

#### 4 ANÁLISE DAS MICROFÁCIES

A definição dos tipos de microfácies no presente estudo se baseia, principalmente, nas propriedades texturais das rochas, nas proporções relativas dos grãos e nos tipos de grãos e restos de microfósseis. As microfácies identificadas foram definidas seguindo o critério de classificação textural de Dunham (1962 apud SCHOLLE e SCHOLLE, 2003) (Figura 13). Antes da descrição das microfácies identificadas ao longo da área estudada se fez a caracterização dos principais constituintes das rochas carbonáticas do Membro Maruim da Formação Riachuelo (grãos aloquímicos, matriz micrítica, cimentos, siliciclásticos).

##### - Grãos aloquímicos

Os grãos aloquímicos identificados nas lâminas delgadas durante a análise petrográfica foram: oólitos, oncólitos, pelóides, intraclastos, grãos agregados e bioclastos.

- **Oólitos**

Os oóides são grãos que variam em forma de esféricos a elipsoidais com diâmetros que oscilam entre 0.25 e 2.00 mm. Estes, às vezes possuem um núcleo revestido por camadas concêntricas e/ou radiais. O núcleo geralmente consiste de grãos terrígenos, fragmentos esqueletais ou pelóides (SCHOLLE e SCHOLLE, 2003). Por muito tempo os oóides foram considerados como grãos inorgânicos, porém há evidência de forte controle biológico na formação dos mesmos. A microfábrica, mineralogia, abundância e tamanho dos oóides reflete condições físicas e químicas de ambientes deposicionais em meios marinhos e não marinhos. Além do mais, os oóides são bons indicadores de energia, temperatura, salinidade e profundidade da água (FLÜGEL, 2004). A diferença dos oóides com os oncóides é que os últimos exibem uma laminação mais irregular e muitas vezes tais laminações não são concêntricas. Além do mais, os oncóides são consideravelmente de maior tamanho. Os pisólitos estão caracterizados por lâminas concêntricas, mas a diferença com os oóides é o grande tamanho nos primeiros (geralmente de vários milímetros) e muitas vezes são de forma irregular (FLÜGEL, 2004). A composição dos oóides modernos consiste de aragonita e/ou calcita alta ou baixa em Mg. A aragonita e a calcita alta em Mg podem co-ocorrer alternadamente em lâminas dentro do mesmo grão (FLÜGEL, 2004). Este tipo de mineralogias formou oóides no Pré-cambriano e durante grande parte do Fanerozóico.

Os oóides exibem uma variedade de microfábricas, as quais são causadas pelas diferentes orientações dos cristais carbonáticos nas lamina (FLÜGEL, 2004). As três principais microfábricas que ocorrem são: tangencial, radial e caótica (TUCKER e WRIGHT, 1990). A microfábrica tangencial consiste de lâminas concêntricas, cuja mineralogia compreende aragonita ou calcita baixa em Mg no caso de oóides terrestres. Este tipo de oóides se encontra em ambientes de alta energia, muito rasos, em mares de águas quentes de baixa latitude. Também se encontra em ambientes lacustres hipersalinos e terrestres (FLÜGEL, 2004).

A microfábrica radial consiste de cristais fibrosos de aragonita, calcita baixa em Mg ou calcita alta em Mg. Os oóides com este tipo de microfábrica são comuns em ambientes marinho-rasos de baixa energia, piscinas hipersalinas e em ambientes lacustres (FLÜGEL 2004). A microfábrica caótica resulta do arranjo caótico dos constituintes, tais como fibras de aragonita. A intensa micritização criada por microorganismos endolíticos pode criar uma microestrutura caótica (TUCKER e WRIGHT, 1990). Este tipo de oóides é comum em ambientes marinho-rasos. A natureza exata da formação dos oóides individuais é ainda motivo de discussão. Mas é geralmente aceito que a maioria dos depósitos oolíticos se forma em ambientes rasos, os quais são geralmente agitados sobre longos períodos de tempo por ondas e correntes. Outro pré-requisito inclui ambientes quentes de baixa latitude com mínima entrada de sedimentos siliciclásticos.

Os grãos oolíticos se formam geralmente na presença de um núcleo, em locais agitados para facilitar a movimentação dos grãos, uma fonte de água supersaturada e um contínuo processo de renovação da água. Em geral, os oóides marinhos são depositados nos ambientes *shoreface* de rampas, nas plataformas internas, próximo das margens externas das plataformas e como sedimentos alóctones em taludes e nas partes proximais ou distais das bacias. Os ambientes específicos podem ser reconhecidos da abundância, textura, tipo de oóide e o número de oóides autóctones e alóctones (FLÜGEL, 2004). Os oóides são elementos-chave na análise das microfácies (FLÜGEL, 2004). Eles registram condições paleoambientais (energia da água, salinidade sítios deposicionais) quando se faz uma análise detalhada na microfábrica, forma e seleção dos grãos. Os oóides indicam mudanças na mineralogia do carbonato e condições oceanográficas através do Fanerozóico. Os calcários oolíticos são muito importantes como rocha reservatório para hidrocarbonetos pela sua porosidade intragranular e intergranular. A maioria das observações indica que a porosidade oomóldica sugere a presença de aragonita inicial.

Os oólitos são os principais grãos carbonáticos, compondo mais do 50% da microfácies 2, 3 e 4, identificadas na área de estudo. O tamanho destes varia entre 0.5 e 1.5 mm de diâmetro e a presença de um núcleo não se distingue muito bem pelo fato de alguns estarem total ou parcialmente dissolvidos, dolomitizados ou por se encontrarem muito micritizados. Porém, é possível observar que a maioria dos oóides têm estrutura interna tangencial, feição característica quando são gerados em ambiente rasos de alta energia (TUCKER E WRIGHT, 1990; FLÜGEL, 2004) (Figura 38). Em alguns oóides é possível observar uma estrutura radial e tangencial no mesmo grão. A preservação deste tipo de estrutura radial/concêntrica indica uma composição calcítica ou de calcita magnesiana originalmente (SCOFFIN, 1987). Oóides de composição calcítica com baixo conteúdo de Mg ocorreram no Mesopaleozóico, Jurássico e Cretáceo de acordo com Sandberg (1983 apud TUCKER e WRIGHT, 1990).

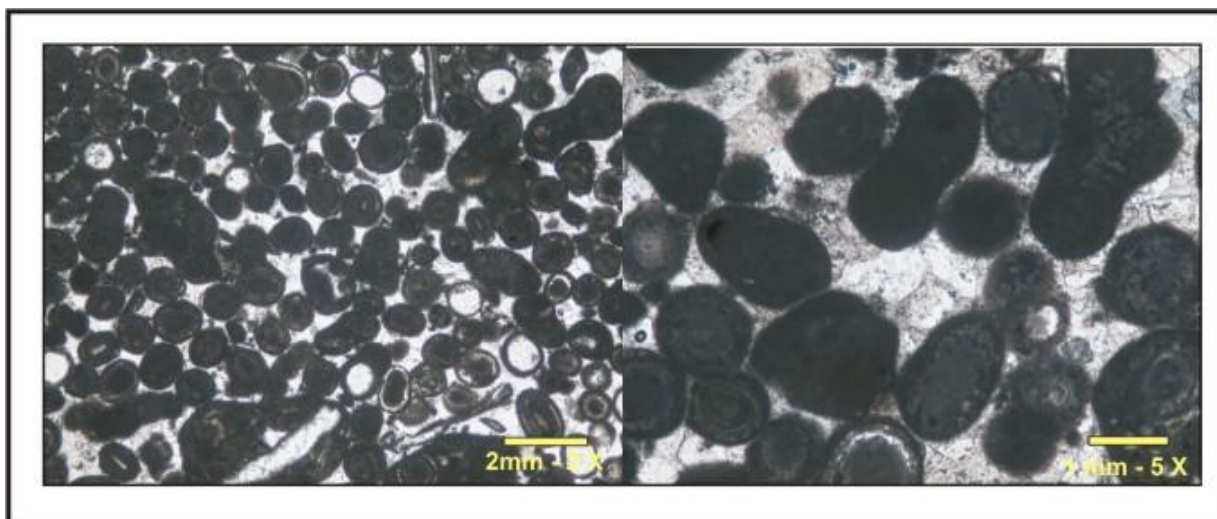


Figura 38 - Oólitos com microestrutura tangencial, característicos das microfácies 2, 3 e 4.

- **Oncólitos**

Os oncóides são nódulos calcários formados por micróbios, algas e outros organismos incrustantes. Eles apresentam tamanhos milimétricos a centimétricos, às vezes arredondados ou irregulares consistindo de um córtex com camadas micríticas e um núcleo (litoclasto ou bioclasto), porém nem sempre possuem núcleo. As camadas são formadas por organismos sésseis (calcimicróbios e algas principalmente, mas também, outros organismos como foraminíferos, briozoários entre outros). Estes organismos realçam e iniciam a precipitação de carbonato de cálcio e atuam como incrustantes e realçam também a litificação sinsedimentar.

Os oncóides são comuns em ambientes marinhos e não marinhos e os tipos de oncóides se distinguem pela existência de microfábricas esqueletais e não esqueletais (oncóides porostromata e espongiostromata) e pela composição biótica. A forma, estrutura interna e composição biótica indicam fatores paleoambientais (FLÜGEL, 2004). A maioria de oncóides antigos consiste de calcita, às vezes com mistura de minerais de argila, quartzo e matéria orgânica. A composição destas misturas corresponde a aqueles minerais que ocorrem na vizinhança dos oncóides. Os oncóides marinhos do Fanerozóico foram formados em pelo menos oito ambientes (FLÜGEL, 2004):

- Ambientes marinhos marginais influenciados pelas marés;
- Lagunas de plataforma marinha aberta;
- *Patch reef* de plataformas;
- Áreas *back reef*;
- Associados com recifes de margem de plataforma;
- No talude superior;
- Bacia;
- Em plataformas pelágicas.

Os oncóides são muitas vezes usados como indicadores de alta energia, baixa energia a ambiente submaré raso devido a que se pensa que os oncóides requerem de frequente movimento para se formar. O grau de turbulência determina a forma dos oncóides, mas estas generalizações nem sempre valem para ambiente de água doce e submaré onde os espongiomatra e porostromata se originam sem significativo movimento e não exibem lâminas concêntricas. Os ambientes de alta energia são refletidos por pequenos oncóides que exibem laminação regular e formam *packstone* e *grainstone*. Os oncólitos dominam o arcabouço das microfácies 5, 6 e 7, definidas neste trabalho. Os oncólitos (formados por cianobactérias) apresentam diâmetros que oscilam entre 3 e 8 mm, sua forma varia dependendo da forma do núcleo (bioclastos autóctones). Grande parte exhibe feições de deformação devido a processos de compactação física e química (Figura 39). Com base na classificação de Flügel (2004), os oncóides do intervalo estudado estariam na categoria de oncóides espongiostromata, cuja biota dominante são algas e micróbios, porém as estruturas orgânicas não são muito visíveis. A laminação neste tipo de oncóides é o resultado do aglutinamento do sedimento fino e a calcificação de filamentos algais ou microbiais.

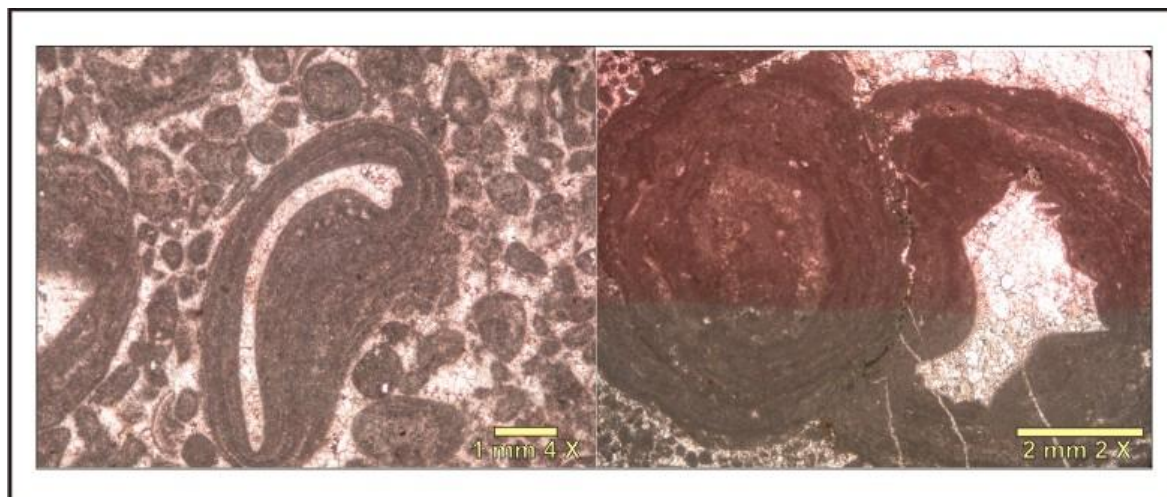


Figura 39 - Oncólitos, característicos das microfácies 5 e 6. A figura da esquerda mostra um bivalvo compondo o núcleo do oncólito. A figura da direita mostra oncólitos deformados por processos diagenéticos associados à pressão-dissolução (estilólitos).

- **Pelóides**

Um pelóide é um grão tamanho areia com tamanhos que variam entre 100 e 500  $\mu\text{m}$ , composto por carbonato microcristalino. Eles são geralmente arredondados ou subarredondados, esféricos, elipsoidais e são geralmente desprovidos de estrutura interna (TUCKER e WRIGHT, 1990; FLÜGEL, 2004). O termo *pellet* também é comum, porém usado para os grãos de origem fecal. Os pelóides são importantes constituintes de sedimentos carbonáticos marinho-rasos, geralmente este tipo de grãos no registro geológico é típico de ambientes marinho-rasos de baixa energia (TUCKER e WRIGHT, 1990). Os pelóides são um grupo de grãos poligenéticos e identificar sua origem exata é muito difícil. Muitos pelóides representam grãos micritizados tais como fragmentos de carapaça ou oóides. Neste caso, o grão original tem sido completamente micritizado por microorganismos endolíticos. Enquanto as algas endolíticas têm um papel muito importante na micritização, muitos pelóides têm sido considerados como de origem algal, tanto de detritos de remanescentes de algas de grão fino ou por calcificação de cianobactérias. Muitos pelóides são simplesmente intraclastos ou litoclastos derivados de substratos de micrita preexistente. Algumas texturas peloidais no registro geológico são puramente químicas em origem e representam cimentos nos quais os *pellets* são o lugar de nucleação de pequenos cristais de calcita alta em Mg (TUCKER e WRIGHT, 1990). Tais sedimentos têm sido comumente encontrados em associação com cimentos submarinhos modernos. Flügel (2004) apresenta uma classificação de pelóides tendo em conta a sua origem:

- Pelóides de origem biótico (pellets fecais - pelóides algais - pelóides bioerosionais).
- Retrabalhamento de lama e grãos (pelóides líticos - moldes)
- Alteração de grãos (pelóides tipo Bahamas – Peletoides)
- Formação *in-situ* (pelóides microbiais – pelóides precipitados)

Os pelóides observados nas amostras do intervalo estudado consistem na sua maior parte de grãos cuja natureza original não se reconhece muito bem, assim, podem cair na categoria de peletoides (pelóides tipo Bahamas), gerados pela alteração de grãos segundo a classificação de Flügel (2004). Os pelóides observados na Pedreira Carapeba poderiam entrar na categoria de *mud peloids* (FLÜGEL, 2004), os quais são produto da erosão e redeposição de intraclastos, e são comuns em ambientes protegidos. Estes são produto da abrasão e desgaste de algas e calcimicróbios (Figura 40).

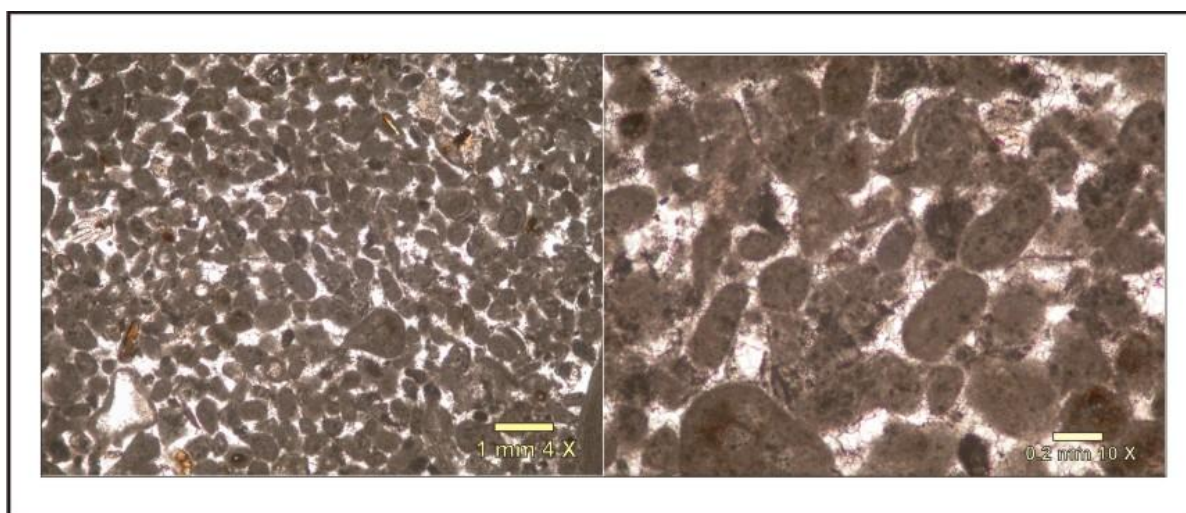


Figura 40 - Pelóides observados no intervalo estudado. A micritização mascara a natureza original dos grãos.

- **Intraclastos**

Os intraclastos são fragmentos de carbonato de sedimento litificado ou parcialmente litificado, derivado da erosão de sedimento penecontemporâneo de dentro da bacia e redepositado dentro da mesma área (TUCKER e WRIGHT, 1990; FLÜGEL, 2004). Os intraclastos são comumente encontrados em ambientes marinhos rasos, mas também podem ser transportados para águas mais profundas. Os ambientes marinhos rasos nos quais os intraclastos são formados estão caracterizados por regimes dominados por ondas e marés que retrabalham continuamente os carbonatos.

Os *grainstone* de intraclastos são muitas vezes interpretados como depósitos formados pela erosão de ondas de tormenta e retrabalhados de vários tipos de sedimento ocorrendo em ambientes marinho-rasos. Os intraclastos também podem ser originados por dessecação de lamas carbonáticas em ambientes supramaré (FLÜGEL, 2004). A Pedreira Carapeba compreende o único local onde foram identificados grãos intraclásticos. Destaca-se também a abundância de intraclastos de algas vermelhas (Figura 41).

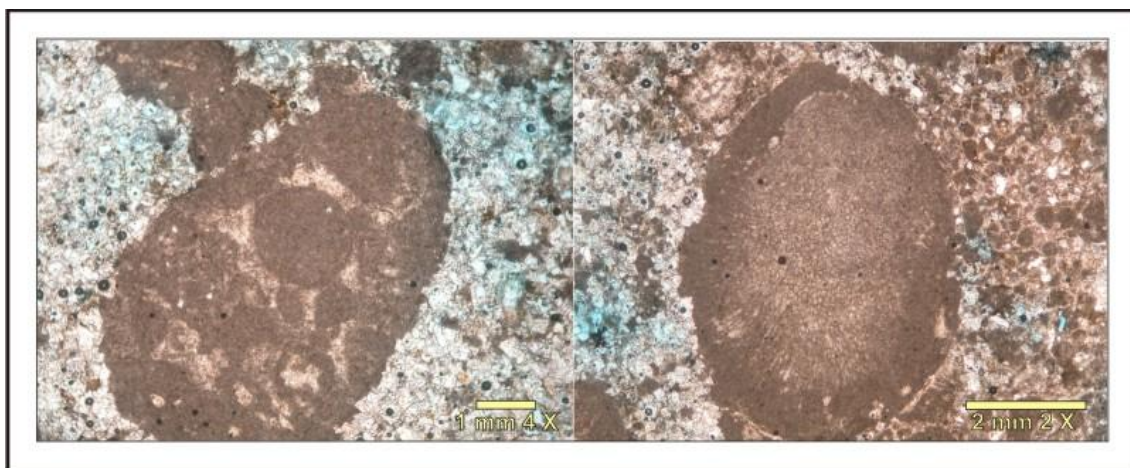


Figura 41 - Intraclastos observados nas microfácies da pedreira Carapeba. A figura à esquerda mostra um exemplo de um intraclasto. A figura da direita mostra um fragmento de alga vermelha.

- **Grãos agregados (*grapestones*, *lumps* e outros)**

A maior parte dos grãos agregados se forma em áreas muito rasas, onde as correntes e ondas são suficientes para remover sedimento de grão fino, mas não de tamanho areia. Recentes tipos de grãos agregados das Bahamas ocorrem em ambientes submaré, intermaré e marinho-raso, com circulação variada ou restrita. Os *grapestones* consistem de pelóides, oóides e oncóides, cimentados por aragonita ou calcita alta em Mg criptocristalina (FLÜGEL, 2004). Outro tipo de agregados de partículas sedimentares são os aglutinados por biopelículas, cianobactérias e algas. Estes grãos são comuns em ambientes de laguna e são muitas vezes associados com microbialitos. Os pré-requisitos comuns para a formação de grãos agregados é a estabilização de partículas individuais durante fases reduzidas de deposição em ambientes com circulação restrita, cimentação sobre o fundo marinho e retrabalhamento periódico (FLÜGEL, 2004). Este tipo de grão não é muito comum no intervalo estudado, no entanto, alguns dos observados (microfácies 2) compreendem *grapestones* de oólitos revestidos por cianobactérias e/ou micrita (Figura 42).

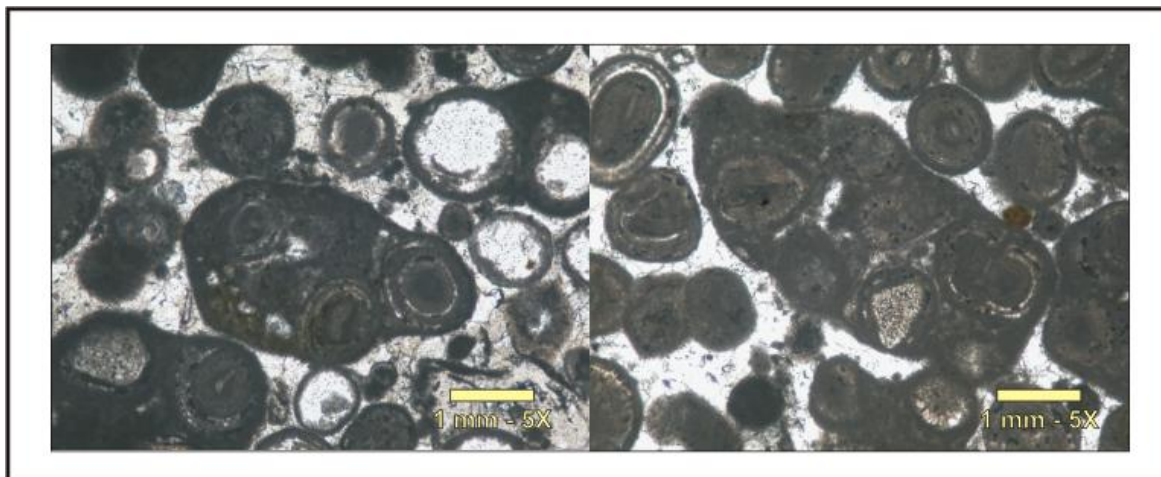


Figura 42 – *Grapestones* compostos por oóides (microfácies 2 da Pedreira Catitú,).

- **Bioclastos**

Entre os bioclastos identificados no intervalo estudado se encontram: As algas verdes dasicladáceas, foraminíferos bentônicos, ostracodes, algas vermelhas, equinodermos e moluscos.

#### **Algas verdes dasicladáceas**

É o grupo de algas calcárias mais usadas na análise de microfácies, aparecem desde o Cambriano e foram importantes constituintes durante o Paleozóico Tardio, Mesozóico e Cenozóico inicial. As algas verdes dasicladáceas são elementos-chave na interpretação de carbonatos de plataforma marinho-rasa. As primeiras dasicladáceas são conhecidas desde o Cambriano Tardio, mas o grupo permanece subordinado em contraste às cianobactérias e outros grupos algais do Ordoviciano ao Devoniano. A primeira diversificação aconteceu durante o Carbonífero e Permiano. Uma renovação total em nível de espécies aconteceu durante o Triássico Médio (FLÜGEL, 1985 apud FLÜGEL, 2004). As plataformas do Jurássico Tardio e o Eocretáceo estiveram caracterizadas pela alta diversificação de associações, tanto em nível de gênero como de espécies. O declínio das dasicladáceas a nível genérico aconteceu durante o Cretáceo Tardio antes de alcançar alta diversidade e distribuição global novamente no Eoterciário (FLÜGEL, 2004). As dasicladáceas modernas ocorrem predominantemente em ambientes tropicais e subtropicais, mas também em águas temperadas (exemplo, no Mediterrâneo).



Desde o Carbonífero estas algas contribuíram significativamente para a formação de carbonatos de tamanho areia (principalmente *grainstone* e *packstone*), formados em ambientes de laguna marinha aberta ou *backreefs*. Vale ressaltar que um grande número de espécies diminuiu dramaticamente do Aptiano ao Albiano. O Neogeno representa um marcante declínio de dasicladáceas (FLÜGEL, 2004). A figura 43 mostra um exemplo de algas verdes dasicladáceas observadas na Pedreira Carapeba.

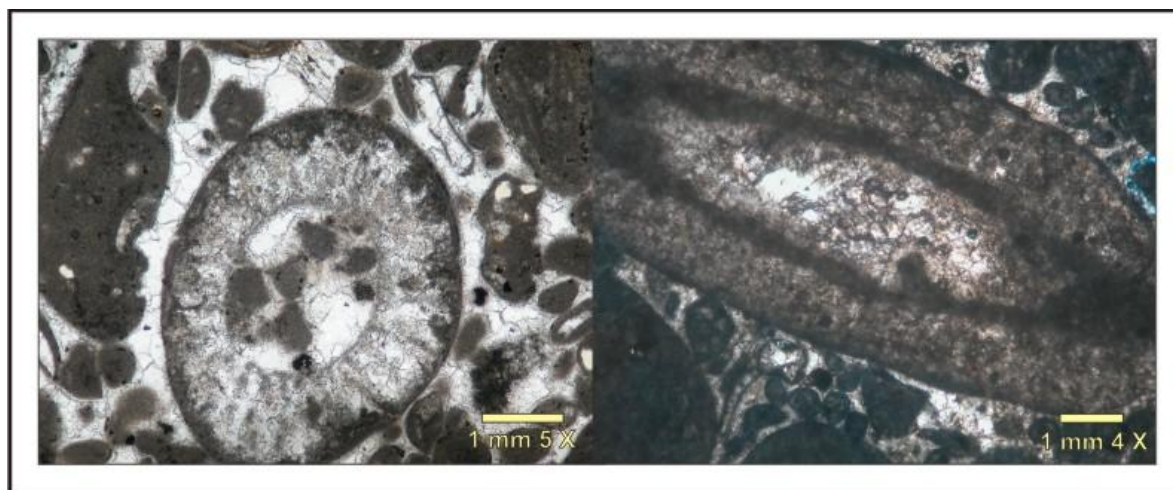


Figura 43 - Algas verdes dasicladáceas observadas nas microfácies da Pedreira Carapeba.

### **Foraminíferos**

Fornecem marcadores de tempo para biozoneamentos de carbonatos marinho-rasos e profundos e permitem a reconstrução de sistemas deposicionais antigos. As carapaças dos foraminíferos bentônicos têm sido constituintes de plataformas carbonáticas desde o Paleozóico Tardio e os foraminíferos planctônicos formam calcário pelágico desde o Mesozóico Tardio (FLÜGEL 2004). De acordo com Scholle e Scholle (2003), os foraminíferos modernos são totalmente marinhos, se estendem desde a zona intermaré até a zona abissal e aparecem tanto em climas polares como marinhos tropicais.

Alguns gêneros vivem em ambiente marinho marginal hipersalino ou corpos de água subsalino, onde são encontrados em grande número. A maioria dos foraminíferos são organismos bentônicos. Algumas das espécies maiores de organismos se albergam em algas simbióticas se desenvolvendo assim na zona fótica, mas a grande maioria, no entanto, não depende da luz. A maioria dos foraminíferos planctônicos vive nos 300 m superiores da coluna de água devido principalmente ao fornecimento de nutrientes.

De acordo com Scholle e Scholle (2003), as testas de todas as espécies planctônicas e a maioria das espécies bentônicas estão compostas de calcita (formas planctônicas são de calcita baixa em Mg, tanto a calcita baixa em Mg como a alta em Mg são comuns em organismos bentônicos). Algumas espécies bentônicas constroem as testas de aragonita, sílica ou matéria orgânica, outras formas bentônicas constroem as testas de terrígenos clásticos cimentados (formas aglutinantes). Três tipos de parede compõem a testa: orgânica, aglutinante e calcária. As três texturas da parede são: a) microgranular, b) porcelanosa (miliolídeos) e hialina. Os foraminíferos bentônicos são importantes fósseis-guia das plataformas carbonáticas cretácicas.

A evolução de foraminíferos planctônicos durante o Cretáceo e as formas do Cenozóico formam a base para excelentes zoneamentos bioestratigráficos e correlações ao redor do mundo. Os foraminíferos bentônicos cretáceos permitiram também o zoneamento bioestratigráfico de paleoambientes. Koutsoukos (1989) fez um zoneamento através de foraminíferos na sucessão cretácea marinha da Sub-bacia de Sergipe. As subdivisões estratigráficas são baseadas em biozonas derivadas da distribuição, abundância e ranges de foraminíferos bentônicos. Os foraminíferos são muito úteis em estudos de condições ambientais antigas e recentes e as mudanças na composição de assembléias destes organismos podem ser usadas para analisar mudanças na circulação de massas de água e na profundidade da mesma (AMSTRONG e BRASIER, 2005).

Os foraminíferos bentônicos são fortemente influenciados pelos substratos, assim como pela química, salinidade e temperatura da água (DOYLE, 1997). Os foraminíferos observados no Membro Maruim foram: miliolídeos e textularídeos. Miliolídeos do Cretáceo médio-tardio são abundantes nas partes internas das plataformas carbonáticas (DE CASTRO 1980), e compreendem formas comuns em águas salobras. Os foraminíferos da subordem miliolina podem ser reconhecidos pela sua aparência porcelânica e seu modo de vida bentônico (DOYLE, 1997, SCHOLLE e SCHOLLE, 2003, AMSTRONG e BRASIER, 2005). Em águas hipersalinas onde as salinidades são de até 40 ‰, podem ocorrer foraminíferos da subordem miliolina (principalmente nubecularídeos e miliolídeos, AMSTRONG e BRASIER, 2005). O tipo de paleoambiente em que estes organismos se encontram é nerítico raso a médio e secretam testas de calcita do tipo porcelânica (KOUTSOUKOS, 1989; FLÜGEL, 2004).

Os foraminíferos aglutinantes (textularina) estão caracterizados por testas compostas de grãos arenáceos e seu modo de vida é completamente bentônico (DOYLE, 1997, SCHOLLE e SCHOLLE, 2003, AMSTRONG e BRASIER, 2005). Os microforaminíferos da subordem textularina observados nas microfácies do intervalo estudado são unisserial e bisserial (aglutinantes) (Figura 44).

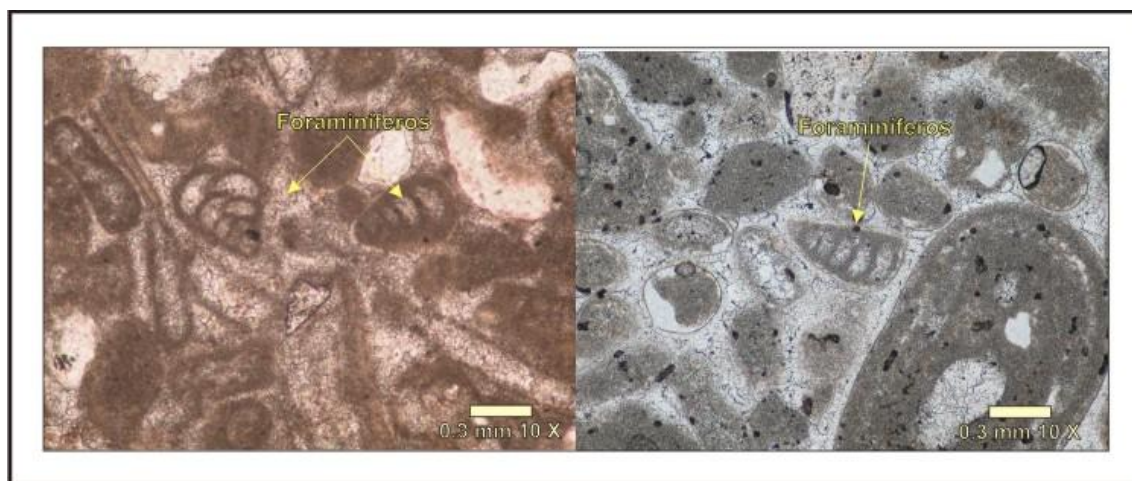


Figura 44 - Foraminíferos aglutinantes (textularina) observados na Pedreira Carapeba.

### Ostracodes

São artrópodes da superclasse crustácea (classe ostracoda). Estes organismos se registram desde o Eocambriano até o recente e são muito valiosos em estudos estratigráficos, principalmente em ambientes não marinhos e em ambientes de águas salobras (SCHOLLE e SCHOLLE, 2003). Estes organismos são bentônicos e raras formas são nectônicas e planctônicas, eles se distribuem desde o ártico até latitudes tropicais. Eles são comuns em água doce, salobra e marinha e podem se estender para ambientes hipersalinos. Raramente constituem os maiores formadores de sedimento, exceto em ambientes com condições extremas. A carapaça dos ostracodes está composta por quitina e calcita. Porém alguns estão completamente compostos por quitina. Aqueles que estão compostos por calcita variam nas suas concentrações de Mg, variando de calcita baixa em Mg a alta em Mg (1-5 % mol), mas têm sido reportadas percentagens de até 10% mol de Mg. Os ostracodes têm carapaças que consistem de pares desiguais de valvas, as valvas são geralmente de forma ovóide e sua superfície pode ser lisa ou ornamentada. A maioria dos ostracodes adultos tem menos que 1 a 2 mm de comprimento.

São conhecidas também formas marinhas de 20 a 40 mm em tamanho (SCHOLLE e SCHOLLE, 2003). Estes organismos compreendem um dos mais valiosos indicadores de paleosalinidade. Informação bioestratigráfica proporcionada por ostracodes marinhos pode ser útil particularmente em sedimentos depositados em ambiente marinho costeiro e mares rasos, onde estes organismos são mais abundantes. Estudos micropaleontológicos realizados em bacias sedimentares ao longo da margem continental brasileira, têm resultado no reconhecimento de assembléias de ostracodes ricas e diversificadas, principalmente em depósitos refletindo paleoambientes marinhos rasos (bacias de Potiguar e Santos) (VIVIERS et al., 2000). Na Sub-bacia de Sergipe a assembléia de ostracodes é mais pobre, porém relativamente abundante na fácies de laguna (Pedreira Carapeba). Também se observaram nas Pedreiras Inhumas e Santo Antônio, porém em quantidades muito insignificantes (Figura 45).

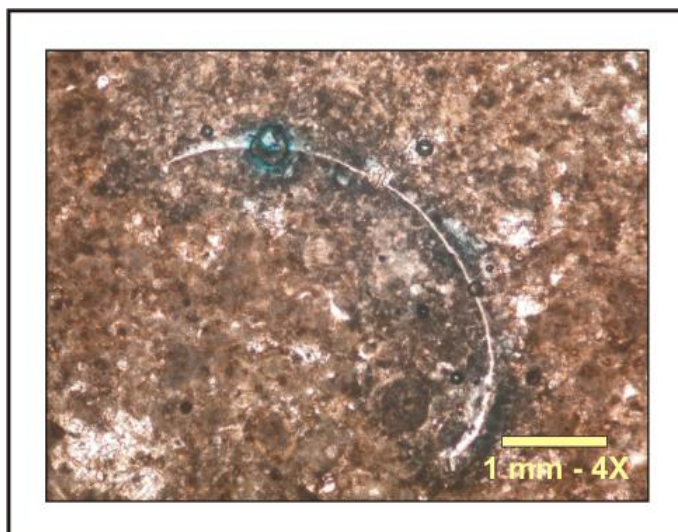


Figura 45 - Ostracode observado na Pedreira Carapeba (amostra CP-2)

### **Algas vermelhas**

As algas vermelhas do filo rodofitas se subdividem nas seguintes famílias: Coralináceas, solenoporáceas, squamariáceas e gymnocodiáceas. Este tipo de algas são fotossintéticas, no entanto, são o grupo de algas melhor adaptado a uso da luz que penetra em águas profundas. Assim algumas destas algas são encontradas em profundidades maiores que 125 metros (SCHOLLE e SCHOLLE, 2003). As algas vermelhas são predominantemente marinhas (2% vivem em água doce) e a maioria habita em um range de salinidade que oscila entre 33‰ e 42‰. Também podem tolerar amplos *ranges* de temperatura, habitando tanto em águas frias como quentes, portanto, não são bons indicadores de paleoclima.

As algas vermelhas coralinas estão compostas de calcita alta em Mg (8 até 30 % mol de Mg), as algas da família squamariáceas são predominantemente aragoníticas (SCHOLLE e SCHOLLE, 2003). Os fragmentos de algas vermelhas da família das solenoporáceas (intraclastos) são frequentes nas microfácies da Pedreira Carapeba (Figura 41). Vários autores caracterizaram algumas famílias de rodófitas nas bacias do nordeste do Brasil. Destacam-se assim, os trabalhos de Granier et al. (1991) e Granier et al. (2008) que identificaram algas vermelhas Hapalidiaceas na Sub-bacia de Sergipe. Algas vermelhas coralináceas crustosas, solenoporáceas e articuladas foram observadas também por Tibana e Terra (1981) e Terra (1990) na Bacia de Potiguar (Formação Ponta do Mel, albiana/cenomaniana).

Algas vermelhas da família das solenoporáceas também foram descritas na Pedreira Carapeba (Formação Riachuelo, Sub-bacia de Sergipe) por Granier et al. (1991) e Koutsoukos et al. (1993). Granier et al. (1991) indicam que os fragmentos de algas vêm de construções biosedimentares e de acordo com Koutsoukos (1993), seriam de fato os principais formadores dos *patch reefs* observados na Formação Riachuelo. De acordo com Flügel (2004), as algas vermelhas solenoporáceas foram constituintes de carbonatos de plataformas marinhas abertas submaré e recifes de calcário no Paleozóico e Mesozóico. Em alguns recifes silurianos, permianos e do Cretáceo Tardio, as algas se concentraram próximas às margens de recifes marinhos abertos. Eles são comuns no Triássico Médio e localmente abundantes no Jurássico e Cretáceo. Os gêneros mais comuns são *Solenopora*, *Elianella*, *Parachaetetes* e *Cordilites*.

### **Equinodermos**

O filo equinodermata, conhecido desde o Cambriano, abrange muitos subgrupos, alguns foram importantes formadores de rocha no Fanerozóico (crinóide e equinóide). Os fragmentos de equinodermos estão presentes em calcários formados em ambientes marinho-rasos assim como em ambientes marinho-profundos. A maioria dos equinodermos do Paleozóico foram sésseis (FLÜGEL, 2004). Os equinóides modernos e antigos são e foram compostos de calcita alta em Mg. Formas modernas contêm entre 2 e 17% mol de Mg. O conteúdo de Mg varia dependendo do gênero e aumenta com o aumento da temperatura da água (SCHOLLE e SCHOLLE, 2003). A maior parte dos equinodermos são totalmente marinhos e ocorrem em ambientes de salinidade normal e bem oxigenados, podem tolerar amplos *ranges* de temperatura e são adaptados à vida, também em condições turbulentas (DOYLE, 1997).

As assembléias de equinóides da Formação Riachuelo indicam condições de deposição em ambiente de plataforma continental rasa com águas quentes. Os equinóides podem ser relativamente bons indicadores de paleoambientes. A Sub-bacia de Sergipe mostra uma completa sequência marinha cretácica que segundo Smith e Bengtson (1991) e Manso e Souza-Lima (2005), apresenta várias espécies de equinóides no Membro Maruim. Os equinóides são os bioclastos mais comuns e se encontram em quase todas as microfácies descritas no intervalo estudado (Figura 46).

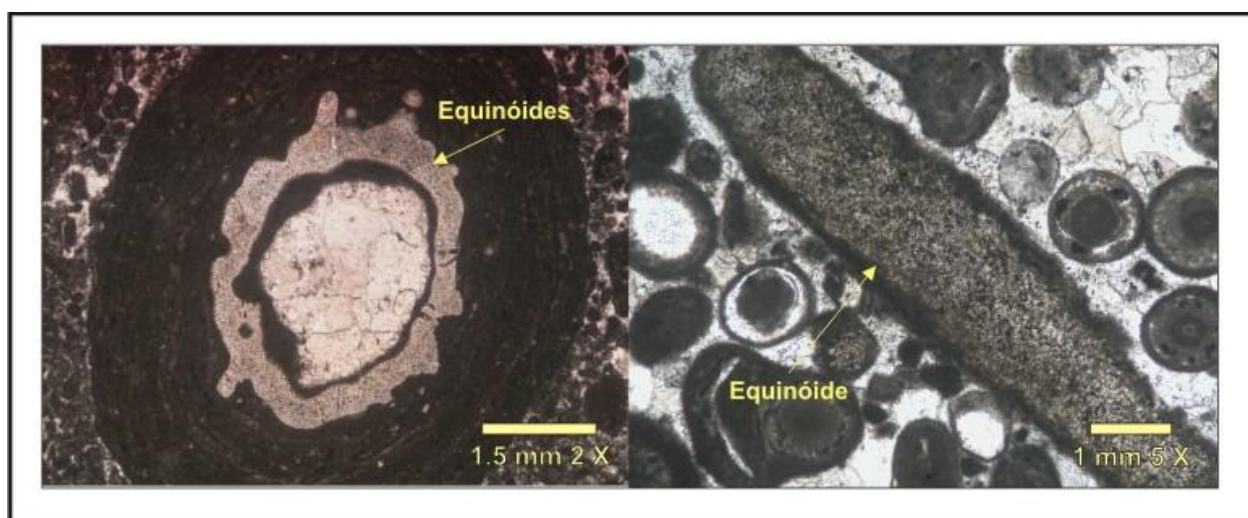


Figura 46 Equinóides observados nas Pedreiras Inhumas (Figura à esquerda) e Catitú (Figura à direita).

### **Moluscos (gastrópodes e bivalvos)**

- **Gastrópodes:** A classe gastrópoda apresenta uma ampla distribuição no registro geológico desde o Eocambriano até o Recente. Os gastrópodes se encontram em todas as latitudes e em águas marinhas normais, salobras, hipersalinas e doces, assim como em ambientes subaéreos. Os gastrópodes raramente são os maiores formadores de sedimento, exceto em ambientes de condições extremas como ambientes hipersalinos e de água doce. As formas de águas quentes têm a carapaça mais grossa do que as formas de águas frias. As conchas dos gastrópodes se compõem de uma fina camada externa de material orgânico, mais uma espessa camada de carbonato, consistindo geralmente de aragonita. Algumas famílias, no entanto, têm carapaças com camadas separadas de calcita e aragonita. A calcita dos gastrópodes tem baixo conteúdo de Mg (menos que 0.3% mol de Mg). A figura 47 mostra um exemplo dos gastrópodes observados na Pedreira Inhumas.

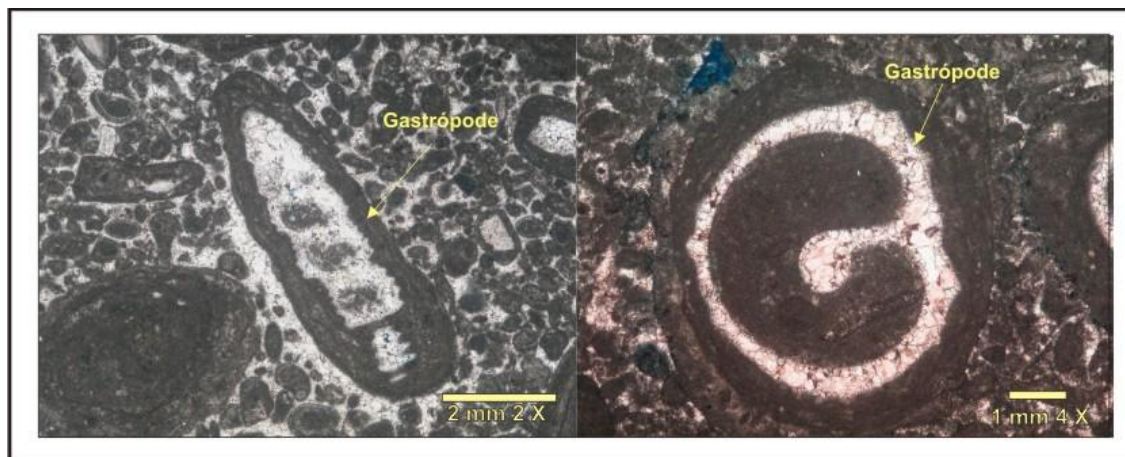


Figura 47 - Gastrópodes observados na Pedreira Inhumas.

- Bivalvos: Estes organismos são conhecidos desde o Eo-Mesocambriano até o Recente. Os bivalvos compreendem um dos maiores produtores de sedimento atualmente. A maioria habita em ambientes marinho-rasos, mas outros são encontrados em quase todos os ambientes aquosos de água doce. Também habitam regiões costeiras hipersalinas e salobras, além de águas profundas. Alguns bivalvos (principalmente os extintos rudistas) foram importantes construtores de recifes e biohermas. Os esqueletos dos bivalvos são em sua maioria aragoníticos, outros têm intercalações de calcita e aragonita. Alguns poucos são completamente calcíticos e a calcita tem menos de 1% mol de Mg (SCHOLLE e SCHOLLE, 2003). Os moluscos observados no intervalo estudado não conservam sua textura original, pois foram dissolvidos e posteriormente preenchidos por cimento (organismos com mineralogia instável), e além do mais se encontram muito micritizados. Os bivalvos e gastrópodes têm grande valor para análise paleoambiental devido a sua associação com substratos particulares. A figura 39 mostra um exemplo de bivalvo formando o núcleo de um oncólito. Quase todos são bentônicos e neríticos e são limitados pela profundidade da água, salinidade e oxigenação. No geral os bivalvos e gastrópodes têm amplo range de salinidade, porém são mais diversos em condições marinhas normais. A maioria se adapta a níveis moderados de turbulência (DOYLE, 1997).

De acordo com Andrade e Seeling (2000), no início da fase marinha da Sub-bacia Sergipe, no Aptiano-Albiano, se encontra uma grande diversidade de bivalvos de água rasa. A maior parte dos gêneros de gastrópodes que ocorre na Sub-bacia de Sergipe está presente também na província paleográfica tetiana. A província de águas quentes e relativamente rasas ocupava a região equatorial no final do Cretáceo (CASSAB, 2000).

### - Matriz micrítica

A matriz da maioria dos calcários consiste de densos cristais de calcita de grão fino, o tamanho dos cristais geralmente é menor que 4  $\mu\text{m}$ . O termo microesparita foi introduzido por Folk (1959 apud TUCKER e WRIGHT, 1990), para descrever tamanhos de cristais entre 5 e 15  $\mu\text{m}$ . A micrita pode sofrer neomorfismo e os estudos em micritas têm revelado a ocorrência de limites de cristais suturados e curvados, indicando que a recristalização é um processo comum. Muitas matrizes de calcário foram originalmente compostas de aragonita e calcita alta em Mg, mas foram substituídas por calcita pobre em Mg durante a diagênese (TUCKER e WRIGHT, 1990). A origem da micrita pode ter diversas fontes como: desagregação mecânica de grãos carbonáticos, bioerosão, desagregação de algas verdes calcárias, deposição de planícies de maré e erosão das mesmas, lama transportada em suspensão, desagregação de *pellets* e formação dos mesmos. Os fatores citados e que contribuem a formação de matriz micrítica foram baseados em estudos realizados no *Bight of Ábaco* das Bahamas (TUCKER, 1981 apud TUCKER e WRIGHT, 1990). No intervalo estudado a matriz micrítica está praticamente ausente no arcabouço da rocha, devido a que a maioria das microfácies descritas são de alta energia. Nas microfácies de baixa energia a matriz micrítica não se conserva muito bem devido em grande parte aos processos diagenéticos.

### - Cimentos

O sinal óbvio do efeito da diagênese é o preenchimento dos poros por cimentos. Este processo é mais bem observado em análise de lâminas delgadas. Os cimentos são um precipitado químico que se desenvolve no espaço poroso e requer supersaturação do fluido de poros em relação ao mineral. Os cimentos representam um importante registro da história diagenética das rochas carbonáticas. Os estudos em lâminas delgadas são de grande importância para reconhecer os ambientes diagenéticos e determinar a sequência paragenética em rochas carbonáticas (FLÜGEL, 2004). No intervalo estudado foram identificados vários tipos de cimentos diagenéticos: Cimento circumgranular, esparita drusiforme, mosaico granular, mosaico *blocky*, mosaico grosso, cimento equigranular. Estes foram precipitados desde ambientes rasos sob influencia de fluidos meteóricos até ambientes de soterramento. Cimentos marinhos iniciais sinsedimentares não são muito comuns no intervalo estudado.



## - Siliciclásticos

Grãos siliciclásticos foram observados no intervalo estudado (principalmente nas fácies da Pedreira Carapeba). Os grãos siliciclásticos se encontram como partículas muito finas, e muito angulosas (Figura 48). Os níveis argilosos se encontram interestratificados com as areias carbonáticas na Pedreira Carapeba. Nas demais pedreiras estudadas os fragmentos siliciclásticos são quase ausentes.

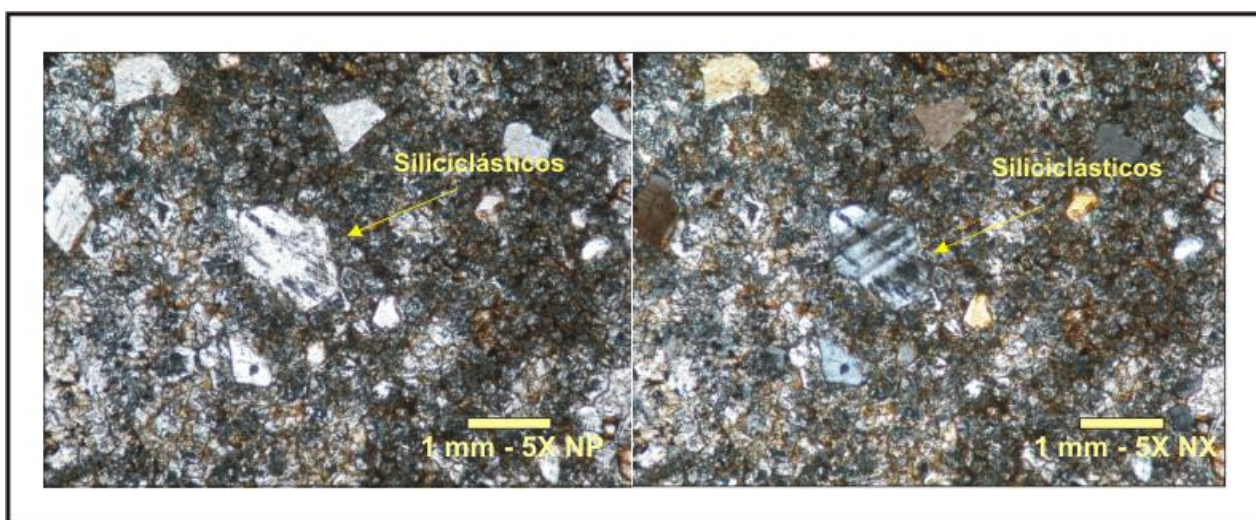


Figura 48 - Siliciclásticos observados na amostra CP-17 da Pedreira Carapeba (NP, nicóis paralelos - NX, nicóis cruzados).

### 4.1 Microfácies 1

As microfácies descritas na Pedreira Carapeba foram as únicas que não se observaram nas demais pedreiras estudadas. Nesta pedreira foram identificadas seis microfácies denominadas 1a,1b,1c,1d,1e,1f. A figura 21 mostra a distribuição das microfácies no perfil estratigráfico realizado na Pedreira Carapeba.

#### 4.1.1 Microfácies 1a. Grainstone peloidal com bioclastos e intraclastos parcialmente dolomitizado

A figura 49 mostra as lâminas representativas da microfácies 1a. Na análise petrográfica se observou que esta microfácies (*Grainstone* peloidal com bioclastos e intraclastos parcialmente dolomitizado) está desprovida de matriz micrítica, porém o espaço intergranular está preenchido com cimento.

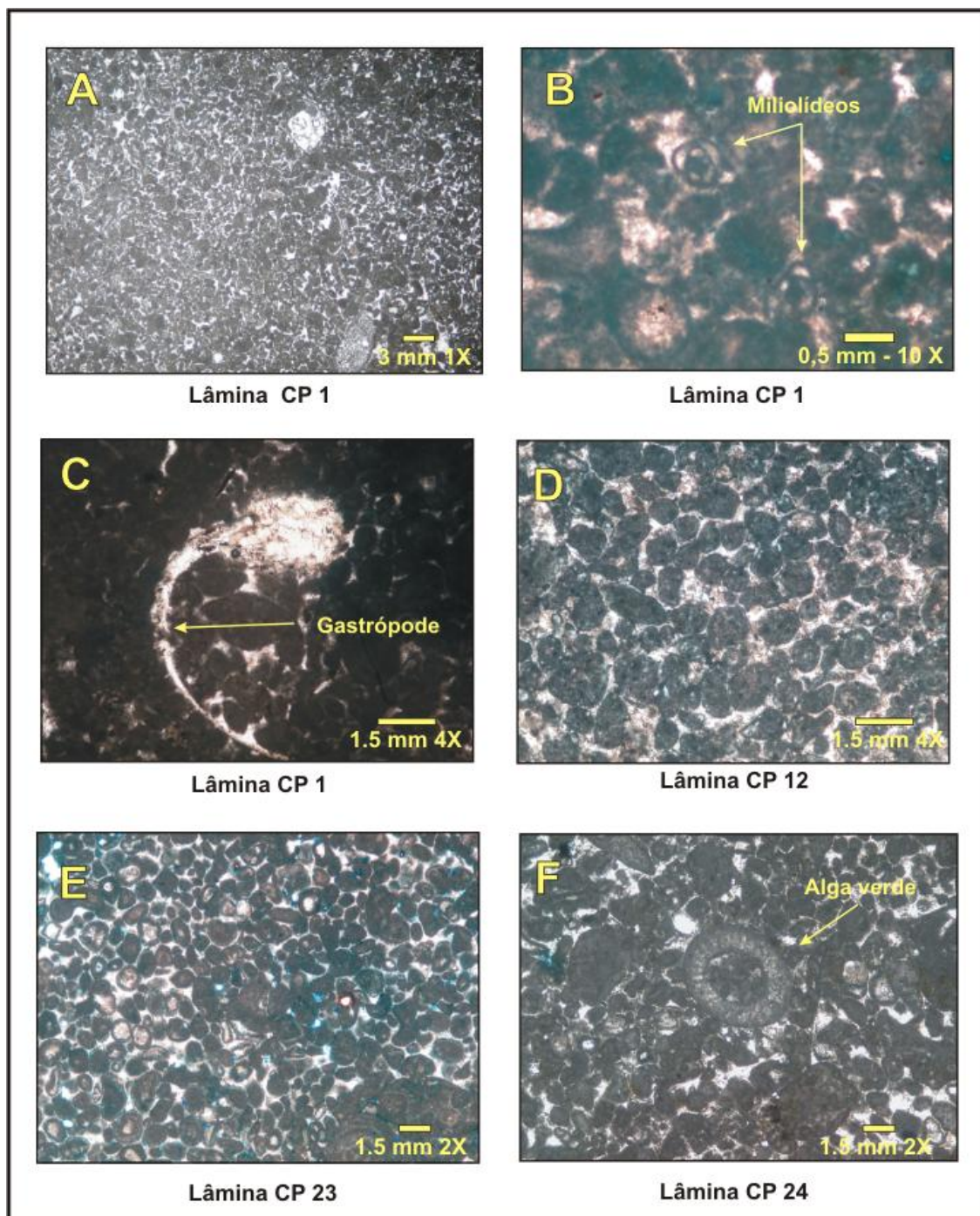


Figura 49 - Microfácies 1a: *Grainstone* peloidal com bioclastos e intraclastos parcialmente dolomitizado.

O cimento também preenche os grãos bioclásticos de mineralogia instável (principalmente gastrópodes e algas verdes). Entretanto, a percentagem de cimento inter e intragranular é muito baixa (menos de 10%), sendo a fábrica da rocha no geral grão suportada. Os grãos esqueléticos presentes na microfácies 1 são: foraminíferos textularídeos e miliolídeos (regulares), algas verdes dasicladáceas (raras), equinodermos (raros), ostracodes (raros), gastrópodes (raros) e bivalvos (muito raros).

Vale salientar que os miliólídeos são abundantes nas partes internas das plataformas carbonáticas (FLÜGEL, 2004). Os exemplares de miliólídeos observados nas amostras se encontram muito micritizados e seu espaço intragranular se encontra preenchido por cimento (Figura 49 B). As textularinas observadas apresentam morfologia uniserial e bisserial, no geral muito micritizados, sendo o espaço intragranular preenchido por cimento (Figura 44). Os moluscos e as algas verdes não exibem boa preservação e como são de mineralogia instável, estão preenchidos por calcita, o contorno dos mesmos se encontra completamente afetado pela micritização.

Os equinóides e ostracodes também apresentam seus contornos muito micritizados, os primeiros não se encontram preenchidos por cimento, mas os últimos nem sempre preservam sua textura original. A baixa quantidade de organismos nesta microfácies sugere condições ambientais estressantes, que poderiam estar associadas à alta salinidade. A principal característica desta microfácies é a abundância de pelóides (frequentes) (Figura 49). Estes grãos apresentam tamanhos heterogêneos, no geral menores que 0,5 mm de diâmetro e sua forma é ovalada e/ou arredondada. Os pelóides observados nesta microfácies consistem de grãos com um alto grau de micritização, que por sua vez impede identificar sua natureza original (Figura 49).

Os pelóides observados na Pedreira Carapeba poderiam entrar na categoria de *mud peloids* (FLÜGEL, 2004), os quais são produto da erosão e redeposição de intraclastos, e são comuns em ambientes protegidos. *Pellets* de origem fecal não foram identificados e a presença de intraclastos é muito rara. Também não foram observadas partículas terrígenas. No geral as feições originais da rocha se encontram muito afetadas pelos processos diagenéticos.

Além da cimentação, ocorre também dolomitização parcial da rocha, micritização e intensa compactação. A rocha carece de porosidade primária e secundária. Na escala de afloramento as camadas que contêm estas microfácies têm espessuras entre 30 e 50 cm (Figura 21). A configuração fina na espessura das camadas e o abundante conteúdo de pelóides permitem interpretar que a fácies teria sido deposita em condições restritas.

4.1.2 Microfácies 1b. Rudstone com fragmentos de algas vermelhas parcialmente dolomitizado

A principal característica desta microfácies é a abundância de fragmentos de algas vermelhas (Figura 50 A, B, C, D, E). A caracterização deste tipo de algas na Pedreira Carapeba já tinha sido realizada por Granier et al.(1991) e Koutsoukos et al. (1993).

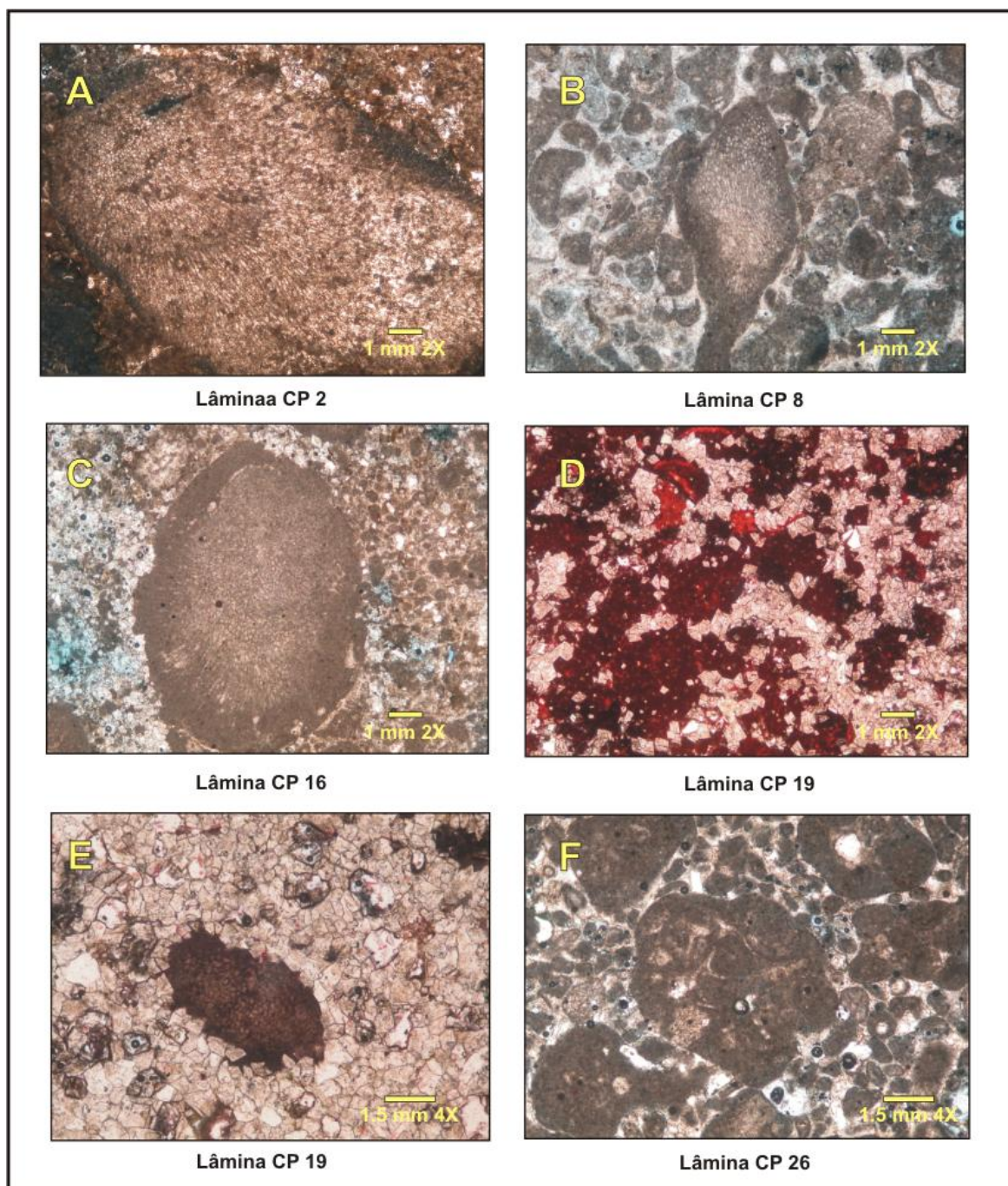


Figura 50 - Microfácies 1b: *Rudstone* com intraclastos de algas vermelhas parcialmente dolomitizado.

Os fragmentos de algas vermelhas observados na microfácies 1b poderiam corresponder à família das solenoporáceas. Koutsoukos (1993) e Turbay (2002) também registraram a presença de algas vermelhas solenoporáceas na Pedreira Carapeba. Bengtson e Berthou (1982) registraram também a relativa frequência de algas vermelhas tais como *Marinella* e *Elianella* na parte superior da Formação Riachuelo e em menor proporção fragmentos de cianobactérias (*Cayeuxia*) e algas vermelhas solenoporáceas do gênero *Picnoporidium*. Os gêneros de algas vermelhas da família das solenoporáceas observadas na microfácies 1b são semelhantes aos gêneros *Parachaetetes* (Figura 50 A, B e C) e *Picnoporidium*. O tamanho dos fragmentos de algas vermelhas é muito heterogêneo, oscilando entre 2 mm e maiores que 5 mm. A presença de intraclastos de algas vermelhas solenoporáceas nesta microfácies poderia estar associada à presença de *patch reef* nas proximidades dos bancos carbonáticos ou na própria laguna, como referido por Turbay (2002). Os intraclastos de grãos carbonáticos também são comuns nesta microfácies, porém menos frequentes do que as algas vermelhas. Estes intraclastos consistem de aglomerados de diferentes grãos carbonáticos revestidos por micrita e/ou cianobactérias (Figura 50 F). O tamanho destes grãos no geral é maior que 2 mm. Os pelóides também são frequentes nesta microfácies e consistem de grãos elipsoidais muito micritizados com tamanhos de até 1 mm. Também se observam partículas terrígenas, porém em quantidades muito baixas (< 5%). A presença de bioclastos também é muito rara, os poucos fragmentos esqueléticos presentes são de gastrópodes e equinóides. Os principais processos diagenéticos que mascaram as feições originais da rocha são: micritização, compactação mecânica, cimentação e dolomitização parcial. As figuras 50 C, D e E, mostram o processo de dolomitização parcial da rocha. A figura 50 D (lâmina CP 19) está tingida com ferricianeto de potássio e alizarina. A espessura das camadas compostas pelas microfácies 1b no geral oscila entre 30 e 50 cm (Figura 21), as camadas são contínuas com estratificação plano paralela. Estas microfácies se repetem ao longo dos ciclos identificados e a grande quantidade de intraclastos pode indicar processos de retrabalhamento e transporte de material vindo dos bancos carbonáticos de alta energia e/ou *patch reefs* para áreas restritas.

#### 4.1.3 Microfácies 1c. Grainstone com oólitos, intraclastos e pelóides

O arcabouço da rocha está dominado principalmente por oólitos (Figura 51). Os oólitos se encontram muito bem selecionados, com tamanhos homogêneos de aproximadamente 0,5 mm e de forma predominantemente esferoidal. Os grãos oolíticos não mostram evidências de retrabalhamento e transporte, evidenciando assim uma origem autóctone.

Estes se encontram muito micritizados, e, por esta razão sua microestrutura é difícil de identificar. No entanto, é possível identificar em alguns grãos a microestrutura tangencial e outros apresentam estrutura radial na parte mais externa dos grãos.

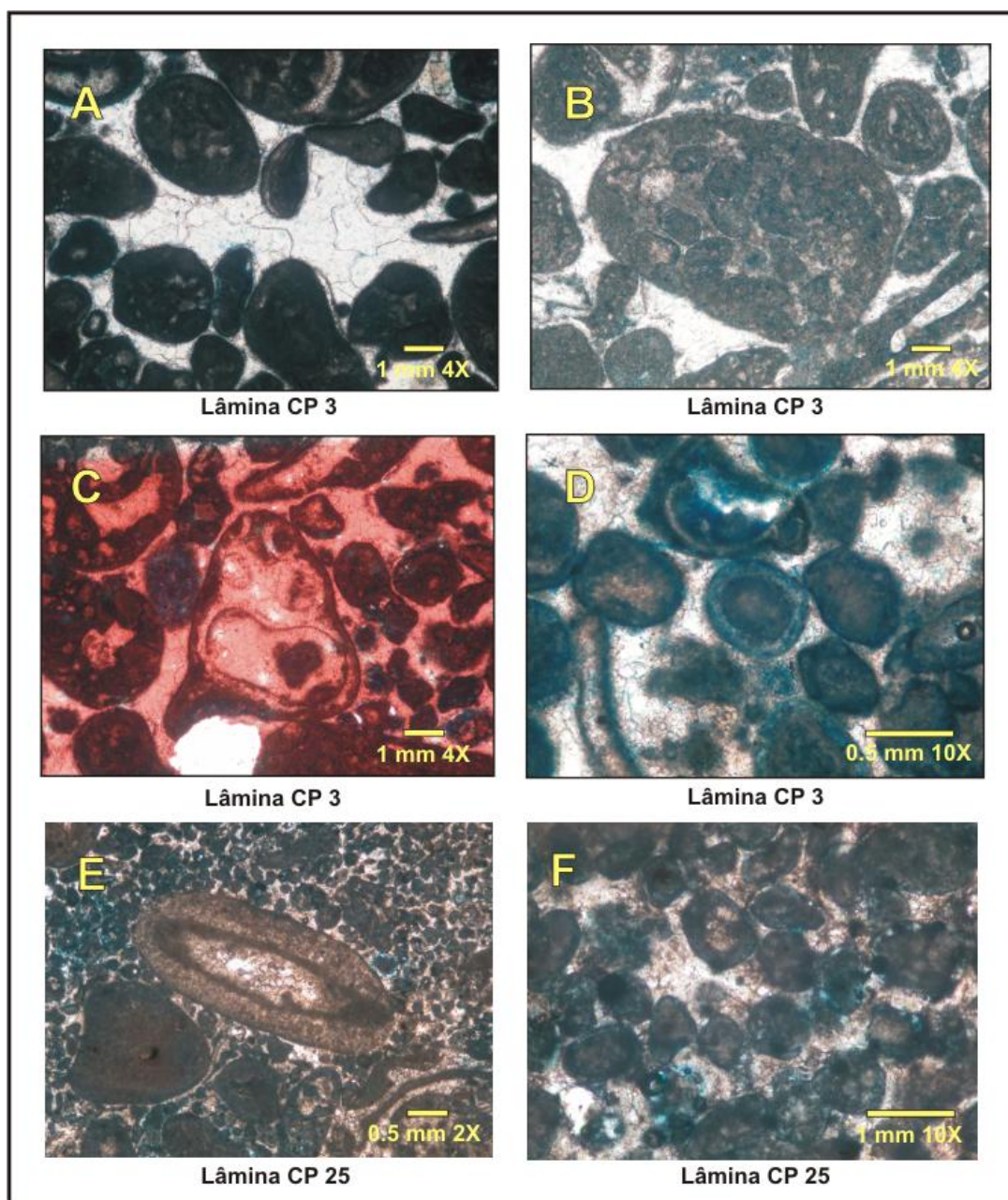


Figura 51 - Microfácies 1c: *Grainstone* com oólitos, intraclastos e pelóides

Estes oóides podem cair na categoria de oóides radial fibroso de acordo com a classificação de Flügel (2004). Os oólitos estão desprovidos de núcleo e também é muito comum a presença de *grapestones*. Os *grapestones* estão compostos por oólitos envolvidos por camadas de cianobactérias e são comuns em ambientes de laguna (FLÜGEL, 2004) (Figura 51 B).

Em geral, o contato entre os grãos nesta microfácies é pontual, reto e flutuante, o arcabouço da rocha é muito bem empacotado e alguns se apresentam levemente deformados. A porosidade da rocha no geral é quase nula, no entanto os oólitos exibem uma ligeira microporosidade nas bordas externas dos grãos principalmente. A presença de intraclastos e pelóides é de rara a regular e não se observaram partículas terrígenas. Vale a pena ressaltar que também se observaram fragmentos de algas vermelhas e algas verdes. Os bioclastos também são muito raros nesta microfácies, e consistem de fragmentos esqueletais muito micritizados de gastrópodes, equinóides, miliolídeos e bivalvos. Os bioclastos com mineralogia instável, tais como moluscos, se encontram preenchidos por cimento (Figura 51 C). A matriz micrítica está ausente e os principais processos diagenéticos que afetam a rocha são micritização, cimentação e compactação mecânica. É evidente o alto índice de empacotamento da rocha. A microfácies 1c só foi observada no ciclo 1 e 5 da Pedreira Carapeba (Figura 21). A alta quantidade de oólitos sugere que estas microfácies tenham sido geradas em bancos carbonáticos de alta energia adjacentes a regiões de baixa energia (laguna).

#### 4.1.4 Microfácies 1d. *Grainstone* com oólitos e intraclastos parcialmente dolomitizado

A figura 52 mostra o arcabouço característico da microfácies 1d, o mesmo é dominado por grãos oolíticos, com tamanhos de até 1 mm de diâmetro, a principal característica dos oólitos nesta microfácies é o alto grau de micritização, tornando difícil a identificação da sua microestrutura. Em alguns grãos, porém é possível identificar a microestrutura tangencial. Uns poucos grãos de oólitos possuem núcleo, composto por bioclastos. A forma dos oólitos é arredondada, mas a maioria apresenta-se deformados pela compactação mecânica (Figura 52). Os oólitos desta microfácies não mostram a microporosidade exibida pelos oóides das microfácies 1c.

A presença de intraclastos é de rara a regular, com tamanhos de até 2 mm, e também se encontram muito micritizados (Figura 52 A). Os pelóides se encontram em quantidades muito insignificantes e representam grãos muito micritizados com tamanhos menores que 0,5 mm. Os bioclastos também se encontram em quantidades mínimas (< 5%) e consistem de fragmentos esqueletais de moluscos (gastrópodes e bivalvos), equinóides, e foraminíferos (miliolídeos e textularinas). Estes também se encontram revestidos por camadas de micrita.

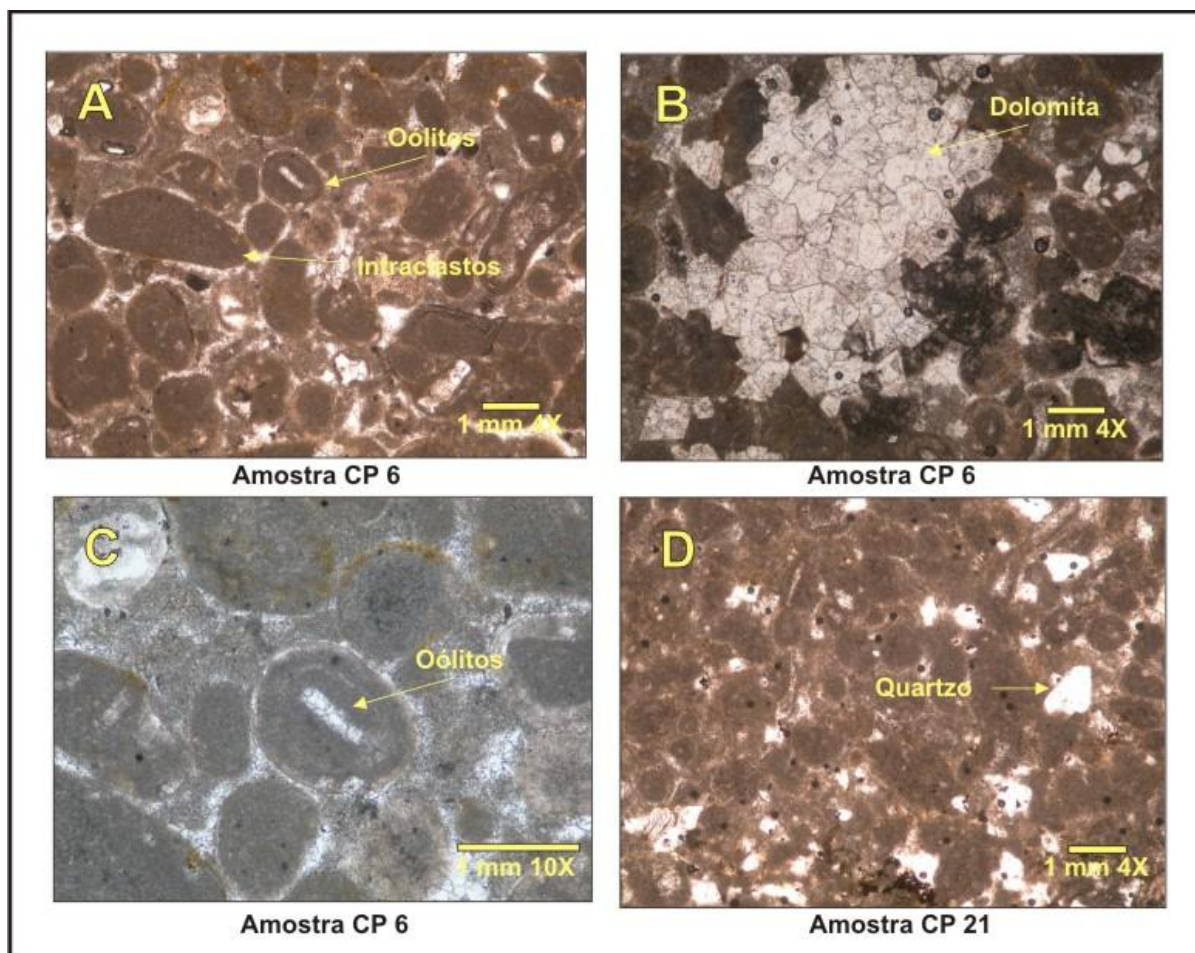


Figura 52 - Microfácies 1d: *Grainstone* com oólitos e intraclastos parcialmente dolomitizado.

Fragmentos de siliciclásticos também foram observados e sua presença é de rara a regular. Estes fragmentos estão compostos por grãos angulosos de quartzo com tamanhos de 1 mm (Figura 52 D). Os principais processos diagenéticos identificados foram micritização, recristalização da matriz micrítica, compactação mecânica e dolomitização. A figura 52 B, mostra o processo de dolomitização parcial da rocha. A porosidade nesta microfácies é praticamente nula. Esta microfácies se observou só na parte intermediária do ciclo 2 e para o topo do ciclo 4 (Figura 21). A escala de afloramento as camadas compostas pela microfácies 1d compreendem camadas finas plano paralelas e o alto conteúdo de oólitos permite interpretar condições de alta energia em bancos carbonáticos adjacentes a regiões restritas.

#### 4.1.5 Microfácies 1e. *Grainstone* com abundantes bioclastos, pelóides e siliciclásticos, parcialmente dolomitizado

Esta microfácies só se observou na amostra CP 7, presente para o topo do ciclo 2 (Figura 21). A principal característica é a abundância de bioclastos com relação às outras microfácies.



Os restos esqueléticos compreendem gastrópodes (regulares), bivalvos (regulares), algas verdes (regulares), foraminíferos (textularina e miliólídeos frequente) e ostracodes (frequentes). Como característica comum, vale ressaltar, que todos os grãos se encontram muito micritizados e grande parte se encontram preenchidos por cimento (Figura 53 A e B).

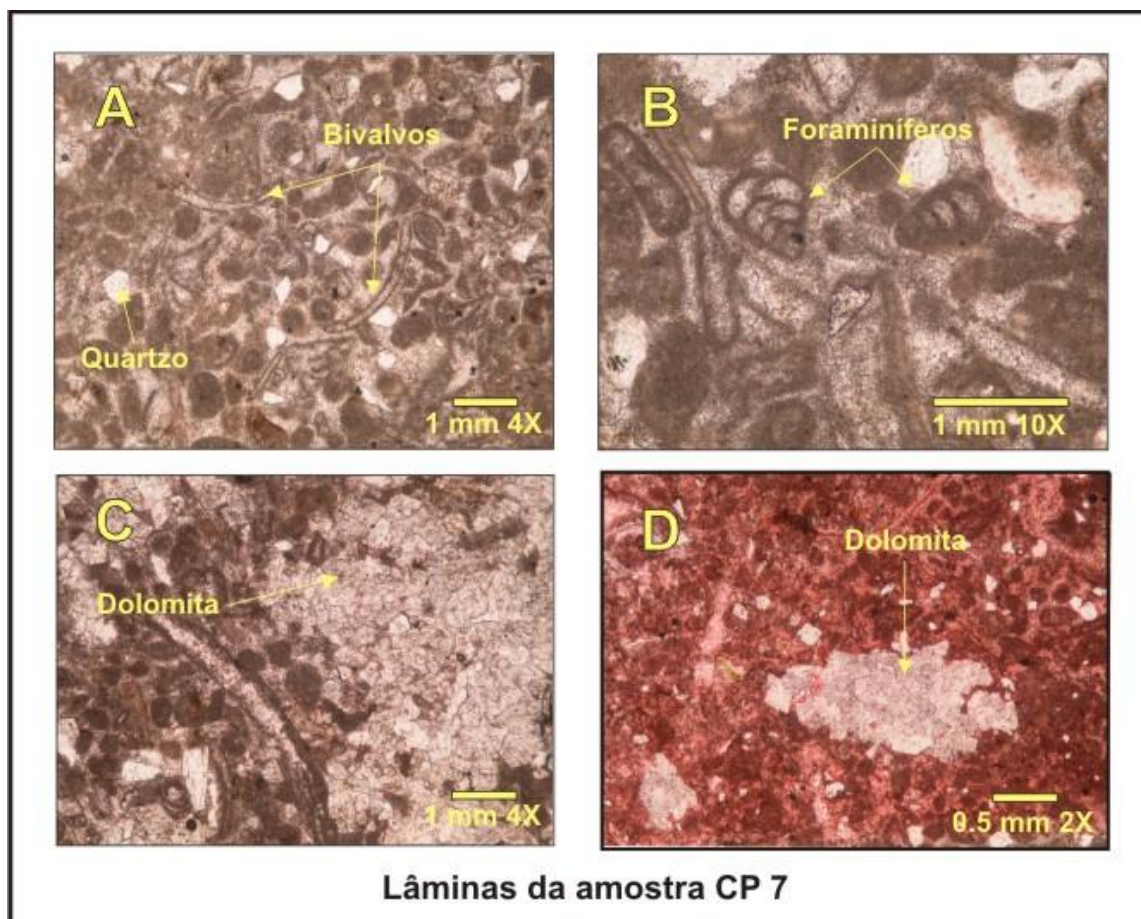


Figura 53 - Microfácies 1e. *Grainstone* bioclástico, peloidal e grãos siliciclásticos, parcialmente dolomitizado. Figura D, amostra tingida com ferricianeto de potássio.

Outros componentes frequentes na microfácies 1e são os pelóides, eles exibem formas arredondadas com diâmetros menores que 0.5 mm. Intraclastos também foram observados, mas são muito raros. Os grãos siliciclásticos também são frequentes e consistem de fragmentos angulosos de quartzo com tamanhos menores que 0.5 mm. Os principais processos diagenéticos que afetam a rocha são micritização, recristalização da matriz micrítica, cimentação, compactação mecânica e dolomitização. As Figuras 53 C e D mostram o processo de dolomitização parcial da rocha. Vale ressaltar que a lâmina da foto 53 D se encontra tingida com ferricianeto de potássio e alizarina.

Pela abundância de organismos tais como miliolídeos e ostracodes, interpreta-se que estas microfácies teriam sido depositas em um ambiente restrito (laguna) de alta salinidade.

#### 4.1.6. Microfácies 1f. Dolomita

As microfácies dolomíticas se observaram no ciclo 3 e 4 da Pedreira Carapeba (Figura 21). A figura 54 mostra o aspecto das dolomitas observadas na microfácies 1f.

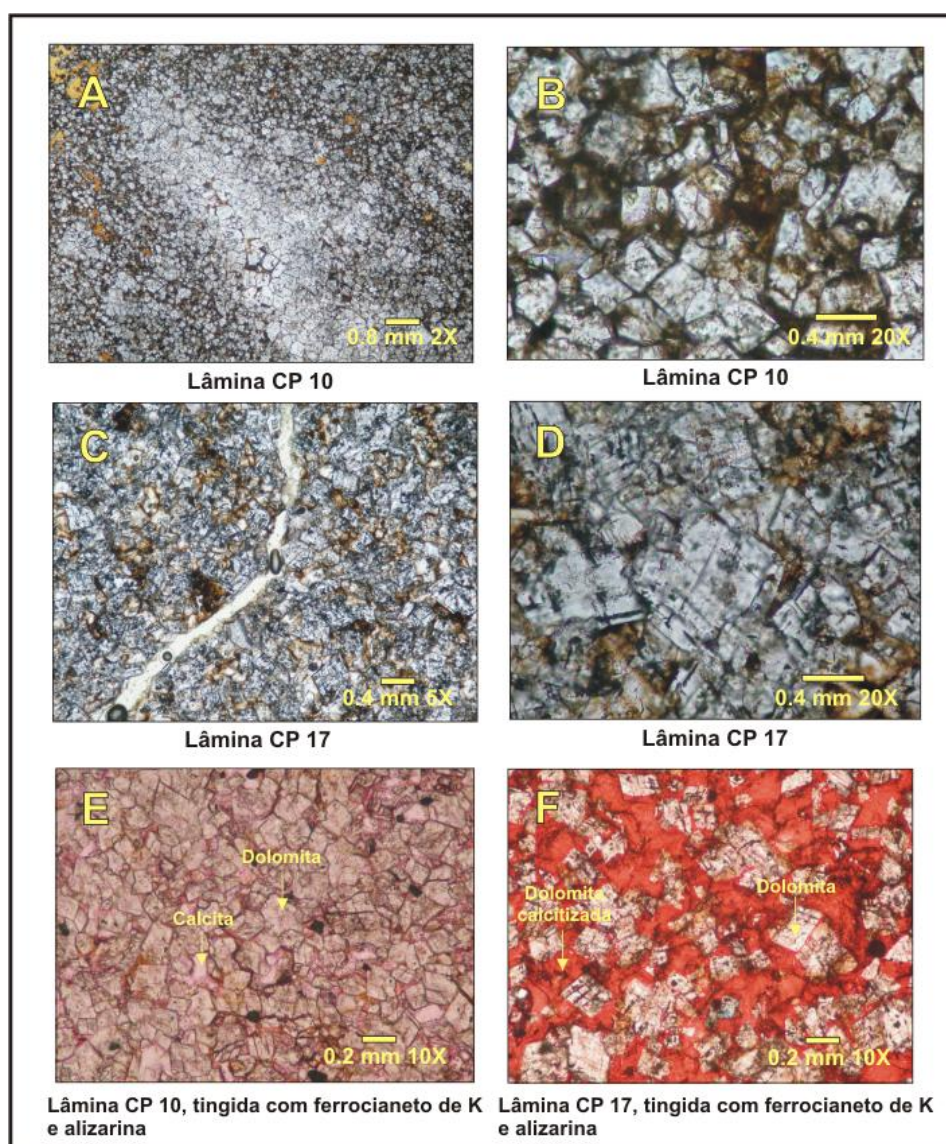


Figura 54 - Microfácies 1f, dolomita. Figuras E e F amostras tingidas com ferricianeto de potássio.

Estes cristais têm como principal característica a heterogeneidade no tamanho dos mesmos, assim foram observados cristais de 0.04, 0.1, 0.2 e 0.4 mm. A textura, portanto, é polimodal e hipidiotópica (hábito dos cristais é subedral).