpendiculares à linha de charneira), representados na figura Ap. 19. A superfície da concha pode ou não ser ornamentada. Quando fragmentadas, deve-se procurar utilizar outros critérios para identificá-lo.

A morfologia apresentada pelos bivalves é também característica de braquiópodes e ostracodes.

**Figura Ap. 19**– Padrões morfológicos de um bivalve.



Fonte: Horowitz & Potter (1971).

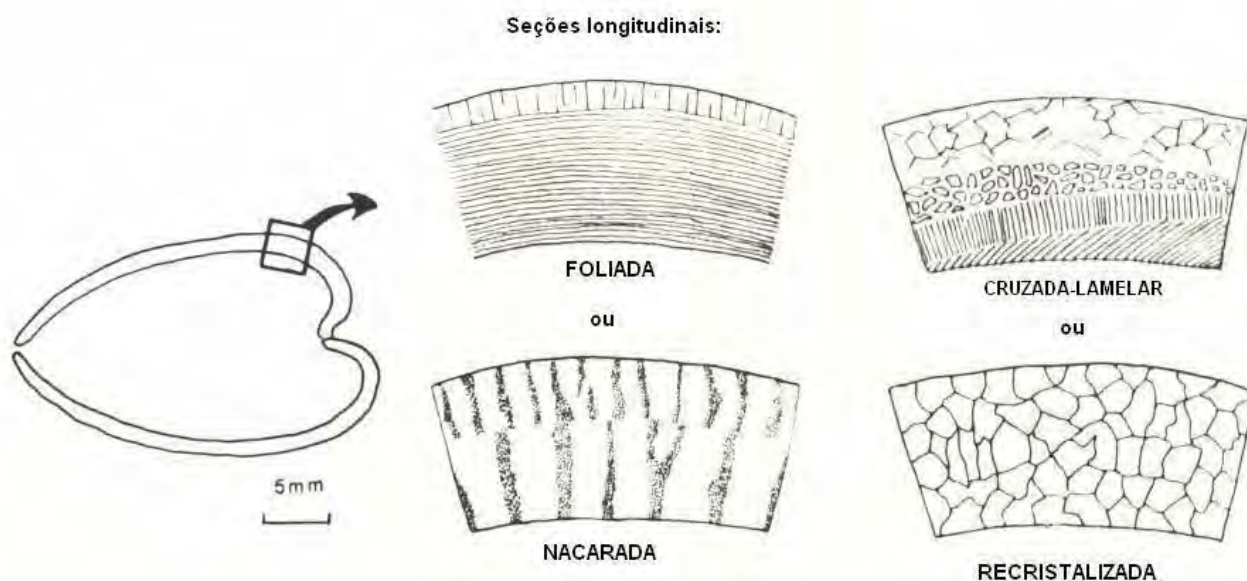
- Microestrutura e mineralogia: o grupo dos moluscos é conhecido por apresentar uma grande variedade de microestruturas. A característica fundamental de sua microestrutura da parede consiste em uma camada interna lamelar e uma camada externa prismática (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003).

As principais microestruturas dos bivalves estão representadas na Figura Ap. 20. Representantes de diferentes famílias podem construir carapaças quase inteiramente calcínicas, inteiramente aragoníticas, ou de ambos minerais em camadas alternadas (MAJEWSKE, 1969). Nos bivalves aragoníticos as microestruturas mais comuns são nacarada e cruzada-lamelar, e os

calcínicos têm microestrutura foliada, podendo ocorrer também o arranjo prismático, homogêneo e cruzada-lamelar complexo (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003).

- Tamanho: bivalves adultos podem ter comprimento de menos de 1 mm a 2 m (no caso de alguns inoceramídeos). No entanto, os bivalves comumente medem entre 1 e 10 cm de comprimento (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003).

**Figura Ap. 20-** Tipos de microestrutura de um bivalve.



Fonte: Scoffin (1987).

#### Ap. 1.5.1.2 - Gastrópodes

Os gastrópodes constituem a maior classe de moluscos vivos e fósseis. Em geral, possuem uma concha univalve, ainda que várias espécies sejam desprovidas de concha. O registro geológico das formas com concha ocorre do Cambriano ao Recente (MAJEWSKE, 1969).

São encontrados em todas as latitudes e em águas doce, salobra, hipersalina e marinho normal, assim como em ambientes subaéreos (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003).

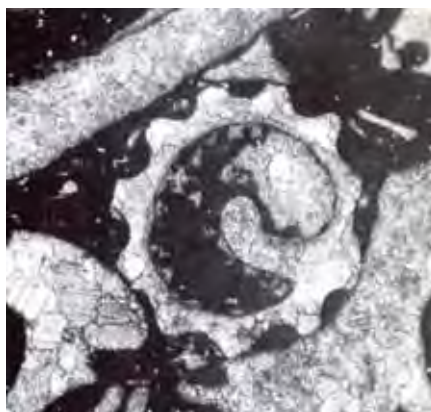
##### Ap. 1.5.1.2.1. - Identificação de gastrópodes ao microscópio óptico:

- **Morfologia:** a concha dos gastrópodes é composta por uma só valva, não septada, em forma de cone, que pode ou não apresentar um enrolamento. Existem diversos padrões de espiralamento, sendo que o cônico, o planoespiralado e o trocoespiralado são os mais comuns. Alguns grupos, como os vermetídeos, tem espirais abertas e formam carapaças que se assemelham aos tubos de vermes serpulídeos (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003). Os vermetídeos, segundo Flügel (2004), seriam moluscos “microconchidos” e não gastrópodes, corresponderiam a finos tubos enrolados com paredes diferenciadas (formas gregárias, helicoidais e eretas), construtoras de tramas estruturais em áreas lagunares sob influência de marés e com variações de salinidade. Tal grupo, segundo Dressen & Jux, 1995 *in* Flügel, (2004) é conhecido do Siluriano ao Jurássico.

Seções transversais ao eixo de espiralamento dos gastrópodes exibem dois círculos concêntricos cortados por uma barra da concha (columela), como visto na figura Ap. 21 (HOROWITZ & POTTER, 1971).

As conchas podem apresentar superfícies suaves ou ornamentadas, também representadas na figura abaixo (MAJEWSKE, 1969).

**Figura Ap. 21-** Seção perpendicular ao eixo de enrolamento do gastrópode, mostrando carapaça ornamentada.



Fonte: Horowitz & Potter (1971).

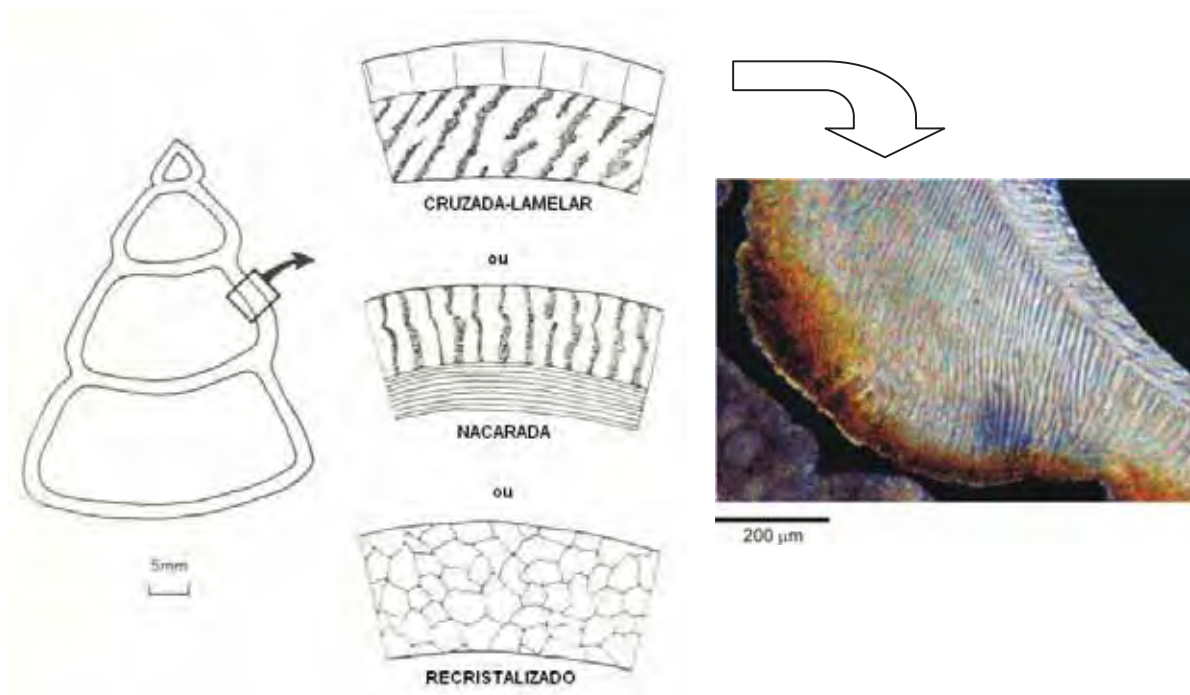
- **Mineralogia:** o esqueleto de gastrópode é composto por uma fina camada externa de material orgânico (conchiolina) e uma camada de carbonato de cálcio. A maioria das famílias de gastrópodes tem esqueletos aragonítico e poucas famílias produzem esqueletos compostos tanto por calcita quanto por aragonita. Quando presente, a camada de calcita normalmente é mais espessa

que a camada de aragonita (MAJEWSKE, 1969). Segundo Scholle & Ulmer-Scholle (2003), a calcita encontrada nos gastrópodes é pobre em Mg.

- Microestrutura: o grupo dos gastrópodes pode apresentar vários tipos de microestrutura. Entretanto, a microestrutura cruzada-lamelar predomina nas paredes dos esqueletos dos gastrópodes aragoníticos encontrados do Mesozóico ao Recente (HOROWITZ & POTTER, 1971; SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003). Tal estrutura é caracterizada por um padrão de faixas zebradas, consistindo em bandas de extinção escuras e claras cunhadas lateralmente (Figura Ap. 22).

- Tamanho: foram encontradas formas modernas de até 60 cm de comprimento, entretanto os gastrópodes inteiros apresentam dimensões tipicamente cerca de 2-3 cm de comprimento (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003). Em seção delgada, seus fragmentos normalmente apresentam tamanho de poucos mm para alguns cm.

**Figura Ap. 22-** Tipos de microestruturas da parede de um gastrópode, evidenciando a microestrutura cruzada-lamelar.



Fonte: Scoffin (1987) e Scholle & Ulmer-Scholle (2003).

### Ap. 1.5.2 - Equinodermos

No filo dos equinodermos, há cinco grandes grupos vivos: equinóides (ouriços-do-mar), asteróides (estrela-do-mar), ofiuróides, crinóides (lírios-do-mar) e holotúrias (pepinos-do-mar). Além destes, há também um grupo extinto, que inclui os blastóides e cistóides.

Equinodermos são exclusivamente marinhos e um elemento comum da fauna bentônica em mares tropicais e temperados. Por vezes, é dividido em dois grupos: um grupo, os pelmatozoários, consistindo principalmente de formas fixas no fundo marinho e um outro grupo, os eleuterozoários, que são formas de vida livre. Seus fragmentos calcários (placas, espinhos e escleritos) são encontrados em sedimentos modernos desde a zona intertidal até mar profundo, mas raramente constitui mais de 10 % da fração carbonática dos sedimentos modernos (SCOFFIN, 1987).

#### Ap. 1.5.2.1 - Equinóides

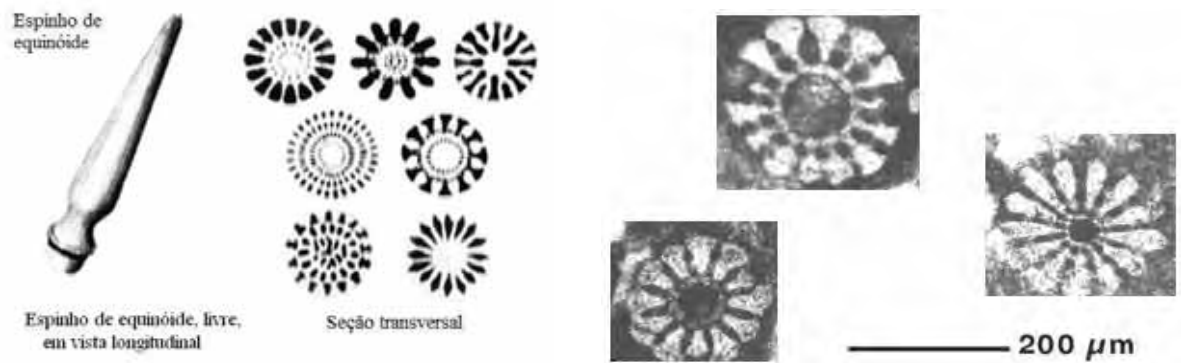
Os equinóides, também conhecidos como ouriço-do-mar, apresentam carapaça coberta por espinhos e placas com textura porosa, que os diferenciam das demais classes de equinodermos.

Ocorrem em ambientes marinhos de salinidade normal desde as zonas intertidais até grandes profundidades, estendendo-se dos pólos ao Equador. Em geral, são encontrados em ambientes de água rasa durante o Jurássico e Cretáceo, e também em ambientes de água profunda (*chalk*) no Cretáceo Superior.

Ap. 1.5.2.1.1. - Identificação de equinóides ao microscópio óptico:

- Morfologia: os equinóides, assim como as demais classes de equinodermos, são formados por espinhos e placas, que apresentam diversas formas. Os espinhos são tipicamente retos e finos, formando um cone, mas podem ser curvados, em forma de espátula, claviforme ou em forma de cogumelo (Figura Ap. 23). Em seção transversal, os espinhos são geralmente circulares ou triangulares (MAJEWSKE, 1969).

**Figura Ap. 23** – Espinho de equinóide representado em seção longitudinal e transversal.



Fonte: Majewske (1969) e Flügel (2004).

- **Microestrutura:** os fragmentos de equinóides geralmente apresentam aparência porosa, cujos minúsculos poros são preenchidos por micrita ou matéria orgânica. Espinhos de equinóides apresentam padrão radial dos poros (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003).
- **Mineralogia:** segundo Scholle & Ulmer-Scholle (2003), os equinóides antigos e modernos apresentam composição de calcita moderada a rica em Mg, sendo que cada componente individual do esqueleto atua como um cristal simples de calcita de extinção única.
- **Tamanho:** equinóides inteiros medem de menos de 1 cm a mais de 10 cm em diâmetro, sendo que a maioria das placas ou fragmentos de placas tem 30 mm ou menos (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003).

### Ap. 1.5.3 - Vermes

Os vermes são organismos de corpo alongado, bilateralmente simétrico, e às vezes achatado bilateralmente. Muitas vezes, são representados nos sedimentos por impressões, pellets fecais, perfurações, bioturbações e tubos (MAJEWSKE, 1969).

Segundo Scholle & Ulmer-Scholle (2003), os grupos mais importantes produtores de sedimentos no filo dos anelídeos incluem três grupos ou famílias dentro da ordem *Sabellida*: os serpulídeos (grupos que precipitam tubos calcários sólidos) e sabelarídeos (produtores de tubos aglutinantes).

A maioria das formas preservadas de serpulídeos vive em águas totalmente marinhas a hipersalinas. São raros em ambientes de água doce e mais raros ainda em ambientes terrestres (apesar de formas não calcificadas poderem produzir *pellets* nestes ambientes) (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003). Geralmente formam componentes menores secundários da estrutura dos recifes de corais modernos, mas em alguns ambientes restritos (normalmente de salinidades extremas) eles podem ser edificadores primários de pequenos recifes (SCOFFIN, 1987).

Tubos calcários de vermes têm uma distribuição ampla do Cambriano ao Recente, principalmente em depósitos marinhos.

#### Ap. 1.5.3.1 - Identificação de vermes ao microscópio óptico:

- Morfologia: em seção delgada, os tubos são os únicos elementos que podem caracterizar os vermes com um maior grau de certeza (MAJEWSKE, 1969). Segundo Horowitz & Potter (1971), os esqueletos de vermes são tipicamente tubos não-particionados retilíneos, levemente curvilíneos ou enrolados em espiral, exibindo seção basal arredondada ou ovalada.

- Microestrutura: as paredes dos vermes são formadas por duas camadas, sendo que a externa é cone-em-cone e a interna é laminada ou maciça (HOROWITZ & POTTER, 1971), conforme a figura Ap. 24.

**Figura Ap. 24** – Microestrutura da parede dos vermes serpulídeos.



- Mineralogia: vermes serpulídeos são compostos por calcita rica em Mg, aragonita, ou uma combinação entre aragonita e calcita (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003). Além dos minerais carbonáticos, os tubos de vermes também apresentam em sua composição grãos de silte, areia, fosfato e material orgânico.

- Tamanho: tubos de vermes apresentam dimensões tipicamente de < 1 a 10 cm e 1 cm de diâmetro.

#### **Ap. 1.5.4 - Foraminíferos**

Foraminíferos são protistas bentônicos e planctônicos que surgiram no Cambriano e vivem até o Recente, essencialmente em ambientes marinhos. Possuem uma carapaça ou teca de arquitetura variada, composta por minerais biosintetizados ou por grãos bioaglutinados. A teca é formada por uma ou várias câmaras que se intercomunicam através de uma ou mais aberturas.

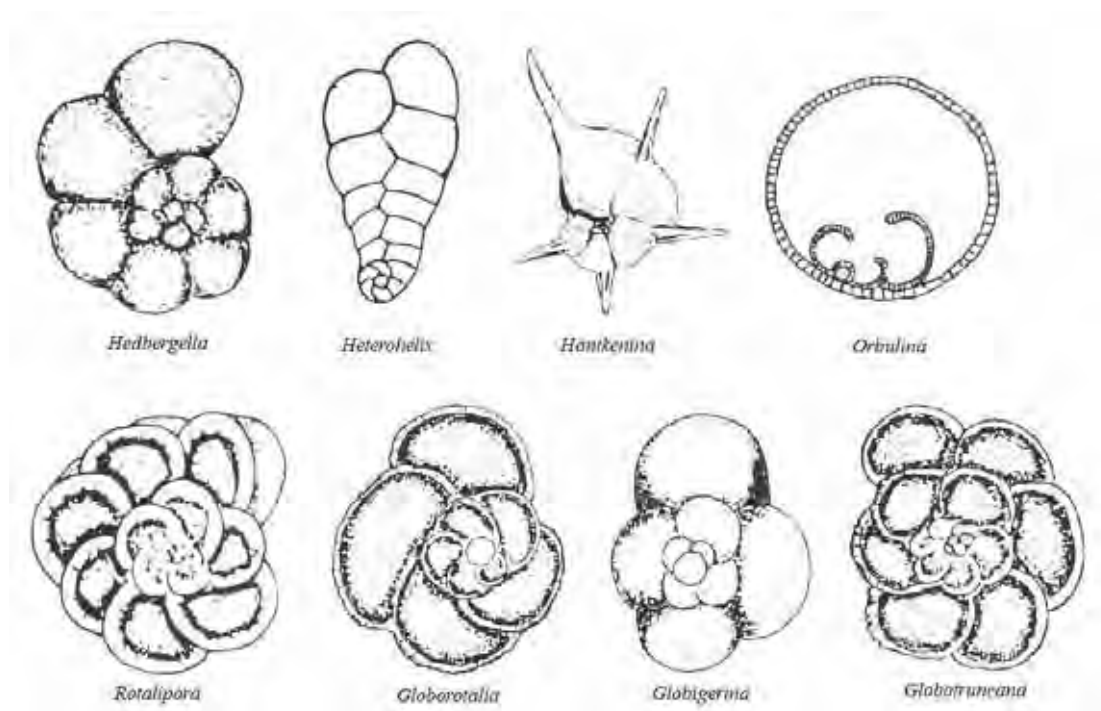
Segundo Scholle & Ulmer-Scholle (2003), a maior parte dos foraminíferos são organismos bentônicos, visto que apenas em torno de 40 de cerca de 4000 espécies atuais são planctônicos.

Formas bentônicas são especialmente abundantes em ambientes lagunares, “*back-reef*” e plataforma rasa. Em sedimentos mais profundos, há uma transição de formas predominantemente bentônicas para predominantemente planctônicas entre 200 e 400 m. Formas planctônicas são mais abundantes em águas superficiais, sendo esporádicas em águas costeiras, e mostram grande diversidade em baixas latitudes (SCOFFIN, 1987).

Foraminíferos bentônicos se distribuem do Cambriano ao Recente, sendo que as formas primitivas eram exclusivamente aglutinantes. Foraminíferos planctônicos, representados na figura Ap. 25, surgiram no Mesojurássico e se tornaram os maiores constituintes do plâncton marinho durante o Cretáceo (SEYVE, 1990).

Os foraminíferos bentônicos dividem-se em quatro subordens a partir da composição da parede de suas tecas (Fig. Ap. 27): os textularídeos, os miliolídeos, os rotalídeos e os fusulinídeos (SEYVE, 1990; FLÜGEL, 2004).

**Figura Ap. 25-** Foraminíferos planctônicos: gêneros *Hedbergella*, *Globigerina*, *Orbulina*, *Rotalipora*, *Globotruncana*, *Globorotalia* e *Hantkenina*.



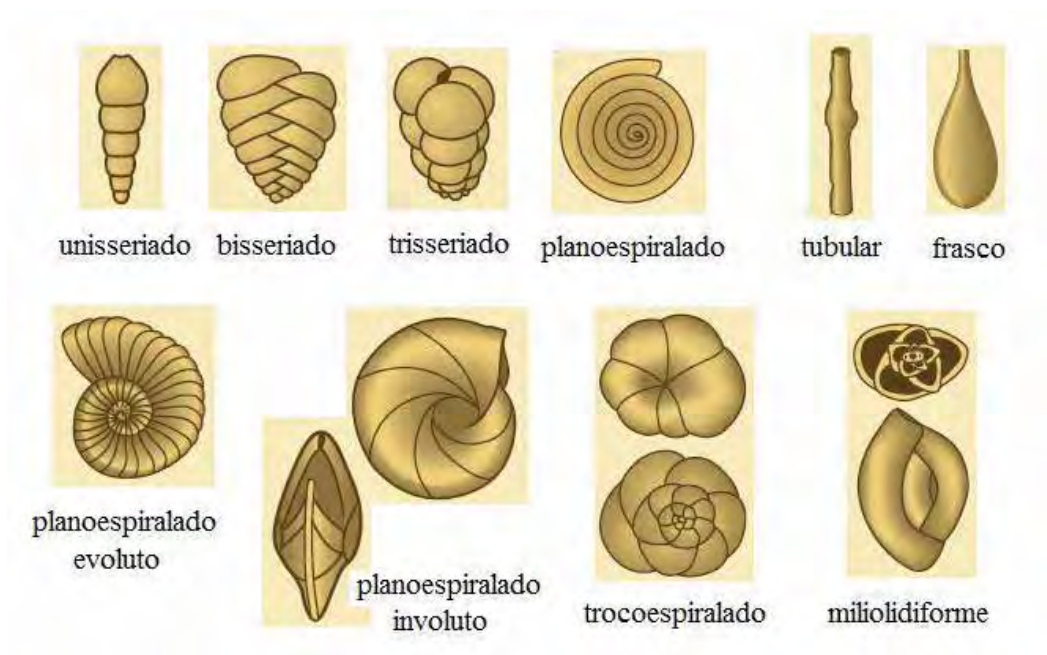
Fonte: Seyve (1990).

No Neocretáceo, de novo, o grupo teve um desenvolvimento excepcional com as *Hedbergella*, *Globotruncana* e *Heterohelix*. No final do Cretáceo houve uma extinção quase completa do grupo (todas as *Globotruncana* e *Hedbergella*); só alguns *Heterohelix* sobreviveram. No Eoceno, uma nova linhagem filogenética se desenvolveu com os gêneros *Globigerina* e *Globorotalia*. Finalmente, no Mioceno apareceu o gênero *Orbulina* que representa a melhor adaptação à vida planctônica (SEYVE, 1990).

#### Ap. 1.5.4.1. - Identificação de foraminíferos ao microscópio óptico:

- Morfologia: Segundo Vilela (2000), as carapaças dos foraminíferos podem ter inúmeras formas (tais como esférica, em forma de frasco, cilíndrica, estrelada, cônica, alongada, lenticular, discoidal, plano-convexa e globosa - Figura Ap. 26), apresentando vários elementos na teca, como câmaras, linha de sutura, abertura, poros e quilhas.

**Figura Ap. 26** - Morfologia e tipos de enrolamento das câmaras de foraminíferos.



Fonte: Scholle & Ulmer-Scholle (2003).

Tecas de foraminíferos podem ter uma ou mais câmaras. Podem estar arrançadas numa só linha (uniserialmente); se formar uma linha curvada é arqueado, e se formar um série reta é reticular. O arranjo espiralado das câmaras ao redor do eixo de espiralamento pode ser em um plano simples (planoespiral), pode avançar até o eixo de espiralamento (trocoespiral), ou pode ser em muitos planos de espiralamento (streptoespiral). Quando uma série de câmaras é espiralada, uma revolução completa é chamada de espira. Se duas ou três câmaras, ao invés de uma, forem adicionadas em cada espira de um arranjo serial, então a série é biserial ou triserial (SCOFFIN, 1987).

De acordo com o número de câmaras, as tecas podem ser uniloculares (com uma só câmara), ou pluriloculares (com mais de uma câmara). Os foraminíferos pluricelulares podem ser retos ou enrolados, sendo que os retos podem ser uniseriados, biseriados ou triseriados, e os enrolados podem ser planoespiralados ou trocoespiralados (VILELA, 2000).

Quanto à ornamentação, os foraminíferos hialinos podem ser ornamentados com nervuras, cristas, estrias e espinhos. Enquanto que os porcelânicos são comumente ornamentados com estrias e cristas.

Segundo Seyve (1990), as espécies planctônicas têm pouco peso e grande volume, com um pequeno número de câmaras esféricas e uma abertura principal de grande tamanho. Suas câmaras podem ser perfuradas, infladas, às vezes com as margens externas quilhadas.

- Mineralogia: De acordo com a sua composição, as tecas dos foraminíferos podem ser aglutinantes ou calcárias. As tecas aglutinantes agregam partículas variadas como grãos de areia, fragmentos de outras carapaças, e espículas de esponja, que são cimentadas sobre uma camada orgânica.

Já as tecas calcárias, são as mais comuns que as tecas aglutinantes, sendo que a maioria das espécies bentônicas são compostos por calcita, tanto rica quanto pobre em Mg. Algumas espécies bentônicas secretam tecas de aragonita, sílica ou matéria orgânica. A parede de planctônico consiste de calcita pobre em Mg bilamelar e opticamente radial (VILELA, 2000).

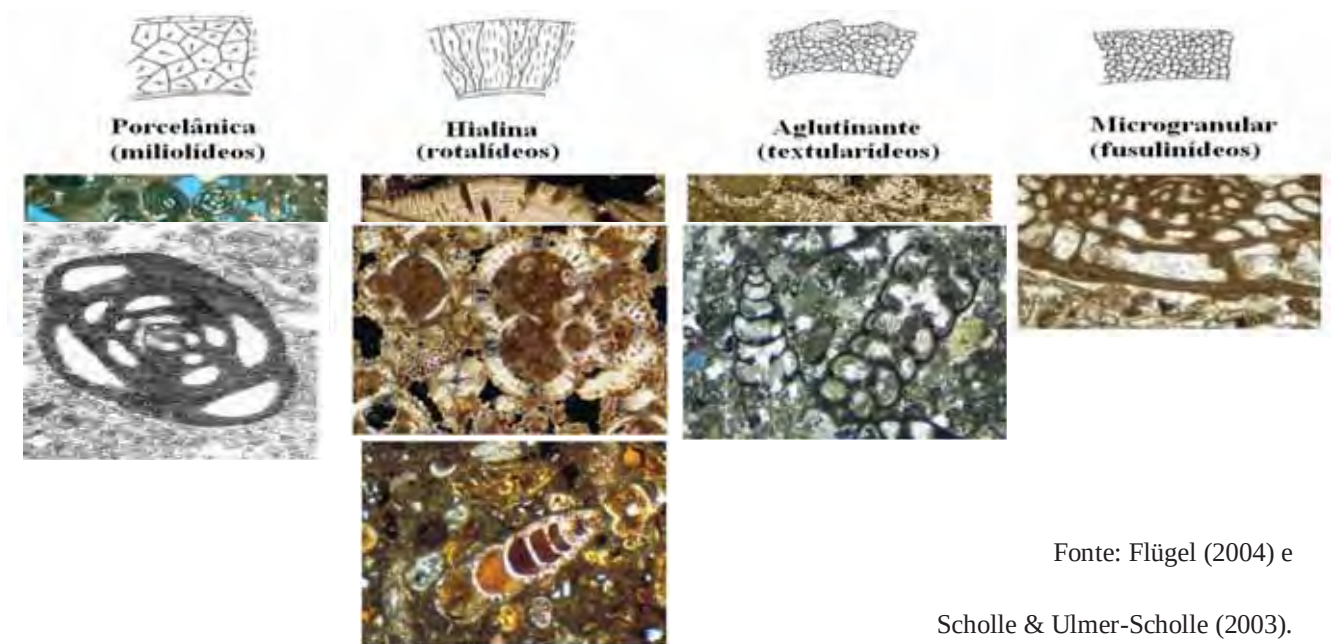
- Microestrutura: A depender da mineralogia, são formados quatro tipos de microestrutura nas paredes dos foraminíferos: porcelânica, hialina, aglutinante e microgranular (Figura Ap. 27). A parede porcelânica é uniformemente opaca e escura, sem cavidades ou perfurações. Já a parede hialina é uniformemente transparente e clara, podendo ter algumas perfurações.

Os tipos hialinos podem ser compostos por um cristal único de calcita rica em Mg, cristais de aragonita ou muitos cristais de calcita rica em Mg.

Tecas porcelânicas apresentam uma superfície externa que é suave, lustrosa e branca, em seção delgada sob nicóis paralelos têm um cor marrom-mel e sob nicóis cruzados têm baixa birrefringência (SCOFFIN, 1987).

- Tamanho: os foraminíferos variam tipicamente de 0.1 a 1 mm, sendo que a maioria dos bentônicos tem tamanho de 100 µm a 600 µm (FLÜGEL, 2004). Porém, para Scoffin (1987), a maioria das tecas está entre 1 mm e 10 mm em tamanho máximo.

**Figura Ap. 27-** Estrutura da parede da carapaça dos foraminíferos.



### Ap. 1.5.5. Ostracodes

Ostracodes são crustáceos aquáticos, com hábito bentônico e mais raramente planctônico, formados por duas valvas ligadas por um ligamento.

Estes organismos estão presentes desde latitudes polares a tropicais, com distribuição em todos os tipos de ambientes aquáticos (marinhos, salgados, salobras e de água doce), sendo mais comuns em ambientes marinhos rasos (BRASIER, 1980).

Seu registro fóssil está documentado desde o Cambriano até o Recente, sendo que as formas de água doce surgiram no final do Paleozóico.

#### Ap. 1.5.5.1. Identificação de ostracodes ao microscópio óptico:

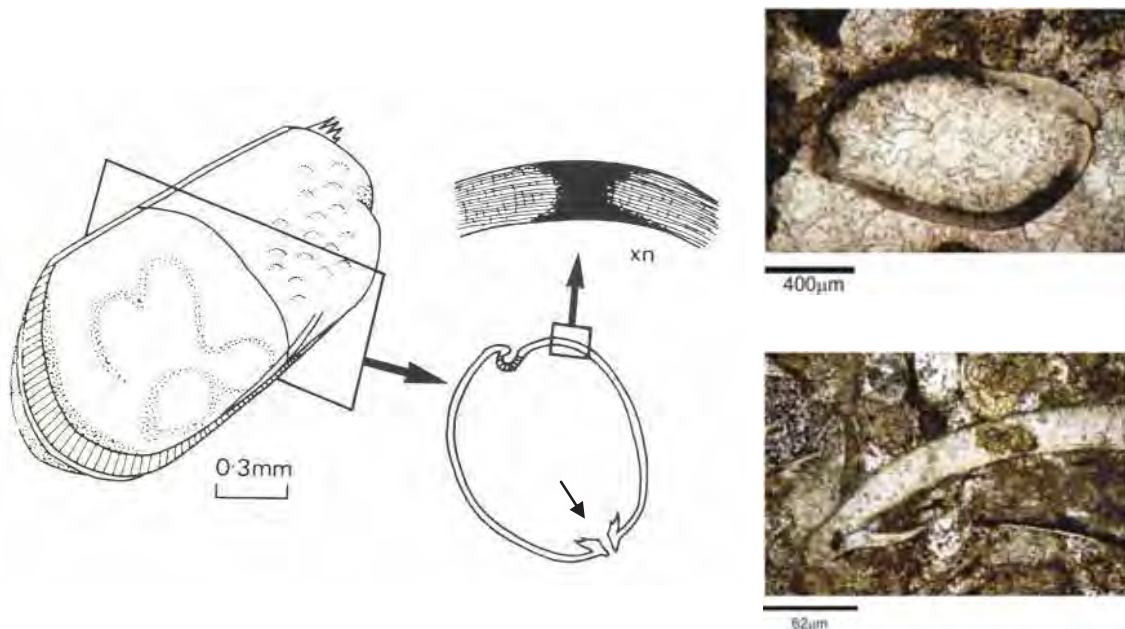
- Morfologia: a carapaça do ostracode é comumente ovalada, em forma de rim ou de feijão. Consiste em duas valvas, sendo que uma delas é ligeiramente maior e parcialmente sobrepõe a outra (BRASIER, 1980).

De acordo com Horowitz & Potter (1971), as valvas dos ostracodes são ligadas por um gancho, apresentando internamente uma estrutura característica denominada de recurvatura (Figura Ap. 28).

- Microestrutura: As valvas de ostracodes têm uma camada externa calcária e uma camada interna quitinosa, podendo exibir entre 2 e 9 camadas em suas carapaças; alguns são conhecidos com camadas fosfáticas (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003).

As camadas calcíticas são bem preservadas, com microestrutura prismática homogênea e prismática fina com orientação dos cristais perpendiculares à superfície da concha. Assim, bandas de extinção se movem ao longo do comprimento da concha quando a seção é rotacionada a nicóis cruzados (Figura Ap. 28).

**Figura Ap. 28-** Principais características de um ostracode, mostrando as bandas de extinção formadas na parede da carapaça e estrutura característica chamada ‘recurvatura’ (indicado pela seta).



Fonte: Scoffin (1987) e Scholle & Ulmer-Scholle (2003).

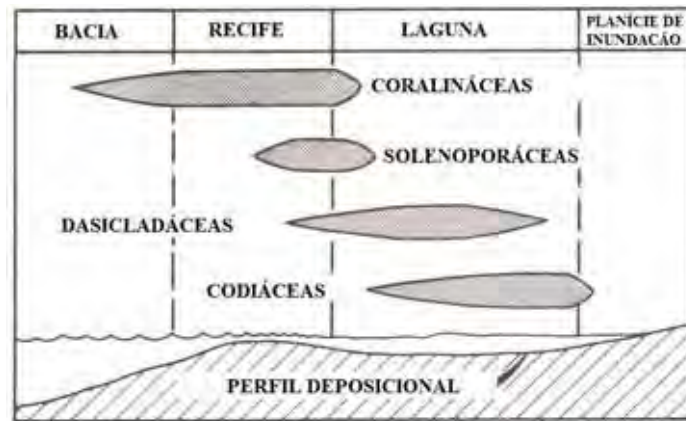
- **Mineralogia:** carapaças de ostracodes são compostas por quitina e calcita; algumas são compostas inteiramente por quitina (MAJEWSKE, 1969).

- **Tamanho:** a carapaça de ostracode mede de 0,3 mm até 300 mm de comprimento, apesar da maioria das carapaças medirem entre 0,5 a 3 mm de comprimento (BRASIER, 1980).

#### Ap. 1.5.6. Algas calcárias

Horowitz e Potter (1971) dividem as algas calcárias em algas vermelhas (rodófitas), algas verdes (clorófitas), que se distribuem em vários tipos de ambientes (Figura Ap. 29). Dentre as vermelhas, os grupos mais importantes são as coralináceas e as solenoporáceas. Já nas algas verdes, as codiáceas e as dasicladáceas merecem destaque.

**Figura Ap. 29** - Distribuição espacial dos maiores grupos de algas calcárias.



Fonte: Ginsburg (1971).

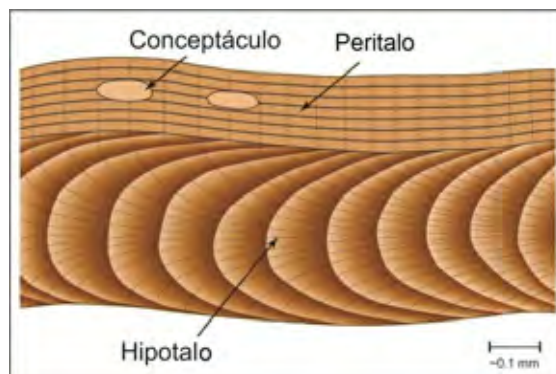
### Ap. 1.5.6.1. Algas vermelhas

#### Ap. 1.5.6.1.1. Coralináceas

As algas coralináceas constituem um importante grupo de algas vermelhas, ocorrendo do Jurássico ao Recente. A estrutura interna das coralináceas é formada por um tecido celular, que apresenta dois tipos de células: as células basais maiores (hipotalo) e as células menores do esqueleto (peritalo). Ressalta-se a presença de conceptáculos, que são regiões diferenciadas das algas que contêm os órgãos reprodutores (Figura Ap. 30).

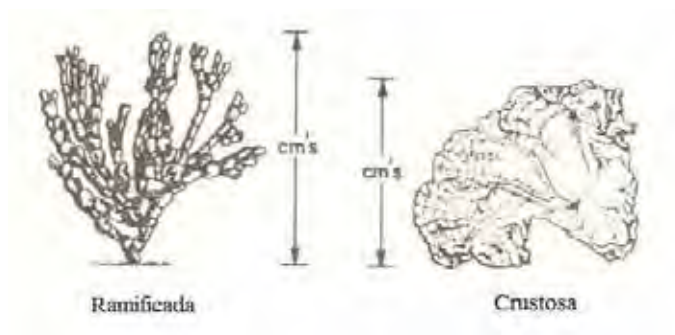
São fortemente calcificadas, com deposição de carbonato de cálcio dentro e entre as paredes celulares, que resulta numa boa preservação das células e da estrutura do tecido. Na figura Ap.31 estão representadas as três formas de crescimento deste tipo de alga: nodular, crustosa e ramificada (GINSBURG *et al.*, 1971).

**Figura Ap. 30** - Estrutura básica de uma alga vermelha coralinácea.



Fonte: Scholle & Ulmer-Scholle (2003).

**Figura Ap.31** – Exemplos de formas de crescimento das algas.



Fonte: Ginsburg *et al.* (1971).

Gêneros importantes das algas coralináceas são o *Archaeolithothamnium*, *Lithothamnium* e *Mesophyllum* (GINSBURG *et al.*, 1971). As espécies de coralináceas são diferenciadas com base no tipo e estrutura do hipotalo e peritalo, a estrutura, arranjo e tamanho dos conceptáculos e detalhe do tecido calcificado (BATHRUST, 1976).

As coralináceas ocupam ambientes marinhos tropicais a polares, estendendo-se desde áreas entre-marés até profundidades de cerca de 250 m, sendo essencialmente restritas à zona de penetração da luz (zona fótica). A maioria ocorre em águas tanto quentes quanto frias e características de salinidade normal. As coralináceas crustosas são importantes edificadoras de recifes em ambientes tropicais e subtropicais (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003).

Ap. 1.5.6.1.1.1. Identificação de coralináceas ao microscópio óptico:

- Morfologia e microestrutura: Nas formas crustosas, o hipotalo pode ter uma das três formas, representadas na figura Ap. 32: simples (tipo 1), co-axial (tipo 2) e plumosa (tipo 3). O tipo 1 consiste meramente em camadas curvas de células grandes; o tipo 2 consiste em camadas curvas ou

arqueadas de células as quais parecem formar semi-círculos ou arcos em seção vertical; o tipo 3 consiste em tecidos longos espessos nos quais as camadas celulares começam no centro e prolongam-se uniformemente para cima e para baixo, produzindo estrutura plumosa.

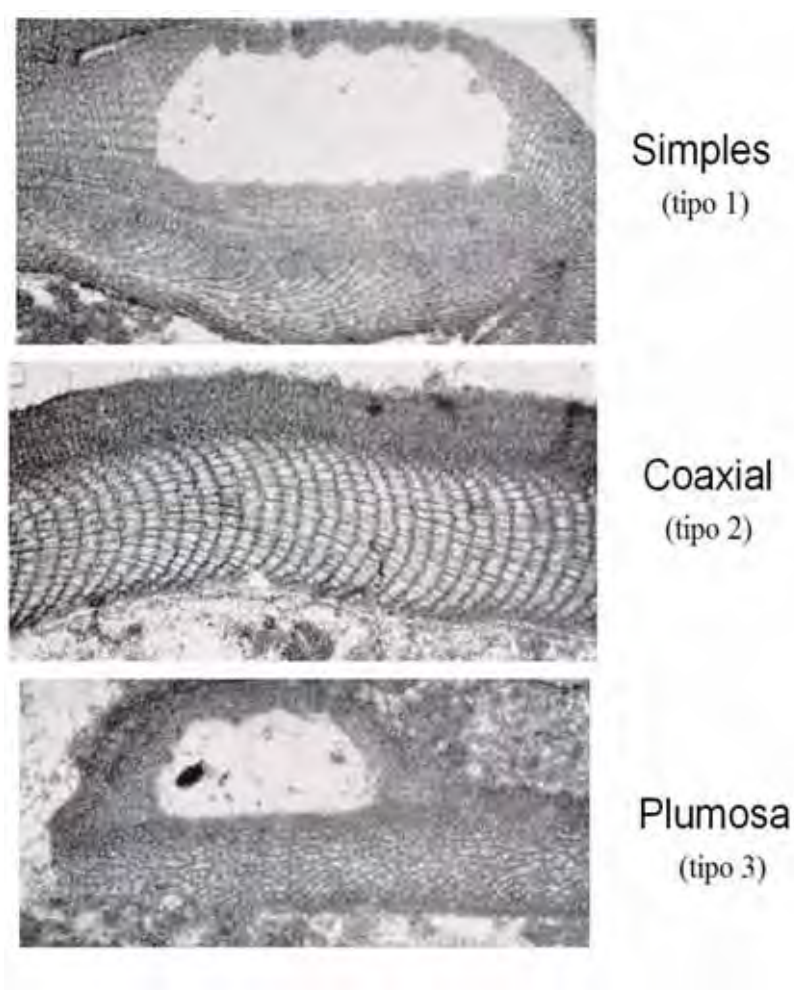
Formas ramificadas têm um hipotalo central (medular) dentro de um peritalo fino e externo (JOHNSON, 1961; BATHURST, 1976).

As células do peritalo são retangulares em seções perpendiculares à superfície de crescimento e comumente retangulares ou arredondadas em seções paralelas (BATHURST, 1976). Podem ser regulares ou irregulares (JOHNSON, 1961).

- Mineralogia: Segundo Scholle & Ulmer-Scholle (2003), as coralináceas são compostas por calcita rica em Mg. A preservação em detalhe é particularmente boa por causa da calcita rica em Mg dentro e entre as paredes celulares (BATHURST, 1976).

- Tamanho: Segundo Scholle & Ulmer-Scholle (*op. cit.*), nódulos de algas vermelhas tem tamanho centimétrico e formas crustosas poderem alcançar tamanhos decimétricos. Normalmente, as células de hipotalo são consideravelmente maiores do que são as do peritalo (JOHNSON, 1961). Células com tamanho < 5 a 15  $\mu\text{m}$ .

**Figura Ap. 32**– Tipos de hipotalo presentes nas coralináceas.



Fonte: Johnson (1961).

#### Ap. 1.5.6.1.2.1. Solenoporáceas

As algas solenoporáceas são um tipo já extinto de algas vermelhas, cujo registro geológico se distribui do Cambriano ao Terciário (Mioceno), que teve grande importância nos mares do Paleozóico e Mesozóico (HOROWITZ & POTTER, 1971).

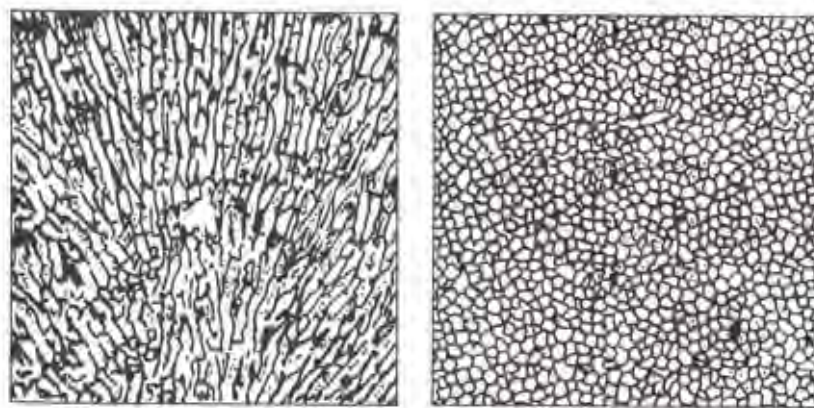
São algas calcárias incrustantes que desenvolvem forma de crescimento nodular ou ramificado. Os talos tendem a formar nódulos arredondados em vez de crostas (BATHURST, 1976). Segundo WRAY (1977), os representantes mais comuns e difundidos das solenoporáceas são os gêneros *Solenopora* e *Parachaetetes*, e com menor importância, os gêneros *Pseudochaetetes* e *Pycnoporidium*.

Como ilustrado na figura Ap. 29, as solenoporáceas são comuns na área de transição entre a laguna e o recife (GINSBURG *et al.*, 1971).

Ap. 1.5.6.1.2.1.1. Identificação de algas solenoporáceas ao microscópio óptico:

- Morfologia: O talo é composto por filamentos fortemente empacotados de células calcificadas verticalmente divergentes, que aparecem circulares ou poligonais em seções transversais (Figura Ap. 33). Ao contrário das algas coralináceas, não há diferenciação do tecido celular, nem estruturas reprodutivas. O diâmetro e comprimento das células são comumente maiores que nas coralináceas.

**Figura Ap. 33** – Seção longitudinal e transversal de alga solenoporácea.



Fonte: Charollais & Davaud (1976).

- Microestrutura: A diferenciação do tecido celular em hipotalo e peritalo é raramente observada nas solenoporáceas, e quando reconhecidas, são comumente pouco desenvolvidas. Os esporângios foram externos e não-calcificados e não foram preservados (JOHNSON, 1961).

- Mineralogia: Algas solenoporáceas são comumente preservadas como calcita pobre em Mg, mas raros registros e a recristalização forte e irregular indicam uma composição aragonítica primária (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003).

- Tamanho: As células com diâmetro e comprimento maiores que as coralináceas, entre 10 a 100  $\mu\text{m}$ . (FLÜGEL, 2004) Em seção transversal, as solenoporáceas mostram células poligonais, raramente circulares, em oposição às coralináceas as quais comumente são retangulares ou circulares em contorno (JOHNSON, 1961).

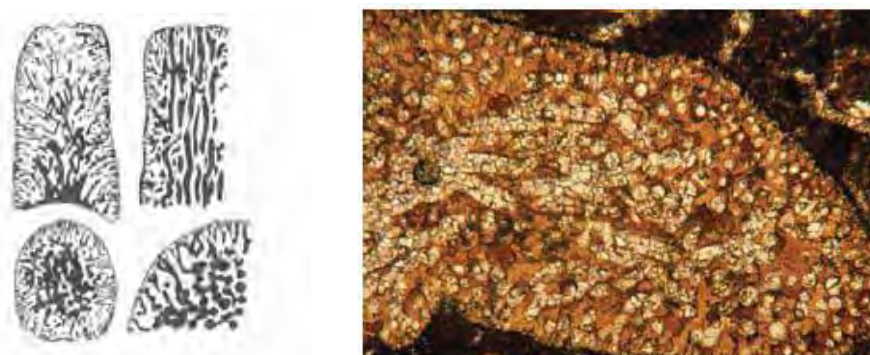
### Ap. 1.5.6.2 Algas verdes

Há duas famílias de algas verdes marinhas que secretam carbonato, as codiáceas e as dasicladáceas; ambas possuem esqueletos aragoníticos (SCOFFIN, 1987). Algas verdes geralmente são mais comuns a profundidades de 2 a 30 m. Ampla tolerância a salinidade variando de águas fortemente salinas a salobras.

#### Ap. 1.5.6.2.1 Codiáceas

Segundo Johnson (1961), a estrutura básica de uma codiácea é uma massa de filamentos tubulares ramificados, que podem estar fortemente ou fracamente empacotados (Figura Ap. 34).

**Figura Ap.34** – Cortes longitudinais e transversais de alga codiácea.



Fonte: Charollais & Davaud (1976) e Scholle & Ulmer-Scholle (2003).

As codiáceas podem ser divididas em dois grupos com base na forma de crescimento. O primeiro destes grupos inclui formas crustosas ou nodulares, compostas por filamentos tubulares ramificados mais ou menos apertados. O segundo grupo contém formas eretas segmentadas ou ramificadas. Entre as formas ramificadas, os ramos, ou segmentos, consistem de filamentos tubulares comumente empacotados frouxamente. Na maioria destas formas, os elementos tubulares no centro são grandes e paralelos ao eixo da planta. Eles se ramificam em tubos cada vez menores, os quais partem do centro, terminando numa camada dermal comumente composto por extremidades de ramificações tubulares muito finas mais ou menos perpendiculares à margem externa. As formas crustosas ou nodulares são divididas em gêneros com base no caráter de ramificação e em espécies de acordo com a forma da planta, o ângulo de ramificação e o diâmetro do tubo individual ramificado. No segundo grupo, as formas são separadas em gêneros com base se o talo é segmentado ou não, e se o talo é ramificado ou não. Espécies são separadas pelas dimensões da planta, dos segmentos e dos tubos (JOHNSON, 1961).

Segundo Johnson (1961), as algas codiáceas são conhecidas em uma larga amplitude de profundidade, distribuindo-se predominantemente em ambientes lagunares (GINSBURG *et al.*, 1971). As codiáceas se distribuem do Cambriano ao Recente. Durante o Cenozóico, os representantes mais importantes pertencem ao gênero *Halimeda*, que tem sido um importante edificador de rochas quando as condições foram favoráveis.

Todas as espécies recentes conhecidas são marinhas, sendo a maioria delas restritas a mares quentes (JOHNSON, 1961).

#### 1.5.6.2.1.1. Identificação de codiáceas ao microscópio óptico:

- Morfologia: Duas formas de crescimento, como plantas eretas (comumente segmentada e articulada) e como formas nodulares ou crustosas.

- Microestrutura: A estrutura interna das codiáceas é formada por filamentos tubulares ramificados e entrelaçados. Diferentes arranjos em regiões internas (medula) e externas (córtex).

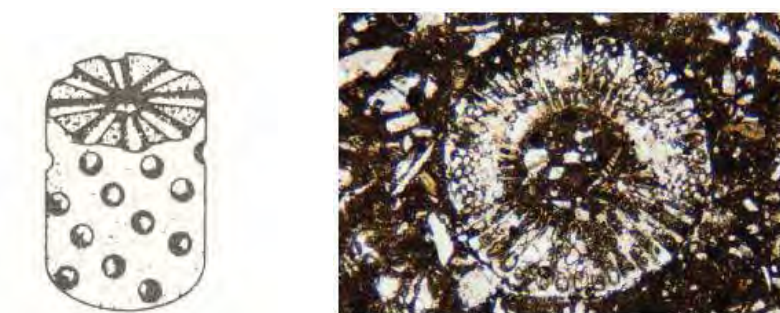
- Mineralogia: Aragonita, mas algumas formas calcíticas podem ter existido no passado.

- Tamanho: A planta inteira mede alguns cm e os segmentos individuais medem de poucos mm a < 1 mm.

#### Ap. 1.5.6.2.1.1 Dasicladáceas

Segundo Johnson (1961), a maioria dos gêneros das algas dasicladáceas apresenta como estrutura característica a presença de ramificações primárias arrançadas como espirais regulares que irradiam do caule central como raios de uma roda (Figura Ap. 35). Em poucas espécies, as ramificações primárias irradiam mais ou menos em todas as direções a partir do caule central, formando saliências esféricas.

**Figura Ap. 35** – Estruturação geral das algas dasicladáceas.



Fonte: Ginsburg *et al.* (1971) e Scholle & Ulmer-Scholle (2003).

Suas paredes celulares não são calcificadas por elas mesmas, sendo meramente anexadas em carbonatos precipitados, de forma que aquilo que permanece quando o tecido é decomposto é um molde parcial da planta original (BATHURST, 1976).

As algas dasicladáceas se formam em águas muito rasas até profundidades de 24 a 33 metros, porém o crescimento abundante ocorre somente em profundidades imediatamente abaixo do nível de maré baixa até 9 a 13 metros de profundidade (JOHNSON, 1961).

Segundo GINSBURG *et al.* (1971), as dasicladáceas se distribuem predominantemente em ambientes lagunares a recifais. Algas dasicladáceas são encontradas desde o Cambriano até o Recente em ambientes marinhos. Segundo Herak *et al.* 1977 (*in* FLÜGEL, 1977), o clímax do desenvolvimento das dasicladáceas foi no Mesotriássico, com um lento declínio até os dias atuais.

Fragments de dasicladáceas fósseis podem ser confundidos com foraminíferos (JOHNSON, 1961).

#### Ap. 1.5.6.2.2.1. Identificação de algas dasicladáceas ao microscópio óptico:

- **Morfologia:** Segundo Johnson (1961), a maioria das dasicladáceas apresenta forma do talo cilíndrica, ocorrendo também formas esféricas, claviforme, ovóide ou segmentada. As primeiras ramificações suportam ‘tufos’ de ramificações secundárias, as quais suportam os ‘tufos’ das terciárias. Esporângios são esféricos, ovóides ou cilíndricos e ocorrem dentro do caule, sobre o caule, nas ramificações primárias ou entre as ramificações secundárias.

- **Microestrutura:** Apresenta estrutura interna formada por cilindros perfurados, comumente associados a um molde de caule central com ramificações radiais (GINSBURG *et al.*, 1971).

- Mineralogia: Aragonita, mas algumas formas calcíticas podem ter existido no passado (BASSOULET *et al.*, 1977 in FLÜGEL 1977).
- Tamanho: A planta inteira mede alguns cm e os segmentos individuais medem de poucos mm a menos de 1 mm.

## Bibliografia do Apêndice

AL-ANAZI, B. D. **What you know about the Ghawar Oil Field, Saudi Arabia?** CSEG Recorder (April): p. 40-43. 2007

BASSOULET, J.P; BERNIER, P.; DELOFFRE, R.; GENOT, P.; JAFFREZO, M.; POIGNANT, A.F.; SEGONZAC, G. **Classification Criteria of Fossil Dasycladales**. In: FLÜGEL, E. Fossil Algae. Spring-Verlag, Berlin: Heidelberg, 1977.

BATHURST, R. G. C. **Carbonate sediments and their diagenesis**. New York, Elsevier Scientific Publishing Company, 1976.658p.

BRASIER, M. D. **Microfossils**. London, George Allen & Unwin, 1980.193p.

CANTRELL, D. L. **Cortical fabrics of Upper Jurassic ooids, Arab Formation, Saudi Arabia: Implications for original carbonate mineralogy**. Sedimentary Geology, Volume 186, Issues 3-4, 1 May 2006, p. 157-170.

CHAROLLAIS, J.; DAVAUD, E. **Microfaciès et ordinateur**. Paris, Éditions Technip. 1976.

DAHANAYAKE, K. **Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the French Jura**. Sedimentary Geology, 18: p. 337-353.1977.

ESTEVES, F.R.; SPADINI, A. R.; SAITO, M. **A sedimentação albo-turoniana (Formação Macaé) da Bacia de Campos sob a ótica paleoecológica**. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, RJ-ES: p. 27-42. 1987.

FLÜGEL, E. **Microfacies Analysis of Limestones**. Spring-Verlag, Berlin: Heidelberg, 1982. 633p.

FLÜGEL, E. **Microfacies of carbonate rocks – analysis, interpretation and application**. Spring-Verlag, Berlin: Heidelberg, 2004. 976 p.

FOLK, R. L. **Practical petrographic classification of limestones**. Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull, 43 (1): 1-38. 1959.

GUARDADO, L.R.; SPADINI, A.R. **Evolução deposicional e distribuição das fácies do Macaé Inferior (Eomesoalbiano, Bacia de Campos)**. In: Boletim Geociências Petrobrás, Rio de Janeiro, 1(2): 235-240, ago./dez. 1987.

HERAK, M.; KOCHANISKY-DEVIDE, V.; GUSIC, I. **The development of the Dasyclad Algae through the Ages**. In: FLÜGEL, E. Fossil Algae. Spring-Verlag, Berlin: Heidelberg, 1977.

HOROWITZ, A.S.; POTTER, P.E. **Introductory Petrography of Fossils**. New York, Springer-Verlag, 1971.

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

MACHADO, D.M.C.; KOTZIAN, C.B. **Moluscos** In: CARVALHO, I. S. Paleontologia. Editora Interciência, 2000.

MAJEWSKE, O.P. **Recognition of invertebrate fossil fragments in rocks and thin sections**. Louisiana, Leiden E. J. Brill, 1969.

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

SCHOLLE, P. A.; ULMER-SCHOLLE, D. S. **A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis**. AAPG Memoir 77, p. 1-269. 2003.

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

SEYVE, C. **Introdução à micropaleontologia**. Elf Aquitaine Angola, 1990

TERRA, G. J. S.; SPADINI, A.R.; FRANÇA, A.B.; SOMBRA, C.L.; ZAMBONATO, E.E.; JUSCHAKS, L.C.S.; ARIENTI, L.M.; ERTHAL, M.M.; BLAETH, M.; FRANCO, M.P.; MATSUDA, N.S.; SILVA, N.G.C.; MORETTI JR., P.A.; D'ÁVILA, R.S.F.; SOUZA, R.S.; TONIETTO, S.N.; ANJOS, S.M.C.; CAMPINHO, V.S.; WINTER, W.R. **Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras**. In: Boletim de Geociências da Petrobrás, v.18, n.1, p. 9-29, nov.2009/maio 2010.

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

TUCKER, M. E. **Sedimentary petrology**. London, Blackwell Science Ltd, 2001. 252 p.

VILELA, C.G. **Microfósseis – Parte I: Foraminíferos, Radiolários e Diatomáceas**. In: CARVALHO, I. S. Paleontologia. Editora Interciência, 2000.

GINSBURG, R.; REZAK, R.; WRAY, J.L. **Geology of calcareous algae (Notes for a short course)**. Sedimenta I, University of Miami. Miami, Florida. 1971