

#### 5.4.2 Dolomitização

A dolomitização observada nas pedreiras Inhumas e Santo Antônio é parcial e/ou total. Assim como observado na Pedreira Inorcal I, o processo de dolomitização total (microfácies 7, *rudstone* dolomitizado) se posiciona em direção ao topo dos ciclos deposicionais e diminui gradativamente para baixo, onde a dolomitização é parcial (Microfácies 6, *rudstone* oncolítico oolítico parcialmente dolomitizado).

As microfácies que se posicionam na base dos ciclos deposicionais não se encontram afetadas pela dolomitização. A dolomitização parcial é seletiva e afeta principalmente o espaço intergranular (Figura 118 C), indicando processos de substituição de cimentos pré-existentes por dolomita. Também se observaram processos de dolomitização parcial dos grãos oncolíticos, nos quais os cristais de dolomita ocorrem dispersos de forma caótica (Figura 119 B e C).

Tanto os cristais da dolomitização parcial, como a fábrica cristalina que representa a dolomitização total se encontram fortemente afetados pela compactação mecânica e química. As microfácies que sofreram processos de dolomitização total na Pedreira Inhumas conservam relíquias dos grãos oncolíticos que compunham a rocha originalmente (Figura 112 A e B), assim a textura deposicional por sua vez é parcialmente preservada. A textura cristalina compreende um mosaico idiotópico (cristais euedrais), de tamanho polimodal (dolomitas com tamanhos que variam entre 0.1mm e 0.4 mm). Grande parte dos cristais individuais de dolomita tem como principal característica a presença de núcleos sujos e bordas limpas e claras. O termo sucrósico ou sacaroidal é aplicado a mosaicos porosos de rombos euedrais (TUCKER e WRIGHT, 1990), e assim, pode ser aplicado às dolomitas das pedreiras Inhumas e Santo Antônio.

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 sucrósicos geralmente têm centros sujos e bordas claras e tanto podem ser gerados por processos de mistura água marinha-água meteórica como por refluxo de salmouras (MORROW, 1990). Os núcleos com aspecto sujo podem ser devidos à presença de inclusões, relictos minerais do  $\text{CaCO}_3$  precursor ou microcavidades preenchidas por fluido (TUCKER e WRIGHT, 1990; WARREN, 2000).

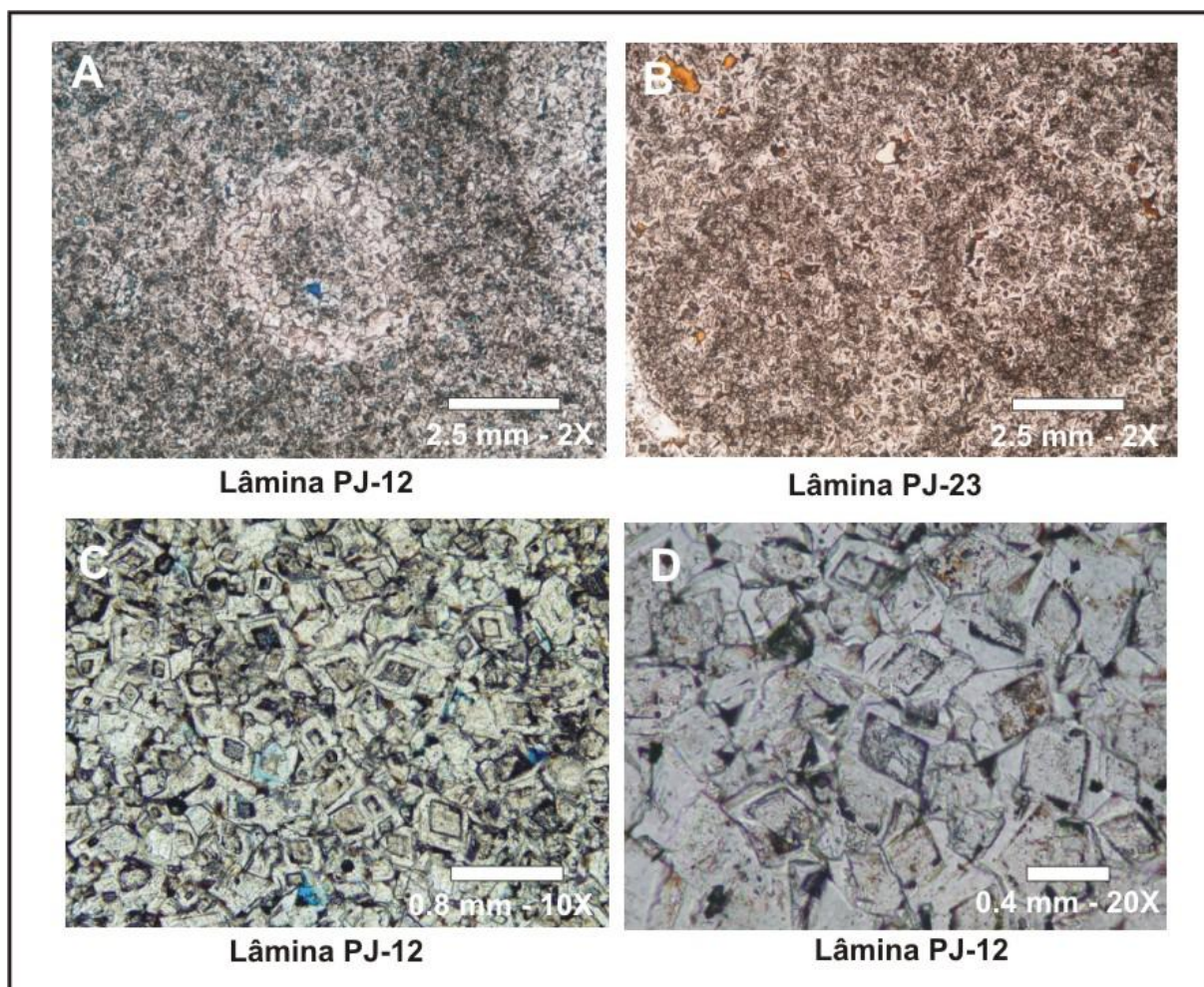


Figura 112 - Dolomitização total observada na microfácies 7 da Pedreira inhumas. As figuras A e B, mostram a preservação parcial da textura deposicional original. Apesar de que a dolomitização foi total, ainda se observam relíquias dos grãos oncolíticos que compunham o arcabouço da rocha. As figuras C e D mostram a textura cristalina da dolomita composta por um mosaico idiotópico de tamanho polimodal. O núcleo dos cristais individuais tem um aspecto sujo.

Sob análise com catodoluminescência os cristais revelam um zoneamento concêntrico (Figura 113), no qual é possível identificar pelo menos quatro bandas (Z-I, Z-II, Z-III e Z-IV) (Figura 113 E), com variações na intensidade da luminescência. O zoneamento é função, principalmente, das variações no conteúdo de Fe e Mn (MACHEL, 1985; MACHEL e BURTON, 1991; TUCKER e WRIGHT, 1990). A tabela 5 mostra a composição elementar média de cada zoneamento identificado nos cristais de dolomita sob análise com catodoluminescência (Figura 113 E). Também se observou que as dolomitas da Pedreira Inhumas quase não reagem ao tingimento com alizarina e ferricianeto de potássio (Figura 126 D).

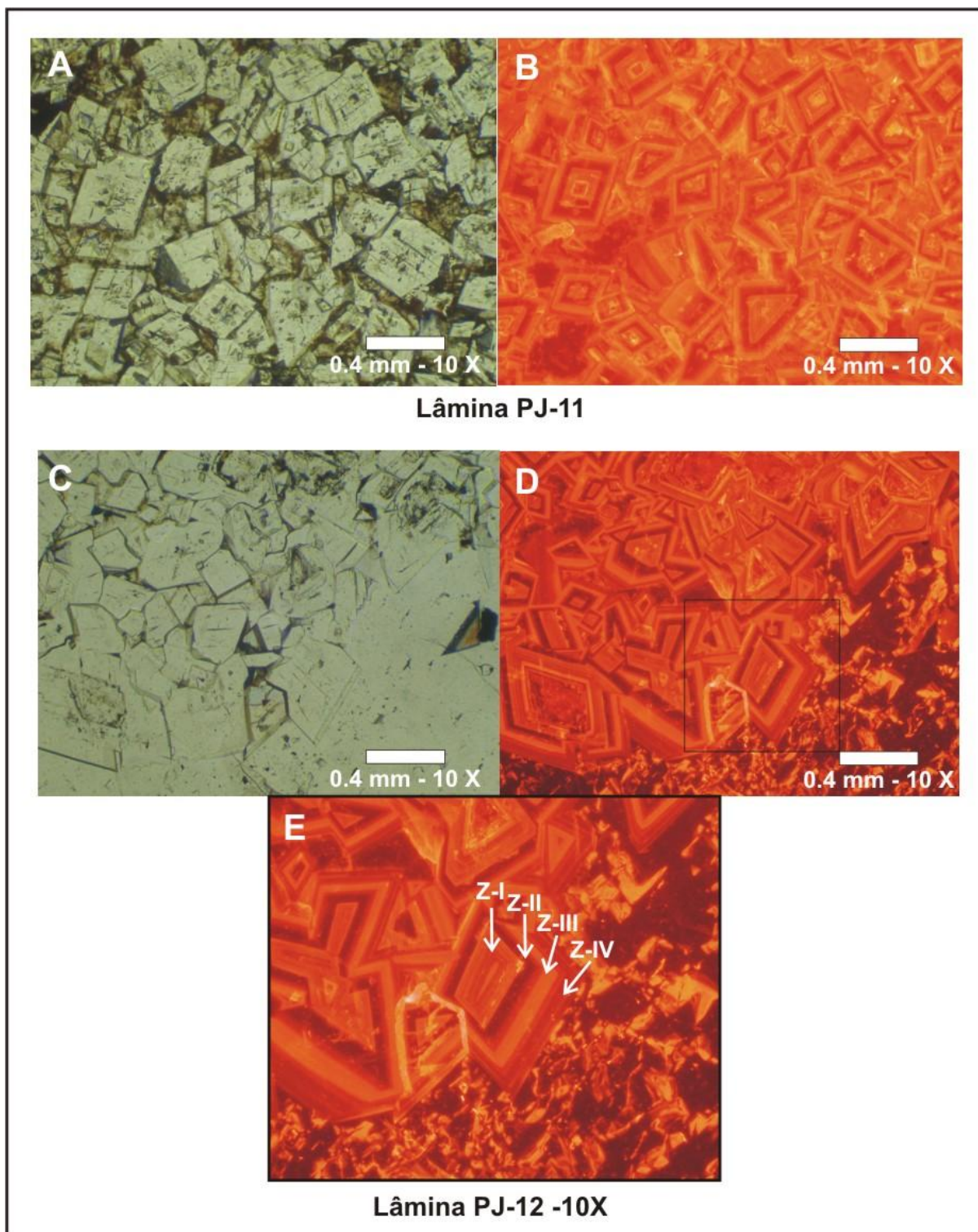


Figura 113 - Zoneamento nos cristais de dolomita da Pedreira Inhumas revelado sob análise com catodoluminescência (Figuras B, D e E). A figura E mostra um detalhe do zoneamento no qual se identificaram quatro bandas denominadas Z-I, Z-II, Z-III e Z-IV.

Tabela 5 - Composição química dos zoneamentos identificados com CL, nas dolomitas da Pedreira Inhumas.

Zoneamento da dolomita	CONCENTRAÇÃO (Mol % carbonato)					Razão Mg/Ca	Características CL
	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	SrCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>		
<b>Z-I</b>	54,01	45,6	0,048	0,14	0,045	0,84	Núcleo laranja opaco
<b>Z-II</b>	54,27	45,45	0,035	0,10	0,049	0,84	Não luminescente
<b>Z-III</b>	51,6	47,01	0,057	1,14	0,075	0,91	Laranja claro
<b>Z-IV</b>	52,4	47,3	0,036	0,029	0,066	0,90	Laranja escuro

A análise elementar mostra que a concentração de cálcio é maior para o centro dos cristais de dolomita (Z-I e ZII, tabela 5). Em consequência a razão Mg/Ca diminui para o núcleo das dolomitas, sendo as bordas das mesmas as mais próximas a 1 (valor estequiométrico). De acordo com Warren (2000), as dolomitas associadas com evaporitos são mais estequiométricas. As concentrações de Sr são relativamente baixas para todos os zoneamentos (tabela 5), indicando que o carbonato precursor era de calcita baixa em Mg, mas as concentrações do Sr também podem ser afetadas pelos processos diagenéticos tardios. As concentrações de Fe e Mn também mudam ao longo dos zoneamentos identificados com a CL (Tabela 5). Estas variações podem estar refletindo mudanças na taxa de crescimento dos cristais (WARREN, 2000; BOGGS e KRINSLEY, 2006). Em geral, se observa que o conteúdo de Fe é maior ao conteúdo de Mn, mas não o suficiente para considerar que são dolomitas ferrosas.

Observa-se também que a percentagem de Mn aumenta progressivamente para as bordas dos cristais de dolomitas (Tabela 5). Na análise com CL observou-se que, em geral, a intensidade da luminescência não é muito alta, como consequência das maiores concentrações de Fe do que de Mn nos zoneamentos I, II e III (Figura 113 E; Tabela 5). Ressalta-se que o conteúdo de elementos traço também pode ser alterado pelos processos diagenéticos tardios que sucedem a dolomitização (WARREN, 2000). A análise com o MEV, também revela o zoneamento nos cristais de dolomita (Figura 114 A, C e D). Sob análise com o detector eletrosecundário de pressão variável (VPSE) do MEV (Figs. 114 A e C), se observa em detalhe a textura idiotópica com cristais planares de tamanho polimodal.

A fábrica cristalina se encontra também muito compactada. A figura 114 B, ilustra a análise com o detector de elétrons retroespalhados (*BSD*), esta figura mostra em detalhe o cimento tardio preenchendo a porosidade intercrystalina das fácies dolomíticas e a presença de microvugs tanto no cimento quanto na dolomita. A figura 114 D (análise com *BSD*), também mostra o zoneamento e a porosidade intercrystalina e intracrystalina (microvugs) na fábrica cristalina da dolomita.

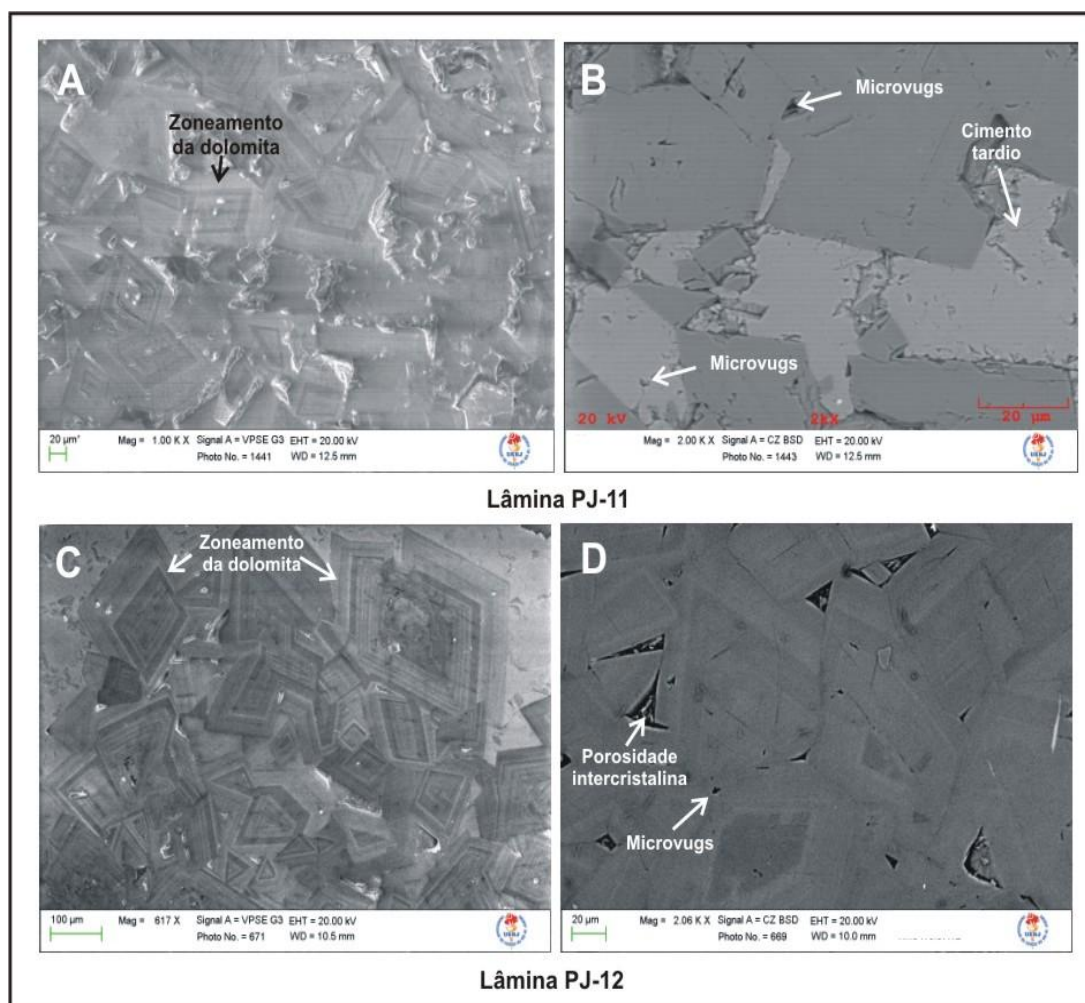


Figura 114 - Análise das microfácies totalmente dolomitizadas (microfácies 7) da Pedreira Inhumas com o MEV. As figuras A e C (detector eletrosecundário de pressão variável, *VPSE*), mostram o zoneamento dos cristais de dolomita similar ao revelado com a *CL*. As figuras B e D correspondem à análise com o detector de elétrons retroespalhados (*BSD*). A figura B ilustra em detalhe o cimento intergranular tardio precipitado após a dolomitização (mosaico grosso). A figura D mostra em detalhe microvugs intracrystalinos e porosidade intercrystalina.

A composição isotópica das microfácies dolomíticas da Pedreira Inhumas varia entre -2,12‰ e 0,16‰ para o carbono e entre 0,056‰ e 0,38‰ para o oxigênio (Figura 115).

Seguindo o modelo de refluxo, interpreta-se que a assinatura original do oxigênio tenha sido alterada pelos processos diagenéticos tardios. Além do mais as dolomitas da Pedreira Inhumas poderiam ter estado mais afastadas da salmoura, fonte da dolomitização por refluxo dos fluidos advindos da mesma.

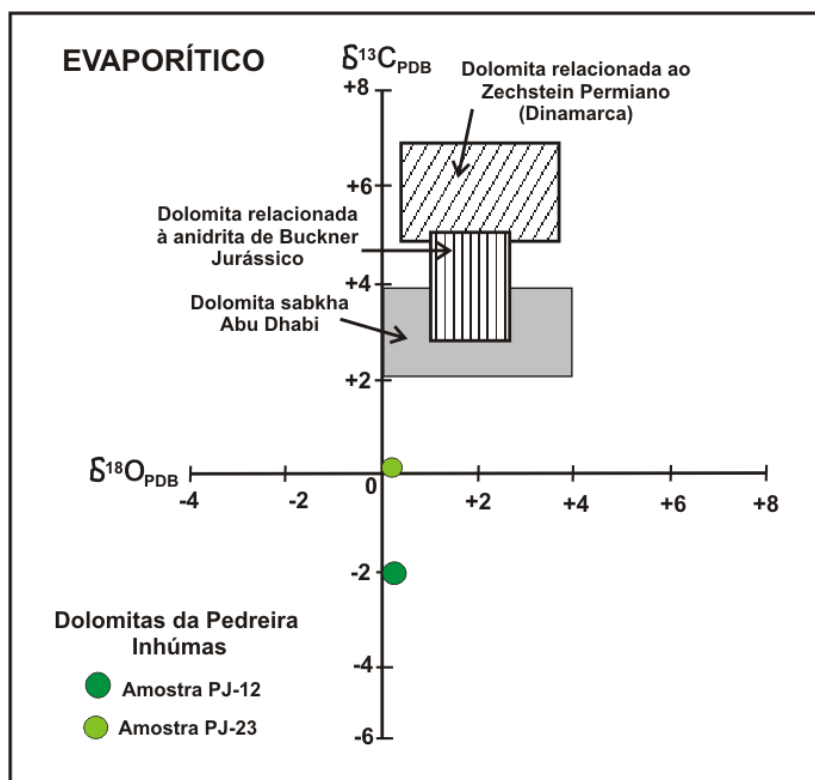


Figura 115 - Composição isotópica das dolomitas da Pedreira Inhumas, usando o esquema de composição isotópica de dolomitas associadas a modelos evaporíticos. As dolomitas completamente dolomitizadas (Microfácies 7, *Rudstone* dolomitizado) presentes para a parte intermediária e topo dos ciclos deposicionais apresentam uma assinatura isotópica depletada em carbono e oxigênio, provavelmente como consequência dos processos diagenéticos tardios que teriam alterado a composição isotópica original.

Fonte: Modificada de Warren (2000).

As microfácies dolomíticas que se encontram para o topo da Pedreira Santo Antônio, têm como principal característica o grande tamanho dos cristais, que varia entre 0.8mm e 1mm (Figura 116). Além do mais, a dolomita também se encontra fortemente afetada por processos de calcitização, já que elas reagem ao tingimento com alizarina e ferricianeto de potássio (Figura 130 B). A cor avermelhada da dolomita após o tingimento indica que a dolomita é não ferrosa. A textura da dolomita é idiotópica com tamanho polimodal (Figura 116). A dolomita se encontra substituindo fácies compostas por *rudstone* oncolítico oolítico (microfácies 5).

Além disso, observam-se feições da textura deposicional original. No geral observa-se também que os cristais de dolomita apresentam núcleos com aspecto muito sujo, produto da calcitização e bordas relativamente menos sujas. No entanto, as bordas de alguns cristais encontram-se corroídas pela cimentação tardia (Figura 116). A análise elementar e isotópica das dolomitas das Pedreiras Santo Antônio será abordada na descrição da dedolomitização.

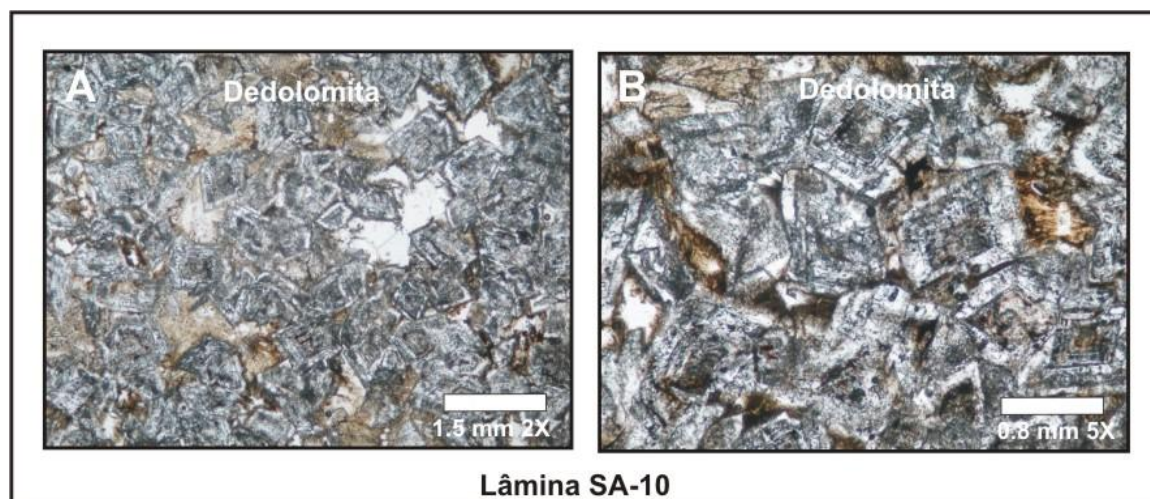


Figura 116. Textura idiotópica polimodal das microfácies dolomíticas da Pedreira Santo Antônio. A dolomita se encontra completamente calcitizada.

#### 5.4.3 Cimento circumgranular (cimento inicial)

O cimento circumgranular está caracterizado por uma borda de cimento que se encontra tanto nas cavidades intergranulares como intragranulares. Consiste de cristais equidimensionais, formando a primeira geração de cimento (Figura 117 A, B, C e D). De acordo com Flügel (2004), este cimento é característico do ambiente meteórico freático. A espessura da borda de cimento é de aproximadamente 0,1 mm e o tamanho dos cristais oscila entre 0,1 e 0,2 mm. Os cristais mostram um aspecto claro e limpo com formas subedrais e o crescimento dos mesmos, em relação ao substrato é normal.

Sob a catodoluminescência o cimento circumgranular é não luminescente (Figura 117) e a sua composição elementar é:  $(Ca_{99,5} Sr_{0,036} Mg_{0,41} Fe_{0,00} Mn_{0,00}) (CO_3)_{100}$ . As baixas concentrações de Fe e Mn sugerem, portanto, que esta primeira geração de cimento precipitou em condições oxidantes provavelmente em um ambiente meteórico freático raso, durante o estágio eogenético. Esta geração de cimento não teria mudado muito suas concentrações de Mg, sendo, portanto, originalmente de calcita baixa em Mg.

De maneira geral, observa-se que as concentrações de Sr e Mg são relativamente baixas, indicando condições de baixa interação água-rocha (sistema aberto). A tabela 6 mostra a composição elementar desta primeira geração de cimento.

#### 5.4.4 Cimento de esparita drusiforme (cimento inicial)

Esta segunda geração de cimento sucede o mosaico circumgranular e preenche principalmente os grãos esqueléticos de mineralogia instável (moluscos e algas verdes) e em menor proporção a porosidade intergranular, a sua percentagem na rocha é de aproximadamente 8%. A calcita tem um aspecto claro e limpo com cristais subedrais que aumentam de tamanho para o centro do poro (Figura 117). As amostras tingidas com alizarina e ferricianeto de potássio indicam que a calcita é não ferrosa e sob catodoluminescência este cimento exibe um zoneamento concêntrico que evolui desde não luminescente no início do crescimento dos cristais até uma intensidade na luminescência muito alta nos estágios finais do crescimento dos mesmos.

De acordo com Boggs e Krinsley (2006), o zoneamento pode refletir mudanças nas condições de crescimento. O zoneamento concêntrico também pode refletir mudanças na composição química das soluções e mudanças na temperatura (MACHEL e BURTON, 1991). Foram discriminados, dessa forma, três estágios denominados IIA, IIB e IIC (Figura 117 D e F). O estágio IIA compreende a fase principal do crescimento do cristal, sobre o qual se desenvolvem as demais bandas concêntricas, este apresenta um comportamento não luminescente sob CL (Figura 117 D e F).

A composição elementar média no estágio IIA é  $(\text{Ca}_{99,6} \text{Sr}_{0,033} \text{Mg}_{0,34} \text{Fe}_{0,0} \text{Mn}_{0,0}) (\text{CO}_3)_{100}$ . O estágio IIB representa a fase intermediária do desenvolvimento do cimento e apresenta uma banda da cor laranja (Figura 117 D e F), na qual é possível ainda identificar pelo menos três sub-bandas com zoneamento oscilatório. A composição elementar média do estágio IIB é  $(\text{Ca}_{99,3} \text{Sr}_{0,053} \text{Mg}_{0,32} \text{Fe}_{0,00} \text{Mn}_{0,085}) (\text{CO}_3)_{100}$ . O último estágio correspondente ao IIC, consiste de uma banda luminescente laranja clara brilhante (Figura 117 D e F), cuja composição elementar é  $(\text{Ca}_{99,5} \text{Sr}_{0,092} \text{Mg}_{0,20} \text{Fe}_{0,00} \text{Mn}_{0,095}) (\text{CO}_3)_{100}$ .



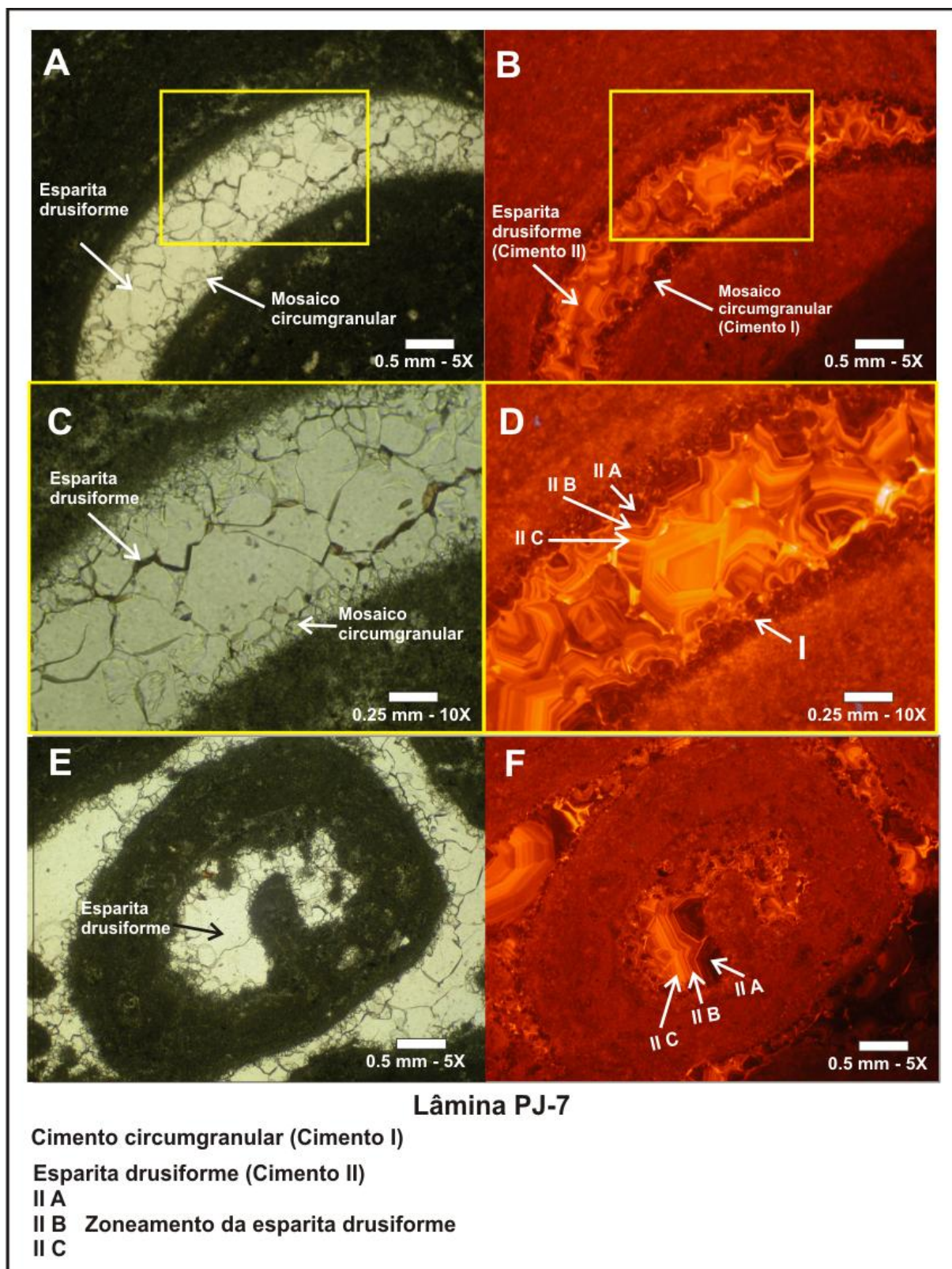


Figura 117 - Cimento circumgranular (cimento I) e cimento drusiforme (cimento II) correspondente à primeira e segunda geração de cimento respectivamente. Sob catoluminescência o cimento circumgranular é não luminescente (cimento I). No cimento drusiforme (cimento II), foram diferenciados três estágios no desenvolvimento do cimento (IIA, IIB e IIC).

A tabela 6 mostra os resultados da análise elementar do cimento drusiforme (cimento II). Os três estágios de cimentação (IIA, IIB e IIC), apresentam um progressivo aumento na concentração de Mn, sendo maior para o estágio IIC e que foi suficiente para ativar a luminescência. O caráter não luminescente no estágio IIA e luminescente nos estágios IIB e IIC, indica, portanto, que aquífero evoluiu de condições oxidantes (ambiente de circulação ativa) para condições sub-óxicas (ambiente estagnado) que permitiram a incorporação do Mn, mas não do Fe, o qual estaria ainda em estado oxidado.

O Sr aumenta um pouco sua concentração, sendo relativamente mais alta no estágio IIC, o que sugere que o fluido cimentante pode ter-se enriquecido por este elemento durante a dissolução de grãos aragoníticos (moluscos e algas). No entanto, esta concentração de Sr ainda é considerada baixa. As baixas concentrações do Mg (entre 0,20 e 0,34) indicam uma calcita baixa em Mg originalmente. Vale salientar que os cimentos diagenéticos precipitados em ambientes meteóricos, em geral, se caracterizam por possuir quantidades muito baixas de Sr e Mg, já que estes elementos têm um coeficiente de distribuição menor que 1 e, dessa maneira, a razão de concentração Sr/Ca e Mg/Ca na calcita diagenética será menor que sua razão de concentração no fluido (LOHMANN, 1987). A composição isotópica do cimento drusiforme inicial (cimento II) da pedreira Inhumas e Santo Antônio é de  $-6.37\text{‰}$  para o  $\delta^{13}\text{C}$  e de  $-6.14\text{‰}$  para o  $\delta^{18}\text{O}$ .

A figura 125, ilustra que a composição isotópica do cimento drusiforme inicial (cimentos II), está próxima ao campo de cimentos precipitados no ambiente meteórico de acordo com o esquema de Hudson (1975 apud SCOFFIN, 1987). A composição isotópica mais leve do carbono pode ter sido causada pelo enriquecimento de carbono orgânico por parte dos fluidos que passam através do solo.

Mas vale salientar que a composição isotópica do fluido pode ser modificada pela adição de carbono mais pesado derivado do  $\text{CaCO}_3$  (LOHMANN, 1987). No entanto, se o sistema for fechado e dominado pela rocha, as composições isotópicas do carbono, se aproximariam mais aos valores isotópicos da rocha original (LOHMANN, 1987; BENITO, 2001). A composição isotópica mais leve do oxigênio estaria representando a composição isotópica da água meteórica.

Tabela 6 - Composição química de todas as gerações de cimento observadas nas microfácies das pedreiras Inhumas e Santo Antônio. Resultados obtidos com a microsonda eletrônica (EPMA).

CIMENTO	CONCENTRAÇÃO (Mol % carbonato)					Textura	Características CL
	SrCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>	CaCO <sub>3</sub>		
I	0,036	0,41	0,00	0,00	99,5	Cimento circumgranular Inicial	Não luminescente
II A	0,033	0,34	0,00	0,00	99,6	Esparita drusiforme Inicial	Não luminescente
II B	0,053	0,32	0,00	0,085	99,3		Laranja escuro
II C	0,092	0,20	0,00	0,095	99,5		Luminescente laranja claro
III	0,027	0,21	0,004	0,00	99,7	Mosaico granular Tardio	Não luminescente
IV A	0,048	0,32	0,00	0,00	99,5	Esparita drusiforme Tardia	Não luminescente
IV B	0,08	0,44	0,004	0,53	98,9		Luminescente amarelo brilhante
V A	0,053	0,21	0,029	0,00	99,6	Mosaico grosso tardio (P. Inhumas)	Não luminescente
V B	0,038	0,11	0,010	0,035	99,8	Mosaico grosso tardio (P. Inhumas)	Luminescência difusa amarela brilhante
VI	0,047	1,94	0,00	0,01	97,9	Mosaico grosso tardio (P. S Antônio)	Zoneamento Bandas NL e LB

#### 5.4.5 Compactação mecânica e química

A compactação física gerou um arcabouço muito empacotado, onde se identificaram vários tipos de contato entre os grãos (contatos pontuais, retos, interpenetrativos). A compactação química, no entanto, afetou principalmente os grãos oncolíticos. De acordo com Flügel (2004), os pelóides e oóides podem ser mais resistentes aos efeitos da compactação química, desse modo o processo de compactação química teria sido diferencial. Este processo de compactação química gerou estruturas de pressão-dissolução (estilólitos) (Figura 118). Além do mais, se observaram fraturas preenchidas por cimentos tardios (Figura 118 F).

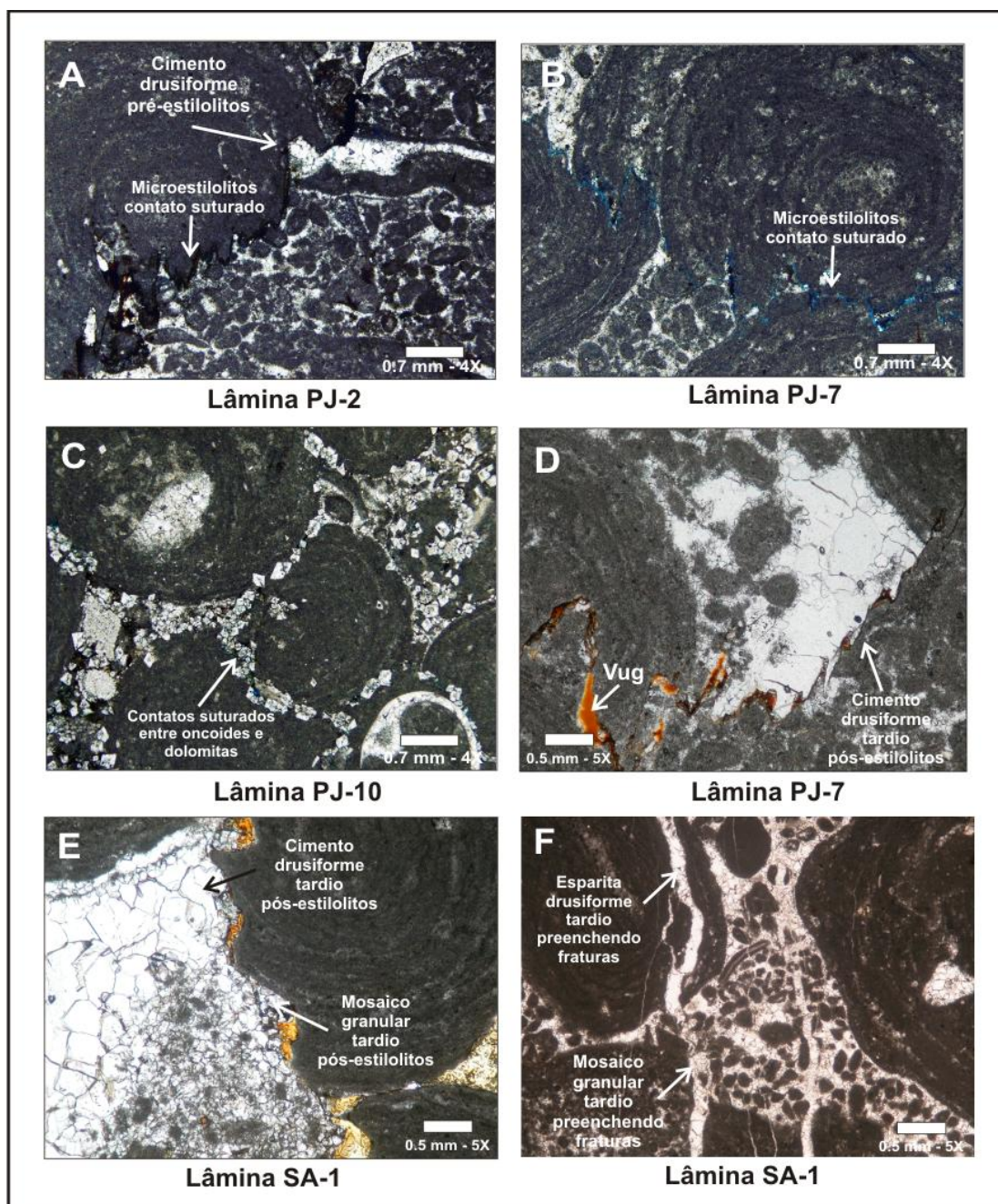


Figura 118 - Estruturas estiolíticas e fraturas geradas como consequência dos processos de compactação mecânica e química. Na figura A observa-se um contato suturado entre oncóide e pelóides. A estrutura estiolítica também afeta um cimento intragranular de um bioclasto formando o núcleo de um oncóide. A figura B, mostra um contato suturado através do qual se observa uma microporosidade estiolítica. A figura C é um exemplo do contato suturado entre oncóides e dolomita. As figuras D e E ilustram os cimentos tardios adjacentes aos estiolitos, que teriam sido precipitados após a compactação química. A figura F mostra os cimentos tardios preenchendo fraturas.

Adjacentes às estruturas estiolíticas também há cimentos tardios (mosaico granular tardio e cimento drusiforme tardio) que teriam sido precipitados após o processo de pressão-dissolução (Figura 118 D e E).

Estes cimentos não teriam sido precipitados em um ambiente de soterramento muito profundo, já que as rochas carbonáticas dominadas por grãos podem sofrer processos de compactação química em condições relativamente rasas. Acredita-se, ademais, que a quantidade de cimento intergranular pré-compactação química foi muito insignificante para que impedissem os processos de pressão-dissolução que se encontram principalmente no contato entre os grãos oncolíticos (Figura 118 B). De acordo com Railsback (1993 apud FLÜGEL, 2004), as rochas carbonáticas cujo arcabouço se encontra dominado por grãos podem ser afetados por estilolitos sob profundidades rasas não superiores a 30 m. Os estilolitos gerados pelo efeito da compactação química formaram por sua vez porosidade estilolítica. Observa-se, ademais, que os estilolitos evoluem para porosidade canal e/ou vugular com os processos de dissolução posteriores (Figura 132). As estruturas estilolíticas geraram contatos suturados entre os oncóides, entre oncóides e oóides e entre os oncólitos e a dolomita (Figura 119). A amplitude dos estilolitos que atravessam os oncóides oscila entre 0.2 mm e 0.7 mm.

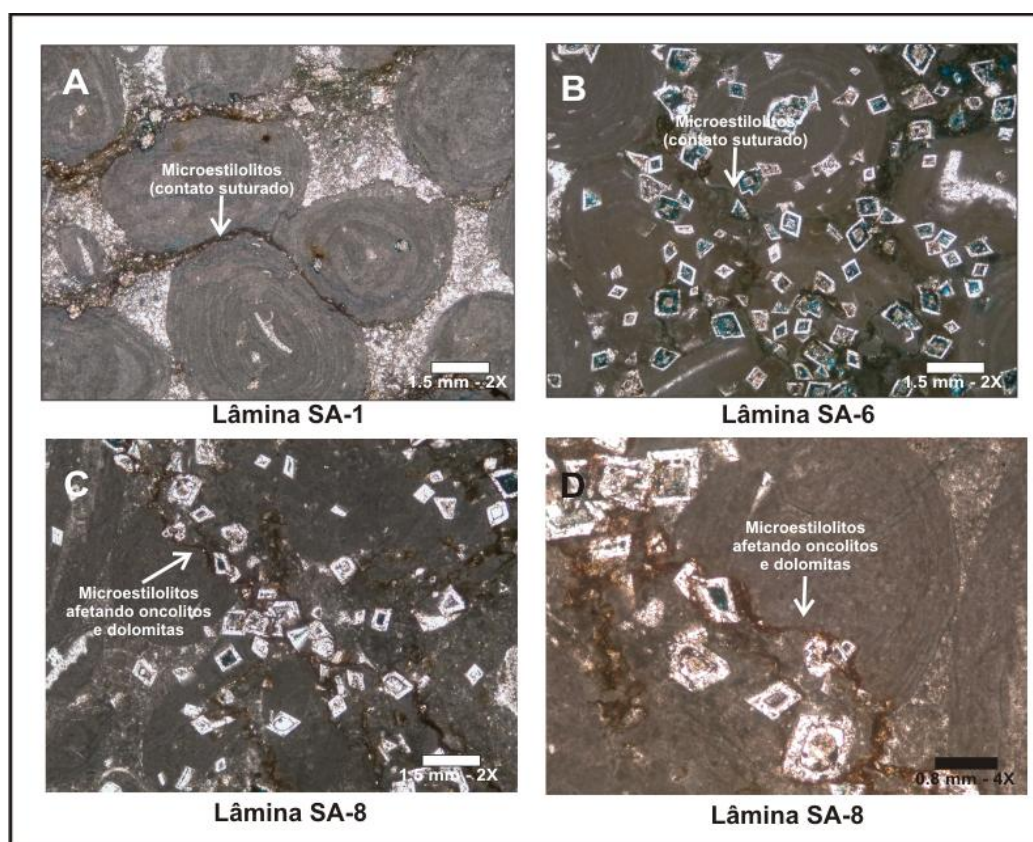


Figura 119 - Estruturas estilolíticas gerando contatos suturados entre os oncóides e a dolomita. Figura A: Contato suturado entre os oncóides. Figura B: Contato suturado entre oncóides e dolomitas. As figuras C e D mostram um detalhe do fraturamento de dolomitas e a ruptura dos oncóides pelo efeito da compactação química. Os cristais de dolomita observados se encontram dedolomitizados.

Os estilolitos também afetaram a fábrica cristalina da dolomita, no entanto, a amplitude dos mesmos é de aproximadamente 0.1 mm, menor à observada nos oncóides. A compactação química também gerou contatos suturados, retos e interpenetrativos nos cristais de dolomita (Figura 120 e 121).

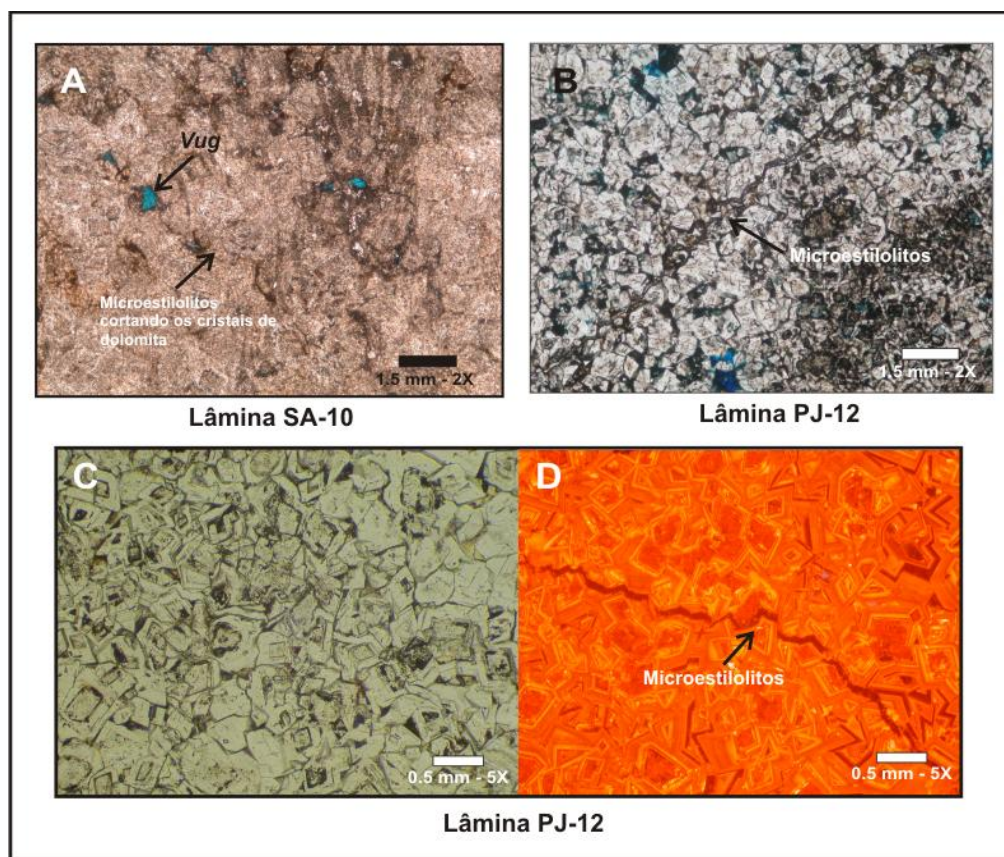


Figura 120. Fábrica cristalina das dolomitas afetadas por estilolitos. A imagem com CL mostra em detalhe os estilolitos cortando os cristais de dolomita (Figura D).

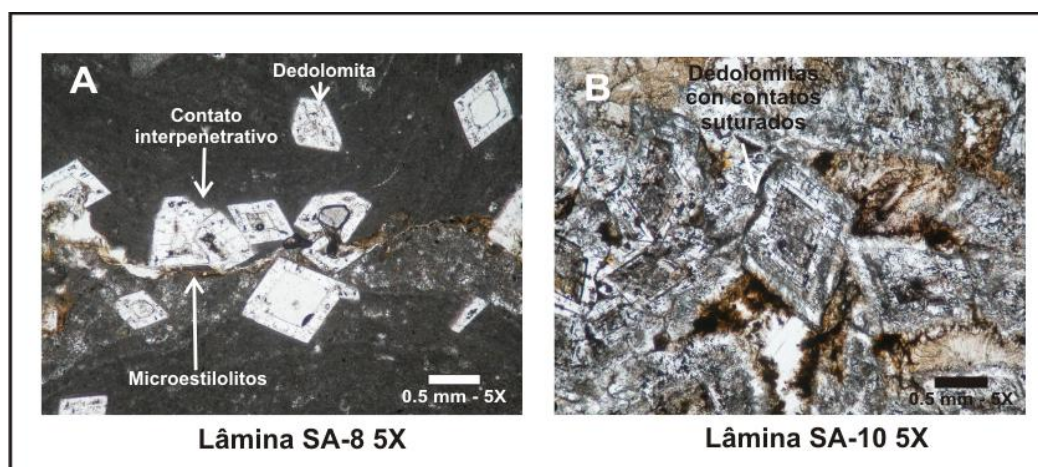


Figura 121 - Cristais de dolomita em contato interpenetrativo (Figura A) e suturado (Figura B) como conseqüência da compactação química. As dolomitas se encontram calcitizadas.

#### 5.4.6 Mosaico granular (cimento tardio)

De acordo com Flügel (2004), o cimento granular está caracterizado por pequenos cristais de calcita preenchendo poros, sem uma orientação preferencial e nenhum controle do substrato. O mesmo pode precipitar no ambiente meteórico vadoso, freático meteórico ou no ambiente de soterramento. Este mosaico granular compreende a terceira geração de cimento e se encontra sucedido pelo cimento de esparita drusiforme tardia (Figuras 122 A e B e 124). A fábrica cristalina deste cimento é inequigranular com cristais subedrais limpos da cor esbranquiçada (Figura 122).

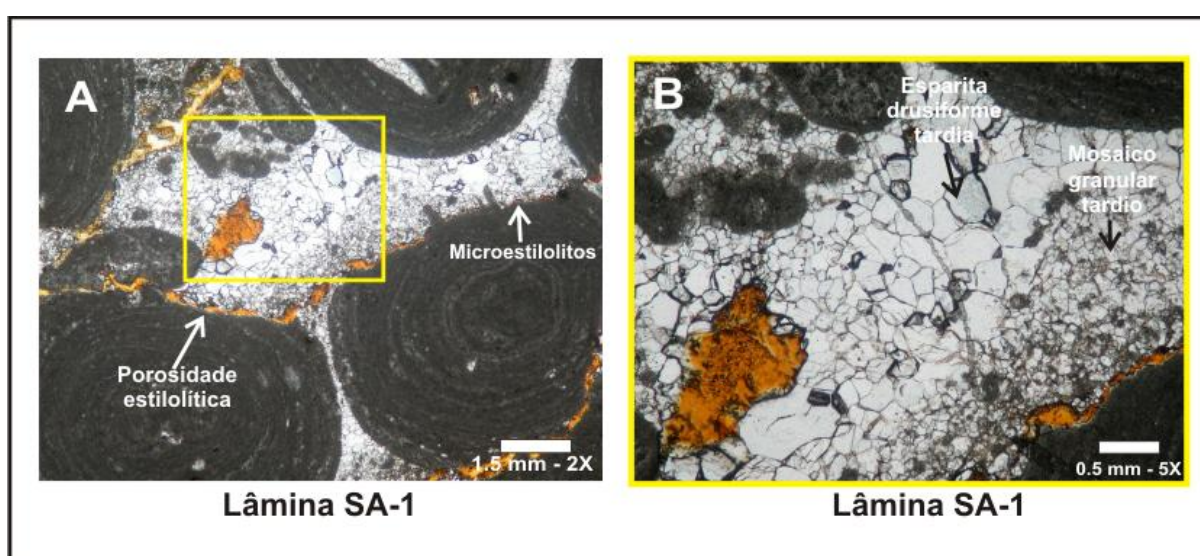


Figura 122 - Mosaico granular tardio correspondente à terceira geração de cimento observada nas pedreiras Inhumas e Santo Antônio. Este cimento se encontra adjacente às estruturas estilolíticas e pode ter sido precipitado após a compactação química.

O mosaico granular ocorre preenchendo principalmente a porosidade secundária intergranular e fraturas geradas após a compactação (Figura 118 E e F). Este cimento posiciona-se de forma adjacente às estruturas estilolíticas, mas não são cortados por estas, indicando que podem ter sido precipitados após os processos de pressão-dissolução. O tingimento com alizarina e ferricianeto de potássio indica que o mosaico granular é não ferroso e sob catodoluminescência o mesmo é não luminescente (Figura 124). A composição elementar deste cimento é  $(Ca_{99,7} Sr_{0,027} Mg_{0,21} Fe_{0,004} Mn_{0,00}) (CO_3)_{100}$ . O Fe e Mn têm concentrações muito baixas que podem indicar condições oxidantes no ambiente de precipitação do cimento, as concentrações de Sr e Mg também são muito baixas, indicando baixa interação rocha-água (sistema aberto).

O cimento pode ter precipitado, portanto, após o processo de compactação química, sob condições rasas e sob a influência de fluidos meteóricos vindos da superfície. A tabela 6 mostra a composição elementar dos cimentos identificados nos perfis estratigráficos descritos nas Pedreiras Santo Antônio e Inhumas.

#### 5.4.7 Cimento drusiforme (cimento tardio)

Outra geração de cimento drusiforme foi observada nas pedreiras Inhumas e Santo Antônio e compreende a quarta geração de cimento precipitada após o cimento III (mosaico granular tardio; figuras 122 e 124) ou após o cimento drusiforme da fase inicial (Figura 123 A, B, C e D). O cimento se encontra adjacente às estruturas estilolíticas geradas durante a compactação química (figuras 118 D e E e 123 E), mas não se observaram cimentos cortados por tais estruturas, indicando que o cimento precipitou após o processo de pressão-dissolução. Este cimento drusiforme tardio também se encontra preenchendo fraturas (Figura 118 F). O mesmo pode também ser encontrado preenchendo os poros como uma única geração de cimento (Figura 123 E e F). A esparita drusiforme tardia se encontra preenchendo principalmente a porosidade secundária intergranular. A percentagem deste cimento na rocha é de aproximadamente 12%. O cimento drusiforme tardio tem uma fábrica cristalina inequigranular com cristais subedrais de aspecto limpo da cor branca, mas também se observaram processos de recristalização nesta geração de cimento (Figura 123 E).

O tingimento com alizarina e ferricianeto de potássio indica que o cimento é não ferroso (a reação da calcita é vermelho homogêneo). Sob catodoluminescência o cimento apresenta um zoneamento concêntrico com duas fases ou estágios de crescimento do cristal denominados IVA e IVB (Figuras 123 D e F e 124 D). O estágio IVA é não luminescente e representa um crescimento sucessivo de cristais para o centro do poro, portanto, constitui o estágio principal e melhor desenvolvido do cimento (figuras 123 B, D e F e 124 B e D). A composição elementar do cimento IV A é  $(\text{Ca}_{99,5} \text{Sr}_{0,048} \text{Mg}_{0,32} \text{Fe}_{0,00} \text{Mn}_{0,00}) (\text{CO}_3)_{100}$ . O estágio IVB está representado por uma banda fina com uma intensidade na luminescência muito alta (amarelo brilhante). Esta banda luminescente se desenvolve preferencialmente para o centro do poro (figuras 123 B, D e F e 124 B e D). A sua composição elementar é  $(\text{Ca}_{98,9} \text{Sr}_{0,08} \text{Mg}_{0,44} \text{Fe}_{0,004} \text{Mn}_{0,53}) (\text{CO}_3)_{100}$ . A tabela 6 mostra a concentração de elementos traço dos estágios IVA e IVB desta quarta geração de cimento.



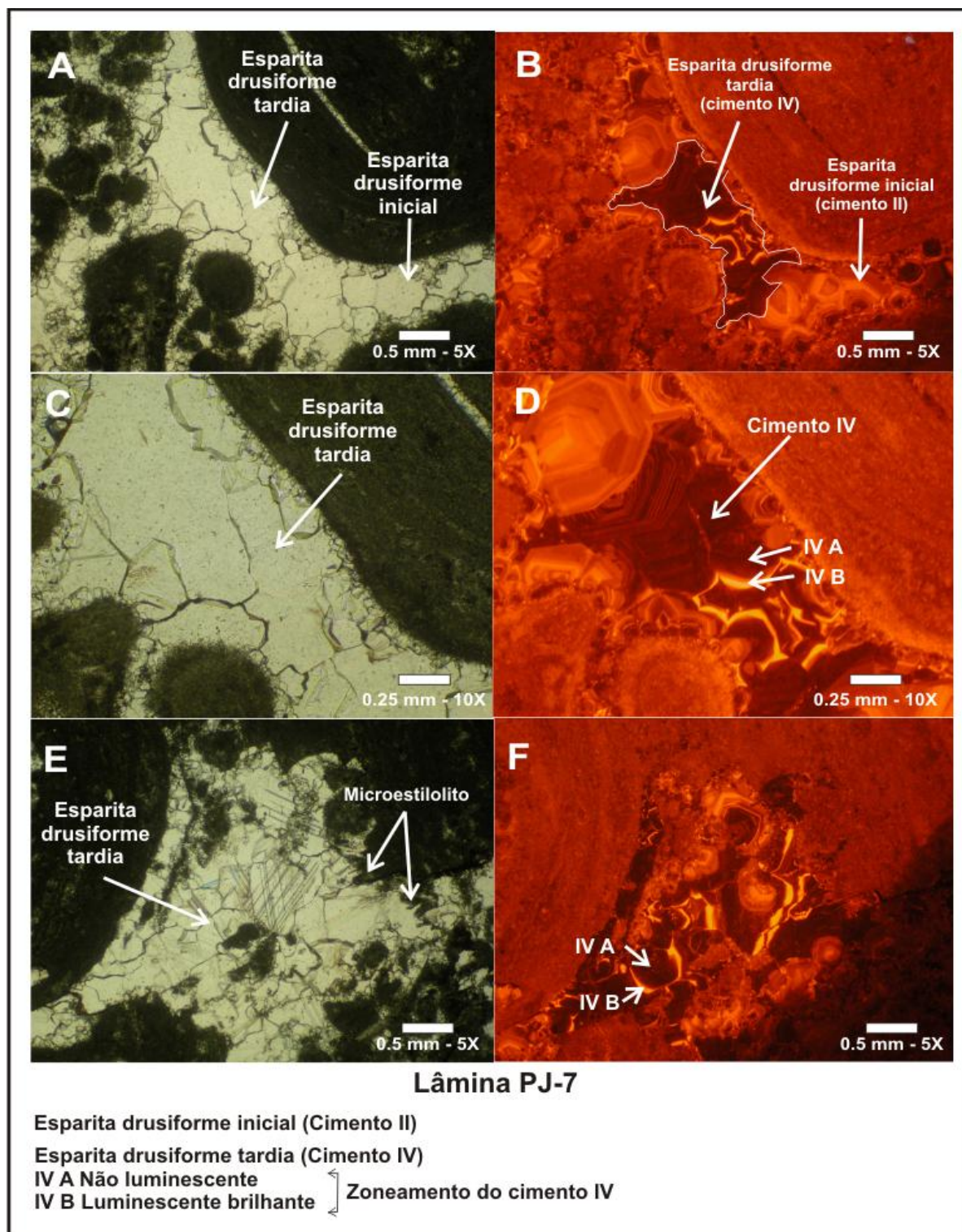


Figura 123 - Esparita drusiforme tardia correspondente à quarta geração de cimento (cimento IV) observada na microfácies 5 das pedreiras Inhumas e Santo Antônio. As figuras B e D, mostram o cimento IV precipitado após o cimento II. A figura E mostra o cimento IV, com cristais recristalizados. O cimento se encontra adjacente às estruturas estilolíticas geradas por processos de pressão-dissolução. As figuras D e F ilustram os estágios de crescimento identificados para o cimento drusiforme tardio (estágios IVA e IVB).

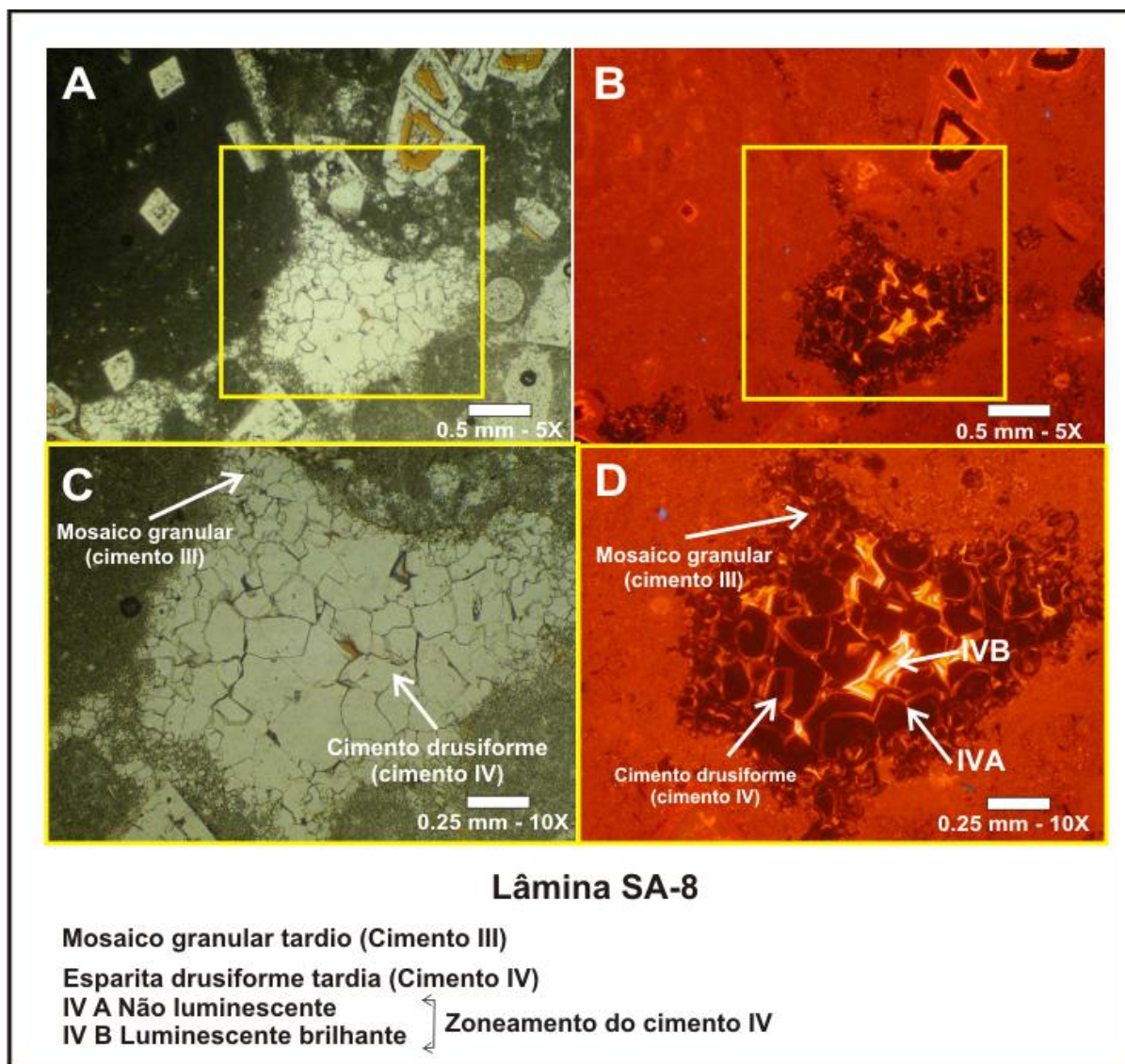


Figura 124 - Cimento drusiforme tardio (cimento IV), após o mosaico granular tardio (cimento III). A figura D mostra em detalhe os estágios de crescimento do cimento IV. O estágio IV A é não luminescente e apresenta várias fases sucessivas de crescimento para o centro do poro. O estágio IVB é luminescente e se encontra no centro do poro, este compreende a última fase do desenvolvimento do cimento drusiforme tardio.

O padrão não luminescente do cimento IVA reflete as baixas concentrações de Fe e Mn, indicando condições oxidantes no meio de precipitação do cimento. O crescimento contínuo desta fase não luminescente indica que as condições oxidantes foram persistentes, e indicando, portanto, um fluxo ativo dos fluidos cimentantes. As concentrações de Sr e Mg são relativamente baixas, indicando por sua vez uma baixa interação água-rocha (sistema aberto). De acordo com Lohmann (1987), a alteração em um sistema aberto (baixa interação água rocha) resulta em um decréscimo nas concentrações dos cátions em carbonatos diagenéticos para os elementos cujo coeficiente de distribuição é menor que 1 (Sr e Mg).

O estágio luminescente para o centro do poro na fase IVB indica uma abrupta mudança para condições sub-óxicas no aquífero, já que o Mn apresenta altas concentrações (0,53 mol% de  $\text{MnCO}_3$ ). Segundo Machel e Burton (1991), a relativa quantidade de calcitas com luminescência opaca ou luminescência brilhante é controlada principalmente pela taxa de evolução do Ph/Eh da água do poro. De acordo com Machel (1985), a intensidade da luminescência pode aumentar se o pH e o Eh diminuem durante a precipitação, permitindo a incorporação do Mn (ativador da luminescência). As baixas concentrações de Fe também permitiram a ativação da luminescência no estágio IVB.

Os resultados da análise elementar e da catodoluminescência no mosaico granular tardio (cimento III), e no primeiro estágio do cimento drusiforme tardio (estágio IVA) sugerem um ambiente de precipitação sob a influência de fluidos meteóricos com circulação ativa em condições oxidantes.

A evolução no desenvolvimento do cimento drusiforme tardio (estágio IVB) mostra um aumento gradual nas concentrações de Mn, ativando assim a intensidade da luminescência, sugerindo que houve também condições de estagnação (sistema fechado). O valor isotópico do cimento drusiforme tardio (cimento IV) é de -4.8‰ para o  $\delta^{13}\text{C}$  e de -5.4‰ para o  $\delta^{18}\text{O}$ .

A figura 125, ilustra que a composição isotópica do cimento drusiforme tardio (cimento IV) das pedreiras Inhumas e Santo Antônio, se encontra próxima do campo de cimentos precipitados no ambiente meteórico de acordo com o esquema de Hudson (1975 apud SCOFFIN, 1987). Contudo, interpreta-se que os cimentos tenham sido precipitados na zona mesogenética rasa, após os processos de compactação mecânica e química com entrada de água meteórica, o que explicaria a composição isotópica negativa tanto do carbono como do oxigênio e as baixas concentrações de Sr e Mg.

O processo de pressão-dissolução não teria acontecido em condições muito profundas de soterramento. Além do mais, a composição isotópica do cimento drusiforme tardio é muito semelhante ao cimento drusiforme inicial (cimento II) precipitado no ambiente meteórico freático (Figura 125).

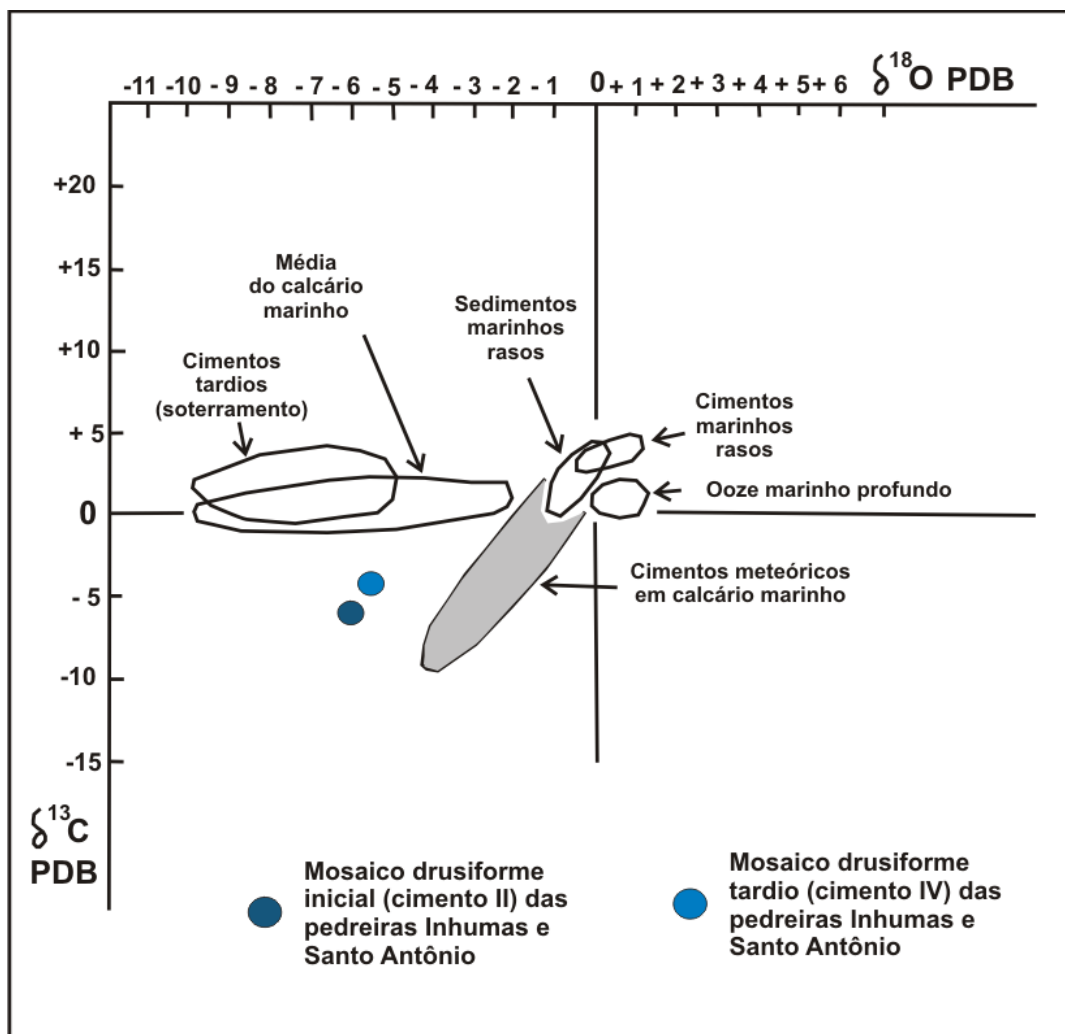


Figura 125 - Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  para carbonatos de várias origens. A figura mostra a composição isotópica do cimento drusiforme inicial (cimento II) e tardio (cimento IV) das pedreiras Inhumas e Santo Antônio.

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

#### 5.4.8 Mosaico grosso tardio e dedolomitização

Um mosaico grosso foi observado nas fácies dolomíticas da Pedreira Inhumas e apresenta uma textura cristalina composta por grandes cristais subedrais inequigranulares. O tamanho destes cristais é maior ou igual a 3 mm (Figura 126 A e B). O tingimento com alizarina e ferricianeto de potássio indica que o cimento é não ferroso (Figura 126 D). A dolomita, porém, não reage muito ao tingimento, indicando que os processos de calcitização foram relativamente incipientes (126 D). O cimento se encontra preenchendo a porosidade secundária tipo caverna (Figura 126 A e B) e tipo *vug* (Figura 126 D), gerada pela dissolução da dolomita.

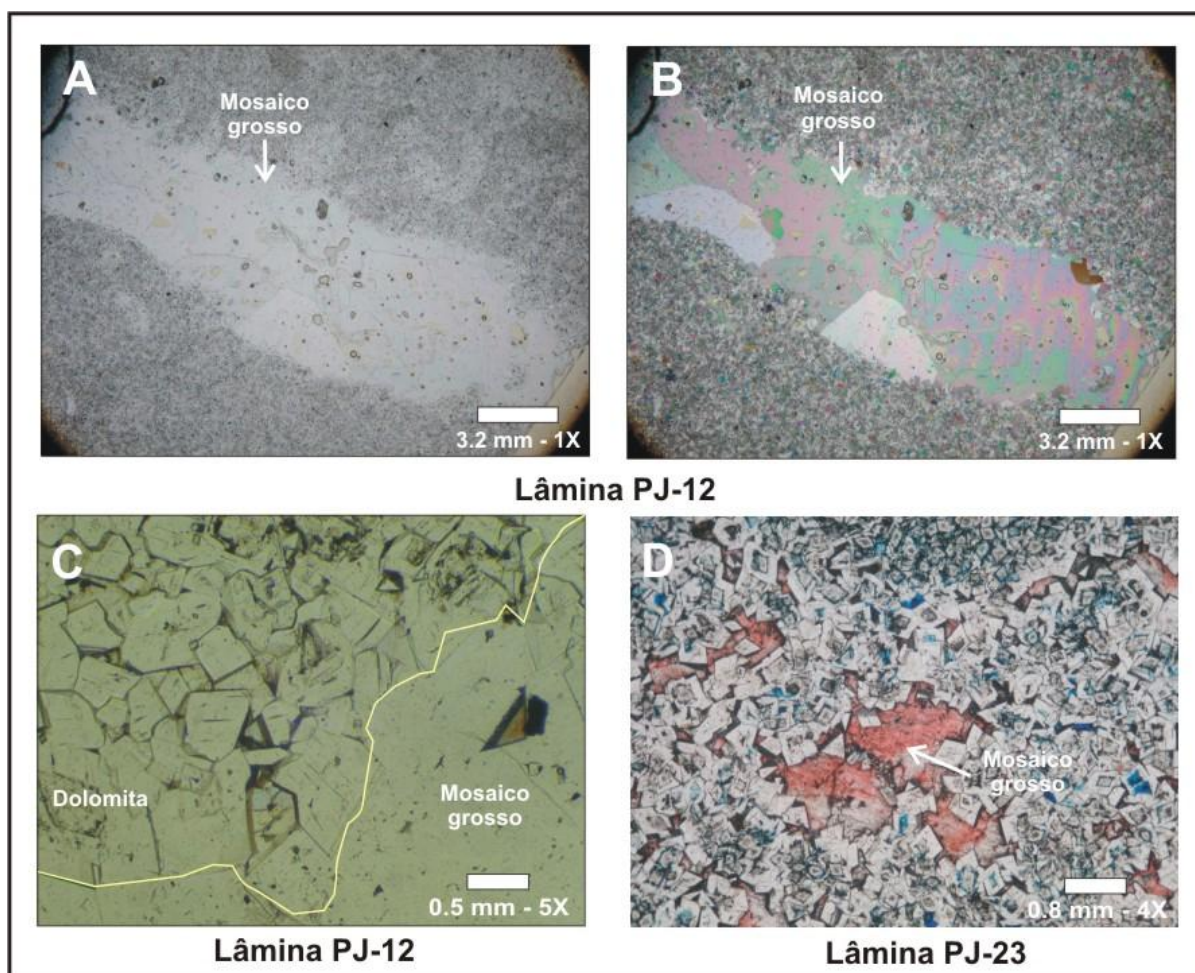


Figura 126 - Mosaico grosso tardio observado na Pedreira Inhumas e precipitado no estágio mesogenético. Este cimento se encontra preenchendo principalmente a porosidade secundária tipo vugular e caverna gerada por dissolução da dolomita. As figuras A e B em nicóis paralelos e cruzados respectivamente mostram a porosidade tipo caverna, preenchida pelo mosaico grosso. A figura C mostra os cristais de dolomita afetados parcialmente pelo processo de cimentação tardia. A figura D mostra o tingimento do mosaico grosso com alizarina e ferricianeto de potássio. A cor avermelhada do cimento indica que este é não ferroso.

Observa-se ainda que a precipitação do cimento afeta parcialmente alguns cristais de dolomita, gerando um incipiente processo de dedolomitização (Figs. 126 C e 127 A e C). Sob análise com a catoluminescência o mosaico grosso mostra variações, onde se observam áreas homogêneas não luminescentes (cimento VA, figura 127 B) e áreas com uma luminescência amarela brilhante muito difusa (cimento V B, Figura 127 B e D), a qual pode ser consequência de distorções da superfície dos cristais de calcita (MACHEL, 1985) e de heterogeneidades na concentração de elementos traço ao longo dos mesmos.

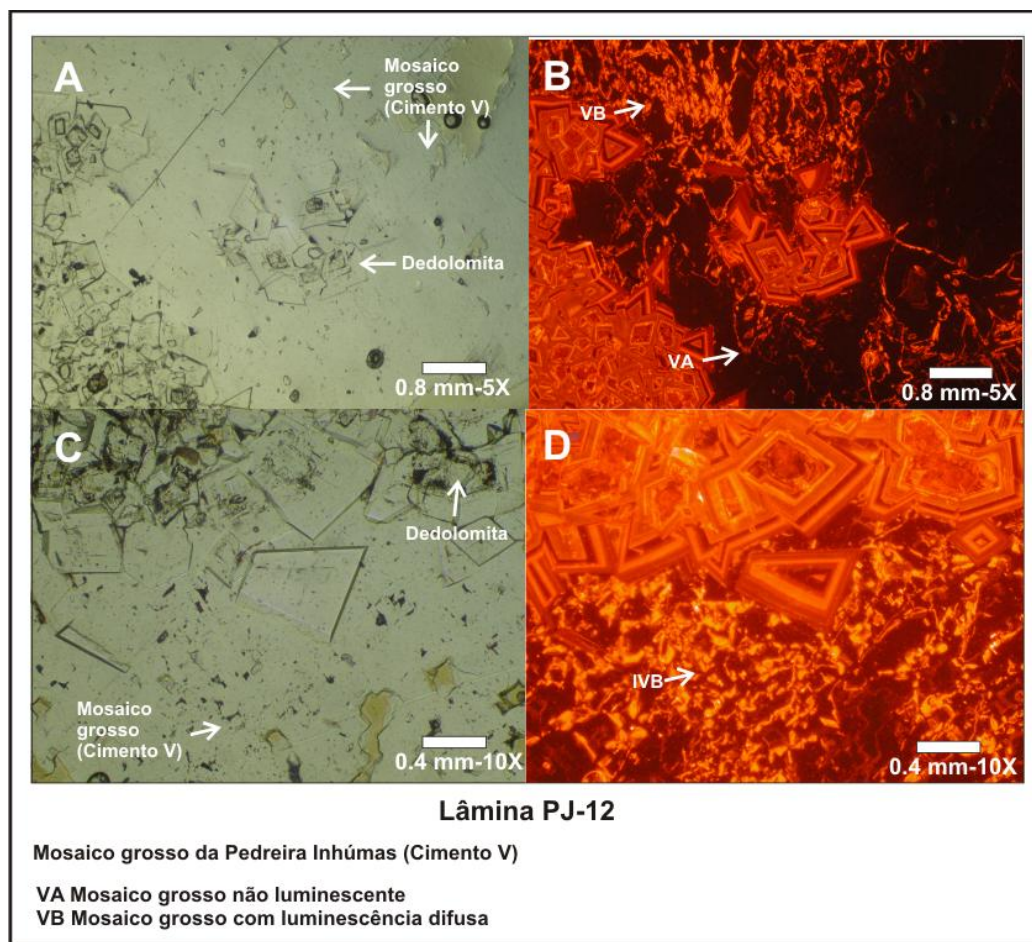


Figura 127 - Análise com catodoluminescência mostrando o comportamento heterogêneo na luminescência do mosaico grosso (cimento V). A figura B mostra tanto a fase homogênea não luminescente (cimento VA), como a fase luminescente distorcida (cimento VB). A figura D mostra em detalhe a luminescência amarela brilhante da fase com luminescência distorcida e/ou difusa (Cimento VB). As figuras A e C mostram alguns cristais de dolomita calcitizados pelo mosaico grosso.

A composição elementar das áreas não luminescentes (cimento VA) é  $(\text{Ca}_{99,6} \text{Sr}_{0,053} \text{Mg}_{0,21} \text{Fe}_{0,029} \text{Mn}_0) (\text{CO}_3)_{100}$ . A composição elementar média das áreas com luminescência difusa (cimento VB) é  $(\text{Ca}_{99,8} \text{Sr}_{0,038} \text{Mg}_{0,11} \text{Fe}_{0,010} \text{Mn}_{0,035}) (\text{CO}_3)_{100}$ . A tabela 6 mostra a relação da composição elementar do mosaico grosso com relação aos demais cimentos observados ao longo das Pedreiras Inhumas e Santo Antônio. As baixas concentrações de Mg e Sr são compatíveis com fluidos cimentantes de origem meteórica em condições de baixa interação água-rocha (sistema aberto). As baixas concentrações de Fe e Mn indicam condições que variam de óxidas a sub-óxidas, que permitiram uma incorporação de Mn, como indicado pelas áreas luminescentes. A composição isotópica do mosaico grosso tardio da Pedreira Inhumas é de -5,61‰ para o carbono e de -4,8‰ para o oxigênio. Vale ressaltar que os cimentos grossos de calcita são típicos de ambientes de soterramento.

Porém a figura 129 mostra que a composição isotópica do mosaico grosso tardio da Pedreira Inhumas, se encontra muito próxima do campo de cimentos meteóricos segundo o esquema de Hudson (1975 apud SCOFFIN, 1987). Interpreta-se, desse modo, que tenha havido uma forte entrada de água meteórica aos fluidos de formação no ambiente de soterramento para explicar a similaridade na composição isotópica deste cimento com os cimentos precipitados a partir de fluidos meteóricos. Por outro lado, a zona mesogenética na qual teria precipitado o cimento seria relativamente rasa pelo fato da assinatura isotópica do oxigênio ter um valor que se encontra entre -4‰ e -5‰, sugerindo temperaturas aproximadas entre 35 e 40°C. Na porosidade secundária tipo *vug* das fácies dolomíticas da Pedreira Santo Antônio também se identificou um cimento tardio que seria, por sua vez, o responsável pela calcitização da dolomita. Este cimento consiste também de um mosaico grosso e apresenta um aspecto claro e limpo (Figura 128) e sob análise com catodoluminescência revela um zoneamento concêntrico oscilatório com alternância de bandas não luminescentes e finas bandas luminescentes brilhantes (Figura 128 B).

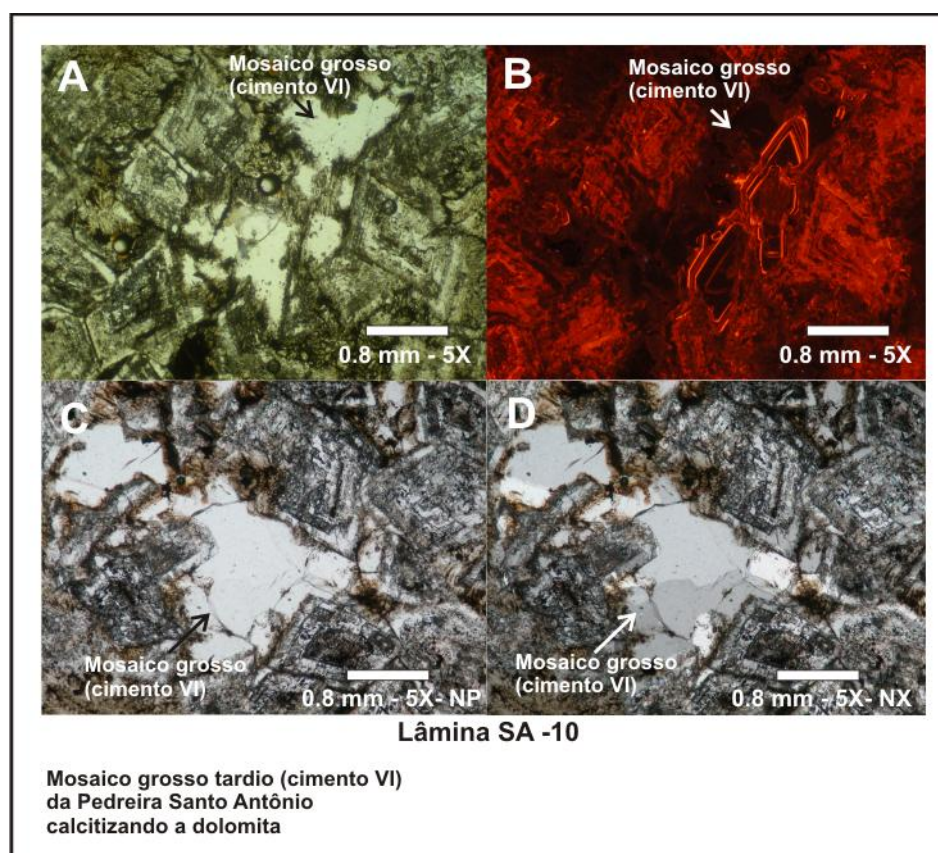


Figura 128 - Mosaico grosso tardio calcitizando a dolomita (cimento VI), observado na Pedreira Santo Antônio. Sob catodoluminescência o cimento apresenta um zoneamento concêntrico com alternância de bandas não luminescentes e finas bandas brilhantes (Figura B).

A composição elementar média deste cimento nas áreas não luminescentes é  $(Ca_{97,9} Sr_{0,047} Mg_{1,94} Fe_0 Mn_{0,01} CO_3)_{100}$ . A tabela 6 mostra a composição elementar deste cimento com relação às demais gerações de cimento observadas nas pedreiras Inhumas e Santo Antônio. As baixas concentrações de Mn e Fe indicam condições oxidantes, as concentrações de Sr são relativamente baixas e as altas concentrações de Mg podem estar associadas ao enriquecimento dos fluidos pelo Mg vindo da dissolução da dolomita. A composição isotópica deste cimento é de  $-6,85\%$  para o  $\delta^{13}C$  e de  $-4,47\%$  para o  $\delta^{18}O$ . A figura 129 mostra que a composição isotópica do cimento grosso da Pedreira Santo Antônio, se encontra muito próxima do campo de cimentos precipitados no ambiente meteórico. Consta-se ainda que os valores isotópicos deste cimento são semelhantes aos observada no mosaico grosso da Pedreira Inhumas. Embora estes cimentos tenham uma textura típica de ambiente de soterramento, podem ter sido precipitadas na zona mesogenética rasa, onde os fluidos superficiais poderiam ter-se incorporado ao fluídos de formação. Contudo, acredita-se que os mosaicos grossos tardios identificados nas pedreiras Inhumas e Santo Antônio, podem ter tido a mesma origem.

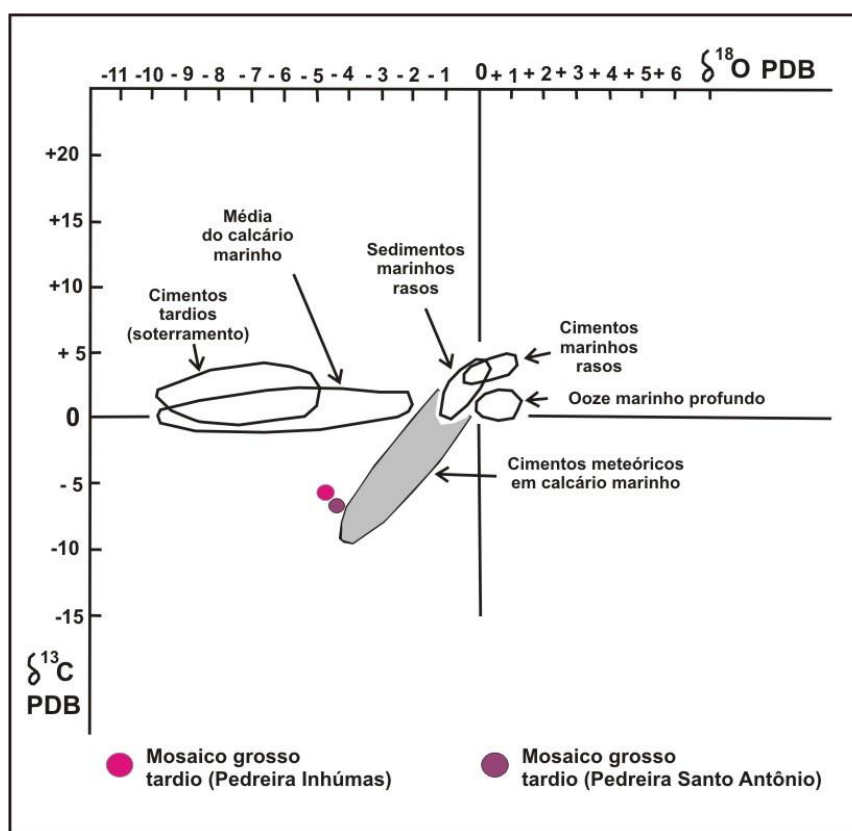


Figura 129 - Valores de  $\delta^{13}C$  e  $\delta^{18}O$  para carbonatos de várias origens. A figura mostra a composição isotópica do mosaico grosso tardio das pedreiras Inhumas e Santo Antônio.

Fonte: Hudson (1975 apud SCOFFIN, 1987).



Ao contrário da fácies dolomíticas da Pedreira Inhumas, as dolomitas da Pedreira Santo Antônio se encontram completamente substituídas por calcita (Figura 130).

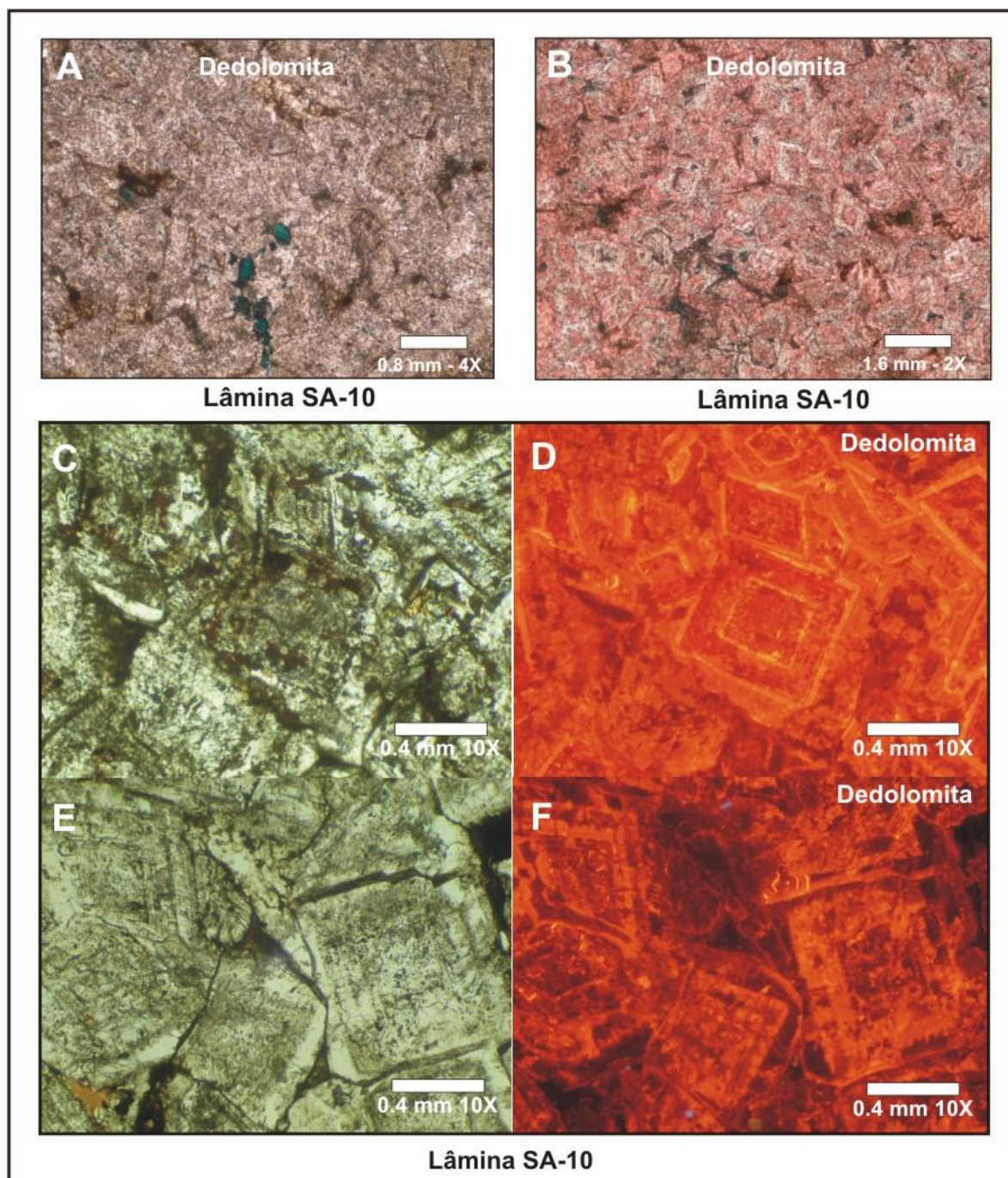


Figura 130 - Dolomitas calcitizadas da Pedreira Santo Antônio. A figura A: mostra o aspecto sujo da dolomita a causa da dedolomitização. A figura B mostra as dedolomitas tingidas com ferricianeto de potássio e alizarina mostrando a calcitização total das dolomitas. Nas figuras C e E observa-se que a além da calcitização as dolomitas sofreram processos de compactação muito intensos. Sob análise com CL as dedolomitas revelam uma luminescência que varia de laranja escuro no núcleo do cristal a laranja claro na parte externa do mesmo (Figura F).

O processo de calcitização e/ou dedolomitização é indicado pela cor avermelhada dos cristais ao contato com a alizarina e o ferricianeto de potássio. A cor avermelhada da dolomita calcitizada pelo tingimento também indica que a mesma é não ferrosa. Na análise com catodoluminescência os cristais de dedolomita revelam um leve zoneamento que varia de laranja opaco no núcleo dos cristais a laranja claro nas bordas dos mesmos (Figura 130 D e F). A composição elementar média da dolomita calcitizada é: Núcleo da dedolomita:  $(\text{Ca}_{98,9} \text{Mg}_{0,85} \text{Fe}_{0,089} \text{Sr}_{0,020} \text{Mn}_{0,0}) (\text{CO}_3)_{100}$ . Banda externa da dedolomita:  $(\text{Ca}_{98,3} \text{Mg}_{1,56} \text{Fe}_{0,042} \text{Sr}_{0,016} \text{Mn}_{0,021}) (\text{CO}_3)_{100}$ . O resultado da análise elementar mostra que a razão Mg/Ca é muito baixa tanto no núcleo como na borda da dolomita, indicando assim que são dolomitas calcíticas.

As concentrações de Sr nas dolomitas da Pedreira Santo Antônio mostram as percentagens mais baixas se comparadas com as dolomitas das demais pedreiras, indicando a forte influência dos processos tardios de cimentação que calcitizaram a dolomita. Observa-se, também, que as concentrações de Fe são maiores às concentrações de Mn no núcleo, inibindo assim a luminescência. O núcleo das dolomitas, por tanto, mostra uma cor laranja opaca sob CL (Figura 130 D e F). Nas bordas a dolomita as concentrações de Fe também são maiores às de Mn, porém a diferença nas percentagens destes elementos é menor do que no núcleo, inibindo levemente a luminescência. Segundo Ronchi et al. (2011), quando o conteúdo de Mn e Fe é similar, a luminescência resultante é geralmente opaca.

Em geral observa-se que as dolomitas são não ferrosas, já que tem concentrações menores a 2 mol% de  $\text{FeCO}_3$ . A composição isotópica da dedolomita da Pedreira Santo Antônio varia de -5.66‰ a -3.36‰ para o carbono e de -4.25‰ a -2.56‰ para o oxigênio. A figura 131, mostra a composição isotópica das dolomitas da Pedreira Santo Antônio. De todas as dolomitas descritas na área de estudos as dolomitas da Pedreira Santo Antônio são as que apresentam a assinatura isotópica mais negativa tanto do carbono quanto do oxigênio, bem como são as mais calcíticas. Contudo, a geoquímica das dolomitas da pedreira em questão não reflete uma origem evaporítica, mas sim, processos posteriores de calcitização. Na análise do mosaico grosso que se encontra na porosidade secundária criada por dissolução da dolomita (Figura 128), interpretou-se que embora o mesmo tenha sido precipitado na zona mesogenética pode ter havido influência pela entrada de fluidos superficiais. Em consequência a composição isotópica das dolomitas da Pedreira Santo Antônio estaria refletindo parcialmente a composição isotópica dos fluidos que precipitaram os cimentos tardios (mosaico grosso).

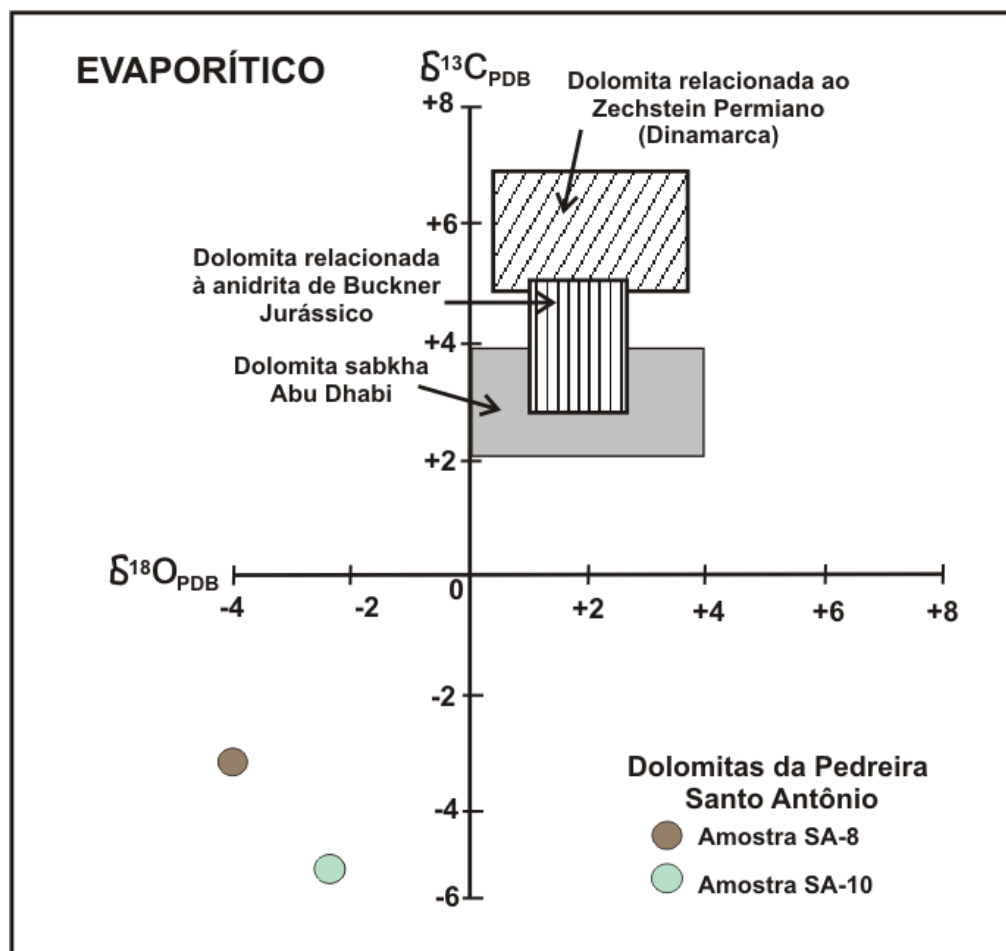


Figura 131 - Composição isotópica das dolomitas da Pedreira Santo Antônio. As dolomitas completamente dolomitizadas (Microfácies 7, *Rudstone* dolomitizado), presentes para o topo dos ciclos deposicionais da Pedreira Santo Antônio, apresentam uma assinatura isotópica muito negativa tanto no carbono quanto no oxigênio. Isso provavelmente como consequência dos processos diagenéticos tardios que teriam alterado a composição isotópica original. Fonte: Modificada de Warren (2000).

#### 5.4.9 Dissolução

A dissolução compreende o último processo da diagênese tardia que gerou porosidade secundária nas microfácies descritas ao longo dos perfis estratigráficos das pedreiras Inhumas e Santo Antônio (Figura 132). O processo de dissolução teria acontecido durante a telodiagênese e criou principalmente porosidade vugular. Este tipo de porosidade também se observou no núcleo dos cristais de dolomita. A dissolução realçou, ainda, a porosidade estilólítica e as fraturas geradas durante a dissolução química (porosidade canal) (Figura 132). A percentagem de porosidade nas microfácies compostas por *rudstone* oncolítico oolítico e *rudstone* oncolítico oolítico parcialmente dolomitizado (microfácies 5 e 6) oscila entre 5 e 10%.

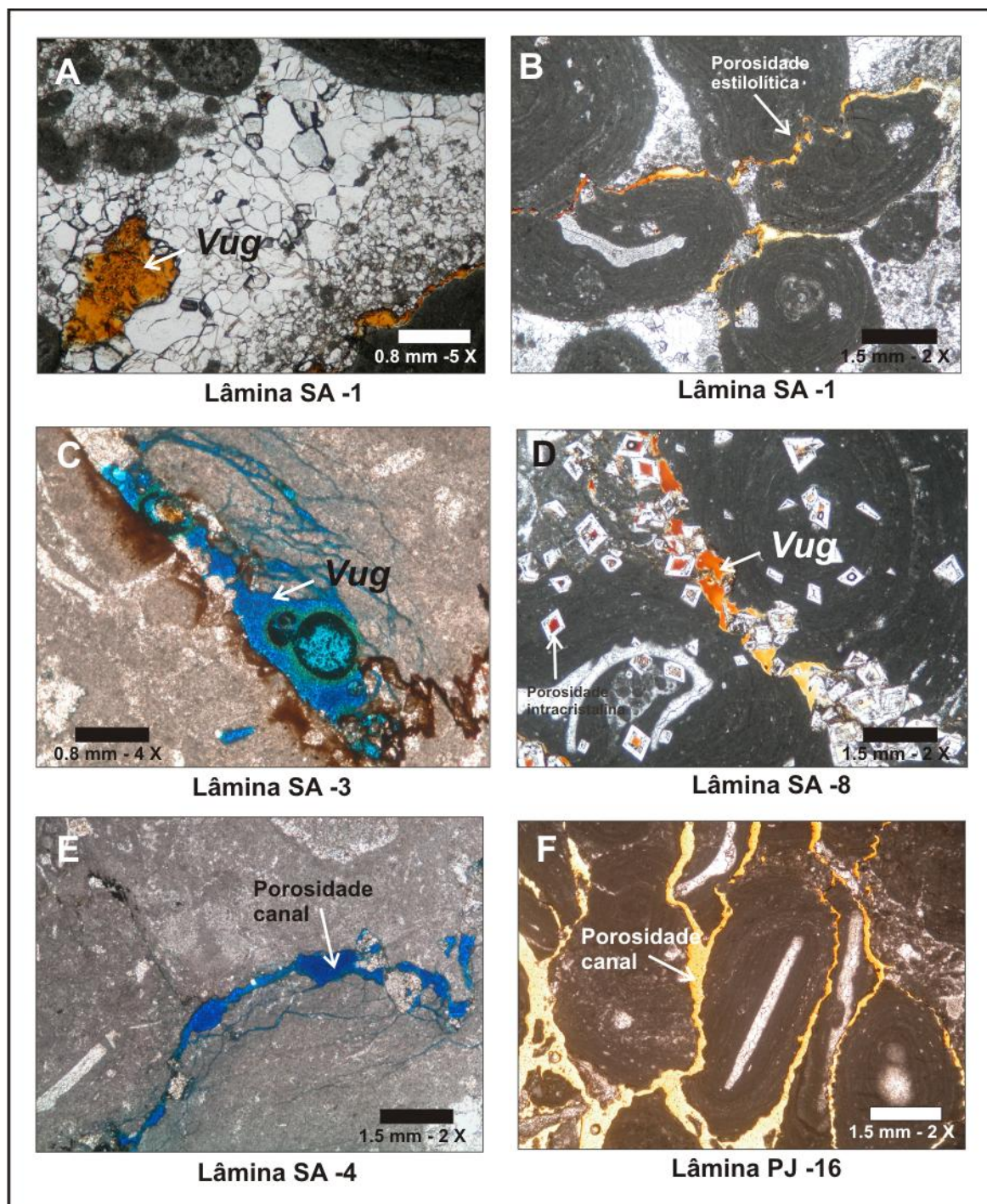


Figura 132 - Dissolução criando porosidade secundária durante a telogenese. A: porosidade vugular em cimentos; B: Porosidade estilolítica realçada pela dissolução; C e D porosidade vugular afetando os oncóides e gerando porosidade intracristalina na dolomita; E e F: Porosidade canal criada pelo realce da porosidade estilolítica e das fraturas geradas durante a compactação química.

A fábrica cristalina da dolomita (microfácies 7), também foi parcialmente dissolvida. Este processo de dissolução criou porosidade secundária intracristalina (dissolução do núcleo das dolomitas) e porosidade vugular (Figura 133). A percentagem de porosidade nas microfácies dolomíticas oscila aproximadamente entre 5 e 20%.

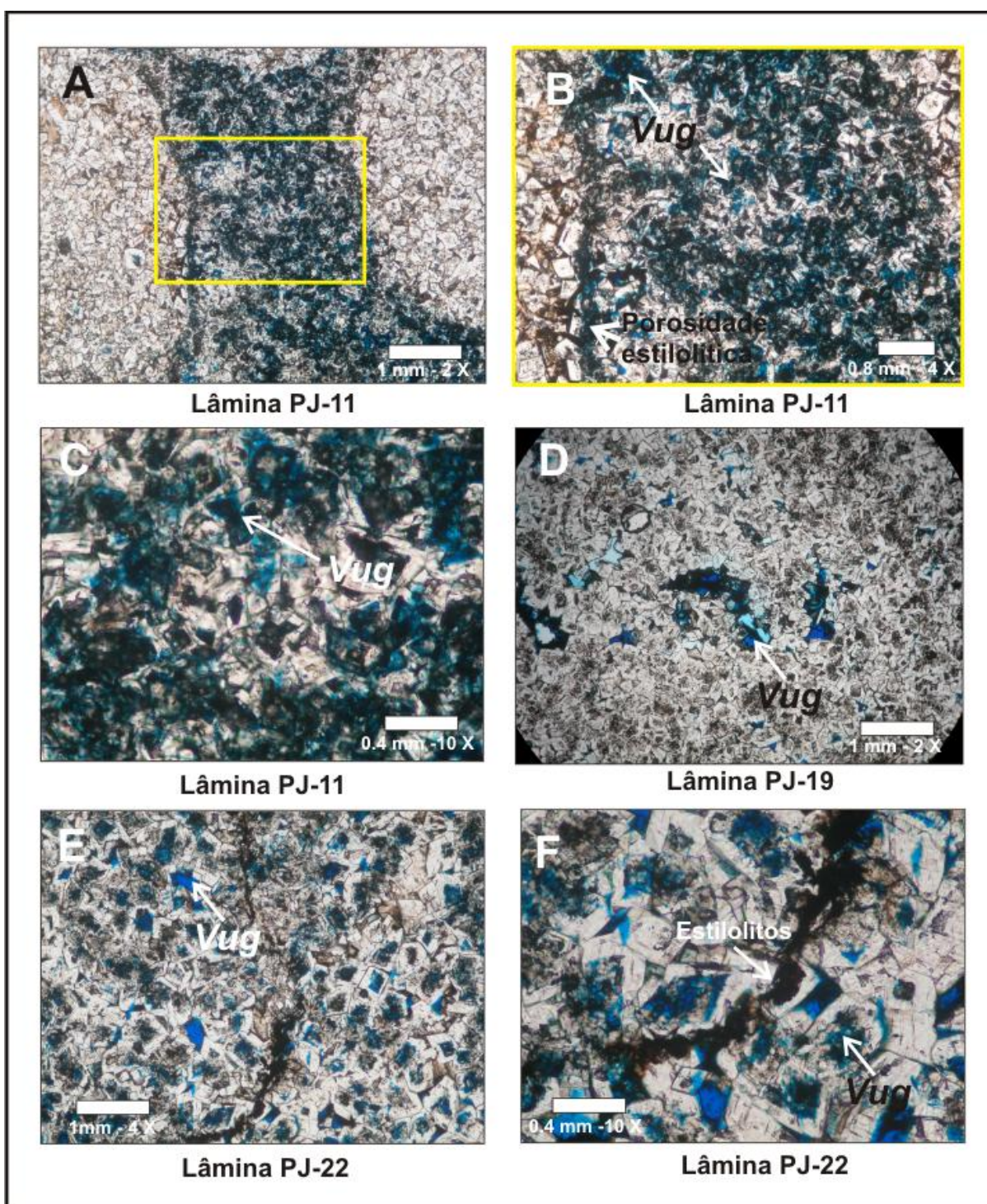


Figura 133 - Dissolução na fábrica cristalina da dolomita gerando porosidade intracristalina e vugular durante a telogenênese. A, B, C e D: porosidade vugular nos cristais de dolomita (fábrica não seletiva); E e F porosidade intracristalina no núcleo da dolomita (*hollow dolomites*).

A dissolução tardia na zona telogenética também gerou porosidade vugular (fábrica não seletiva), no mosaico grosso tardio (Figura 134).

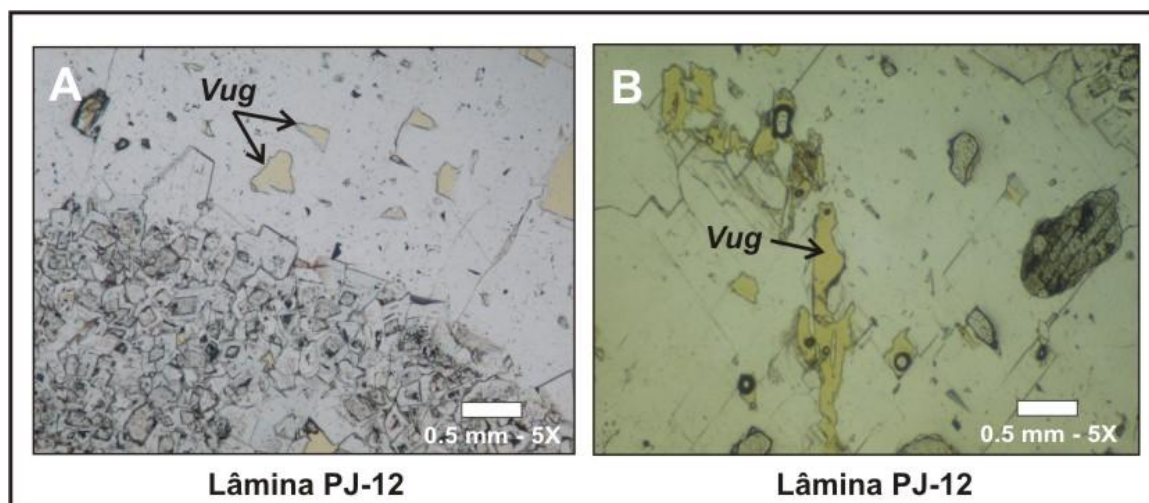


Figura 134 - Dissolução no mosaico grosso tardio da Pedreira Inhumas gerando porosidade secundária vugular.