

## 6 RECONSTRUÇÃO DA HISTÓRIA DIAGENÉTICA PARA O MEMBRO MARUIM DA FORMAÇÃO RIACHUELO

Antes da integração dos resultados, realizou-se uma correlação dos afloramentos estudados, tendo como base as seções correlativas propostas por Bandeira (1978). A correlação dos afloramentos ajudou na reconstituição da história diagenética do intervalo estudado (Membro Maruim da Formação Riachuelo). 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 (Figura 135). Próxima de tais afloramentos se encontra a seção de correlação A-A' proposta por Bandeira (1978) (Figura 135). Na região nordeste posicionam-se as pedreiras Inhumas e Santo Antônio, as quais se encontram próximas do extremo norte da seção correlativa B-B', também realizada por Bandeira (1978) (Figura 135).

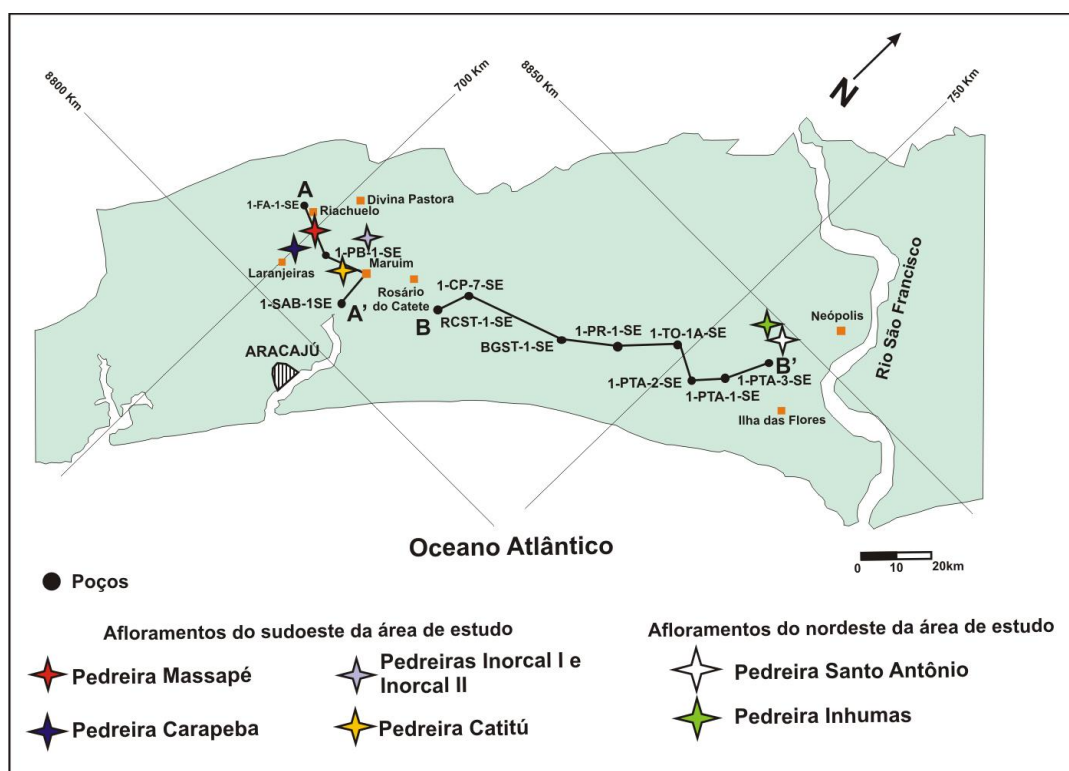


Figura 135 - Mapa de localização das seções correlativas, poços e afloramentos da área estudada.

Fonte: Modificado de Bandeira (1978).

Nos perfis de raios gama, Bandeira (1978), integrou os dados litológicos e os dados resultantes do estudo de microfácies. A correlação realizada pelo referido autor foi estabelecida em nível de fácies e subfácies, e os poços, por sua vez, foram correlacionados com referência ao nível do mar.

## 6.1 Correlação dos afloramentos da área de estudo

A seção A-A' mostrada na figura 136 serviu de base para a correlação dos afloramentos da região sudoeste da área de estudo (Figura 137).

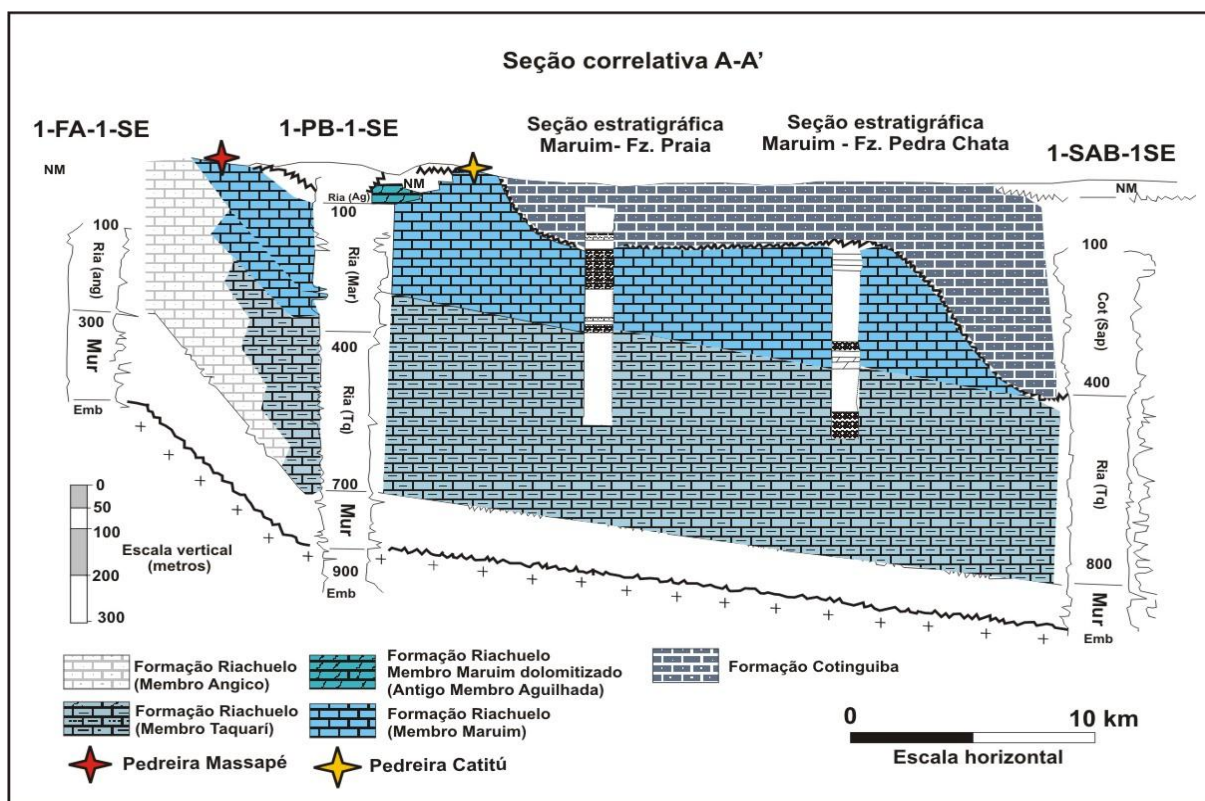


Figura 136 - Seção correlativa A-A'. As pedreiras Massapé e Catitú são as mais próximas desta seção (ver figura 135).

Fonte: Modificada de Bandeira (1978).

Comparando a seção correlativa A-A' com os afloramentos estudados, observa-se que estes últimos estariam representando a porção mais superior do Membro Maruim da Formação Riachuelo. Este intervalo mais superior do Membro Maruim corresponderia à terceira fase de deposição descrita por Koutsoukos (1993), que foi depositada entre o Meso-Neoalbio e caracterizada por uma progressiva tendência de raseamento, onde teriam-se desenvolvido espessos pacotes de carbonato de água rasa, como consequência de um período de quiescência tectônica. Assim, a sedimentação carbonática, teria-se espalhado sobre extensas áreas, gerando amplos bancos carbonáticos de água rasa compostos principalmente por *rudstone/grainstone*-oolítico-oncolítico-bioclástico.

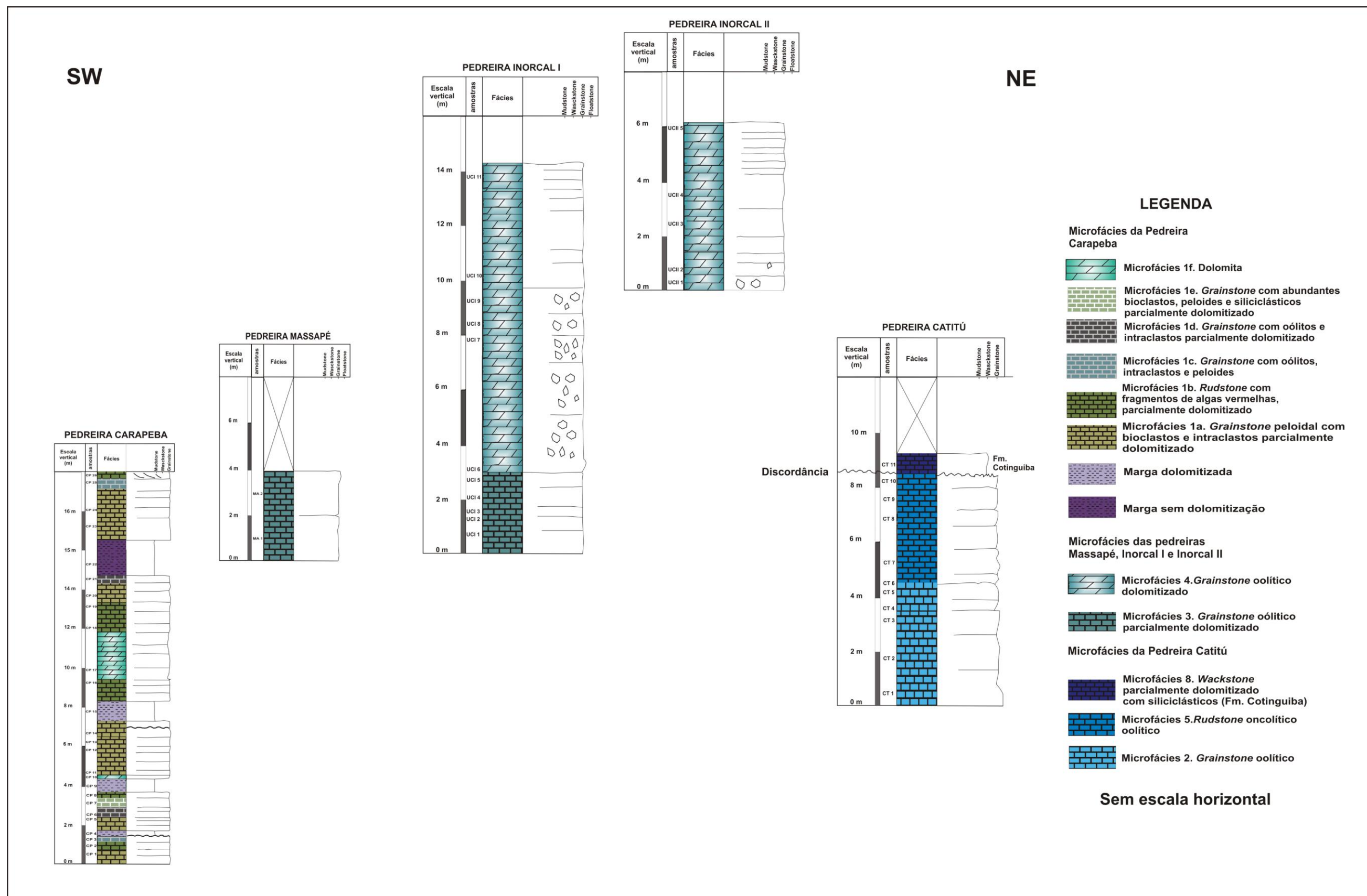


Figura 137 – Correlação dos afloramentos da região sudoeste da área de estudo.

A evolução tectônica da bacia gerou um arcabouço compartimentado composto por uma série de altos e baixos estruturais. Os carbonatos do Membro Maruim teriam se desenvolvido nos altos estruturais. De acordo com Turbay (2002), a Pedreira Carapeba, se encontra localizada na borda sudoeste do Alto de Aracajú (Figuras 4 e 138), na interface com o baixo estrutural de Divina Pastora. As demais pedreiras da região sudoeste da área de estudo, próximas à Pedreira Carapeba estariam, também, no Alto de Aracajú, e suas microfácies estariam representando bancos carbonáticos coalescentes (Figura 138).

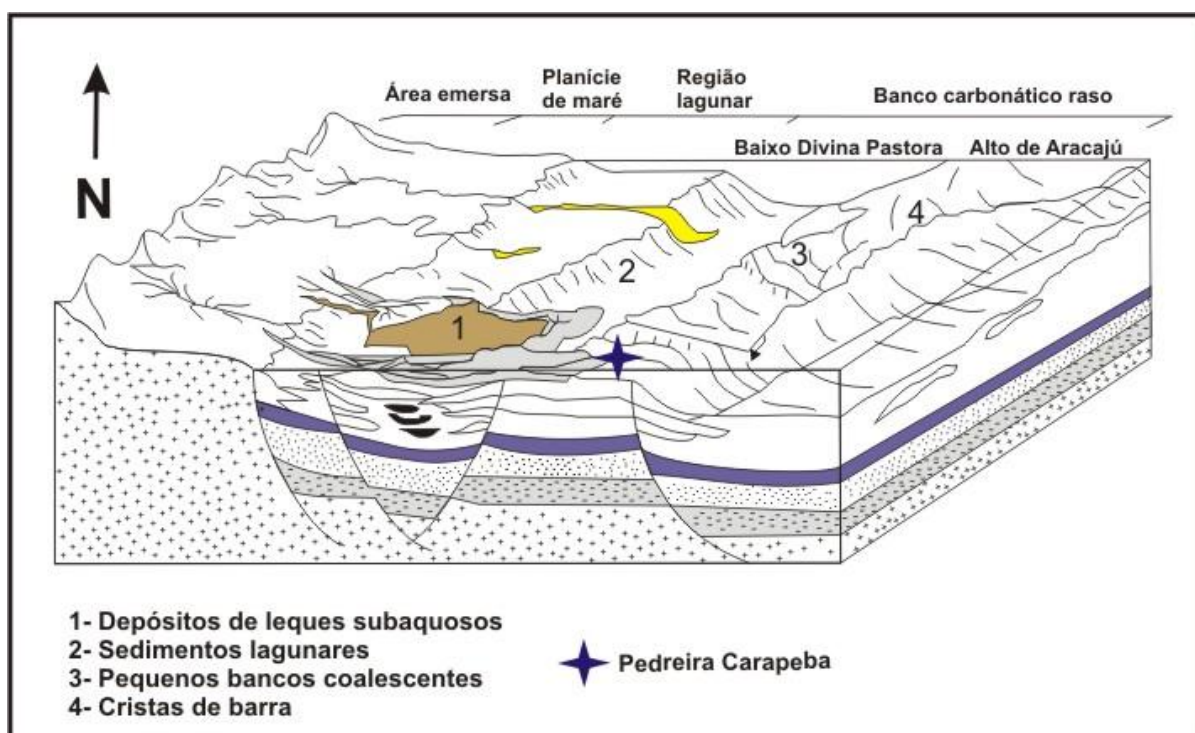


Figura 138 - Bloco diagrama esquemático, mostrando a plataforma carbonática da Sub-bacia de Sergipe, na época do Albiano Superior. A figura mostra a localização aproximada da Pedreira Carapeba.

Fonte: Modificado de Koutsoukos et al. (1991) e Mendes (1994) apud Turbay (2002).

As microfácies 1c (*grainstone* com oólitos, intraclastos e pelóides) e que se encontram para o topo da Pedreira Carapeba estariam representando a transição entre as fácies de laguna e as fácies de alta energia (bancos carbonáticos). Estas fácies com abundância de grãos oolíticos passariam lateralmente para as fácies oolíticas (microfácies 2, *grainstone* oolítico e microfácies 3, *grainstone* oolítico parcialmente dolomitizado) observadas nas pedreiras Catitú, Massapé e Inorcal I. Estas microfácies representariam os bancos carbonáticos propriamente ditos. No topo do poço 1-PB-1SE da figura 136, há um nível dolomitizado sem continuidade lateral, devido provavelmente a processos erosivos.



A ausência do intervalo com dolomitização total para o topo dos ciclos deposicionais foi observada nos perfis estratigráficos das pedreiras Massapé e Catitú. A Pedreira Catitú está posicionada na seção correlativa A-A' (Figura 136), e coincide com uma discordância, que foi observada tanto no afloramento (Figura 28) como na referida seção A-A'. A ausência de fácies dolomitizadas na Pedreira Catitú pode ser explicada pela perda de grande parte do registro estratigráfico devido a processos erosivos. Acima da discordância identificada na Pedreira Catitú se encontram os carbonatos de água profunda da Formação Cotinguiba (Figuras 28, 136 e 137).

A seção correlativa B-B', estende-se desde as proximidades da cidade de Rosário do Catete no sudoeste da área de estudo até o nordeste da área, nas proximidades do Rio São Francisco. As pedreiras Inhumas e Santo Antônio posicionam-se próximas do extremo norte da seção correlativa B-B' (Figura 135). A figura 139 ilustra a seção de correlação B-B' com a localização aproximada da Pedreira Santo Antônio. A seção B-B' mostra o Membro Taquari da Formação Riachuelo interdigitando-se com os calcários do Membro Maruim da mesma formação.

Na seção também se observou um intervalo relativamente espesso de fácies dolomitizadas para o topo da seção estratigráfica. Porém a seção correlativa B-B' mostra que as fácies dolomitizadas perdem continuidade para o nordeste da área de estudo. Essa perda de continuidade no intervalo de rochas dolomitizadas do Membro Maruim (antigo Membro Aguilhada) nos poços interpretados por Bandeira (1978), pode ser devida a processos erosivos, já que nas pedreiras Santo Antônio e Inhumas há evidência da continuidade das fácies dolomitizadas do Membro Maruim para o topo dos ciclos deposicionais (Figura 140).

Estas pedreiras por sua vez se encontram próximas do poço 1-PTA-3-SE, localizado ao nordeste da área de estudo (Figura 135). O Alto de Penedo corresponderia à região onde teriam-se desenvolvido as fácies de bancos carbonáticos observados nas Pedreiras Inhumas e Santo Antônio.



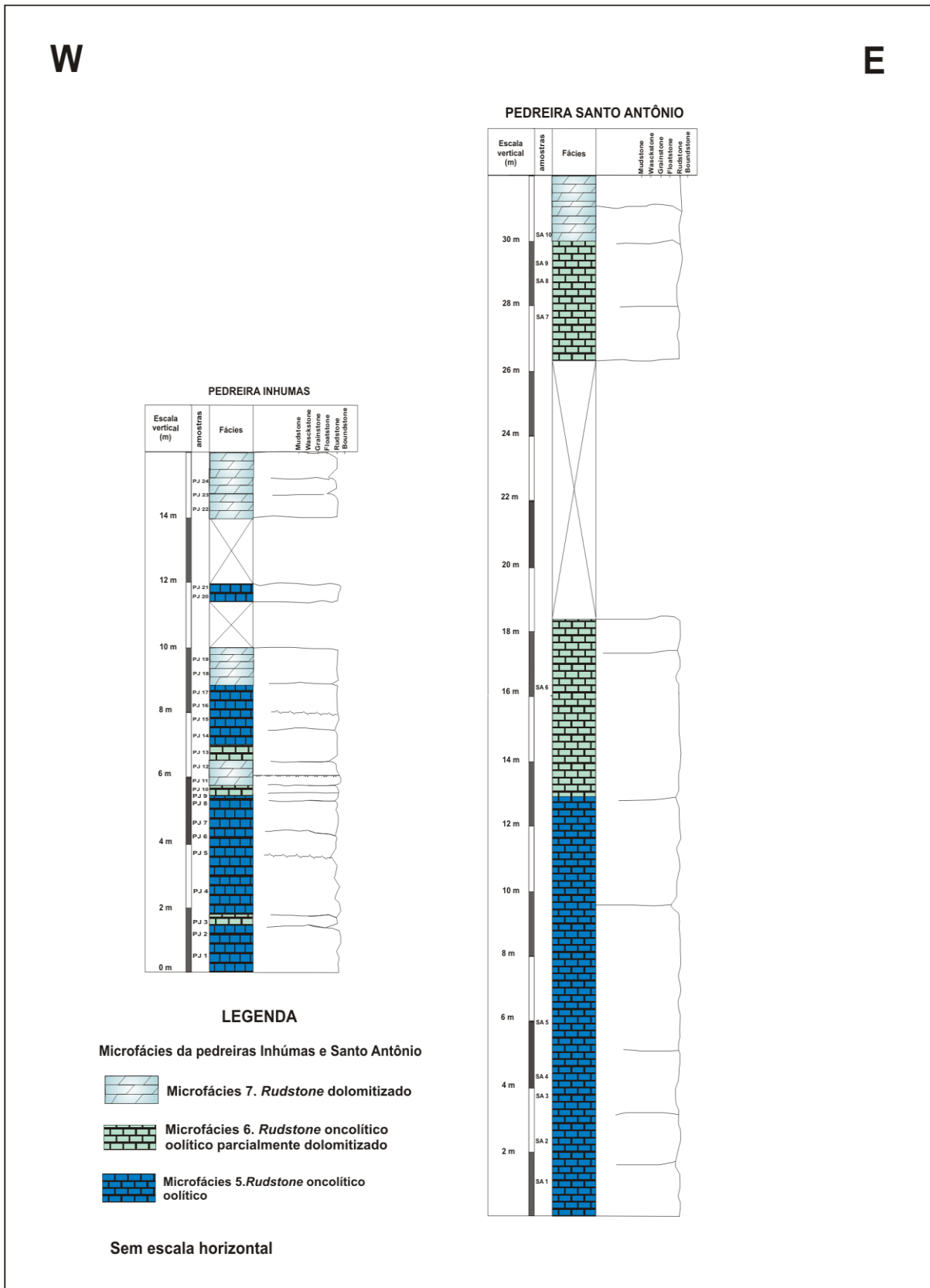


Figura 140 - Afloramentos da região nordeste da área de estudo

O modelo hipotético ilustrado na figura 141 mostra os altos estruturais onde se desenvolveram os bancos carbonáticos do Membro Maruim na área estudada. Este modelo hipotético se realizou tendo como base o modelo da figura 138.

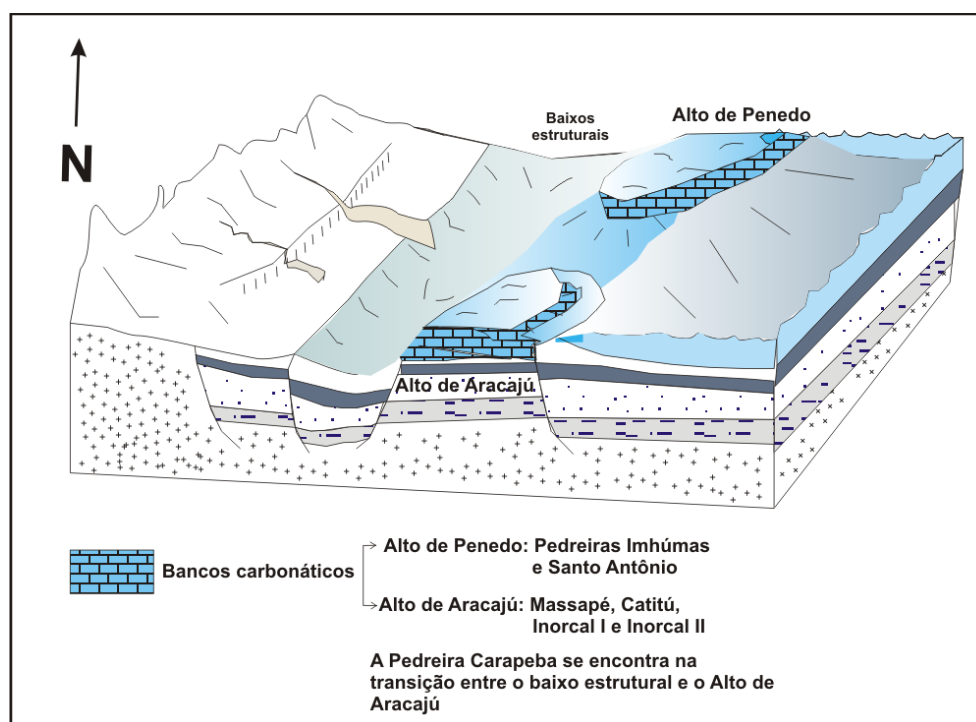


Figura 141 - Modelo hipotético ilustrando os altos onde se desenvolveram os bancos carbonáticos do Membro Maruim (Formação Riachuelo) na área de estudo.

## 6.2 Reconstrução da história diagenética e proposta do modelo de dolomitização

A figura 142 ilustra os estágios e processos diagenéticos e as pedreiras nas quais estes foram identificados. No estágio eogenético, observam-se processos tais como micritização, recristalização, cimento em franja (dente de cão), dolomitização, cimentos circumgranulares e drusiformes. Na fase mesogenética, foram identificados processos tais como compactação mecânica e química, cimentos tardios (mosaico granular, cimento drusiforme, mosaico grosso mosaico *blocky*, cimento sintaxial) e dedolomitização. Finalmente na fase telogenética foram identificados processos tais como dissolução, reprecipitação de cimentos, novos processos de dedolomitização e silicificação. A síntese destas observações é denominada a sequência paragenética e permitiu gerar um arcabouço temporal para reconstruir a história diagenética das rochas carbonáticas (Figura 142).



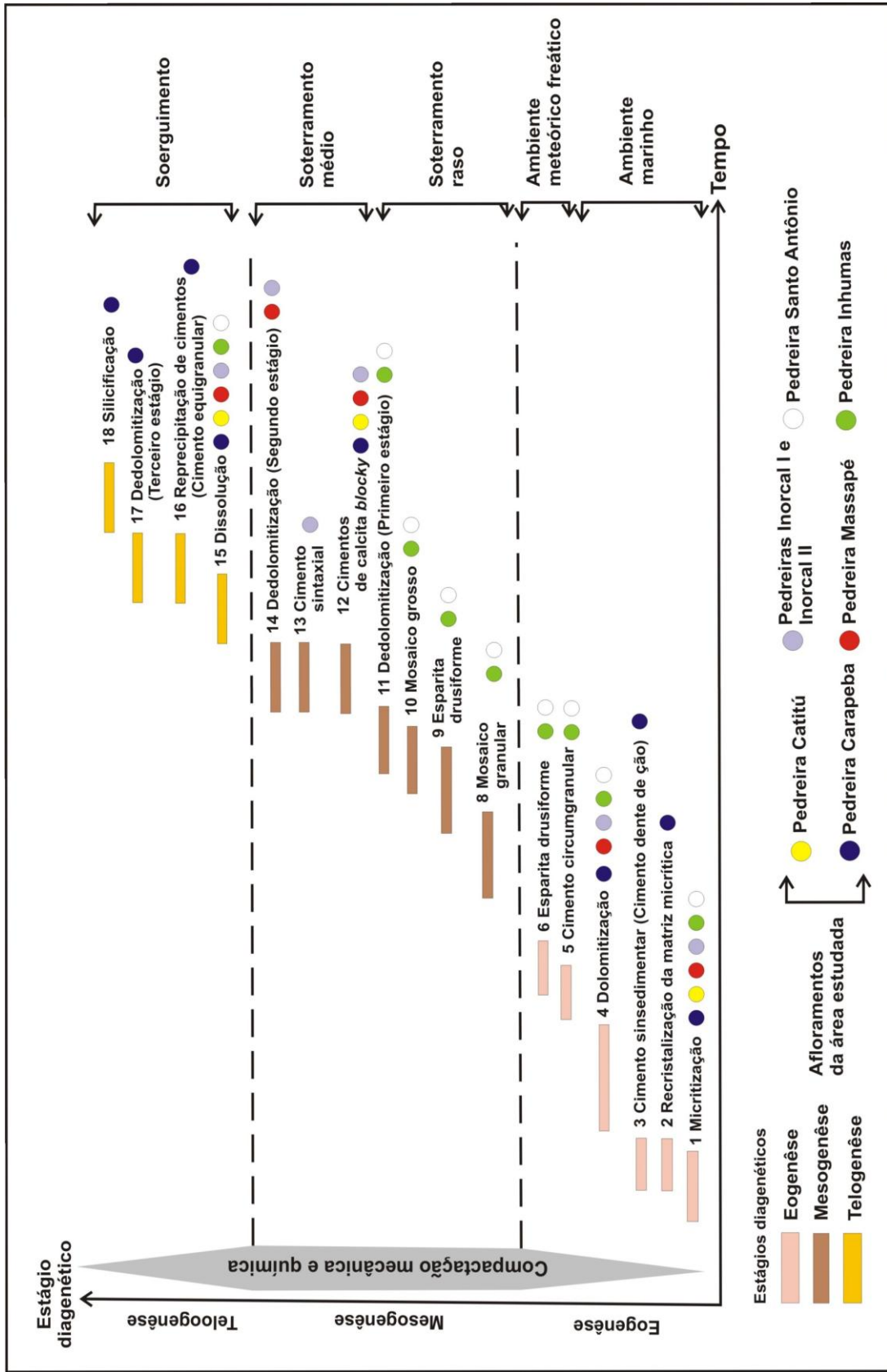


Figura 142 - Ilustração da cronologia relativa dos processos diagenéticos afetando os carbonatos aflorantes do Membro Maruim da Formação Riachuelo (Albiano Superior). Esta relação foi estabelecida a partir da integração do estudo petrográfico e geoquímico.

### 6.2.1 Estágio eogenético

#### **- Micritização**

Este fenômeno é comum em todas as pedreiras estudadas (Figura 142) e afetou todos os componentes da rocha, principalmente, bioclastos, oncólitos, oóides, intraclastos e pelóides. A micritização, mascara a microestrutura original de muitos grãos tais como oóides, mas preserva o contorno de grãos bioclásticos com mineralogia instável (grãos aragoníticos) que foram dissolvidos e posteriormente preenchidos por cimento tais como gastrópodes, bivalvos e algas verdes. Sob análise com CL, os envelopes micríticos apresentam uma luminescência opaca com tons que variam de marrom escuro a laranja. O processo de micritização no intervalo estudado reflete a intensa atividade microbiana na época da deposição dos carbonatos.

#### **- Recristalização da matriz micrítica**

Este processo só foi observado em algumas fácies da Pedreira Carapeba (Figura 142), já que grande parte da lama carbonática que estaria presente inicialmente no arcabouço da rocha teria sido dissolvida. A recristalização da micrita, porém, foi muito incipiente.

#### **- Cimento em franja dente de cão (cimento inicial)**

O cimento em franja dente de cão foi o único tipo de cimento marinho sinsedimentar identificado ao longo do intervalo estudado. Este foi observado na Pedreira Carapeba (Figuras 77 e 142) e de acordo com a análise química e petrográfica, interpretou-se que o mesmo foi precipitado no ambiente marinho freático. A pequena quantidade de cimentos marinhos sinsedimentares preservados no intervalo estudado pode ser consequência dos processos de dissolução que afetaram os mesmos posteriormente. A tabela 8 mostra a relação da composição elementar de todos os cimentos identificados ao longo do intervalo estudado. Em comparação com os demais cimentos se observa que o cimento em franja dente de cão é um dos que apresenta maiores concentrações de Mg e Sr, o que é compatível com uma origem marinha, como tinha sido interpretado. A relativamente alta concentração de Mg sugere uma composição original de calcita alta em magnésio (*HMC*). Já suas concentrações de Fe e Mn são muito baixas como indicado pelo seu caráter não luminescente sob CL, sugerindo condições oxidantes no ambiente de precipitação do cimento.

### - Dolomitização

A dolomitização afeta principalmente o topo dos ciclos deposicionais do Membro Maruim e diminui gradualmente para a base, como observado na maioria das pedreiras descritas na área de estudo, onde a dolomitização passa de total a parcial. Nas pedreiras Inhumas e Santo Antônio a dolomitização desaparece totalmente para a base dos ciclos deposicionais (Figura 140). A Pedreira Catitú foi a única onde não foram observados processos de dolomitização no intervalo pertencente ao Membro Maruim (Figura 137). A ausência de intervalos dolomitizados nesta pedreira poderia estar associada à perda do registro estratigráfico por processos de erosivos, já que no topo desta se identificou a discordância, sobre a qual se depositaram os carbonatos de água profunda da Formação Cotinguiba.

O tamanho das dolomitas, em geral, é muito heterogêneo (dolomita polimodal) ao longo das pedreiras estudadas. Alguns dos cristais de dolomita, observados na Pedreira Carapeba, compreendem os de menor tamanho (0,04 mm), já que parte do processo de dolomitização se encontra substituindo fácies de grão fino e outros destes cristais finos se formaram por precipitação. O tamanho médio da maioria dos cristais de dolomita da Pedreira Carapeba é de 0.4 mm e se encontram substituindo rochas com um arcabouço dominado por pelóides, oóides ou intraclastos. O tamanho das dolomitas observadas nas pedreiras Massapé, Inorcal I e Inorcal II oscila entre 0.1 e 0.6 mm, e ocorrem substituindo fácies oolíticas (*grainstone* oolítico). O tamanho médio das dolomitas da Pedreira Inhumas, que se encontram substituindo fácies compostas por *rudstone* oncolítico é de 0.4 mm. As dolomitas de maior tamanho foram observadas na Pedreira Santo Antônio, e o tamanho dos cristais oscila entre 0.8 mm e 1 mm e estão substituindo rochas com arcabouço muito grosso (*rudstone* oncolítico), com oncóides maiores a 5 mm de diâmetro. Uma feição comum observada nas dolomitas do intervalo estudado é sua fábrica planar (cristais euedrais a subedrais). A fábrica planar é favorecida por condições de precipitação em baixas temperaturas (TUCKER e WRIGHT, 1990; WARREN, 2000; SCHOLLE e SCHOLLE, 2003). O termo sucrosico ou sacaroidal é aplicado aos mosaicos porosos de rombos euedrais (TUCKER e WRIGHT, 1990), e assim, pode ser aplicado às dolomitas do intervalo estudado. Este termo já tinha sido usado por outros autores como Bandeira (1978) ao se referir às dolomitas do antigo Membro Aguilhada (atual Membro Maruim) da Formação Riachuelo. Os cristais de dolomita destes mosaicos sucrosicos geralmente têm centros sujos e bordas claras, tal como foi observado na maioria dos cristais de dolomita das microfácies total e/ou parcialmente dolomitizadas da área de estudo (Figuras 99, 100, 112 e 121).

Apesar das dolomitas do Membro Maruim estarem calcitizadas, acredita-se, que o núcleo sujo em tais dolomitas corresponda a relictos minerais do carbonato de cálcio precursor, já que na análise geoquímica se observou que o núcleo das dolomitas com zoneamento têm concentrações mais altas de Ca do que de Mg (Tabela 7). Os relictos minerais sugerem que durante os estágios iniciais da dolomitização os fluidos foram incapazes de dissolver o  $\text{CaCO}_3$  completamente (TUCKER e WRIGHT, 1990). A tabela 7 mostra a composição elementar das dolomitas da área de estudo. De forma geral, observa-se que a maioria das dolomitas são calcíticas e, portanto, a razão Mg/Ca é menor a 1 (dolomitas não estequiométricas). As dolomitas das fácies totalmente dolomitizadas (Microfácies 4, *grainstone* oolítico dolomitizado) da pedreiras Inorcal I e Inorcal II são as únicas dolomitas estequiométricas (razão Mg/Ca = 1,02) e, como tinha sido referido no capítulo 5, são as menos afetadas por processos de calcitização. As fácies dolomíticas da Pedreira Santo Antônio, com exceção das demais fácies dolomíticas são as mais afetadas por dedolomitização (Figura 130). O resultado da análise química da tabela 7 mostra que as dolomitas da Pedreira Santo Antônio são quase 100% calcíticas.

Tabela 7 - Composição química das dolomitas do intervalo estudado. Resultados obtidos com a microsonda eletrônica (EMPA).

Pedreira	Zoneamento da dolomita	CONCENTRAÇÃO (Mol % carbonato)					Razão Mg/Ca	CL
		$\text{CaCO}_3$	$\text{MgCO}_3$	$\text{SrCO}_3$	$\text{FeCO}_3$	$\text{MnCO}_3$		
<b>Carapeba</b>	Sem zoneamento	54,5	45,04	0,045	0,28	0	0,83	Vermelho
Cristais da	Núcleo	55,6	43,8	0,022	0,45	0,031	0,78	Marrom escuro
Dolom. Total	Borda externa	54,2	45,3	0,02	0,27	0,041	0,83	Vermelho claro
<b>Inorcal I e Inorcal II</b>	Sem zoneamento	49,5	50,35	0,027	0,065	0,042	1,02	Laranja escuro a vermelho
Dolom. Total								
<b>Massapé</b>	Núcleo	54,3	45,1	0,07	0,26	0,085	0,83	Laranja escuro
Dolom. Parcial	Borda externa	55,03	44,7	0,035	0,023	0,047	0,81	Laranja claro
<b>Inorcal I</b>	Sem zoneamento	54,8	44,8	0,057	0,064	0,056	0,81	Vermelho opaco
Dolom. Parcial								
<b>Inhúmas</b>	Núcleo Z-I	54,01	45,6	0,048	0,14	0,045	0,84	Núcleo laranja opaco
Cristais da	Z-II	54,27	45,45	0,035	0,1	0,049	0,84	Não luminescente
Dolom. Total	Bordas externas Z-III	51,6	47,01	0,057	1,14	0,075	0,91	Laranja claro
	Z-IV	52,4	47,03	0,036	0,029	0,066	0,9	Laranja escuro
<b>Santo Ant.</b>	Núcleo	98,9	0,85	0,02	0,089	0	0,0085	Laranja opaco
Cristais da	Borda externa	98,3	1,56	0,016	0,042	0,021	0,016	Laranja claro
Dolom. Total								

Na tabela 7 observa-se, ainda, que as concentrações de Sr nas dolomitas, são relativamente baixas em todas as pedreiras, porém, parte significativa da concentração original do Sr pode ter sido alterada por causa dos processos diagenéticos posteriores, tais como dedolomitização e entrada de fluidos meteóricos.

Em geral, se observa que as dolomitas da área de estudo têm maiores concentrações de Fe e Mn do que os cimentos diagenéticos (tabelas 7 e 8). O Fe e o Mn tendem a aumentar durante os episódios tardios da diagênese (TUCKER e WRIGHT, 1990; WARREN, 2000) devido a que o Fe e o Mn estão presentes em quantidades muito baixas na água do mar, porém em significantes quantidades nos fluidos de poro diagenéticos. Além do mais, o coeficiente de distribuição de ambos elementos é maior que 1, assim o Fe e Mn são preferencialmente adquiridos pela estrutura cristalina da dolomita durante a diagênese. Além disso, a concentração dos cátions e o potencial redox do fluido de poros também controlam os níveis de elementos traço nas dolomitas.

Grande parte das dolomitas estudadas mostra zoneamento quando submetidas a análise com catodoluminescência, principalmente as de maior tamanho. Nas dolomitas menores o zoneamento não é muito bem desenvolvido. Estes zoneamentos são devidos as mudanças nas concentrações de Fe e Mn. Na tabela 7 se observam diferenças nas concentrações destes elementos nas zonas internas e externas dos rombos de dolomitas. Tendo em conta que o Mn é o ativador e o Fe o inibidor da luminescência (MACHEL, 1985; MARSHALL, 1988), observa-se que as dolomitas sem zoneamento têm uma luminescência opaca que varia de laranja a vermelho escuro como consequência da maior concentração de Fe do que de Mn (Tabela 7).

O núcleo e as bordas externas da maioria das dolomitas com zoneamento também se destacam por terem maiores concentrações de Fe do que de Mn, inibindo em consequência a luminescência (Tabela 7). Com exceção à borda externa das dolomitas da pedreira Massapé, a qual tem maiores concentrações de Mn e, conseqüentemente, a intensidade da luminescência é maior (laranja claro, tabela 7). A banda mais externa das dolomitas da Pedreira Inhumas (Z-IV) também tem maiores concentrações de Mn, no entanto, o conteúdo de Fe foi o suficiente para inibir levemente a luminescência (Tabela 7).

Apesar das dolomitas apresentarem quantidades relativamente altas de Fe, não se consideram ferrosas, já que sua concentração é menor que 2 mol% de  $\text{FeCO}_3$  (TUCKER e WRIGHT, 1990). A figura 143 mostra a composição isotópica de todas as dolomitas da área estudada. Ressalta-se que o resultado dos valores isotópicos muitas vezes é alterado pelos episódios diagenéticos tardios, principalmente em sistemas abertos (WARREN, 2000).



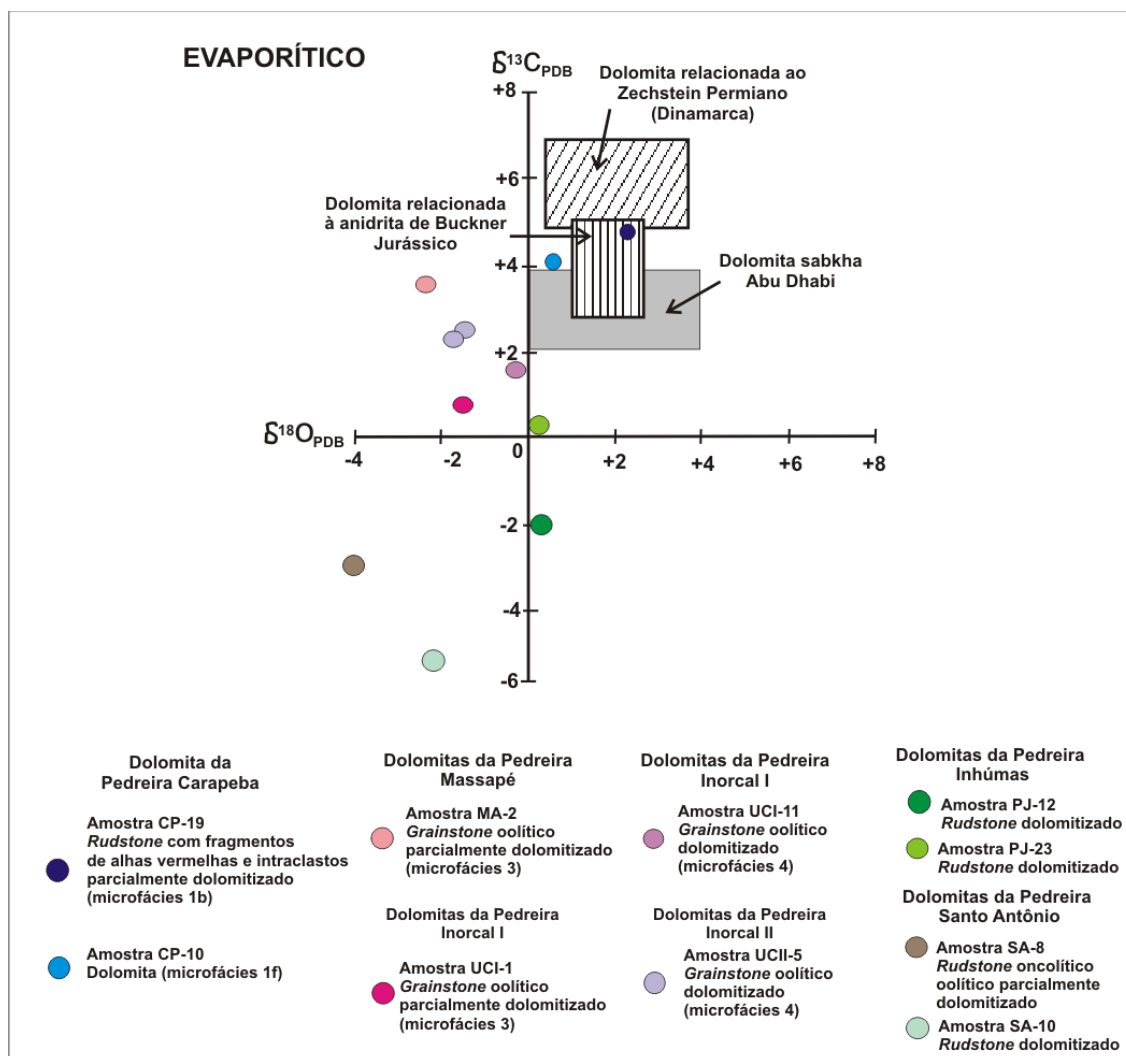


Figura 143 - Composição isotópica das dolomitas das pedreiras estudadas, usando o esquema de composição isotópica de dolomitas associadas a modelos evaporíticos. As dolomitas da Pedreira Carapeba se encontram no campo das dolomitas associadas ao modelo de refluxo. As demais dolomitas se encontram fora deste campo porque a composição isotópica original pode ter sido alterada pelos processos diagenéticos tardios, tais como calcitização. Fonte: Modificada de Warren (2000).

A composição isotópica do oxigênio no fluido dolomitizante pode ser influenciada tanto pela temperatura como pela composição do carbonato de cálcio precursor. Vale ressaltar também que o valor isotópico do oxigênio na água do mar na época do Cretáceo médio oscilava entre -2‰ a -1‰ para o  $\delta^{18}\text{O}$  (VEIZER et al., 1999). Como foi referido no capítulo 5, as dolomitas da Pedreira Carapeba têm valores isotópicos do oxigênio maiores que a média do valor isotópico da água do mar no Cretáceo médio. A assinatura isotópica do oxigênio das dolomitas das pedreiras Massapé, Inorcal I e Inorcal II se encontram no range da composição isotópica da água do mar. As dolomitas das Pedreiras Inhúmas, também têm valores isotópicos do oxigênio no range à média da água do mar no Cretáceo médio.

As dolomitas da Pedreira Santo Antônio são as que mais se afastam da média do valor isotópico da água do mar do Cretáceo médio porque foram as mais afetadas por processos de calcitização. Contudo, observa-se que as dolomitas da Pedreira Carapeba, embora parcialmente calcitizadas, têm o valor isotópico do oxigênio mais positivo, com relação às demais dolomitas, e portanto, a sua origem foi associada ao modelo de refluxo de salmouras (figuras 143, 144 e 145). A assinatura isotópica do oxigênio das demais dolomitas do intervalo estudado se encontra fora do campo do modelo de refluxo. Assim, interpreta-se que as dolomitas da Pedreira Carapeba se formaram mais próximas da salmoura fonte do fluido dolomitizantes e as demais pedreiras estariam mais afastadas de tal fonte (Figura 145). O processo de calcitização também teria alterado a assinatura isotópica original do oxigênio das dolomitas das demais pedreiras. O valor isotópico do  $\delta^{13}\text{C}$  na água do mar durante o Cretáceo médio variava entre +1‰ e +3‰ (VEIZER et al., 1999). Ressalta-se que o valor do carbono da dolomita reflete o valor do carbonato precursor, mas a composição isotópica do  $\delta^{13}\text{C}$ , também pode estar influenciado pela presença de hidrocarbonetos ou matéria orgânica (WARREN, 2000). A maioria dos valores isotópicos do carbono das dolomitas se encontra no range do valor isotópico da água do mar do Cretáceo médio, com exceção das dolomitas da amostra PJ-12 da Pedreira Inhumas e as dolomitas da Pedreira Santo Antônio, cuja assinatura isotópica teria sido alterada pelos processos de calcitização (Figura 143).

Pela análise elementar (Tabela 7) e a análise isotópica (Figura 143), observa-se que a dolomita da Pedreira Santo Antônio é a mais afetada por processos de dedolomitização. As figuras 144 e 145 mostram o modelo hipotético de dolomitização aplicado ao intervalo estudado, correspondente ao modelo de refluxo de salmouras. Vale ressaltar que o Cretáceo médio foi um tempo onde houve condições de aquecimento global, com carência de calotas polares, favorecendo assim a formação de evaporitos, e por sua vez, extensos processos de dolomitização por refluxo nas plataformas carbonáticas (WARREN, 2000). Segundo Warren (2000) a dolomitização pelo modelo refluxo de salmouras é facilmente reconhecida pelo fato da intensidade da dolomitização diminuir para abaixo ou lateralmente, conforme vai-se afastando do contato carbonato-salmoura. Acredita-se também que a assinatura isotópica do oxigênio das dolomitas de plataforma formada por refluxo segue uma tendência de ficarem mais leves para longe da unidade evaporítica em função da diminuição da saturação dos fluidos em relação à dolomita. Estas duas tendências foram identificadas no processo de dolomitização da área de estudo (Figuras 143 e 145).

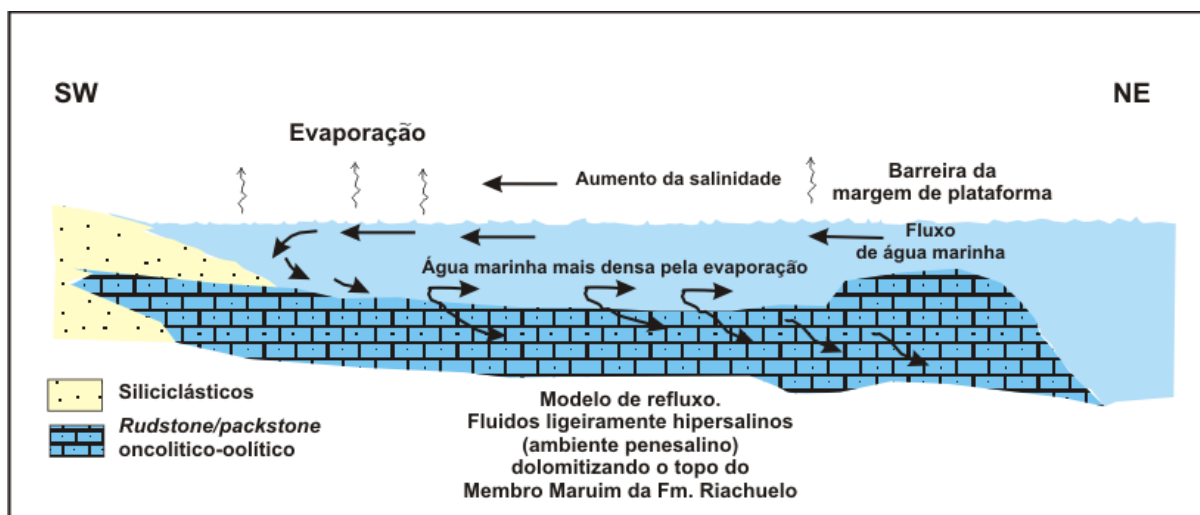


Figura 144 - Modelo de dolomitização associado a refluxo de salmouras (modelo de refluxo), aplicado às dolomitas do Membro Maruim da área de estudo.

Fonte: Modificado de Moore (1989).

Embora não tenha sido identificada nenhuma unidade evaporítica acima ou interestratificada com os carbonatos da área de estudo, acredita-se que as condições restritas, causadas por um proto-oceano, ainda em desenvolvimento, além de um clima árido, criaram condições para desenvolvimento de ambientes penesalinos e/ou hipersalinos. Um ambiente diagenético penesalino (entre marinho normal e hipersalino), também pode explicar a ausência de minerais evaporíticos, tal como foi sugerido por Maliva et al. (2011), para explicar o processo de dolomitização da Formação Avon Park (Eoceno médio), na região centro-leste da Florida (USA). Sob estas condições a água do poro é enriquecida evaporiticamente, mas não até o nível no qual o gesso e a anidrita podem precipitar ou pelo menos persistir (MALIVA et al., 2011). No intervalo estudado (Membro Maruim), as condições de relativamente alta salinidade são evidenciadas pela escassa quantidade e variedade faunística, e teriam sido suficientes para gerar processos de dolomitização a partir do refluxo de salmouras, saturadas em relação à dolomita nas áreas mais restritas. Nas áreas de maior energia as condições de salinidade e a saturação em relação à dolomita teriam sido menores (Figura 145). De acordo com Qing et al. (2001), o refluxo de água marinha penesalina conduzido por mudanças do nível do mar de alta frequência, pode ademais produzir um sistema de fluxo que afeta milhares de quilômetros quadrados sobre plataformas carbonáticas antigas durante períodos de restrição hidrográfica e aridez climática, gerando como consequência processos maciços de dolomitização. As dolomitas da Formação Bromide, por exemplo, cuja ocorrência foi atribuída ao modelo de refluxo não apresentam espessas camadas evaporíticas acima e/ou interestratificadas com a formação.

Wahlman (2010) associou estas dolomititas ao modelo de refluxo devido à presença de feições indicando um provável paleoclima árido, incluindo gretas de ressecamento e feições remanescentes, sugerindo a presença de evaporitos, tais como bandas microenterolíticas dolomitizadas e brechas de colapso isoladas. Contudo, Moore (1989), define vários critérios para o reconhecimento de dolomititas associadas ao modelo de refluxo. Os critérios que podem ser aplicados para suportar o modelo de refluxo proposto para as dolomititas do Membro Maruim são:

- O ambiente tectono-estratigráfico e o nível do mar devem ser apropriados para o desenvolvimento de uma zona restrita (laguna). No caso da Bacia de Sergipe- Alagoas houve tais condições, já que a bacia tem um arcabouço compartimentado com o desenvolvimento de altos e baixos. Os altos estruturais restringem o intercâmbio de águas entre o mar e a laguna (baixos estruturais), gerando assim condições para a geração de um ambiente penesalino e/ou hipersalino nas áreas mais restritas (Figuras 144 e 145).

- As camadas receptoras do refluxo de salmouras, que são por sua vez os fluidos dolomitizantes, devem ter alta porosidade e permeabilidade, e uma circulação hidrológica apropriada no tempo da dolomitização. Plataformas com sequências espessas de alta energia, plataformas com bancos compostos por *grainstone* e recifes, são condutos favoráveis para dispersão regional de salmouras. No intervalo estudado as fácies compreendem *grainstone* oolítico e *rudstone* oncolítico oolítico que na época da dolomitização podem ter tido boas condições de porosidade e permeabilidade. Além do mais, apesar da dolomitização ter sido total no topo dos ciclos deposicionais, ainda se preservam relíquias da textura deposicional original. O Permiano Superior ao longo das Montañas de Guadalupe do Novo México, no Texas representa um dos melhores exemplos de dolomitização associada a refluxo de salmouras. O processo de substituição das rochas carbonáticas por dolomita também preserva a textura original dos *packstones*, *grainstones*, e *wackestones* que foram depositados ao longo das margens de um extensa laguna de plataforma evaporítica (SARG, 1981 apud MOORE, 1989).

- As unidades dolomitizadas por refluxo podem exibir gradientes de dolomitização, com um aumento do volume de dolomita para a fonte da salmoura que se está filtrando para os carbonatos subjacentes.

Como tinha sido referido anteriormente o processo de dolomitização é mais intenso para o topo dos ciclos deposicionais do Membro Maruim, onde a dolomitização é total e diminui gradativamente para baixo.

- O tamanho das dolomitas pode ser consideravelmente maior, do que aqueles que se encontram em ambientes de sabkha modernos, devido a que o arcabouço de fácies grossas receptoras dos fluidos dolomitizantes têm menos sítios de nucleação que as fácies de sabkha dominadas por fácies de lama. Os cristais de dolomitas da área estudada têm tamanhos no geral médios a grossos, com cristais que chegam a quase um 1mm, como os observados na Pedreira Santo Antônio. Exceto na Pedreira Carapeba onde a dolomita é gerada em parte por precipitação e em parte por substituição de fácies finas.

- A informação geoquímica pode relacionar a dolomita de refluxo a um fluido de poro evaporítico. Esta informação pode ser perdida por recristalização, mas gradientes geoquímicos verticais tais como o aumento de Sr e isótopos estáveis com valores mais pesados no  $\delta^{18}\text{O}$ , para a fonte da salmoura evaporítica, podem ser preservados. No caso da dolomitização do intervalo estudado, a concentração do estrôncio é relativamente baixa, pois pode ter sido alterada por processos diagenéticos tardios (Tabela 7). A assinatura isotópica do oxigênio, no entanto, é muito positiva nas dolomitas da Pedreira Carapeba (Figura 143) e poderiam estar, portanto, preservando o valor isotópico original, uma vez que estaria mais próxima da salmoura fonte do fluido dolomitizante (Figura 145). O valor isotópico das dolomitas das demais pedreiras se afasta das dolomitas associadas a processos evaporíticos (Figura 143), por estarem mais afastadas da fonte da salmoura (Figura 145). Além do mais, sua assinatura isotópica original teria sido alterada pelos processos diagenéticos tardios, tais como, a dedolomitização, como tinha sido referido anteriormente.

Quanto à porosidade observa-se que as fácies dolomíticas da maioria das pedreiras apresentam porosidades que oscilam entre 5% e 20%. No entanto, a porosidade das fácies dolomíticas da Pedreira Carapeba são as menos porosas (< o igual a 8%). Saller et al. (1994) e Saller (2004, apud WAHLMAN, 2010), em um estudo das dolomitas do Permiano do oeste do Texas, indicaram um processo a través do qual a porosidade da dolomita de refluxo, diminui para cima, em direção à origem do fluido de refluxo supersaturado. Eles demonstraram que as dolomitas mais próximas à fonte da salmoura podem ter uma alta porosidade inicial, mas a circulação contínua de salmouras supersaturadas, resulta em uma precipitação adicional de



dolomita (superdolomitização), que causa contínuo crescimento de cristais de dolomita. Lucia e Major (1994 apud SALLER e HENDERSON, 1998), notaram que a porosidade nas dolomitas do Plioceno-Pleistoceno nas ilhas do Bonaire (Caribe), aumenta em direção à bacia, longe da fonte de fluidos dolomitizantes hipersalinos (Figura 145).

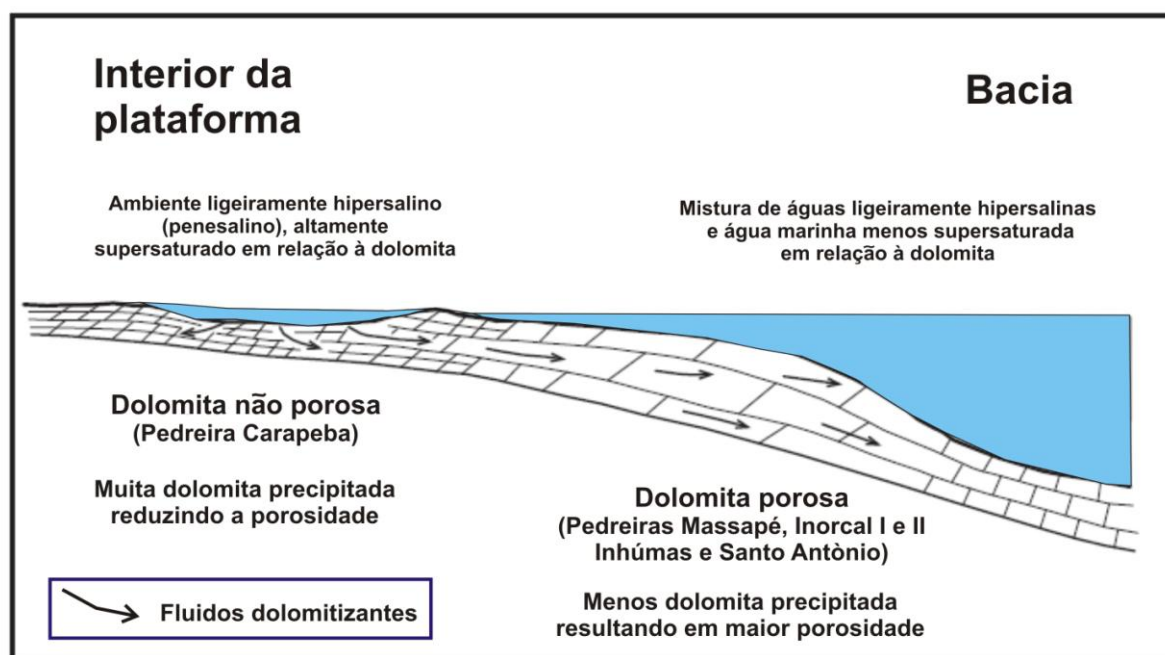


Figura 145 - Modelo ilustrando que o desenvolvimento de porosidade em plataformas carbonáticas dolomitizadas por refluxo pode ser menor nas áreas mais próximas das salmoura fonte do fluido dolomitizante.

Fonte: Modificado de Saller e Henderson (1998).

Nas dolomitas da Pedreira Carapeba pode ter acontecido um processo de supersaturação por estarem mais próximas do contato com a salmoura, o que teria levado a um processo de superdolomitização, que teria reduzido em grande parte a porosidade intercrystalina (Figura 145). A porosidade intercrystalina das fácies dolomíticas das demais pedreiras pode ter sido maior, sem ter em conta os processos de compactação e dedolomitização que reduziram em grande parte sua porosidade inicial. Finalmente, ressalta-se que as características petrográficas das dolomitas da Formação Smackover (Jurássico Superior) (MOORE, 1989), das dolomitas do Cretáceo Tardio da margem sul do Sistema Central da Província de Madri (BENITO e MAS, 2007) e das dolomitas da Formação Bromide (Ordoviciano), da Bacia de Arkoma, Sudeste de Oklahoma (WAHLMAN, 2010), todas associadas ao modelo de refluxo de salmouras, são semelhantes às dolomitas da área de estudo.

Vários autores que estudaram o Membro Maruim da Formação Riachuelo associaram o processo de dolomitização à entrada de fluidos meteóricos (KOUTSOUKOS, 1989; KOUTSOUKOS et al., 1991, KOUTSOUKOS et al., 1993; MANSO e SOUZA-LIMA, 2003; MENDES, 2005). Contudo, o modelo de dolomitização pela influencia de fluidos meteóricos se descarta, pois a assinatura isotópica tanto do carbono, quanto do oxigênio teria valores mais negativos. O modelo de dolomitização de mistura água meteórica-água marinha também se descarta porque este processo de dolomitização fica mais localizado. Assim as fácies dolomitizadas têm uma tendência de se posicionarem mais para o continente e, portanto, o limite dolomita-calcário reflete amplamente a penetração sub-superficial das lentes de água meteórica (TUCKER e WRIGHT, 1990). No modelo de dolomitização de mistura (dolomitização Dorag), aplicado ao Ordoviciano médio de Winsconsin por Badiozamani (1973), o limite dolomita-calcário, segue a margem inferior da lente do aquífero subterrâneo, o qual produz um limite inclinado entre as duas fácies da rocha. Esta tendência não se observa na área de estudo, já que a dolomita se localiza mais para o topo dos ciclos deposicionais e diminui gradativamente para base, como foi mencionado anteriormente. Por outro lado, as dolomitas associadas ao modelo de mistura podem ter assinaturas isotópicas mais negativas, tanto para o carbono como para o oxigênio. O modelo de mistura água meteórica-água marinha foi aplicado por Terra (1990) para explicar o processo de dolomitização da sequência carbonática Albiano-Cenomaniano da Formação Ponta do Mel na Bacia de Potiguar, nordeste do Brasil.

Ao contrario dos autores que defendem a hipótese da influencia de fluidos meteóricos para a dolomita da área de estudo, Bandeira (1978), propõe que o mecanismo para o processo de dolomitização seria a percolação por efeitos gravitacionais de águas hipersalinas pesadas, produzidas pela parcial evaporação da água do mar em planícies de maré. Porém, as dolomitas geradas em ambientes de planícies de maré geralmente são muito finas, o que não é o caso das dolomitas observadas na área de estudo. O ambiente de soterramento profundo também se descarta como modelo da origem das dolomitas do Membro Maruim da Formação Riachuelo, porque o processo de compactação foi claramente posterior à dolomitização de acordo com a análise petrográfica. Além do mais a dolomita de soterramento tem uma fábrica cristalina geralmente xenotópica e a assinatura isotópica do oxigênio das dolomitas de soterramento tende a ser muito negativa devido ao efeito das altas temperaturas neste ambiente (TUCKER e WRIGHT, 1990; WARREN, 2000).

### - Cimento circumgranular e esparita drusiforme (cimentos iniciais)

Estes tipos de cimentos só foram observados nas microfácies 5 (*rudstone* oncolítico oolítico) das pedreiras Inhumas e Santo Antônio (Figura 142) e teriam sido precipitados no ambiente meteórico freático em condições relativamente rasas (ambiente oxidante), como indicado pelas baixas concentrações de Fe e Mn. As zonas luminescentes da esparita drusiforme, registram um pequeno aumento nas percentagens de Mn, e sugerem a passagem para condições sub-óxicas (Tabela 8). As baixas concentrações de Mg e Sr tanto no cimento circumgranular quanto na esparita drusiforme indicam uma baixa interação água-rocha e confirmam por sua vez uma origem meteórica para estes cimentos já que os fluidos meteóricos se caracterizam por ter baixas concentrações de Mg e Sr (TUCKER e WRIGHT, 1990). A figura 146 mostra a composição isotópica do cimento de esparita drusiforme com relação aos demais cimentos identificados no intervalo estudado. A assinatura isotópica mais leve tanto do carbono, quanto do oxigênio, estaria refletindo a composição isotópica da água meteórica.

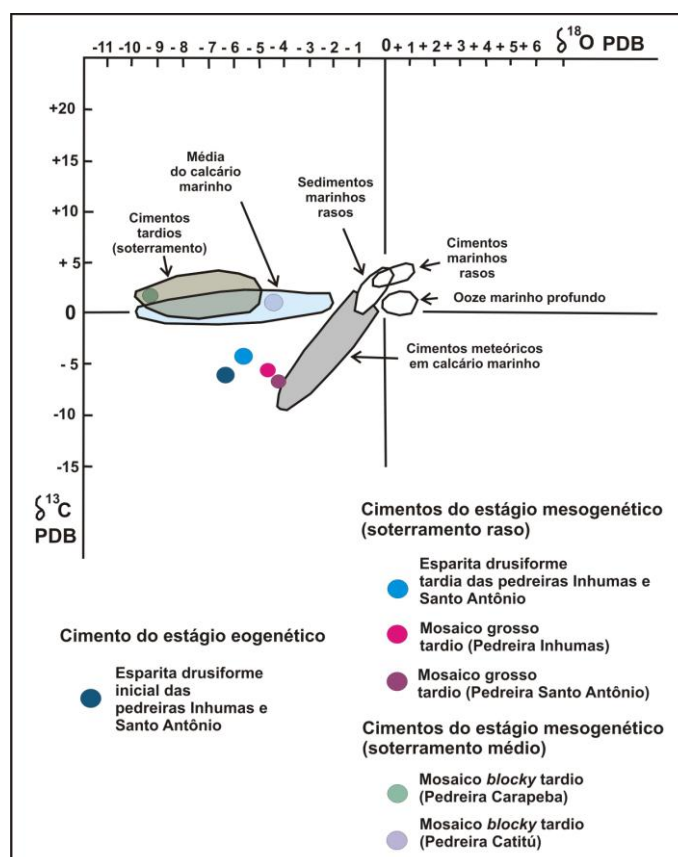


Figura 146 - Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  para carbonatos de várias origens. A figura mostra a composição isotópica de alguns dos cimentos da fase eogenética e mesogenética do intervalo estudado.

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

Tabela 8 - Composição química dos cimentos das fases eogenética, mesogenética e telogenética do intervalo estudado. Resultados obtidos com a microsonda eletrônica (EPMA).

Pedreira	Estágio	Textura	Zoneamento da calcita	CONCENTRAÇÃO (Mol % carbonato)						CL
				CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	SrCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>		
Carapeba	Eogenético	Cimento dente de cão inicial	Sem zoneamento	99,24	0,63	0,086	0	0		Não luminescente
		Cimento circungranular inicial	Sem zoneamento	99,5	0,41	0,036	0	0		Não luminescente
Inhúmas e Santo Antônio	Eogenético	Esparita drusiforme inicial	Banda IIA	99,6	0,34	0,033	0	0		Não luminescente
			Banda IIB	99,3	0,32	0,053	0	0,065		Laranja escuro
			Banda IIC	99,5	0,2	0,092	0	0,095		Laranja claro luminescente
Inhúmas e Santo Antônio	Mesogenético	Mosaico granular tardio	Sem zoneamento	99,7	0,21	0,027	0,004	0		Não luminescente
			Banda IVA	99,5	0,32	0,048	0	0		Não luminescente
Inhúmas	Mesogenético	Mosaico grosso tardio	Banda IVB	98,9	0,44	0,08	0,004	0,53		Amarelo brilhante
			Banda VA	99,6	0,21	0,053	0,029	0		Não luminescente
			Banda VB	99,8	0,11	0,038	0,01	0,035		Luminescência difusa amarela
			Banda não lum	97,9	1,94	0,047	0	0,01		Finas bandas NL e LB
Santo Antônio	Mesogenético	Mosaico blocky tardio	Banda IIA	98,5	1,32	0,064	0	0,094		Vermelho claro opaco
			Banda IIB	99,1	0,82	0,061	0,015	0,028		Vermelho escuro opaco
Carapeba	Mesogenético	Mosaico blocky tardio	Sem zoneamento	99,3	0,8	0,054	0,028	0,035		Marrom opaco
			Banda IA	99,5	0,34	0,036	0,029	0,076		Laranja escuro
			Banda IB	99,7	0,45	0,054	0,06	0,038		Laranja escuro opaco
Inorcal II	Mesogenético	Cimento sintaxial tardio	Banda IC	99,5	0,43	0,047	0	0,061		Laranja claro
			Sem zoneamento	99,3	0,39	0,037	0,12	0,081		Marrom opaco
Carapeba	Telogenético	Mosaico equigranular tardio	Sem zoneamento	99	0,87	0,043	0	0		Não luminescente

### 6.2.2 Estágio mesogenético (soterramento raso)

#### **- Compactação mecânica e química**

Várias feições de compactação foram observadas em todas as pedreiras estudadas: microfraturas, contactos retos, pontuais, côncavo-convexos e interpenetrativos entre os grãos (Figuras 82, 92, 103 e 118). A compactação mecânica gerou também um arcabouço muito empacotado na rocha, estas feições de compactação são muito comuns em todas as microfácies identificadas ao longo do intervalo estudado, devido à escassez de cimentação sinsedimentar. As mesmas são produto da sobrecarga sedimentar pós-deposicional que aconteceu nas fases iniciais do soterramento.

A compactação química é evidenciada pela presença de estilólitos e se observou principalmente nas rochas cujo arcabouço se encontra dominado por oncólitos (microfácies 5 e 6). A carência de processos de cimentação intergranular entre os oncólitos facilitou os processos de pressão-dissolução. Além do mais, as rochas dominadas por um arcabouço granular e com pouca cimentação intergranular não precisam de condições de soterramento muito profundas para desenvolver estruturas associadas a processos de compactação química. Assim, o processo teria ocorrido em condições relativamente rasas (soterramento raso). O processo de compactação mecânica e química também afetou fortemente as rochas totalmente dolomitizadas.

#### **- Mosaico granular tardio e esparita drusiforme tardia**

Estes cimentos só foram observados nas microfácies 5 (*rudstone* oncolítico oolítico) das pedreiras Inhumas e Santo Antônio, e embora tenham sido precipitados após o processo de compactação física e química, estes teriam sido precipitados em um ambiente de soterramento raso sob a influencia de fluidos superficiais, como indicado pela análise geoquímica (Tabela 8).

As concentrações de Sr e Mg são muito baixas, tanto no mosaico granular como na esparita drusiforme (Tabela 8), indicando baixa interação água-rocha (sistema aberto) e compatível, por sua vez, com uma origem meteórica dos fluidos que precipitaram o cimento. Vale ressaltar que o cimento drusiforme sucede o cimento granular. As concentrações de Fe e Mn também são muito baixas (Tabela 8) em ambos cimentos indicando condições oxidantes.



As baixas concentrações nestes elementos traço se reflete na resposta não luminescente em ambos cimentos (cimento granular tardio e drusiforme tardio) sob análise com CL. O cimento drusiforme tardio apresenta uma banda luminescente amarela brilhante na última fase de desenvolvimento (Figura 123 e 124). A luminescência desta banda é ativada por um aumento na concentração de Mn (Tabela 8), indicando que houve mudanças no ambiente de precipitação do cimento, que passaram de óxicas a sub-óxicas. A análise isotópica só se realizou no cimento drusiforme tardio (Figura 146). Como tinha sido referido anteriormente, o resultado da análise isotópica confirma que o cimento precipitou sob a influência de fluidos meteóricos (Figura 146), e, portanto, sob condições de soterramento raso.

### **- Mosaico grosso tardio**

O mosaico grosso foi observado somente nas fácies dolomitizadas que se encontram na parte superior das pedreiras Inhumas e Santo Antônio (Figuras 140 e 142). Este cimento faz parte do conjunto dos cimentos tardios, que precipitaram após a compactação física e química, mas não ocorrem em grandes profundidades no ambiente de soterramento, já que apesar dos cimentos terem uma textura típica de cimentos precipitados no ambiente de soterramento, a análise isotópica, mostra que houve influência de fluidos meteóricos no ambiente de precipitação de tais cimentos (Figura 146).

A tabela 8 mostra também a composição elementar do mosaico grosso nas pedreiras Inhumas e Santo Antônio. As concentrações de Sr são baixas no mosaico grosso de ambas pedreiras, e as concentrações de Mg no cimento da Pedreira Santo Antônio é maior que na Pedreira Inhumas (Tabela 8). Esta diferença pode ser devida à incorporação de Mg vindo da dissolução da dolomita, no caso somente do mosaico grosso da Pedreira Santo Antônio. Além do mais, estas concentrações de Mg no mosaico grosso da Pedreira Santo Antônio são semelhantes às concentrações de Mg na borda externa das dolomitas calcitizadas da mesma pedreira (Tabelas 7 e 8). A tabela 8 mostra que estes cimentos são não ferrosos e as baixas concentrações de Mn são refletidas no caráter não luminescente que predomina nestes cimentos. Porém, a figura 127 mostra que o cimento grosso na Pedreira Inhumas tem áreas luminescentes, indicando a passagem de condições oxidantes para condições sub-óxicas ou ligeiramente redutoras. O mosaico grosso da Pedreira Santo Antônio, também mostra um incipiente zoneamento concêntrico com bandas luminescentes muito finas (Figura 128).

### - Dedolomitização (primeiro estágio)

Vários estágios de dedolomitização foram observados ao longo do intervalo estudado (Figura 142), o primeiro está relacionado com a precipitação do mosaico grosso descrito nas pedreiras Inhumas e Santo Antônio e afeta principalmente as microfácies 7 (*rudstone* dolomitizado) das referidas pedreiras. Este cimento grosso se encontra preenchendo a porosidade secundária criada pela dissolução da dolomita (porosidade vugular) e, ao mesmo tempo, se encontra calcitizando os cristais de dolomita.

As figuras 144 e 145 mostram que as dolomitas do intervalo estudado estariam associadas ao modelo de refluxo de salmouras e, assim, sua assinatura original seria mais positiva tanto para o carbono como para o oxigênio. Mas a assinatura original das dolomitas das Pedreiras Inhumas e Santo Antônio teria sido alterada pelo mosaico grosso (Figura 143). Este último tem uma assinatura isotópica compatível com a assinatura isotópica da água meteórica (Figura 146). Neste primeiro estágio de dedolomitização, a dolomita foi afetada por uma fase de dissolução intra e intercrystalina e depois a calcita (mosaico grosso) teria precipitado nesta porosidade que foi do tipo vugular (Figuras 127 e 128). No caso das dolomitas da Pedreira Inhumas a dedolomitização teria sido parcial, já que o cimento precipitou principalmente na porosidade intercrystalina (Figura 127) e a assinatura isotópica embora com tendência negativa tanto para o carbono como para o oxigênio, foi menos afetada se comparada com a dolomita da Pedreira Santo Antônio (Figura 143).

No caso das dolomitas da Pedreira Santo Antônio a calcitização foi total pelo fato da calcita (mosaico grosso) precipitar tanto na porosidade intercrystalina como na porosidade intracrystalina e na análise elementar se observou uma razão Mg/Ca, muito baixa tanto na borda externa dos cristais quanto no núcleo (Tabela 7). Os cristais de dolomita também teriam sido mol a mol substituídos por calcita. O resultado da análise isotópica mostra também que as dolomitas da Pedreira Santo Antônio são as que apresentam os valores isotópicos mais negativos tanto para o carbono como para o oxigênio com relação ao resultado isotópico das demais dolomitas da área estudada (Figura 143). A assinatura isotópica das dolomitas da Pedreira Santo Antônio, estaria revelando a assinatura isotópica do fluido dedolomitizante, que neste primeiro estágio de calcitização da dolomita seria o fluido que precipitou o mosaico grosso tardio.

Com relação aos elementos traço observa-se que a menor quantidade de Fe e Mn na fase da calcita (mosaico grosso, tabela 8), pode ser explicada pela existência de um sistema aberto, onde os fluidos foram oxidados e menos enriquecidos nestes elementos se comparados com as dolomitas da pedreira Inhumas e Santo Antônio (tabela 7). A baixa razão Mg/Ca indicada na tabela 7 mostra que as dolomitas das referidas pedreiras são calcíticas (dolomitas não estequiométricas). A figura 147 ilustra as feições das dolomitas calcitizadas das pedreiras Inhumas e Santo Antônio (*rudstone* dolomitizado, microfácies 7).

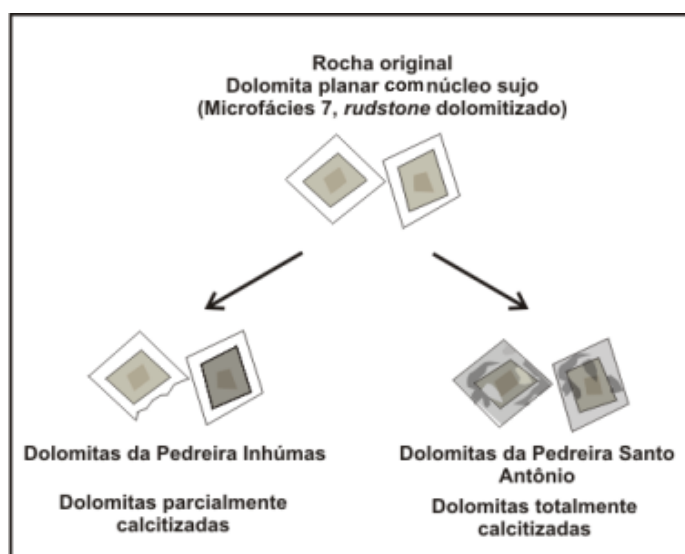


Figura 147 - Esquema ilustrando o primeiro estágio de dedolomitização causado pela precipitação do mosaico grosso tardio nas fácies dolomíticas das pedreiras Inhumas e Santo Antônio (microfácies 7, *rudstone* dolomitizado).

### 6.2.3 Estágio mesogenético (soterramento médio)

#### - Cimentos de calcita *blocky* tardia

Estes cimentos foram precipitados durante o estágio mesogenético e se observaram ao longo das pedreiras Carapeba e Catitú e nas fácies parcialmente dolomitizadas das Massapé e Inorcal I (microfácies 3, *grainstone* oolítico parcialmente dolomitizado). Estes cimentos apresentam características petrográficas semelhantes nas pedreiras onde foram observados (Figuras 84, 94 e 104), com cristais limpos, bem desenvolvidos, tanto no espaço intergranular como intragranular. A tabela 8 mostra a concentração elementar destes cimentos nas referidas pedreiras. O Mg e o Sr, de forma geral, apresentam concentrações relativamente altas, principalmente nas pedreiras Carapeba e Catitú, indicando uma maior interação água-rocha, como tinha sido referido no capítulo 5.

Porém, a concentração de Mg e Sr no mosaico *blocky* nas pedreiras Massapé e Inorcal I é menor, sugerindo uma menor interação rocha-água. Vale ressaltar que com o avanço dos processos diagenéticos ocorre também uma perda do Sr e do Mg (TUCKER e WRIGHT, 1990). Uma característica comum do mosaico *blocky*, em todas as pedreiras onde foram observadas, é a baixa concentração de Fe (cimentos não ferrosos). A resposta dos cimentos à luminescência esta diretamente relacionada com a quantidade de Fe e Mn (MARSHALL, 1988). Sob catodoluminescência o mosaico *blocky* das pedreiras Carapeba e Catitú têm uma resposta muito semelhante (vermelha a marrom opaco, figuras 84 e 94), sendo no geral muito homogênea e a concentração de Fe e Mn é similar no zoneamento IIB do mosaico *blocky* da Pedreira Carapeba e do mosaico *blocky* da Pedreira Catitú. A diferença no conteúdo de Fe e Mn nestes cimentos também é pequena, o que se traduz numa resposta opaca à luminescência (Tabela 8). De acordo com Machel (2000 apud BOGGS e KRINSLEY, 2006), quando a concentração de Fe e Mn é quase a mesma a luminescência é opaca. O mosaico *blocky* das pedreiras Massapé e Inorcal I revelam um zoneamento concêntrico, quando observados sob CL. A intensidade da luminescência é maior do que no mosaico *blocky* das pedreiras Carapeba e Catitú, como indicado pela maior concentração de Mn do que de Fe, indicando condições sub-óxicas. A figura 146 mostra que a composição isotópica do mosaico *blocky* da Pedreira Carapeba, se encontra no campo dos cimentos precipitados no ambiente de soterramento. A composição isotópica do mosaico *blocky* da Pedreira Catitú, se encontra próxima deste campo. A assinatura isotópica mais negativa do oxigênio nestes cimentos estaria revelando condições de maior temperatura no ambiente de soterramento. Já a assinatura isotópica mais positiva do carbono reflete que a fonte do carbono é o calcário (calcário marinho). Contudo, estes mosaicos *blocky* tardios, teriam precipitado a partir de fluidos de formação modificados no ambiente de soterramento.

#### **- Cimento sintaxial tardio**

O cimento sintaxial só foi observado na microfácies 3 (*grainstone* oolítico parcialmente dolomitizado) da Pedreira Inorcal I e foi desenvolvido no ambiente de soterramento durante o estágio mesogenético (Figura 142). Este cimento se desenvolveu ao redor de um fragmento de equinodermo e a tabela 8 mostra que a principal característica deste cimento é seu relativamente alto conteúdo de Fe com relação aos demais cimentos, indicando condições redutoras no ambiente de precipitação.

A análise elementar mostra também que a concentração de Mn é muito menor que a concentração de Fe (Tabela 8), o que se traduz em uma resposta marrom opaco sob análise com CL. As concentrações de Sr e Mg são baixas, indicando que houve pouca interação água-rocha.

### - Dedolomitização (segundo estágio)

Este segundo estágio de dedolomitização corresponde à calcitização dos cristais de dolomita das pedreiras Massapé e Inorcal I e está associada à precipitação do mosaico *blocky* tardio. As feições das dolomitas calcitizadas são principalmente bordas corroídas. O núcleo de alguns cristais de dolomita também se encontra parcialmente corroído (Figura 107). Além das evidências petrográficas, os resultados da análise isotópica também mostram que a assinatura original das dolomitas das pedreiras acima referidas teria sido alterada pelos processos de calcitização (Figura 143). Tendo em conta que as dolomitas foram geradas em condições de alta salinidade (Figura 144), a assinatura isotópica original do oxigênio deveria ter valores mais positivos. Porém, na figura 143 se observa que o valor isotópico do oxigênio das dolomitas das pedreiras Massapé e Inorcal I (amostras MA-2 e UCI-1), tem uma tendência mais negativa como consequência da calcitização parcial das mesmas. Além do mais, a análise elementar (Tabela 7), mostra que as dolomitas das Pedreiras Inorcal I e Massapé têm uma baixa razão Mg/Ca. O esquema da figura 148 mostra as feições das dolomitas parcialmente calcitizadas das pedreiras Massapé e Inorcal I.

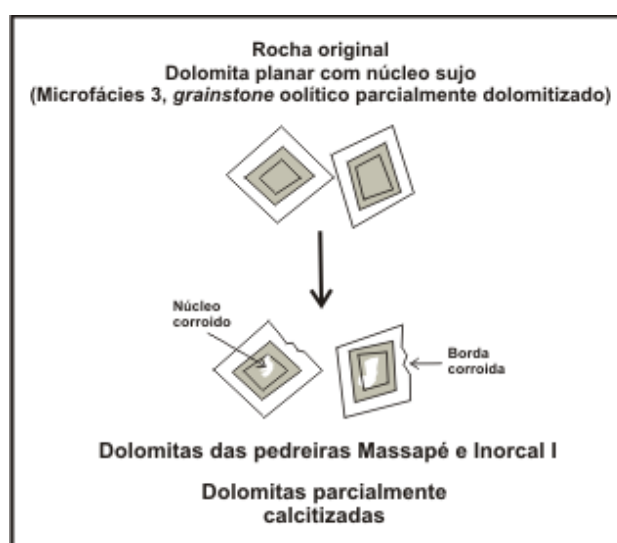


Figura 148 - Esquema ilustrando o segundo estágio de dedolomitização causado pela precipitação do mosaico *blocky* tardio nas fácies parcialmente dolomitizadas das pedreiras Massapé e Inorcal I (microfácies 3, *grainstone* oolítico parcialmente dolomitizado).



#### 6.2.4 Estágio telogenético

##### **- Dissolução**

A dissolução afeta todas as microfácies das pedreiras estudadas (Figura 142) e, como feição comum, se observa que a dissolução criou porosidade secundária do tipo vugular. Este tipo de porosidade se observou nos cimentos da fase mesogenética e no núcleo dos grãos oolíticos principalmente. Ao longo das estruturas estilolíticas também houve desenvolvimento de porosidade estilolítica, realçada pelos processos de dissolução tardia. Mas a percentagem de porosidade secundária no geral é muito baixa oscilando entre 5% e 8% na maioria das microfácies. A porosidade primária não se preserva em nenhuma das microfácies porque se encontra preenchida pelos cimentos diagenéticos e porque foi fortemente reduzida pelos processos de compactação mecânica e química. As microfácies parcial e totalmente dolomitizadas também se encontram afetadas por processos de dissolução da fase telogenética. A dissolução dos cristais de dolomita também gerou porosidade vugular, principalmente no núcleo dos mesmos. Todas as dolomitas da área de estudo possuem núcleos que estão caracterizados por altos conteúdos de Ca. Durante a diagênese o alto conteúdo de Ca, uma concentração que pode ser causada por defeitos de crescimento ou a presença de inclusões altamente solúveis, podem promover a dissolução seletiva dos núcleos das dolomitas com alto conteúdo de cálcio no núcleo (*High-Ca dolomites*, RAMEIL, 2008), gerando dolomitas ocas (*hollow dolomites*).

Esta feição é mais comum nas dolomitas das pedreiras Inorcal II, Inhumas e Santo Antônio (Figuras 132 D e 133). Contudo, as microfácies dolomíticas são as que apresentam as maiores percentagens de porosidade, oscilando entre 5% e 20%. Porém, vale a pena ressaltar que as dolomitas já teriam sofrido dissolução pela percolação de fluidos meteóricos durante a fase mesogenética porque parte da porosidade secundária, que tinha sido gerada, foi preenchida por cimentos tardios.

##### **- Cimento equigranular tardio**

Este cimento só foi observado nas fácies com dolomitização total (microfácies 1f, dolomita) da Pedreira Carapeba (Figura 142) e compreende a única fase de cimentação do estágio telogenético identificada na área de estudo.

Este cimento tem uma textura cristalina equigranular, com cristais anedrais (Figura 86), e se encontra preenchendo a porosidade secundária gerada pela dissolução da dolomita. A tabela 8 mostra sua composição com relação às demais gerações de cimento identificadas na área de estudo. Como tinha sido referido no capítulo 5, este cimento é não luminescente, como indicado pelas baixas concentrações de Fe e Mn (Tabela 8), sugerindo, por sua vez, condições oxidantes (condições rasas). As concentrações de Sr são relativamente baixas, e as relativamente altas concentrações de Mg, podem estar associadas à dissolução da dolomita.

### - Dedolomitização (Terceiro estágio)

O último estágio de dedolomitização corresponde à calcitização parcial das dolomitas da Pedreira Carapeba, ocorrida durante a telodiagênese. Apesar das dolomitas da Pedreira Carapeba estarem parcialmente dedolomitizadas, ainda preservam em parte a composição isotópica original do carbono e do oxigênio, sendo a mais positiva de todas as dolomitas da área de estudo (Figura 143). Ressalta-se que estas dolomitas também se encontram silicificadas. As dolomitas calcitizadas da Pedreira Carapeba apresentam alguns cristais com bordas corroídas e microfaturas preenchidas por cimentos tardios (cimento equigranular tardio). A figura 149 mostra um esquema das feições das dolomitas parcialmente calcitizadas da Pedreira Carapeba.

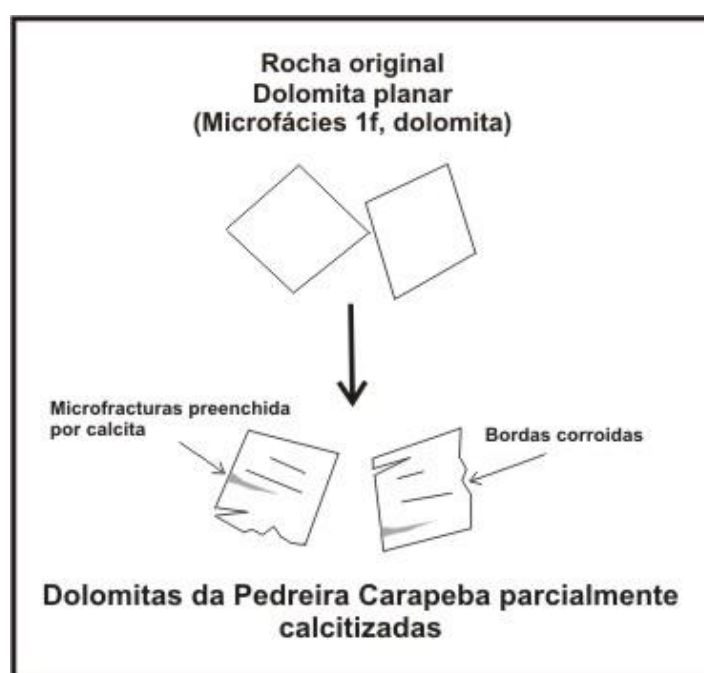


Figura 149 - Esquema ilustrando o terceiro estágio de dedolomitização causado pela precipitação da calcita equigranular tardia nas dolomitas da Pedreira Carapeba.

### **- Silicificação**

A silicificação compreende o último evento diagenético identificado no intervalo estudado (Figura 142) e teria ocorrido durante a telodiagênese como consequência da entrada de material siliciclástico vindo do continente. A silicificação só se encontra afetando as fácies dolomíticas da Pedreira Carapeba e, por sua vez, afeta o cimento equigranular tardio que se encontram calcitizando a dolomita. A entrada de material siliciclástico é evidenciada ademais pelos fragmentos de quartzo e feldespato observados nas fácies dolomíticas principalmente.

## 7 CONCLUSÕES

O intervalo estudado compreende a porção mais superior do Membro Maruim da Formação Riachuelo e teria sido depositado no Meso-Neoalbio. As rochas do intervalo estudado consistem de ciclos deposicionais de raseamento ascendente submaré. A análise petrográfica permitiu a definição de uma plataforma carbonática com uma região restrita (laguna) e uma região de alta energia composta por bancos carbonáticos. Estes bancos carbonáticos de alta energia consistem de *grainstone* oolíticos (pedreiras Massapé, Catitú, Inorcal I e Inorcal II) e *rudstone* oncolíticos oolíticos (Pedreiras Inhumas e Santo Antônio). A Pedreira Carapeba se encontra na região restrita (laguna).

O intervalo estudado caracteriza-se por apresentar baixa diversidade e quantidade de bioclastos. A principal razão seriam as condições de relativamente alta salinidade, além disso, as condições fisiográficas e de alta energia dos bancos carbonáticos também teriam impedido a fixação dos organismos.

As rochas do Membro Maruim da Formação Riachuelo se encontram fortemente afetadas por processos diagenéticos ocorridos nos estágios eogenético, mesogenético e telogenético, sendo os processos de cimentação e dolomitização os mais abundantes. A dolomitização foi um dos processos diagenéticos mais importantes e está substituindo o topo dos ciclos deposicionais do Membro Maruim (dolomitização total). A dolomitização diminui gradativamente do topo para base, onde passa de total a parcial.

O estudo geoquímico e petrográfico detalhado do intervalo total e parcialmente dolomitizado sugere que a dolomitização foi um processo que ocorreu durante o estágio eogenético, a partir do refluxo de salmouras geradas em um ambiente penesalino e/ou hipersalino, antes da compactação física e química. As salmouras teriam sido geradas em áreas restritas (lagunas), adjacentes aos bancos carbonáticos, formando densas salmouras dolomitizantes que infiltraram através do sedimento subjacente. O clima árido e as condições de restrição impostas por um proto-oceano ainda em desenvolvimento teriam facilitado tais condições de relativamente alta salinidade. A ausência de minerais evaporíticos e/ou brechas de colapso indicando a preexistência de evaporitos, sugerem que a salinidade da água do mar durante a dolomitização esteve abaixo da precipitação de gesso e anidrita.

As rochas dolomitizadas exibem uma marcada variabilidade na textura e tamanho dos cristais de dolomita. O processo de refluxo resultou em um aumento no tamanho dos cristais de dolomita e em um aumento da porosidade intercrystalina nas áreas mais afastadas da salmoura evaporítica (Pedreiras Massapé, Inorcal I, Inorcal II, Inhumas e Santo Antônio). Nas áreas mais afastadas a dolomitização é mais lenta, porque a salmoura é mais depletada em Mg, resultando em cristais de dolomita maiores e, portanto, em um melhor desenvolvimento da porosidade intercrystalina. Porém, esta porosidade foi fortemente afetada por processos de compactação física e química e por processos de cimentação tardia. A fábrica cristalina da dolomita da Pedreira Carapeba apresenta tamanhos menores e mais baixa porosidade, devido provavelmente, ao posicionamento desta nas áreas próximas da salmoura supersaturada, onde são rapidamente dolomitizadas, resultando em processos de superdolomitização que reduziram a porosidade.

A assinatura isotópica do oxigênio também mostra uma tendência mais negativa conforme vai se afastando da fonte da salmoura. Assim, as áreas mais próximas à salmoura apresentam assinaturas mais pesadas no  $\delta^{18}\text{O}$ . As áreas mais afastadas mostram uma assinatura mais leve no  $\delta^{18}\text{O}$  que pode ser o reflexo da mistura de água ligeiramente hipersalina com a água do mar. Mas, a maior parte do valor isotópico do oxigênio nas dolomitas da área estudada se encontra também alterado por processos de calcitização. O valor isotópico do  $\delta^{13}\text{C}$  é o menos afetado pelos processos diagenéticos tardios (exceto nas dolomitas da Pedreira Santo Antônio), refletindo, assim, que a fonte do carbono é do calcário precursor.

Nove estágios de cimentação foram identificados ao longo do intervalo estudado. Os cimentos responsáveis pela obliteração da porosidade primária e secundária e pela dedolomitização foram principalmente os cimentos precipitados durante o estágio mesogenético e telogenético. Os cimentos precipitados no estágio mesogenético inicial (soterramento raso), caracterizam-se por concentrações elementares e valores isotópicos que se podem associar a fluídos meteóricos. Os cimentos da fase mesogenética tardia (soterramento médio), têm características químicas associadas a águas de formação modificadas no ambiente de soterramento.

Na análise petrográfica observou-se que as fácies dolomíticas sofreram processos de dissolução que gerou porosidade secundária do tipo vugular. No entanto, os processos de cimentação tardia obstruíram esta porosidade e calcitizaram a dolomita.

Três estágios de dedolomitização foram identificados e estão associados à precipitação dos cimentos no estágio mesogenético e telogenético. Os processos de dedolomitização mais importantes foram os associados à precipitação do mosaico grosso e do mosaico *blocky*.

A dissolução foi um dos últimos processos diagenéticos que afetaram os calcários do Membro Maruim e permitiu a geração de porosidade secundária do tipo vugular, principalmente nos cimentos, grãos oolíticos e dolomitas. As dolomitas das pedreiras Inhumas e Santo Antônio têm como característica particular o desenvolvimento de porosidade secundária pela dissolução dos núcleos das mesmas, devido provavelmente ao maior conteúdo de Ca nestes núcleos (*hollow dolomites*).

A silicificação compreende o último evento diagenético da área estudada e foi observado somente na Pedreira Carapeba. Este processo está associado à entrada de material siliciclástico vindo do continente.