

## 2 METODOLOGIA

Neste capítulo, se fez uma breve descrição das etapas que permitiram o desenvolvimento de toda a pesquisa (Figura 11).

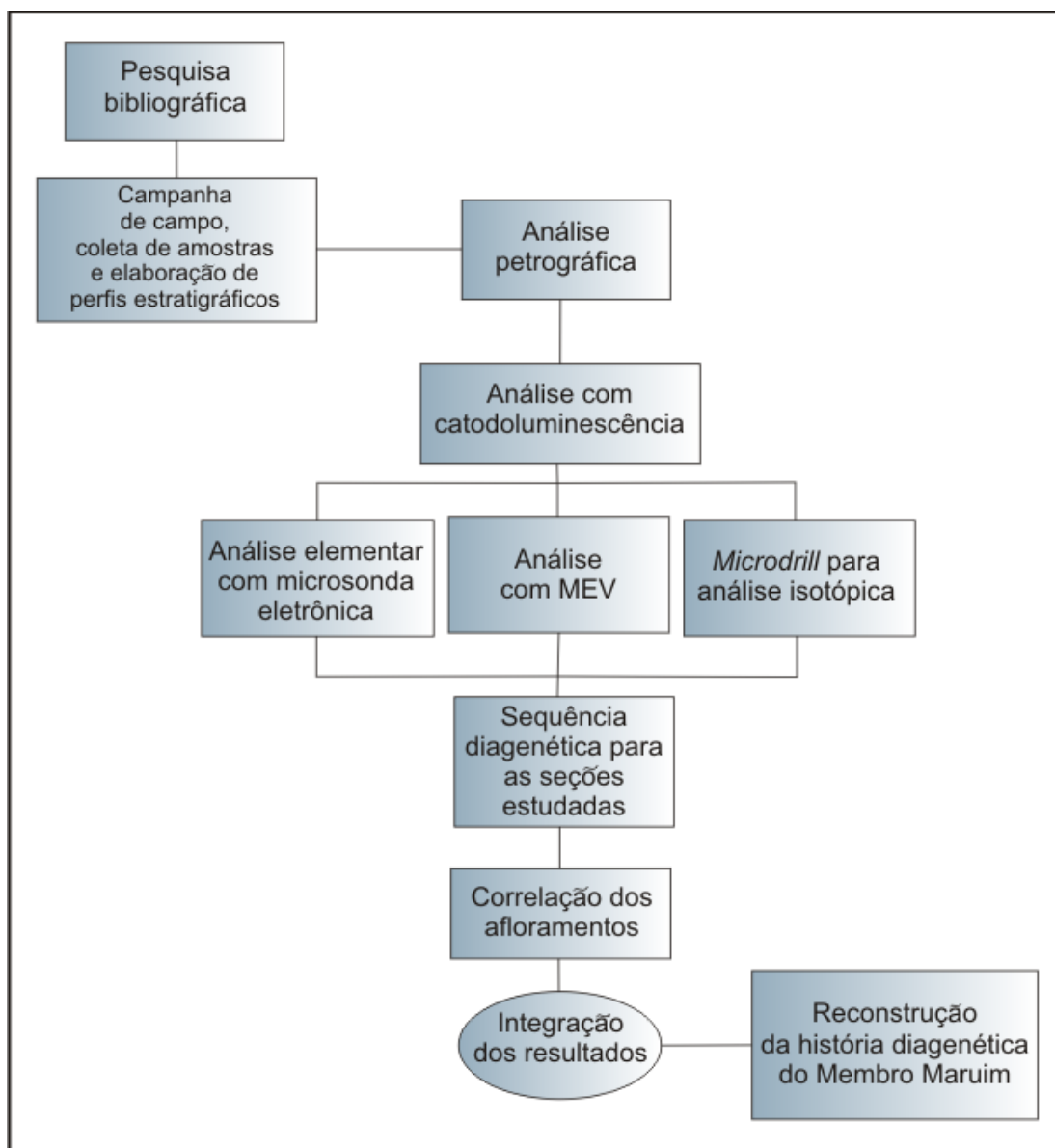


Figura 11 - Fluxograma ilustrando as etapas desenvolvidas na pesquisa.

### 2.1 Pesquisa bibliográfica

Esta atividade teve como objetivo a pesquisa e compilação dos trabalhos publicados sobre a evolução tectono-estratigráfica da Bacia Sergipe-Alagoas, tendo especial ênfase nas sequências depositadas durante o Albiano (Membro Maruim da Formação Riachuelo).

Em paralelo, se fez uma pesquisa bibliográfica sobre os processos sedimentares e diagenéticos envolvidos no desenvolvimento de sistemas carbonáticos. A pesquisa de trabalhos sobre plataformas carbonáticas desenvolvidas em outras regiões do mundo durante o Cretáceo também foi fundamental e serviu como exemplo análogo para a compreensão da área estudada.

## 2.2 Campanha de campo

A campanha de campo consistiu em uma descrição sistemática de afloramentos, a fim de selecionar os intervalos de interesse para análise geoquímica e confecção de lâminas petrográficas. Ao mesmo tempo se fez uma coluna estratigráfica para cada afloramento. A figura 2 mostra o mapa com a localização geográfica, onde foram levantados os perfis estratigráficos. A descrição das litofácies durante a campanha de campo se complementou com a descrição das lâminas delgadas. A coleta de amostras se realizou na faixa aflorante da Formação Riachuelo, na Sub-bacia Sergipe a qual tem uma largura aproximada de 20 km e se estende desde as proximidades da cidade de Aracajú até o norte da cidade de Pacatuba (Figura 2).

Os principais objetivos do levantamento estratigráfico em cada afloramento foram: observação da litologia e textura da rocha, determinação da espessura e inclinação dos estratos, descrição de estruturas sedimentares e conteúdo fóssil, determinação da natureza dos limites entre as camadas e finalmente a amostragem sistemática para confecção das lâminas delgadas. Após a caracterização das fácies se identificaram os níveis de interesse para a coleta das amostras. Em cada afloramento também foi realizada a identificação dos ciclos e/ou parassequências que compõem as sucessões estratigráficas descritas, com base nos modelos de Goodwin e Anderson (1985) e Tucker (2003).

De acordo com Goodwin e Anderson (1985) o registro estratigráfico consiste de finos ciclos de raseamento ascendente limitados por superfícies produzidas por subidas relativas do nível base. A sigla segundo os autores é *PAC* (*punctuated aggradational cycles*). Neste modelo a maior parte das acumulações ocorre episodicamente como finos ciclos de raseamento ascendente (1-5 metros de espessura) separados por abruptas superfícies não deposicionais. Tucker (2003) propõe uma definição de ciclos igual à hipótese de Goodwin e Anderson (1985).

Segundo Tucker (2003), um ciclo compreende unidades repetidas em uma escala de 1-10 metros. Na terminologia de estratigrafia de sequências tais ciclos corresponderiam às parassequências. De acordo com Goodwin e Anderson (1985) nos *PACs* existem rochas representando todos os ambientes nos quais a rápida subida do nível base pode influenciar direta ou indiretamente os processo deposicionais. Mais especificamente, os eventos podem produzir um ciclo definido pelo critério de raseamento ascendente e superfícies de abrupto aprofundamento em fácies marinhas rasas (Figura 12 A). Em muitos casos há variações sistemáticas na espessura dos ciclos, através de uma sucessão. Os ciclos geralmente aumentam ou diminuem a sua espessura para o topo (TUCKER, 2003) (Figura 12 B).

A análise estratigráfica sugere que o intervalo de recorrência destes eventos é de menos de 100.000 anos. Por exemplo, 3-4 metros de uma sequência de raseamento de ascendente de carbonatos do Holoceno tem sido acumulada na Flórida durante pelo menos 5.000 anos. Durante o mesmo intervalo de tempo (5.000 anos) 9 metros de sedimentos clásticos têm sido acumulados como uma sequência de raseamento ascendente na costa do mediterrâneo da França (Canet-St. Nazaire).

Estes e outros estudos das taxas de sedimentação do Holoceno indicam que em alguns ambientes a atual deposição de *PAC* pode ocorrer muito rapidamente, só em uma pequena porção de tempo entre eventos de aprofundamento. A espessura dos *PACs* é uma função da flutuação do nível base tanto episódicas como graduais, mas também é afetada pela topografia, taxas de sedimentação e compactação. A topografia inicial e a taxa de sedimentação podem também ter um papel importante em determinar a espessura do *PAC*. Finalmente, a compactação pode reduzir a espessura original do *PAC*.

Os mecanismos responsáveis pela ciclicidade são ainda motivo de discussões: eustasia, tectonismo (local e regional), clima, influxo sedimentar (tanto terrígeno como carbonático). Goldhammer et al. (1987, apud MENDES, 2005) concluiriam que a origem era devida às oscilações eustáticas e que a tectônica pode exercer um papel importante. Além do mais, os ciclos de presseção (periodicidade de 21.000 anos) e excentricidade (periodicidade de 100.000 anos) são relevantes para explicar a ciclicidade dos *PACs*, uma vez que estas periodicidades correspondem de perto aos intervalos de recorrência dos *PACs* individuais e das sequências dos *PACs*.

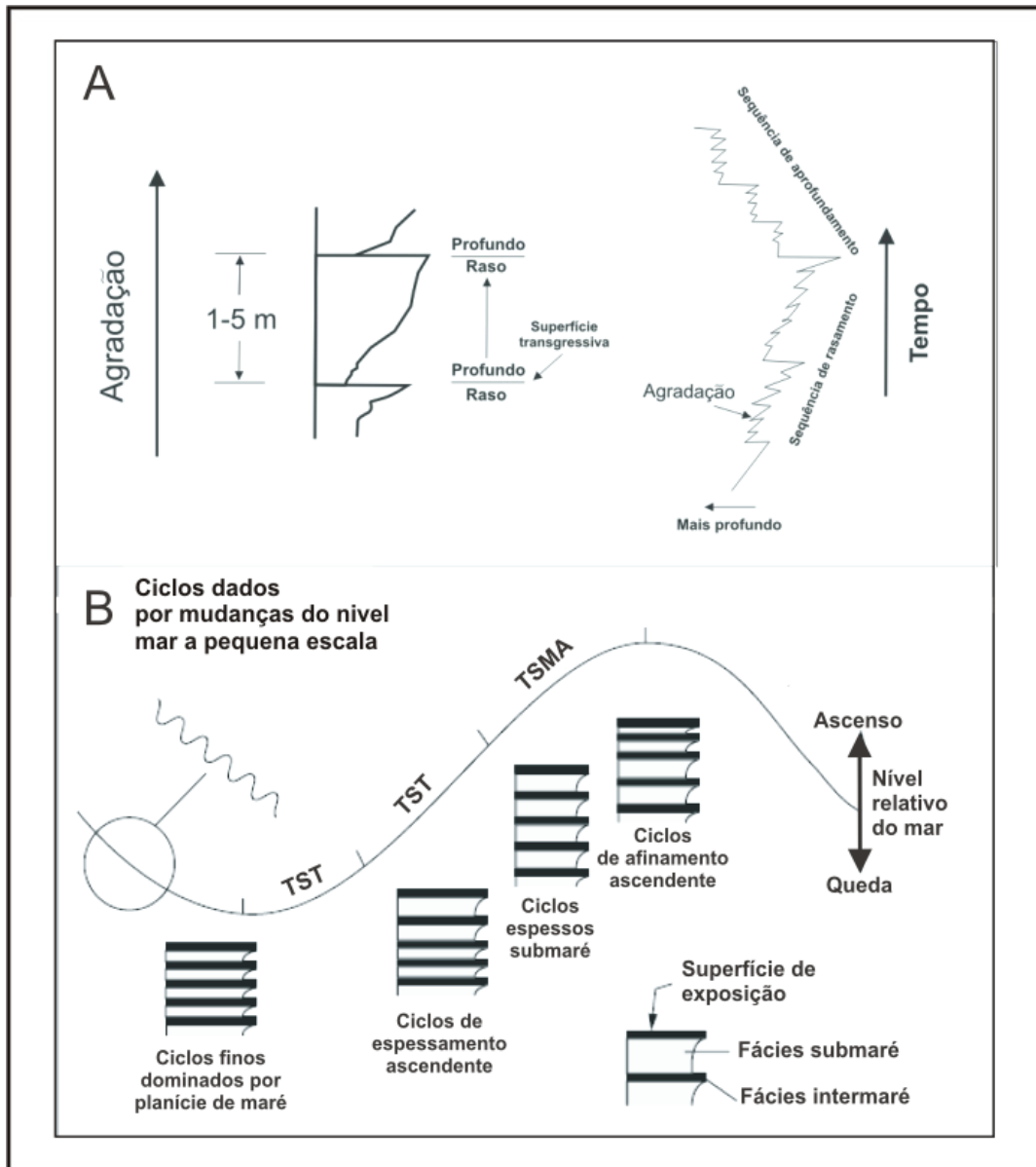


Figura 12 A - Modelo geral dos ciclos agradacionais PACs. Cada PAC está limitado por superfícies de abrupta mudança para fácies mais profundas. As mudanças de fácies dentro de um PAC são gradacionais. Em uma escala maior as sequências de raseamento e aprofundamento consistem totalmente de PACs produzidos durante períodos de agradação pontuados por eventos de aprofundamento.

Fonte: Modificado de Goodwin e Anderson (1985).

B - Padrão de empilhamento das parassequências dentro de uma sequência. Cada ciclo individual (escala em metros), é produzido por um ciclo do nível do mar de alta frequência e o padrão de espessura de longo prazo, reflete uma frequência inferior

Fonte: Modificado de Tucker (2003).

A Formação Riachuelo é um exemplo de ciclicidade em plataformas carbonáticas. Ojeda e Bisol (1971 apud MENDES, 2005), consideram a deposição da Formação Riachuelo como o registro de um ciclo transgressivo (Membros Angico-Taquari) / regressivo (Membros Maruim, Aguilhada e Angico).

### 2.3 Análise petrográfica

A petrografia permitiu a identificação de todos os elementos constituintes da rocha (grãos, matriz e cimento) e ajudou na classificação textural da rocha. Além do mais ajudou na definição dos tipos de microfácies, o que permitiu a interpretação do ambiente de deposição e permitiu identificar os principais processos diagenéticos que afetaram a rocha ao longo da sua história deposicional e pós-deposicional. Com a análise petrográfica ademais se complementou a descrição das colunas estratigráficas elaboradas na campanha de campo. No total foram confeccionadas 97 lâminas no LGPA (Laboratório Geológico de Preparação de Amostras, UERJ), estas foram impregnadas com azul de metileno para realçar a porosidade. A classificação textural se fez usando a nomenclatura de Dunham (1962 apud SCHOLLE e SCHOLLE, 2003) e Embry e Klovan (1971) (Figura 13 A e B).

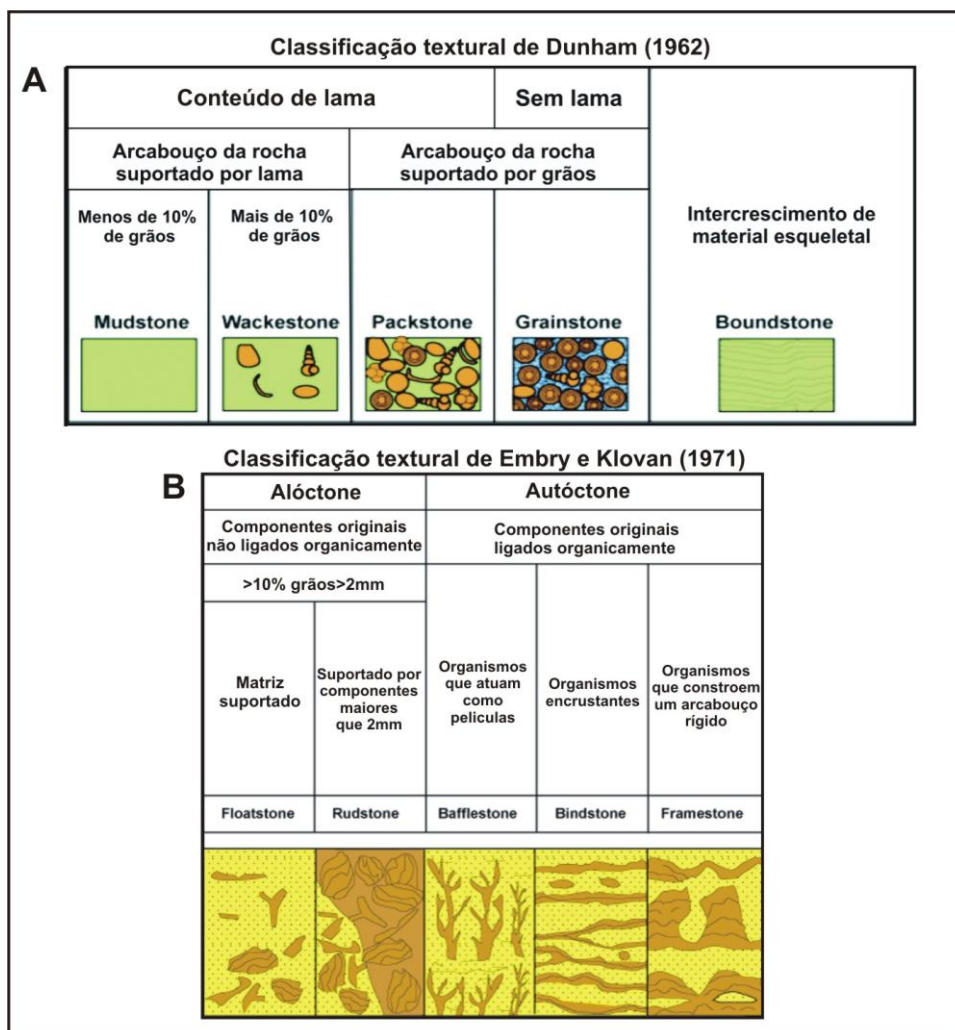


Figura 13 - Classificação textural das rochas carbonáticas.

Fonte: Modificado de Dunham (1962 apud SCHOLLE e SCHOLLE, 2003) e Embry e Klovan (1971).

Ademais foi dada uma atenção especial à identificação dos produtos diagenéticos que fecharam e/ou realçaram a porosidade da rocha. As lâminas também foram submetidas a um processo de tingimento com alizarina-S e ferricianeto de potássio. O processo de submersão parcial em alizarina-S permite distinguir a calcita da dolomita. A calcita reage e exibe uma cor avermelhada, mas a dolomita não reage.

As lâminas submersas parcialmente em ferricianeto de potássio permitem determinar qualitativamente o conteúdo de ferro. O ferricianeto de potássio tingem de azul o ferro, tanto na calcita quanto na dolomita. A calcita ferrosa dependendo do conteúdo exibe uma cor que varia de lilás a púrpura. A dolomita sem ferro não tinge, mas a dolomita ferrosa tinge de azul claro (baixo conteúdo de ferro) e de azul escuro (elevado conteúdo de ferro).

#### 2.4 Catodoluminescência

Novas seções delgadas de 30  $\mu\text{m}$  (39 lâminas) foram elaboradas no laboratório de preparação de lâminas delgadas do Departamento de Estratigrafia (*Universidad Complutense de Madrid*), UCM pelos técnicos Gilberto Herrero López e Beatriz Moral Alcalde. O objetivo nesta fase do trabalho foi realizar uma análise detalhada da luminescência exibida pelos principais produtos diagenéticos identificados durante a análise petrográfica (cimentação e dolomitização). O estudo se realizou no Laboratório de Microscopia de Catodoluminescência (CL) Fria e Fluorescência do Departamento de Estratigrafia da *Universidad Complutense de Madrid*, usando um equipamento de CL *Technosyn* modelo CITL Mk 4, acoplado a um microscópio de polarização *Nikon Labophot-Pol*.

A porosidade das amostras selecionadas para análise com catodoluminescência apresenta cor amarela ou laranja, produto da reação da resina da lâmina ao calor liberado durante a CL. A luminescência é a emissão de luz de um sólido que tem sido excitado por alguma forma de energia.

A catodoluminescência (CL) resulta da excitação do material por elétrons (MILLER, 1988) e é um processo que acontece em um tubo de raio catódico, normalmente usado em osciloscópios e em aparelhos de televisão. A energia incidente causa a emissão de radiação visível do sólido luminescente (MARSHALL, 1988) (Figura 14).

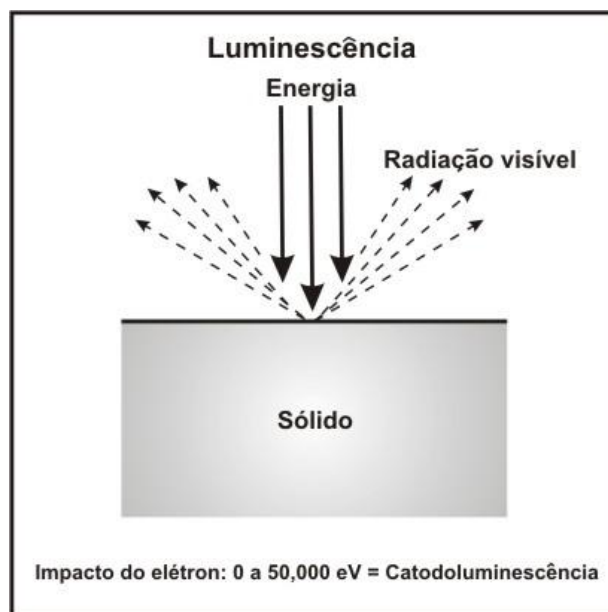


Figura 14 - A natureza do processo de luminescência, com a incidência de um feixe de elétrons sobre um material.

Fonte: Marshall (1988).

Na microscopia de catodoluminescência fria, uma lâmina delgada é colocada em uma pequena câmara de vácuo e é bombardeada com elétrons de baixa energia (10-20 kV). A emissão de luz visível dos elementos-traço ou defeitos pode ser observada através de um microscópio ótico (WITKOWSKI et al., 2000). Os íons mais importantes em afetar a intensidade da luminescência nos carbonatos são o  $Mn^{2+}$  e o  $Fe^{2+}$ , sendo o manganês o ativador e o ferro o inibidor. Portanto, as variações na intensidade da luminescência normalmente refletem a variação da razão  $Mn^{2+}/Fe^{2+}$  nos cristais (ADAMS e MACKENZIE, 1998, MARSHALL, 1988, WITKOWSKI et al., 2000; VUILLEMIN et al., 2011). Os minerais carbonáticos são particularmente propensos à luminescência e, portanto, a catodoluminescência tem-se tornado parte da rotina da petrografia dos carbonatos (ADAMS e MACKENZIE, 1998). As impurezas dentro dos minerais carbonáticos, mais do que os elementos maiores dão a maior parte da luminescência visível. Os minerais carbonáticos estão caracterizados por um típico zoneamento quando submetidos a CL. O zoneamento reflete mudanças nas condições de crescimento ou variações nos mecanismos de crescimento. Podem-se reconhecer, portanto, dois tipos de zoneamento: (1) O zoneamento concêntrico (ou de crescimento), ocorre quando a composição do fluido de poro e/ou os valores de pH e Eh mudam durante a precipitação, dando origem a bandas concêntricas claras e escuras como mostrado na figura 15 A. (2) O zoneamento setorial ocorre quando a face de crescimento de um mineral com diferentes orientações cristalográficas incorpora diferentes concentrações de elementos-traço (Figura 15 B) (WITKOWSKI et al., 2000; BOGGS e KRINSLEY, 2006).

No entanto, Reeder (1991 apud VUILLEMIN et al., 2011), reconhece além dos tipos de zoneamento concêntrico e setorial, o zoneamento oscilatório, homogêneo e mosqueado (*mottled*). A luminescência da calcita e tipo de zoneamento depende da evolução do Eh/pH do fluido intersticial, mudanças de salinidade, concentrações de íons metálicos, atividade do  $\text{Ca}^{2+}$ , cinética do crescimento do cristal, fonte da matéria orgânica e minerais de argila e variações temporais e espaciais da química do fluido de poro (MACHEL, 1985; VUILLEMIN et al., 2011). O estudo da CL em materiais carbonáticos permite a caracterização das diferentes gerações de cimento e outros minerais diagenéticos para apoiar outras análises (petrografia e geoquímica). Uma das aplicações mais importantes da CL em carbonatos é revelar as etapas sucessivas ou zonas de preenchimento do cimento nos espaços vazios (por exemplo, poros), com uma precisão maior do que é possível com a microscopia ótica (MARSHALL, 1988; ADAMS e MACKENZIE, 1998).

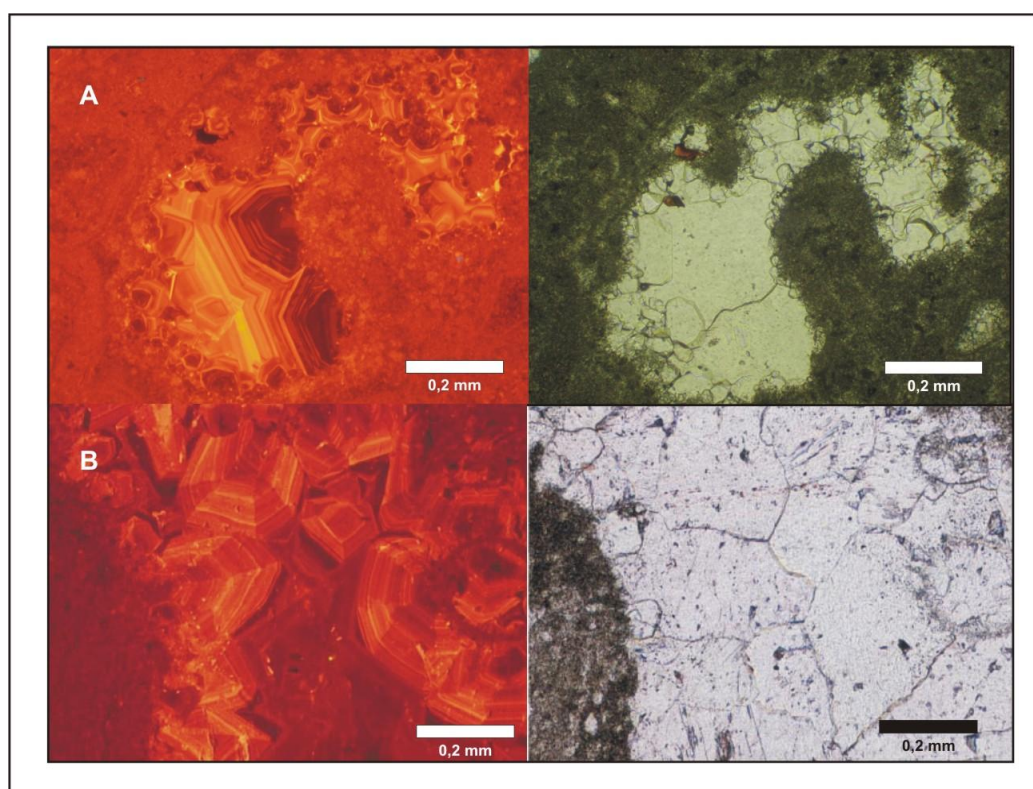


Figura 15 A - Exemplo de zoneamento concêntrico de cimento de calcita exibido na catodoluminescência (amostra PJ-7 da área de estudo). B - Exemplo de zoneamento setorial, com facetas radiais.

Fonte: Modificado de Witkowski et al.(2000).

Miller (1988) discutiu os princípios e prática da estratigrafia do cimento, e sugeriram um padrão nos termos para as sequências do cimento, usando estágios numerados, sub-estágios e zonas divididas na base das discordâncias, hábito do cristal e composição.



Além do mais, a sequência de cimento detalhada pela CL fornece uma estratigrafia diagenética completa, constituindo-se em uma poderosa ferramenta para as análises das mudanças pós-deposicionais em rochas sedimentares. De acordo com Vuillemin et al. (2011) a estratigrafia do cimento permite o estabelecimento de uma ordem cronológica das fases de cimentação. Com base em estudos empíricos, Machel (2000 apud BOGGS e KRINSLEY, 2006), construíram um diagrama (Figura 16) para ilustrar a relação entre a concentração de Mn e Fe bivalente na calcita e dolomita e a intensidade das emissões da CL. Este diagrama indica que a intensidade das emissões da CL é uma função complexa que depende principalmente do  $Mn^{2+}$  (ativador da CL) e do  $Fe^{2+}$  (inibidor da CL). O  $Mn^{2+}$  em si mesmo também inibe a CL em concentrações muito altas. Os níveis de concentração do Mn e Fe bivalente em cimentos são de fato relacionados às condições redox dos ambientes deposicionais e diagenéticos assim como de outros fatores (MACHEL, 2000 apud BOGGS e KRINSLEY, 2006).

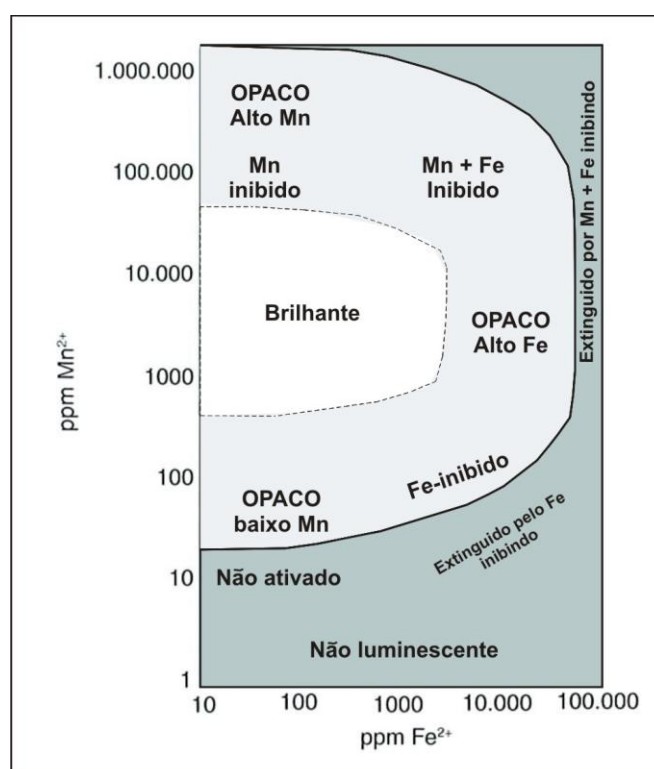


Figura 16 - Relações da intensidade da CL para a concentração de Mn e Fe na calcita e dolomita. A não luminescência é causada pelas baixas concentrações de Mn e a extinção da CL é devida ao Fe inibidor. A CL é brilhante em moderadamente altas concentrações de Mn se as concentrações de Fe estiverem abaixo de 2000 ppm. A luminescência será opaca em concentrações muito altas de Mn, devido a que o Mn inibe a CL em si mesmo (superior esquerda) e o Mn e Fe inibem a CL (centro-superior).

Fonte: Modificado de Machel (2000 apud BOGGS e KRINSLEY, 2006).

De acordo com Marshall (1988) os fatores físico-químicos que controlam o conteúdo de Mn e Fe durante a fase sólida original são:

- A mineralogia original;
- A concentração do Fe e Mn na solução da qual o mineral de carbonato é formado;
- O coeficiente de partição para o conjunto de condições de temperatura e outras variáveis;
- O estado de oxidação do Mn e Fe na solução;
- Influência possível de outros elementos traço.

As cores da catodoluminescência produzidas pelo  $Mn^{2+}$  em calcita e dolomita variam de amarelo a vermelho escuro. As calcitas baixas em Mg (*LMC*) dão catodoluminescência amarela e as calcitas altas em Mg (*HMC*) são laranja a vermelha. A dolomita é caracteristicamente da cor vermelha tijolo. A inibição por ferro segundo Ameux (1982 apud MILLER, 1988) produz catodoluminescência (CL) castanho avermelhada - marrom opaco, diferente da cor preta não luminescente.

O fator geológico que mais influencia o conteúdo de Mn e Fe dos minerais carbonáticos é a natureza do fluido dos poros, em particular sua concentração de Mn e Fe e respectivos estados de carga (MARSHALL, 1988). Existe consenso em que outro fator ainda mais importante é a natureza óxido-redutora das soluções, uma vez que aparentemente o Fe e Mn estão sempre presentes em águas naturais. A natureza oxidante pode estar associada a condições geológicas, por exemplo, a formação de um primeiro estágio de cimentação não luminescente pode estar associada a um ambiente vadoso. Um último estágio de cimentação luminescente brilhante seria formado sob outras condições de ambiente mais profundo (ambiente redutor). Meyer (1974 apud MARSHALL, 1988) também ressalta a ausência de luminescência em cimentos vadosos. Muitos cimentos no estágio de soterramento reduzem os poros e podem conter quantidades elevadas de  $Mn^{2+}$  e  $Fe^{2+}$ .

A porosidade secundária no ambiente de soterramento pode-se formar em alguns casos, em associação com águas acidificadas desenvolvidas a partir do processo de sulfato redução, maturação orgânica e outros processos diagenéticos (SCHOLLE e SCHOLLE, 2003; MAZZULLO, 2004). Outro importante conjunto de condições geológicas podem ser os controles hidrológicos, o fluxo do fluido através dos poros e o transporte dos íons de elementos traço na fase fluida (MEYER, 1974 apud MARSHALL, 1988).

A geometria do espaço poroso e sua interconexão controlarão o movimento dos fluídos e definirão a natureza aberta ou fechada do sistema. Em geral, a catodoluminescência fornece o seguinte tipo de informações (MARSHALL, 1988):

- A intensidade da CL é uma expressão do possível conteúdo de Fe e Mn e permite ademais inferir se os carbonatos foram formados sob condições oxidantes ou redutoras;
- A CL pode ser usada para determinar a sequência de eventos e a correlação de eventos paralelos;
- As relações de tempo de fraturamento em relação a outros eventos podem ser muitas vezes diagnosticadas;
- A fábrica de cimentos, de oóides e preenchimento de cavidades pode ser revelada;
- A homogeneidade e heterogeneidade das condições durante a deposição do carbonato pode ser revelada;
- Melhor detalhamento de remanescentes de fósseis e outras feições são muitas vezes apresentadas com CL;
- O delineamento rápido de calcita e dolomita é muitas vezes possível.

Contudo, a análise com CL neste trabalho foi fundamental para determinar a história de oclusão e abertura da porosidade das rochas carbonáticas estudadas. Por outro lado, essa técnica ajudou na seleção de amostras para a análise química com a Microsonda Eletrônica e microperfuração para a análise isotópica de carbono e oxigênio.

## **2.5 Microsonda eletrônica (*electron microprobe analysis - EPMA*)**

Este estudo realizou-se no Centro de Microscopia Eletrônica “Luis Bru” da UCM, usando o equipamento Jeol JZA-8900 M (Figura 17). Esta técnica fornece informação qualitativa e quantitativa na análise elementar para volumes micrométricos na superfície dos materiais. Nesta técnica o feixe focalizado de elétrons ao incidir sobre uma amostra, causa a geração de um espectro de raios-X que contém linhas características de cada elemento e cuja intensidade está relacionada à concentração do elemento na amostra (FAIRCHILD et al., 1988). A intensidade das linhas características no espectro de raios-X da amostra é comparada com a intensidade das linhas de um material de composição conhecida para obter a análise quantitativa.

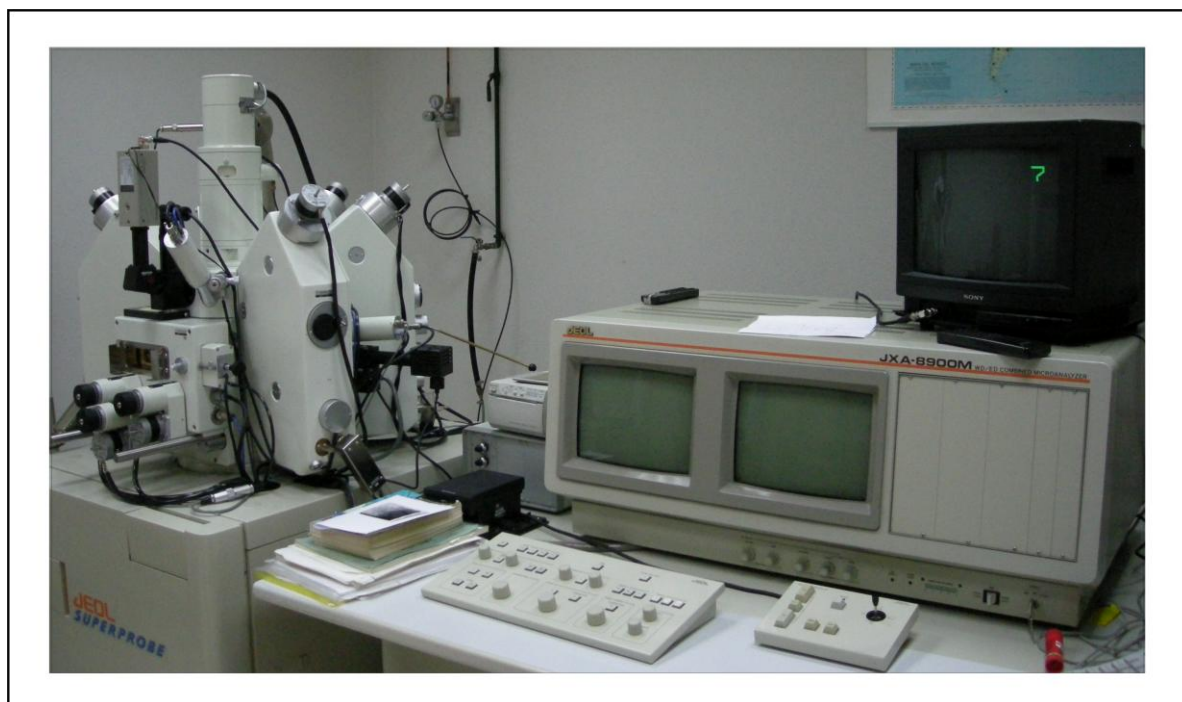


Figura 17 - Equipamento Jeol JZA-8900 M, para análise com microsonda eletrônica.

A composição dos materiais de referência deve ser semelhante a do material analisado, para evitar o processo de correção (FAIRCHILD et al., 1988). Nesse caso os padrões usados foram: Calcita, para determinar o conteúdo de Ca na calcita; dolomita, para determinar o Ca e Mg na dolomita e Mg na calcita. Os dados obtidos em óxidos se transformaram em percentagens de moles de carbonato para cada um dos elementos analisados (BENITO, 2001). As amostras escolhidas (cimento e dolomita) para estudo com microsonda eletrônica já tinham sido previamente analisadas sob catodoluminescência. Com o estudo integrado de ambas as técnicas se selecionaram as amostras que posteriormente foram submetidas à análise isotópica de carbono e oxigênio.

## 2.6 Microscopia eletrônica de varredura

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é uma importante ferramenta tanto para capturar imagens da superfície dos materiais, assim como para identificar a assinatura química dos mesmos. O Departamento de Estratigrafia e Paleontologia (DEPA) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro instalou um laboratório equipado com um microscópio eletrônico de varredura do tipo EVO MA 10 XVP (Carl Zeiss) (Figura 18). O microscópio eletrônico apresenta vários detectores para diversas aplicações.



Figura 18 - Microscópio eletrônico de varredura (MEV) do Departamento de Estratigrafia e Paleontologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

**Para observar a morfologia superficial:**

- Detector eletrosecundário (*SED, Secondary Electron Detector*).
- Detector eletrosecundário de pressão variável (*VPSE, Variable Pressure Secondary Electron Detector*).
- Detector de elétrons retroespalhados (*BSD, Backscattered Electron Detector*).

**Para análise composicional:**

- Espectrômetro de raios-X de energia dispersiva (*EDS, Energy Dispersive X-ray Spectrometer*).

**Para observar propriedades óticas:**

- Catodoluminescência (*CLD, Cathodoluminescence detector*).

No MEV um feixe de elétrons de alta energia é focalizado em um ponto e digitalizado (*scanned*) em um padrão raster através da superfície de uma amostra (Figura 19).

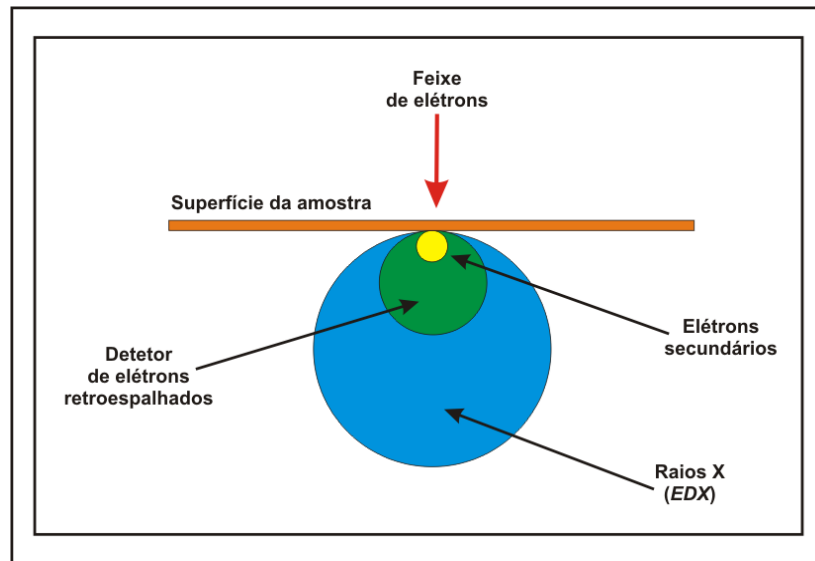


Figura 19 - Ilustração do funcionamento do microscópio eletrônico de varredura (MEV).

Os elétrons espalhados inelasticamente perdem significativa energia durante as colisões e além do mais têm baixa energia quando fogem da superfície da amostra. Estes elétrons são conhecidos como elétrons secundários. Os elétrons dispersados elasticamente não perdem muita energia durante as colisões. Eles fogem com alta energia, e como há uma alta probabilidade que sua trajetória de escape seja em um alto ângulo, eles são conhecidos como elétrons retroespalhados. A diferença na energia dos elétrons secundários e retroespalhados permite que sejam separados por diferentes detectores que produzem por sua vez diferentes sinais e imagens da amostra investigada. A análise com o MEV se fez em algumas amostras para complementar o estudo realizado com a microsonda eletrônica e catodoluminescência. Os detectores aplicados nas amostras foram: O detector eletrosecundário de pressão variável (*VPSE*), o detector de elétrons retroespalhados (*BSD*) e o espectrômetro de raios-X de energia dispersiva (*EDS*). O detector eletrosecundário de pressão variável (*VPSE*) é usado para fornecer máxima informação topográfica em modo *VP*. A detecção *VPSE* é um processo que envolve vários passos: No primeiro passo os elétrons secundários são gerados por um feixe primário sobre a superfície da amostra. No seguinte passo os elétrons secundários colidem com as moléculas de gás na câmara e além do mais criam elétrons, os quais são acelerados em um campo elétrico para o detector *VPSE*. Esta aceleração de partículas carregadas gera uma avalanche que fornece uma amplificação do sinal primário. Cada colisão na avalanche gera fótons que são detectados pelo *VPSE* (Gnauck & Greiser, 2000). A imagem do detector de elétrons retroespalhados (*BSD*) contém menos informação topográfica.

O *BSD* é uma técnica que consiste em colocar uma amostra com superfície perfeitamente plana inclinada a 70° com o feixe de elétrons incidente. O *BSD*, usado em conjunto com o *EDS*, permite a identificação de qualquer material cristalino a partir dos elementos constituintes, da simetria e dos parâmetros do retículo cristalino. O estudo de rochas carbonáticas a partir do *BSD* é particularmente adequado ao estudo de mudanças diagenéticas tanto químicas como físicas: pressão, solução, cimentação, dolomitização e outros fenômenos de substituição e dissolução (KRINSLEY et al., 1998). O espectrômetro de raios-X de energia dispersiva (*EDS*) é um acessório muito importante para a caracterização microscópica de materiais. O diâmetro reduzido do feixe permite a determinação da composição mineral em amostras de tamanhos muito reduzidos (< 5 µm), permitindo uma análise quase que pontual.

## 2.7 Análise de isótopos estáveis (carbono e oxigênio)

O estudo estratigráfico desenvolvido neste trabalho envolveu a aplicação de dados isotópicos de carbono e oxigênio nos cimentos observados nas lâminas (pó obtido a partir de *microdrill*). O objetivo foi determinar o ambiente diagenético das diferentes gerações de cimento observadas na rocha. Os resultados das análises isotópicas são expressos em partes por mil segundo o padrão internacional Viena *Pee Dee Belemnite* (V-PDB), baseado na razão isotópica do carbono e do oxigênio de belemnites cretáceos da Formação *Pee Dee* na Carolina do Sul (WEISSERT et al., 2007). Foram elaboradas novas lâminas (14 lâminas de 200/300 µm) no laboratório de preparação de lâminas delgadas da *Universidad Complutense de Madrid* (*UCM*), para a microperfuração de cimentos e dolomita escolhidos previamente com base na análise conjunta da catodoluminescência e microsonda eletrônica.

As amostras foram obtidas em forma de pó com uma broca de dentista acoplada a uma lupa binocular no Laboratório de Microscopia de Catodoluminescência (CL) Fria e Fluorescência do Departamento de Estratigrafia da *UCM*. A análise isotópica de carbono e oxigênio destas amostras se realizou no Laboratório de Geoquímica da UERJ (Universidade do Estado do Rio de Janeiro) usando o sistema *Kiel IV carbonate device* acoplado ao *Delta V Plus Mass Spectrometer* (*Thermo Scientific*). O objetivo da análise isotópica de carbono e oxigênio neste estudo foi determinar o ambiente diagenético onde se gerou a dolomita e no qual precipitaram as diferentes gerações de cimento. O estudo da geoquímica de isótopos estáveis tem-se tornado uma ferramenta muito importante em estudos paleoambientais (WEISSERT et al., 2008).

Os dois isótopos de oxigênio usados na quimioestratigrafia são o  $^{16}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$ , onde 99.8% de todo o oxigênio está na forma de  $^{16}\text{O}$ . Urey (1947 apud HOEFS 2009) discutiu a termodinâmica do sistema isotópico e deduziu que as variações na temperatura de precipitação do carbonato de cálcio da água podem conduzir a variações mensuráveis na razão  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  do carbonato de cálcio. Ele postulou que a determinação da temperatura de oceanos antigos pode ser possível, medindo o conteúdo de  $^{18}\text{O}$  da calcita das carapaças dos fósseis. Através de experimentos Eres e Luz (1983 apud HOEFS, 2009) determinaram a seguinte equação de temperatura:

$$T^{\circ}\text{C} = 17.0 - 4.52 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0.03 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2$$

Onde  $\delta^{18}\text{O}_c$  é a composição do oxigênio do  $\text{CO}_2$  derivado do carbonato e  $\delta^{18}\text{O}_w$  é a composição do oxigênio do  $\text{CO}_2$  em equilíbrio com a água em  $25^{\circ}\text{C}$ . De acordo com esta equação um aumento de  $^{18}\text{O}$  de 0,26 ‰ em carbonato representa um decréscimo de  $1^{\circ}\text{C}$  na temperatura. Vários autores têm argumentado que os carbonatos formados em oceanos tropicais quentes são particularmente sensíveis aos efeitos da diagênese, devido a que a água dos poros poderia mudar a composição primária para valores isotópicos mais altos (HOEFS, 2009). Este não seria o caso para os carbonatos de alta latitude, onde os fluidos da superfície e dos poros são muito semelhantes nas suas médias de temperatura. Os dados de isótopos estáveis de calcário marinho e seus constituintes fósseis e cimentos marinhos podem fornecer uma evidência quantitativa das mudanças climáticas globais e circulação oceânica.

Os dados isotópicos de oxigênio podem indicar mudanças na temperatura e composição oceânica, enquanto as variações estratigráficas nas razões de isótopos de carbono podem refletir mudanças no ciclo do carbono que podem estar ligadas a mudanças na produtividade oceânica e gases atmosféricos do efeito estufa. Os sinais isotópicos primários podem ser alterados pelos efeitos da alteração diagenética pós-deposicional, assim a história diagenética de um calcário é determinada pela combinação de seu potencial diagenético e ambiente deposicional, junto com os subseqüentes câmbios nas mudanças relativas do nível do mar e história de soterramento (MARSHALL, 1992). Um estudo combinado de isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos constitui uma ferramenta que permite distinguir carbonatos de diferentes origens. As variações na temperatura, a composição do fluido de poro e o potencial redox de um ambiente diagenético pode dar sucessivas gerações de um cimento, que dificilmente podem ser caracterizadas usando só a petrografia convencional.



Por essa razão, é essencial combinar petrografia e técnicas geoquímicas para obter um completo entendimento dos ambientes diagenéticos (MOLDOVANYI e LOHMANN 1984). As modificações diagenéticas dos carbonatos podem começar imediatamente após a formação dos mesmos. Dois processos podem mudar a composição isotópica dos carbonatos: cimentação e dissolução-reprecipitação. A cimentação significa a adição de carbonato abiogênico da água de poro do ambiente.

Os cimentos adicionados inicialmente após a formação primária podem estar em equilíbrio com a água do oceano, enquanto os cimentos tardios dependem da composição isotópica da água do poro e da temperatura. A dissolução e reprecipitação ocorrem na presença de um fluido de poro contendo bicarbonato e representa a solução de uma fase de carbonato instável (aragonita) e a reprecipitação de uma fase de carbonato estável, na sua maioria calcita baixa em Mg (*LMC*). A diagênese marinha pode resultar em significativa recristalização com menor ou nenhuma mudança na composição isotópica. Isso é devido simplesmente porque a composição isotópica da água do poro é a mesma da água do mar.

A diagênese meteórica quase sempre rebaixa os isótopos tanto de carbono como de oxigênio. No entanto, em regiões áridas onde a evaporação é intensa, a diagênese meteórica do carbonato marinho pode mostrar mudanças para valores mais pesados no  $\delta^{18}\text{O}$ . A calcita espática de soterramento é geralmente mais depletada em  $^{18}\text{O}$  do que os cimentos meteóricos ou marinhos (TUCKER e WRIGHT, 1990; MACHEL, 2005). A principal razão para que isso aconteça é a alta temperatura de precipitação no ambiente de soterramento e o efeito do fracionamento. Por outro lado, a maioria das águas salinas é comumente mais enriquecida em  $^{18}\text{O}$  (TUCKER e WRIGHT, 1990). A assinatura isotópica do carbono no cimento espático associado ao soterramento, geralmente, é similar aos valores marinhos ou pouco depletado. Isso se deve a que a maior parte do carbono para o  $\text{CO}_3^{2-}$  é derivado do calcário em si mesmo e há pouco fracionamento de  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  com o aumento da temperatura. A ligeira depleção é devida à incorporação de algum  $\text{CO}_2$  leve da degradação da matéria orgânica (TUCKER e WRIGHT, 1990). Com relação à dolomita, assim que o processo de formação da mesma ocorre na presença de água, a composição isotópica do oxigênio é determinada pela composição do fluido do poro e pela temperatura de formação. A composição isotópica do carbono é determinada pela composição do carbonato precursor, devido a que o fluido de poro geralmente tem baixo conteúdo de carbono de modo que o valor do  $\delta^{13}\text{C}$  do precursor é geralmente retido (HOEFS, 2009).

Valores entre 0 e +4‰ de  $\delta^{13}\text{C}$  indicam assinaturas tipicamente marinhas. No entanto, onde ocorre forte diagênese da matéria orgânica, então aparecem valores mais extremos de  $\delta^{13}\text{C}$ . Valores muito negativos, abaixo de -20‰, indicam que o carbono no  $\text{CO}_3^{2+}$  é derivado em maior ou menor extensão da matéria orgânica, a qual geralmente tem uma assinatura isotópica no  $\delta^{13}\text{C}$  que varia de -22 ‰ a -30‰. Valores muito positivos acima de +15‰ podem resultar da fermentação de matéria orgânica (TUCKER e WRIGHT, 1990). As dolomitas mais antigas mostram uma ampla variedade de valores de isótopos de oxigênio que são freqüentemente interpretados por comparação com dolomitas modernas Plio-Pleistoceno.

Um problema no geral é que existiam flutuações seculares nas assinaturas isotópicas do  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  (VEIZER e HOEFS, 1976 apud TUCKER e WRIGHT, 1990; VEIZER et al., 1999). Muitas dolomitas antigas mostram evidência de que a dolomitização inicia próxima à superfície, mas elas comumente apresentam valores negativos nos isótopos do  $^{18}\text{O}$ . Isso pode ser atribuído aos efeitos da água do mar mais depletada em  $^{18}\text{O}$ . Outra explicação pode ser a precipitação de gerações posteriores de dolomita em temperaturas mais altas durante o soterramento e/ou água do poro depletada em  $^{18}\text{O}$ . As dolomitas de soterramento mais negativas são normalmente interpretadas como formadas em temperaturas muito altas (~50-100°C).

As dolomitas da zona de mistura próxima à superfície têm um range de  $\delta^{18}\text{O}$ , que pode refletir a precipitação de águas com composição variando de água marinha a água doce. As dolomitas de soterramento são moderadamente a muito depletadas em  $^{18}\text{O}$ , significando precipitação em um range de temperaturas e/ou de águas de composição isotópica variável. Contudo, a análise de isótopos de oxigênio em carbonatos pode ser usada para determinar a origem dos fluidos em equilíbrio com os carbonatos e ao mesmo tempo permite estimar a temperatura de formação dos mesmos. A determinação da temperatura pode dar a temperatura original da água ou a temperatura da diagênese.

## 2.8 Sequência diagenética para as seções estudadas

A sequência diagenética em cada um dos afloramentos estudados se fez começando pela descrição dos produtos das fases diagenéticas iniciais e finalizando com os processos diagenéticos da diagênese tardia.

A distribuição dos produtos diagenéticos no arcabouço da rocha se definiu a partir das observações realizadas durante a análise petrográfica e a análise com catodoluminescência.

Finalmente, a caracterização geoquímica destes produtos diagenéticos (principalmente cimentação e dolomitização), se fez a partir de estudos isotópicos e elementares.

## **2.9 Correlação dos afloramentos**

A correlação dos afloramentos ajudou na reconstrução da história diagenética do Membro Maruim da Formação Riachuelo. A correlação dos afloramentos se fez tendo como base as seções de correlação de Bandeira (1978). A correlação dos afloramentos se dividiu em duas regiões: Na região sudoeste da área de estudo se encontram as pedreiras Carapeba, Massapé, Inorcal I, Inorcal II e Catitú. Na região nordeste posicionam-se as pedreiras Inhumas e Santo Antônio.

## **2.10 Reconstrução da história diagenética do membro maruim**

A síntese de todas as observações realizadas a partir do estudo petrográfico, a análise com catodoluminescência, MEV, a análise geoquímica e a correlação dos afloramentos, serviu de base para gerar o arcabouço temporal que permitiu reconstruir a história diagenética das rochas carbonáticas do Membro Maruim da Formação Riachuelo.

### 3 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA

Neste capítulo se faz uma apresentação dos afloramentos estudados ao longo da área de investigação. A figura 20 mostra a localização das áreas onde foram realizadas as colunas estratigráficas. O Membro Maruim da Formação Riachuelo (Albiano) foi descrito em três localidades, assim distribuídas dentro da área de estudo: No Setor Laranjeiras se encontra a Pedreira Carapeba, o Setor Maruim compreende as pedreiras Massapé, Inorcal I, Inorcal II e Catitú e no Setor Pacatuba se encontram as pedreiras Santo Antônio e Inhumas.

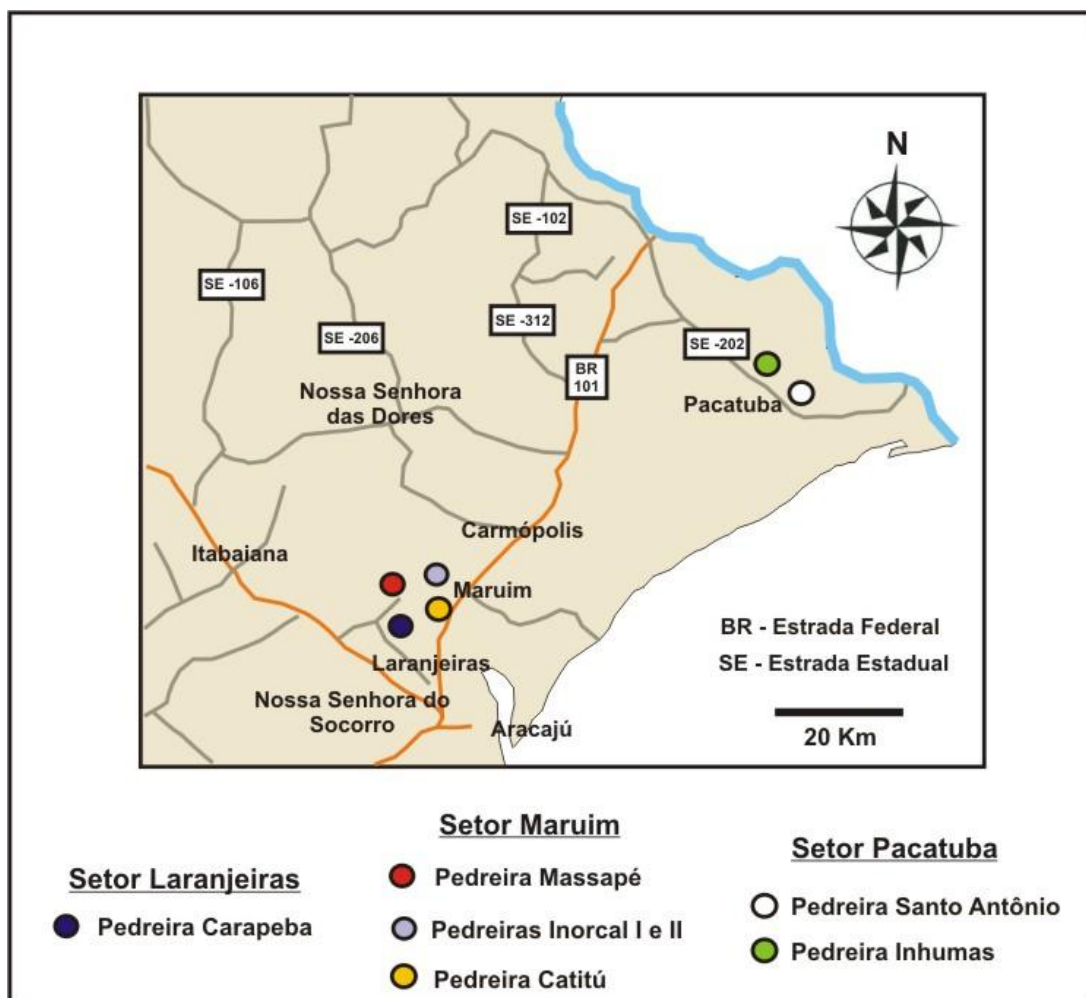


Figura 20 - Localização dos afloramentos estudados na área de estudo.

A caracterização de cada coluna estratigráfica apresenta as microfácies definidas durante a análise petrográfica. Porém, a descrição detalhada das microfácies se encontra no capítulo 4. Neste capítulo também se faz uma análise dos ciclos que caracterizam cada seção carbonática estudada, de acordo com os modelos de Goodwin e Anderson (1985) e de Tucker (2003) (Figuras 12 A e 12 B).

### 3.1 Setor Laranjeiras – Pedreira Carapeba

A Pedreira Carapeba encontra-se aproximadamente a 5 km ao norte da cidade de Laranjeiras (Figura 20). Na escala de afloramento foram identificados 5 ciclos. A figura 21 mostra o perfil estratigráfico levantado na pedreira Carapeba.

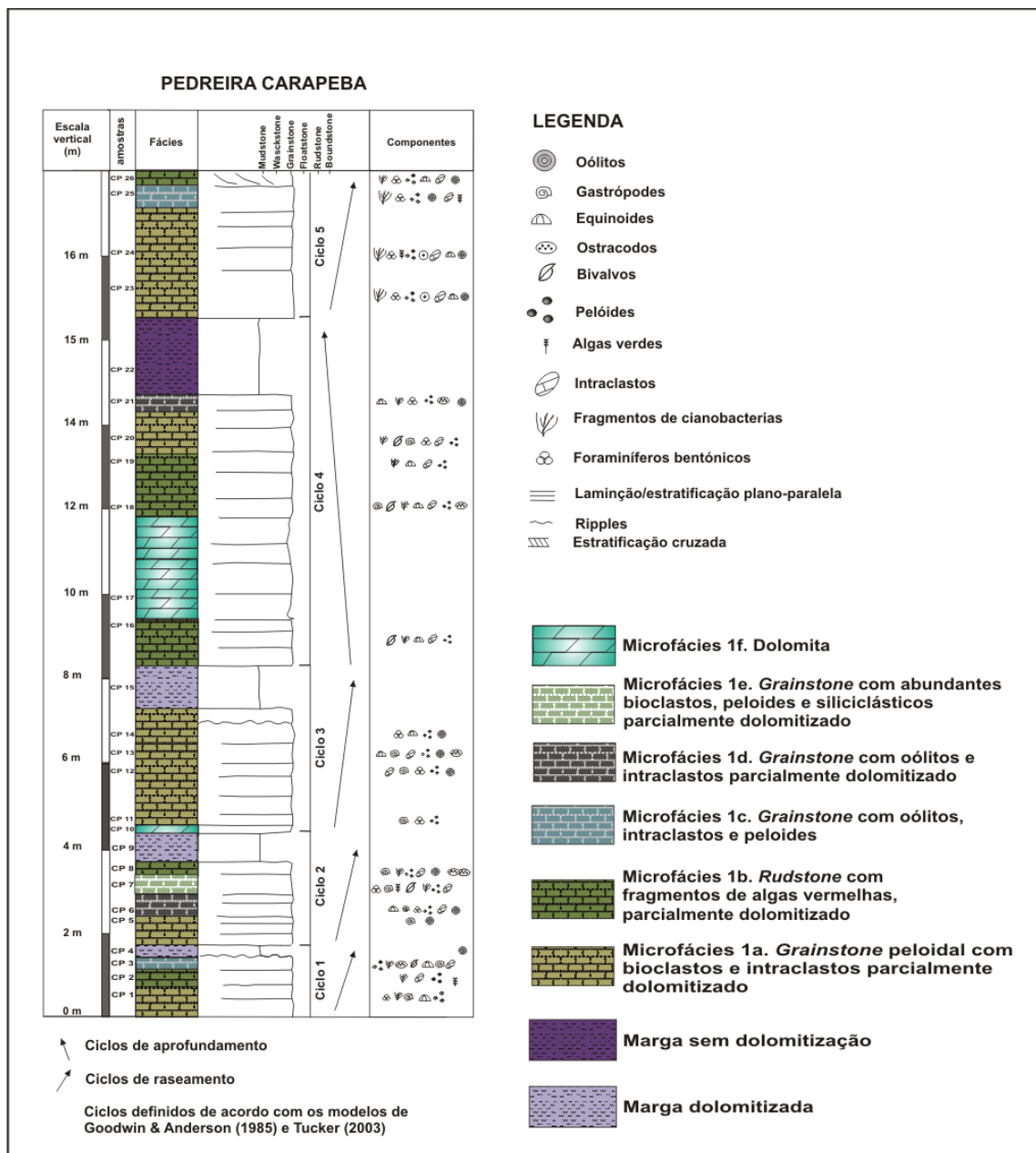


Figura 21 - Coluna estratigráfica da Pedreira Carapeba.

O ciclo 1 apresenta uma espessura de 1,65 m, as camadas têm estratificação plano-paralela tabular, muito contínuas. Este ciclo termina com 0,2 m de margas cinza-esverdeada (Figura 22).

O contato entre as camadas é planar - abrupto e não se observam feições de exposição subaérea. Porém, no topo das microfácies 1c (*Grainstone* com oólitos, intraclastos e pelóides) se observaram *ripples* de onda. Em geral as camadas do ciclo 1 estão compostas por *grainstone* peloidal com bioclastos e intraclastos parcialmente dolomitizado (microfácies 1a; figura. 49), *rudstone* com fragmentos de algas vermelhas, parcialmente dolomitizado (microfácies 1b; figura. 50) e *grainstone* com oólitos, intraclastos e pelóides (microfácies 1c; figura. 51), além das margas que marcam o fim do ciclo (Figuras 21 e 22). Estas margas estariam representando fácies de laguna e a análise com MEV permitiu a identificação de processos de dolomitização nas mesmas.

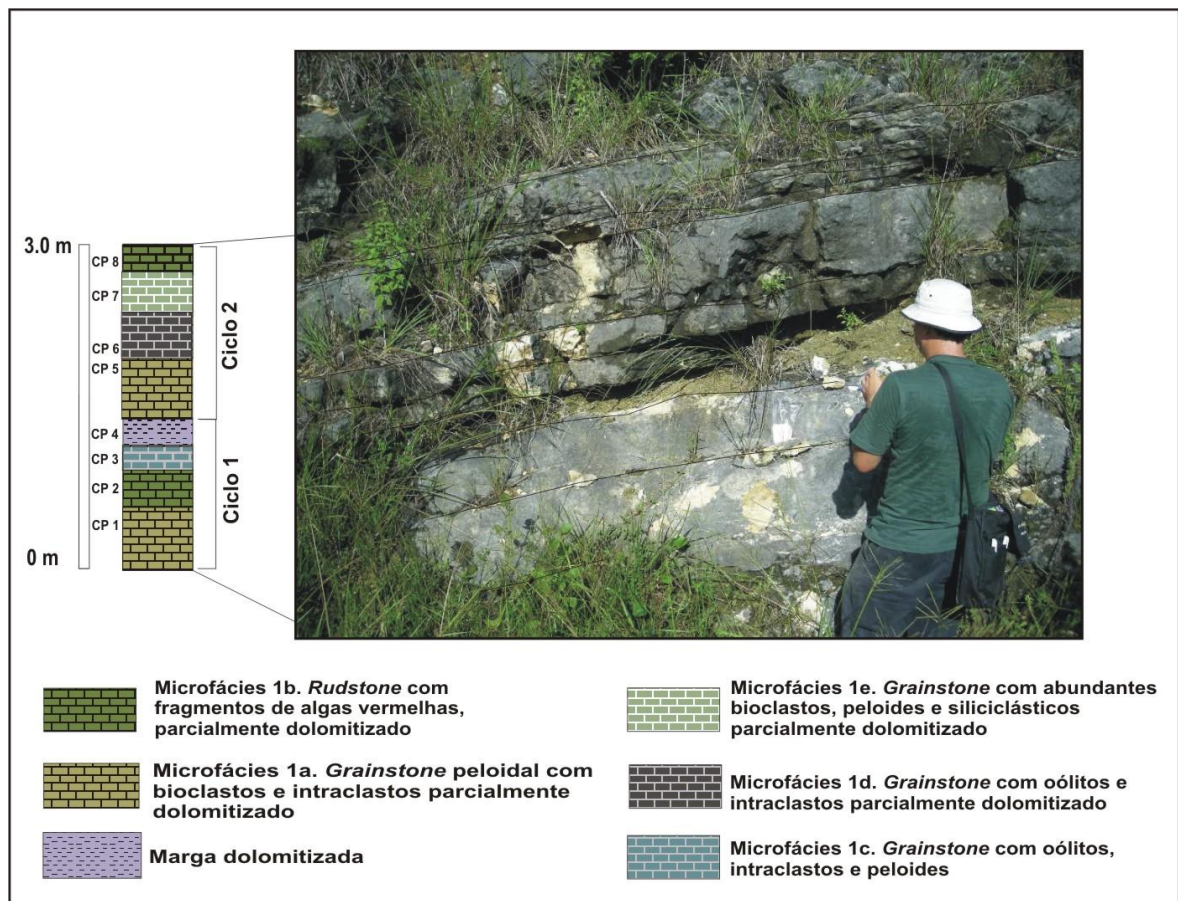


Figura 22 - Base do afloramento da Pedreira Carapeba (Ciclos 1 e 2).

O ciclo 2 apresenta uma espessura de 2,20 m e exibe camadas tabulares apresentando estratificação plano-paralela muito contínua. Não foram identificados macrofósseis, nem estruturas associadas a processos de dissolução ou superfícies cársticas, porém, se observa um afinamento dos estratos para o topo (Figura 21).

As camadas do ciclo 2 estão compostas por *grainstone* peloidal com bioclastos e intraclastos parcialmente dolomitizado (microfácies 1a; figura 49), *rudstone* com fragmentos de algas vermelhas, parcialmente dolomitizado (microfácies1b; figura 50), *grainstone* com oólitos e intraclastos parcialmente dolomitizado (microfácies1d; figura 52) e *grainstone* com abundantes bioclastos pelóides e siliciclásticos parcialmente dolomitizado (microfácies 1e; figura 53). O ciclo 2 finaliza com 0,6 m de margas dolomitizadas de cor cinza-esverdeada, também não foram observados contatos gradacionais e/ou erosivos. O ciclo 3 tem uma espessura total de 3 metros com camadas tabulares com estratificação plano-paralela e compostas na sua maior parte por *grainstone* peloidal com bioclastos e intraclastos parcialmente dolomitizado (microfácies 1a; figura 49). Na sua parte basal o ciclo apresenta 0,2 m de uma fácies dolomítica (microfácies 1f, figura 54). Não foram observadas superfícies de exposição e/ou erosão nos contatos entre as camadas, e para o topo do ciclo só foi observada uma superfície com presença de *ripples* simétricos (gerados por ondas) O ciclo 3 finaliza com 1 metro de margas dolomitizadas da cor cinza-esverdeada (Figura 23).

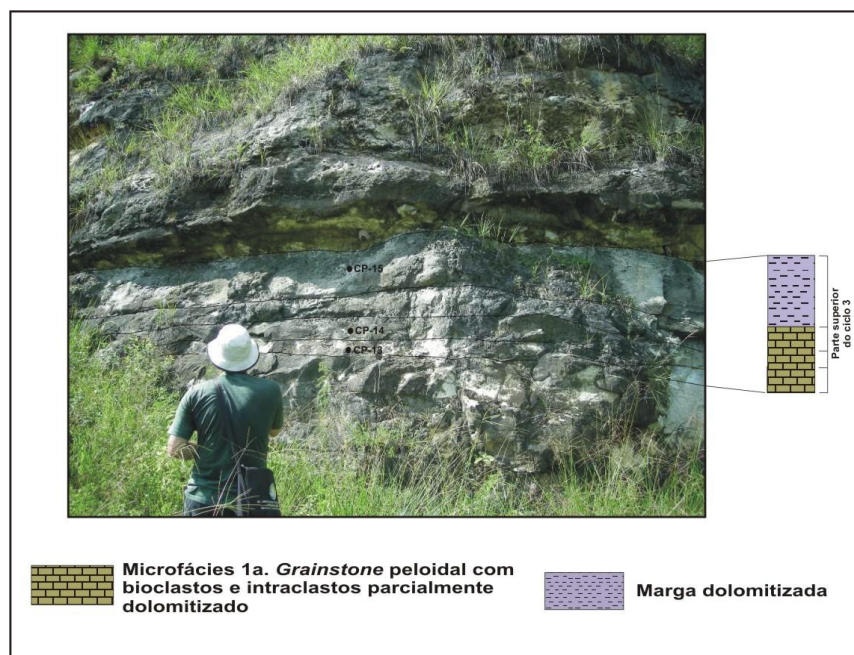


Figura 23 - Parte superior do ciclo 3 da Pedreira Carapeba.

O ciclo 4 está caracterizado por 6 metros de camadas tabulares com estratificação plano-paralela, compostas por *grainstone* peloidal com bioclastos e intraclastos parcialmente dolomitizado (microfácies 1a; figura 49), *rudstone* com fragmentos de algas vermelhas, parcialmente dolomitizado (microfácies1b; figura 50), *grainstone* com oólitos e intraclastos parcialmente dolomitizado (microfácies1d; figura 52) e dolomita (microfácies 1f; figura 54).

A principal característica deste ciclo é a presença de gastrópodes nas camadas superiores do ciclo e que a escala macroscópica apresentam até 6 cm de diâmetro (Figura 24). Não se observaram superfícies relacionadas a processos de erosão ou não deposição.

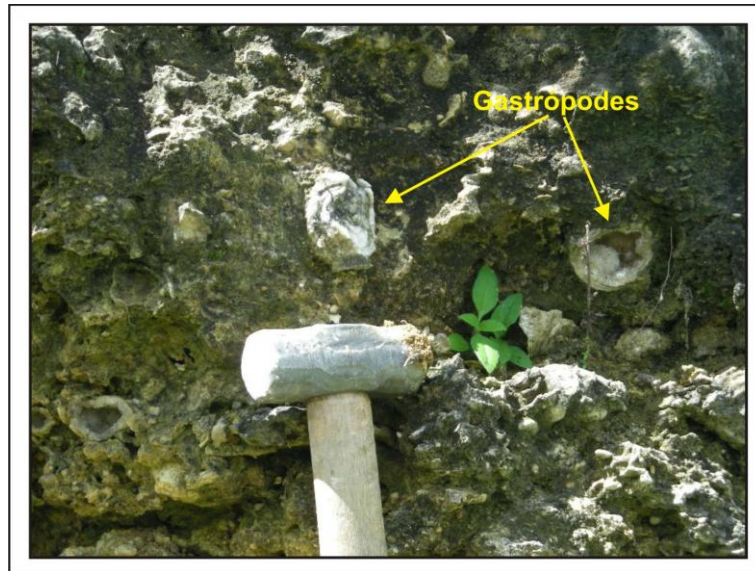


Figura 24 - Gastrópodes identificados no ciclo 4 da Pedreira Carapeba.

A figura 25 mostra parte dos estratos correspondentes ao ciclo 4, os quais se caracterizam por serem espessos e contínuos, sugerindo processos agradacionais de constante e contínua produção de sedimento carbonático.

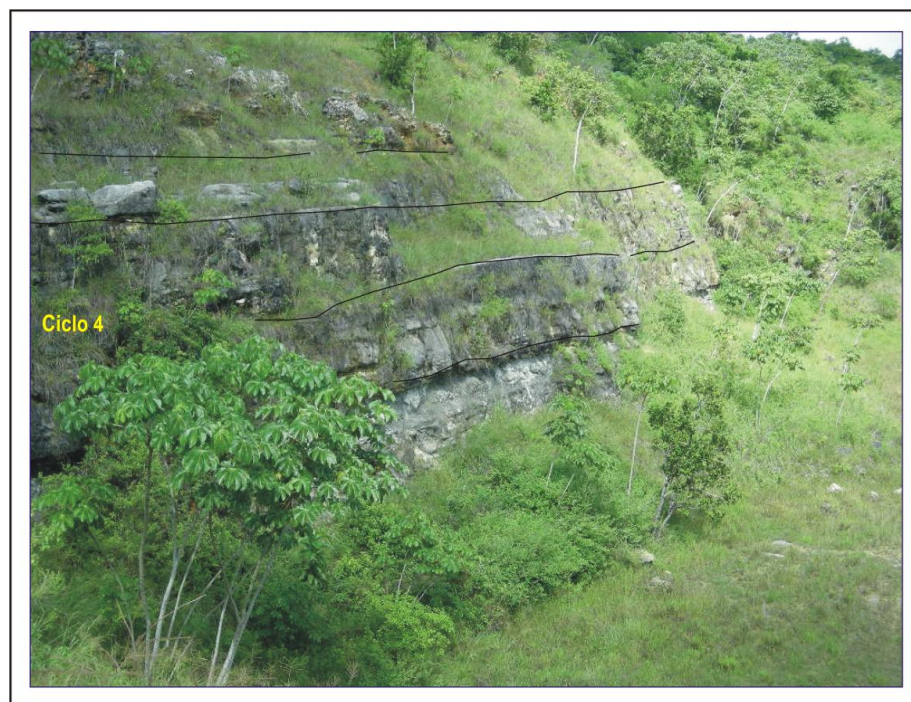


Figura 25 - Ciclo 4 da Pedreira Carapeba.



O final do ciclo 4 está caracterizado pela presença de um nível de inundação onde ocorre um pacote de margas com 2 metros de espessura (Figura 21). Estas margas têm características diferentes em relação às demais margas descritas ao longo da seção da Pedreira Carapeba, sendo a ausência de processos de dolomitização a principal diferença, além do mais este pacote de margas é mais contínuo e mais espesso.

O ciclo 5 (Figura 21) compreende o último pacote da Pedreira Carapeba e está composto por 3 metros de camadas compostas por *grainstone* peloidal com bioclastos e intraclastos parcialmente dolomitizado (microfácies 1a; figura 49), *rudstone* com fragmentos de algas vermelhas, parcialmente dolomitizado (microfácies 1b; figura 50) e *grainstone* com oólitos, intraclastos e pelóides (microfácies 1c; figura 51).

Os estratos descritos neste ciclo apresentam um aspecto maciço sem estruturas na base do ciclo e para o topo se observaram camadas com estratificação cruzada. Vale ressaltar que as microfácies dos ciclos da Pedreira Carapeba, se repetem ao longo da seção estratigráfica, sendo ademais característico que cada ciclo comece com *grainstones* peloidais com bioclastos e intraclastos parcialmente dolomitizados (microfácies 1a), principalmente os ciclos 1, 2, 3 e 5.

O conjunto dos ciclos observados na figura 21 compreende ciclos de raseamento para o topo, exceto o ciclo 4 que compreende um ciclo de aprofundamento (inundação). Segundo Mendes (2005), os ciclos da Pedreira Carapeba apresentam espessuras da ordem de 3 a 5 metros, dentro dos limites definidos por Goodwin e Anderson (1985). A interação de fatores climáticos e eustáticos parece ser responsáveis pela ciclicidade observada na Pedreira Carapeba (MENDES, 2005).

De acordo com Mendes (2005), fica evidente também a presença dos ciclos orbitais na faixa de Milancovitch para o intervalo correspondente à Pedreira Carapeba. No entanto, o Cretáceo médio foi um tempo com volumes muito reduzidos de gelo polar. Nestas condições espera-se que a magnitude das flutuações eustáticas poderiam ter sido menores (GOODWIN e ANDERSON, 1985). Assim, acredita-se que a tectônica também possa ter desempenhado um papel importante com fácies de laguna desenvolvidas em baixos estruturais e areias carbonáticas desenvolvidas em altos estruturais.

### 3.2 Setor Maruim

Esta localidade se encontra ao sudeste da área estudada e envolve as pedreiras Catitú, Massapé, Inorcal I, Inorcal II (Figura 20).

#### 3.2.1 Pedreira Catitú

Esta pedreira localiza-se a uma distancia de 4 km ao sudoeste do Município de Maruim (Figura 20). A figura 26 mostra a coluna estratigráfica da Pedreira Catitú, nesta foram identificados dois ciclos espessos submaré.

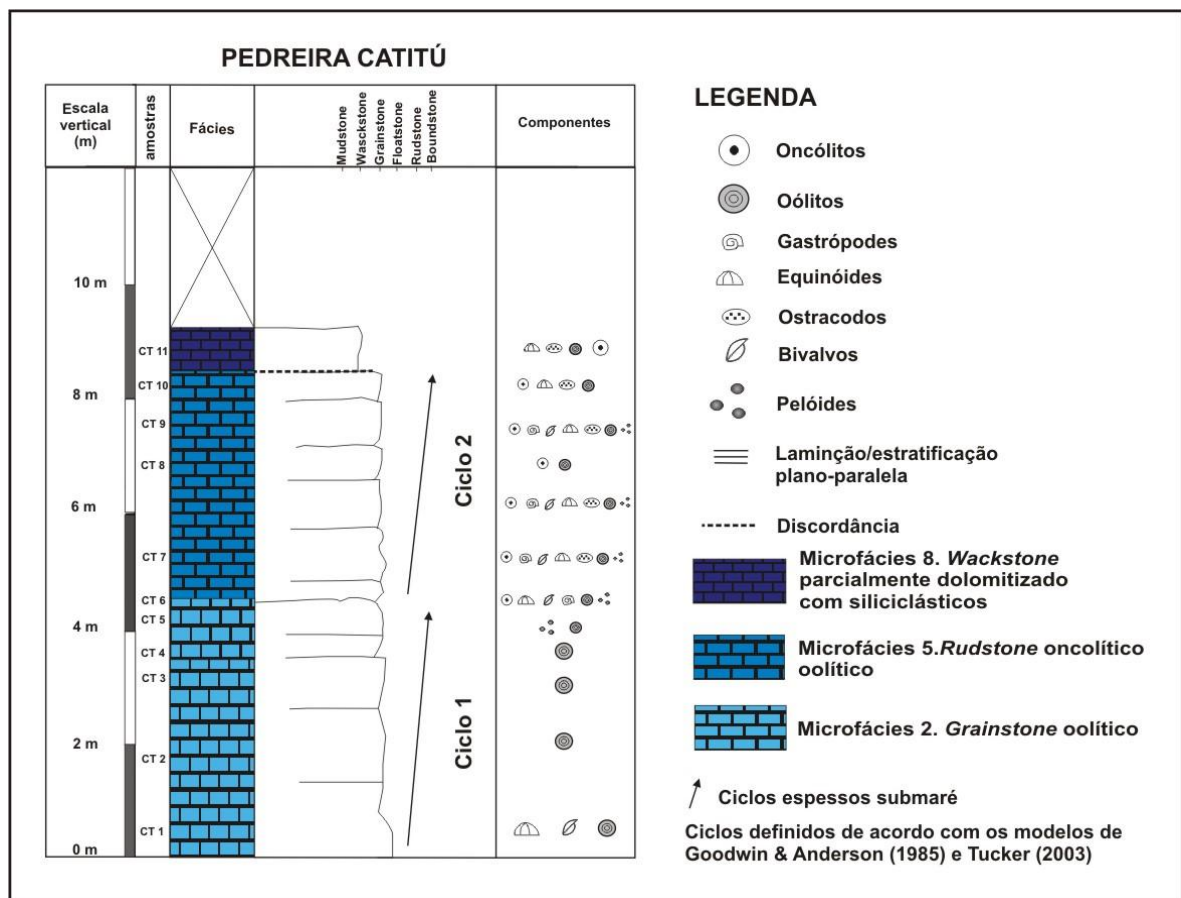


Figura 26 - Coluna estratigráfica da Pedreira Catitú

O ciclo 1 apresenta uma espessura de 4,30 m e é composto por *grainstone* oolítico (microfácies 2; figura 55). O contato entre as camadas é planar - abrupto e não se observaram superfícies associadas a processos de exposição, erosão ou inundação. Também não se observaram mudanças na textura da rocha vertical ou lateralmente. No campo se observou que a fácies apresenta camadas maciças, com espessuras que oscilam entre 1 e 2 metros de espessura (Figura 27), mostrando por sua vez um padrão de empilhamento agradacional.

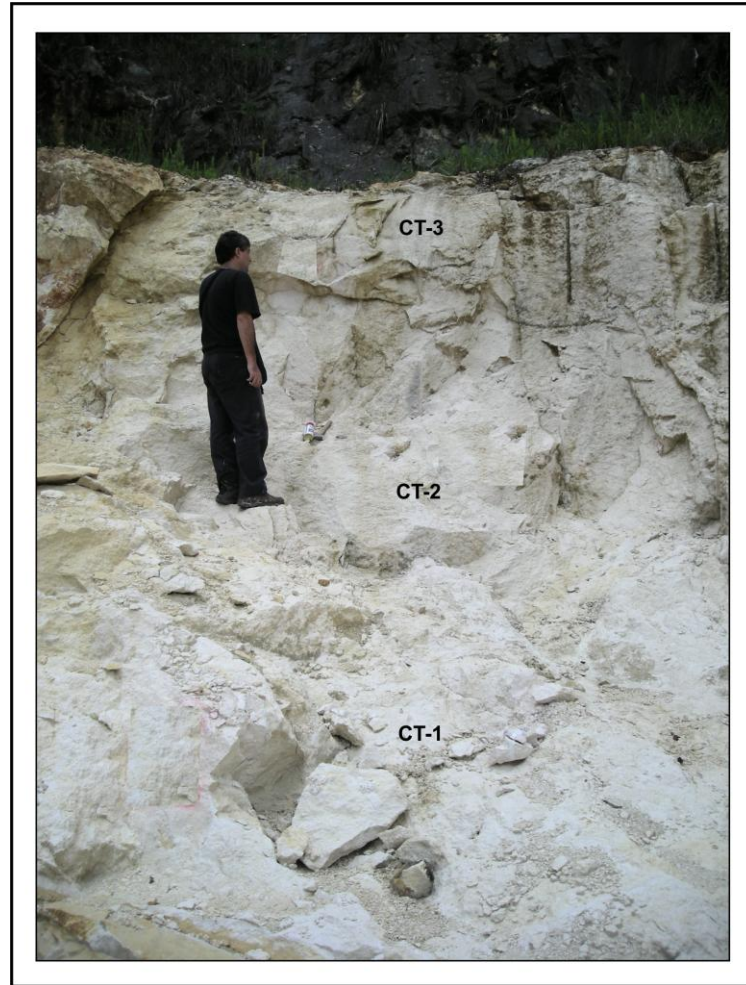


Figura 27 - Base do afloramento na Pedreira Catitú onde está exposta a parte inferior do ciclo 1 (microfácies 2, *grainstone* oolítico). A foto mostra os locais onde foram coletadas as amostras CT-01, CT-02 e CT-3.

O ciclo 2 apresenta uma espessura aproximada de 4 metros e representa já uma mudança nas microfácies sendo marcado pela presença de oncólitos (microfácies 5, *rudstone* oncolítico oolítico, figura 58). Este ciclo compreende camadas maciças com um padrão de empilhamento agradacional e de espessura média a grossa. As camadas são tabulares, porém ligeiramente deformadas (Figura 28). Não se observaram feições e superfícies associadas a inundação ou superfícies cársticas associadas a processos de exposição. O topo do ciclo 2 coincide com uma discordância que representa o limite entre as formações Riachuelo e Contiguiba. No contexto de evolução da bacia representa, por sua vez, a passagem da deposição de carbonatos de água rasa para a deposição de carbonatos de água profunda (Figura 28). As fácies profundas, acima da discordância, compreendem rochas compostas pela microfácies 8 (*wackstone* parcialmente dolomitizado com siliciclásticos, figura 67). Os ciclos 1 e 2 da Pedreira Catitú, estariam representando ciclos espessos submaré (Figuras 12 B e 26).

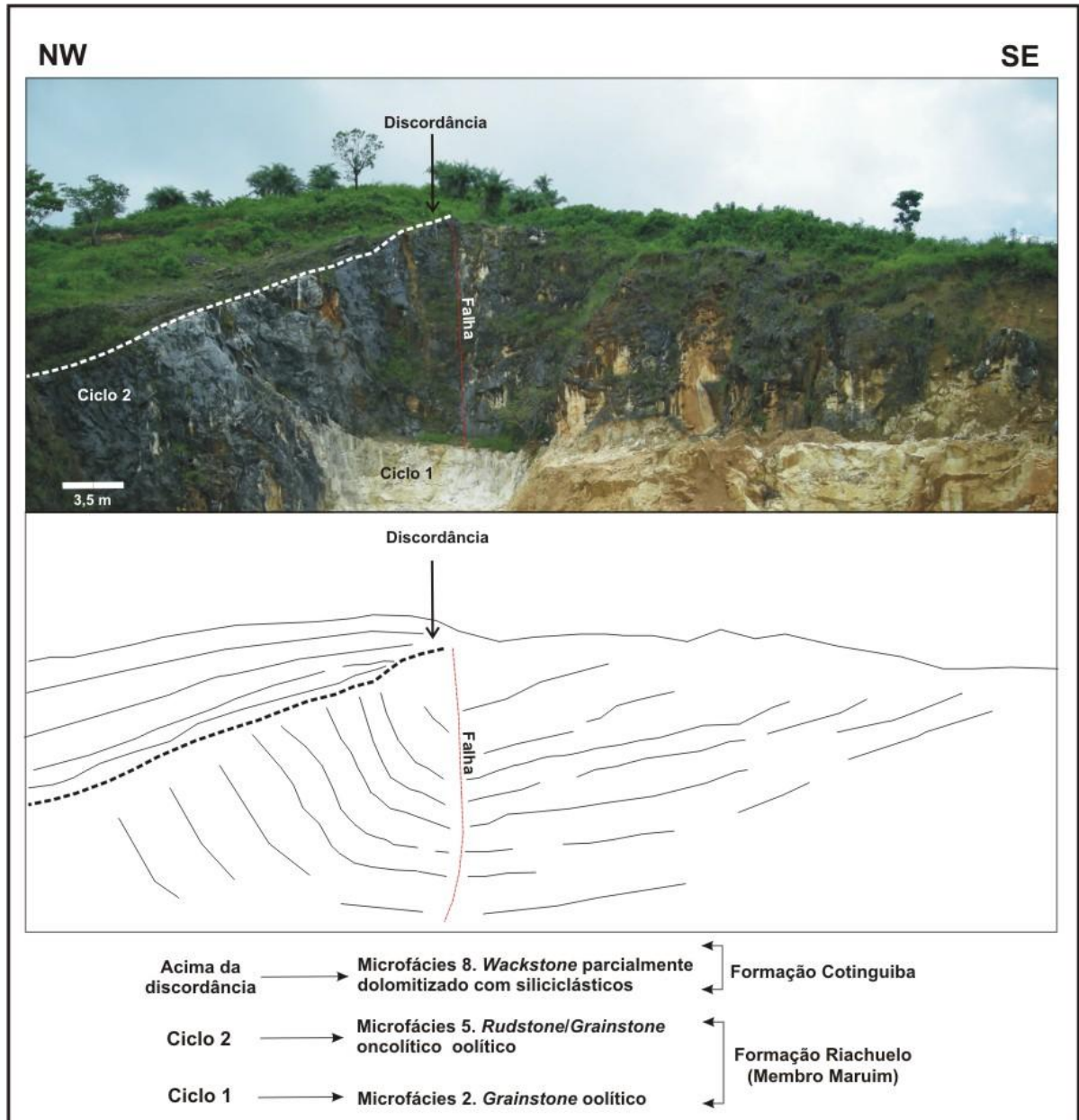


Figura 28 - Pedreira Catitú, ilustrando os ciclos 1 e 2 e a discordância sobre a qual se encontra a Formação Cotinguiba.

### 3.2.2 Pedreira Massapé

A Pedreira Massapé se encontra localizada aproximadamente a 10 Km ao oeste da cidade de Maruim (Figura 20). A sucessão estratigráfica descrita nesta pedreira tem 4 metros de espessura (Figura 29) e está composta por *grainstone* oolítico parcialmente dolomitizado (Microfácies 3, figura 56). Internamente as camadas estão desprovidas de estruturas sedimentares e o contato entre os estratos é planar-abruto, não sendo observada nenhuma feição associada a superfícies de exposição ou inundação.

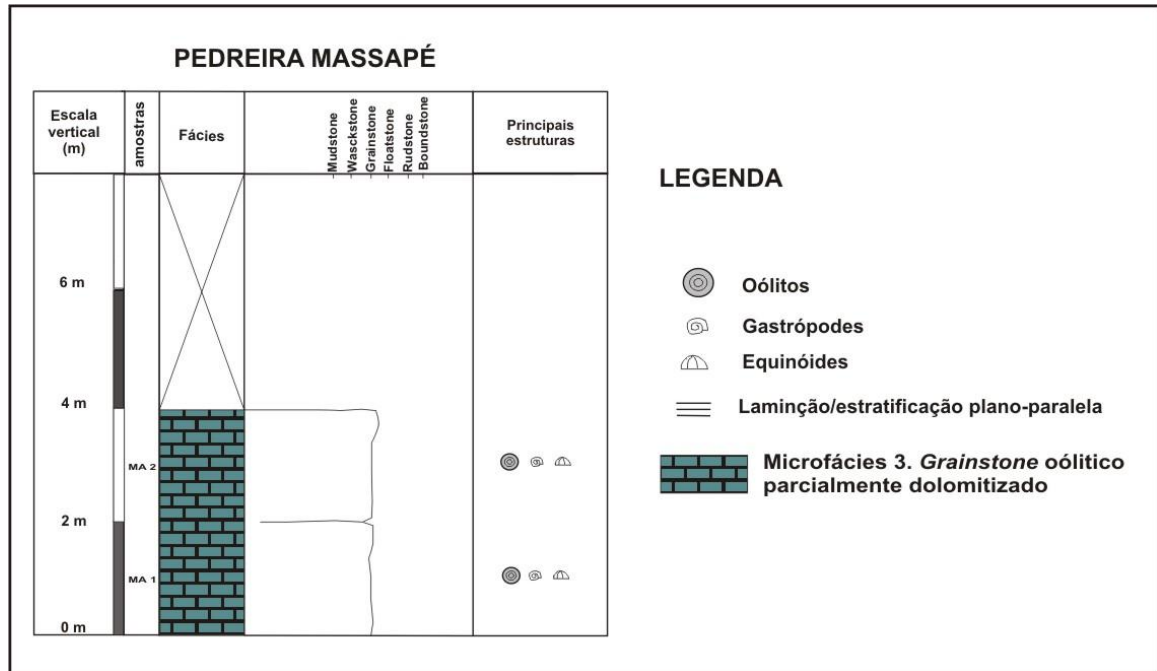


Figura 29 - Coluna estratigráfica da Pedreira Massapé

A espessura das camadas não apresenta mudanças da base para o topo, na textura da rocha também não se observaram mudanças. O padrão de empilhamento do ciclo observado é agradacional e as camadas em geral são maciças. A microfácies observada na Pedreira Massapé, composta por *grainstone* oolítico parcialmente dolomitizado (Figura 56), sugere um ambiente deposicional em bancos carbonáticos de alta energia.

### 3.2.3 Pedreira Inorcal I

A Pedreira Inorcal localiza-se a 5 Km ao noroeste do município de Maruim (Figura 20). A figura 30 ilustra a coluna estratigráfica realizada nesta pedreira. No perfil estratigráfico foram identificados três ciclos, o primeiro está composto por 3 metros de *grainstone* oolítico parcialmente dolomitizado (microfácies 3; figuras 30 e 56).

Este ciclo apresenta camadas com espessuras que variam entre 0,5 m e 0,8 m. Na escala de afloramento observa-se um padrão de empilhamento agradacional, o contato entre as camadas é planar - abrupto e não se observam superfícies de exposição subaérea ou inundação. Além do mais, observa-se que o aspecto das camadas no geral é maciço.

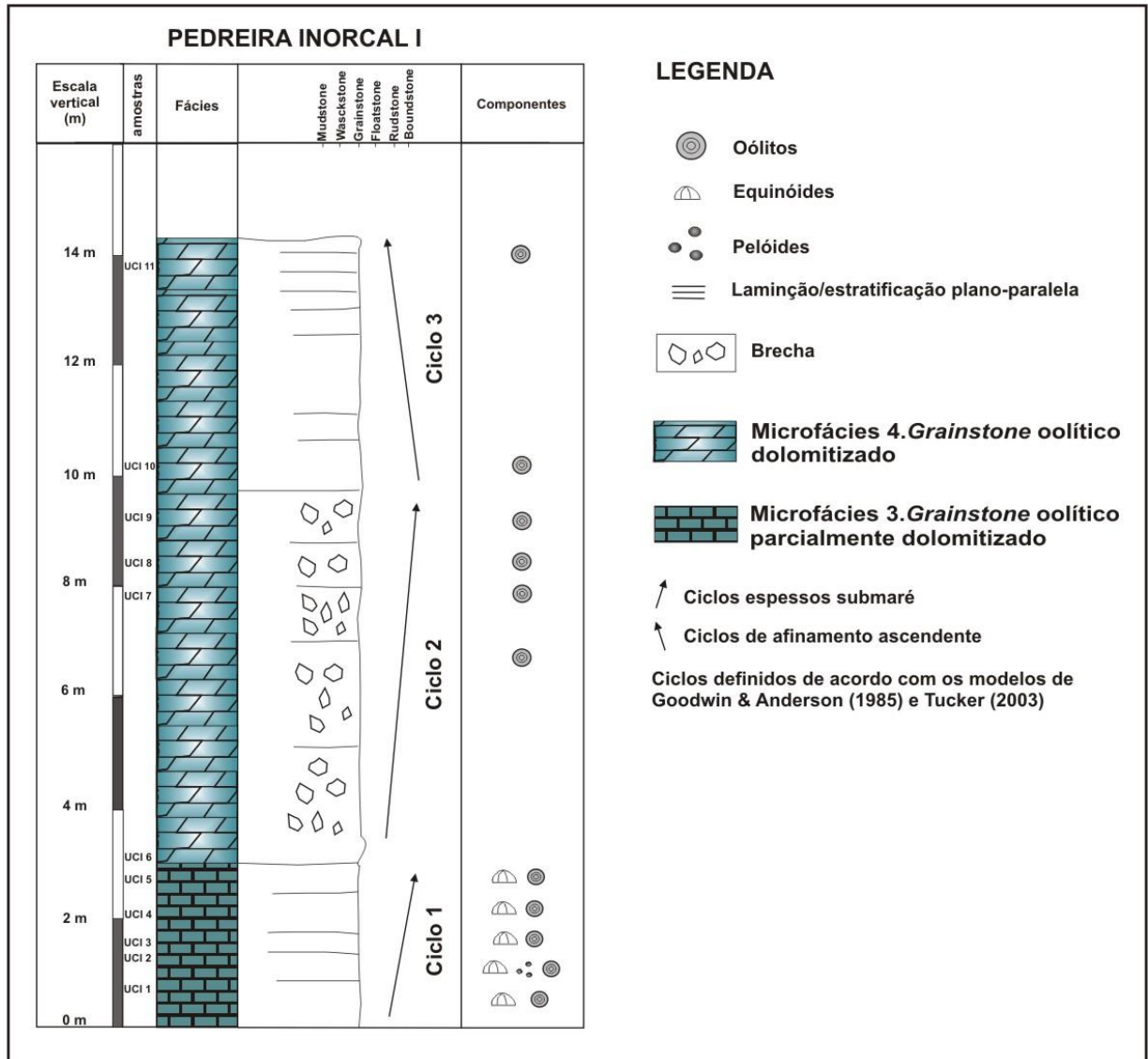


Figura 30 - Coluna estratigráfica da Pedreira Inorcal I.

O ciclo 2 apresenta 7 metros de camadas compostas por *grainstone* oolítico dolomitizado (microfácies 4; figura 57) com aspecto brechado, o contato entre as camadas é planar - abrupto. O padrão de empilhamento observado no ciclo 2 é agradacional, porém se observa um ligeiro afinamento das camadas para o topo (Figura 30). O aspecto brechado das camadas do ciclo 2 poderia corresponder a brechas de colapso.

As brechas de colapso são comuns em áreas onde houve níveis evaporíticos. O sal é mais solúvel, portanto, é dissolvido e as rochas colapsam produzindo acumulação de fragmentos angulares e/ou brechas (SCOFFIN, 1987). A figura 31 mostra o ciclo 2 na base do afloramento, o contato entre os ciclos 2 e 3 é abrupto.



Figura 31 - Pedreira Inorcal I mostrando os ciclos 2 e 3.

O último ciclo (ciclo 3) (Figuras 30 e 31) apresenta aproximadamente 4 metros de espessura, composto por *grainstone* oolítico dolomitizado (microfácies 4; figura 57). Observa-se que a espessura das camadas para o topo do ciclo 3 apresenta uma diminuição, mas não se observam variações no tamanho de grão e o aspecto das camadas é maciço, não possuindo assim estruturas sedimentares nem superfícies de exposição ou inundação no contato entre as camadas. O conjunto dos ciclos 1 e 2 poderiam corresponder a ciclos espessos submaré (agradação) e o ciclo 3 estaria representando um ciclo de afinamento ascendente, indicando processos de raseamento (Figuras 12 B e 30).

#### 3.2.4 Pedreira Inorcal II

Esta pedreira se encontra localizada a 200 m da Pedreira Inorcal I. Esta sucessão estratigraficamente se encontra acima do empilhamento descrito na Pedreira Inorcal I. A coluna descrita compreende 1 ciclo, com uma espessura de 6 m (Figura 32) e composto por *grainstone* oolítico dolomitizado (microfácies 4; figura 57).

O ciclo começa com 0,5 m de uma brecha, o restante das camadas do ciclo, não apresentam estruturas sedimentares, nem aspecto brechado, sendo o aspecto delas no geral maciço. As camadas não apresentam mudanças na textura da rocha, porém apresentam uma tendência a diminuir sua espessura para o topo, indicando uma diminuição no espaço de acomodação (Figura 32).

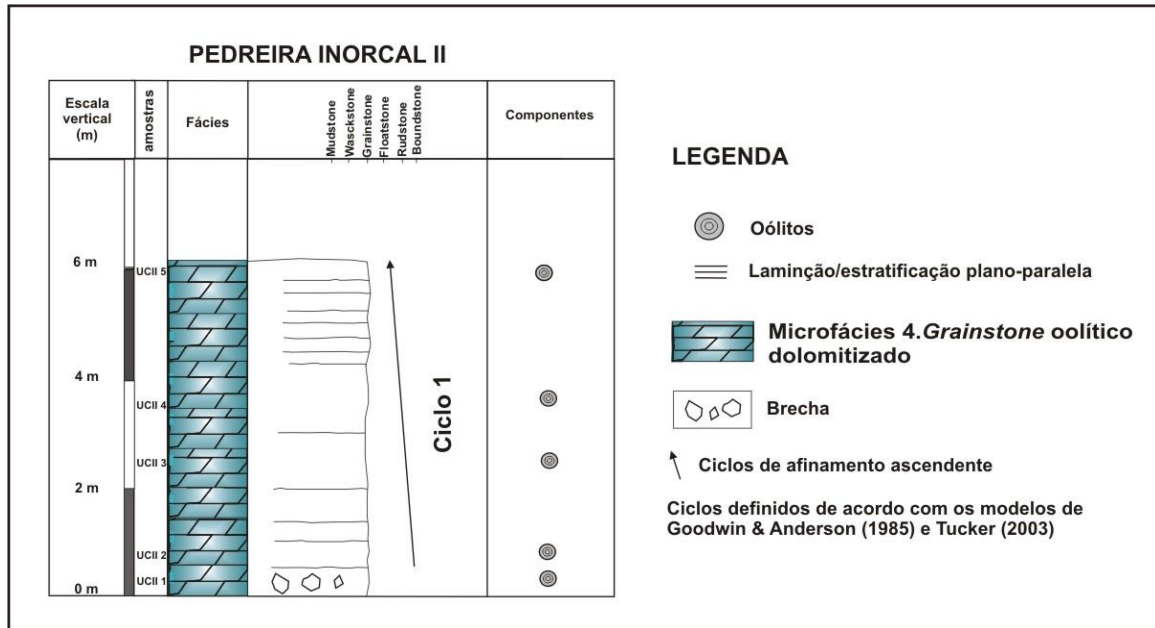


Figura 32 - Coluna estratigráfica da Pedreira Inorcal II.

O padrão de empilhamento varia ligeiramente de agradacional a progradacional. O contato entre as camadas é planar - abrupto e não se observaram superfícies de exposição, erosão ou inundação. Os ciclos descritos na Pedreira Catitú, assim como os descritos nas pedreiras Massapé, Inorcal I e Inorcal II representam o desenvolvimento de bancos carbonáticos oolíticos de alta energia.

O desenvolvimento de *grainstone* oolítico nos ciclos descritos nestas pedreiras é semelhante ao desenvolvimento de *grainstones* oolíticos do Smackover superior (Jurássico Superior) (MOORE e DRUCKMAN, 1981). Observa-se que o desenvolvimento destes ciclos na área de estudo torna-se mais proeminente para o leste da bacia. Além dos fatores climáticos e eustáticos, como já referido, os fatores tectônicos também teriam sido importantes na configuração dos ciclos. Segundo Turbay (2002), os locais de desenvolvimento mais ativos de tais ciclos de areias oolíticas podem corresponder a altos estruturais.



### 3.3 Setor Pacatuba

Encontra-se para o nordeste da área estudada e envolve a pedreiras Inhumas e Santo Antônio (Figura 20).

#### 3.3.1 Pedreira Inhumas

No campo observou-se que as fácies compreendem pacotes maciços com espessuras que variam entre dois e quatro metros. O padrão de empilhamento observado no campo é agradacional, mas vale a pena salientar que as camadas nas pedreiras Inhumas se encontram muito fraturadas (Figura 33).

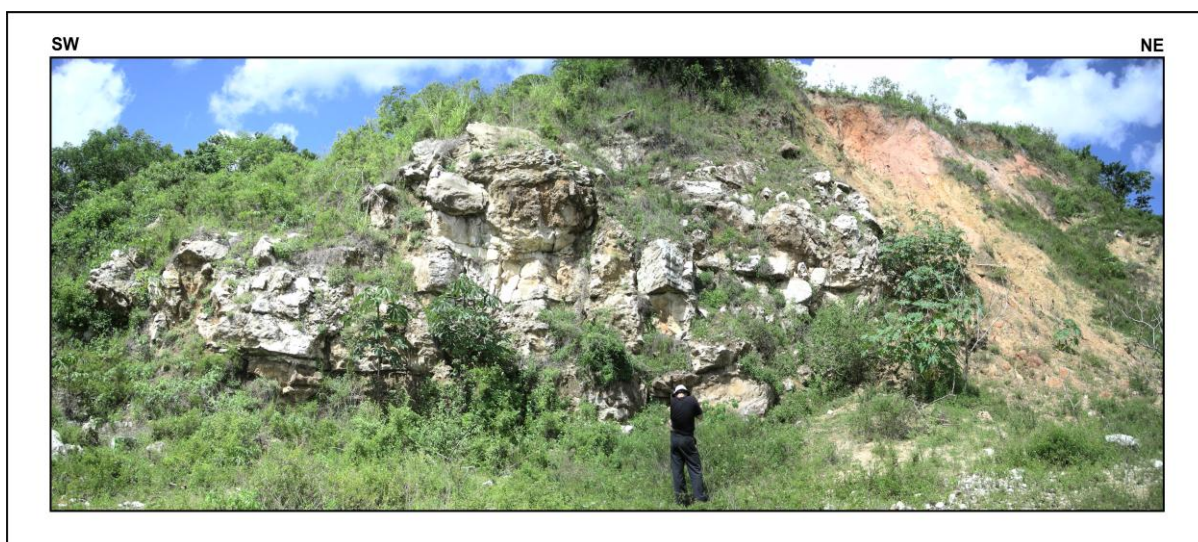


Figura 33 - Afloramento correspondente à Pedreira Inhumas.

Na Pedreira Inhumas foram identificados dois ciclos compostos por *rudstone* oncolítico oolítico (Microfácies 5; figura 58). Porém estas fácies se apresentam parcial ou totalmente dolomitizadas para o topo de cada ciclo (microfácies 6, *rudstone* oncolítico oolítico parcialmente dolomitizado e microfácies 7, *rudstone* dolomitizado) (figura 34). O ciclo 1 compreende 6 metros de camadas compostas principalmente por *rudstone* oncolítico oolítico (Microfácies 5; figura 58). Ao longo deste ciclo não se observam mudanças na textura da rocha e o caráter das camadas é maciço. Como estrutura importante se registrou a presença de estilólitos tanto na escala de afloramento como na escala microscópica (Figura 35). Para o topo, o ciclo 1 apresenta um afinamento das camadas e, por sua vez, o topo do ciclo 1 coincide com um *hardground*.

Esta superfície se encontra coberta por uma camada de 1 cm de calcita recristalizada. A geração de *hardground* em calcários pode estar associada a processos de cimentação sinsedimentar (Tucker, 2003).

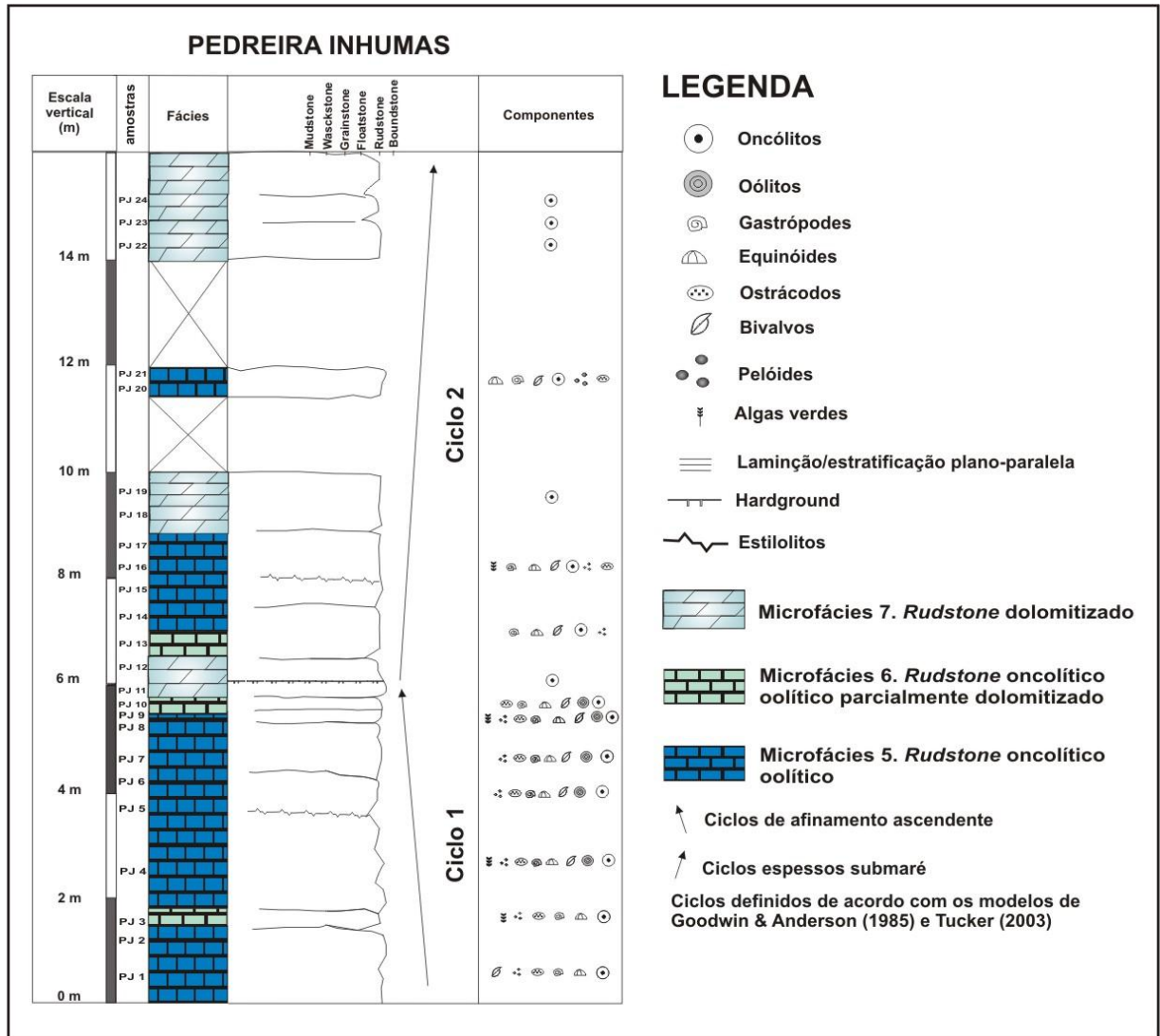


Figura 34 - Ilustração do perfil estratigráfico realizado na Pedreira Inhumas.

O ciclo 2 está composto por uma alternância de *rudstone* oncolítico oolítico, *rudstone* oncolítico oolítico parcialmente dolomitizado e *rudstone* dolomitizado (microfácies 5, 6 e 7; figuras 58, 60 e 64 respectivamente). A espessura das camadas varia entre 0.5 m e 2 metros e o aspecto das mesmas é maciço, sendo que também se observaram estruturas de pressão-dissolução (estilolitos), tanto nas lâminas delgadas como no afloramento. Observa-se que as camadas não apresentam grandes mudanças na espessura, mostrando, portanto, um padrão de empilhamento agradacional.

O contato entre as camadas é planar - abrupto e não se observam estruturas associadas a processos de exposição, erosão ou inundação. O ciclo 2 da Pedreira Inhumas estaria representando um ciclo espesso de submaré (Figuras 12 B e 34).



Figura 35 - Estruturas estilolíticas a escala microscópica e microscópica na Pedreira Inhumas. A figura da direita mostra um equinóide formando o núcleo de um oncólito (Amostra PJ-1).

### 3.3.2 Pedreira Santo Antônio

A Pedreira Santo Antônio localiza-se a menos de 5 km da Pedreira Inhumas, no nordeste da área estudada (Figura 20). A espessura total do empilhamento estratigráfico descrito nesta pedreira é de 30 metros, onde foram identificados três ciclos. O ciclo 1 tem camadas cujas espessuras variam de 1 a 4 metros e estão compostas principalmente por *rudstone* oncolítico oolítico (Microfácies 5; figura 58). O padrão de empilhamento é agradacional, porém observa-se uma ligeira tendência a aumentar o espessamento das camadas para o topo. Lateralmente não se observaram mudanças na espessura das camadas (Figura 36). A escala de afloramento se observa que as fácies apresentam um caráter maciço sem maiores variações na textura da rocha. As camadas são plano-parallelas, porém se encontram muito fraturadas (Figura 36). O contato entre o ciclo 1 e 2 é abrupto, porém a superfície não coincide com processos que marquem processos de exposição ou erosão. O ciclo 2 apresenta 8 metros de espessura e se encontra na parte intermediária da coluna estratigráfica descrita na Pedreira Santo Antônio (Figura 37). No campo observou-se que as camadas do ciclo 2 apresentam um padrão de empilhamento agradacional, sem variações laterais na espessura das camadas. Para o topo as camadas apresentam uma leve tendência a diminuir a sua espessura (Figura 37).

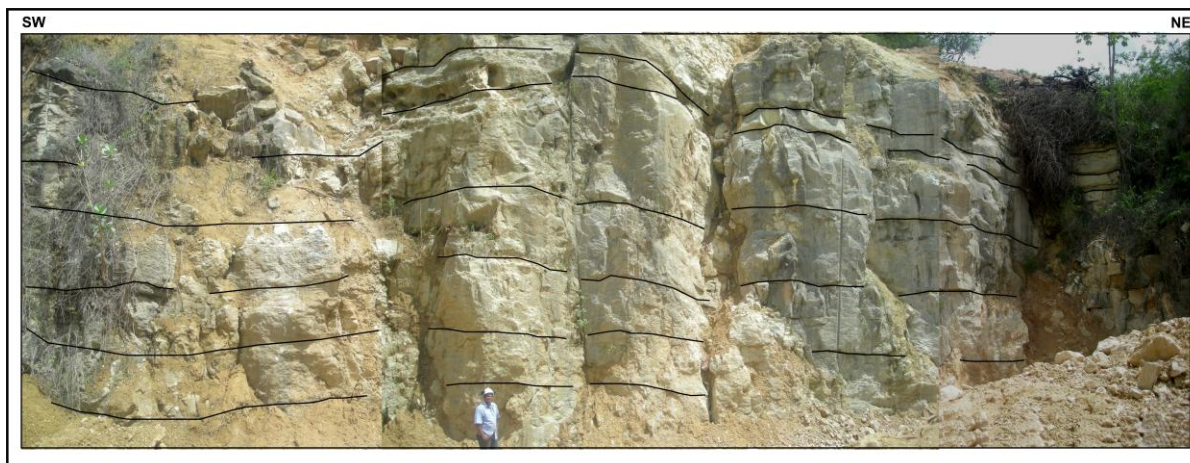


Figura 36 - Parte da seção descrita na Pedreira Santo Antônio (ciclo 1, microfácies 5).

O ciclo 2 está composto por *rudstone* oncolítico oolítico (Microfácies 5; figura 58), mas para o topo do ciclo, estas microfácies se encontram parcialmente dolomitizadas (Microfácies 6; figuras. 37 e 60). O ciclo 3 apresenta 6 metros de espessura e tem camadas grossas e contínuas lateralmente. Em geral o padrão de empilhamento é agradacional, mas se observa uma leve diminuição da espessura das camadas no final do ciclo. O ciclo 3 está composto por *rudstone* oncolítico oolítico parcialmente dolomitizado (Microfácies 6; figura 60), mas observa-se também que o processo de dolomitização é maior para o topo do ciclo deposicional, onde foram observadas microfácies totalmente dolomitizadas (*rudstone* dolomitizado; Figs. 37 e 64 C e D). Os ciclos da Pedreira Santo Antônio exibem um padrão constante na espessura dos mesmos indicando ciclos espessos submaré (Figura 12 B e 37). Contudo, a tectônica local e regional na Sub-bacia de Sergipe pode haver desempenhado um papel importante na configuração da ciclicidade do Membro Maruim da Formação Riachuelo.

A ciclicidade observada nas pedreiras mostra que de acordo com o diagrama da figura 12 B os ciclos se desenvolveram entre a fase inicial e final de um trato de sistema de mar alto. Os estratos das pedreiras com fácies oolíticas (pedreiras Massapé, Inorcal I, Inorca II e base da Pedreira Catitú) e as de fácies oncolíticas (parte superior da Pedreira Catitú, Pedreiras Inhumas e Santo Antônio), têm como feição comum um aspecto maciço. De acordo com Tucker (2003), esta característica nem sempre indica a obliteração das estruturas sedimentares por processos diagenéticos (recristalização, dolomitização) ou bioturbação. A rocha poderia ter-se depositado simplesmente sem a formação de estruturas, como é o caso das pedreiras acima referidas.

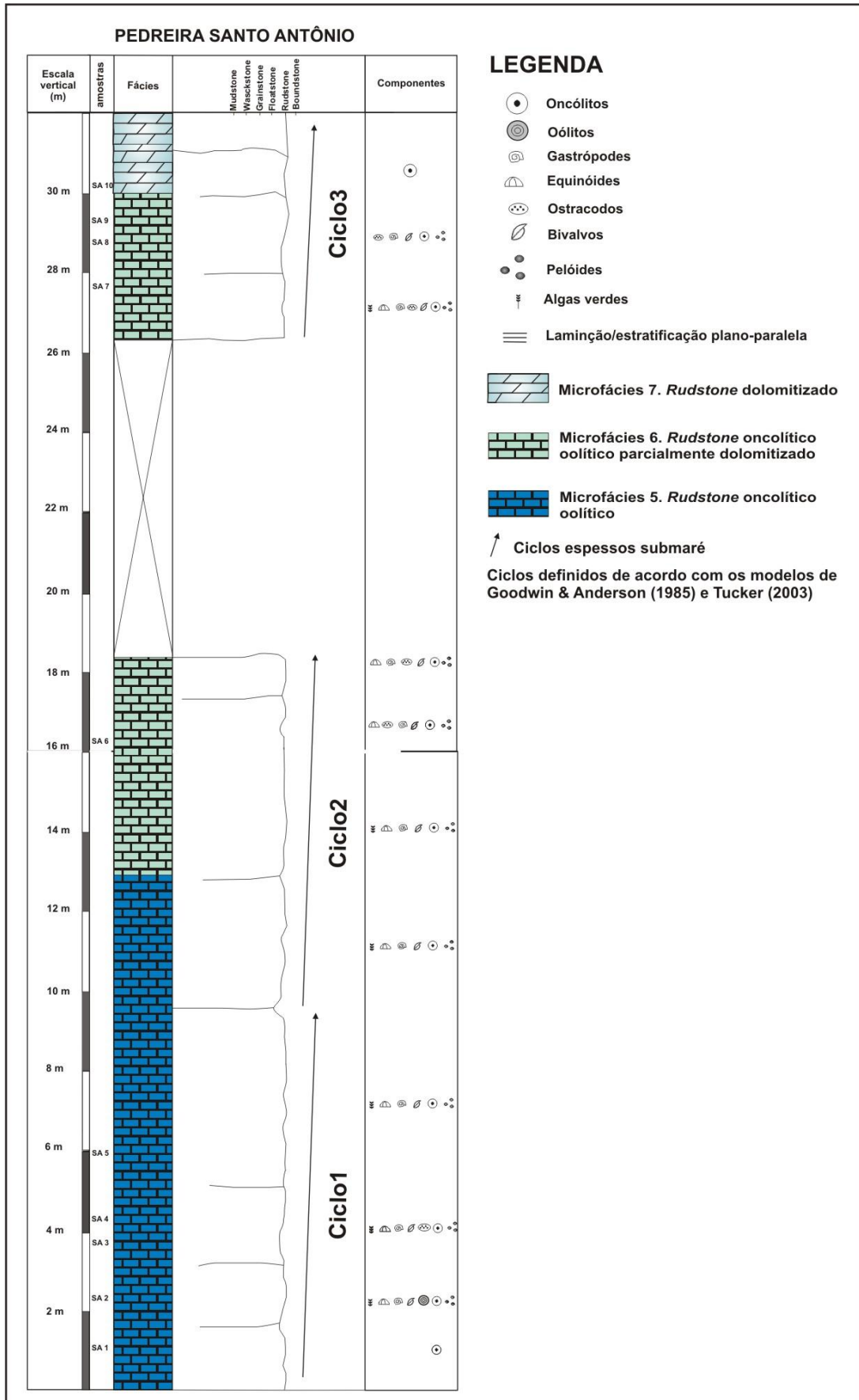


Figura 37 - Coluna estratigráfica da Pedreira Santo Antônio.