

## 5 ANÁLISE DA DIAGÊNESE

A diagênese abrange os processos químicos ou físicos nos sedimentos ou nas rochas sedimentares, que ocorrem depois da sua deposição (não envolvendo processos com temperaturas e pressões muito altas, já que estes estariam associados a metamorfismo) (SCHOLLE e SCHOLLE, 2003; MACHEL, 2005). A diagênese, que ocorre desde ambientes rasos até profundidades a vários quilômetros, é influenciada por vários fatores que incluem processos termodinâmicos e cinéticos. Os dois efeitos da diagênese que são especialmente importantes para reservatórios de hidrocarbonetos, são o aumento e a redução da porosidade e da permeabilidade (LUCIA, 2007).

A porosidade é uma importante propriedade das rochas, uma vez que a mesma é uma medida do potencial para armazenar um volume de hidrocarbonetos (LUCIA, 2007). A petrografia comumente constitui uma das ferramentas mais importantes para a identificação do tipo de porosidade e para o entendimento da história diagenética de rochas com potencial para reservatório. O esquema de classificação de porosidade proposto por Choquette & Pray (1970 apud SCHOLLE e SCHOLLE, 2003) tem tido grande aceitação (Figura 71). A porosidade primária é formada no estágio deposicional (MOORE, 1989).

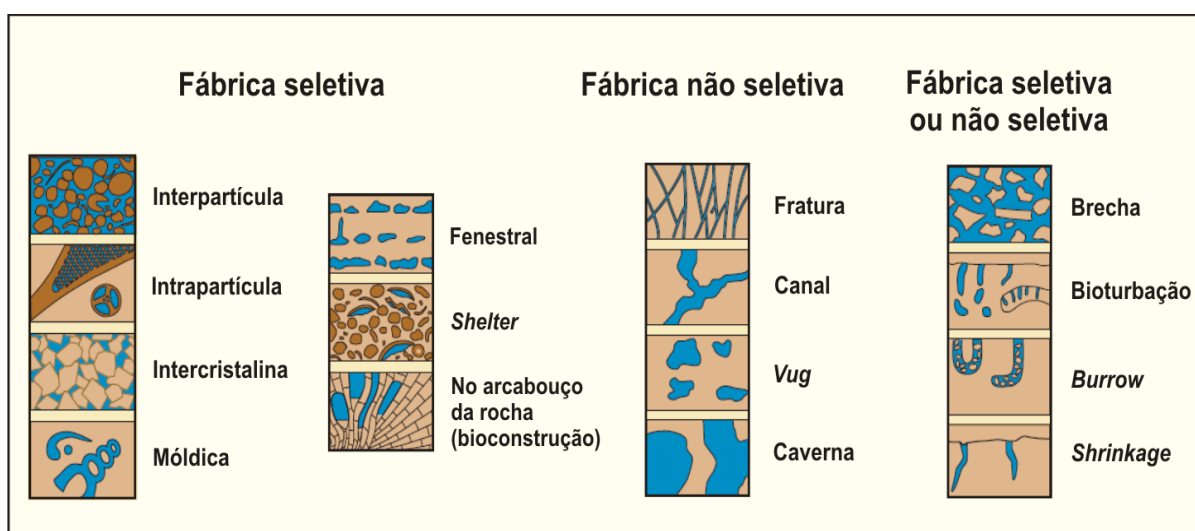


Figura 71 - Tipos de poros e classificação da porosidade.

Fonte: Modificado de Choquette e Pray (1970 apud SCHOLLE e SCHOLLE, 2003).

A porosidade secundária é desenvolvida algum tempo após a deposição final. O tempo envolvido na geração de porosidade secundária em relação à porosidade primária pode ser muito grande (CHOQUETTE e PRAY, 1970 apud MOORE, 1989).

Este intervalo de tempo pode ser dividido em estágios baseado nas diferenças dos processos modificadores da porosidade, ocorrendo desde ambientes diagenéticos rasos até aqueles encontrados durante o soterramento profundo. Choquette e Pray (1970 apud MOORE, 1989) reconheceram três estágios: eogenético, telogenético e mesogenético. A diagênese pode começar no ambiente marinho (alterações singenéticas ou eogenéticas) e continuar através do ambiente de soterramento (alteração mesogenética). Finalmente pode-se estender para o subsequente soerguimento (alteração telogenética). Os ambientes diagenéticos que são ativos dentro da zona eogenética são: a zona meteórica freática, meteórica vadosa e a zona de mistura (Figura 72). A porosidade na zona eogenética varia de média a alta (FLÜGEL, 2004).

O estágio mesogenético compreende o intervalo de tempo a partir do qual os sedimentos são soterrados em profundidades abaixo da maior influência dos processos diagenéticos superficiais (Figura 72). Em geral a zona mesogenética é uma das mais lentas para a modificação da porosidade e é dominada por compactação e processos relacionados. Enquanto as taxas são lentas, o intervalo de tempo sobre o qual os processos diagenéticos ocorrem é muito grande e por isso a modificação da porosidade (geralmente destruição), pode-se completar (MOORE, 1989; FLÜGEL, 2004). No entanto, de acordo com Mazzullo (2004), a porosidade secundária no ambiente de soterramento profundo pode ser criada pela dissolução devida a fluidos subsuperficiais agressivos quimicamente, gerados durante a maturação da matéria orgânica nas rochas geradoras.

O estágio telogenético é o intervalo de tempo durante o qual as seqüências carbonáticas que têm estado na zona mesogenética são soerguidas e, portanto, ficam sujeitas à influência de processos diagenéticos superficiais. O termo telogenético é reservado especificamente à erosão de rochas mais antigas, mais do que para a erosão de sedimentos recentemente depositados durante interrupções menores do ciclo deposicional. Assim, as seqüências afetadas na zona telogenética são calcários mineralogicamente estáveis e dolomitas as quais são menos susceptíveis a processos diagenéticos superficiais (MOORE, 1989). As zonas diagenéticas passam verticalmente e lateralmente umas para as outras (Figura 72). De acordo com Longman (1980), os ambientes diagenéticos podem ser independentes do ambiente deposicional e mudam através do tempo. Muitas rochas carbonáticas têm mudado de uma zona diagenética a outra durante a sua história, devido às flutuações do nível do mar, movimentos tectônicos e incremento ou decréscimo do soterramento (TUCKER e WRIGHT, 1990; FLÜGEL, 2004).

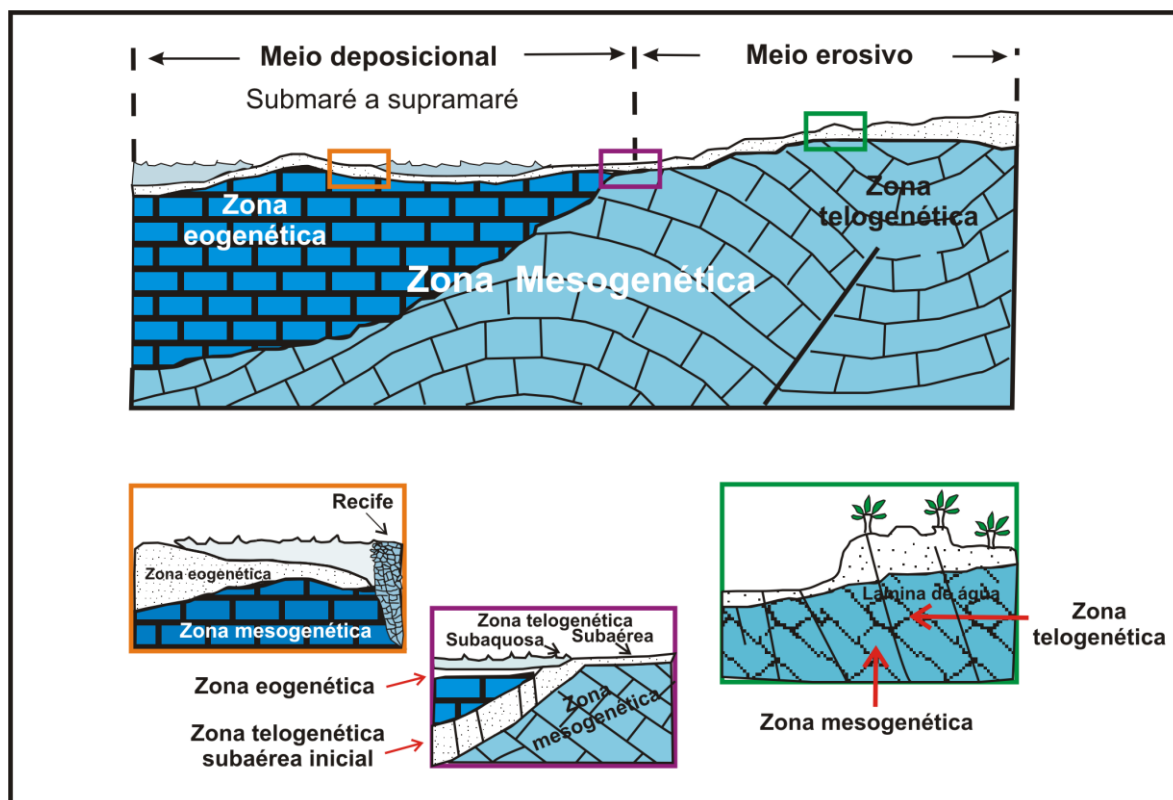


Figura 72 - Ambiente da evolução da porosidade.

Fonte: Modificado de Choquette e Pray (1970 apud MOORE, 1989).

Nenhum limite claro pode ser estimado dentro do processo contínuo de alterações diagenéticas que tornam os sedimentos carbonáticos uma rocha *strictu sensu*, mas os termos diagênese inicial e tardia são geralmente usados para indicar a relativa duração dos processos diagenéticos (FLÜGEL, 2004). O termo diagênese inicial se refere à diagênese que ocorre imediatamente após a deposição ou imediatamente antes do soterramento (BERNER, 1980 apud FLÜGEL, 2004). A diagênese tardia ocorre depois de um longo tempo, após a deposição, quando os sedimentos já estão mais ou menos compactados e corresponde ao processo de soterramento agindo na subsuperfície por um longo período de tempo (FLÜGEL, 2004).

A tabela 2 mostra um resumo dos processos mais importantes que ocorrem em diferentes ambientes diagenéticos de acordo com Flügel (2004). A diagênese pode afetar às feições primárias da rocha, mas também pode fornecer pistas importantes sobre a história do ambiente pós-deposicional, composição do fluido dos poros e temperaturas (SCHOLLE e SCHOLLE, 2003).

Tabela 2 - Processos mais importantes que ocorrem nos diferentes ambientes diagenéticos

Ambiente diagenético	Localização	Preenchimento de poros	Processos	Tempo necessário
Ambiente meteórico vadoso	Acima do lençol freático, entre a superfície terrestre e a zona freática meteórica	Poros preenchidos com água meteórica ou ar	Zona de solução (solo): solução extensiva, remoção de aragonita, formação de <i>vugs</i> . Zona de precipitação (próxima à superfície): menor cimentação	$10^3 - 10^5$ anos
Ambiente meteórico freático	Abaixo do lençol freático, pode se estender para abaixo dos 100 metros	Poros preenchidos com água meteórica	Zona de solução (cavernas, dolinas): solução, formação de moldes e <i>vugs</i> . Zona ativa (parte superior do ambiente meteórico freático): dissolução de aragonita e calcita-Mg, rápida e diversa cimentação, precipitação de calcita, criação de moldes e <i>vugs</i> . Zona estagnada (parte mais profunda e em climas áridos): pouca cimentação, estabilização da aragonita e calcita-Mg	$10^3 - 10^5$ acima de $10^6 - 10^7$ anos
Ambiente marinho freático	No assoalho oceânico raso ou profundo.	Poros preenchidos com água marinha	Ambiente marinho raso: Águas supersaturadas com relação ao carbonato de cálcio, rápida cimentação por aragonita e calcita-Mg, diversos tipos de cimento. Ambiente marinho profundo e de água fria: águas supersaturadas com relação ao carbonato de cálcio, forte dissolução de aragonita e calcita em dois níveis de dissolução	$10^1 - 10^4$ anos
Ambiente de soterramento	Subsuperfície, abaixo do alcance dos processos superficiais. Pode chegar a profundidades de 1000 m	Poros preenchidos com salmouras de diferente salinidade, de salobre a altamente salina	Ambiente de soterramento raso (primeiros poucos metros a dezenas de metros) e ambiente de soterramento profundo (sobrecarga de sedimentos de centenas a milhares de metros): Compactação física, compactação química (pressão solução), redução da porosidade	$10^6 - 10^8$ anos

Fonte: Modificado de Flügel (2004).

A diagênese inclui os seguintes processos químicos e físicos: cimentação, dissolução, substituição, neomorfismo, compactação mecânica, compactação química, micritização e dolomitização. Os maiores controles na diagênese dos carbonatos são a mineralogia e a química do cristal (MARSHALL, 1992), a química do fluido dos poros, movimento da água, taxas de dissolução e precipitação, tamanho de grão e interação com substâncias orgânicas. A extensão e trajetória das reações diagenéticas estão determinadas pela estabilidade termodinâmica dos minerais carbonáticos, o estado de saturação do fluido diagenético e a área de superfície disponível para a reação (FLÜGEL, 2004; HOEFS, 2009). A dolomitização constitui um dos mais importantes produtos diagenéticos observados no intervalo estudado, já que compreende a rocha com as melhores condições como rocha reservatório. Assim, neste trabalho, foi dada uma especial ênfase na definição do ambiente de geração da dolomita na área estudada. O crescente interesse nos processos de dolomitização é devido ao fato que muitos reservatórios de hidrocarbonetos estão localizados em sucessões dolomitizadas (PURSER et al., 1994; BRAITHWAITE et al., 2004 apud RONCHI et al., 2011).

Em consequência, o entendimento dos processos de dolomitização é fundamental para prever a possível presença de corpos dolomitizados na subsuperfície (RONCHI et al., 2011). De acordo com Warren (2000), a dolomita pode ser formada como um precipitado primário, por substituição diagenética ou como uma fase hidrotermal/metamórfica. Todos estes processos precisam de boas condições de permeabilidade, um mecanismo que facilite o fluxo de fluidos e um suficiente fornecimento de magnésio. Neste trabalho se utilizou o sistema de classificação textural de Gregg e Sibley (1984), para a descrição da fábrica cristalina da dolomita. Várias categorias de modelos de dolomitização estão disponíveis para a interpretação de dolomitas antigas: evaporítico, *seepage*-refluxo, zona de mistura, soterramento, água do mar entre outros. A figura 73 ilustra os modelos para dolomitização, mostrando os diferentes mecanismos de movimento dos fluidos dolomitizantes através dos sedimentos propostos por Land (1985 apud TUCKER e WRIGHT, 1990) e Tucker e Wright (1990).

- Modelo evaporítico: Este é baseado em comparações com dolomitas evaporíticas e sabhkas modernos (Figura 73 A). O mesmo explica as dolomitas antigas como de origem supramaré. As dolomitas supramaré são geralmente microcristalinas (1-5  $\mu\text{m}$ ), com estrutura cristalina debilmente ordenada. Estas dolomitas são encontradas dentro de sedimentos carbonáticos lamosos ou como crostas superficiais sobre planícies supramaré. A dolomitização é explicada como sendo formada por salmouras hipersalinas derivadas da intensa evaporação em sabhkas (TUCKER e WRIGHT, 1990). A dolomita substitui sedimento carbonático metaestável pré-existente. O fluido dolomitizante é uma salmoura com uma alta razão Mg/Ca resultante da remoção de Ca através da precipitação de aragonita, gipsita ou anidrita (FLÜGEL, 2004).

- Modelo *seepage*-refluxo: Este modelo envolve a geração de fluidos dolomitizantes através da evaporação da água de poros de lagunas ou planícies de maré (Figura 73B) Posteriormente, estes fluidos penetram nos sedimentos carbonáticos subjacentes. O modelo *seepage* refluxo é popular em dolomitas associadas com evaporitos e, geralmente, a dolomita é relativamente enriquecida em elementos traço e  $^{18}\text{O}$  como resultado da precipitação de dolomitas a partir da água do mar com salinidade elevada, em função da evaporação (TUCKER e WRIGHT, 1990).

O modelo *seepage-reflux* tem sido aplicado, entre outros: aos carbonatos lagunares e de plataforma do complexo de recifes permianos do Oeste do Texas, dolomitas Neopermiano Zechstein da Inglaterra e a Formação Edwards do Eocretáceo no Texas (TUCKER e WRIGHT, 1990; FLÜGEL, 2004).

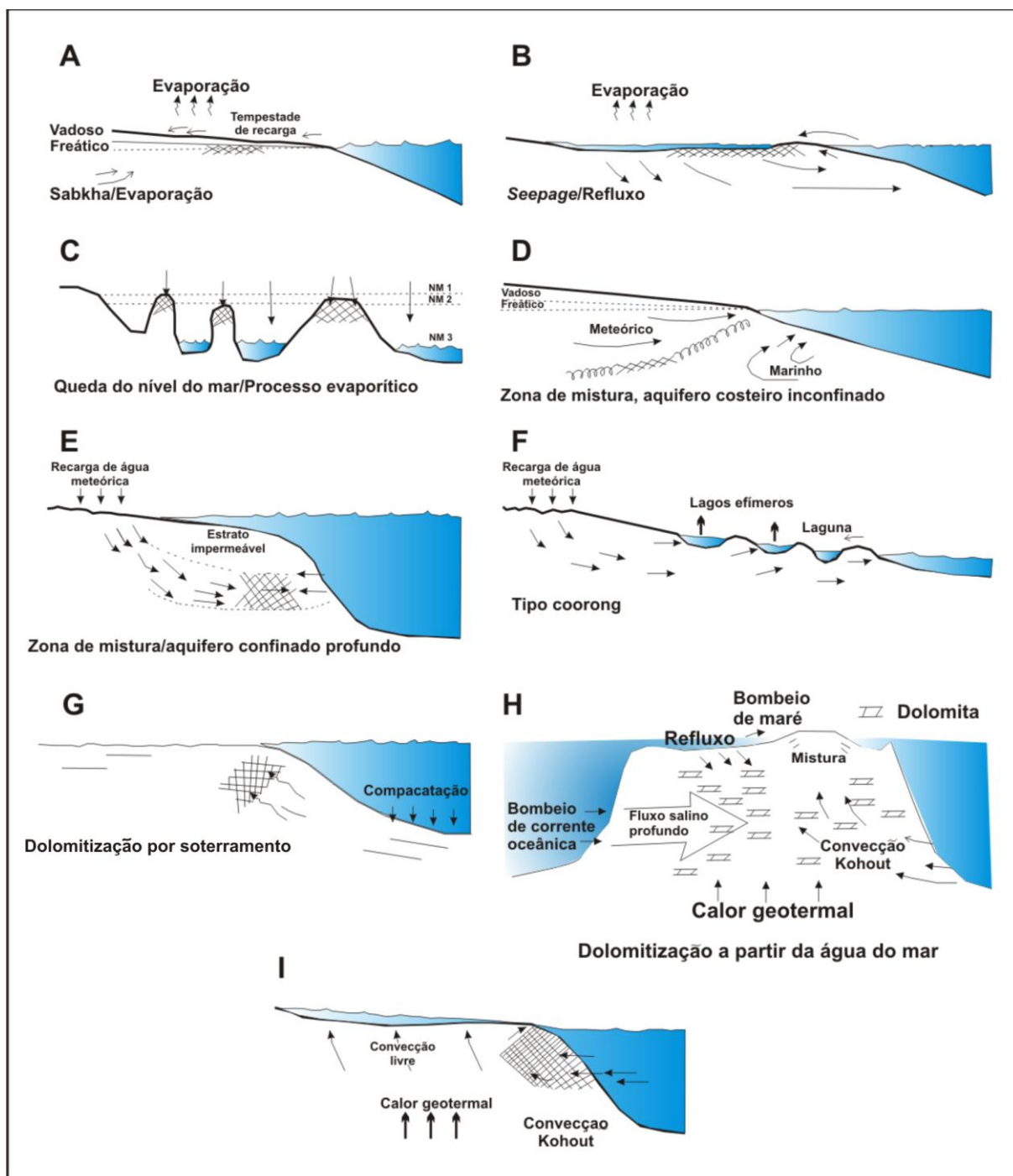


Figura 73 - Modelos de dolomitização, mostrando a variedade de mecanismos de migração dos fluidos dolomitizantes através dos sedimentos.

Fonte: Modificado de Land (1985 apud TUCKER e WRIGHT, 1990) e Tucker e Wright (1990).

- Modelo associado à queda do nível do mar/evaporação: Este modelo tenta explicar as fácies intermaré e submaré dolomitizadas, muitas vezes formadas abaixo dos evaporitos (Figura 73 C). A dolomitização é considerada como uma resposta às mudanças do nível do mar (MAGARITZ e PERYT, 1994 apud FLÜGEL, 2004). O modelo é frequentemente usado para explicar a dolomitização de sucessões cíclicas do tipo carbonato - evaporito.

- Modelo de zonas de mistura marinho-meteorico. Este modelo tem sido usado para explicar dolomitas submaré que foram formadas próximas à superfície, relativamente antes da compactação e que não estão associadas com evaporitos (Figuras 73 D e E). Duas feições chave do modelo são: a água do mar que fornece o Mg, e a água subterrânea ativa, que bombeia a solução dolomitizante através do calcário. As dolomitas da zona de mistura podem-se desenvolver durante maiores períodos regressivos, quando a plataforma carbonática está sendo depositada. O modelo de zona de mistura depende de um movimento efetivo dos fluidos. A circulação ativa e o bombeio de água através dos carbonatos será determinado em parte pelo clima. A circulação de água subterrânea será mais ativa em climas úmidos. Também há um forte controle paleogeográfico na distribuição das dolomitas da zona de mistura (TUCKER e WRIGHT, 1990). A dolomitização da zona de mistura pode estar localizada na parte mais próxima ao continente da plataforma carbonática (TUCKER e WRIGHT, 1990; FLÜGEL, 2004).

- Modelo tipo *Coorong*: Está baseado em lagos alcalinos efêmeros na Austrália que se encontram atrás das barreiras de praia modernas as quais são alimentadas pelo mar e pela descarga de água continental de um aquífero confinado fluindo para o mar (Figura 73 F). A dolomita de grão fino se forma em diferentes tempos no ciclo anual de dissecação e inundação do lago (FLÜGEL, 2004). De acordo com Warren (2000) as dolomitas estilo *Coorong* podem incluir as seguintes observações:

- Há uma sequência vertical dominada por uma unidade subaquosa laminada, sotoposta por uma unidade coberta por *tepees*, brechas de intraclastos e estromatólitos;
- A dolomita é um precipitado primário, e se diferenciam dois tipos de dolomitas distintas: 1) Uma dolomita cálcica associada com calcita magnesiana que ocorre através da planície costeira (tipo B) e 2) Uma dolomita associada com magnesita (tipo A).

- A dolomita precipita em lagos e poças e se acumula sobre extensos aquíferos do Pleistoceno.

- Dolomitização por soterramento: A principal condição do modelo de dolomitização por soterramento é a presença de uma fonte suficiente de  $Mg^{2+}$  e condições favoráveis para a precipitação de dolomita (Figura 73 G). O principal processo neste modelo é a desidratação por compactação de lamas da bacia e expulsão de fluidos ricos em  $Mg^{2+}$  da água dos poros durante a transformação de minerais de argila (conversão de esmectita para illita) com o aumento da profundidade e a temperatura. Outras fontes para as dolomitas por soterramento profundo são a pressão-solução e possíveis fluidos metamórficos e hidrotermais.

O critério para a dolomitização por soterramento são os cristais grossos, dolomita *saddle*, o conteúdo de ferro nos cristais de dolomita e formação singenética de dolomita com estilólitos. A dolomita barroca ou dolomita *saddle* é grossa, com cristais da cor marrom ou branco, geralmente de um milímetro em tamanho ou maior. As inclusões de fluido são abundantes. A dolomita *saddle* é comumente interpretada como sendo formada sob soterramento profundo ou condições hidrotermais de salmouras de alta temperatura (TUCKER e WRIGHT, 1990; FLÜGEL, 2004).

- Dolomitização a partir da água marinha normal: A dolomitização sob estas condições também pode ocorrer (Figura 73 H), no entanto, alguns problemas cinéticos podem inibir a dolomitização. Land (1985 apud WARREN, 2000), sugeriu que se há um efetivo mecanismo de bombeio para mover grandes volumes de água do mar através dos sedimentos carbonáticos, então a dolomita pode precipitar diretamente como um cimento marinho.

Mazzullo et al. (1995 apud WARREN, 2000) definiu a dolomita precipitada da água do mar como dolomita submaré. Na Jamaica ocorre um dos primeiros exemplos de dolomita submaré do Holoceno formadas a partir de água do mar não modificada, onde a dolomita precipita em depósitos de água rasa moderna. Uma variação da dolomitização submaré é documentada por Carballo et al. (1987 apud WARREN, 2000). Carballo et al. (1987) descreveram crostas supramaré formadas por bombeio de água marinha normal através de áreas elevadas em *Sugarloaf Key*. Lumsden (1988 apud WARREN, 2000), sugeriu que a precipitação de pequenos volumes de dolomicrita também ocorre em águas marinhas frias dentro de sedimentos recentes de água profunda.



Tal dolomita é interpretada como um precipitado direto da água marinha normal. Outro mecanismo para impulsionar água do mar através da plataforma carbonática sugerido por Simms (1984 apud TUCKER e WRIGHT, 1990) é o refluxo (Figura 73 H). As águas rasas sobre as plataformas carbonáticas se tornam um pouco mais salinas que a água do oceano devido aos processos de evaporação no verão e à restrição e fraca circulação, causada por recifes de margem de plataforma, corpos de areia e ilhas. Simms (1984) foi capaz de mostrar a partir de experimentos que se a água de poro dentro da plataforma for água marinha normal (35‰), o refluxo de águas levemente hipersalinas pode ocorrer (42‰). O refluxo é, portanto, um mecanismo importante para mover água marinha através da plataforma carbonática e pode resultar em dolomitização subsuperficial principalmente se há modificações na química da água do mar que reduzam os impedimentos cinéticos na precipitação da dolomita.

Com base na ocorrência de dolomitas no Neogeno, tem-se demonstrado que a água marinha fria inalterada pode-se filtrar lateralmente para áreas adjacentes (ilhas) e pode precipitar dolomita. A condição principal é um efetivo mecanismo de bombeio e sedimentos com permeabilidades apropriadas que permitam o fluxo de grandes volumes de água do mar. No entanto, este sistema não precipita grandes volumes de dolomita (WARREN, 2000). O modelo de convecção *Kohout*, por exemplo, consiste na circulação em grande escala e prolongada da água do mar para margens de plataformas carbonáticas (Figuras 73 H e I). A convecção *Kohout* ocorre em resposta ao gradiente de densidade horizontal entre as águas marinhas frias adjacentes às plataformas carbonáticas e água continental aquecida geotermalmente dentro das plataformas (FLÜGEL, 2004). A circulação *Kohout* tem sido usada para explicar dolomita desenvolvida em condições profundas nos atóis oceânicos (WARREN, 2000).

Outro modelo na origem da dolomita compreende a formação de dolomita microbial. Vasconcelos et al. (2006 apud MCKENZIE e VASCONCELOS, 2009) examinaram o processo microbial na laguna hipersalina costeira de Lagoa Vermelha, Brasil, a qual compreende um exemplo de formação moderna de dolomita. Estes autores propuseram que a precipitação de calcita muito rica em Mg nas camadas mais superiores dos microbialitos pode ser um passo importante no processo de precipitação da dolomita. Em profundidades de menos que um centímetro dentro dos microbialitos, foram encontrados precipitados de calcita alta em Mg e dolomita incorporados nos biofilmes microbiais. Dentro de uns poucos centímetros abaixo da superfície microbial o carbonato se torna dolomita.

Esta transformação sugere uma complexa simbiose de reações metabólicas dentro de uma comunidade microbiana dinâmica, mantendo a supersaturação com relação à dolomita (MOREIRA et al., 2004; VASCONCELOS et al., 2006; SÁNCHEZ-ROMÁN et al., 2009 apud MCKENZIE e VASCONCELOS, 2009). A dedolomitização compreende um dos produtos da diagênese tardia identificada no intervalo estudado. A dedolomitização é um processo de substituição da dolomita por calcita. A calcitização das dolomitas geralmente não destrói a textura prévia. Alguns critérios usados para reconhecer a dedolomitização são: Presença de rombos de dolomita calcíticos, presença de cristais zonados de calcita, restos de cristais de dolomita em um mosaico cristalino, em que a maior parte dos cristais são de calcita. Muitos trabalhos associam a calcitização da dolomita a processos próximos à superfície pela ação de águas meteóricas (telogenêse). Mas, trabalhos mais recentes reportam a ocorrência de dedolomita em vários ambientes diagenéticos. Algumas pesquisas têm atribuído ao processo de dedolomitização ao metamorfismo de contato. Outros trabalhos têm descrito a presença de dolomita em ambientes de mistura água meteórica-água marinha (NADER et al., 2008).

A dedolomitização de soterramento tem sido também proposta de trabalhos publicados por Moore (1996 apud NADER et al., 2008). Ronchi et al. (2000 apud NADER *et al.*, 2008) discutiram a dedolomitização resultante do influxo de águas meteóricas para um reservatório de dolomita profundamente soterrado da Formação *Liassic Inici* (Sicília). O processo de calcitização da dolomita também pode ocorrer devido à dissolução de sulfato em ambientes onde os aquíferos incluem evaporitos e carbonatos. A dedolomitização pode incrementar a porosidade móldica e intercristalina, formando rochas reservatório (PURSER, 1985 apud FLÜGEL, 2004). Os dolomoldes podem indicar processos de exposição subaérea e os efeitos das águas meteóricas.

Finalmente, a análise detalhada da diagênese neste trabalho pretende contribuir no melhor entendimento dos processos de cimentação, dolomitização, destruição e realce da porosidade em sequências carbonáticas a partir da petrografia incluindo à análise com catodoluminescência (CL), microscopia eletrônica de varredura (MEV) e análise geoquímica (isótopos estáveis e elementos traço). A caracterização diagenética nos afloramentos da área estudada se fez seguindo a sequência diagenética começando com os produtos do estágio inicial da diagênese até os produtos da diagênese tardia.

A distribuição dos produtos diagenéticos no arcabouço da rocha (estratigrafia do cimento no espaço poroso, dissolução, fraturas, compactação, entre outros) foi definida usando a petrografia e as distintas feições exibidas pela CL. A análise geoquímica dos produtos diagenéticos se fez a partir da análise elementar e a análise isotópica.

### 5.1 Petrografia, geoquímica e diagênese da Pedreira Carapeba

Como visto anteriormente, na Pedreira Carapeba foram identificadas seis microfácies, interpretadas como depositadas em ambiente restrito. A figura 74 mostra a sequência diagenética identificada ao longo da Pedreira Carapeba.

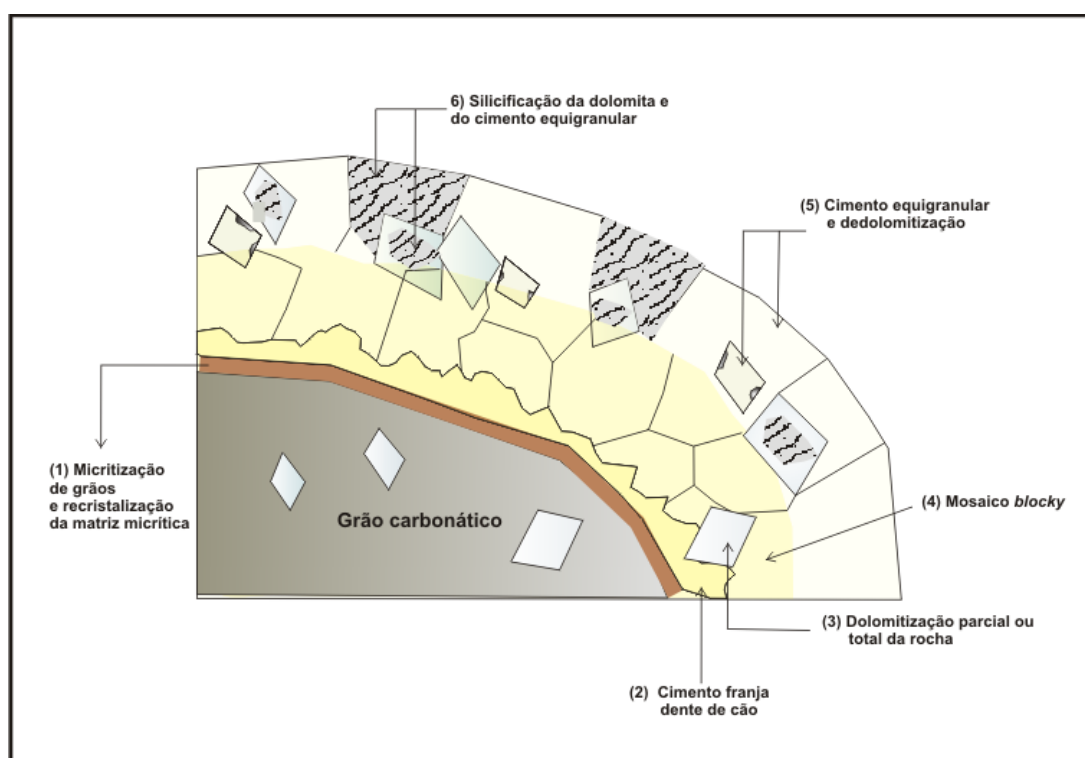


Figura 74 - Esquema idealizado da sequência diagenética identificada na Pedreira Carapeba.

#### 5.1.1 Micritização

A micritização é um processo onde as margens dos grãos carbonáticos ou o volume total de grãos é substituído por cristais carbonáticos cripto ou microcristalinos (Figura 75). A micritização incompleta leva à formação de cortoides, enquanto que a micritização completa pode levar a uma alteração gradual ou total do grão, levando assim à formação de pelóides. A micritização é controlada por fatores químicos ou biológicos (FLÜGEL, 2004).

Os envelopes micríticos podem ser desenvolvidos se a atividade dos micróbios endolíticos e/ou bactérias for intensa, gerando em consequência grãos micritizados (TUCKER e WRIGHT, 1990).

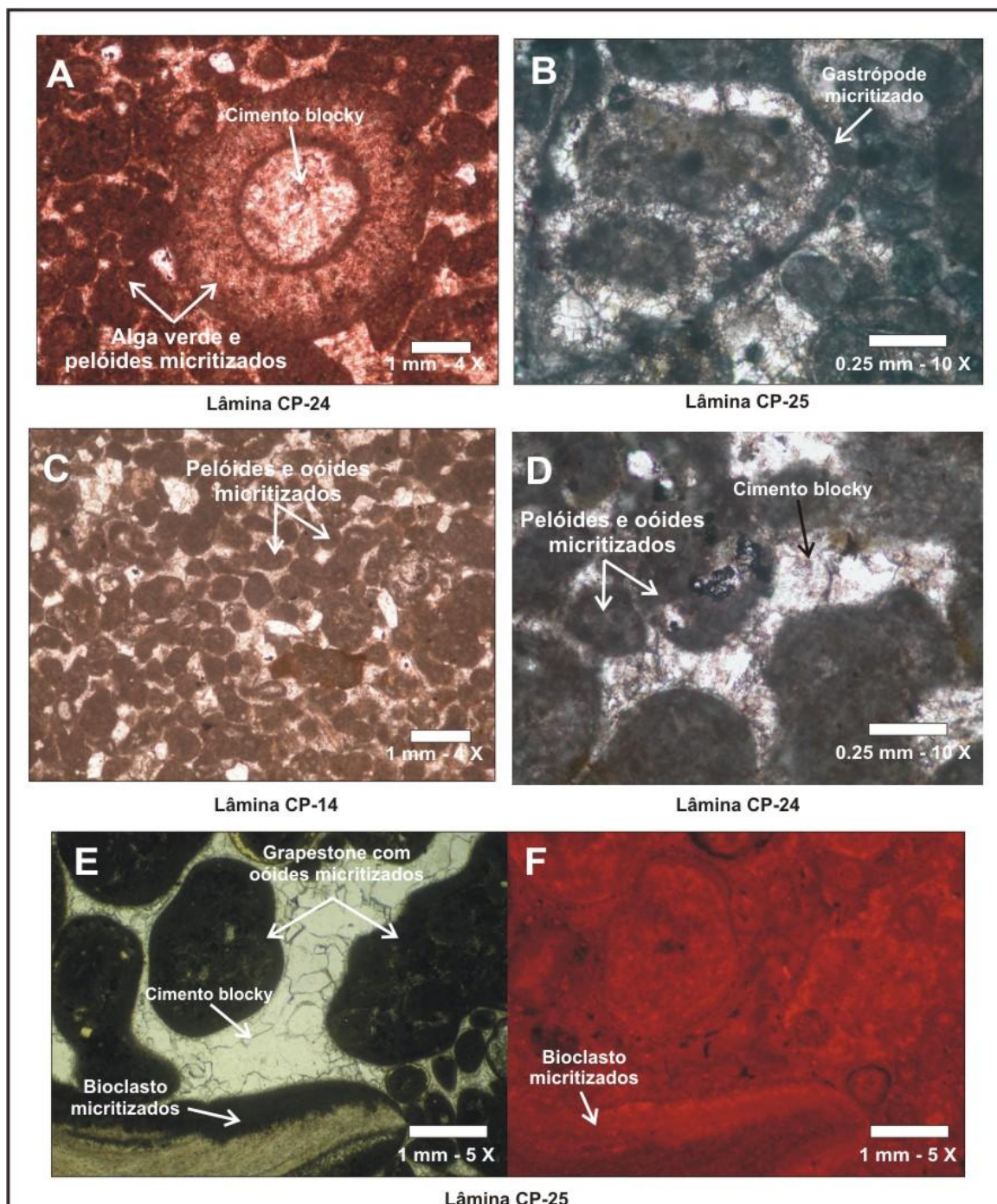


Figura 75 - Micritização dos grãos observados nas microfácies da Pedreira Carapeba. A: Algas verdes e pelóides micritizados (amostra tingida com ferricianeto de potássio). B: Gastrópode micritizado. C e D pelóides e oóides micritizados. E: *Grapestones* e bioclastos micritizados. F: Sob catodoluminescência a micrita é vermelha clara

A micritização representa o primeiro estágio da diagênese inicial (processo eogenético) e afeta por igual todos os grãos observados ao longo das microfácies da Pedreira Carapeba (Figura 75). Por sua vez o processo de micritização preserva o contorno dos bioclastos com mineralogia instável tais como gastrópodes e algas verdes, os quais sofreram dissolução e posteriormente foram preenchidos por calcita. Na maioria das microfácies da Pedreira Carapeba são comuns os pelóides, estes grãos geralmente compreendem fragmentos carbonáticos com alto grau de micritização e, portanto, sua natureza original é muito difícil de reconhecer. A micritização também mascara a microestrutura de grãos oolíticos. Sob análise com CL (catodoluminescência) a micrita exibe luminescência avermelhada, muito homogênea (Figura 75 F). Contudo, interpreta-se que o fenômeno da micritização teria acontecido no ambiente freático marinho estagnado. Segundo Longman (1980), muitos sedimentos depositados em lagunas começam sua história diagenética no ambiente freático marinho estagnado.

#### 5.1.2 Recristalização da matriz micrítica

O arcabouço das microfácies da Pedreira Carapeba, depositadas em condições de baixa energia apresenta uma fábrica grão suportada que teria tido inicialmente uma matriz micrítica. Na análise petrográfica se observou que a matriz micrítica remanescente foi ligeiramente recristalizada. A maior parte da matriz micrítica, no entanto, teria sido dissolvida já que a percentagem de microesparita ao longo da seção da Pedreira Carapeba é menor que 5% (Figura 76).

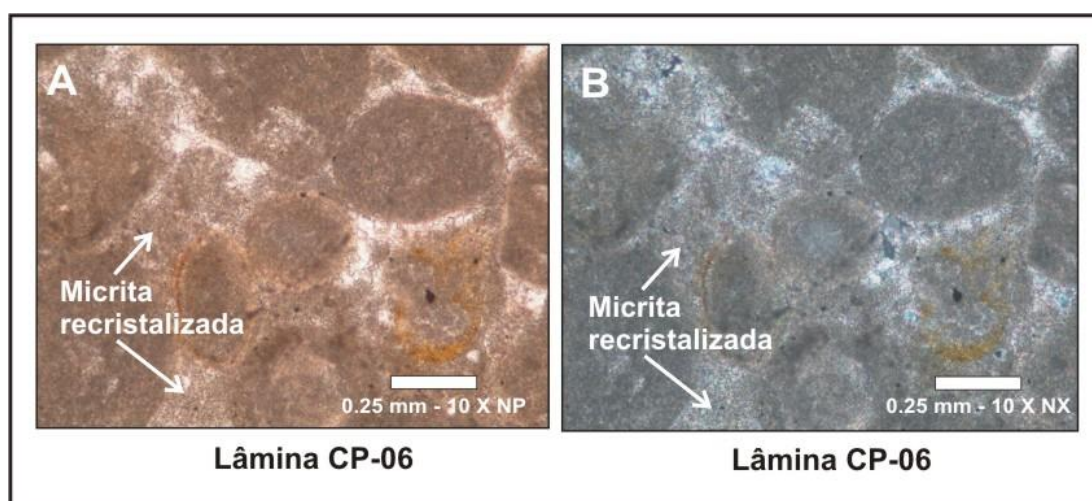


Figura 76 - Matriz micrítica ligeiramente recristalizada (A: nicóis paralelos; B: nicóis cruzados).

### 5.1.3 Cimento em franja dente de cão (cimento inicial)

Este consiste de cristais de calcita de forma escalenoedraal ou romboedros, crescendo de forma normal e subnormal ao substrato. O mesmo pode ser precipitado no ambiente meteórico e no ambiente de soterramento raso, mas também no ambiente freático marinho e hidrotermal (FLÜGEL, 2004). O cimento dente de cão compreende a primeira geração de cimento identificada nas microfácies da Pedreira Carapeba e teria sido precipitado no estágio da diagênese inicial (eodiagênese). Este se encontra contornando a borda externa e interna de alguns grãos e sua forma é escalenoedraal (Figura 77).

A composição elementar média deste cimento é  $(Ca_{99,24} Sr_{0,086} Mg_{0,63} Fe_0 Mn_0) (CO_3)_{100}$ . A sua composição elementar atual indica uma calcita baixa em Mg. Contudo, a relativamente alta concentração de Mg pode indicar que o cimento teria tido uma composição original de calcita alta em magnésio (*HMC, High- Mg calcite*).

A concentração de estrôncio é relativamente baixa e as baixas concentrações de Fe e Mn estão refletidas no seu caráter não luminescente, (Figura 84). As baixas concentrações de Fe e Mn indicam condições de precipitação em um ambiente oxidante. Interpreta-se que o cimento tenha precipitado em um ambiente marinho freático. O tamanho do cimento não permitiu a realização da análise da composição isotópica nos mesmos.

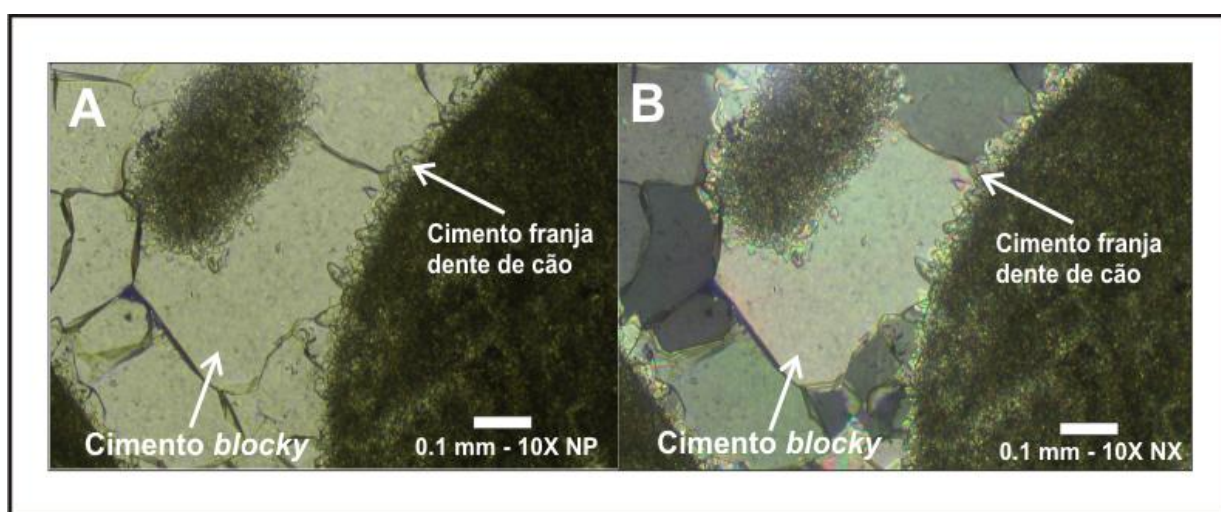


Figura 77 - Cimento em franja (dente de cão), correspondente a primeira geração de cimento gerada durante o estágio eogenético (A: nicóis paralelos – B: nicóis cruzados).

#### 5.1.4 Dolomitização

As microfácies descritas ao longo da Pedreira Carapeba, encontram-se parcial e/ou totalmente dolomitizadas (Figura 78). Nas microfácies que se encontram parcialmente dolomitizadas, a dolomitização é seletiva e afeta principalmente os elementos que se encontravam no espaço intergranular (matriz ou cimento) (Figura 78 A, B C e D). As rochas que foram afetadas por dolomitização total se encontram na parte intermediária da seção descrita na Pedreira Carapeba e não conservam relíquias da textura original (Figura 78 E e F).

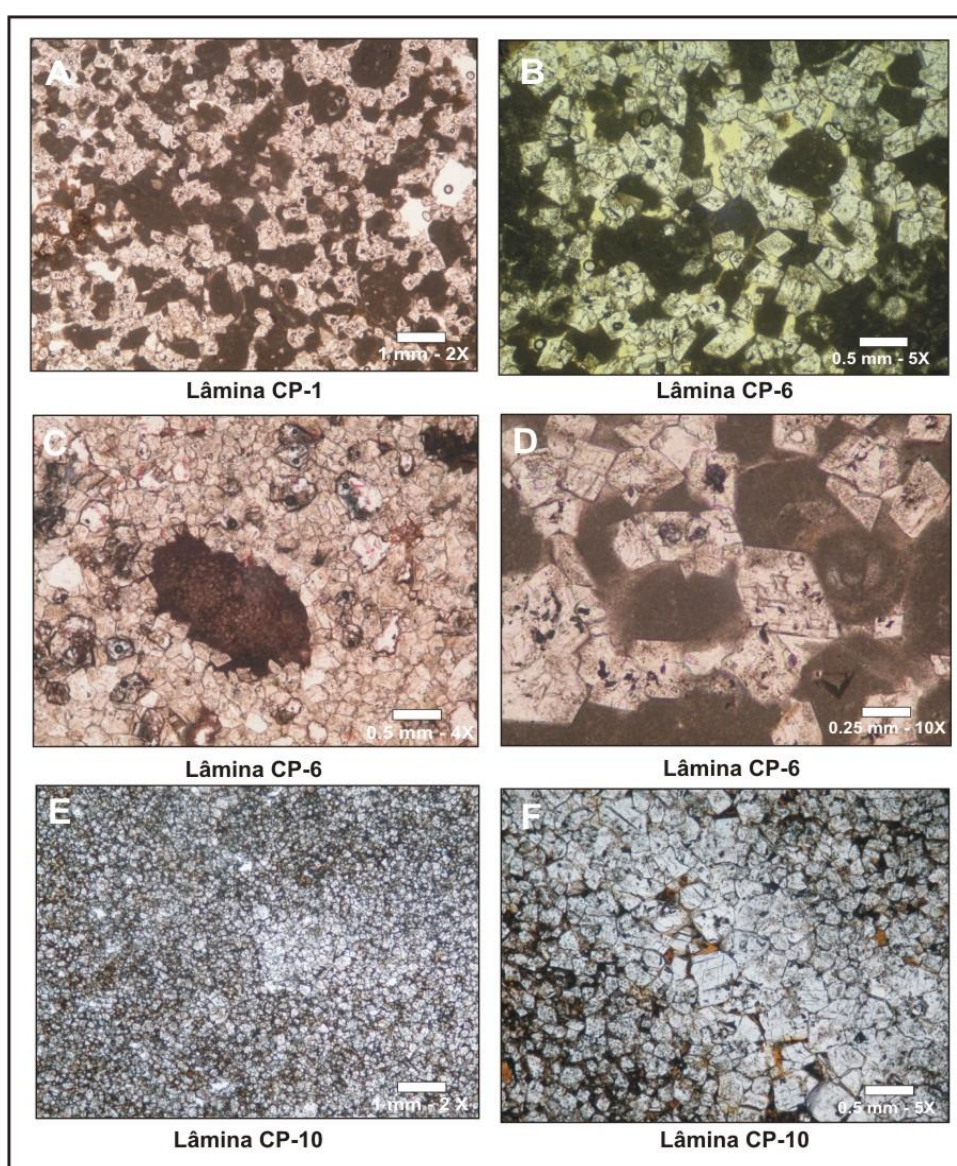


Figura 78 - Dolomitização total e parcial das microfácies da Pedreira Carapeba. As figuras A, B, C e D, mostram o processo de dolomitização seletiva, na qual grãos como pelóides, algas vermelhas e oóides não se encontram muito afetados pela dolomitização. As figuras E e F mostram a dolomitização total das microfácies sem preservação da textura deposicional original.

As dolomitas da Pedreira Carapeba formam mosaicos hipidiotópicos de tamanho polimodal (tamanhos entre 0,04 e 0,4 mm). Os cristais de dolomita no geral mostram um aspecto sujo e alguns reagem quando submetidos ao tingimento com ferricianeto de potássio e alizarina, indicando processos de dedolomitização (Figura 87). As margas que se encontram no final dos ciclos 1, 2 e 3 (Figura 21), correspondentes às fácies de laguna, também se encontram afetadas pela dolomitização. Nas observações realizadas no MEV (detector de elétrons retroespalhados, *BSD*) foi possível identificar cristais romboedrais de dolomita (Figura 79 A, B e C). As margas que se encontram para o topo da Pedreira Carapeba e que correspondem às fácies de inundação, se encontram relativamente pouco afetadas pela dolomitização (Figura 79 D).

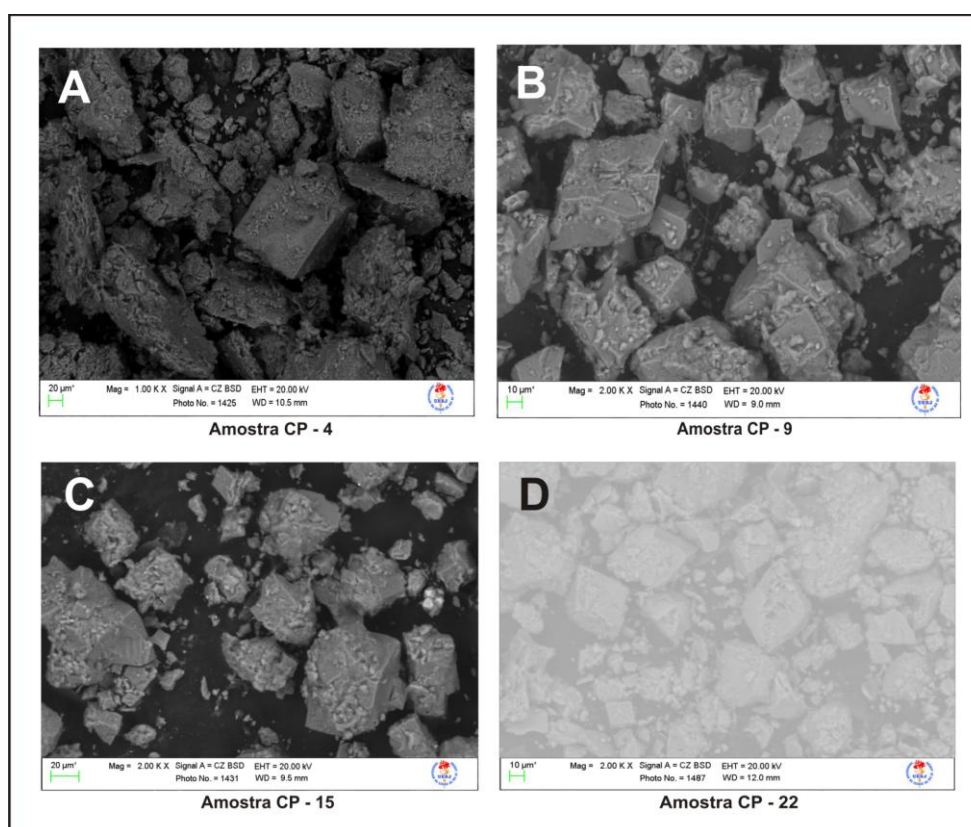


Figura 79 - Fácies compostas por margas observadas sob o MEV. As amostras CP-4, CP-9 e CP-15 compreendem margas dolomitizadas (Figuras. A, B e C). A amostra CP-22 se encontra pouco afetada pela dolomitização (Figura D).

Sob catodoluminescência os cristais menores de dolomita exibem uma cor vermelha homogênea (Figura 80 D). Os cristais maiores mostram um zoneamento, no qual se reconhece um núcleo com intensidade na luminescência muito baixa (marrom escuro) e uma borda vermelha clara (Figura 80 B e F). Muitos destes cristais de dolomita têm porosidade vugular no núcleo.



A composição elementar média da dolomita com cristais menores sem zoneamento sob catodoluminescência (Figura 80 D) é  $(Ca_{54,5} Mg_{45,04} Fe_{0,28} Mn_{0,0} Sr_{0,045}) (CO_3)_{100}$  e sua razão Mg/Ca é de 0.83, indicando que são dolomitas calcíticas. O conteúdo de Fe e Mn é relativamente baixo indicando condições oxidantes no ambiente de precipitação da dolomita. No entanto, o conteúdo de Fe é maior que o conteúdo de Mn, mas não o suficiente para considerar as mesmas como dolomitas ferrosas. As dolomitas ferrosas têm concentrações de Fe maiores a 2 mol% de  $FeCO_3$  (TUCKER & WRIGHT, 1990). A relativamente baixa quantidade de Sr pode indicar que o carbonato precursor da dolomita era de calcita baixa em Mg ou correspondia a fases metaestáveis já transformadas em fases mais estáveis. A concentração original do Sr também pode ter sido alterada pelos processos diagenéticos tardios.

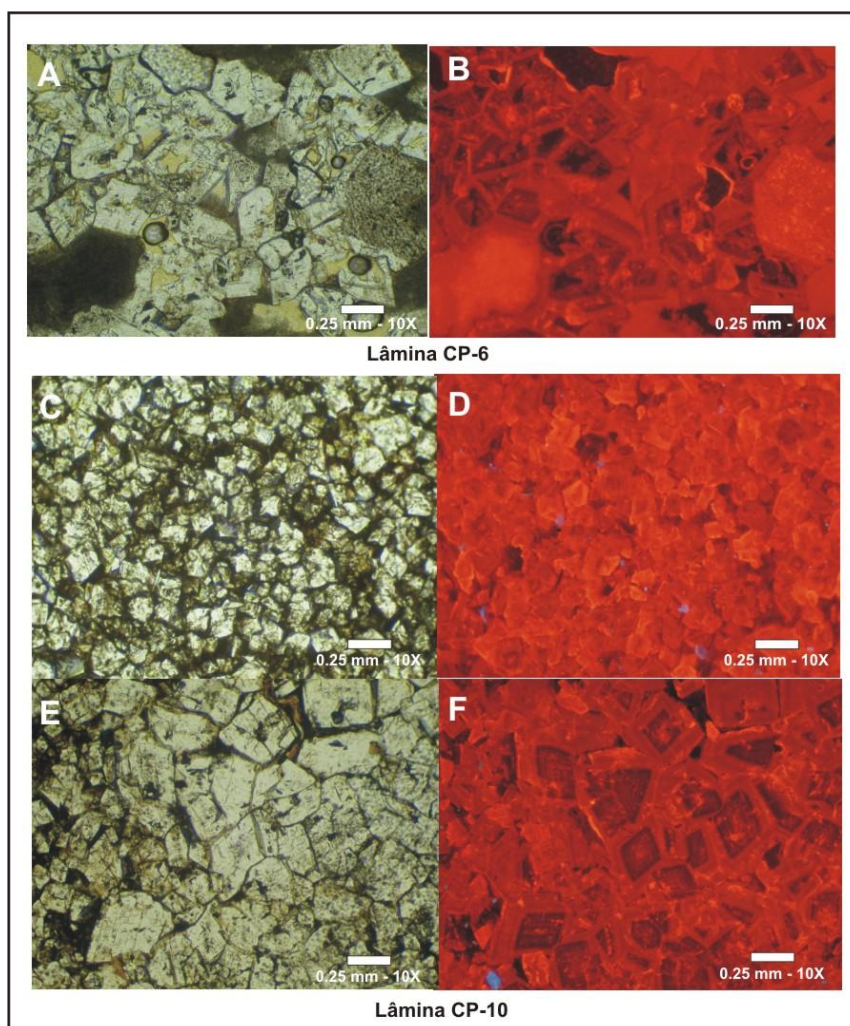


Figura 80 - Mosaico hipidiotópico da dolomita da Pedreira Carapeba. O tamanho dos cristais é polimodal. Sob catodoluminescência (CL) os cristais menores exibem uma cor vermelha homogênea (Figura D). Sob CL os cristais maiores exibem um zoneamento, no qual se diferencia um núcleo marrom escuro e uma borda externa vermelha clara (Figuras B e F).

Os cristais maiores com zoneamento sob catodoluminescência (Figura 80 F) têm a seguinte composição elementar média: Núcleo da dolomita:  $(Ca_{55,6} Mg_{43,8} Fe_{0,45} Mn_{0,031} Sr_{0,022}) (CO_3)_{100}$  – razão Mg/Ca: 0.78. Borda externa:  $(Ca_{54,2} Mg_{45,3} Fe_{0,27} Mn_{0,041} Sr_{0,02}) (CO_3)_{100}$  – razão Mg/Ca: 0.83. A razão Mg/Ca indica que as dolomitas são calcíticas, sendo que o núcleo da dolomita apresenta uma percentagem maior de Ca do que de Mg. No geral as percentagens de Fe e Mn são relativamente baixas, indicando condições oxidantes, mas o conteúdo de Fe é maior para o núcleo dos cristais de dolomita. As percentagens de Sr são muito baixas tanto no núcleo como na borda das dolomitas. Acredita-se, em função das baixas percentagens de Fe e Mn que as dolomitas não estejam associadas a processos de soterramento, além do mais na análise petrográfica se observou que o processo de dolomitização teria acontecido antes dos processos de compactação mecânica e química. De maneira geral, a composição elementar entre as dolomitas de menor tamanho e as dolomitas zonadas de maior tamanho é muito semelhante, sendo comum o fato de serem dolomitas não estequiométricas e não ferrosas. De acordo com Warren (2000) a dolomita tem uma tendência a ter uma estequiometria ideal quando é formada em ambientes evaporíticos. Mas vale ressaltar que no geral os cristais de dolomita da Pedreira Carapeba exibem feições de calcitização, (figuras 80, 86 e 87) e silicificação (Figura 89) e, portanto, a composição elementar pode estar afetada por estes fenômenos.

A composição isotópica das microfácies dolomíticas da Pedreira Carapeba varia de 0.61‰ e 3.92‰ para o oxigênio e oscila entre 2.37‰ e 4.83‰ para o carbono. Os resultados da análise isotópica das dolomitas da Pedreira Carapeba mostram que os valores do oxigênio são superiores à média do valor isotópico do  $\delta^{18}O$  para a água do mar durante o Cretáceo médio, quando o mesmo, oscilava entre -2‰ a -1‰ para o  $\delta^{18}O$  (VEIZER et al., 1999). A assinatura isotópica do carbono pode estar refletindo a composição isotópica do carbonato precursor (carbonato marinho). De acordo com Warren (2000), os valores entre 0‰ e 4‰ são tipicamente marinhos. Portanto, a assinatura isotópica mais pesada do oxigênio pode estar indicando condições de relativamente alta salinidade. A figura 81 mostra que a composição isotópica das dolomitas da Pedreira Carapeba das microfácies parcialmente dolomitizadas que se encontram para o topo da seção estratigráfica (amostra CP-19) se encontram no campo das dolomitas associadas a processos de refluxo a partir de fluidos hipersalinos. As microfácies totalmente dolomitizadas que estão na parte basal da seção estratigráfica (amostra CP-10), se encontram próximas tanto do campo das dolomitas associadas a sabkhas como das dolomitas associadas a modelos de refluxo.

Acredita-se, portanto, que o processo de substituição do calcário por dolomita na Pedreira Carapeba tenha ocorrido em um ambiente hipersalino e/ou penesalino (entre marinho normal e hipersalino). A origem do processo pode estar associada à presença de lagunas restritas cujas salmouras teriam infiltrado (modelo de refluxo), dolomitizando assim os carbonatos subjacentes.

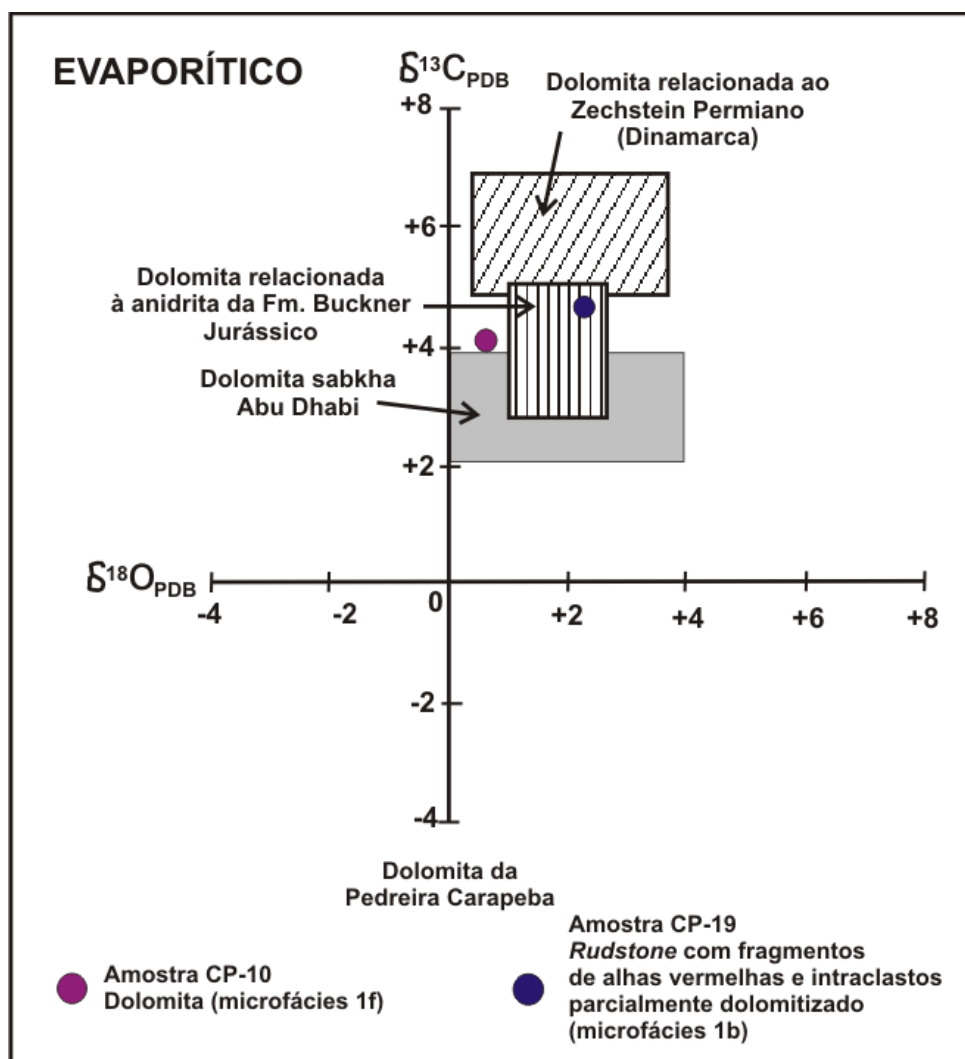


Figura 81 - Composição isotópica das dolomitas da Pedreira Carapeba, usando o esquema de composição isotópica de dolomitas associadas a modelos evaporíticos. A amostra CP-10 se encontra próxima tanto do campo das dolomitas associadas a sabkhas (sabkha Abu Dhabi) como das dolomitas do modelo de refluxo associadas às anidritas da Formação Buckner (Jurássico). As dolomitas da amostra CP-19, se encontra no campo das dolomitas associadas ao modelo de refluxo associada às anidritas da Formação Buckner (Jurássico).

Fonte: Modificada de Warren (2000).

A assinatura isotópica mais pesada do oxigênio nas dolomitas da Pedreira Carapeba pode indicar, ademais, que esta estava próxima da fonte (laguna com relativamente alta salinidade) que deu origem à dolomitização por infiltração das salmouras.

### 5.1.5 Compactação mecânica

O processo de compactação mecânica tanto pode ocorrer logo após a deposição do sedimento como durante a diagênese tardia no ambiente de soterramento. A compactação física compreende um dos principais processos responsáveis pela redução da porosidade (TUCKER e WRIGHT, 1990; TUCKER, 2001).

No caso das fácies da Pedreira Carapeba, o processo de compactação mecânica ocorreu na fase tardia da diagênese (estágio mesogenético) devido à sobrecarga sedimentar. A compactação física gerou um arcabouço muito bem empacotado, onde se identificaram contatos pontuais, retos, flutuantes, e côncavo-convexos entre os grãos (Figura 82 A, B e C).

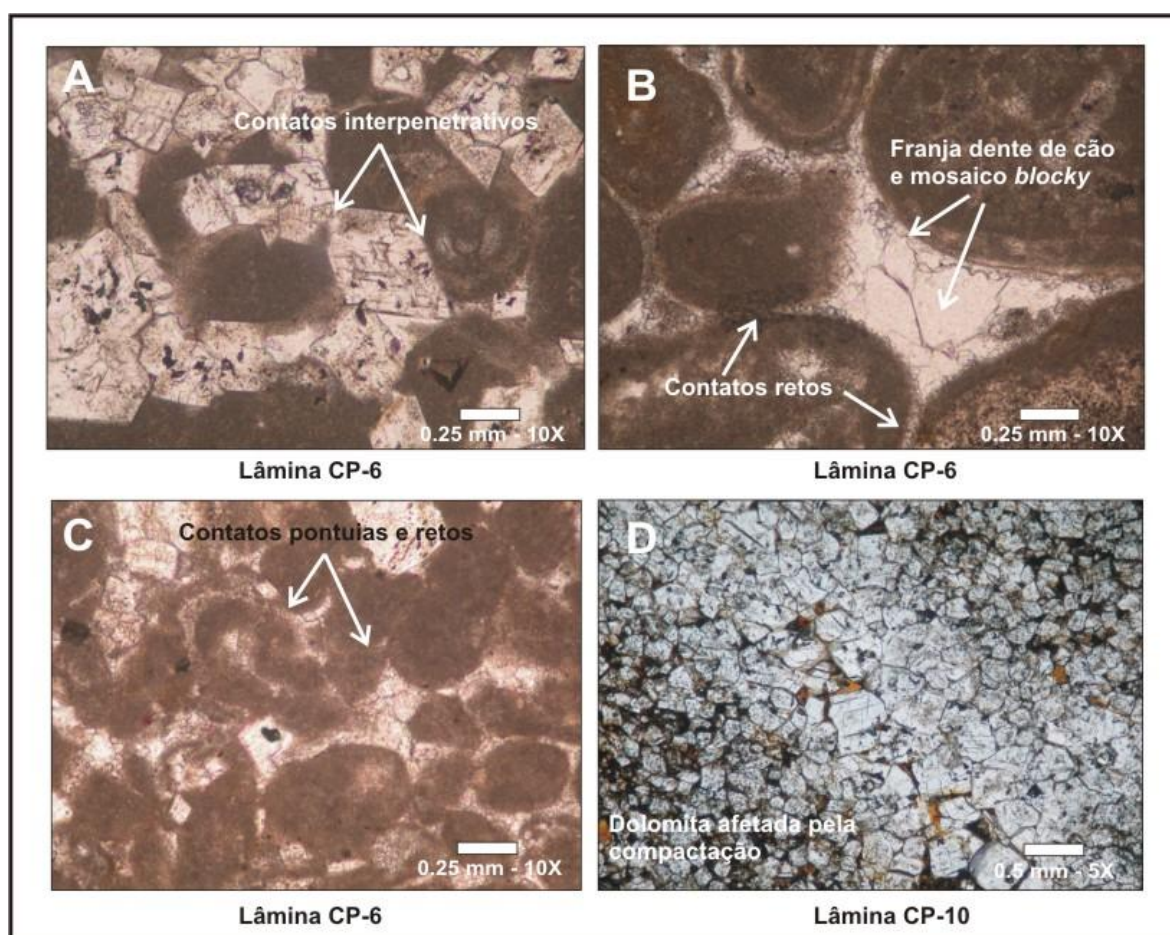


Figura 82 - Efeitos do processo de compactação mecânica nas microfácies da Pedreira Carapeba. A: contato interpenetrativo entre a dolomita e os pelóides; B: Espaço poroso preenchido por cimento (mosaico *blocky*), após a compactação mecânica; C: contato reto e pontual entre os grãos e contato interpenetrativo entre a dolomita e os grãos; D: Contatos retos, interpenetrativos e côncavo-convexos entre os cristais de dolomita. Os cristais de dolomita se encontram também muito quebrados.

A compactação física também gerou contatos suturados, interpenetrativos, retos e côncavo-convexos na fábrica cristalina da dolomita (Figura 82 D). O processo de compactação mecânica gerou fraturas, mas não se observaram estruturas estilolíticas (compactação química) e os grãos que compõem o arcabouço das microfácies tais como oóides e pelóides não se encontram muito deformados.

#### 5.1.6 Mosaico *blocky* (cimento tardio)

O cimento *blocky* constitui a segunda geração de cimento observada nas microfácies da Pedreira Carapeba e compreende um mosaico de cristais subedrais claros e limpos que sucedem o cimento em franja dente de cão (Figuras 84 A e C). No entanto, alguns espaços porosos têm o cimento *blocky* como a primeira geração de cimento (Figura 83).

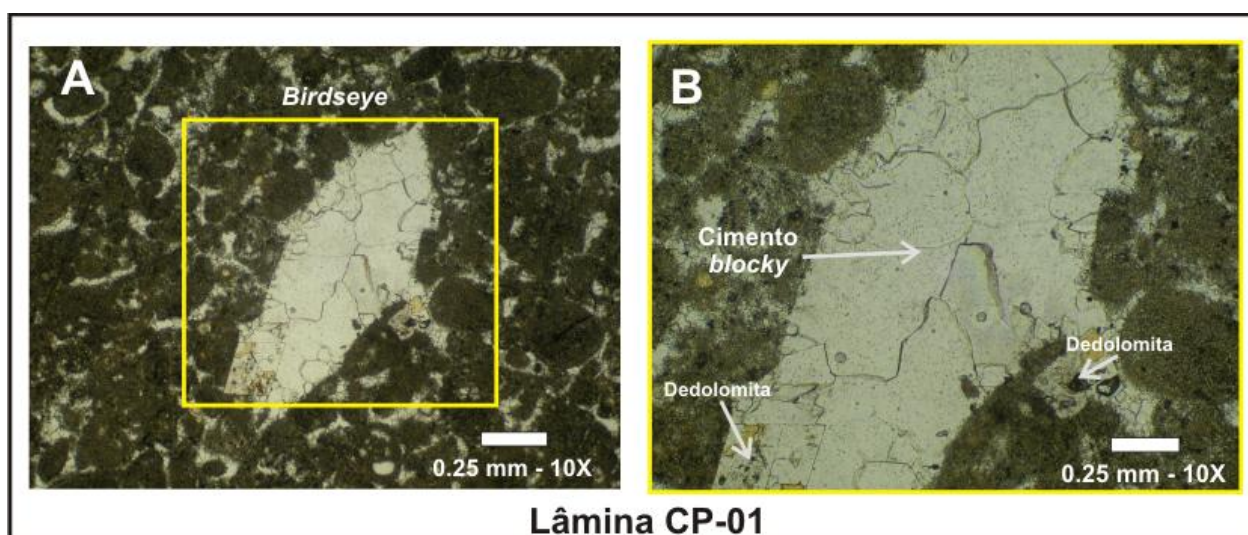


Figura 83. Estrutura *birdseye* criada por bioturbação e preenchida por mosaico *blocky*. A figura B mostra em detalhe alguns cristais de dolomita afetados por processos de dedolomitização.

Esta segunda geração de cimento se encontra preenchendo o espaço poroso intergranular que ficou após o processo de compactação mecânica. Também se encontram preenchendo a porosidade móldica dos bioclastos com mineralogia instável tais como algas verdes dasicladáceas e moluscos (bivalvos e gastrópodes). A mineralogia destes bioclastos é principalmente aragonítica e, portanto, podem ser facilmente dissolvidos. O cimento também preenche estruturas primárias tipo *birdseye*, a origem destas cavidades pode ser atribuída à ação de organismos (Figura 83).

Mas a presença destas cavidades é pouco comum ao longo da seção estratigráfica da Pedreira Carapeba. Geralmente, a percentagem do cimento *blocky* ao longo da Pedreira Carapeba é muito baixa, oscilando entre 5% e 10%. Também se observaram cristais de dolomita afetados por processos de dedolomitização, indicando por sua vez que a precipitação do cimento *blocky* aconteceu após a dolomitização (Figura 83 B).

O tingimento do cimento drusiforme com alizarina e ferricianeto de potássio sugere que se trata de um cimento não ferroso. Sob catodoluminescência o mosaico *blocky* apresenta um ligeiro zoneamento, no qual foram identificadas duas fases de crescimento dos cristais denominadas IIA, IIB (Tabela 3) (Figura 84 B, D). Este ligeiro zoneamento pode estar refletindo as variações na química do fluido do poro, ou variações na taxa de crescimento dos cristais. O cimento IIA compreende o primeiro estágio de desenvolvimento do mosaico *blocky* e sob catodoluminescência é vermelho claro opaco. A composição elementar do primeiro estágio (cimento IIA) é  $(\text{Ca}_{98,5} \text{Sr}_{0,064} \text{Mg}_{1,32} \text{Fe}_0 \text{Mn}_{0,094}) (\text{CO}_3)_{100}$ . Como destaque observa-se a baixa percentagem de Fe com relação ao Mn, indicando provavelmente condições sub-óxicas no ambiente de precipitação do cimento que permitiram uma maior incorporação do Mn. Porém as concentrações de Mn ainda são consideradas baixas. O Mg tem concentrações relativamente altas e as concentrações de Sr são relativamente baixas. O cimento IIB, se caracteriza por apresentar uma intensidade na luminescência muito baixa (vermelho escuro opaco), e sua composição elementar é  $(\text{Ca}_{99,1} \text{Sr}_{0,061} \text{Mg}_{0,82} \text{Fe}_{0,015} \text{Mn}_{0,028}) (\text{CO}_3)_{100}$ . As concentrações de Fe e Mn continuam baixas, sendo a concentração do Mn um pouco maior à do Fe. As concentrações de Sr mantêm quase a mesma percentagem e as concentrações de Mg continuam relativamente altas. De acordo com Marshall (1988), as variações na CL, também dependem da quantidade de Fe e Mn disponível, a natureza oxido - redutora dos fluidos, da temperatura e da mineralogia original. Em geral observa-se que o conteúdo de Mn é um pouco maior à concentração de Fe, indicando que o cimento *blocky* pode ter precipitado sob condições sub-óxicas. O Mg tem concentrações relativamente altas indicando que houve condições de maior interação água-rocha (sistema fechado). O fluido de formação também poderia ter sido enriquecido em Mg pela dissolução de grãos de calcita magnesiana. A composição isotópica deste cimento é -9.49 para o  $\delta^{18}\text{O}$  e de 0.785 para o  $\delta^{13}\text{C}$ . A assinatura isotópica mais pesada do carbono pode indicar que o carbono é derivado da própria rocha calcária. Segundo Tucker e Wright (1990), a composição isotópica do  $\delta^{13}\text{C}$  dos cimentos de soterramento é semelhante aos valores da água do mar. A composição isotópica mais leve do oxigênio pode estar indicando condições de alta temperatura.

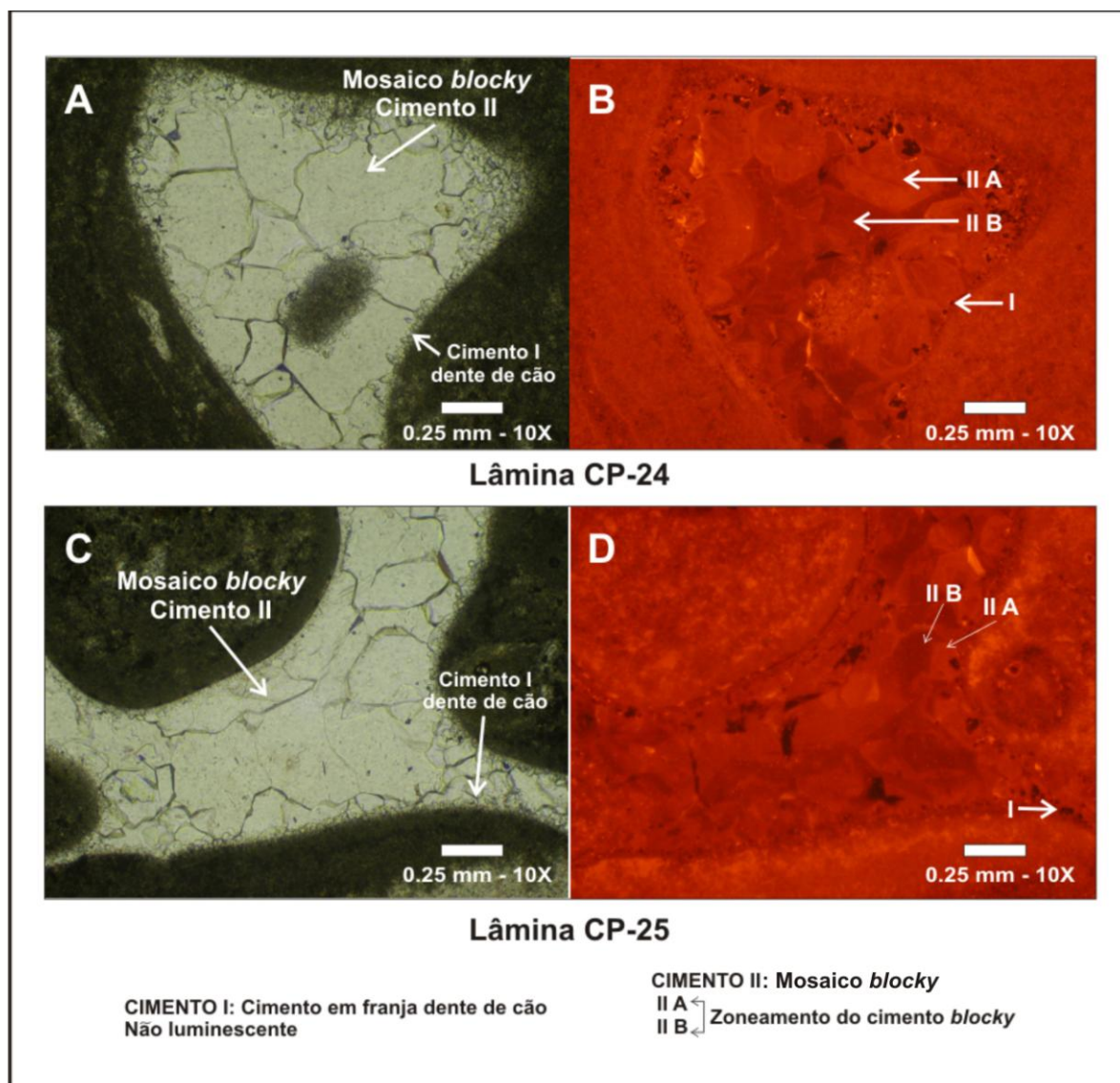


Figura 84 - Cimento dente de cão e mosaico *blocky*, correspondente à primeira e segunda geração de cimentos (cimento I e II respectivamente) observados nas microfácies da Pedreira Carapeba.

Tabela 3 - Composição química das principais gerações de cimento (I, II e III) observadas nas microfácies da Pedreira Carapeba. Resultados obtidos com a microsonda eletrônica (EPMA).

Cimento	CONCENTRAÇÃO (Mol %carbonato)					Textura	Características CL
	SrCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>	CaCO <sub>3</sub>		
I	0,086	0,63	0,00	0,00	99,24	Franja dente de cão	Não luminescente
IIA	0,064	1,32	0,00	0,094	98,5	Mosaico <i>blocky</i>	Vermelho claro Opaco
IIB	0,061	0,82	0,015	0,028	99,1	Mosaico <i>blocky</i>	Vermelho escuro opaco
III	0,043	0,87	0,00	0,00	99,0	Mosaico equigranular	Não luminescente

Interpreta-se que o cimento *blocky*, pode ter sido precipitado no ambiente de soterramento. As altas concentrações de Mg e a composição isotópica mais pesada do  $^{13}\text{C}$  permitem descartar que o cimento tenha sido precipitado a partir de águas meteóricas. A figura 85, mostra o mosaico *blocky* tardio da Pedreira Carapeba no campo de cimentos precipitados no ambiente de soterramento de acordo com o esquema de Hudson (1975 apud SCOFFIN, 1987).

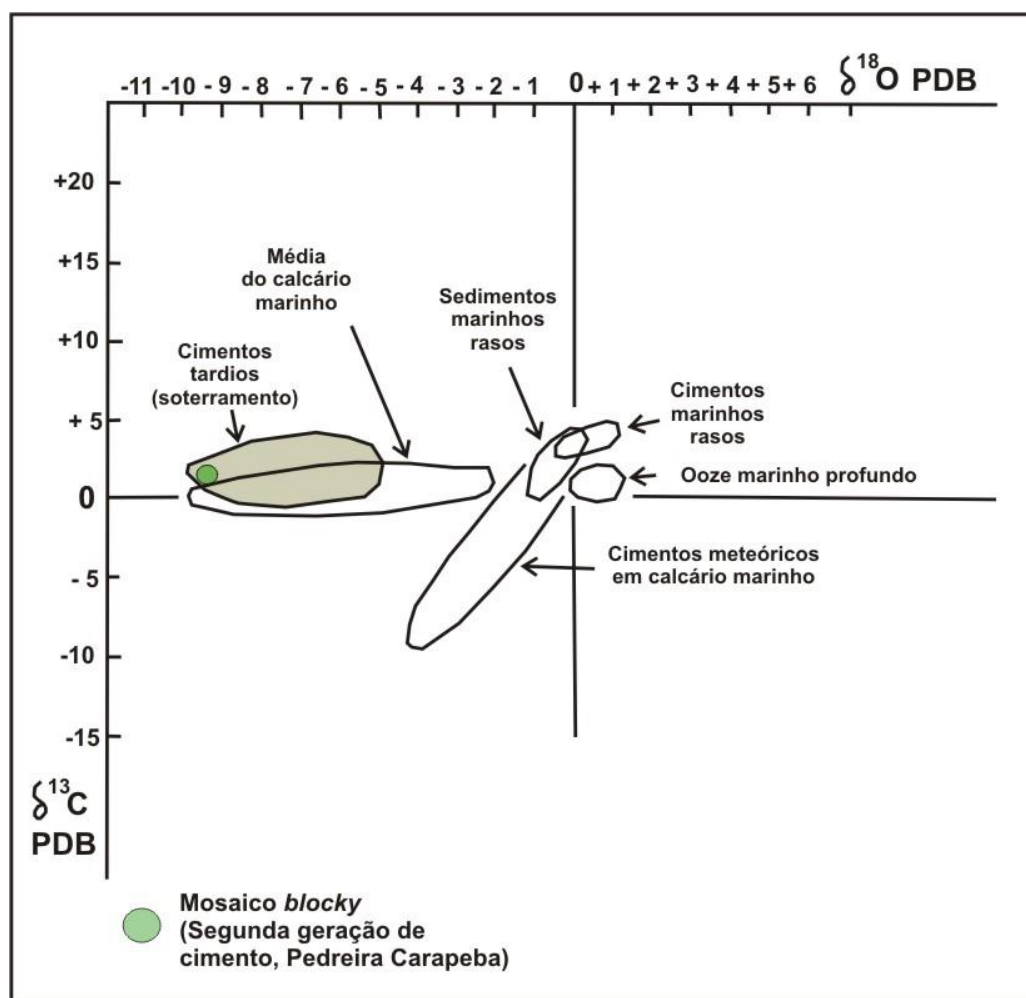


Figura 85 - Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  para carbonatos de várias origens. A figura mostra a composição isotópica da segunda geração de cimento (mosaico *blocky*) da Pedreira Carapeba, no campo dos cimentos precipitados no ambiente de soterramento.

Fonte: Modificado de Hudson (1975 apud SCOFFIN, 1987).

#### 5.1.7 Cimento equigranular tardio e dedolomitização

O cimento equigranular tardio está representado por um mosaico de cristais anedrais (Figura 86 A e C). Esta compreende a terceira e última geração de cimento observada na Pedreira Carapeba e se encontra preenchendo a porosidade secundária gerada por dissolução das microfácies dolomíticas (microfácies 1f).



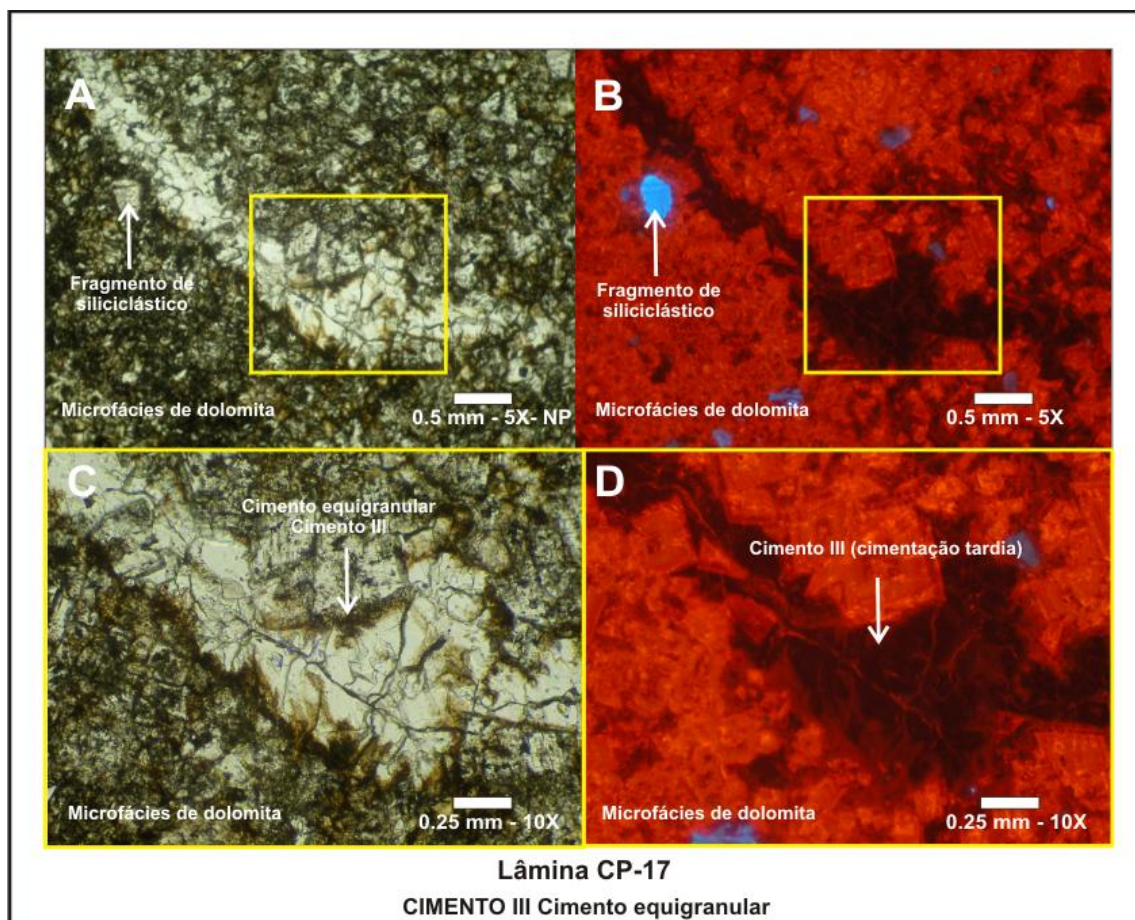


Figura 86 - Dolomitas calcitizadas e calcita equigranular da Pedreira Carapeba. Os cristais de dolomita se encontram corroídos e com aspecto muito sujo a causa da calcitização e silicificação (figuras A e C). Destaca-se também a presença de grãos siliciclásticos (figuras B e D). Sob catodoluminescência o cimento equigranular (cimento III) é não luminescente (figuras B e D).

Sob catodoluminescência o cimento equigranular tardio, é não luminescente (Figura 86 B e D) e sua composição elementar média é  $(Ca_{99,0} Sr_{0,043} Mg_{0,87} Fe_0 Mn_0) (CO_3)_{100}$ . As baixas concentrações de Fe e Mn indicam condições oxidantes no ambiente de precipitação do cimento. As concentrações de Sr são relativamente baixas, mas as relativamente altas concentrações de Mg podem estar indicando a incorporação do Mg vindo da dissolução da dolomita. Interpreta-se que o cimento pode ter precipitado a partir de fluidos meteóricos na zona telogenética. A calcitização observada nas dolomitas da Pedreira Carapeba podem ser devidas à precipitação desta última geração de cimento. As dedolomitas da pedreira Carapeba reagem parcial ou totalmente quando submetidas ao tingimento com alizarina e ferricianeto de potássio (Figuras 87 A, B e D) e mostram cristais muito corroídos por causa da precipitação do cimento tardio. Contudo, ressalta-se, que a dedolomitização afeta tanto as microfácies com dolomitização parcial (Figura 87 A e B) como as microfácies totalmente dolomitizadas (Figuras 87 C e D).

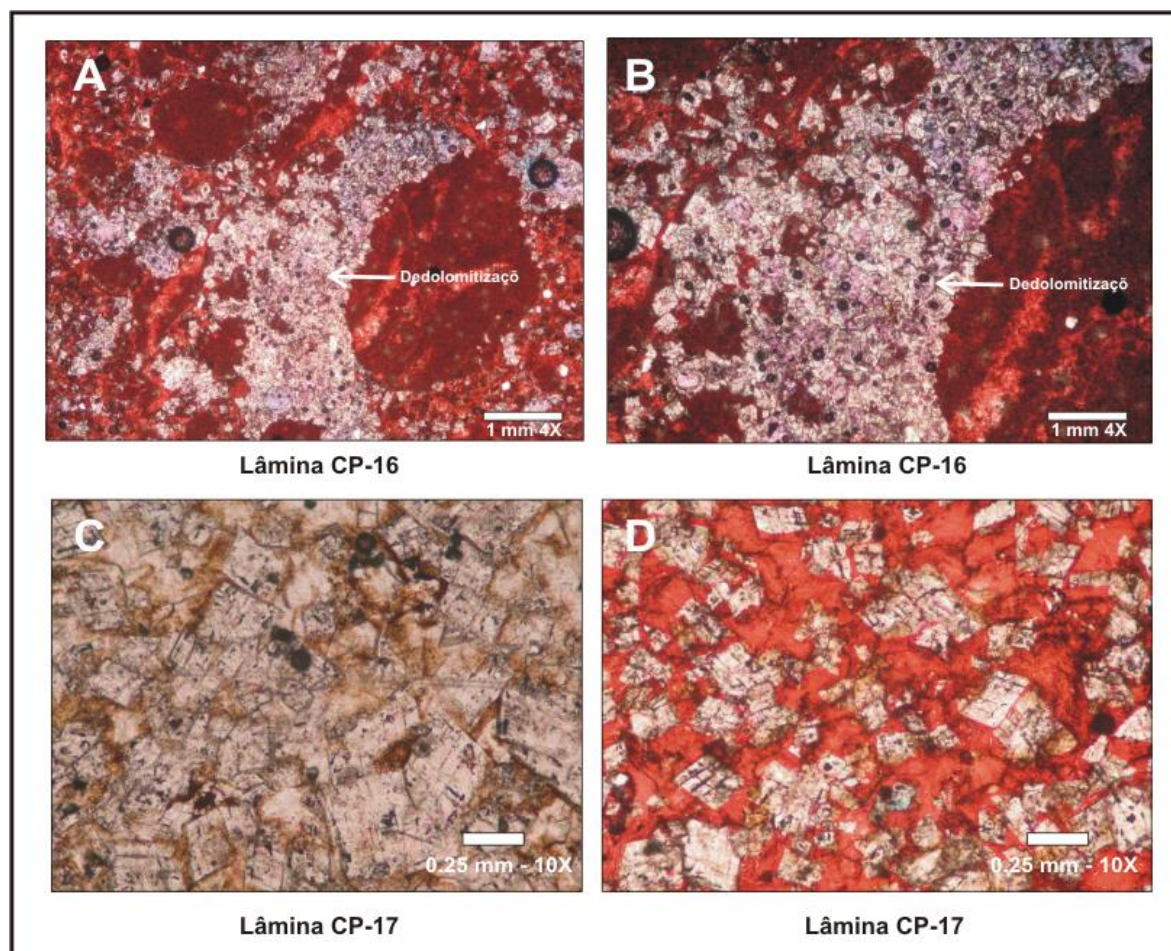


Figura 87 – Produto da dedolomitização. A e B: Amostras tingidas com ferricianeto de potássio e alizarina evidenciando o processo de calcitização da dolomita (microfácies parcialmente dolomitizadas). C: Cristais de dedolomita corroídos pela calcitização. D: Amostra tingida com ferricianeto de potássio e alizarina ilustrando a dedolomitização e precipitação de cimento tardio na porosidade intercrystalina. Vale salientar que os cristais de dolomita também se encontram silicificados.

#### 5.1.8 Dissolução

O processo de dissolução em rochas carbonáticas tem um papel fundamental no realce da porosidade. Nas microfácies da Pedreira Carapeba a criação de porosidade secundária por dissolução faz parte dos processos diagenéticos tardios e teria acontecido durante a telodiagênese, sendo os fluídos meteóricos os responsáveis pela dissolução (Figura 88). A percentagem de porosidade observada, no entanto, foi mínima (5% aproximadamente). Nas microfácies dolomíticas se observou que a percentagem de porosidade é menor ou igual a 8%. O tipo mais comum de porosidade identificado nas microfácies da Pedreira Carapeba foi a porosidade vugular (fábrica não seletiva) criada pela dissolução de grãos, cimento e dolomita (Figura 88 A, B, C e D).

Também se observou porosidade do tipo fratura (fábrica não seletiva), realçada pela dissolução após o processo de compactação mecânica. Destaca-se também que o tamanho dos poros é muito pequeno (menor que 2 mm).

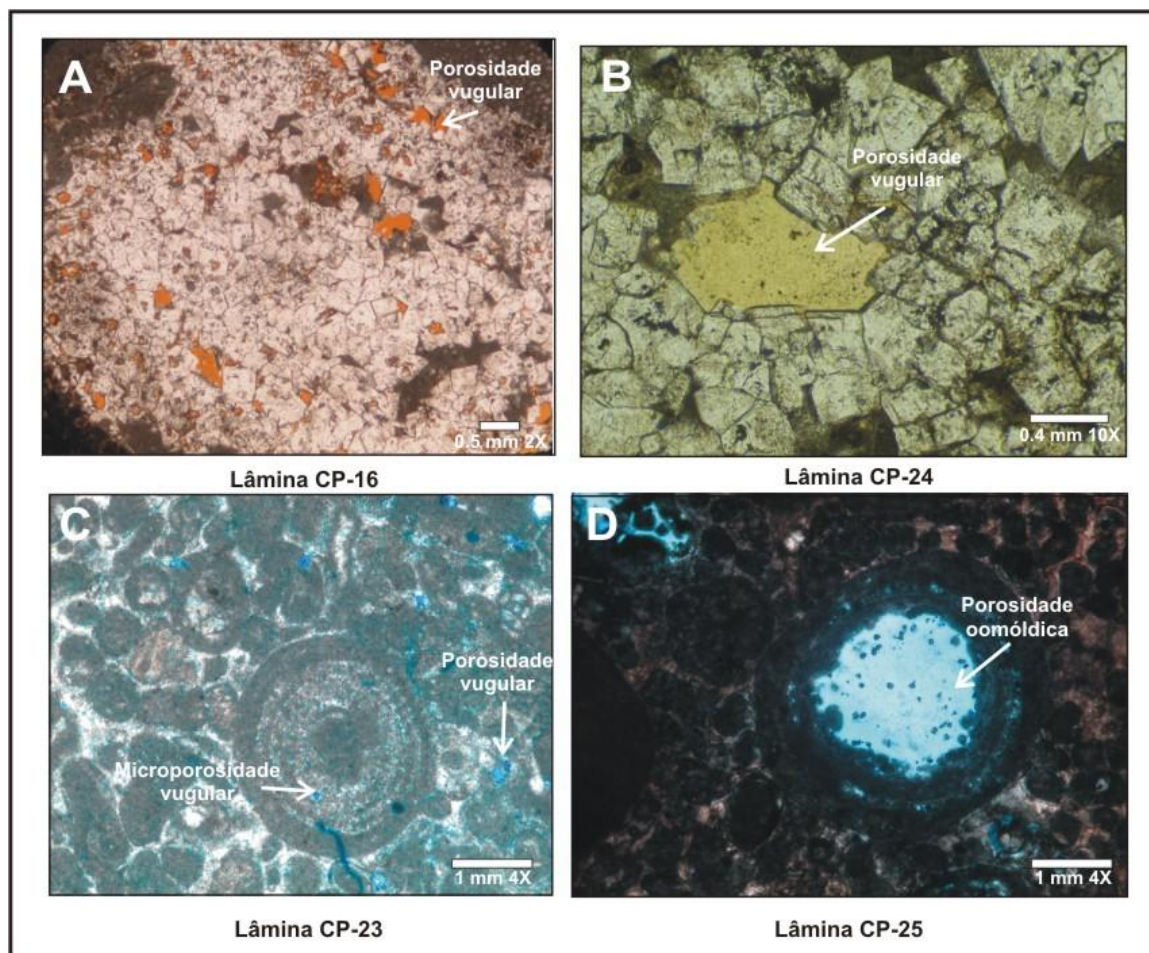


Figura 88 - Porosidade observada na Pedreira Carapeba, sendo a porosidade vugular a mais comum. A e B Porosidade vugular por dissolução de dolomita. C: Microporosidade vugular em grãos e cimento. D: Porosidade vugular por dissolução no núcleo dos oóides. As mostras das figuras C e D foram tingidas com corante azul para realçar a porosidade.

### 5.1.9 Silicificação

Uma ampla variedade de sedimentos é comumente afetada por silicificação tanto em calcários de ambiente marinho profundo como em calcários marinhos rasos. As principais fontes de sílica nos sedimentos são: Carapaças e elementos esqueletais silíceos (espículas de esponja, diatomáceas e radiolários), entrada de soluções por drenagens vindas do continente carregando produtos da meteorização em climas áridos, e fornecimento de sílica em solução por sistemas vulcânicos hidrotermais.

A silicificação das rochas carbonáticas envolve tanto a substituição do carbonato por sílica como a precipitação de cimento de sílica preenchendo poros (SCHOLLE e SCHOLLE, 2003; FLÜGEL, 2004). A silicificação nas microfácies da Pedreira Carapeba compreende o último evento diagenético (diagênese tardia) e teria acontecido durante o estágio telogenético. A silicificação se encontra substituindo preferencialmente a dolomita e a terceira geração de cimento (cimento equigranular), responsável pela calcitização da dolomita (Figura 89).

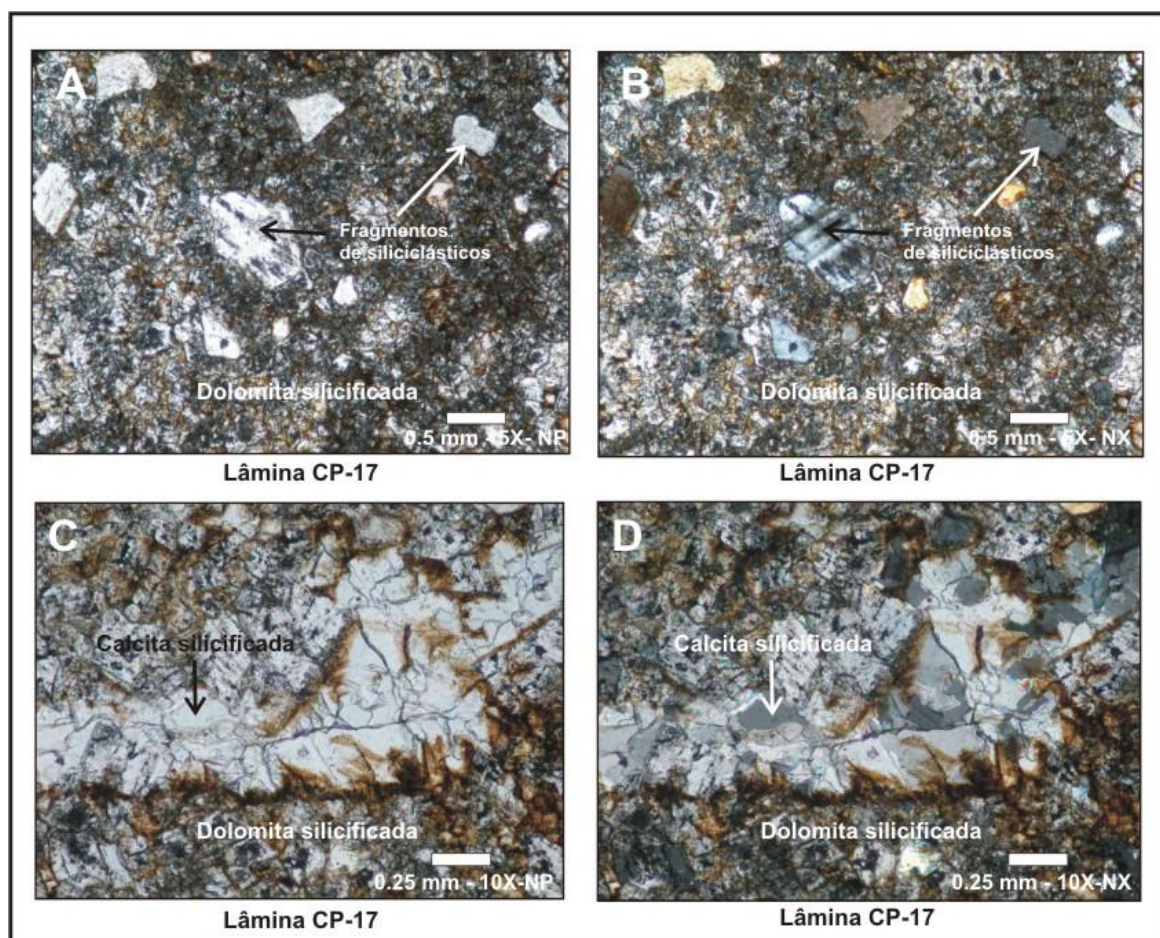


Figura 89 - Produto da silicificação. A e B: Fragmentos de siliciclásticos e fácies de dolomita substituída por sílica. C e D: Silicificação do cimento equigranular e da dolomita.

Embora silicificados a calcita e a dolomita conservam sua textura original. Acredita-se que a fonte da sílica seja a entrada de águas meteóricas vindas do continente, carregadas com materiais siliciclásticos.

## 5.2 Petrografia, geoquímica e diagênese da Pedreira Catitú

Na Pedreira Catitú foram descritas as microfácies 2 e 5 presentes nos ciclos 1 e 2 respectivamente (Figura 26). A figura 90 mostra a sequência diagenética idealizada dos produtos diagenéticos identificados na seção estratigráfica da Pedreira Catitú.

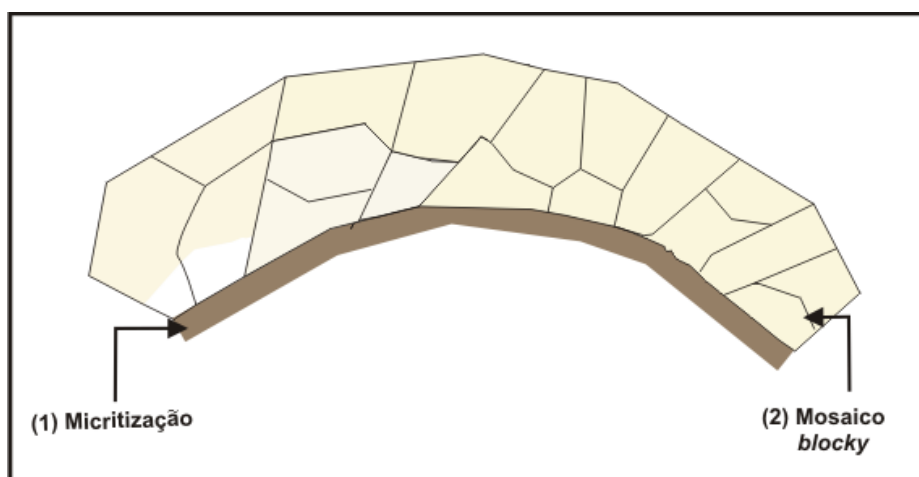


Figura 90 - Sequência idealizada dos produtos diagenéticos identificados no perfil estratigráfico da Pedreira Catitú.

### 5.2.1 Micritização

No ambiente marinho freático estagnado a formação de *grapestones* e agregados é comum (Figura 91 A). A amalgamação destes grãos é mediada pela ação microbiana (TUCKER, 2001), sendo que nestas áreas a micritização de grãos também se faz presente (REID e MACCINTYRE, 1998, apud TUCKER, 2001). A micritização compreende, assim, o primeiro evento diagenético identificado nas fácies da Pedreira Catitú. Este processo teria acontecido no ambiente marinho (estágio eogenético). A micritização mascara a microestrutura da maioria dos oóides. Os oncóides e pelóides também exibem um alto grau de micritização, indicando, assim, intensa atividade microbiana. Vale ressaltar que em alguns grãos oolíticos é possível identificar uma ligeira microestrutura tangencial. O contorno dos bioclastos também foi perturbado pela ação de microrganismos formando contornos micritizados (Figura 91 B) e microperfurações preenchidas por micrita (Figura 91 C). Sob catodoluminescência os envelopes de micrita exibem uma cor que varia de vermelha escura a marrom (Figura 91 D). Não se observaram cimentos marinhos da diagênese inicial, pois, provavelmente, foram dissolvidos.

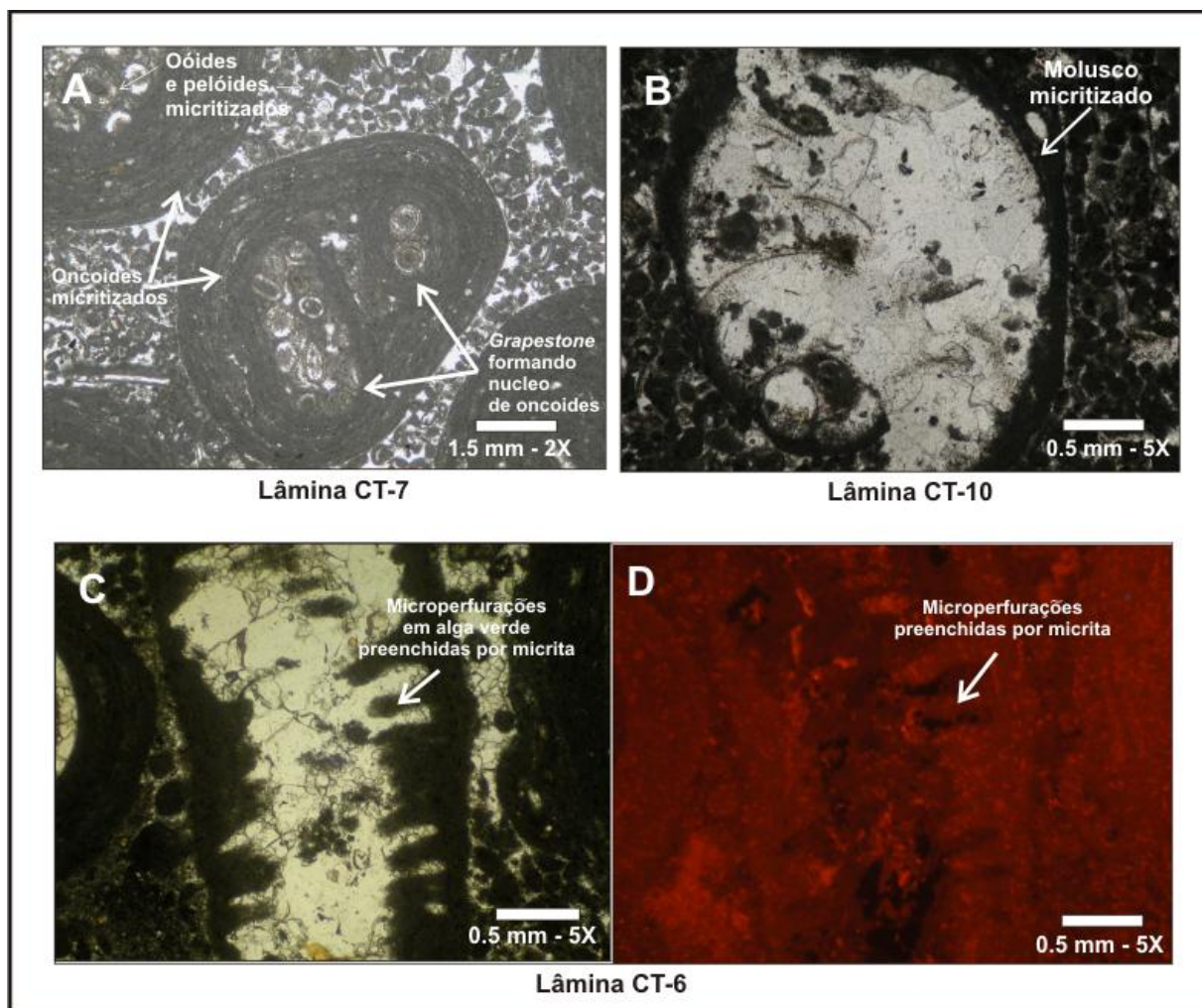


Figura 91 – Produto da micritização na Pedreira Catitú. A: *Grapestone* formado por oóides e formando por sua vez o núcleo de oncóides, todos os grãos apresentam-se altamente micritizados; B: Molusco com contorno micritizado; C e D: Microperfurações preenchidas por micrita em uma alga verde. Sob catodoluminescência a micrita é marrom escuro.

### 5.2.2 Compactação mecânica e química

A compactação física compreende um dos processos da fase diagenética tardia (estágio mesogenético). O avanço da compactação mecânica gerou um arcabouço muito bem empacotado com contatos muito próximos entre os grãos (Figura 92). Os tipos de contatos observados entre os grãos foram principalmente reto, pontual e flutuante. Também se observaram contatos côncavo-convexos, mas são menos comuns. A compactação mecânica também gerou fraturas que foram preenchidas por cimento posteriormente (Figura 92 B). Também se observaram contatos suturados associados a processos de compactação química (microestilolitos), mas são pouco comuns ao longo do perfil estratigráfico da Pedreira Catitú (Figura 92 C).

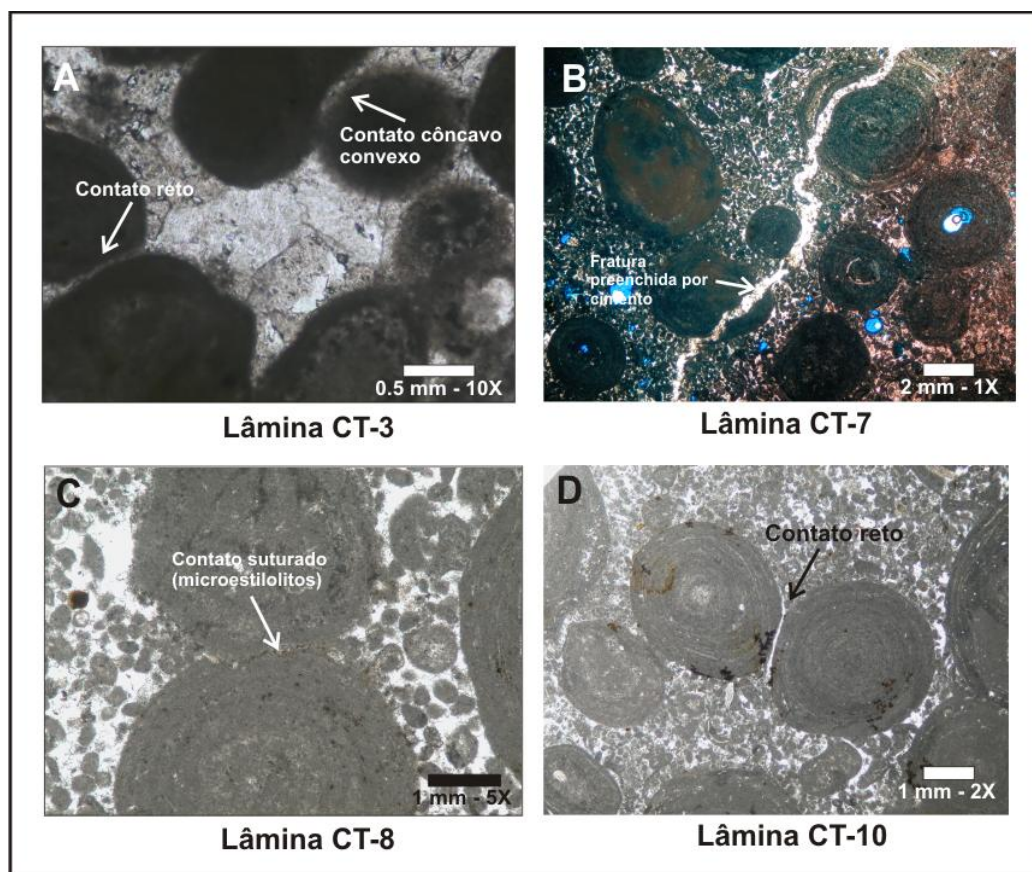


Figura 92 - Compactação mecânica mostrando o empacotamento da rocha e alguns dos contatos identificados. A: fácies oólicas (microfácies 2) com contatos retos, pontuais e côncavo-convexos. B: Fratura preenchida por cimento (microfácies 5); C: Contato suturado entre oncóides; D Contato reto entre oncóides (microfácies 5).

### 5.2.3 Mosaico *blocky* (cimento tardio)

Este compreende a primeira e única geração de cimento observada nas microfácies da Pedreira Catitú e se encontra preenchendo principalmente porosidade do tipo fenestral (Figura 93 A e B). O mesmo preenche também a porosidade intrapartícula de bioclastos aragoníticos (moluscos e algas verdes) (Figura 91 B e C). Este cimento também foi ainda observado no espaço poroso intergranular e nas fraturas geradas pela compactação mecânica (Figura 92 A e B). O mosaico *blocky* tem uma fábrica cristalina inequigranular com cristais subdrais de calcita de aspecto claro e limpo. De acordo com Flügel (2004) o mosaico *blocky* é característico do ambiente diagenético meteórico freático, porém também pode ocorrer no ambiente de soterramento. Não se observaram cimentos marinhos sinsedimentares, provavelmente por terem sido dissolvidos. A percentagem de cimento oscila entre 5% e 10% aproximadamente e o tingimento do cimento com alizarina e ferricianeto de potássio indica que o cimento é não ferroso.

A análise com catodoluminescência, neste cimento revela cristais sem um zoneamento muito bem desenvolvido, sendo a intensidade da luminescência no geral muito baixa (marrom opaco) e muito homogênea (Figura 94).

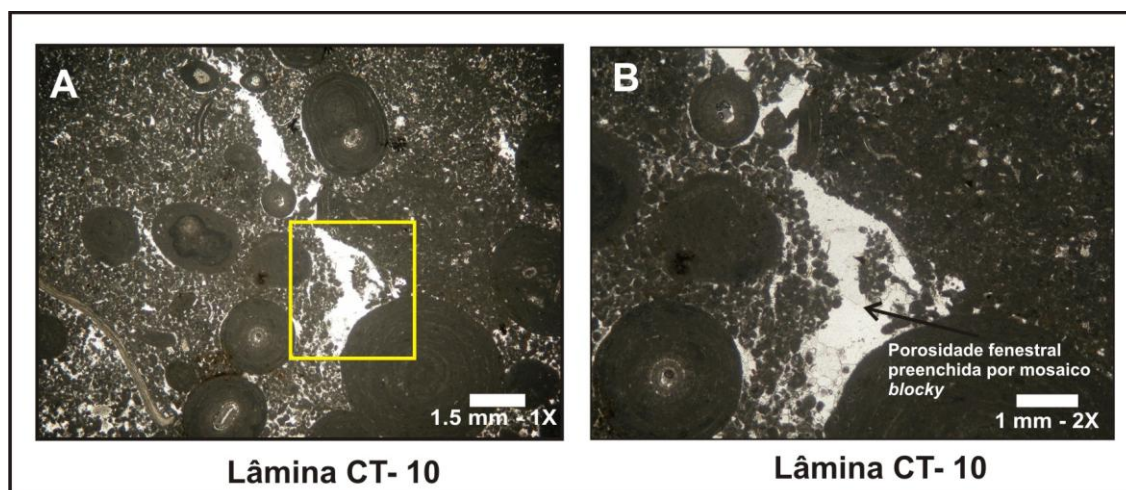


Figura 93 - Porosidade fenestral preenchida pelo mosaico *blocky*. Microfácies 5 (*Rudstone* oncolítico oolítico).

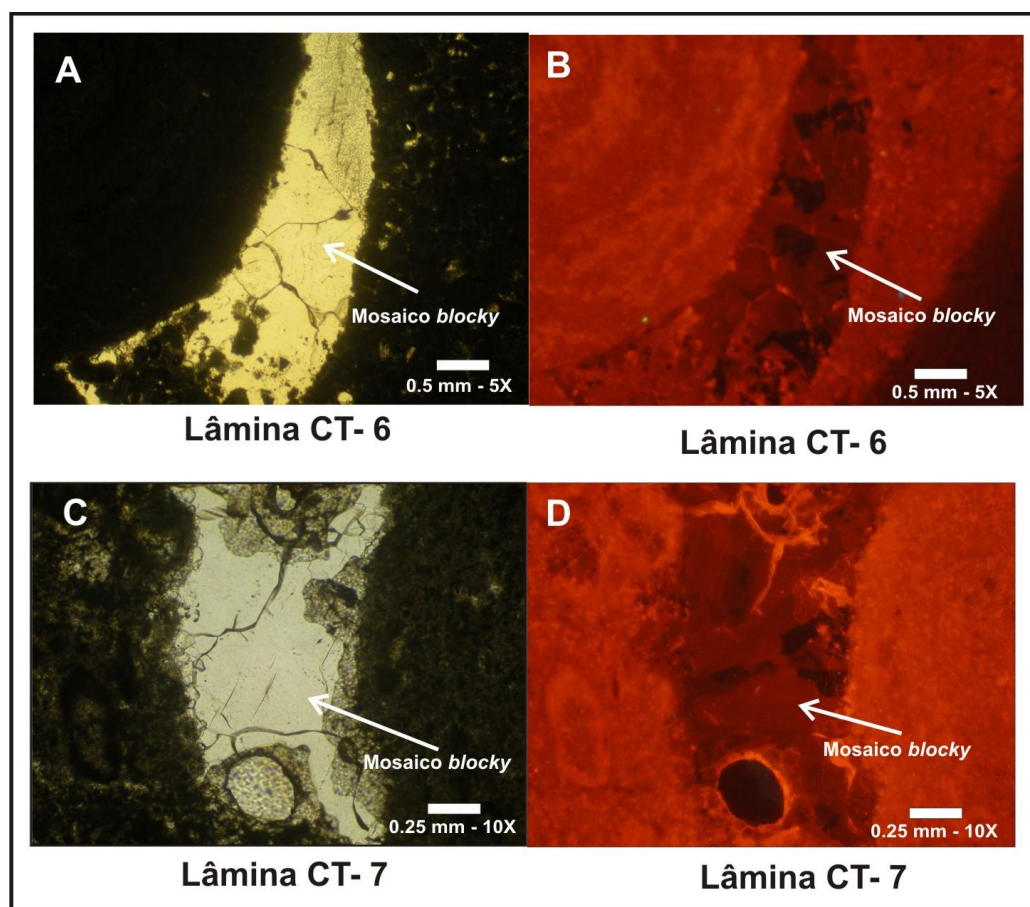


Figura 94 - Mosaico *blocky* observado nas microfácies da Pedreira Catitú. As figuras B e D mostram que a intensidade na luminescência muito baixa (marrom opaco).