

A dolomita substituiu a totalidade da rocha, mas não se observam relíquias dos componentes da rocha, nem se observam feições da textura deposicional original. Vale salientar que os cristais menores de dolomita poderiam ter sido originados por processos de precipitação. Além da dolomitização, por substituição da rocha e por precipitação, observa-se também um processo de dedolomitização. Este processo consiste na substituição de dolomita por calcita e é uma fase diagenética tardia que pode acontecer durante a telodiagênese. A porosidade da rocha no geral é muito baixa (<5%), do tipo intercrystalina, sendo que parte significativa da porosidade teria sido fechada pelo processo de calcitização tardia. Turbay (2002) observou que as dolomitas da Pedreira Carapeba estavam associadas a restos vegetais carbonizados e grãos siliciclásticos angulosos, com esfericidade alta e granulometria na fração areia fina a grossa. Porém estes elementos não foram observados nas amostras de dolomita da referida pedreira.

4.2 Microfácies 2 - *Grainstone* oolítico

A microfácies 2 se observou no ciclo 1 da Pedreira Catitú (Setor Maruim) (Figura 26). Este ciclo tem uma espessura aproximada de 4 metros. A figura 55 mostra o arcabouço da microfácies 2, o qual está dominado principalmente por oólitos (Figura 55). Grãos compostos, tais como *grapestones*, também são comuns e reúnem um número pequeno de oólitos, envolvidos, por sua vez, em camadas de micrita e/ou cianobactérias (Figura 42). Os oólitos apresentam tamanho uniforme (1 mm de diâmetro, aproximadamente), estão bem selecionados e arredondados e sua estrutura interna é tangencial com lâminas muito uniformes, porém uma minoria exhibe estrutura mista (radial e tangencial). A grande maioria dos grãos oolíticos carece de núcleo, porém fragmentos de bioclastos tais como equinóides compreendem o núcleo de alguns oóides (Figura 55 C).

Vale ressaltar que também se observou microporosidade em alguns oóides e outros se encontram totalmente dissolvidos criando porosidade oomóldica. Oólitos com características muito semelhantes a estes foram descritos por Terra (1990), na Formação Ponta do Mel (Albiano-Cenomaniano) na Bacia de Potiguar. Na microfácies 2 o arcabouço da rocha é clasto-suportado, bem empacotado. Não se observam estruturas geopetais e o cimento aparece preenchendo o espaço intergranular. No entanto, a percentagem de cimento é muito baixa, menor a 10 % (Figura 55).

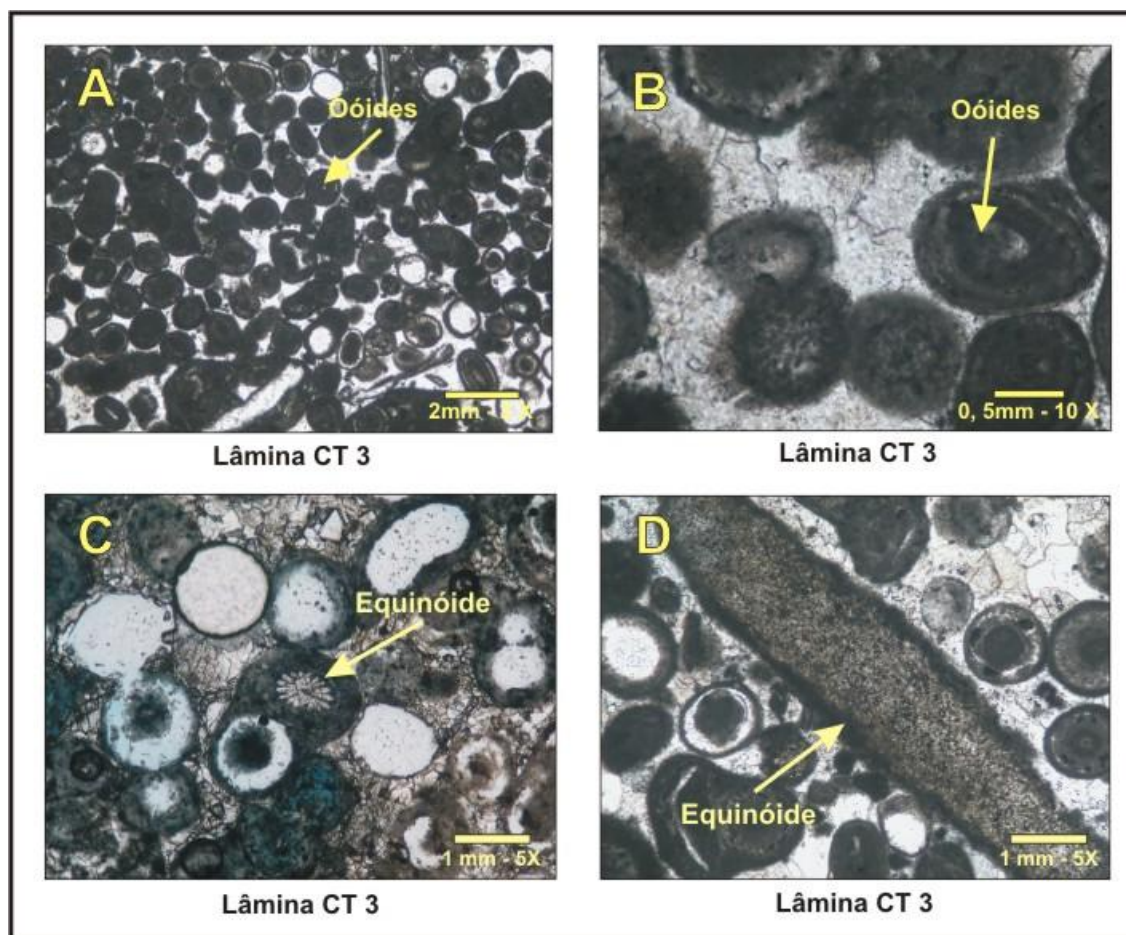


Figura 55 - Ilustração do arcabouço da rocha que compreende a microfácies 2.

A matriz micrítica está ausente nesta microfácies. No geral os grãos não mostram evidência de transporte e retrabalhamento, assim a produção dos oólitos seria autóctone e compreendem aproximadamente 50% do arcabouço da rocha, com grãos intensamente empacotados e contatos pontuais e retos refletindo processos de compactação mecânica. Entre os grãos esqueletais se distingue a presença de equinodermos (equinóides), mas a quantidade é mínima (menos de 5%), alguns se encontram formando o núcleo dos oóides. A microestrutura destes bioclastos não se encontra afetada por processo de dissolução ou substituição, mas o contorno dos grãos exibe um alto grau de micritização.

Os moluscos e as algas verdes são muito raros nesta microfácies e os poucos que se observam se encontram preenchidos por cimento. A presença de pelóides é muito rara e há ausência de partículas terrígenas e fragmentos de intraclastos e extraclastos. Os principais eventos diagenéticos são a micritização, compactação cimentação e dissolução. O predomínio dos grãos oolíticos no arcabouço da rocha e as características dos mesmos sugere que a microfácies 2 poderiam ter se depositado em bancos carbonáticos de alta energia.

4.3 Microfácies 3 – *Grainstone* oolítico parcialmente dolomitizado

A microfácies 3 foi descrita no ciclo 1 das pedreiras Massapé e Inorcal I (Figuras 29 e 30), no Setor Maruim (sudoeste da área de estudo) (Figura 20). A figura 56 mostra o arcabouço característico desta microfácies. Esta apresenta características muito similares às microfácies descritas na microfácies 2, o arcabouço da rocha é grão-suportado, e se observa tanto na escala de afloramento como na escala microscópica, sendo as microfácies dominadas por oólitos. A principal diferença é a dolomitização (dolomitização seletiva), sendo o processo de dolomitização por substituição da matriz da rocha. Porém os grãos oolíticos também se encontram parcialmente afetados pela dolomitização (Figuras 56). Os oóides apresentam tamanhos que podem variar entre 1 e 2 mm de diâmetro, apresentam estrutura tangencial e a maioria estão desprovidos de núcleo. De acordo com Tucker e Wright (1990) e Flügel (2004), os oóides com estrutura tangencial indicam condições de alta energia no local onde eles foram gerados.

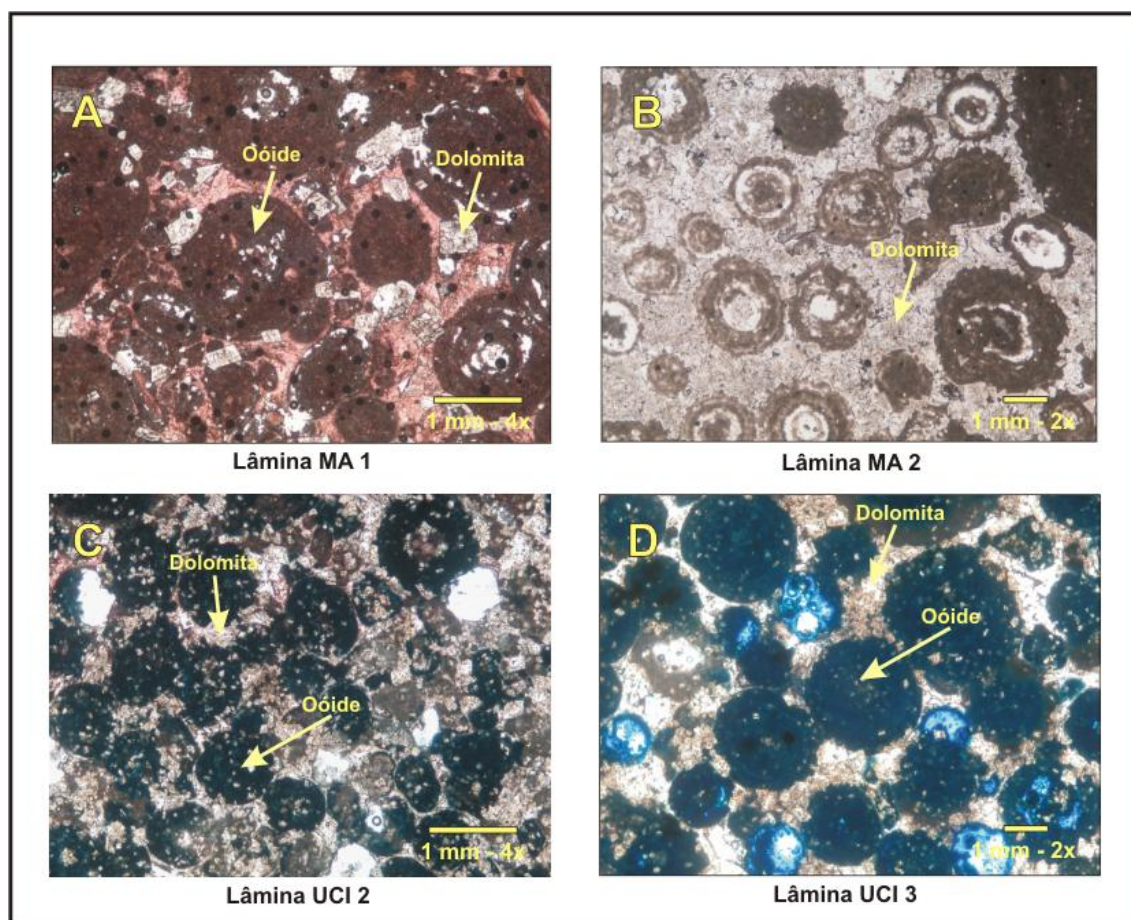


Figura 56 - Microfácies 3 (*Grainstone* oolítico parcialmente dolomitizado). Figura A, amostra tingida com ferricianeto de potássio.

Os oólitos da Pedreira Massapé mostram-se ligeiramente deformados e muito micritizados, mas não se mostram muito afetados por processos de dissolução (Figura 56 A e B). No entanto, a maior parte dos oólitos observados na Pedreira Inorcal I se encontram parcialmente dissolvidos, mas a microestrutura tangencial se conserva (Figura 56 C e D). Assim como na microfácies 2, os grãos esqueléticos da microfácies 3 estão representados por equinóides, mas a quantidade deles é muito insignificante (menor a 3%). A rocha não apresenta matriz micrítica, mas se observa cimentação intergranular, porém em quantidades muito reduzidas (< 3%), principalmente na Pedreira Massapé, pois o processo de dolomitização afeta quase todo o espaço intergranular.

Além do mais, o processo compactação física é muito evidente, já que muitos oóides que compõem a rocha se mostram ligeiramente deformados. Não se observaram partículas terrígenas e os principais processos diagenéticos identificados foram: micritização, cimentação, dolomitização, compactação mecânica e dissolução. Assim, o principal processo diagenético seria a dolomitização. A dolomita consiste de cristais com textura idiotópica polimodal, o tamanho dos cristais oscila entre 0.1 e 0.3 mm e o processo de dolomitização é seletivo. A rocha conserva a textura deposicional e dado que o arcabouço da rocha está dominado por oólitos com microestrutura tangencial, interpreta-se que a microfácies 3 tenham sido depositadas em bancos carbonáticos de alta energia como nas microfácies 2.

4.4 Microfácies 4 – *Grainstone* oolítico dolomitizado

Estas microfácies se observaram no ciclo 2 e 3 da Pedreira Inorcal I (Figura 30) e no ciclo 1 da Pedreira Inorcal II (Figura 32). A figura 57 mostra as rochas dolomíticas correspondentes às microfácies 4. Nesta microfácies observa-se que o processo de substituição da rocha por dolomita foi total. Porém, observa-se que ainda se conservam fantasmas e/ou relíquias da rocha original. A figura 57 A e C mostra que os constituintes originais poderiam corresponder a grãos de oóides muito semelhantes aos observados nas microfácies 2 e 3. Os cristais de dolomita apresentam uma cor marrom, que poderia corresponder a relictos do CaCO_3 precursor. A dolomita apresenta fábrica polimodal idiotópica com cristais cujo tamanho é igual ou menor que 0.3 mm. Vale salientar ademais que alguns cristais de dolomita se apresentam muito quebrados e com contatos suturados, evidenciando processos de compactação física e química após o processo de dolomitização.

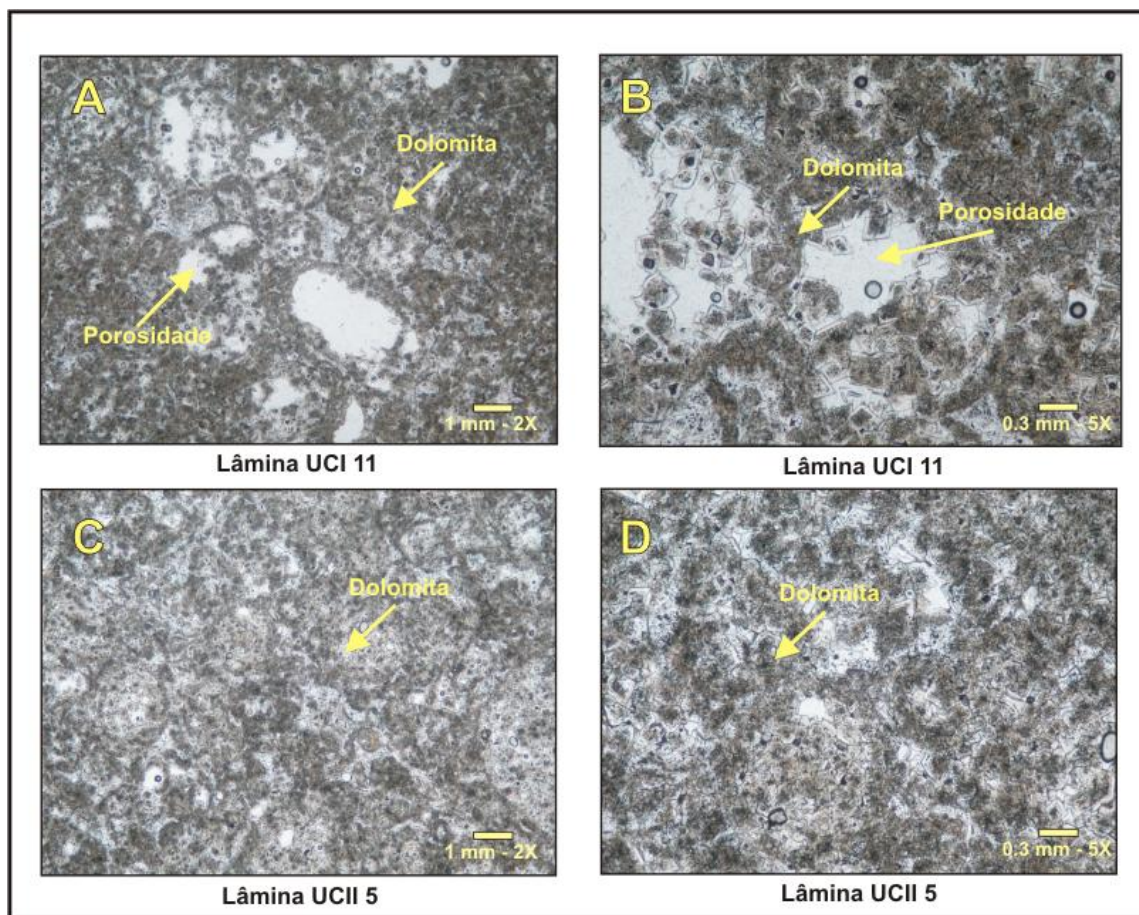


Figura 57 - Microfácies 4 (*Grainstone* oolítico dolomitizado)

Há também um processo importante de dissolução da rocha que gera porosidade vugaral (Figura 57 A e B). Em algumas amostras a porosidade chega a ser até de 15% em outras, no entanto na maioria das amostras a porosidade é menor a 5%. Processos de cimentação prévios à dolomitização poderiam ter ocorrido, mas se encontram substituídos por dolomita. Não se observaram grãos siliciclásticos e a presença de bioclastos assim como de outros grãos carbonáticos é praticamente nula. As feições que ainda se conservam da rocha original são similares ao arcabouço das microfácies 2 e 3, portanto, se interpreta também um ambiente deposicional de bancos carbonáticos de alta energia para a microfácies 4.

4.5 Microfácies 5 – *Rudstone* oncolítico oolítico

Esta microfácies foi observada no ciclo 2 da Pedreira Catitú (Figura 26), no ciclo 1 e 2 da Pedreira Inhumas (Figura 34) e no ciclo 1 e 2 da Pedreira Santo Antônio (Figura 37). Os principais componentes desta microfácies são os grãos oncolitos, sendo também muito frequente a presença de oóides e pelóides (Figura 58).

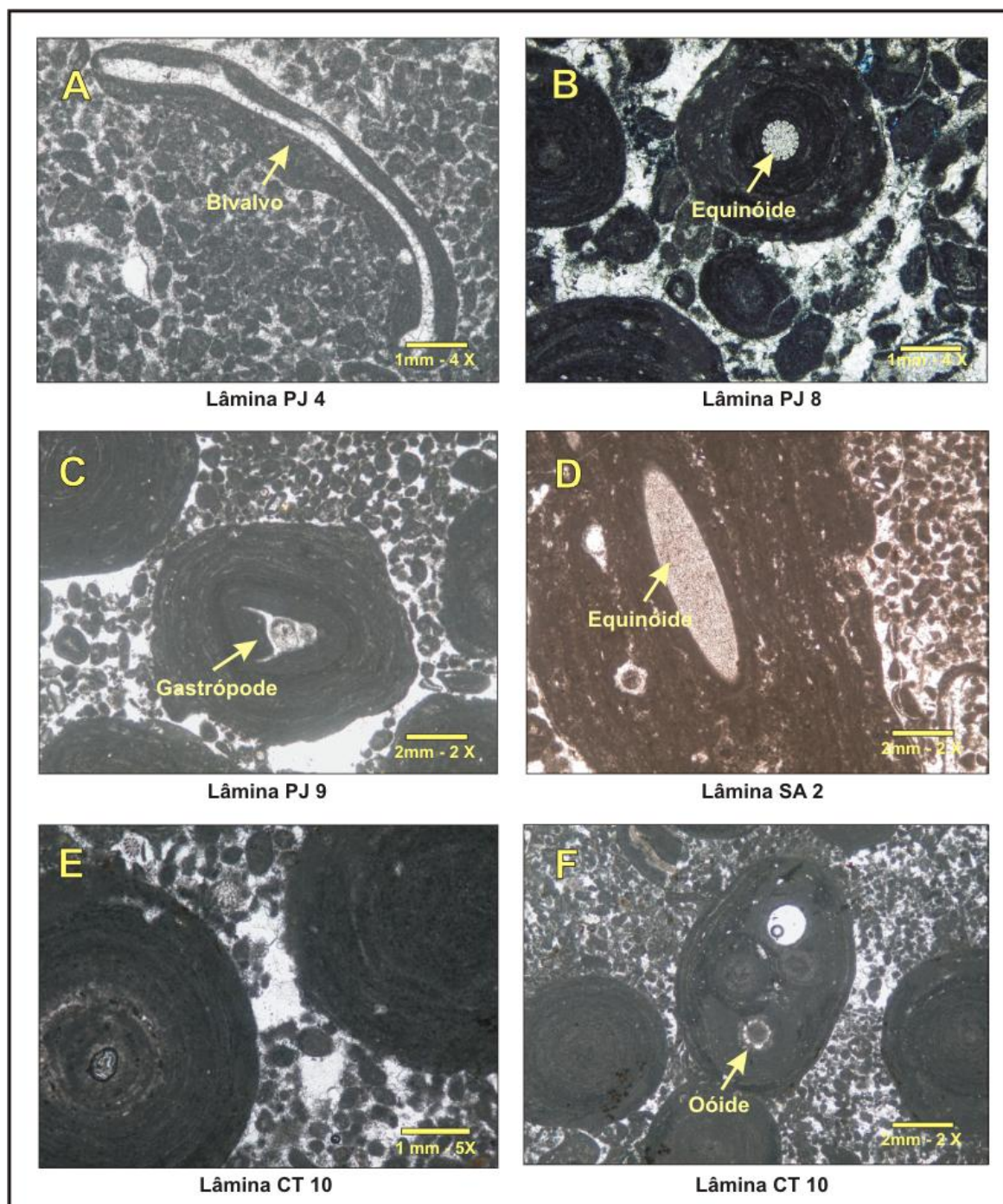


Figura 58 - Microfácies 5: *Rudstone* oncolítico oolítico.

Na análise petrográfica observou-se que os oncólitos compreendem revestimentos formados por cianobactérias. O tamanho destes oscila entre 1,6 mm e 8 mm de diâmetro e a forma dos mesmos varia de arredondada a elipsoidal (Figura 58). A configuração dos grãos é concêntrica e grande parte dos oncóides apresenta núcleo composto por bioclastos e/ou oóides. A forma de alguns grãos oncolíticos está sujeita à forma do núcleo (Figura 58 A). De acordo com Flügel (2004), os oncóides podem ser bons indicadores ambientais.

Assim, aqueles que exibem laminação regular e formam *packstone* e *grainstone* estão associados a ambientes de alta energia, os oncólitos observados nesta microfácies cumprem com estas características. Observaram-se, também microperfurações (*borings*) em alguns oncólitos, porém estas não são muito comuns. Terra (1990) identificou microfácies com abundância de grãos oncolíticos na Formação Ponta do Mel (Albiano-Cenomaniano) e com características muito semelhantes aos descritos no intervalo analisado.

Na microfácies 5 os oóides são muito frequentes também, apresentam formas arredondadas, com tamanhos homogêneos de até 1 mm de diâmetro. A estrutura interna não se reconhece, por se apresentarem muito micritizados, e pelo mesmo fato, também não foi possível reconhecer a existência de núcleo nos mesmos. Os oólitos observados nesta microfácies são autóctones já que não apresentam feições associadas a retrabalhamento e transporte. Também se observaram oóides formando *grapestones*, envolvidos por camadas de cianobactérias. Os componentes esqueletais compreendem organismos bentônicos tais como equinóides, gastrópodes, bivalvos e ostracodes, foram ainda observadas algas verdes (dasicladáceas). Muitos destes restos esqueletais formam o núcleo dos oncólitos. No entanto, a presença de todos estes organismos ao longo da microfácies 5 é de rara a regular, sendo mais comum a presença de equinóides, com relação ao resto dos bioclastos observados. No geral, os grãos esqueletais de mineralogia instável tais como moluscos e algas verdes não conservam sua textura original.

A análise petrográfica permitiu observar que estes grãos teriam sido dissolvidos e a porosidade intragranular foi preenchida por cimento (Figuras 47 e 58 A e C), sendo o contorno da estrutura esqueletal conservado pelo processo de micritização. Os equinodermos, no entanto, conservam sua microestrutura original, mas também se encontram muito micritizados. A presença de pelóides é regular e apresentam tamanhos heterogêneos que variam entre 0,1 mm e 0,3 mm e a maioria deles apresenta forma elipsoidal. Os pelóides podem ter sido originados pela alteração, desgaste, escoriação ou abrasão de oncólitos e oóides. Pelóides de origem fecal (*pellets*) não foram observados. O alto grau de atividade microbiana é evidenciado pela presença de grãos compostos, cobertos por camadas de cianobactérias. O conjunto de grãos aglutinados compreende oóides, bioclastos e pelóides (Figura 59).

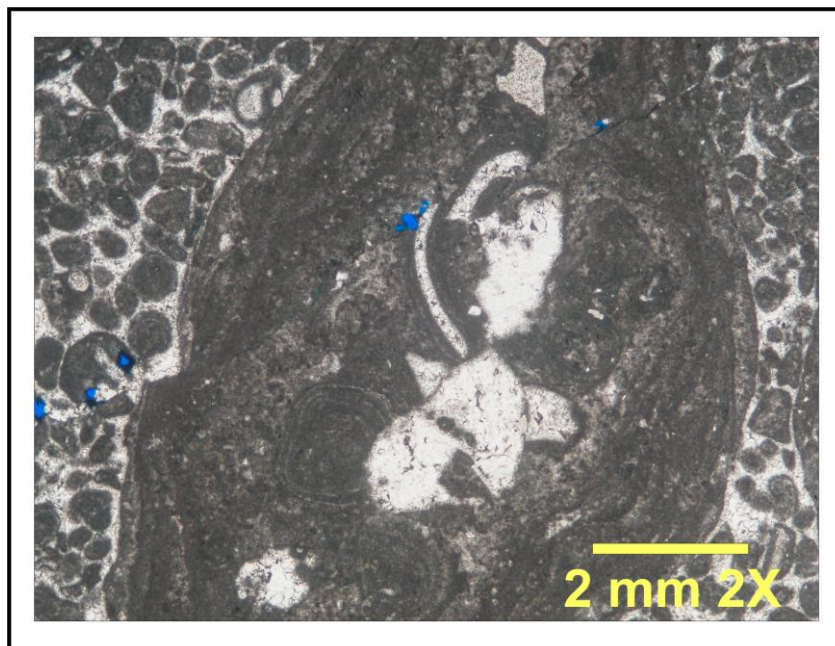


Figura 59 - Grão composto, no qual se encontram agrupados bioclastos, oóides e pelóides. Os grãos se encontram por sua vez envolvidos por camadas de cianobactérias (Amostra PJ-9).

Como havia sido referido anteriormente, a fábrica da rocha é grão suportada, bem empacotada e o contato entre as partículas é geralmente pontual. Também há contatos interpenetrativos ao longo das estruturas estilolíticas. Esta fácies carece de matriz micrítica, sendo o espaço inter e intragranular preenchido por cimento. Nesta fácies não foi observado nenhum tipo de partículas terrígenas e os principais processos diagenéticos identificados foram micritização, cimentação, compactação física e química (presença de estilolitos, figura 35) e dissolução. As fácies oncolíticas estariam representando uma mudança lateral de fácies nos bancos carbonáticos interpretados para as microfácies 2, 3 e 4. Os oncóides descritos neste estudo apresentam as seguintes características:

- Textura deposicional: *Rudstone*;
- Grãos associados: Bioclastos e oóides;
- Tipos de oncóides: Simples;
- Tamanho: 1.6 – 8 mm;
- Tipo de crescimento: Concêntrico;
- Tipo básico de oncóides: Espongiostromata e/ou micríticos;
- Córtex: Laminado;
- Composição biótica: Calcimicróbios;
- Núcleo: Principalmente equinóides e gastrópodes no seu núcleo.

4.6 Microfácies 6 – *Rudstone* oncolítico oolítico parcialmente dolomitizado

Esta microfácies está registrada na parte intermediária e topo do ciclo 1 da Pedreira Inhumas e na base do ciclo 2 da referida pedreira (Figura 34). Também compreende grande parte da Pedreira Santo Antônio, sendo observada nos ciclos 2 e 3 (Figura 37). A figura 60 ilustra as lâminas que representam a microfácies 6.

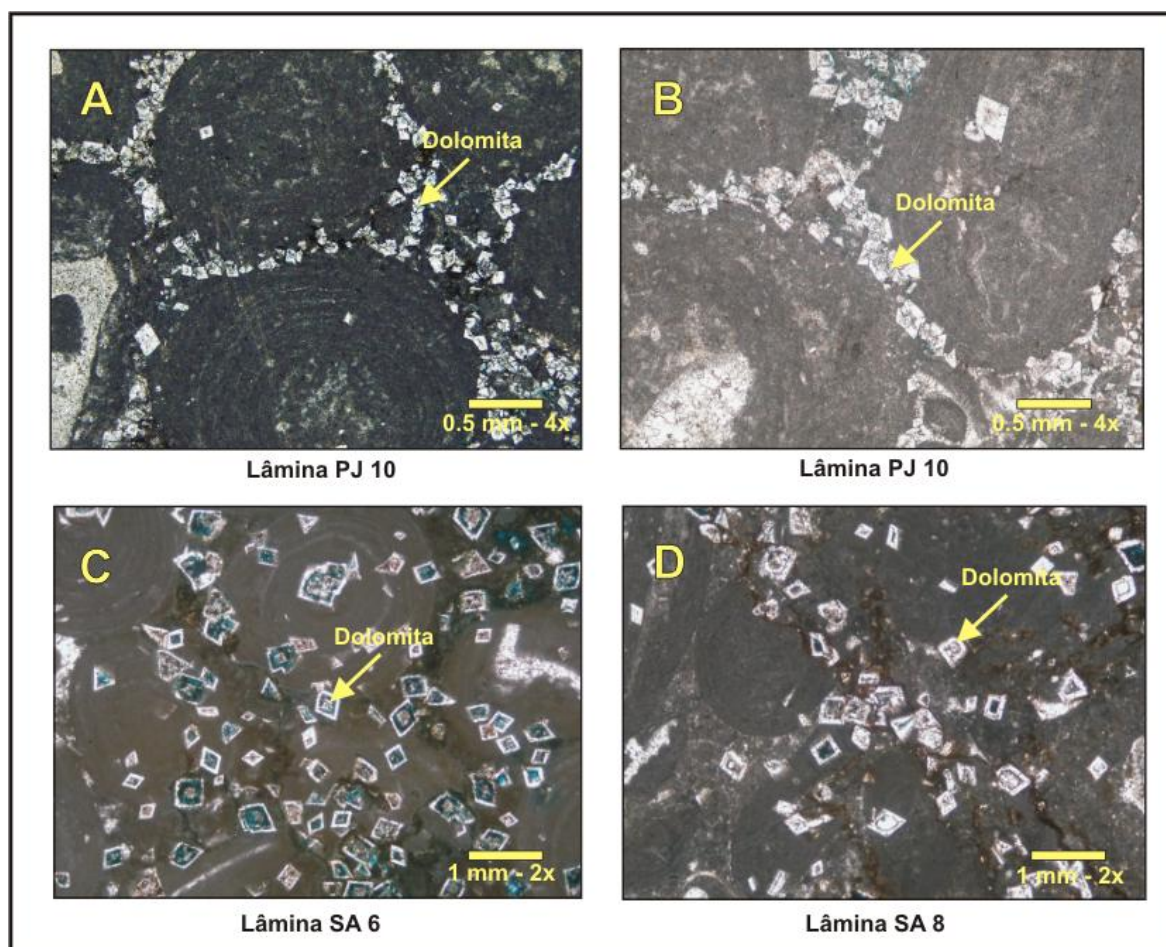


Figura 60 - Microfácies 6 (*Rudstone* oncolítico oolítico parcialmente dolomitizado).

Esta microfácies apresenta características muito semelhantes às microfácies 5. A principal diferença é a dolomitização, que afeta parcialmente a matriz da rocha (dolomitização seletiva). Os oncolitos dominam o arcabouço da rocha e são compostos por camadas concêntricas de cianobactérias. Estes grãos apresentam diâmetros de até 5 mm, com formas arredondadas e/ou elipsoidais. A estrutura destes oncolitos é mais ou menos regular, com lâminas contínuas.

O núcleo de alguns oncólitos consiste de fragmentos esqueléticos como equinóides, algas verdes ou moluscos, porém a maioria estão desprovidos de núcleo. Muitos destes oncólitos se encontram deformados pelos processos de compactação mecânica e química (Figura 61). Vale ressaltar que nesta microfácies não foram observados fragmentos de intraclastos, extraclastos, nem partículas terrígenas. O contato entre os grãos é pontual, reto, suturado e/ou côncavo-convexo (Figura 61) e não se reconhecem estruturas imbricadas nem estruturas geopetais. Há feições de dissolução em alguns grãos oolíticos e ao longo de microestilolitos.

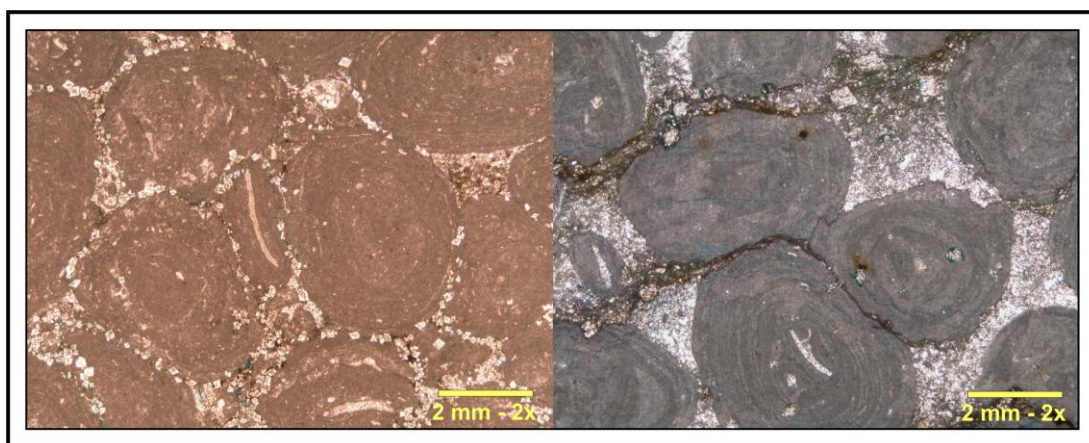


Figura 61 - Exemplos de oncólitos afetados por compactação química (Pedreira Santo Antônio).

Nesta microfácies os grãos esqueléticos estão representados por equinóides, ostracodes, algas verdes (dasicladáceas) e moluscos. A presença destes elementos varia de rara a regular. A exceção dos equinodermos, bioclastos, tais como algas verdes (dasicladáceas), e moluscos compreendem organismos cuja textura original foi dissolvida e preenchida por cimento (bioclastos com mineralogia instável composta por aragonita) (Figura 62). Os equinóides compreendem os únicos grãos esqueléticos que preservam sua textura original (bioclastos compostos por calcita alta em Mg). No caso dos ostracodes cuja mineralogia é também calcítica, nem sempre preservam sua textura original nas amostras onde foram observados. Ressalta-se, que além dos processos diagenéticos tais como micritização e dolomitização parcial da rocha também se observaram processos de cimentação que teriam acontecido após a dolomitização (Figura 63). Processos de dissolução afetando alguns cristais de dolomita também foram identificados, criando porosidade intracristalina (Figura 63, foto da esquerda). No entanto, a porosidade secundária criada por processos de dissolução de dolomita e outros grãos é muito baixa, sendo menor que 5% na Pedreira Inhumas e menor a 15% na Pedreira Santo Antônio.

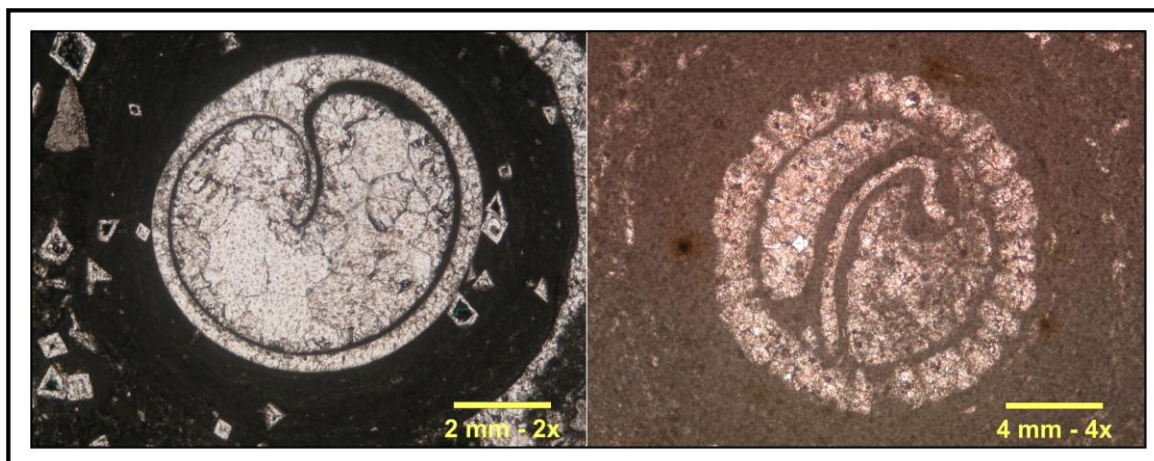


Figura 62 - Bioclastos da Pedreira Santo Antônio. Figura à esquerda mostrando um gastrópode preenchido por esparita. Foto à direita mostrando uma alga verde dasicladácea preenchida por cimento. No núcleo da mesma se encontra um molusco preenchido por cimento (Pedreira Santo Antônio).

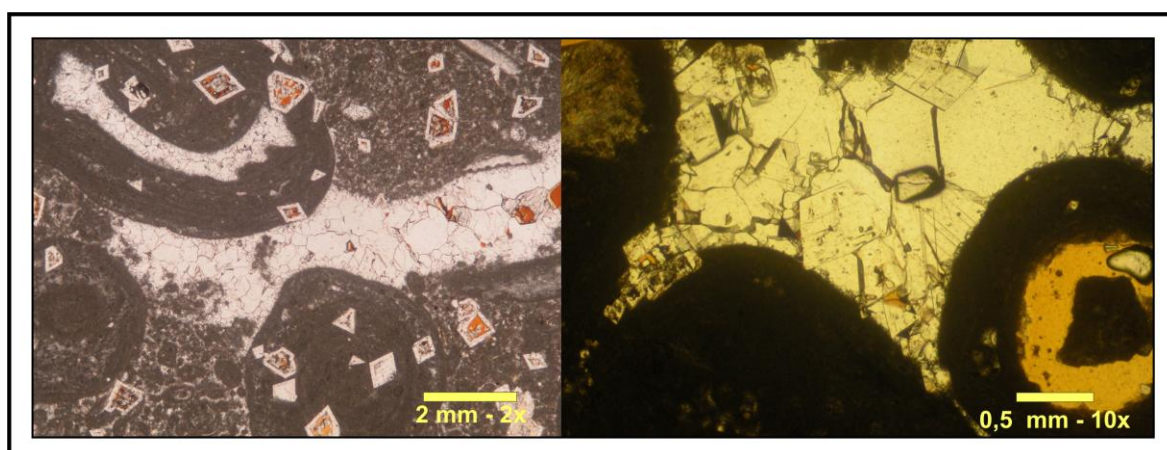


Figura 63 - Cimento de esparita intergranular e intragranular na Pedreira Santo Antônio (amostra SA-8 à esquerda). Mosaico *blocky* junto com cristais de dolomita na Pedreira Massapé (Amostra MA-1 à direita).

4.7 Microfácies 7 - *Rudstone* dolomitizado

Esta microfácies foi observada nos ciclos 1 e 2 da Pedreira Inhumas (Figura 34) e no topo do ciclo 3 da Pedreira Santo Antonio (Figuras 37). A figura 64 mostra a microfácies dolomítica correspondente à microfácies 7. Esta microfácies exibe um processo de dolomitização total da rocha, porém ainda se conservam feições da textura deposicional original (Figuras 64 A, 65 e 66). De forma prévia ao processo de dolomitização, teriam ocorrido outros processos diagenéticos tais como micritização, que por sua vez teriam sido importantes na hora de conservar relíquias dos grãos que compunham o arcabouço da rocha (Figura 64 A e 65).

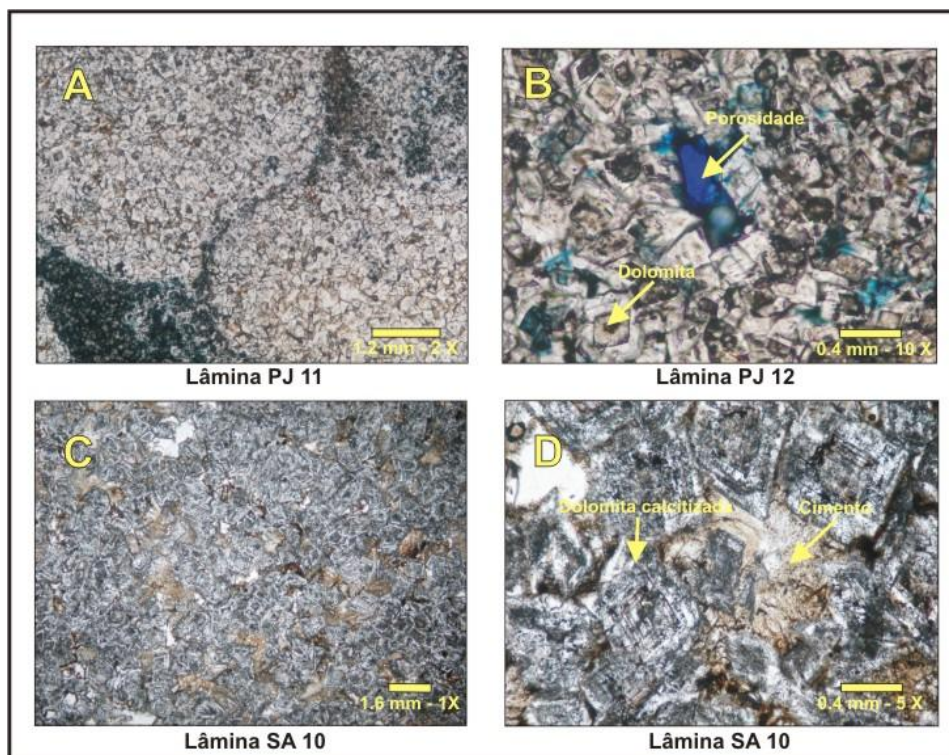


Figura 64 - Microfácies 7 (*Rudstone* dolomitizado).

Processos de dissolução, também são muito importantes nesta microfácies, criando porosidade secundária vugular, principalmente nas dolomitas da Pedreira Inhumas (Figura 64 B e 66). Este tipo de porosidade compreende entre o 5% e 20% da rocha na Pedreira Inhumas e na Pedreira Santo Antônio a porosidade é praticamente nula. Nota-se ainda que depois do processo de dolomitização e dissolução, houve um processo de dedolomitização na Pedreira Santo Antônio (Figura 64 D) e cimentação intercrystalina nas pedreiras Inhumas e Santo Antônio (Figuras 64 D e 66).



Figura 65 - *Rudstone* dolomitizado (Pedreira Inhumas).

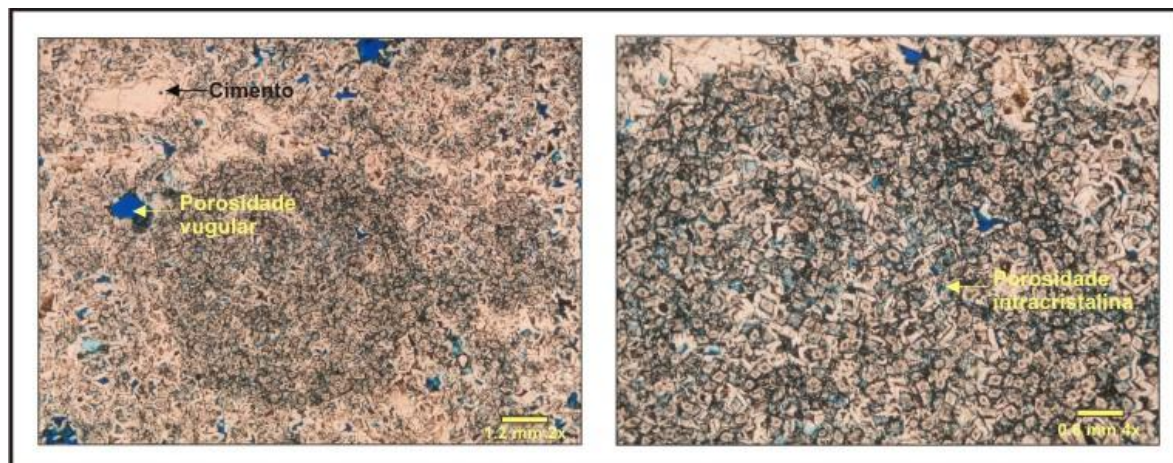


Figura 66 - Dolomita exibindo cimentação intercristalina após a dolomitização e porosidade vugular, intra e intercristalina (Pedreira Inhumas).

No geral as microfácies dolomíticas (Microfácies 7) caracterizam-se por apresentar textura idiotópica, substituindo rochas com arcabouço oncolítico. A dolomitização concentra-se, preferencialmente, para o topo dos ciclos deposicionais. Os cristais de dolomita apresentam tamanhos muito heterogêneos (polimodal), com diâmetros que variam entre 0,1mm e 0,4 mm na Pedreira Inhumas e até 0.8 mm na Pedreira Santo Antônio.

A maioria das microfácies dolomíticas apresenta núcleos escuros nos cristais e os cristais por sua vez apresentam-se muito quebrados, com contatos retos, interpenetrativos e suturados (estilolitos) indicando processos de compactação física e química após a dolomitização. As relíquias dos grãos dolomitizados (oncolitos) apresentam contactos côncavo-convexos e retos (Figura 64 A e 65).

4.8 Microfácies 8 – *Wackstone* parcialmente dolomitizado com siliciclásticos

Esta microfácies se observou no topo da Pedreira Catitú (Figura 26), e se encontra acima de uma discordância que a separa das microfácies de plataforma carbonática rasa, definidas anteriormente. O arcabouço da rocha observado nesta fácies é matriz suportado e esta matriz micrítica se encontra em grande parte substituída por dolomita (Figura 67). Alguns grãos se encontram também parcialmente dolomitizados. Os principais grãos presentes na rocha compreendem oncolitos, mas a presença destes é regular. Estes estão compostos por cianobactérias e apresentam formas arredondas com diâmetros de até 3 mm.

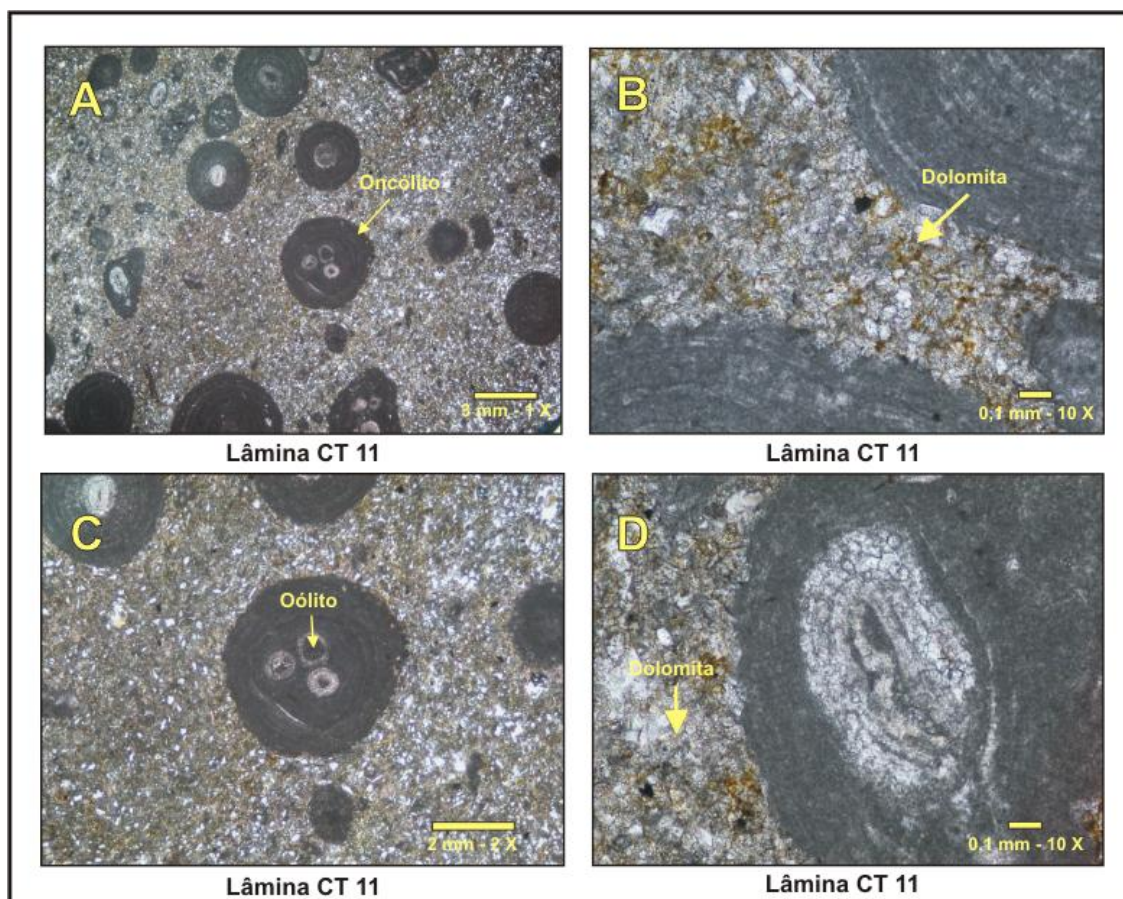


Figura 67 - Amostra CT-11, mostrando o arcabouço matriz suportado da microfácies 8 da Pedreira Catitú. As figuras B e D, mostram um detalhe da matriz dolomitizada.

As lâminas concêntricas dos oncólitos são muito regulares e contínuas e não se encontram deformados. O contato entre estes grãos oncolíticos é flutuante. Os oólitos observados encontram-se formando o núcleo de alguns oncólitos, em grãos individuais ou compostos. O tamanho destes oólitos é uniforme com diâmetros de até 1 mm (Figura 67). A estrutura destes grãos não é bem reconhecida, porque, os mesmos se encontram substituídos por cimento (Figura 67). Os bioclastos observados foram gastrópodes e equinodermos e também formam o núcleo de alguns oncólitos, porém sua presença é muito rara. Observa-se ademais um incipiente processo de silicificação em alguns cristais de dolomita. As partículas terrígenas (quartzo) são muito comuns e se encontram espalhadas na matriz como fragmentos muito angulosos e tamanhos que variam entre 0,1 mm e 0,2 mm (Figura 68). Os principais processos diagenéticos são a micritização dos grãos, a compactação mecânica e a dolomitização seletiva afetando só a matriz da rocha. A dolomita apresenta textura idiotópica, com cristais de tamanho unimodal (0,1 mm), com cores marrom que podem indicar remanescentes do CaCO_3 precursor. A microfácies 8 estaria marcando o início da deposição de carbonatos de água profunda (Formação Cotinguiba).

Walter et al. (2005), analisando as fácies para a transição Cenomaniano-Turoniano, na área de Japaratuba (Figura 1), observaram microfácies com abundância de pelóides, oncóides e grãos de quartzo angulares. Este tipo de microfácies apresenta também fragmentos de equinodermos, inoceramus, gastrópodes e teria sido depositada em condições de alta energia segundo Walter (2005).

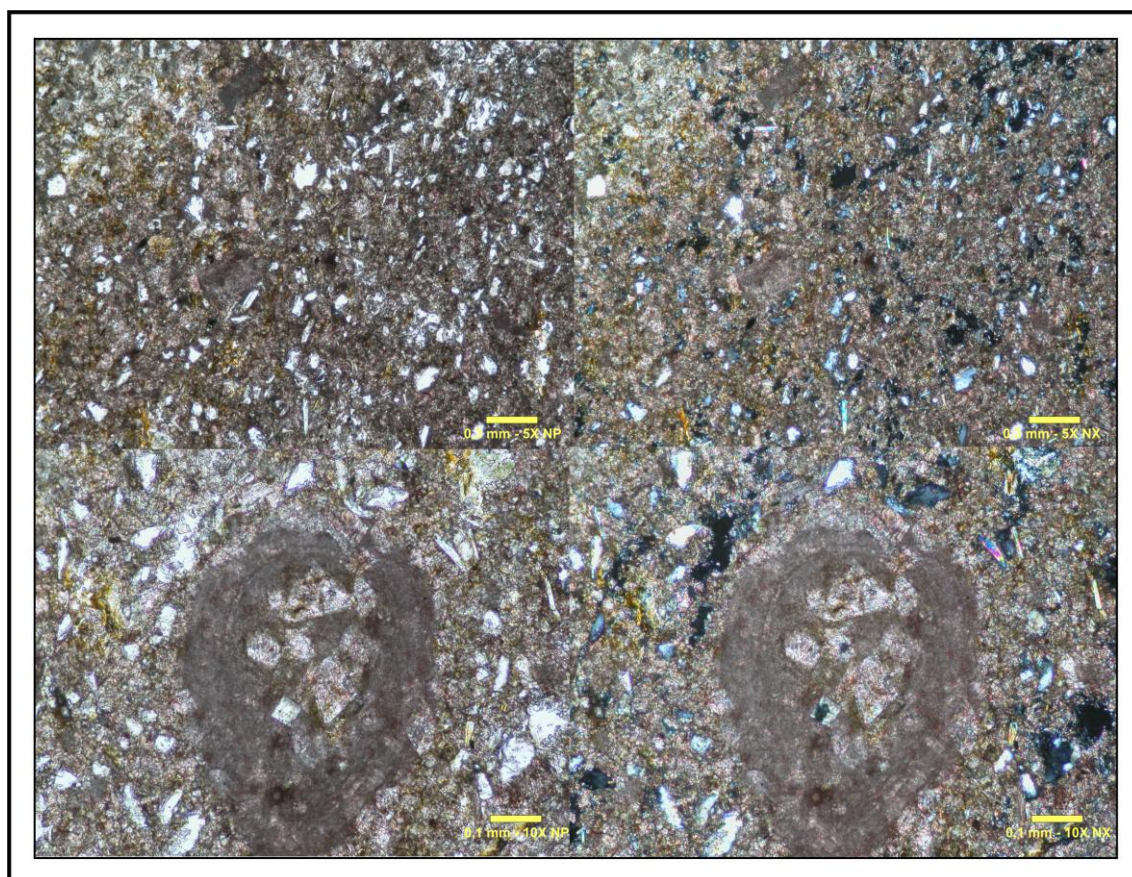


Figura 68 - Amostra CT-11, mostrando fragmentos de partículas siliciclásticas e grãos oncolíticos parcialmente dolomitizados.

Segundo Berthou e Bengtson (1988), a Formação Cotinguiba parece estar caracterizada em algumas áreas por uma abundância cíclica de detritos de macrofósseis levados por correntes da zona litorânea ou produzidos por material previamente depositado. O último caso fica bem evidenciado no Cenomaniano, que localmente contém oncóides albianos retrabalhados da Formação Riachuelo e que correspondem às microfácies Cen C (Cen-Cenomaniano) dos referidos autores. A microfácies Cen C são muito semelhantes às microfácies 8, porém a diferença é a presença de dolomita na última. Os oncóides da microfácies Cen C ocorrem localmente com ou sem oóides e o núcleo dos mesmos pode estar formado por grãos de quartzo ou bioclastos (tal como foi observado na microfácies 8), alguns oncóides estão parcialmente silicificados.

De acordo com Berthou e Bengtson (1988), os oncóides teriam sido formados durante o Albiano em um ambiente litorâneo e mais tarde (Cenomaniano) foram transportados por correntes com outras partículas para áreas mais profundas. As microfácies tipo Cen C foram observadas por Berthou e Bengtson (1988.), nas regiões de Maruim, Laranjeiras e Itaporanga. Vale ressaltar também que Scarparo e Koutsoukos (2001) e Ferré et al. (2005) observaram processos de dolomitização nos calcários da Formação Cotinguiba. A microfácies 8 não foi considerada na interpretação das microfácies nem na análise diagenética porque não fazem parte do intervalo de interesse neste estudo.

4.9 Modelo para a interpretação das microfácies

A Figura 69 ilustra o esquema de distribuição de fácies adotado neste trabalho para a definição do ambiente deposicional das microfácies identificadas. A interpretação, análise e estudo paleoambiental das microfácies identificadas seguem a proposta de Wilson (1975), Flügel (2004) e Schlager (2005), para plataformas com borda.

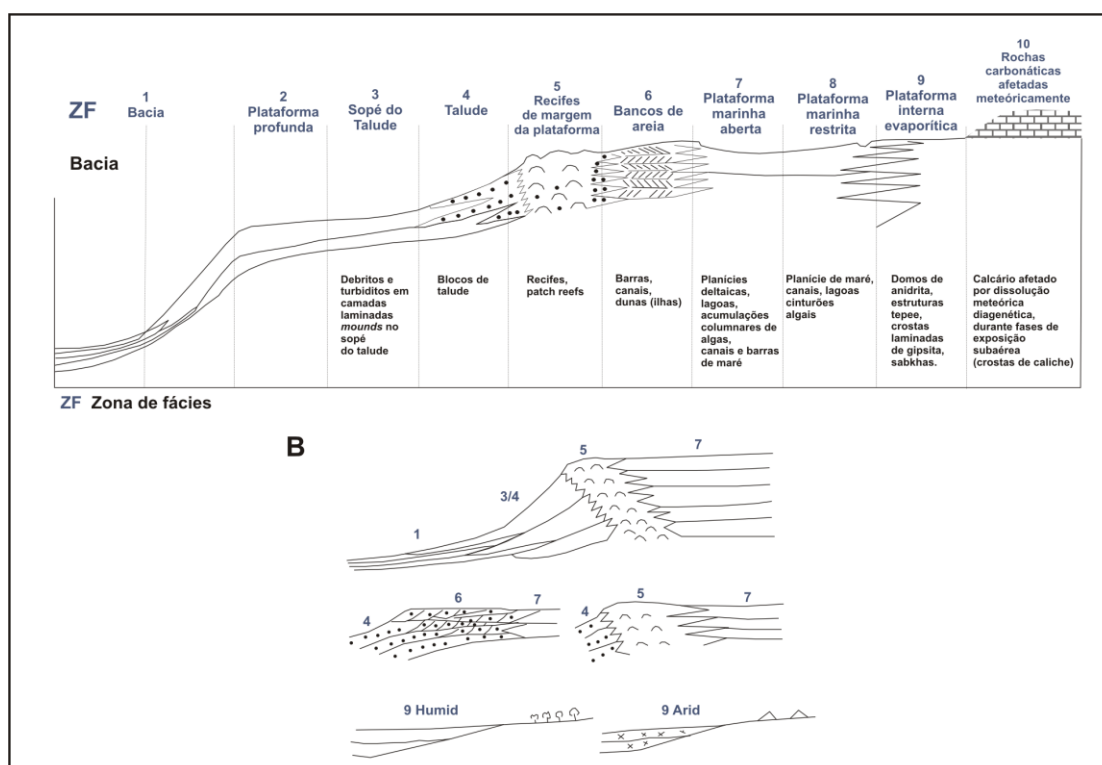


Figura 69 - Esquema de distribuição de fácies.

Fonte: Modificado de Wilson (1975) apud Flügel (2004) e Schlager (2005).

Flügel (2004) e Schlager (2005) subdividiram a zona de fácies 1 em duas: A zona de fácies de água profunda e a zona de fácies de bacia de água profunda cratônica.

- **Zona de Fácies 1 de água profunda:** Ocorre abaixo da base de ondas, abaixo da zona eufótica em águas oceânicas profundas. A profundidade da água varia entre várias centenas de metros até milhares de metros. Os sedimentos incluem argilas pelágicas, lamas carbonáticas e silíceas, turbiditos, lamas hemipelágicas, rochas da cor escura, avermelhadas ou claras dependendo das diferenças nas condições oxidantes e redutoras. As litofácies compreendem *mudstone* pelágico e *wackstone*, *packstone* alóctone, *grainstone* e brechas. A biota compreende plâncton predominantemente, em sedimentos de peri-plataforma até 75% de bentônicos (FLÜGEL, 2004; SCHLAGER, 2005).

- **Zona de Fácies 1 de bacia de água profunda cratônica:** Similar à zona de fácies anterior, porém raramente acontece em argilas pelágicas do Mesozóico e Cenozóico, lamas hemipelágicas são comuns e ocasionalmente apresenta anidrita. Às vezes o chert é comum (SCHLAGER, 2005). Ocorre abaixo da base de ondas, abaixo da zona eufótica, a profundidade da água varia entre 30 m até várias centenas de metros (FLÜGEL, 2004). Esta zona de fácies faunisticamente está caracterizada por organismos nectônicos (amonóides), organismos planctônicos, coquinas de bivalvos com carapaças finas e raras vezes ocorrem espículas de esponja (FLÜGEL, 2004; SCHLAGER, 2005).

- **Zona de fácies 2 - Plataforma profunda:** Ocorre dentro ou um pouco abaixo da zona eufótica. Forma planaltos entre plataformas ativas e bacias profundas. Os planaltos são comumente estabelecidos sobre plataformas afogadas. A profundidade da água varia de dezenas a centenas de metros com salinidade normal e águas oxigenadas. Os sedimentos compreendem principalmente *wackstone* esqueletal, alguns *grainstone* e margas, bioturbados e estratificados. A diversidade faunística revela condições marinhas normais. A quantidade de plâncton é rara (FLÜGEL, 2004; SCHLAGER, 2005).

- **Zona de fácies 3 - Sopé do talude:** É uma área de fundo oceânico moderadamente inclinado ($>1.5^\circ$), os sedimentos presentes são carbonatos puros com poucas intercalações de sedimentos terrígenos. O tamanho de grão é altamente variável. Também podem ocorrer depósitos turbidíticos e fluxo de detritos. A fauna presente pode ser bentônica de águas rasas redepositada, alguns organismos bentônicos de águas profundas e organismos planctônicos (FLÜGEL, 2004; SCHLAGER, 2005).

- **Zona de fácies 4 - Talude:** Fundo marinho quase vertical, com cinturão de fácies muito estreito caracterizado por material da plataforma retrabalhado e mistura de material pelágico. Litofácies compostas principalmente por *mudstone*, *packstone* alóctone, *graisntone*, *mudstone*, brecha, *floatstone* (o tamanho de grão pode variar muito). Os organismos compreendem fauna bentônica de água rasa redepositada, alguns organismos bentônicos e planctônicos de água profunda também podem ocorrer. As fácies no geral podem ser muito fossilíferas (FLÜGEL, 2004; SCHLAGER, 2005).

- **Zona de fácies 5 – Recifes de margem da plataforma:** Recife de barreira bordejando a plataforma ou cinturões de recifes e areias esqueletais, compostos principalmente por carbonato puro de tamanho variável. As feições diagnósticas desta zona são massas ou *patch* de *boundstone* ou *framestone*, com cavidades internas preenchidas de cimento o sedimento com várias gerações de construção, organismos incrustantes e bioturbação. A fauna é exclusivamente bentônica (FLÜGEL, 2004; SCHLAGER, 2005).

- **Zona de fácies 6 – Banco de areia de margem da plataforma:** Bancos alongados e barras de maré, as vezes com ilhas de eolianitas. Zona sobre a base das ondas e dentro da zona eufótica fortemente atingida por correntes de maré. Os sedimentos compreendem calcarenito claro, limpo com estratificação cruzada bem preservada, parcialmente bioturbada. Caracterizada por biota de recifes retrabalhada e desgastada. A diversidade da fauna é baixa devido às condições instáveis do substrato (substrato móvel) (FLÜGEL, 2004; SCHLAGER, 2005).

- **Zona de fácies 7 – Plataforma marinha aberta:** Plataforma com topo plano dentro da zona fótica, sobre a base das ondas, denominada de laguna quando se encontra protegida por bancos de areia, ilhas ou recifes de margem da plataforma, suficientemente conectada com o mar aberto para manter a salinidade e a temperatura próxima à do oceano adjacente. Dependendo do tamanho de grão da produção de sedimento local e a eficiência do retrabalhamento das ondas e correntes de maré a granulometria pode ser muito variável. A fauna está caracterizada pela presença de organismos bentônicos de água rasa com bivalvos, gastrópodes, esponjas, artrópodes, foraminíferos e algas (FLÜGEL, 2004; SCHLAGER, 2005).

- **Zona de fácies 8 – Plataforma marinha restrita:** É semelhante às fácies 7, mas a conexão com o mar aberto é menor, tendo assim grandes variações na temperatura e salinidade. Os sedimentos compreendem margas, lama, areias limpas e muitas vezes apresenta sedimentos de planície de maré. Também é comum a ocorrência de processos de cimentação diagenética e mistura com siliciclásticos. A biota compreende organismos de água rasa, mas a diversidade dos mesmos é reduzida (gastropodes miliolídeos) (FLÜGEL, 2004; SCHLAGER, 2005). Flügel (2004) e Schlager (2005) subdividiram a zona de fácies 9 em duas: plataforma interna evaporítica e plataforma interna salobra (*brackish*).

- **Zona de fácies 9 – Plataforma interna evaporítica:** Planície supramaré árida, com fluxos esporádicos de água marinha normal. Comumente ocorre alternância de sedimentos evaporíticos com carbonatos. Sabkhas e lagoas salgadas também são comuns. Os sedimentos característicos de esta zona são lamas ou areias com anidrita ou gipsita nodular ou cristalina grossa. A presença de organismos é muito restrita, sendo comum o desenvolvimento de cianobactérias, biota marinha retrabalhada e alguns ostracodes tolerantes a condições de alta salinidade.

- **Zona de fácies 9 – Plataforma interna salobra:** Pouca conexão com o mar aberto, porém com condições de clima úmido, de modo que a água vinda da precipitação dilui os corpos pequenos de água estagnada e a vegetação de pântano se espalha na região de planície supra-maré.

- **Zona de Fácies 10 - Calcário afetado por processos meteóricos:** Ambiente subaquático ou subaéreo formado sob condições vadoso-meteórico e vadoso-marinho. Abundante em ambientes cársticos e carbonatos pedogênicos e ambientes supra-maré e inter-maré. A feição mais comum é a presença de paleocarst que ocorrem durante fases de exposição subaérea (dissolução por processos meteóricos durante estágios de diagênese) (FLÜGEL, 2004). As principais variáveis que influenciam a evolução das plataformas são o ambiente tectônico, flutuações do nível do mar, produtividade e transporte de sedimento, a evolução dos organismos através do tempo e as variações dos processos diagenéticos (FLÜGEL, 2004). O desenvolvimento dos carbonatos do intervalo estudado estaria fortemente influenciado pela tectônica da bacia.

4.10 Interpretação das microfácies da área de estudo

De acordo com Koutsoukos et al. (1993), o principal pacote carbonático, correspondente ao Membro Maruim, teria-se depositado em pequenos bancos de água rasa, associados com estruturas *roll-over*, das falhas lítricas maiores. Com base na análise das microfácies e nas observações das litofácies foi proposto um modelo deposicional para o intervalo estudado (Figura 70).

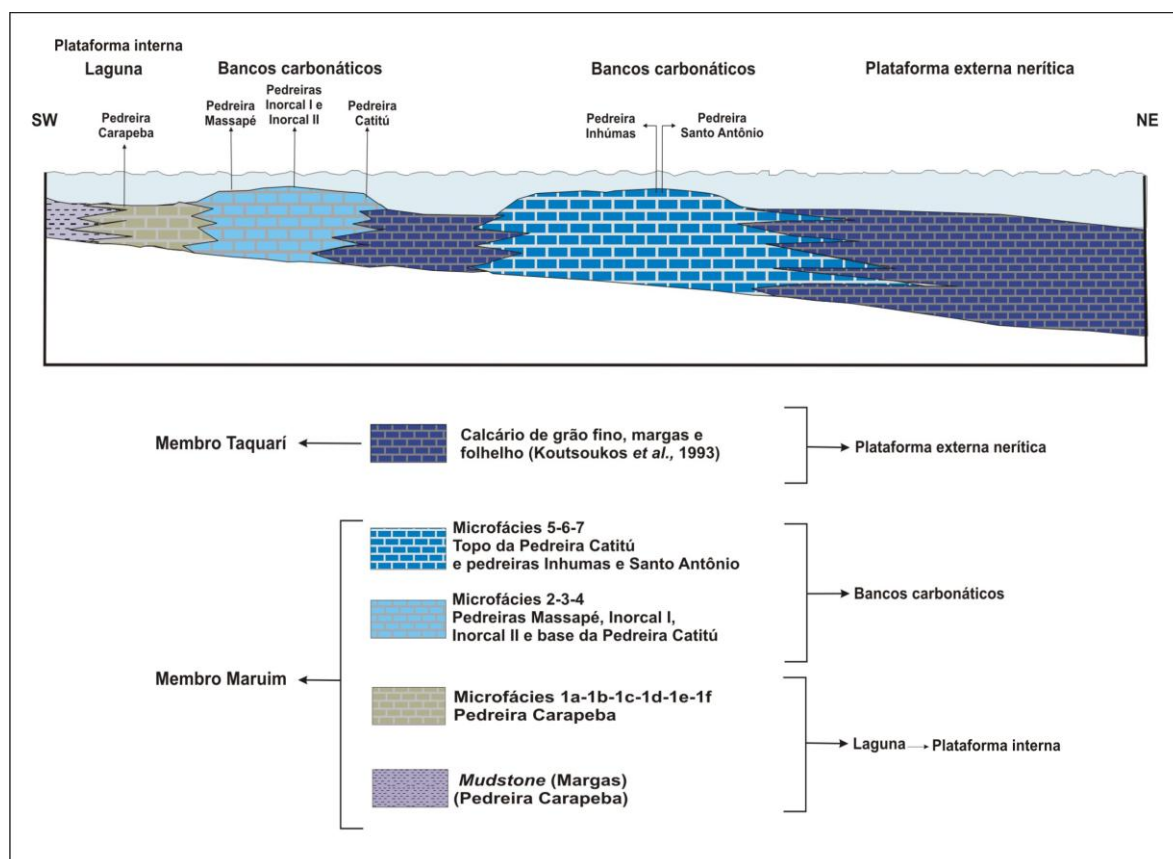


Figura 70 - Esquema da distribuição das microfácies identificadas na área de estudo

Koutsoukos et al. (1993) definiram três estágios de sedimentação para a Formação Riachuelo e estabeleceram que ao final do Albiano uma tendência de raseamento ocorreu caracterizada por um espesso pacote maciço de carbonatos de água rasa. Assim o modelo apresentado representa a fase de deposição dos sedimentos carbonáticos do Membro Maruim, correspondente ao final do Albiano, de acordo com a proposta de Koutsoukos et al., 1993. A sedimentação carbonática teria-se estendido sobre grandes áreas, criando bancos carbonáticos coalescentes de água rasa. Na análise das microfácies observou-se que os bancos carbonáticos estão compostos por *rudstone/grainstone* oncolítico/oolítico e *grainstone* oolítico.

Adjacentes aos bancos carbonáticos se observaram microfácies que evidenciam condições restritas de baixa energia (laguna). De acordo com o esquema da figura 69 as microfácies identificadas na área de estudo representam sedimentos carbonáticos gerados entre a plataforma interna (zona de fácies 7 e 8) e bancos de areia (zona de fácies 6) (Figuras 69 e 70).

Na área estudada desde o sudoeste até o nordeste, podem-se diferenciar duas regiões: A primeira se encontra na porção mais ao sudoeste da área de estudo (Pedreira Carapeba) (região de laguna) e a segunda compreende uma faixa de bancos carbonáticos que se estende desde a região sudoeste adjacente à Pedreira Carapeba até a porção mais ao nordeste da área de estudo.

4.10.1 Plataforma interna (laguna)

A Pedreira Carapeba está representada pelas microfácies 1a, 1b, 1c, 1d, 1e e 1f. (Figura 70). Estas se encontram também interestratificadas com margas (margas dolomíticas segundo KOUTSOUKOS, 1989; KOUTSOUKOS et al., 1991 e KOUTSOUKOS et al., 1993). Os fósseis que caracterizam as microfácies da Pedreira Carapeba são: Foraminíferos bentônicos (miliolídeos, textularídeos), fragmentos de algas vermelhas (intraclastos), algas verdes (dasicladáceas), equinodermos (equinóides), ostracodes, gastrópodes, bivalvos. Destes organismos, os mais frequentes são os foraminíferos bentônicos, ostracodes e os fragmentos de algas. A presença dos demais grãos bioclásticos é de rara a regular.

Os microforaminíferos bentônicos observados nas microfácies da Pedreira Carapeba são da subordem textularina uniserial e bisserial (aglutinantes) e subordem miliolina (porcelânicos). Na Sub-bacia de Sergipe a assembléia de ostracodes é mais pobre, porém relativamente abundante na fácies de laguna (Pedreira Carapeba). Os ostracodes geralmente tem *ranges* estratigráficos curtos e ampla distribuição geográfica, sendo muito valiosos em ambientes de águas salobras e em ambientes não marinhos principalmente. Também podem-se encontrar em ambientes hipersalinos. 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. Embora com presença rara a regular os fragmentos de algas verdes (dasicladácea) também caracterizaram a microfácies da Pedreira Carapeba.

A composição mineralógica destas algas é aragonítica (mineralogia instável), assim todos os fragmentos de algas verdes observados foram dissolvidos e preenchidos com cimento como observado nas lâminas. Vale ressaltar que a distribuição das algas verdes dasicladáceas está controlada pela temperatura da água (águas mornas), substrato (areia e lama), pela salinidade (ampla tolerância à salinidade variando de fortemente hipersalina a salobra) e baixa energia da água, geralmente sub-maré. Ocorrem em profundidades (abaixo da baixa maré, comumente menos de 5m). Terra (1990) identificou algas verdes (família das dasicladáceas), na Formação Ponta do Mel (Albiano Superior-Cenomaniano), da Bacia de Potiguar, nordeste do Brasil. Granier et al. (1991), também identificaram algas verdes dasicladáceas (gênero *Neomeris*) na Pedreira Carapeba. Contudo, a associação de fósseis composta por textularídeos, miliolídeos, ostracodes e algas verdes (dasicladáceas) permitiram interpretar que as microfácies da Pedreira Carapeba foram depositadas em ambiente de laguna com circulação restrita e clima seco.

Estas microfácies podem corresponder com a zona de fácies 8 de Wilson (1975) (Figura 69), as quais se caracterizam por limitado desenvolvimento de fauna e flora e cujos representantes compreendem principalmente foraminíferos (miliolídeos), ostracodes, gastrópodes e algas (WILSON, 1975). A fácies 8, de Wilson (1975), compreende lagunas com circulação restrita e água hipersalina. A evidência de condições de baixa energia das microfácies da Pedreira Carapeba também foi interpretada pela relativa abundância de pelóides. Os demais grãos bioclásticos (bivalvos, equinodermos e gastrópodes) são muito insignificantes em quantidade e diversidade e não fornecem, portanto, nenhuma indicação para a interpretação do ambiente de deposição nas microfácies da Pedreira Carapeba. Fragmentos de siliciclásticos também são muito comuns nesta microfácies. Interpreta-se que os ciclos observados na região da Pedreira Carapeba interestratificados com margas, compreendem uma laguna restrita com condições de alta salinidade e clima quente de acordo com a evidência de fósseis (ostracodes e miliolídeos). A idade do Membro Maruim exposto na Pedreira Carapeba é Albiano superior (KOUTSOUKOS et al., 1991).

4.10.2 Bancos carbonáticos de alta energia

As figuras 69 e 70 ilustram a localização dos bancos na plataforma carbonática. No esquema de microfácies de Wilson (1975), os bancos carbonáticos compreendem a zona de fácies 6.

Na área de estudo estes bancos se estendem desde o sudoeste (pedreiras, Massapé, Inorcal I, Inorcal II e Catitú) até o nordeste (pedreiras Inhumas e Santo Antônio) (Figura 20). Os bancos carbonáticos estão representados pela microfácies 2, 3, 4, 5, 6 e 7 (Figura 70 e Tabela 1).

- Microfácies 2 (*Grainstone* oolítico) 3 (*Grainstone* oolítico parcialmente dolomitizado) e 4 (*Grainstone* oolítico dolomitizado).

Estas microfácies são muito pobres faunisticamente, sendo esta sua principal característica. Só foram observados bivalvos e equinodermos, mas sua frequência é mínima (menos de 5%). A ausência de organismos bentônicos ou sésseis em calcário oolítico sugere que os períodos de estabilização não foram suficientes para que os organismos prosperassem e se desenvolvessem. Mas o escasso registro de organismo também pode indicar condições ambientais muito estressantes como alta salinidade. Os oólitos das microfácies 2, 3 e 4 são típicos grãos esféricos com finas lâminas tangenciais formando *grainstone* bem selecionados e com pouco conteúdo de fósseis. Este tipo de oóides é formado em ambiente marinho raso, sob condições de alta energia em pequenas barras de areia sob a influência de correntes de maré (FLÜGEL, 2004).

Estas microfácies podem corresponder à transição entre as zonas de fácies 6 e 7 de Wilson (1975) (Figura 69), que de acordo com este modelo se caracterizam pelo desenvolvimento de bancos, praias, barras de maré em leques, cinturões ou ilhas com profundidades do nível do mar de 5 a 10 m. Além do mais, os grãos se caracterizam por serem bem arredondados e muito bem selecionados (oólitos). A diversidade da fauna é baixa devido ao fato do substrato ser móvel. Porém, podem ocorrer bivalvos, gastrópodes, algas verdes (dasicládaceas) e alguns tipos de foraminíferos (WILSON, 1975).

- Microfácies 5 (*Rudstone* oncolítico oolítico), 6 (*Rudstone* oncolítico oolítico parcialmente dolomitizado) e 7 (*Rudstone* dolomitizado).

A principal característica destas microfácies é a alta quantidade de oncólitos compondo o arcabouço da rocha. O ambiente de alta energia nos bancos carbonáticos é refletido nos oncóides pela sua forma sub-esférica, com laminação regular e padrões de crescimento concêntrico. Oncóides semelhantes aos observados nestas fácies, foram descritos por Navarro (2009) nas plataformas carbonáticas do Jurássico Médio do Sub-bético, sul da Espanha.

Outros exemplos de oncólitos jurássicos semelhantes aos presentes na área de estudo são os descritos na Bacia de Paris e Montanhas do Jura (Suíça), na Costa do Golfo (Smackover) entre outros (CAROZZI et al., 1983). Destes exemplos se destaca o Jurássico Superior da Bacia de Paris (nordeste da França) (CARPENTIER et al., 2007). Neste exemplo, os oncóides e oóides apresentam diâmetros entre 0,1 e 0,5 mm e a fauna bentônica está retrabalhada e quebrada (igual ao observado nas microfácies 5 e 6), evidenciando altas condições hidrodinâmicas. Em ambos os casos (oncóides da área de estudo e da Bacia de Paris), se interpreta um substrato móvel em bancos carbonáticos. No referido exemplo, os oncóides apresentam características muito semelhantes aos do Membro Maruim, sendo também do tipo espongiostromata.

Os oncóides do intervalo estudado também são semelhantes aos presentes na Formação Macaé da Bacia de Campos. Carozzi et al. (1983), fizeram um estudo do ambiente deposicional, diagênese e propriedades de reservatório dos oncóides da Formação Macaé da Bacia de Campos (Albiano). No estudo de Carozzi et al. (1983) foi proposto que a forma dos oncóides da Formação Macaé da Bacia de Campos é esferoidal a elipsoidal com tamanhos que oscilam entre menos de 2 mm até 10 mm de diâmetro. Sob microscópio petrográfico os autores observaram camadas concêntricas pouco definidas ao redor do núcleo composto por vários tipos de bioclastos e grãos detríticos. O caráter destes oncólitos é muito semelhante aos que se encontram no Membro Maruim. Nos estudos sob microscopia eletrônica de varredura realizados por Carozzi et al. (1983), os oncólitos da Formação Macaé não mostram filamentos muito longos de cianobactérias, porém exibem uma estrutura interna com alternância de camadas densas e poros. Os primeiros seriam os filamentos representando os períodos de crescimento, enquanto os últimos, aparentemente desprovidos de filamentos, estariam representando períodos de interrupção de crescimento. Uma feição característica dos oncólitos da Formação Macaé é a presença de filamentos de algas endolíticas. As condições nas quais teriam-se desenvolvido os oncólitos da Formação Macaé seriam bancos *offshore* sub-maré a intermaré com bancos *shoreface* subordinados associados a *mudstone* sub-maré com baixo conteúdo de fósseis (CAROZZI et al., 1983). Estas condições deposicionais são bem consistentes com as interpretadas para os oncólitos do Membro Maruim. Associados aos oncólitos das microfácies 5 e 6 se observam oólitos e fragmentos de bioclastos. Os oólitos apresentam tamanhos muito homogêneos (1 mm), muito bem selecionados, mas se encontram muito micritizados, e, portanto, não foi observada sua microestrutura.

Os grãos esqueléticos que distinguem as microfácies 5 e 6 são equinodermos (equinóides), gastrópodes, bivalves, ostracodes e algas verdes (dasicladáceas). No entanto, a presença destes organismos é de rara a regular (menos de 10%). Os bioclastos mais comuns são os equinóides e geralmente formam o núcleo dos oncóides. Na análise petrográfica os equinóides consistiam de pequenos fragmentos quebrados (de 1 a até 4 mm). A textura original se conserva (não se encontram preenchidos por cimento), porém se encontram micritizados.

No Neocretáceo a fauna brasileira de equinóides inclui uma mistura da taxa do norte da África e Norte América. A fauna de equinóides na Sub-bacia de Sergipe varia em idade do Eoalbiano ao Mesoconiaciano e têm sido datados com amonóides (SMITH e BENGTON, 1991). O paleoambiente sugerido pelos equinóides estudados no Albiano médio e superior da Sub-bacia de Sergipe por Manso e Souza-Lima (2003), seria o de bancos carbonáticos de águas rasas. As afinidades biogeográficas no intervalo Albiano terminal ao Eocenomaniano apresentam uma ligação significativa com Texas e o México. Esta afinidade com as faunas do Atlântico Norte indica que neste período de tempo havia livre comunicação de águas superficiais através de uma plataforma continental rasa, supostamente representada pela Bacia de Pernambuco-Paraíba (SMITH e BENGTON, 1991).

A assembléia de equinóides na formação Riachuelo da Sub-bacia de Sergipe indicam deposição em ambiente de plataforma continental rasa e quente (SMITH e BENGTON, 1991). Os padrões de circulação oceânica responsáveis pela colonização de equinóides no Atlântico sul foram marcados por correntes frias do sul, circulando tanto para a costa africana, como para o Atlântico central, ou então correntes quentes do Golfo da Guiné, fluindo para o sul ao longo da costa da América do Sul. Este padrão anti-horário das correntes foi, provavelmente, o responsável da origem de muitas espécies comuns de equinóides nas margens da América do Sul e a África (NÉRAUDEAU e MATHEY, 2000). Vale salientar que a Sub-bacia Alagoas contém um escasso registro marinho Cretáceo e nenhum equinóide foi registrado (SMITH e BENGTON, 1991).

A presença de fauna comum de equinóides nas margens leste da América do Sul e oeste da África indica que no Mesoalbiano já havia uma comunicação marinha normal entre o Atlântico sul e o Tetis Ocidental (Atlântico norte e central), segundo estudos realizados por Néraudeau e Mathey (2000). Os fragmentos de moluscos (bivalvos e gastrópodes), embora em quantidades regulares se encontram também formando o núcleo dos oncólitos.

O escasso registro destes fósseis nas microfácies 5 e 6 pode ser devido às condições de alta energia interpretada para os bancos carbonáticos oncolítico-oolíticos e também por condições de alta salinidade. A interpretação das microfácies 5 e 6 de acordo com o modelo do Wilson (1975) seria a zona de fácies 6 (Figura 69). Finalmente a microfácies 7 representaria o processo de dolomitização total das microfácies oncolíticas (microfácies 5 e 6).

Contudo, Koutsoukos (1989) fez um esquema da distribuição ambiental dos maiores grupos taxonômicos, na sucessão Aptiano Superior/Albiano da Sub-bacia de Sergipe. Neste esquema o autor mostrou que os oncólitos/oólitos, micromoluscos, algas calcárias, distribuíam-se desde o ambiente parálico até o ambiente nerítico raso (KOUTSOUKOS, 1989). No ambiente parálico estariam as fácies restritas de laguna (Pedreira Carapeba) e no ambiente nerítico raso estariam-se distribuindo os bancos oolítico/oncolíticos de alta energia, conforme interpretado neste trabalho. Estes bancos oolíticos/oncolíticos seriam semelhantes aos desenvolvidos em altos estruturais na Bacia de Campos durante o Albiano (carbonatos Macaé) (ROBAINA et al., 1991).

4.10.3 Plataforma externa nerítica

O Membro Taquari não faz parte do intervalo estudado, no entanto se mostra na figura 70 para complementar o esquema de distribuição de fácies proposto. O Membro Taquari foi termo proposto por Schaller (1969) para definir os folhelhos marinhos intercalados de calcário adjacentes ou sobre os clásticos do Membro Angico e aos carbonatos do Membro Maruim. A seção tipo da unidade se encontra 5 km ao norte de Rosário do Catete (Figura 2).

De acordo com Koutsoukos et al. (1991), o Membro Taquari está caracterizado por *mudstone* calcário contendo numerosos foraminíferos planctônicos (ambiente mais profundo, nerítico médio a externo). A sua ocorrência é registrada no Albiano mais superior e Cenomaniano mais inferior. Além dos foraminíferos planctônicos, Cainelli et al. (1987) também observaram a presença de calciesferas e corpos locais de biolitos algálicos no Membro Taquari. A microfácies 8 não foi incluída na interpretação das microfácies porque não pertence ao intervalo de pesquisa do trabalho.

4.11 Discussão

Ressalta-se o fato de todas as fácies apresentarem baixa diversidade e quantidade de bioclastos, o que acontece também ao longo de toda a plataforma carbonática albiana do Atlântico Sul. Chang et al. (1988) atribuíram este fato às condições de alta salinidade e Azevedo (2001 apud AZEVEDO, 2004) à escassez de nutrientes. Koutsoukos (1989) e Koutsoukos et al. (1991), em uma análise da distribuição paleoambiental de microfósseis na sucessão Aptiano Superior – Albiano na Sub-bacia de Sergipe, concluíram que durante esta época houve condições de hipersalinidade com um ambiente marinho-raso e quente. Segundo Dias-Brito (2000), no intervalo de tempo entre o Aptiano-Albiano as áreas marinhas rasas foram habitadas por cianobactérias, as quais produziram *packstone* e *grainstone* oncolíticos, comumente associados a depósitos carbonáticos oolíticos. A plataforma carbonática da margem leste brasileira não registra a presença de rudistas como a que se apresenta na região do Tetis, Golfo do México e Caribe, Oriente Médio, sul da Ásia e meso-Pacífico. Vale salientar que no Cretáceo o Atlântico Sul apresenta altas médias de salinidade, da ordem de 41‰ (HAY, 1988 apud AZEVEDO, 2004; HAY et al. 1999). Além das condições de hipersalinidade, outra possibilidade para a ausência destes organismos nas plataformas carbonáticas do Cretáceo do Atlântico Sul seriam as condições fisiográficas. De acordo com Koutsoukos (2000) e Walter et al. (2005) a razão da ausência destes organismos pode ter sido devida a carência de bancos adequados para o efetivo desenvolvimento de recifes. Além dos rudistas, os corais, esponjas e algas incrustantes também contribuíram à construção de plataformas carbonáticas no Cretáceo, mas estes não são muito comuns na Sub-bacia de Sergipe. Vale salientar que se descarta a presença de barreiras que impedissem a livre circulação das águas desde o hemisfério norte para o hemisfério sul, na época de desenvolvimento do intervalo estudado (Albiano Superior).

Vários trabalhos mostram evidências da conexão do Atlântico Norte e o Atlântico Sul, pelo menos desde o Neoaptiano. Segundo Szatmari et al. (1987) desde o começo do Albiano havia comunicação entre as faunas do Atlântico Sul e Norte através do Atlântico Equatorial. De acordo com Koutsoukos (1989), a evidência microfaunal sugere que a área de Sergipe teve pelo menos um intercâmbio de água superficial com as bioprovíncias do Tetis ocidental-Atlântico Norte, desde o Neoaptiano. Feijó (1996) concluiu que a última ligação entre a América e a África se rompeu no Neoaptiano, permitindo por sua vez a conexão do oceano Atlântico Sul e Equatorial.

A distribuição global de pitonelidos segundo Dias-Brito (2000), define um meio tetiano ocupando ambos hemisférios aproximadamente entre as latitudes 40° N e S, no intervalo Albiano - Turoniano. Este Megatetis atingiu sua máxima extensão no Neoalbiano, quando o norte do Atlântico Sul (um notável ecossistema carbonático tropical Aptiano-Albiano), era ainda um golfo tetiano. A similaridade na assembléia de algas calcárias do Atlântico Sul e do Oceano Atlântico Central (México, Guatemala e Venezuela) também suporta a interpretação da conexão de ambos oceanos através de um canal formado por um conjunto de falhas transformantes no Cretáceo médio (GRANIER et al., 2008). Segundo Granier et al. (2008), as algas calcárias verdes e vermelhas, provavelmente se originaram no Oceano Atlântico Central e atingiram o Atlântico Sul através de uma passagem noroeste entre o oeste africano e América do Sul.

Finalmente, Eagles (2006 apud MOULIN et al., 2010), determinou que no Neoaptiano teria ocorrido a abertura do Oceano Atlântico Equatorial, permitindo uma possível conexão entre as águas do Atlântico Norte e Sul. O modelo de Moulin et al. (2010) (Figura 5) mostra que a abertura do Oceano Atlântico Equatorial ocorreu no limite Aptiano-Albiano. As reconstruções paleogeográficas realizadas por Hay et al. (1999) no intervalo de tempo correspondente a 120 M.a (Eocretácico), já mostram uma pequena ligação do Oceano Atlântico Sul com o Atlântico Equatorial.

Contudo, acredita-se que a conexão do Atlântico Sul e Equatorial tenha iniciado pelo menos desde o Neoaptiano. Pode-se concluir, portanto, que a principal razão para a baixa diversidade de organismos na plataforma carbonática durante o Albiano, na Sub-bacia Sergipe seriam de fato as condições de alta salinidade na água do mar, embora já tivesse sido efetivada a conexão entre o Atlântico Sul e Equatorial.

Em uma escala mais local além das condições de alta salinidade, as condições fisiográficas e de alta energia dos bancos carbonáticos teriam impedido a fixação dos organismos, e seria a razão da reduzida quantidade dos mesmos. A tabela 1 mostra uma síntese das características das microfácies identificadas e seu ambiente deposicional. A tabela mostra as microfácies em ordem ascendente, começando pelas microfácies da plataforma interna (laguna) e finalizando nas microfácies de bancos carbonáticos.

Tabela 1 - Resumo das microfácies identificadas na área de estudo.

Pedreira	Microfácies	Características	Fósseis	Ambiente deposicional
Santo Antônio e Inhúmas	7 <i>Rudstone</i> dolomitizado	Rocha completamente dolomitizada, com preservação da textura deposicional	Ausência de fósseis	Bancos carbonáticos de alta energia
Santo Antônio e Inhúmas	6 <i>Rudstone</i> oncolítico oolítico parcialmente dolomitizado	Arcabouço grão suportado, dominado pela presença de oncóides compostos por cianobactérias. A presença de microestilolitos também é muito importante. A rocha se encontra parcialmente dolomitizada	Equinodermas (equinóides), bivalvos, gastrópodes, ostracodos, algas verdes (dasicladáceas)	
Catitú Santo Antônio e Inhúmas	5 <i>Rudstone</i> oncolítico oolítico	Arcabouço grão suportado, dominado pela presença de oncóides compostos por cianobactérias e oóides, se destaca a presença de estilolitos	Equinodermas (equinóides), bivalvos, gastrópodes, ostracodos, algas verdes (dasicladáceas). Muitos destes organismos formam o núcleo dos oncóides	
Inorcal I e Inorcal II	4 <i>Grainstone</i> oolítico dolomitizado	Rocha completamente dolomitizada, mas conserva reliquias da textura deposicional	Ausência de fósseis	
Massapé e Inorcal I	3 <i>Grainstone</i> oolítico parcialmente dolomitizado	Arcabouço grão suportado, ausência de matriz micrítica. A dolomitização afeta principalmente a matriz e alguns grãos	Equinodermas (equinóides), moluscos (bivalvos)	
Catitú	2 <i>Grainstone</i> oolítico	Arcabouço grão suportado, dominado por oóides com microestrutura tangencial. Ausência de matriz micrítica. Cimento drusiforme inter e intragranular	Equinodermas (equinóides), moluscos (bivalvos)	
Carapeba	1f Dolomita	Rocha completamente dolomitizada, sem preservação da textura deposicional	Ausência de fósseis	Plataforma interna Laguna
	1e <i>Grainstone</i> com abundantes bioclastos, pelóides e siliciclásticos parcialmente dolomitizado	A principal característica desta microfácies é a abundância de bioclastos. Estes por sua vez se encontram muito micritizados	Gastrópodes, bivalvos, algas verdes, ostracodes miliolídeos e textularinas	
	1d <i>Grainstone</i> com oólitos e intraclastos parcialmente dolomitizado	Rocha dominada por grãos oolíticos muito micritizados. O principal processo diagenético é a dolomitização parcial da rocha	Gastrópodes, bivalvos, equinóides, miliolídeos e textularinas	
	1c <i>Grainstone</i> com oólitos, intraclastos e pelóides	Rocha com abundância de grãos oolíticos, muito bem selecionados e de tamanho homogêneo, a presença de intraclastos e pelóides é de rara a regular	Gastrópodes, equinóides, miliolídeos e bivalvos	
	1b <i>Rudstone</i> com intraclastos de algas vermelhas parcialmente dolomitizado	Arcabouço da rocha grão suportado, dominado por intraclastos de algas vermelhas. Dolomitização parcial da rocha	Ausência de fósseis autóctones	
	1a <i>Grainstone</i> peloidal com bioclastos e intraclastos parcialmente dolomitizado.	Arcabouço grão suportado bem empacotado, sem matriz micrítica e cimento esparita inter e intragranular também apresenta fragmentos de siliciclásticos	Foraminíferos bentônicos (Miliolídeos, textularídeos), fragmentos de cianobactérias, algas verdes (dasicladáceas), equinodermas (equinóides), ostracodes, gastrópodes, bivalvos	