



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

JOÃO MARINHO MILHOMEM NETO

GEOLOGIA ISOTÓPICA (Sr, C e O) DE CARBONATOS DA
FORMAÇÃO ITAITUBA, BORDA SUL DA BACIA DO AMAZONAS

GEOCIÊNCIAS

UFPA
BELÉM – PARÁ

JANEIRO - 2010

JOÃO MARINHO MILHOMEM NETO

**GEOLOGIA ISOTÓPICA (Sr, C e O) DE CARBONATOS DA FORMAÇÃO
ITAITUBA, BORDA SUL DA BACIA DO AMAZONAS**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geologia da
Universidade Federal do Pará - UFPA, em
cumprimento às exigências para a
obtenção do grau de Bacharel em
Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Moacir José Buenano
Macambira.

BELÉM

2010

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

M644g Milhomem Neto, João Marinho

Geologia isotópica (Sr, C e O) de carbonatos da Formação Itaituba, borda sul da bacia do Amazonas / João Marinho Milhomem Neto; Orientador: Moacir José Buenano Macambira – 2010

93 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Quarto Período de 2009.

1. Geologia isotópica Itaituba (PA). 2. Bacia do Amazonas. 3. Formação Itaituba. 4. Carbonatos. 5. Catodoluminescência. I. Universidade Federal do Pará. II. Macambira, Moacir José Buenano, *orient.* III. Título.

CDD 20° ed.: 541.388098115

JOÃO MARINHO MILHOMEM NETO

**GEOLOGIA ISOTÓPICA (Sr, C e O) DE CARBONATOS DA FORMAÇÃO
ITAITUBA, BORDA SUL DA BACIA DO AMAZONAS**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geologia da
Universidade Federal do Pará - UFPA, em
cumprimento às exigências para obtenção
do grau de Bacharel em Geologia.

Data de Aprovação: ___/___/___

Conceito: _____

Banca Examinadora:

Prof. Moacir José Buenano Macambira – Orientador
Doutor em Geocronologia
Universidade Federal do Pará

Prof. Raimundo Netuno Nobre Villas – Relator
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

– Avaliador

Aos meus pais, João Marinho e Sandra Suely, e às minhas
irmãs Luciana e Susana.

AGRADECIMENTOS

Registro meus sinceros agradecimentos às pessoas e instituições que colaboraram de alguma maneira para a realização deste trabalho de conclusão de curso, em especial:

- À Universidade Federal do Pará (UFPA) que através do Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, proporcionou-me a oportunidade de desenvolver tal pesquisa.

- À Agência Nacional do Petróleo (ANP) que através do Programa de Recursos Humanos para o Setor Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (PRH), apoiou tal pesquisa, na pessoa do Coordenador do convênio UFPA/ANP/PRH-06, professor André Andrade.

- À empresa CALMINAS que permitiu o acesso à pedreira estudada.

- Ao grupo PET-GEOLOGIA, em especial ao tutor do programa Prof. Dr. Vladimir de Araújo Távora, por todo apoio e amizade durante a minha graduação.

- Ao Grupo de análise de bacias sedimentares da Amazônia (GESED), particularmente ao Prof. Dr. Afonso Nogueira e ao Msc. Hozerlan Pereira Lima, pelo apoio nos trabalhos de campo, na petrografia e na obtenção das fotomicrografias.

- Ao Laboratório de Difração de Raios-X do IG/UFPA, na pessoa do Prof. Dr. Thomas Scheller, pelas análises de DRX e refinamento no programa Fullprof.

- Ao Laboratório de Microscopia Petrográfica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica da Universidade de São Paulo, na pessoa do Prof. Ian McReath, pela obtenção das imagens de Catodoluminescência (CL).

- Ao meu orientador Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira por sua confiança, paciência e amizade demonstrados ao longo do desenvolvimento deste trabalho.

- Ao Geólogo Dr. Nilo Siguehiko Matsuda, pelo grande auxílio nos trabalhos de campo.

- Ao Prof. Dr. Marco Antônio Galarza, por toda paciência, dedicação e inestimável ajuda dada no decorrer das análises isotópicas de Sr e no tratamento dos dados.

- Aos colegas do Laboratório (PARÁ-ISO) por toda atenção e grande ajuda, principalmente a química Rose Brabo.

- Aos amigos da turma de Geologia 2005, em particular ao Eduardo, Fabrício, Patrick, Diogo, Jeremias e Bruno, componentes da famosa "DIRETORIA".

"Nature to be commanded must be obeyed."

F. Bacon (1620).

RESUMO

Atualmente, o grande interesse em carbonatos é justificado pelo fato de que cerca de 50% do petróleo no mundo estão associados a esse tipo de rocha. Na bacia do Amazonas, a exploração de hidrocarbonetos tem sido feita através de várias campanhas, desde 1930. As sequências exploradas têm sido principalmente os arenitos eólicos da Formação Monte Alegre e, subordinadamente, os carbonatos da Formação Itaituba, do Pensilvaniano Inferior. Ambas fazem parte do Grupo Tapajós que representa o último ciclo transgressivo-regressivo do Paleozóico na bacia do Amazonas. De idade neocarbonífera-permiana, esse ciclo caracteriza-se por estar associado a mudanças climáticas significativas de frio para quente-árido. A Formação Itaituba apresenta-se como uma unidade cíclica, heterogênea, abundantemente fossilífera e composta por calcários com alto conteúdo de bioclastos marinhos, dolomitos, folhelhos, siltitos, arenitos e evaporitos. Este estudo foi realizado na pedreira da empresa CALMINAS, localizada na margem direita do rio Tapajós a aproximadamente 3 km a leste da cidade de Itaituba-PA, na borda sul da bacia do Amazonas. Importantes estudos isotópicos têm sido realizados na Formação Itaituba, contudo um refinamento da idade de sua deposição, assim como, a estimativa das condições paleoambientais com base na utilização de isótopos de Sr, C e O fez-se necessário. Para isso, as amostras coletadas foram previamente submetidas a análises petrográficas, por difração de raios-X e catodoluminescência (CL), a fim de selecionar as melhores para as análises isotópicas. Assim, as amostras PC-0,9; PC-7,0 e PC-14,8, classificadas como *packstones*, e que se mostraram bem preservadas e com elevados teores de calcita, confirmados pelos padrões de luminescência verificados nas imagens em CL, foram selecionadas para as análises de isótopos de Sr. Os estudos de isótopos estáveis foram realizados em todas as amostras coletadas. Os carbonatos estudados apresentaram valores de $\delta^{13}\text{C}$ positivos variando entre 2,21 e 6,22‰, de $\delta^{18}\text{O}$ negativos, variando entre -7,66 a -0,31‰ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com razões entre 0,708754 e 0,710115. Algumas tendências negativas e positivas nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ podem indicar prováveis variações no nível do mar, já as pequenas oscilações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ podem refletir curtas variações na paleotemperatura e na paleossalinidade. As altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sugerem anomalias radiogênicas de Sr.

Palavras-Chave: Geologia Isotópica. Bacia do Amazonas. Formação Itaituba. Carbonatos. Catodoluminescência.

ABSTRACT

Nowadays, the great interest in carbonates is justified by the fact that about 50% of world oil production is associated with this type of rock. In the Amazon basin, hydrocarbon exploration has been done through several surveys since 1930. The study sequences have been mainly the aeolian sandstones of the Monte Alegre Formation and subordinately the Itaituba Formation carbonates, of the Lower Pennsylvanian. Both are included into the Tapajos Group which represents the last transgressive-regressive Paleozoic cycle of the Amazon basin. Of neocarboniferous-permian age, this cycle is characterized by association with significant climatic change from cold to hot-arid. The Itaituba Formation represents itself a cyclic unit, heterogeneous, abundantly fossiliferous and composed of limestones with high content of marine bioclasts, dolomites, shales, siltstones, sandstones and evaporites. This study was carried on the samples from the CALMINAS company quarry, located on the right margin of the Tapajos river about 3 km to east of Itaituba-PA city, at the southern edge of the Amazon basin. Important isotopic studies have been conducted in the Itaituba Formation, but a refinement of the deposition age, as well as the estimation of paleoenvironmental conditions based on the use of isotopes of Sr, C and O was necessary. For this, the samples were submitted to petrographic, X-ray diffraction and cathodoluminescence (CL) analysis in order to select the best samples for application of isotopic analyses. Therefore samples PC-0.9, PC-7.0 and PC-14.8, classified as packstones, and that proved to be well preserved, with high content of calcite, reaffirmed by luminescence patterns observed in CL images were selected for Sr isotopic analyses. Stable isotopes (C and O) analyses were performed on all samples collected. The carbonates presented positive values of $\delta^{13}\text{C}$ ranging from 2.21 to 6.22‰, negative values of $\delta^{18}\text{O}$ ranging from -7.66 to -0.31‰ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios between 0.708754 and 0.710115. Some negative and positive trends in the values of $\delta^{13}\text{C}$ may indicate probable changes in sea level, and small fluctuations in the $\delta^{18}\text{O}$ values may reflect short variations in paleotemperature and paleosalinity. The high reasons $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios suggest radiogenic anomalies of Sr.

Key-words: Isotopic Geology. Amazon basin. Itaituba Formation. Carbonates. Cathodoluminescence.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- FIGURA 1 - Mapa geológico da borda sul da bacia do Amazonas, mostrando a disposição das principais formações geológicas, dentre elas, a Formação Itaituba, assim como a localização da seção estudada17
- FIGURA 2 - Etapas da técnica utilizada na dissolução e separação de Sr para análise isotópica – metodologia aplicada no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso).25
- FIGURA 3 - Mapa de localização da bacia do Amazonas. Destacam-se em azul os domínios de rochas sedimentares carboníferas.26
- FIGURA 4 - Carta estratigráfica da bacia do Amazonas.31
- FIGURA 5 - Disposição espacial e estratigráfica das pedreiras 2 (calcítica) e 1 (dolomítica) e suas correlações com o poço 1-PB-1-PA da PETROBRAS.....35
- FIGURA 6 - Coluna litoestratigráfica mostrando as seções e principais afloramentos estudados. FOTO A: Arenito com estratificação sigmoidal e siltitos da base da Formação Itaituba (Paredão da guarita do 53° BIS – seção do Rio Tapajós); FOTOS B e C: Dolomitos aflorantes nas margens do Rio Tapajós; FOTO D: Pedreira 1 da ITACIMPASA, composta de calcário dolomitizado e dolomita com aproximadamente 16,2 m de espessura; FOTO E: Pedreira 2 da ITACIMPASA, composta de pacotes de calcário com aproximadamente 16,6 m de espessura. M-65: Datum Marco 65.36
- FIGURA 7 - Mapa de localização e vista panorâmica da pedreira CALMINAS.....38
- FIGURA 8 - Perfil litoestratigráfico da pedreira CALMINAS. As fotografias correspondem aos níveis indicados no perfil com destaque (círculo) aos pontos de coleta das amostras.39
- FIGURA 9 - Fotomicrografias mostrando os tipos de calcários presentes na seção estudada, segundo a classificação de DUNHAM (1962). (A) *mudstone* (PC-5,85), (B) *wackestone* (PC-3,0 / rocha tingida parcialmente por alizarina S) e (C) *packstone* (PC-14,2). Polarizador paralelo (P//).....40
- FIGURA 10 - Fotomicrografias mostrando dolomitos finos (PC-2,0). Rocha tingida por alizarina S, evidenciando a presença de raros cristais de composição calcítica (círculo preto). (A) polarizador paralelo (P//) e (B) polarizador cruzado (Px).....40
- FIGURA 11 - (A) Concha de braquiópode mostrando ornamentação (PC-14,8) e (B) espinho de braquiópode preenchido por cimento espático, em *packstones* (PC-7,0). (A) Px e (B) P//.43

- FIGURA 12 - Fragmentos de equinodermas, em *packstones*, apresentando típica estrutura em “peneira”. (A) Rocha tingida por alizarina S. (A)-(PC-0,9) e (B)-(PC-7,0) P//.....44
- FIGURA 13 - Fotomicrografias mostrando os tipos de foraminíferos (PC-14,2). (A) arranjo uniserial (seta vermelha) e (B) bisserial (seta vermelha). Rocha parcialmente tingida por alizarina S. (A) e (B) Px.44
- FIGURA 14 - Fotomicrografias destacando os ostracodes desarticulados (A) e articulados (B) com valvas sobrepostas e preenchidas por calcita espática. (A) *wackestone* dolomitizado (PC-3,0) e (B) *packstone* dolomitizado (PC-14,2), tingido por alizarina S. (A) e (B) Px.45
- FIGURA 15 - Fotomicrografias mostrando fragmentos de briozoários com os zoécios preenchidos por cimento espático. Rochas tingidas parcialmente por alizarina S. (A)-(PC-7,0) e (B)-(PC-14,2) Px.45
- FIGURA 16 - (A) Fotomicrografia mostrando seção transversal de gastrópode (seta vermelha), preenchido por esparito (PC-14,2) e (B) fotomicrografia de fragmento de bivalve (PC-0,9). (A) P// e (B) Px.46
- FIGURA 17 - Fragmentos de trilobita em forma de cajado (A) e da seção transversal do céfalo (B). Caracterizam-se também por sua extinção em varredura. (A)- (PC-0,9) e (B)-(PC-14,8) Px.....46
- FIGURA 18 - Processo de dolomitização parcial em *wackestone* (A) e dolomito fino com cristais subedrais e euedrais (B). Rocha tingida por alizarina S. (A)-(PC-3,0) e (B)-(PC-9,2) P//.....49
- FIGURA 19 - (A) e (B) Romboedros de calcita em dolomito fino, evidenciando o processo de dedolomitização (PC-10,55). (A) rocha tingida por alizarina S. (A) Px e (B) P//.50
- FIGURA 20 - Megaquartzo autigênico (A) e fragmento de braquiópode parcialmente silicificado (B). (A)-(PC-2,4) e (B)-(PC-0,9) Px.....51
- FIGURA 21 - Fotomicrografias mostrando os filmes de dissolução (setas) gerados por compactação (PC-6,6). (A) e (B) P//.52
- FIGURA 22 - Composição mineral por difração de raios-X de amostras da pedreira CALMINAS, ordenadas estratigraficamente.54
- FIGURA 23 - Imagens em CL destacando os diversos padrões de luminescência a partir de amostras predominantemente calcíticas (A, B, C, D, E e F) e dolomíticas (G, H, I, J, K e L).....59
- FIGURA 24 - Perfil de variação da CL, apresentando os diversos padrões de luminescência de calcita (amarelo, fotos A, D e H) e dolomita (vermelho, fotos B, C, E, F e G).....60

- FIGURA 25 - Imagens em CL destacando: A e B – Agregados de dolomita fina (vermelho escuro) em meio à matriz calítica (amarelo a laranja); C e D – Filmes de dissolução (indicados pelas setas); E e F – Romboedros de dedolomita.61
- FIGURA 26 – Curva da variação secular do $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos marinhos. As curvas mais claras, acima e abaixo da curva central, expressam os limites de incerteza para uma distribuição Gaussianica.....63
- FIGURA 27 - Ciclo do carbono mostrando fluxos e composições isotópicas. Valores médios representativos do ciclo regular do carbono no Fanerozóico. .64
- FIGURA 28 – Variações na razão isotópica de oxigênio de conchas carbonáticas. Incertezas são mostradas pela região sombreada em torno da curva central. Períodos frios são indicados pelas caixas acima da curva, com idades do gelo ilustradas pelas tiras pretas das caixas. Há um aumento geral nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ com o decréscimo da idade, que pode ser devido à mudança nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos oceanos ou a diagênese mais intensa nas amostras mais antigas. Nota-se que os períodos frios, geralmente correspondem a elevados valores de $\delta^{18}\text{O}$, como esperado.66
- FIGURA 29 - Fracionamento do oxigênio com a evaporação e formação de calota polar.....68
- FIGURA 30 – Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ X $\delta^{18}\text{O}$, mostrando valores positivos para $\delta^{13}\text{C}$ e negativos para $\delta^{18}\text{O}$. As elipses tracejadas, individualizam três padrões (I, II e III) distintos de resultados obtidos.....70
- FIGURA 31 – Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ integrados ao perfil litoestratigráfico da seção estudada da Formação Itaituba.....71
- FIGURA 32 - Seção esquemática através da crosta da Terra mostrando as maiores fontes de suprimento de Sr aos oceanos. A quantidade suprida cada ano e a razão de cada fonte são também mostradas.....76
- FIGURA 33 - Variações nas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos marinhos de idade fanerozóica.77
- FIGURA 34 – Foto de afloramento, do bloco de rocha e da correspondente lâmina delgada das amostras A, B e C.78
- FIGURA 35 – Diagrama mostrando as razões isotópicas de Sr (em 2σ) das alíquotas de lixiviação em rocha total da amostra A (PC- 0,9).80
- FIGURA 36 – Diagrama mostrando as razões isotópicas de Sr (em 2σ) das alíquotas de lixiviação em rocha total da amostra B (PC- 7,0).80
- FIGURA 37 – Diagrama mostrando as razões isotópicas de Sr (em 2σ) das alíquotas de lixiviação em rocha total da amostra C (PC- 14,8).81

FIGURA 38 – Curva de variação da razão isotópica de Sr da água do mar, detalhada para o Carbonífero (Mississipiano e Pensilvaniano) e Permiano. A linha pontilhada indica o parâmetro Δ_{sw} para a amostra A (PC-14,8).....82

FIGURA 39 – Diagrama mostrando as razões isotópicas de Sr (em 2σ) das alíquotas de lixiviação em rocha total das três amostras analisadas (A, B e C). As setas destacam algumas tendências gerais, individualizadas pelos números I, II, III e IV.....83

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
2	OBJETIVOS	18
3	MÉTODOS EMPREGADOS	19
3.1	COLETA DE AMOSTRAS	19
3.2	PETROGRAFIA.....	19
3.3	DIFRAÇÃO DE RAIOS-X	20
3.4	CATODOLUMINESCÊNCIA.....	21
3.5	ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE C E O.....	22
3.6	ANÁLISE ISOTÓPICA DE Sr POR LIXIVIAÇÃO.....	22
4	CONTEXTO GEOLÓGICO	26
4.1	INTRODUÇÃO	26
4.2	ESTRATIGRAFIA DA BACIA DO AMAZONAS.....	27
5	GEOLOGIA LOCAL	32
5.1	SEÇÃO ESTUDADA	37
6	PETROGRAFIA	40
6.1	CONSTITUINTES ESQUELETAIS DOS CALCÁRIOS	43
6.2	CONSTITUINTES TERRÍGENOS	47
6.3	MATRIZ.....	47
6.4	CIMENTO	47
6.5	DOLOMITA E DOLOMITIZAÇÃO.....	48
6.6	DEDOLOMITIZAÇÃO.....	49
6.7	MINERAIS DE SÍLICA E SILICIFICAÇÃO.....	50
6.8	FENÔMENOS DE COMPACTAÇÃO	51
6.9	CONSIDERAÇÕES DIAGENÉTICAS	52
7	DIFRAÇÃO DE RAIOS-X	53
8	CATODOLUMINESCÊNCIA	56
8.1	PROPRIEDADES DOS MINERAIS CARBONÁTICOS	56
8.2	RESULTADOS DA CATODOLUMINESCÊNCIA	57
9	ANÁLISE ISOTÓPICA DE C e O	62
9.1	FUNDAMENTOS QUÍMICOS E ISOTÓPICOS	62
9.1.1	Carbono	62
9.1.2	Oxigênio	64

9.2	ASSINATURA ISOTÓPICA DE $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$	69
9.2.1	Resultados obtidos	69
9.2.2	Discussão dos resultados	72
10	ANÁLISE ISOTÓPICA DE Sr POR LIXIVIAÇÃO	75
10.1	FUNDAMENTOS QUÍMICOS E ISOTÓPICOS	75
10.2	ASSINATURA ISOTÓPICA DE Sr	77
10.2.1	Razões isotópicas de Sr	79
10.2.2	Tratamento dos dados: cálculo da variação de Sr na água do mar (Δ_{sw})	81
10.2.3	Discussão dos resultados	83
11	CONCLUSÕES	86
	REFERÊNCIAS	88

1 INTRODUÇÃO

O grande interesse em carbonatos justifica-se pelo fato de que cerca de 50% do petróleo no mundo estão associados a esse tipo de rocha (Spadini, 2004; Marçal, 2005). De fato, os reservatórios carbonáticos marcam o início da história exploratória em águas rasas na bacia de Campos, assim como nos campos de Garoupa, Pampo, Linguado, Badejo e Bonito (Spadini, 2004).

Na Arábia Saudita, maior produtor de óleo do mundo, metade da produção de petróleo provem do supergigante Ghawar, campo de onde são extraídos cinco milhões de barris de petróleo por dia. Entre outros grandes produtores em reservatórios carbonáticos do Oriente Médio estão os campos gigantes Asmari, do Oligo-Mioceno no Irã, compostos por calcários de plataforma rasa. Por sua vez, o campo de Gachsaran possui uma coluna de hidrocarbonetos de 2000 m, com reservas de 8,5 bilhões de barris. No campo de Agha Jarí, a produção diária alcançou 1 milhão de barris, com alguns poços produzindo 80.000 barris de óleo por dia (Spadini; Marçal, op.cit.).

Na bacia do Amazonas, a exploração de hidrocarbonetos tem sido feita através de várias campanhas, desde 1930. As seqüências exploradas têm sido principalmente os arenitos eólicos da Formação Monte Alegre e, subordinadamente, os carbonatos da Formação Itaituba, do Pensilvaniano Inferior. Nesse contexto, a primeira formação seria o melhor tipo de reservatório e, recobrando-a, os carbonatos e evaporitos da segunda formação, atuariam como rochas-selante. A Formação Itaituba apresenta um excelente conjunto de afloramentos ao longo do rio Tapajós e nas pedreiras das empresas ITACIMPASA (antiga CAIMA) e CALMINAS (FIG. 1), consideradas uma das exposições mais completas do mundo, além de apresentar ocorrência de óleo. Ela tem ampla distribuição na bacia do Amazonas, atingindo também a Bacia do Solimões.

Este estudo está ligado à linha de pesquisa de estudos de rochas carbonáticas voltados para a exploração de hidrocarbonetos do laboratório Pará-Iso (IG/UFGA), dentro da qual já foram realizados trabalhos de IC, TCC e dissertação de mestrado. As metas deste trabalho de conclusão de curso deverão certamente trazer avanços significativos para o entendimento estratigráfico da Formação Itaituba, e, eventualmente, orientar programas de perfuração.

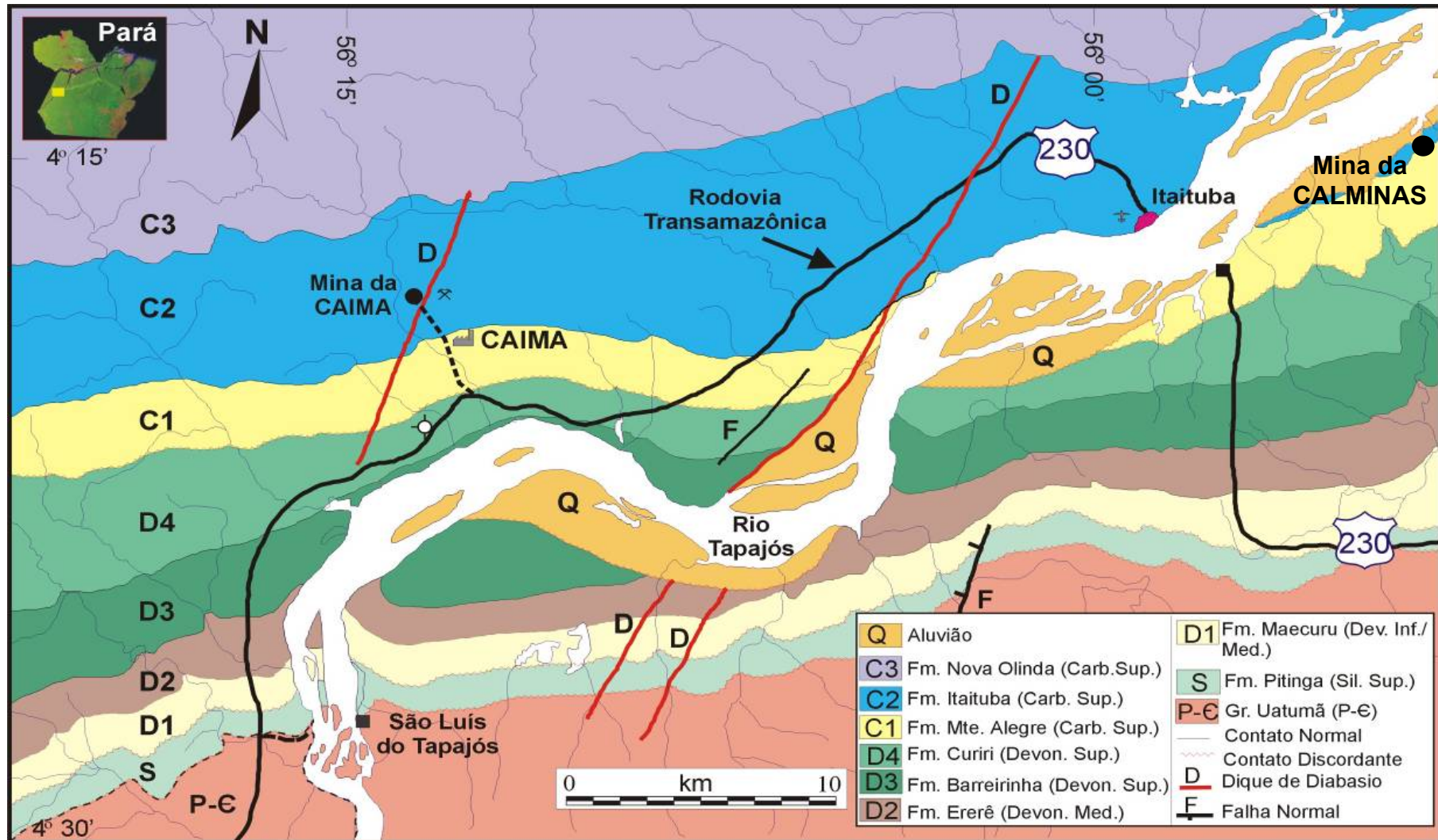


FIGURA 1 - Mapa geológico da borda sul da bacia do Amazonas, mostrando a disposição das principais formações geológicas, dentre elas, a Formação Itaituba, assim como a localização da seção estudada

Fonte: EIRAS (1998).

2 OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho é o refinamento da idade da Formação Itaituba e estimativa das condições paleoambientais (temperatura e flutuações do nível do mar) com base na utilização de isótopos de estrôncio, carbono e oxigênio em rochas carbonáticas.

Os objetivos específicos deste trabalho são:

- Em continuidade aos estudos já realizados no Pará-Iso, inferir a idade de deposição de três amostras de rochas carbonáticas e correlacionar os estratos da Formação Itaituba.

- Avaliar flutuações no nível do mar e suas possíveis conseqüências nas rochas carbonáticas.

- Estimar as variações da paleotemperatura do mar onde se depositou a Formação Itaituba, assim como, verificar a possibilidade de glaciações naquele momento, como fator ligado à temperatura global.

3 MÉTODOS EMPREGADOS

A sistemática adotada neste estudo, na medida do possível, segue uma seqüência de atividades definida por Kaufman e Knoll (1995), a qual, baseada em critérios petrográficos e geoquímicos, visa à seleção das amostras mais adequadas para aplicação de estudos isotópicos.

3.1 COLETA DE AMOSTRAS

O trabalho de campo foi realizado no período de 18 a 23 de outubro de 2008 e contou com uma coleta de amostras baseada em critérios rigorosos de campo, tais como representatividade dos diferentes níveis estratigráficos e estado de preservação das rochas. Essas amostras, no total de 19, foram coletadas com o auxílio do geólogo da PETROBRAS, Nilo Matsuda, na pedreira da empresa CALMINAS, localizada na margem direita do rio Tapajós a aproximadamente 3 km a leste da cidade de Itaituba-PA, na borda sul da bacia do Amazonas (FIG. 1). Suas exposições são relativamente recentes e ainda não foram muito estudadas.

3.2 PETROGRAFIA

Os estudos petrográficos foram realizados em um total de 19 lâminas delgadas, descritas com auxílio de microscópio petrográfico de luz polarizada ou transmitida do Laboratório de Petrografia da Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências (FAGEO/IG).

As lâminas delgadas utilizadas neste trabalho para a realização de um estudo petrográfico detalhado foram confeccionadas no laboratório de laminação da FAGEO, a partir das amostras pertencentes à Formação Itaituba coletadas na pedreira da CALMINAS. Para este estudo foi utilizada a classificação de Dunham (1962). Essa classificação considera o arcabouço da rocha (fechado ou aberto) bem como a presença ou ausência de matriz. As três principais divisões são entre calcários que apresentam arcabouço suportado pela matriz, *mudstones* (arcabouço aberto com menos de 10% de aloquímicos) e *wackestones* (arcabouço aberto com mais de 10% de aloquímicos), arcabouço suportado por grãos, *packstones* (arcabouço fechado contendo matriz) e *grainstones*, e calcários caracterizados por

estruturas orgânicas crescidas *in situ*, *boundstones*. Uma quarta categoria, calcário cristalino, é também reconhecida. Com base nessa classificação, buscou-se definir o ambiente deposicional de acordo com a análise de microfácies de Irwin (1965) e Wilson (1975).

Optou-se por estudar todas as amostras coletadas a fim de se obter dentre elas as mais preservadas de alterações intempéricas e que mostram menores proporções de componentes dolomíticos. Todas as lâminas delgadas foram tingidas parcialmente com alizarina vermelha-S para ajudar na diferenciação entre calcita e dolomita. As amostras significativamente recristalizadas e com alta concentração de grãos siliciclásticos, ou fortemente oxidadas, foram descartadas. As amostras que apresentaram preservação de oóides e cimento fino e, aparentemente não alteradas diageneticamente foram selecionadas para as análises isotópicas. Ou seja, usou-se a presença de evidências da ação de processos diagenéticos que poderiam ter alterado a composição isotópica original das rochas como critério de seleção de amostras.

3.3 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

As análises mineralógicas por difração de raios-X (DRX) foram realizadas em todas as amostras coletadas e estudadas petrograficamente, com o objetivo de quantificar o conteúdo de calcita e dolomita, principalmente, além de outras fases minerais como o quartzo.

Para aplicação desta análise partiu-se de alguns microgramas de amostra pulverizada com auxílio do graal de ágata, que foram distribuídos sobre um porta-amostra de silício. Após os ensaios de difração de raios-X, as distâncias interplanares referentes aos picos apresentados em difratograma foram confrontadas com as distâncias interplanares conhecidas de cada fase mineral.

Para uma análise quantitativa das fases minerais encontradas, recorreu-se a aplicação do Método Rietveld, com a utilização do programa Fullprof para realização do refinamento.

O equipamento utilizado foi o difratômetro de raios-X modelo X'PERT PRO MPD (PW 3040/60), da PANanalytical, com anodo de Co, pertencente ao Laboratório de Difração de Raios-X do IG/UFGA. Os registros foram realizados no

intervalo de exposição 2θ de 5° a 65° , em amostra total e a aquisição de dados foi feita com o software X'Pert Data Collector, versão 2.1a.

3.4 CATODOLUMINESCÊNCIA

Tomando como base os estudos realizados previamente (petrografia e DRX) foram feitas análises de catodoluminescência (CL), nas 19 lâminas delgadas confeccionadas anteriormente para realização dos estudos petrográficos.

Estudos petrográficos convencionais fazem uso da interação da luz com os minerais, ou seja, qualquer transmissão através dos minerais ou reflexos de suas superfícies polidas. Algumas outras técnicas petrográficas mais especializadas também podem ser usadas, como a CL, que é um caminho adicional de investigação de seções delgadas e outros tipos de amostras geológicas. O equipamento necessário custa aproximadamente o mesmo que um microscópio polarizado e pode ser instalado em praticamente qualquer microscópio. A amostra é bombardeada por um feixe energético de elétrons e frequentemente responde pela emissão de luz de vários comprimentos de onda. O comprimento de onda e a intensidade da luz emitida caracterizam o mineral e a distribuição de certas impurezas presentes neles. Esses padrões distintos produzem novas informações, muitas das quais não podem ser obtidas, ou certamente menos rapidamente obtidas, por qualquer outro método presentemente disponível (Marshall, 1988).

Os sistemas analíticos de CL podem ser divididos em dois tipos: (1) CL acoplada a uma microsonda eletrônica, ou a um microscópio eletrônico, e (2) CL gerada por uma rajada de elétrons e ligada a um microscópio óptico. Outras combinações são possíveis também, como o ataque por meio de um catodo quente acoplado a um microscópio óptico (Pagel, 1999).

O método adotado neste trabalho está relacionado com o segundo sistema analítico. As análises foram realizadas por meio de um Luminoscópio ELM-3R, Nuclide Corporation, com feixe de elétrons de $7,5 \text{ kv} \pm 1,0$ e $0,5 \text{ mA} \pm 0,05$, desfocado para elipse de aproximadamente $2 \times 1 \text{ cm}$ para obtenção das imagens em CL, operando sob vácuo (20-50 mTorr). O aparelho está acoplado a um microscópio Olympus BX50, com objetivas de 10x e 5X/0,15 $\mu\text{MPlanF1}$, adaptado para usar com câmara de vácuo do luminoscópio, além de uma câmera fotográfica

digital Olympus E330, todos pertencentes ao Laboratório de Microscopia Petrográfica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica da Universidade de São Paulo.

3.5 ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE C E O

Os estudos de isótopos estáveis (carbono e oxigênio) foram realizados em todas as amostras de carbonatos coletadas para se estimar a variação da composição isotópica com base nas intensidades das modificações observadas na petrografia, DRX e CL.

A aplicação do método consiste na extração e análise isotópica de uma massa na ordem de microgramas de porções micríticas das rochas carbonáticas selecionadas. A partir do exame das lâminas delgadas, foram selecionadas áreas em que dominava matriz micrítica (livre de bioclastos, minerais siliciclásticos, argilas, cimentos e qualquer outro componente). Essas áreas foram localizadas nos respectivos blocos de rocha (amostras de mão) utilizados na confecção de cada lâmina delgada. Ou seja, teve-se o cuidado de preservar o espelho de cada lâmina, o qual contém exatamente a mesma área observada microscopicamente. As micro-amostras foram extraídas com o auxílio de uma lâmina metálica, posteriormente pulverizadas, com auxílio de um graal de ágata, e analisadas isotopicamente no espectrômetro de massa para isótopos estáveis Finnigan MAT 252 com extração *on line* em sistema *Kiel* III, do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso). Para realização dessas análises, cada micro-amostra foi depositada em um porta-amostra (ampola), adicionando-se ácido ortofosfórico (H_3PO_4) 100% para a extração do CO_2 . Essa reação é feita a uma temperatura de $70^\circ C$ e a uma pressão entre 1000 e 1400 μbar , durante 8 minutos para a calcita e 16 minutos para a dolomita. O CO_2 é então ionizado e analisado com um sinal mínimo de 3 *volts*(V) e com o número máximo de 1 expansão. O desvio padrão para as análises de $\delta^{13}C$, variou de 0,01 a 0,07, enquanto que para $\delta^{18}O$ foi de 0,02 a 0,09.

3.6 ANÁLISE ISOTÓPICA DE Sr POR LIXIVIAÇÃO

O método adotado para este trabalho é aquele desenvolvido por Baley et. al (2000) que se baseia no princípio da eliminação do Sr diferente daquele precipitado junto com o carbonato, ou seja, o Sr trazido por agentes externos ou proveniente do

decaimento radioativo do Rb. Para isso, promove-se a dissolução da amostra em etapas por lixiviação com um ácido fraco (ácido acético a 20%). A extração das amostras para a análise isotópica de Sr seguiu a mesma metodologia usada para os isótopos estáveis de C e O. Entretanto, neste caso específico, foram acrescentados alguns micro-gramas de amostras não pulverizadas, com uma granulometria ligeiramente maior, com o objetivo de se observar possíveis respostas diferentes, para cada granulometria, à técnica de lixiviação.

Inicialmente, em um tubo de centrifuga, lava-se 200 mg de amostra por 24h com água ultra pura (H₂O Milli), posteriormente centrifuga-se esse conjunto (amostra + H₂O), retira-se o sobrenadante para uma 2^a etapa de centrifugação e separa-se o resíduo para posterior análise de Sr. O sobrenadante da 2^a centrifugação é guardado para ser analisado isotopicamente, juntamente com as alíquotas da etapa de lixiviação. Após secagem deste primeiro resíduo, começa-se o processo de lixiviação do mesmo, adicionando-se 2 mL de H₂O Milli e algumas dezenas (30 a 100) de micro litros (µL) de ácido acético 20% por aproximadamente 20 minutos até que a reação cesse. Separa-se o sobrenadante por pipetagem depois de dupla centrifugação, de modo que nenhum resíduo seja coletado. Repete-se esse ciclo várias vezes até que toda amostra seja dissolvida. Cada alíquota coletada passa por uma secagem, antes da etapa seguinte.

Na etapa de separação cromatográfica, as alíquotas da etapa de lixiviação são solubilizadas com 1 ml de ácido nítrico (HNO₃). Na coluna de separação, após lavagem com H₂O Milli, é adicionada uma resina trocadora de íons específica para Sr, a qual é condicionada pela adição de 500 µL de HNO₃. Em seguida é adicionado 500 µL de amostra, cuja eluição e retenção do Sr são feitas pelo acréscimo de 500 µL de HNO₃, por quatro vezes. A extração do Sr é então feita com duas medidas de 500 µL de H₂O Milli. Por fim é adicionado 10 µL de H₃PO₄ para aglutinar o Sr. Após a secagem, procede-se a deposição do Sr em filamentos de tungstênio, com ativador de tântalo, para análise espectrométrica. Ao final da deposição de toda a amostra no filamento deve-se ter o cuidado de aquecê-lo até atingir o rubro. A FIGURA 2 mostra um fluxograma com as etapas da técnica utilizada na dissolução (abertura) e separação de Sr para análise isotópica.

As análises isotópicas da razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr foram realizadas com um espectrômetro de massa para isótopos radiogênicos Finnigan MAT262, do Laboratório de Geologia Isotópica da UFFPA (Pará-Iso). Para realização das leituras,

cada filamento foi aquecido a uma temperatura média de 1450 °C, gerando um sinal, geralmente, acima de 1 *volt*(V), captado por copos *faraday*, os quais estavam configurados para o modo de leitura estática, ou seja, cada massa lida por um canal fixo. Foram realizadas 10 leituras para cada bloco, sendo, em geral, feitos 12 blocos. As razões isotópicas finais, assim como, o erro analítico passaram pela correção automática *Rayleigh*, no próprio equipamento.

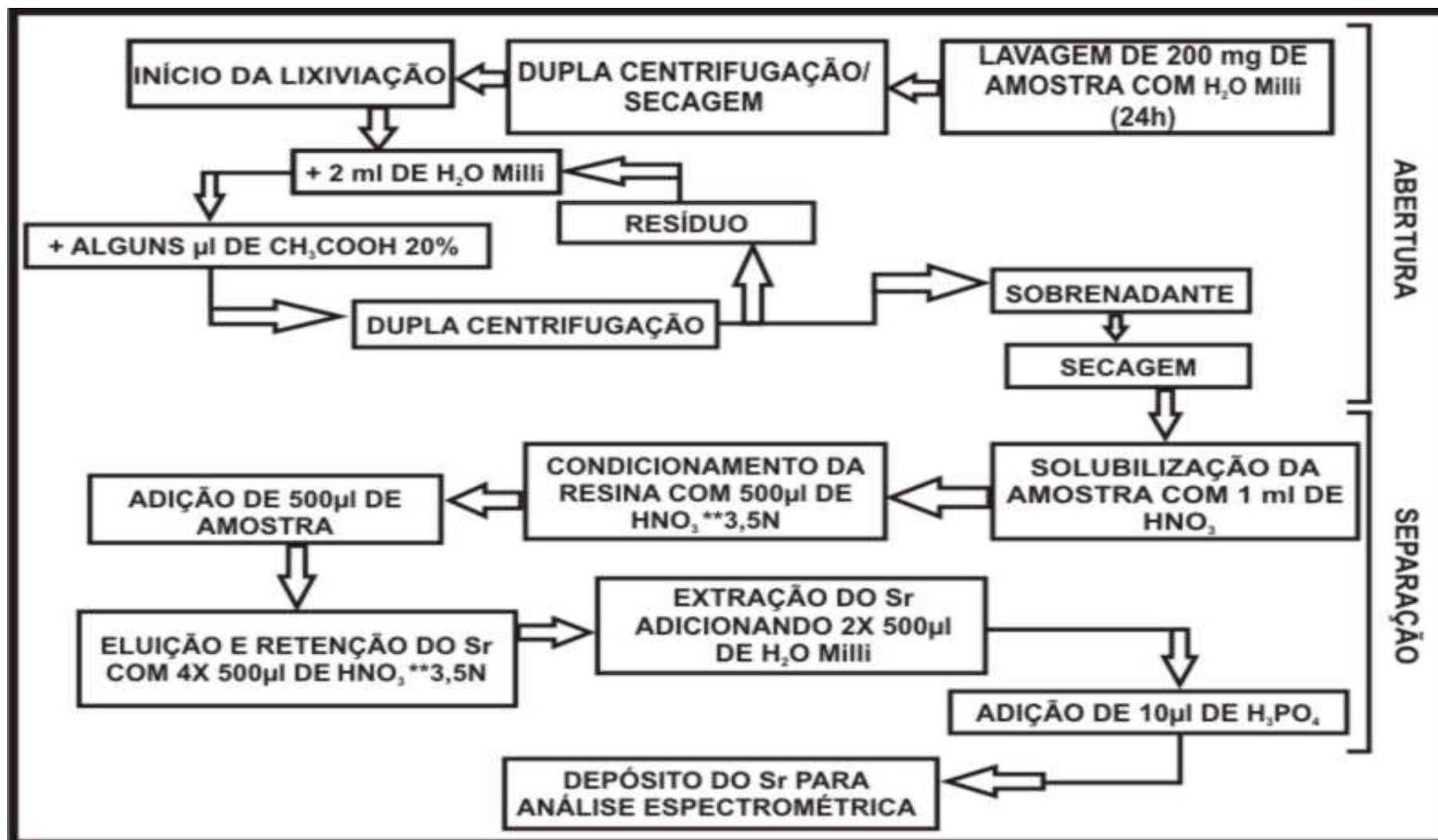


FIGURA 2 - Etapas da técnica utilizada na dissolução e separação de Sr para análise isotópica – metodologia aplicada no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso).

4 CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1 INTRODUÇÃO

A bacia do Amazonas, segundo Caputo (1984), reúne as anteriormente chamadas bacias do Médio e Baixo Amazonas e é caracterizada como uma bacia intracratônica com cerca de 500.000 km², abrangendo parte dos estados do Amazonas, Pará e Amapá, e limitada ao norte pelo Escudo das Guianas e ao sul pelo Escudo Brasileiro. Ela está separada da bacia do Solimões pelo arco de Purus, a oeste, e da bacia do Marajó pelo arco de Gurupá, a leste (FIG. 3). Conforme Silva (1996), a bacia do Amazonas localiza-se no cráton Amazônico e está preenchida com rochas de origem sedimentar e subvulcânica, que datam do Ordoviciano ao Terciário, totalizando aproximadamente 6.000 m de espessura. Deste total, a sedimentação carbonífero-permiana contribui com mais da metade dos depósitos sedimentares da bacia.

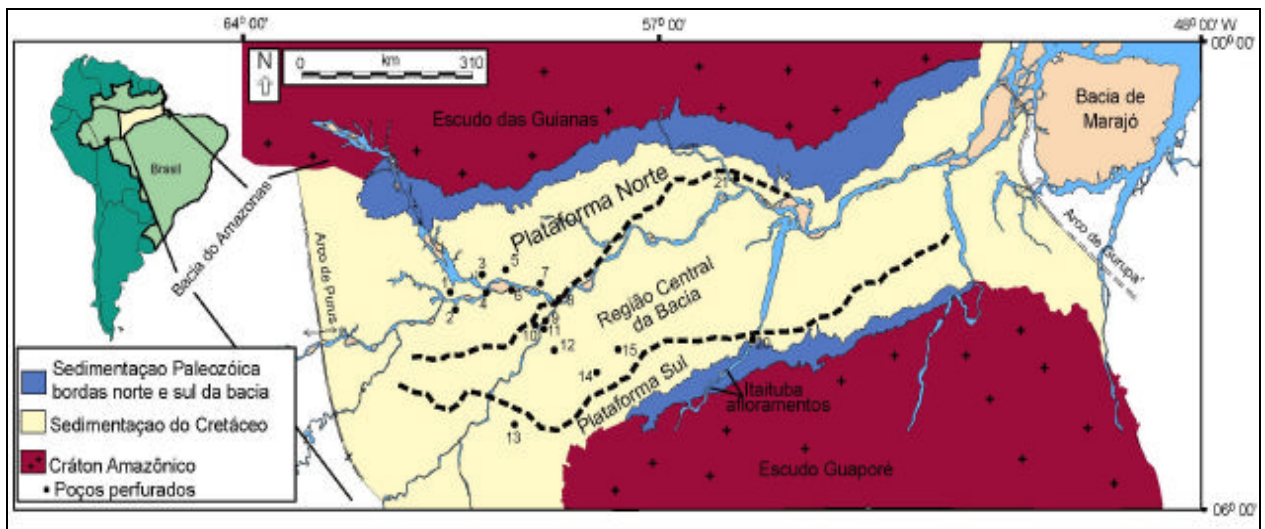


FIGURA 3 - Mapa de localização da bacia do Amazonas. Destacam-se em azul os domínios de rochas sedimentares carboníferas.

Fonte: Scomazzon (2004).

As feições morfo-estruturais mais importantes da bacia correspondem a uma calha central mais profunda, no centro da bacia e duas áreas de plataforma, as plataformas norte e sul, que são limitadas por zonas de falhas normais (Eiras et al., 1998). A zona de afloramentos das rochas paleozóicas é mais larga e extensa na plataforma norte do que na plataforma sul da bacia, refletindo um maior

basculamento para o sul durante a tectônica do Terciário. Na plataforma norte encontram-se as mais extensas exposições da seção pensilvaniana, porém, na plataforma sul, principalmente nas adjacências da cidade de Itaituba e ao longo do rio Tapajós, estão localizados os afloramentos mais acessíveis e, conseqüentemente, mais estudados até o momento.

A história geológica da bacia do Amazonas teve início com a formação do supercontinente Gondwana, no final do Pré-Cambriano, através da movimentação e colisão das placas tectônicas compostas pelas atuais placas da América do Sul, África, Madagascar, Índia, Antártica e Austrália (Scotese e McKerrow, 1990). Durante o Neoproterozóico e o início do Fanerozóico, o Gondwana sofreu diversos tectonismos concomitantes a eventos vulcânicos, magmáticos e metamórficos, os quais deram início a uma subsidência tectônica onde se encontrava o cráton Amazônico. Este evento de subsidência gerou o protorifteamento da bacia do Amazonas, o qual é atualmente registrado pela sucessão sedimentar aluvial, fluvial e lacustre do Grupo Purus, de idade neoproterozóica, que corresponde aos primeiros registros de rochas sedimentares da bacia (Milani e Zalán, 1998).

Durante o Cambriano-Ordoviciano (500-450 Ma), com o fim dos esforços tectônicos e o resfriamento das massas plutônicas, teve início a subsidência térmica regional e o desenvolvimento da sinéclise intracontinental da bacia do Amazonas (Montalvão e Bezerra, 1980) com sedimentação em *onlap* a partir do Ordoviciano Superior (Cunha et al., 1994).

4.2 ESTRATIGRAFIA DA BACIA DO AMAZONAS

O substrato da bacia do Amazonas é constituído por rochas metamórficas, meta-vulcânicas e metassedimentares da Província Maroni-Itacaiúnas (Faixa móvel do Paleoproterozóico) e pela Província Amazônica Central (área cratônica), composta por rochas graníticas e seqüências metavulcanossedimentares relacionadas ao Paleoproterozóico e Arqueano (Cordani et al., 1984).

O registro sedimentar do Fanerozóico da bacia do Amazonas é composto por quatro seqüências de segunda ordem: seqüência ordoviciano-devoniana, relacionada ao Grupo Trombetas; seqüência devoniano-carbonífera, que compreende os grupos Urupadi e Curuá; seqüência carbonífero-permiana,

pertencente ao Grupo Tapajós, e a seqüência cretáceo-terciária, marcada pelo Grupo Javari (Cunha et al., 1994).

A sedimentação paleozóica reflete os eventos tectono-magmáticos que ocorreram na bacia durante esta era, os quais provocaram movimentações epirogenéticas intraplaca, resultando na formação de arcos e discordâncias regionais (*p.ex.* arco de Purus, arco de Gurupá), além de controlarem as ingressões marinhas que influenciaram os ambientes deposicionais (Cunha et al., 1994).

Após a orogenia Eo-Herciniana, registrou-se um novo ciclo entre o Neocarbonífero (Pensilvaniano) e o Permiano, associado a mudanças climáticas significativas, de frio para quente e árido. Esse ciclo corresponde às rochas do Grupo Tapajós e suas formações: Monte Alegre, com arenitos eólicos e de *wadis* (rios de deserto), intercalados por siltitos e folhelhos de interdunas e lagos; Itaituba, com carbonatos de inframaré (alvo de estudo deste trabalho, veja comentários a seguir) e Nova Olinda, com evaporitos de planície de *sabkha*, depositados durante o final do Carbonífero. O Permiano é marcado pela Formação Andirá, que registra o final deste ciclo e é caracterizada por uma sedimentação continental, com siltitos, arenitos e folhelhos avermelhados, provavelmente afetada pela orogenia Tardi-Herciniana (Cunha et al., 1994).

As rochas do Grupo Tapajós vêm sendo analisadas nos aspectos litoestratigráfico, bioestratigráfico e cronoestratigráfico. Estes estudos, desenvolvidos com base na integração e correlação de dados obtidos de testemunhos de sondagem e sessões aflorantes, além de posicionar cronoestratigraficamente os depósitos em questão, permitiram o mapeamento de um complexo registro litológico e a construção do arcabouço estratigráfico para o Pensilvaniano da bacia do Amazonas. Dentre os pacotes sedimentares que compõem o Grupo Tapajós, os estratos da Formação Itaituba foram os mais estudados até o momento, já que estes são acessíveis através da seção pensilvaniana aflorante na plataforma sul da bacia e caracterizam-se pela excelente qualidade de material sedimentar e abundante conteúdo fóssil, com uma rica fauna de invertebrados marinhos e menos diversos vertebrados, representados por assembléias de conodontes, dentes e escamas de peixes (Moutinho, 2006).

Hartt (1874 *apud* Caputo, 1984) foi o primeiro a propor o nome Série Itaituba para definir as rochas carboníferas ao longo dos rios Tapajós e Cupari, na plataforma sul da bacia do Amazonas.

A Formação Itaituba no contexto da bacia é a que possui o mais abundante registro de micro e macrofósseis, com uma rica fauna de conodontes, foraminíferos, palinóforos, fragmentos de peixe, braquiópodes, trilobitas, crinóides, corais, briozoários, gastrópodes, bivalves e outros não tão abundantes como ostracodes, espículas de esponja, escolecodontes e raros cefalópodes (Scomazzon, 2004). Os folhelhos e siltitos por vezes contêm crustáceos e plantas, indicativos de depósitos salobros e de água doce (Silva, 1996). Varia em espessura, entre 110 m na região aflorante da plataforma sul e 420 m na porção central da bacia, nos poços perfurados. Esta formação marca o estabelecimento de amplas condições marinhas durante este intervalo. É constituída por intercalações de carbonatos e evaporitos, com folhelhos, siltitos e arenitos que representam depósitos transgressivo-regressivos de moderada energia em ambiente marinho raso de infra e intermaré (Silva, 1996).

De acordo com Caputo e Andrade (1968), a associação faunística da Formação Itaituba sugere, a grosso modo, uma batimetria de 20 a 60 m. Com base na raridade dos Fusulinídeos, Carozzi et al. (1972 a, b) admitem que, provavelmente, não existia um ambiente marinho totalmente aberto durante o Carbonífero Superior.

O limite superior da Formação Itaituba é gradacional com a Formação Nova Olinda que a recobre. Playford e Dino (2000) sugerem que o limite entre estas duas formações está em uma camada de arenito de 25 a 35 m de espessura que recobre camadas de anidrita ou calcário da Formação Itaituba.

Conodontes coletados na base da Formação Itaituba, como *Neognathodus symmetricus* e outros encontrados nas porções mais superiores como *Neognathodus roundyi* e *Idiognathodus incurvus* (Scomazzon et al., 2005), sugerem que esta formação tenha sido depositada do Neomorrowano ao Eodesmoinesiano. Foraminíferos como *Millerella extensa*, *Millerella pressa* e *Eostaffella advena* (Altiner e Savini, 1995) sugerem idade neomorrowana a atokana média. Palinóforos como *Spelaeotriletes triangulus*, *Striomonosaccites incrassatus* e *Illinites unicus* (Playford e Dino, 2000) sugerem uma idade do Neomorrowano ao Eodesmoinesiano, concordante com os dados de conodontes.

Oliveira (2004), com base na análise de isótopos de estrôncio em rocha e carapaças de braquiópodes, obteve para a Formação Itaituba duas idades: Pensilvaniano Inferior e Pensilvaniano Superior. A partir da comparação desses resultados com datações baseadas em palinomorfos, posicionou a Formação Itaituba no Pensilvaniano Inferior.

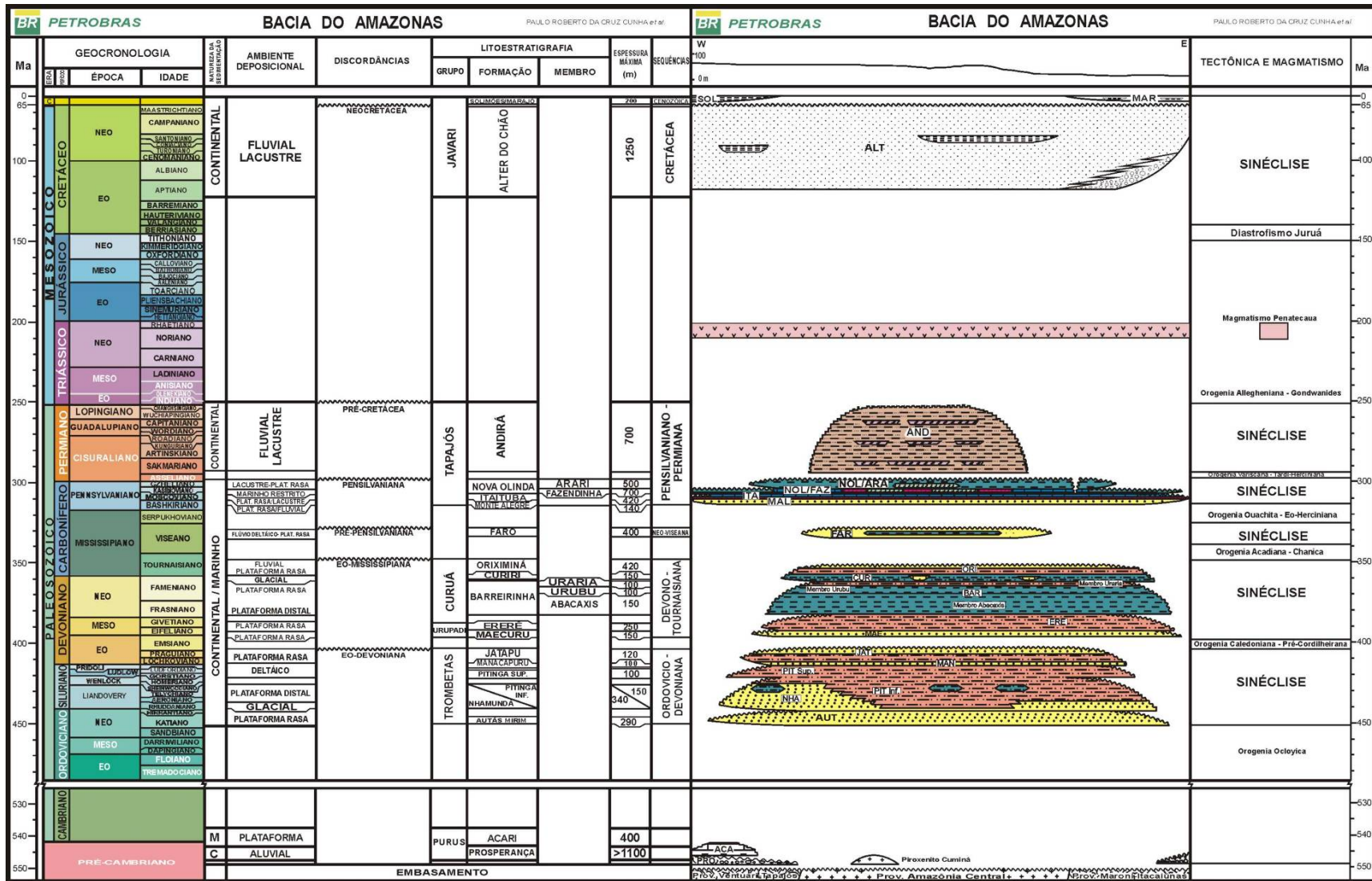


FIGURA 4 - Carta estratigráfica da bacia do Amazonas.

Fonte: Cunha et al. (2007).

5 GEOLOGIA LOCAL

A Formação Itaituba vem sendo alvo de diversos trabalhos acadêmicos pela sua excelência em afloramentos de rochas paleozóicas, considerada uma das exposições de rochas mais completas dessa era geológica no mundo. Por esse fato e também por haver ocorrências de hidrocarbonetos, a Formação Itaituba tem atraído a atenção de vários pesquisadores, tanto acadêmicos como de empresas petrolíferas como, por exemplo, a PETROBRAS.

Um dos trabalhos mais completos já realizados na área em estudo (Matsuda, 2002) utilizou análises isotópicas de C e O para a determinação de três grupos de dolomita, porém não enfocou em profundidade a questão paleoambiental da sequência. Nesse aspecto um estudo mais detalhado dos isótopos de C e O poderia contribuir para a definição das condições ambientais reinantes no momento da deposição das rochas carbonáticas da Formação Itaituba. Ainda segundo Matsuda (2002), existem controvérsias com relação à definição das idades propostas para essa formação, principalmente as que se basearam em fósseis (palinórfos, conodontes, braquiópodes e foraminíferos). Uma das questões em aberto é a situação real do limite Chesteriano/Morrowano, bem como Morrowano/Atokano na Formação Itaituba.

Os trabalhos de Matsuda (2002), Oliveira (2004) e Almeida (2007) enfocaram principalmente duas importantes seções da Formação Itaituba, localizadas na borda sul da bacia do Amazonas, nos arredores da cidade de Itaituba-PA. A primeira compreende a seção que aflora nas margens do Rio Tapajós e a segunda inclui as duas pedreiras exploradas pela Itaituba Indústria de Cimentos do Pará S/A – ITACIMPASA (antiga CAIMA).

A seção do Rio Tapajós, com aproximadamente 15 m de espessura, começa a partir de um arenito grosso com estratificação cruzada de grande porte. Uma camada individual de arenito com espessura de mais de 1 m está frequentemente intercalada por dolomito. Calcáriosossilíferos cobrem o arenito e dolomito, e estão recobertos por uma camada siliciclástica com laminações, estratificação cruzada e gretas de contração (*mud-crack*). Essa camada siliciclástica é sobreposta por espessas camadas de dolomitos com moldes evaporíticos. O topo da Formação Monte Alegre é considerado como a parte mais alta desses estratos siliciclásticos.

A segunda seção, largamente utilizada nesses estudos, está localizada a 35 km para oeste da cidade de Itaituba e compreende as duas lavras de calcário da ITACIMPASA (FIG. 5), chamadas de pedreira 1 (dolomítica) e pedreira 2 (calcítica). Esta última situa-se a 2,5 km ao sul da pedreira 1 e entre elas existe um intervalo estratigráfico de aproximadamente 6 m, o qual é representado pelo perfil do furo 14 (FIG. 6).

A pedreira 1 é composta de camadas de calcários, calcário dolomitizado e dolomitos, perfazendo aproximadamente 16,2 m de espessura (Oliveira, 2004). A espessura individual de cada camada de calcário, que dominam na pedreira 1, é de cerca de 40 cm. Micro-laminações desenvolvem-se na parte superior de cada camada. Os calcários são *packstones*, *wackestones*, subordinadamente *mudstones* e, *grainstones* ricos em fósseis como braquiópodes, equinodermos, foraminíferos e gastrópodes. Nesta pedreira, os calcários intercalam-se com quatro camadas de *grainstones* oolíticos e dois horizontes intensamente dolomitizados. Os horizontes dolomitizados, de cor verde escuro, não apresentam fósseis marinhos. Eles são laminados, ricos em matéria orgânica e estão freqüentemente associados com nódulos evaporíticos. Um horizonte intensamente bioturbado da parte superior aparece logo acima do horizonte dolomitizado, assim como uma fina camada microbiana rica em matéria orgânica e cheia de quartzo microcristalino (Matsuda, 2002).

Da pedreira 1 é explotado calcário magnesiano utilizado para correção de solo e brita, apresentando teores de MgO de 5-6% na base da pedreira e 12-15% no topo, e 37% de CaO na base (Oliveira, 2004).

A pedreira 2 alcança aproximadamente 16,6 m de altura e é composta de camadas de calcário, poucas camadas de dolomita, com intercalações de delgadas e raras camadas de folhelho (Oliveira, 2004).

A seção da pedreira 2 é caracterizada por camadas delgadas, exceto em sua parte superior. Na parte inferior da seção, as camadas com espessuras variando de 12 a 20 cm mostram visíveis estruturas induzidas por ondas e são compostas de *packstones*, *wackestones* e *mudstones* ricos em braquiópodes e crinóides com bioturbação e nódulos evaporíticos. A parte mediana da pedreira 2 é composta por *mudstones* com estratificação cruzada, estilólitos, conchas de braquiópodes e moldes de gipso. Acima dos *mudstones*, um calcário cristalino de cor amarela com espessura de cerca de 2 m apresenta lentes de dolomitos. A seção continua com

grainstones e *packstones*, cheia de moldes de evaporitos, e é coberta por calcários pretos laminados rico em matéria orgânica com muitas camadas delgadas de evaporitos. *Packstones* e *wackestones* com bioclastos marinhos, como braquiópodes, crinóides, gastrópodes, bivalves e corais, além de bioturbação intensa compõem a parte superior da pedra 2 (Matsuda, 2002).

Da pedra 2 é atualmente extraído calcário calcítico utilizado na fabricação de cimento, com teores de MgO e CaO de 2,5-4,5% e 48-51%, respectivamente (Oliveira, 2004).

O perfil do furo 14 com a espessura de aproximadamente 6,2 m começa com um dolomito cinza, mole e laminado associado com nódulos evaporíticos principalmente de anidrita, e é seguido por *packstones* fossilíferos. Calcários ricos em matéria orgânica com nódulos evaporíticos, semelhantes aos encontrados na parte superior da pedra 1, repousam sobre os *packstones*. *Mudstones* siliciclásticos e *packstones* fossilíferos finalizam a coluna litológica do furo 14 (Matsuda, 2002).

Análises por difração de raios-X de todas as amostras coletadas revelam que quartzo e dolomita são os minerais abundantes na parte inferior da seção do rio Tapajós, enquanto dolomitas predominam na parte superior (Matsuda, 2002). O calcário da pedra 1 é caracterizado pela mistura de calcita e dolomita, além de quartzo em alguns horizontes. O calcário do furo 14 e da pedra 2 são predominantemente calcíticos, exceto em alguns horizontes onde aparecem camadas de conteúdo anômalo de dolomita e quartzo (Matsuda, 2002).

As seções supracitadas, seus litotipos, espessuras e algumas fotografias, são mostradas na Figura 6.

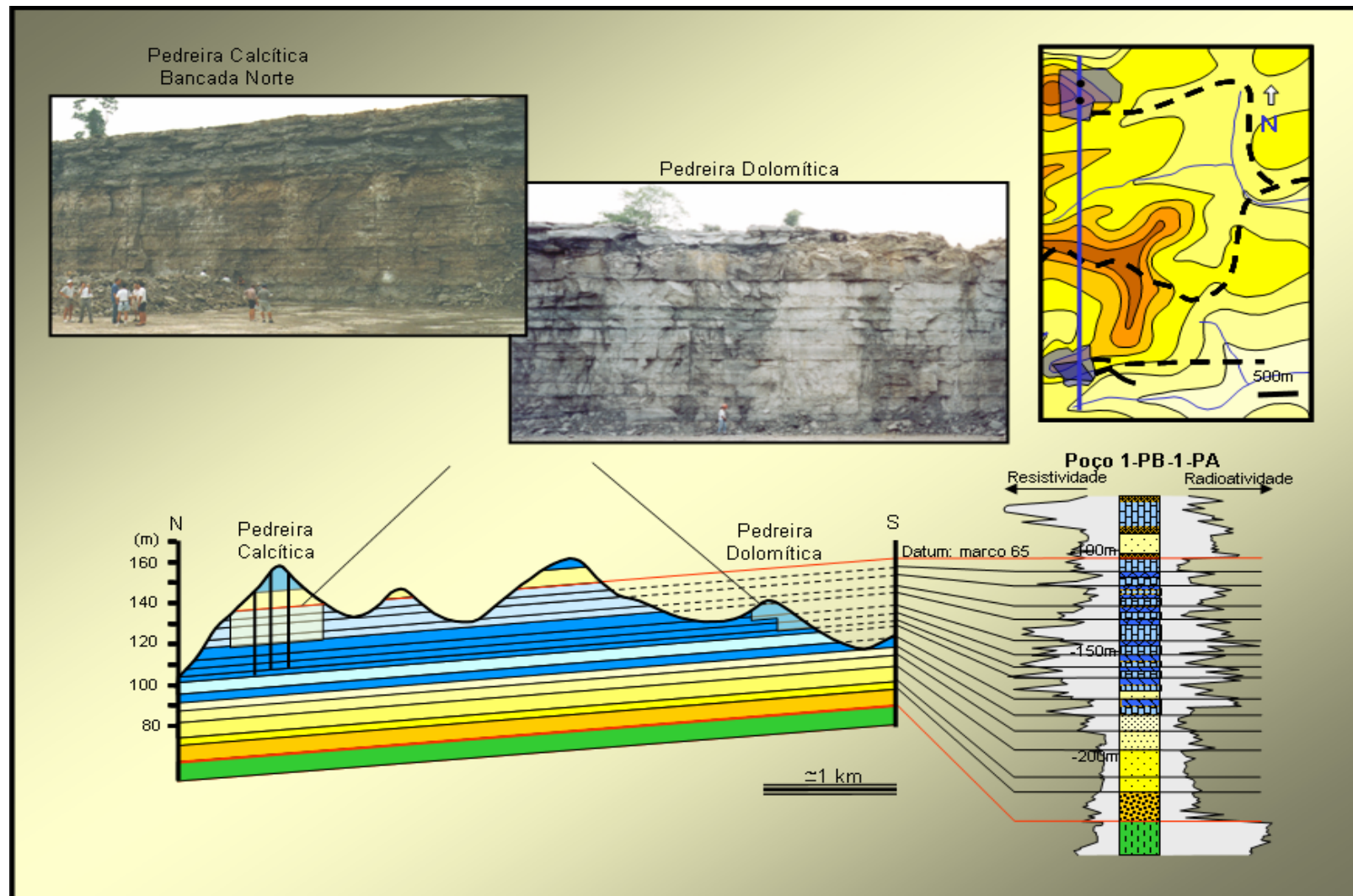


FIGURA 5 - Disposição espacial e estratigráfica das pedreiras 2 (calcítica) e 1 (dolomítica) e suas correlações com o poço 1-PB-1-PA da PETROBRAS

Fonte: Oliveira (2004).

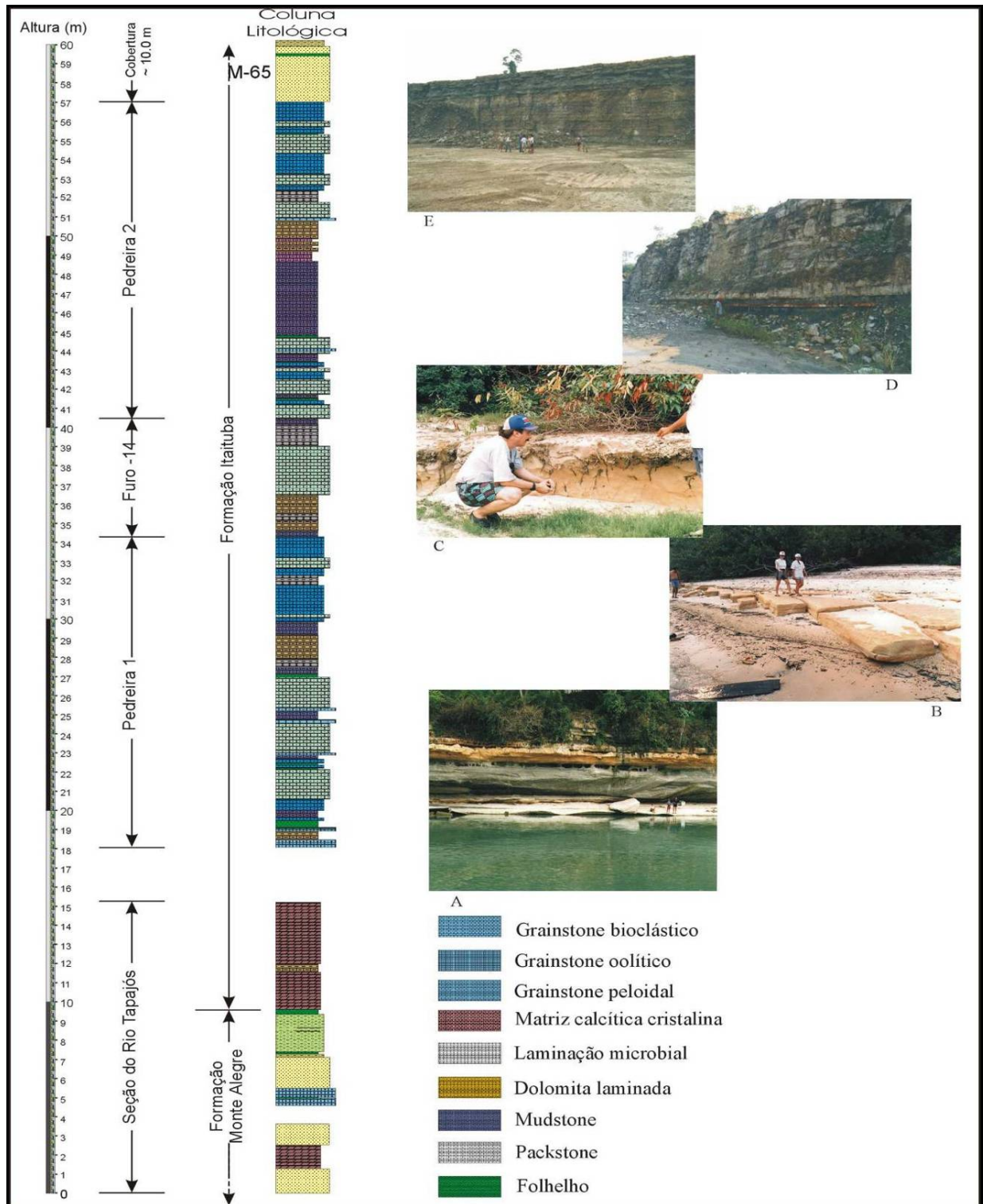


FIGURA 6 - Coluna litoestratigráfica mostrando as seções e principais afloramentos estudados. FOTO A: Arenito com estratificação sigmoidal e siltitos da base da Formação Itaituba (Paredão da guarita do 53° BIS – seção do Rio Tapajós); FOTOS B e C: Dolomitos aflorantes nas margens do Rio Tapajós; FOTO D: Pedreira 1 da ITACIMPASA, composta de calcário dolomitizado e dolomita com aproximadamente 16,2 m de espessura; FOTO E: Pedreira 2 da ITACIMPASA, composta de pacotes de calcário com aproximadamente 16,6 m de espessura. M-65: Datum Marco 65.

Fonte: Matsuda (2002).

5.1 SEÇÃO ESTUDADA

Este estudo foi realizado em um conjunto de amostras coletadas em um corte de lavra na pedreira da empresa CALMINAS, localizada na margem direita do rio Tapajós a aproximadamente 3 km a leste da cidade de Itaituba-PA, na borda sul da bacia do Amazonas (FIG. 7). Suas exposições são relativamente recentes e ainda não foram muito estudadas. A pedreira tem uma altura de aproximadamente 16 m, ao longo dos quais foram individualizadas 19 camadas e coletadas as 19 amostras para esse estudo. O perfil completo, com a litologia, conteúdo fossilífero e espessura de cada camada é mostrado na Figura 08.

A seção da pedreira CALMINAS é composta por calcários, calcários dolomitizados e dolomitos. As camadas de calcário, de cor cinza, com espessuras variando de 5 a 150 cm apresentam um rico conteúdo fossilífero, principalmente braquiópodes e equinodermas, além de laminação plano-paralela, estilólitos e moldes evaporíticos. Intercaladas a esses calcários ocorrem espessas camadas de dolomitos, que alcançam até 2,8 m. Esses dolomitos, em geral amarelados, frequentemente apresentam *vugs*.

Com base nos dados mostrados acima, pode-se constatar que a seqüência de rochas carbonáticas encontradas na pedreira CALMINAS é muito semelhante à encontrada na pedreira 1 (dolomítica) da empresa ITACIMPASA, além disso as duas pedreiras são topograficamente equivalentes, sendo portanto possível correlacionar os dois pacotes. Aparentemente a pedreira da CALMINAS está menos dolomitizada e apresenta camadas de calcário bem preservado. Desta maneira pode oferecer melhores condições para realização de estudos isotópicos e possibilitar a definição de uma idade mais segura para a Formação Itaituba. Outro fator de destaque na pedreira da CALMINAS é a presença de camadas de dolomita porosa, com *vugs*, que podem representar reservatórios em potencial de hidrocarbonetos.

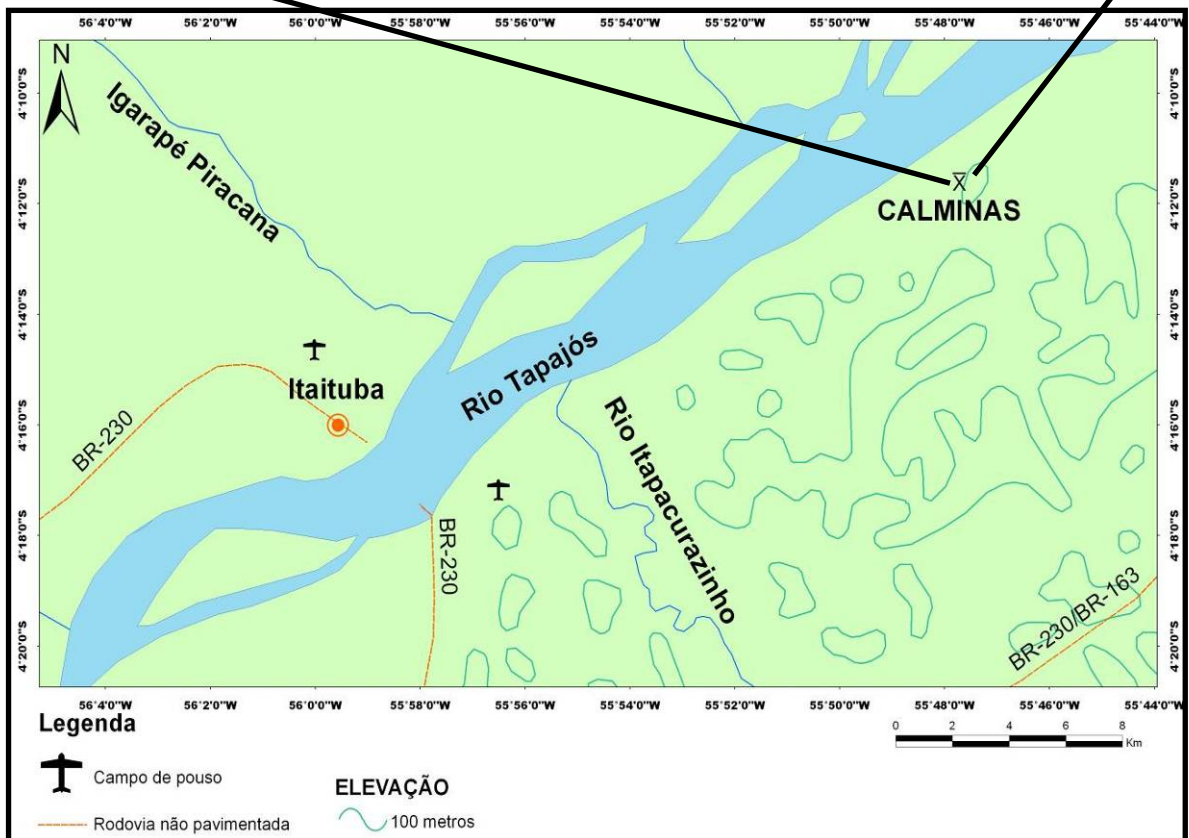


FIGURA 7 - Mapa de localização e vista panorâmica da pedra CALMINAS.

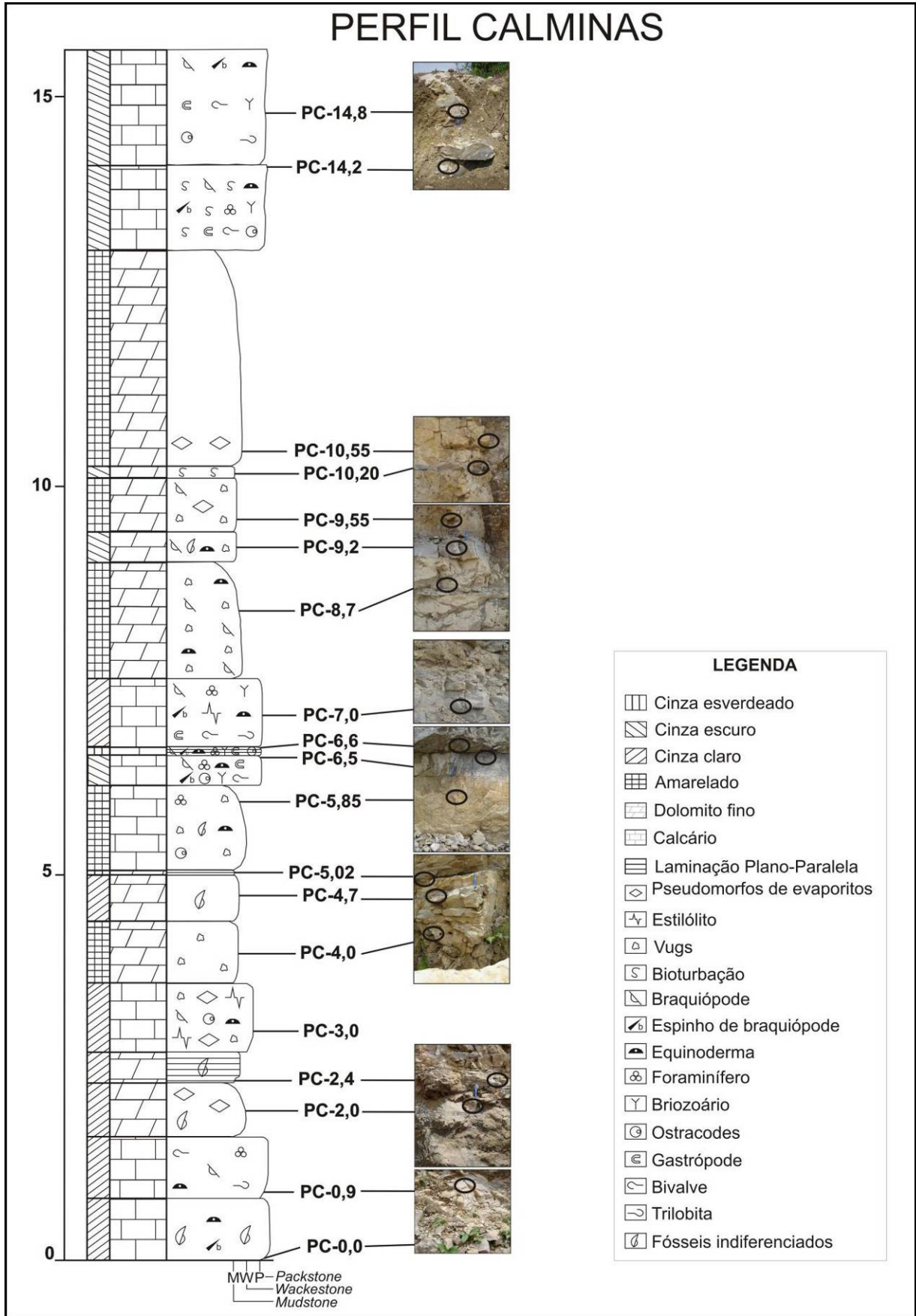


FIGURA 8 - Perfil litoestratigráfico da pedra CALMINAS. As fotografias correspondem aos níveis indicados no perfil com destaque (círculo) aos pontos de coleta das amostras.

6 PETROGRAFIA

A análise microscópica dos carbonatos foi realizada em 19 lâminas delgadas de amostras coletadas ao longo do perfil da pedreira da empresa CALMINAS (FIG. 8). Dentre as amostras de rochas carbonáticas estudadas, foram identificados *mudstones calcíferos* (5%), *wackestones* (5%) e *packstones* (37%) (FIG. 9), bem como dolomitos finos (53%) (FIG. 10).



FIGURA 9 - Fotomicrografias mostrando os tipos de calcários presentes na seção estudada, segundo a classificação de DUNHAM (1962). (A) *mudstone* (PC-5,85), (B) *wackestone* (PC-3,0 / rocha tingida parcialmente por alizarina S) e (C) *packstone* (PC-14,2). Polarizador paralelo (P//).

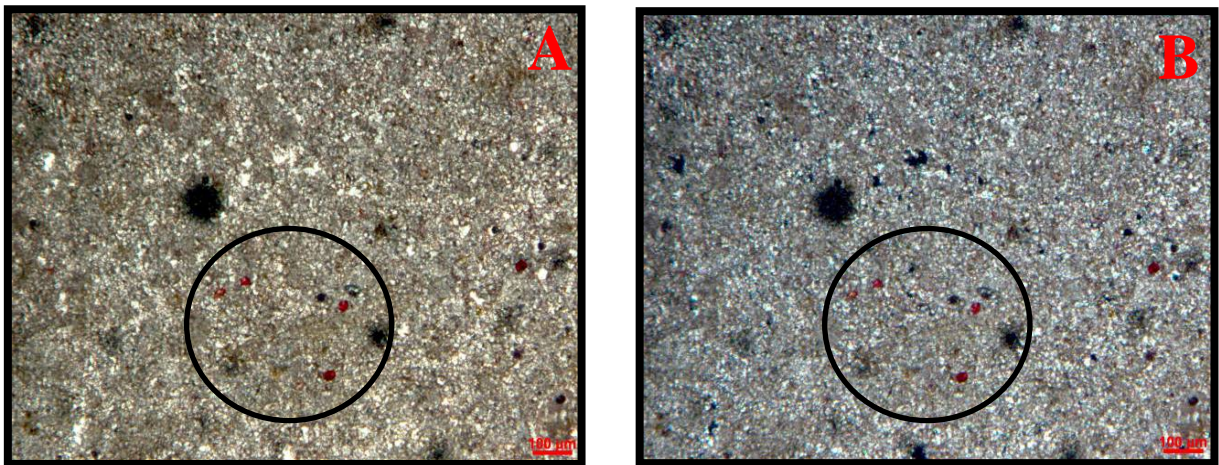


FIGURA 10 - Fotomicrografias mostrando dolomitos finos (PC-2,0). Rocha tingida por alizarina S, evidenciando a presença de raros cristais de composição calcítica (circulo preto). (A) polarizador paralelo (P//) e (B) polarizador cruzado (Px).

Com base nos elementos texturais verificados e segundo a análise de microfácies de Irwin (1965) e Wilson (1975), definiu-se o ambiente deposicional para a sequência estudada como um ambiente marinho raso a lagunar, de águas calmas,

relacionado às zonas “X” e “Z” de Irwin e as microfácies 9 e 10 de Wilson (TABELA 1).

As microfácies padrão 9 e 10 de Wilson (1975), e a zona “X” de Irwin (1965) indicam formação por processos de suspensão e precipitação química em ambiente de baixa a moderada energia, com deposição de lama carbonática e bioclastos bem preservados e não fragmentados. A zona “Z” de Irwin (1965) indica formação a partir de processos de suspensão e precipitação química em ambiente de baixa energia, seguido de dolomitização.

TABELA 1 - Componentes petrográficos e classificações de amostras de carbonatos da Formação Itaituba.

Lâminas Delgadas	Arcabouço (%)													Terrígenos (%)		Quartzo Autigênico (%)	Porosidade (%)		Classificação de Dunham (1962)	Zona de Irwin (1965)	Microfácies de Wilson (1975)		
	Ortoquímicos		Aloquímicos								Cimento		Quartzo	Argilominerais	Intergranular		Vug	Microfácies Padrão			Zona Faciológica		
	Micrito	Calcita Espática	Biogênicos								Intraclasto	Calcita em mosaico "A"				Calcita em franja "B"						Dolomita	
			Braquiópode	Equinoderma	Foraminífero	Ostracode	Briozoário	Trilobita	Gastropode	Bivalve													
PC-0,0	60	5	15	10	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	2	-	1	-	5	Packstone	X	10	7
PC-0,9	60	2	14	7	1	-	-	1	-	1	-	1	-	10	2	-	-	1	Packstone	X			
PC-2,0	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	90	-	-	-	9	Dolomito fino	Z	-	-	
PC-2,4	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	85	2	-	3	5	Dolomito fino	Z	-	-	
PC-3,0	10	5	5	1	-	3	-	-	-	-	-	1	73	1	1	-	-	-	Wackestone	X	9	7	
PC-4,0	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	89	-	-	-	8	Dolomito fino	Z	-	-	
PC-4,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	95	-	-	2	3	Dolomito fino	Z	-	-	
PC-5,02	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	93	-	-	1	5	Dolomito fino	Z	-	-	
PC-5,85	80	1	-	1	1	1	-	-	-	-	-	-	10	-	-	2	-	4	Mudstone	X e Z	9	7	
PC-6,5	70	5	10	5	3	-	2	-	1	1	-	1	-	-	1	-	1	-	Packstone				
PC - 6,6	55	8	20	5	3	1	1	-	1	-	1	-	-	1	-	2	-	2	Packstone	X	10	7	
PC - 7,0	60	3	13	10	7	-	5	1	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	Packstone				
PC - 8,7	-	15	2	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	65	-	-	-	17	Dolomito fino	Z	-	-	
PC - 9,2	-	2	7	5	-	-	-	-	-	-	1	-	-	78	1	-	4	2	Dolomito fino	Z	-	-	
PC - 9,55	-	17	2	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	75	1	-	4	-	Dolomito fino	Z	-	-	
PC - 10,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	97	0,5	-	0,5	2	Dolomito fino	Z	-	-	
PC - 10,55	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	94	-	-	1	4	Dolomito fino	Z	-	-	
PC - 14,2	40	5	11	3	7	1	1,5	-	0,5	1	-	-	-	30	-	-	0	-	Packstone	X	10	7	
PC - 14,8	55	9,5	15	5	-	1	2	1	0,5	1	-	-	-	10	-	-	0	-	Packstone	X			

6.1 CONSTITUINTES ESQUELETAIS DOS CALCÁRIOS

Os grupos fossilíferos mais abundantes nas lâminas delgadas estudadas foram os braquiópodes, equinodermas, foraminíferos e ostracodes, seguidos de briozoários e moluscos. Raramente ocorrem fragmentos de trilobitas. Esses grupos fossilíferos foram observados em maior quantidade em *packstones*, predominando nas lâminas estudadas o grupo dos braquiópodes (50%), seguidos de equinodermas (25%).

Os braquiópodes são os fósseis dominantes e chegam em alguns casos a constituir mais de 50% dos componentes aloquímicos. São encontrados frequentemente fragmentos de conchas, assim como espinhos. As conchas caracterizam-se por sua estrutura fibrosa resistente à recristalização e, algumas vezes, por sua típica estrutura punctada (FIG. 11A). Exibem comprimento variável e espessura aparente inferior a 200 micra. Os espinhos (FIG. 11B) exibem uma estrutura fibrosa concêntrica na camada interna, e pequenos cristais prismáticos com orientação radial na fina camada externa. Seus canais centrais encontram-se preenchidos por cimentos e/ou matriz. Comumente as conchas e os espinhos dos braquiópodes estão parcialmente ou totalmente silicificados ou dolomitizados.

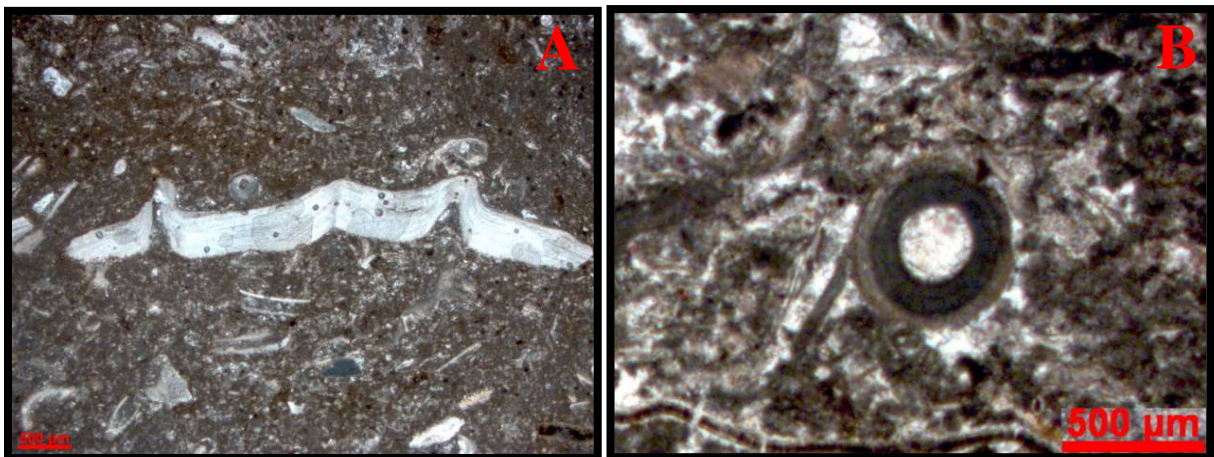


FIGURA 11 - (A) Concha de braquiópode mostrando ornamentação (PC-14,8) e (B) espinho de braquiópode preenchido por cimento espático, em *packstones* (PC-7,0). (A) Px e (B) P//.

Os equinodermas estão distribuídos uniformemente por todo o perfil e ocupam o segundo lugar em abundância entre os componentes aloquímicos. São facilmente reconhecíveis pela sua típica estrutura em “peneira” (FIG. 12). Seus fragmentos são, em geral, retangulares, circulares ou elípticos, sendo que os

maiores exemplares atingem mais de 2mm de diâmetro. Raramente ocorrem espinhos de equinoderma. Assim como os braquiópodes, mostram-se parcialmente silicificados ou dolomitizados.

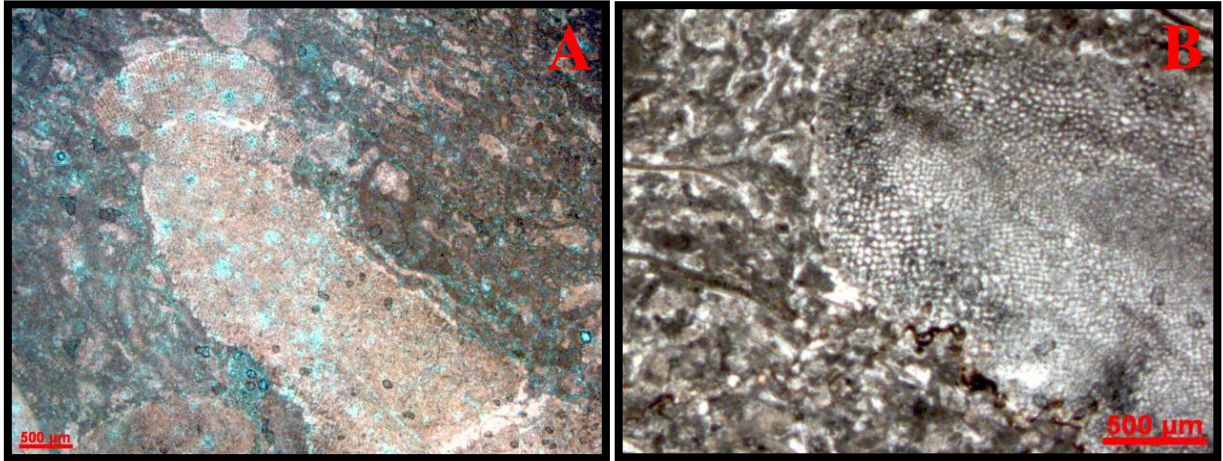


FIGURA 12 - Fragmentos de equinodermas, em *packstones*, apresentando típica estrutura em “peneira”. (A) Rocha tingida por alizarina S. (A)-(PC-0,9) e (B)-(PC-7,0) P//.

Os foraminíferos aparecem em menor quantidade (10% dos bioclastos) quando comparado com os braquiópodes (50%) e equinodermas (25%), apesar de serem tão frequentes como estes. Mostram uma variação de abundância na seção estudada, ou seja, em 30% das amostras os foraminíferos são bem mais abundantes que nas demais. Foram observadas testas planoespirais e câmaras em arranjo uniserial (70%) e, mais raramente, bisserial (30%) (FIG. 13). Em geral as câmaras encontram-se preenchidas por cimento calcítico e suas bordas estão micritizadas. Duas subordens foram seguramente distinguidas, os fusulinídeos e os miliolídeos.

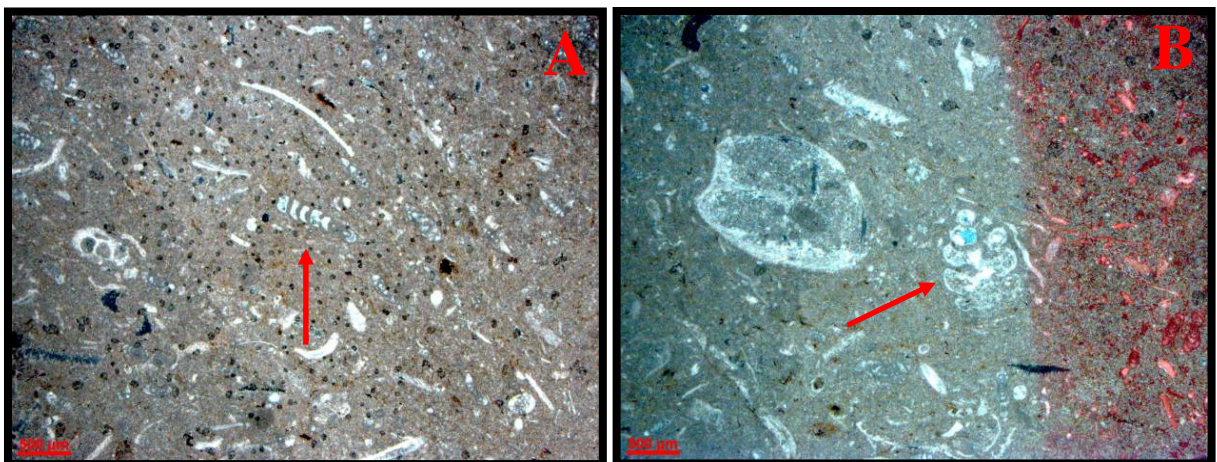


FIGURA 13 - Fotomicrografias mostrando os tipos de foraminíferos (PC-14,2). (A) arranjo uniserial (seta vermelha) e (B) biserial (seta vermelha). Rocha parcialmente tingida por alizarina S. (A) e (B) Px.

Os ostracodes são pouco abundantes (3%), entretanto aparecem regularmente. Ocorrem tanto em forma de conchas articuladas, como desarticuladas (FIG. 14). Suas conchas possuem tamanho inferior a 1mm (seção transversal) e apresentam microestrutura homogêneo-prismática. Os espaços entre as valvas estão, em geral, cimentadas por calcita espática.

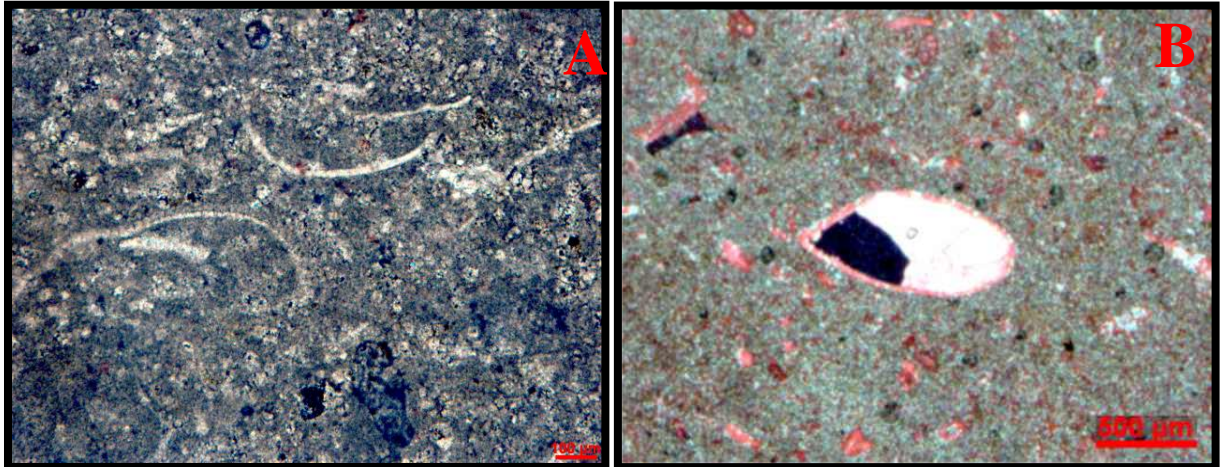


FIGURA 14 - Fotomicrografias destacando os ostracodes desarticulados (A) e articulados (B) com valvas sobrepostas e preenchidas por calcita espática. (A) *wackestone* dolomitizado (PC-3,0) e (B) *packstone* dolomitizado (PC-14,2), tingido por alizarina S. (A) e (B) Px.

Os briozoários são mais raros e ocorrem em cerca de 30% das lâminas delgadas estudadas. Foram observadas algumas colônias com número máximo de 30 zoécios. Os fragmentos têm tamanho geralmente inferior a 1,5mm. Comumente, os zoécios estão preenchidos por calcita espática (FIG. 15). Em alguns casos os briozoários foram silicificados ou dolomitizados.

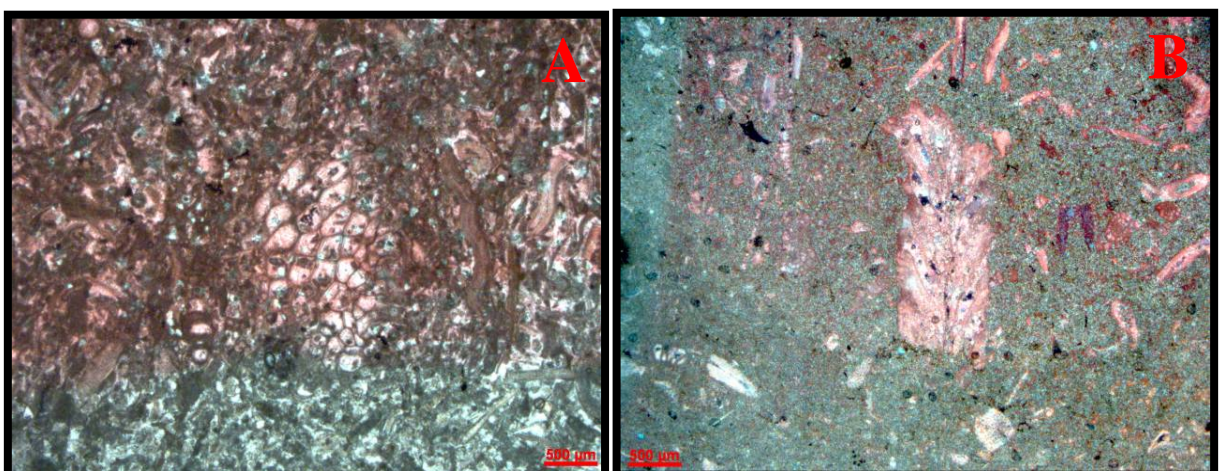


FIGURA 15 - Fotomicrografias mostrando fragmentos de briozoários com os zoécios preenchidos por cimento espático. Rochas tingidas parcialmente por alizarina S. (A)-(PC-7,0) e (B)-(PC-14,2) Px.

Os moluscos observados foram os bivalves e gastrópodes (FIG. 16), dominando os primeiros (2%). Suas conchas em geral não mostram estruturas internas primárias, e sim um mosaico de cristais anedrais de calcita, devido à provável substituição da aragonita pela calcita. Os gastrópodes, quando bem preservados, são facilmente reconhecíveis. Seus espaços internos estão preenchidos por calcita espática e, mais raramente, por micrito. Subordinadamente encontram-se dolomitizados.

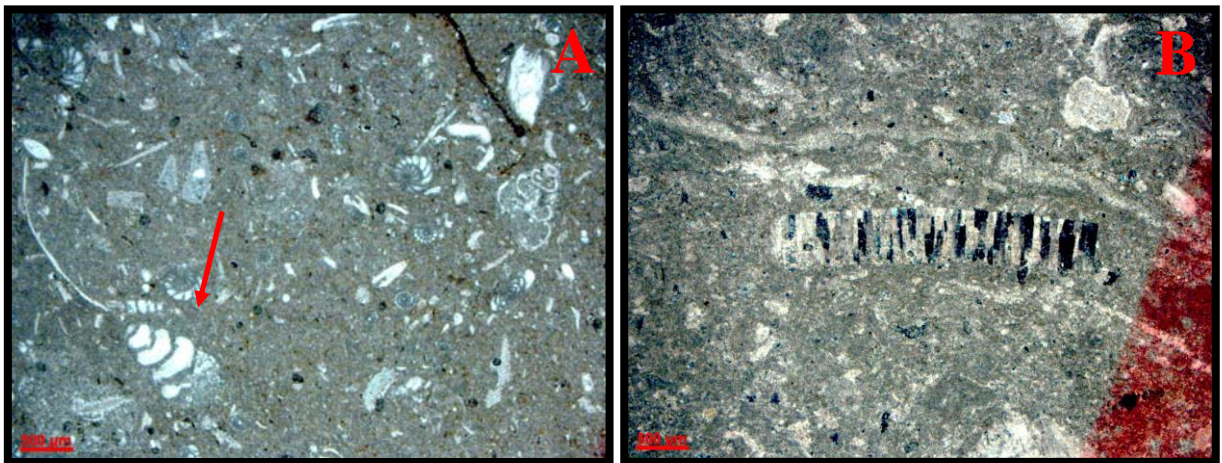


FIGURA 16 - (A) Fotomicrografia mostrando seção transversal de gastrópode (seta vermelha), preenchido por esparito (PC-14,2) e (B) fotomicrografia de fragmento de bivalve (PC-0,9). (A) P// e (B) Px.

Os raros fragmentos de trilobitas observados (FIG. 17) caracterizam-se por sua forma de “cajado” e são atribuídos a segmentos torácicos. Outra forma marcante é a seção transversal do céfalo ou escudo cefálico. As carapaças apresentam estrutura homogênea prismática, com os prismas em posição perpendicular à superfície do fóssil.

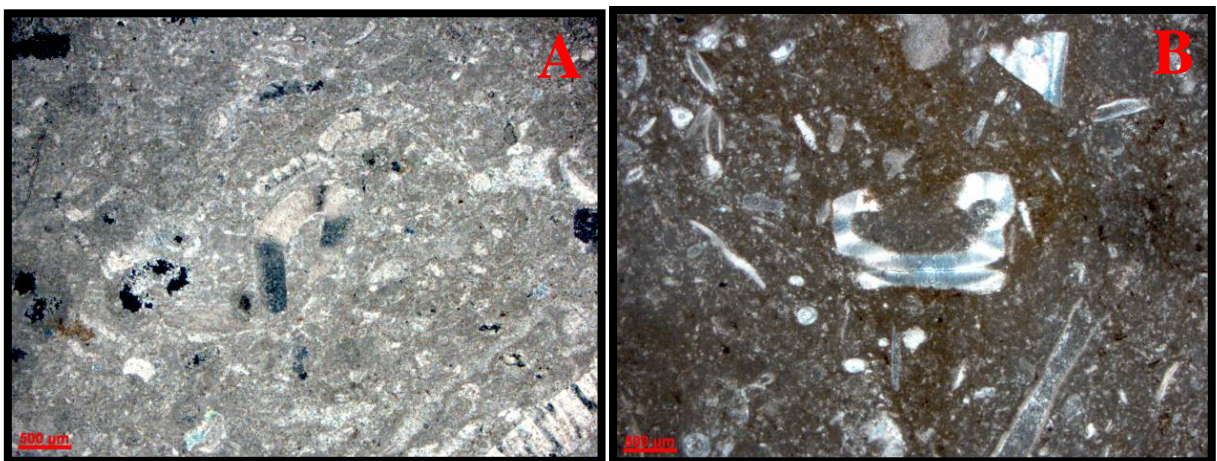


FIGURA 17 - Fragmentos de trilobita em forma de cajado (A) e da seção transversal do céfalo (B). Caracterizam-se também por sua extinção em varredura. (A)- (PC-0,9) e (B)-(PC-14,8) Px.

6.2 CONSTITUINTES TERRÍGENOS

Os grãos detríticos e os intraclastos foram os principais constituintes terrígenos observados nas seções delgadas estudadas. O quartzo e os argilominerais compõem os grãos detríticos. O quartzo caracteriza-se por grãos subangulosos a subarredondados, de granulação fina a muito fina, com diâmetro máximo de 300 micra. Ocorre disperso na matriz micritica, principalmente nos *packstones* e dolomitos, os quais apresentam uma quantidade de detritos mais elevada.

Os argilominerais são comuns nas amostras estudadas e sua presença é melhor observada em estruturas como filmes de dissolução e estilólitos.

Os intraclastos são pouco freqüentes e quando ocorrem constituem principalmente os dolomitos e *packstones*. Caracterizam-se por sua forma irregular, coloração cinza-amarronzada e borda micritizada. O tamanho dos intraclastos é inferior a 2 mm.

6.3 MATRIZ

A calcita microcristalina com tamanho inferior a 4 micra e denominada segundo Folk (1959, 1962) de micrito, é o principal constituinte da matriz dos carbonatos estudados. Ocorre sob a forma de arcação dos *packstones* e *wackestones* bem como espaços intergranulares dos *packstones*. Geneticamente o micrito é considerado como uma lama carbonática consolidada. O micrito está presente em todas as lâminas e aparece no microscópio com coloração marrom escura.

6.4 CIMENTO

O cimento (também denominado de ortoesparito ou esparito verdadeiro) é um precipitado que preenche os espaços inter e intragranulares, contribuindo essencialmente para a consolidação da rocha, bem como para a redução do espaço poroso em rochas carbonáticas (Figueiras e Truckenbrodt, 1987).

Nas lâminas estudadas observou-se a presença de cimentos do tipo A e B, semelhantes aos descritos por Figueiras e Truckenbrodt (1987). O cimento A é

caracterizado por cristais de calcita de forma granular ou serrilhada, sendo que os últimos apresentam-se com eixos maiores em disposição perpendicular à superfície dos grãos (cimento de franja). O cimento B apresenta cristais poligonais com contatos nítidos, formando mosaico. Em alguns casos o cimento ocorre como preenchimento de espinhos de braquiópodes, valvas de ostracodes, zoécios de briozoários, câmaras de foraminíferos e gastrópodes, além de poros (*vugs*).

6.5 DOLOMITA E DOLOMITIZAÇÃO

Os dolomitos da Formação Itaituba apresentam uma distribuição espacial, tanto vertical como horizontal, bastante irregular. Muitas vezes torna-se difícil acompanhar sua continuidade lateral, devido ao acunhamento dessas camadas. No sentido vertical é comum a passagem de níveis francamente dolomíticos para calcários quase puros.

Nas amostras estudadas observa-se a presença da dolomita fina, que é constituída por cristais inferiores a 15 micra. Essa dolomita exhibe uma textura xenotópica a hipidiotópica (FIG. 18B) e substitui bioclastos preservando sua estrutura original.

Os dolomitos finos, constituem 53% das amostras descritas, entretanto o processo de dolomitização atingiu quase todas as 19 camadas estudadas, com diferentes intensidades, variando desde fracamente até moderadamente dolomitizadas (FIG. 18A). A porção mediana da pedreira CALMINAS, que abrange as amostras PC-5,85; PC-6,5; PC-6,6 e PC-7,0, não apresenta indícios de dolomitização.

Segundo Folk (1974), os dolomitos finos se formam em ambientes hipersalinos com uma razão Mg/Ca superior a 5, onde a cristalização rápida e competitiva impede o desenvolvimento de grandes cristais de dolomita.

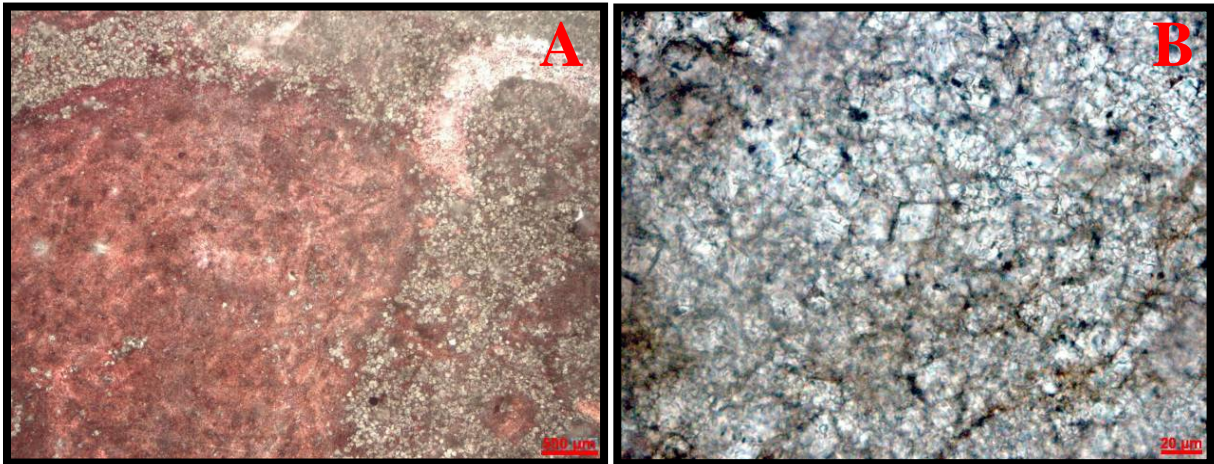


FIGURA 18 - Processo de dolomitização parcial em *wackestone* (A) e dolomito fino com cristais subedrais e euedrais (B). Rocha tingida por alizarina S. (A)-(PC-3,0) e (B)-(PC-9,2) P//.

6.6 DEDOLOMITIZAÇÃO

Nos carbonatos da Formação Itaituba, a dedolomitização ou calcitização caracteriza-se pela presença de romboedros de dolomita parcialmente ou totalmente substituídos por calcita.

A calcita secundária (dedolomita) ocorre na parte superior do perfil, mais especificamente na amostra PC-10,55. A análise da seção delgada desta amostra evidenciou que a dedolomitização afetou mais frequentemente os romboedros disseminados nos calcários do que os próprios dolomitos (FIG. 19).

A dedolomitização inclui a dissolução seletiva dos romboedros de dolomita em calcários, bem como a substituição da dolomita pela calcita. Certamente a dedolomitização na formação estudada ocorreu devido ao intemperismo recente a sub-recente, isto é, pela ação de águas meteóricas mais ou menos próximas à superfície. Admiti-se que as águas meteóricas atuaram não só na superfície como também em subsuperfície, carregadas, talvez, de íons de sulfato, facilitando a dedolomitização (Fuchtbauer, 1974 *apud* Figueiras e Truckenbrodt, 1987).

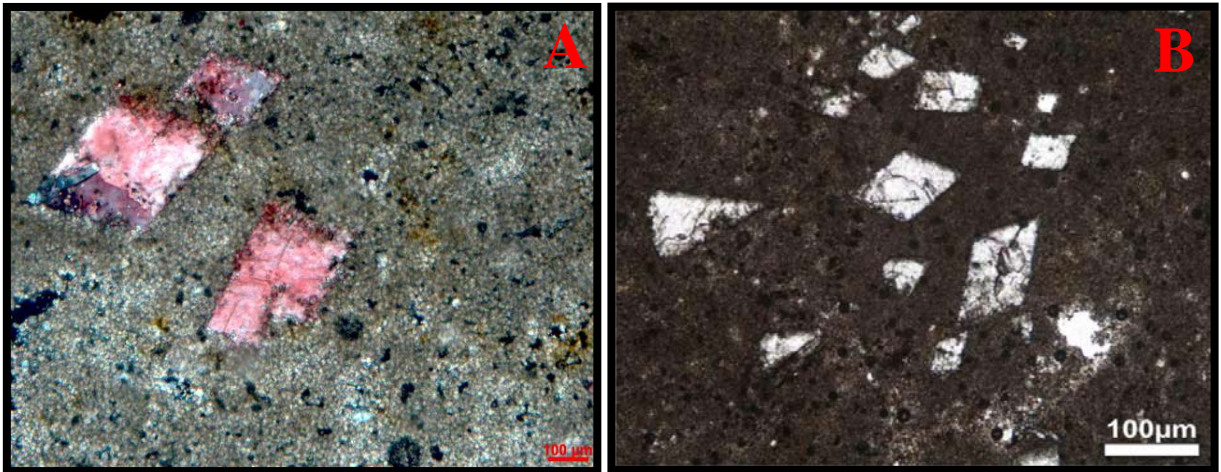


FIGURA 19 - (A) e (B) Romboedros de calcita em dolomito fino, evidenciando o processo de dedolomitização (PC-10,55). (A) rocha tingida por alizarina S. (A) Px e (B) P//.

6.7 MINERAIS DE SÍLICA E SILICIFICAÇÃO

A sílica da Formação Itaituba ocorre em forma de quartzo terrígeno e autigênico. Os minerais autigênicos foram classificados em megaquartzo e microquartzo, sendo 20 micra o limite granulométrico entre esses dois tipos, segundo Folk e Pittman (1971). O microquartzo aparece tanto como quartzo microcristalino quanto calcedônia. O megaquartzo (FIG. 20) alcança até 300 micra de comprimento e é caracterizado por cristais poligonais formando massas irregulares ou por cristais euédricos de forma piramidal. Ocorre tanto nos dolomitos quanto nos calcários, geralmente associados ao microquartzo.

O quartzo microcristalino caracteriza-se por sua típica extinção “pinpoint”, formando um mosaico de diminutos cristais inferiores a 4 micra ou por pequenos prismas subédricos inferiores a 20 micra. Ocorre preenchendo o núcleo de alguns espinhos de braquiópodes ou substituindo o micrito em calcários dolomíticos.

O quartzo calcedônico, de forma fibrosa ou fibrosa-esferulítica, ocorre geralmente substituindo fósseis, principalmente braquiópodes e equinodermas, preservando suas estruturas. Quando a silicificação é mais forte, os biogênicos são indistintamente substituídos.

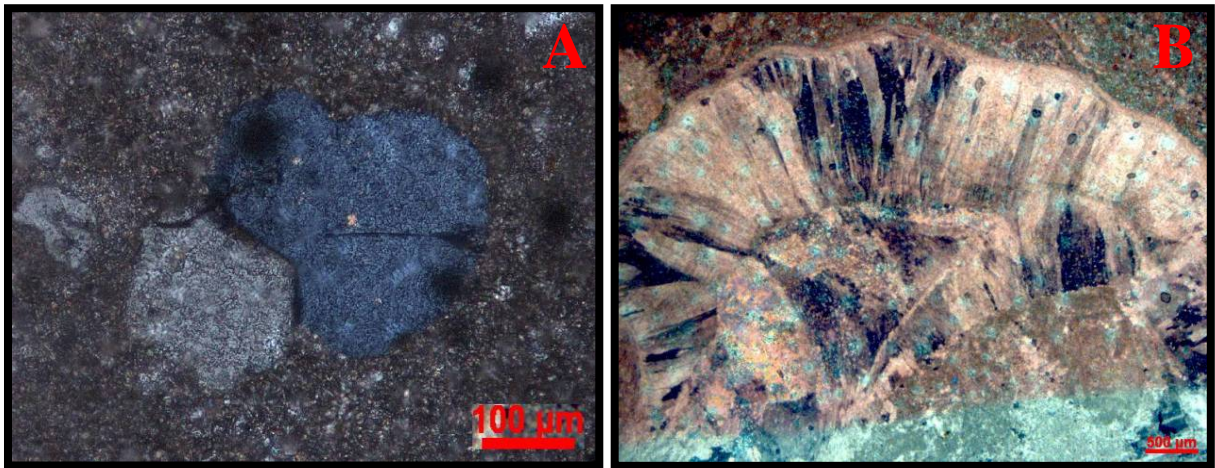


FIGURA 20 - Megaquartzo autigênico (A) e fragmento de braquiópode parcialmente silicificado (B). (A)-(PC-2,4) e (B)-(PC-0,9) Px.

6.8 FENÔMENOS DE COMPACTAÇÃO

Os estilólitos nos carbonatos estudados mostram sua típica forma suturada. Estão em geral dispostos paralelamente ao acamamento e tem seus planos de sutura cobertos de argila e/ou óxido de ferro, além de quartzo. Pode-se dizer que os estilólitos (FIG. 21) na formação estudada se formaram pelo processo de *pressure solution* em estado sólido.

A sobrecarga necessária para a geração de estilólitos corresponde, segundo Dunnington (1967 *apud* Figueiras & Truckenbrodt, 1987), a uma cobertura de 600-900m de espessura, significando que o processo de estilolitização na Formação Itaituba desenvolveu-se, no mínimo, durante o Permiano.

Compactação pode ser definida como a redução dos espaços porosos dentro de um corpo sedimentar, em resposta às pressões fornecidas pelo peso dos sedimentos sobrejacentes ou pelas deformações tectônicas (Friedman e Sanders, 1978 *apud* Figueiras e Truckenbrodt, 1987). De acordo com esses autores, os carbonatos são menos sujeitos aos efeitos de compactação mecânica que as argilas, respondendo às pressões de soterramento, principalmente, por efeito de dissolução e precipitação (compactação química).

A compactação química é nitidamente marcada pela presença de estilólitos, definidos como planos de descontinuidade ao longo dos quais unidades de rocha se interpenetram em consequência de uma variação lateral de solubilidade (Park e Schot, 1968; Bathurst, 1971 *apud* Figueiras e Truckenbrodt, 1987).

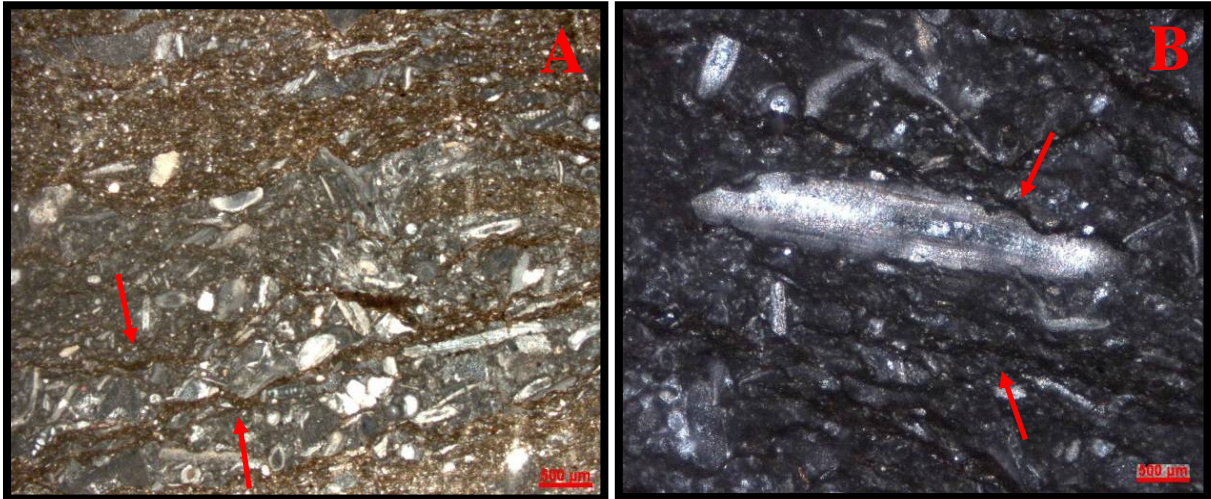


FIGURA 21 - Fotomicrografias mostrando os filmes de dissolução (setas) gerados por compactação (PC-6,6). (A) e (B) P//.

6.9 CONSIDERAÇÕES DIAGENÉTICAS

A seção estudada foi afetada por vários processos diagenéticos, dentre eles, micritização, dolomitização, silicificação e compactação.

Durante o estágio sinsedimentar ocorreu a formação dos envelopes micríticos quando, provavelmente, algas perfuradoras atacaram as carapaças dos biogênicos.

Ao longo do estágio de soterramento raso se formou a dolomita fina, sob condições de poro-permeabilidade bastante acentuadas, permitindo a infiltração de soluções evaporíticas ricas em íons de Mg. A dolomita fina é, em geral, considerada de origem singenética ou diagenética precoce (Folk, 1974; Füchtbauer, 1974; Longman, 1982 *apud* Figueiras e Truckenbrodt, 1987). Forma-se abaixo da interface sedimento/água, mais ou menos contemporaneamente com a deposição. A precipitação direta de cristais a partir da água do mar, além de ser ainda algo duvidoso, é pouco significativo em ambientes recentes.

Provavelmente, durante e após a dolomitização, a calcita foi substituída seletivamente pela sílica (Figueiras e Truckenbrodt, 1987).

Um dos últimos eventos diagenéticos ocorridos foi a estilolitização. Essa estrutura mostra-se cortando indiscriminadamente as partículas carbonáticas. A dedolomitização já é considerada como um processo intempérico, pois sua ocorrência é recente a subrecente, próximo à superfície.

7 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

As análises por difração de raios-X foram aplicadas nas dezenove amostras coletadas ao longo do perfil da pedreira da empresa CALMINAS (FIG. 8), das quais se obtiveram as abundâncias das principais fases minerais presentes. Os minerais predominantemente encontrados nas amostras foram: calcita, dolomita e quartzo (TABELA 2).

TABELA 2 - Composição mineral por difração de raios-X de amostras da pedreira CALMINAS.

AMOSTRA	Calcita (%)	Dolomita (%)	Quartzo (%)
PC-0,0	98,91	0,68	0,41
PC-0,9	89,55	9,99	0,46
PC-2,0	0,36	98,03	1,61
PC-2,4	1,74	93,66	4,60
PC-3,0	56,63	42,68	0,69
PC-4,0	0,95	97,32	1,73
PC-4,7	1,00	91,21	7,79
PC-5,02	0,48	75,03	24,49
PC-5,85	95,94	0,00	4,06
PC-6,5	96,72	0,00	3,28
PC-6,6	75,73	0,00	24,27
PC-7,0	97,98	0,00	2,02
PC-8,7	6,28	87,52	6,20
PC-9,2	53,85	43,73	2,42
PC-9,55	38,86	58,30	2,84
PC-10,2	0,68	95,45	3,87
PC-10,55	1,07	93,83	5,10
PC-14,2	52,27	45,95	1,78
PC-14,8	87,07	6,85	6,08

A FIGURA 22 mostra a contribuição de calcita, dolomita e quartzo para a composição de cada amostra, as quais estão ordenadas estratigraficamente.

Analisando a figura, observa-se que a seção estudada pode ser dividida em, pelo menos, cinco porções distintas, individualizadas de acordo com a intensidade da dolomitização.

A primeira porção refere-se às amostras PC-0,0 e PC-0,9, da base da pedreira, nas quais os processos de dolomitização foram muito fracos, persistindo uma alta concentração de calcita, com valores de até 98,91% da composição total da rocha.

A porção subsequente, que abrange desde a amostra PC-2,0 até a amostra PC-5,02, salvo uma exceção (PC-3,0), encontra-se intensamente dolomitizada, apresentando até 98,03% de dolomita na composição da amostra PC-2,0.

A porção mediana, que compreende as amostras PC-5,85, PC-6,5, PC-6,6 e PC-7,0, é predominantemente calcítica e, portanto, a mais preservada dos processos de perturbação isotópica. A única exceção está na amostra PC-6,6 que alcança 24,27% de quartzo, indicando um processo de silicificação moderado.

A quarta porção, que engloba desde a amostra PC-8,7 até a amostra PC-14,2, apresenta-se também intensamente dolomitizada, com teores de dolomita variando desde 43.73% até 95.45%.

A última porção, do topo da pedreira, refere-se a amostra PC-14,8, que apresenta composição predominantemente calcítica (~ 90%).

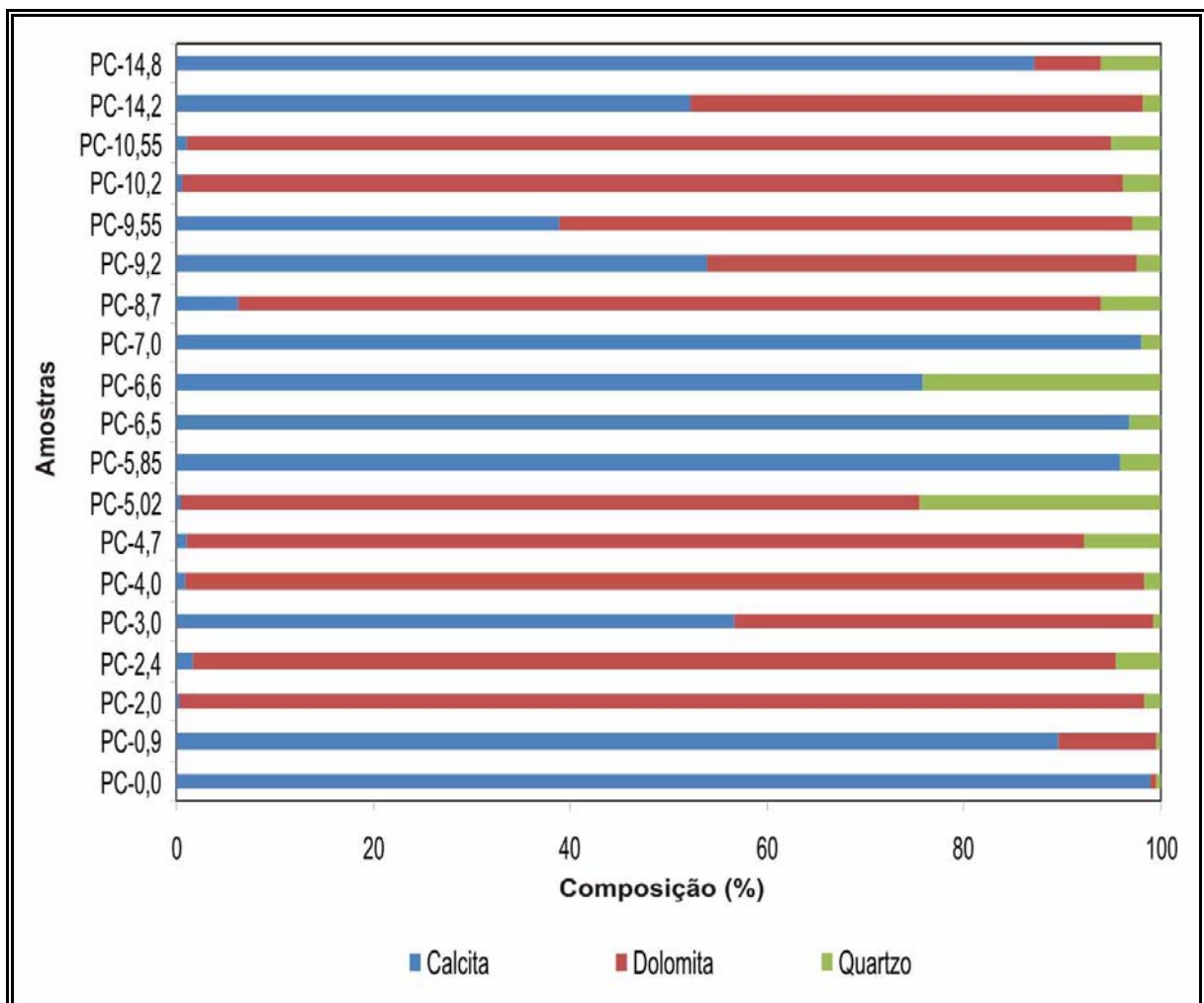


FIGURA 22 - Composição mineral por difração de raios-X de amostras da pedreira CALMINAS, ordenadas estratigraficamente.

Em geral, as amostras da pedreira CALMINAS encontram-se intensamente dolomitizadas. Os maiores percentuais de calcita encontram-se na sua porção mediana, onde as amostras são constituídas essencialmente de calcita e secundariamente de quartzo, sem nenhuma contribuição de dolomita. Com relação à distribuição do quartzo, os maiores percentuais são observados nas amostras PC-5,02 e PC-6,6, resultando provavelmente de processos de silicificação, vistos com mais detalhe na petrografia. Devido ao processo de dolomitização alterar a composição original da rocha, aquelas amostras caracterizadas como dolomíticas e com alto teor de quartzo não são indicadas para estudos isotópicos. Portanto, as melhores amostras para aplicação desses estudos são aquelas distribuídas na porção mediana, caracterizada como predominantemente calcítica, além das amostras PC-0,0, PC-0,9 e PC-14,8.

8 CATODOLUMINESCÊNCIA

Catodoluminescência (CL) pode ser uma ferramenta valiosa em estudos petrográficos. Ela fornece informações sobre a distribuição espacial de elementos traços, particularmente Fe^{2+} e Mn^{2+} , em calcita, dolomita e outros minerais e cimentos.

As respostas a CL são normalmente descritas como fortemente luminescentes, luminescentes, ou não luminescentes, embora equipamentos modernos permitam uma medida mais detalhada da intensidade e da informação espectral na CL.

8.1 PROPRIEDADES DOS MINERAIS CARBONÁTICOS

Os minerais carbonáticos freqüentemente apresentam luminescência. É geralmente aceito que o mais importante ativador da CL é o Mn^{2+} ; Fe^{2+} , Co^{2+} e Ni^{2+} podem agir como inibidores (Marshall, 1988).

A **calcita (CaCO_3)** normalmente mostra uma luminescência brilhante se contiver Mn^{2+} no valor de algumas centenas a poucos milhares de ppm. O íon Fe^{2+} pode servir como um agente inibidor ou dissipador. Para ser eficaz, Fe^{2+} (assim como o Mn^{2+}) deve estar presente como uma impureza de substituição ou eventualmente intersticial, não simplesmente como um revestimento superficial. Em geral, a incorporação do Mn^{2+} na estrutura da calcita estimula a luminescência e a incorporação de Fe^{2+} reduz ou extingue a luminescência.

A cor da CL em calcita é geralmente descrita por uma combinação das cores amarelo, laranja e vermelho. Ocasionalmente, grandes cristais romboedrais de Iceland spar (calcita) são encontrados exibindo uma luminescência azul claro. Uma luminescência azul similar é às vezes vista em amostras de calcário. Sippel e Glover (1965 *apud* Marshall, 1988) sugerem que a luminescência azul é devida a um centro de defeito. Esses mesmos autores também relatam sobre alguns cristais de calcita mostrando uma luminescência verde que eles atribuem a um ativador não identificado (Marshall, 1988).

A **dolomita (MgCO_3)** tem luminescência geralmente atribuída à ação de Mn^{2+} como um ativador e Fe^{2+} como um inibidor ou dissipador. A CL da dolomita tende geralmente mais para a extremidade vermelha do espectro do que a calcita e, por

consequente, pode-se muitas vezes distinguir rapidamente entre estes dois minerais na mesma seção delgada pelo contraste de cores da CL, sem recorrer à coloração.

Dados adicionais sobre a intensidade da CL em dolomita natural em função do seu conteúdo de Mn e Fe têm sido acumulados nos anos recentes. Similarmente à calcita, ainda há necessidade de mais dados analíticos precisos para definir a relação entre a intensidade da CL e o conteúdo de ferro e manganês em dolomita. Parece que em amostras naturais, com baixo conteúdo de ferro, uma pequena quantidade como 100 ppm molar de MnCO_3 pode ser suficiente para produzir uma forte ou brilhante CL. Amostras contendo de 0,1-1% de ferro, e quantidades similares de manganês, também mostrarão uma forte ou brilhante CL. As amostras que contenham acima de cerca de 3 % molar de FeCO_3 são geralmente apagadas ou extintas (Marshall, 1988).

Interpretações qualitativas da CL atribuem respostas não luminescentes a ambientes oxidantes nos quais as formas reduzidas de ambos Mn e Fe não estão disponíveis para incorporação nos retículos cristalinos de precipitados de calcita ou dolomita. Formas oxidadas destes elementos não são incorporadas em cristais de calcita ou dolomita e, portanto, não há nada nos cristais para excitar a luminescência. Forte luminescência está associada a cristais com razão Mn/Fe relativamente elevada, geralmente obtida sob condições redutoras durante os estágios iniciais a intermediários da diagênese. Fraca luminescência ocorre quando baixas razões Mn/Fe estão presentes em cristais carbonáticos, tipicamente em cimentos ou substituições formados durante as fases intermediárias a final da diagênese (Scholle e Ulmer-Scholle, 2003).

8.2 RESULTADOS DA CATODOLUMINESCÊNCIA

Na etapa de interpretação das imagens em CL foi possível observar diferentes padrões de luminescência emitidos a partir das amostras caracterizadas como calcíticas e dolomíticas (FIG. 23). As análises prévias de difração de raios-X forneceram resultados semiquantitativos dos teores de calcita e dolomita presentes nas amostras (TABELA 3).

As amostras apresentam padrão de luminescência caracterizado por cor amarela a laranja (FIG. 23 A, B, C, D, E e F) e por cor vermelha, com variações de claro a escuro (FIG. 23 G, H, I, J, K e L) . De fato, segundo Adams e Mackenzie

(1998), caracteristicamente, enquanto calcita apresenta luminescência entre amarelo e laranja, dolomita tende ser vermelha, embora existam variações. Esse último padrão é identificado principalmente, com algumas exceções, nas porções inferiores e superiores da pedreira CALMINAS (dolomitos). As amostras que apresentaram um padrão de luminescência variando entre as cores amarela e laranja, caracterizadas como calcita, estão distribuídas principalmente na porção mediana da seção estudada, embora ocorram de forma subordinada nas outras porções (FIG. 24).

TABELA 3 - Proporção de calcita e dolomita e sua respectiva imagem em CL.

AMOSTRA	Calcita (%)	Dolomita (%)	Figura
PC-0,0	99,32	0,68	23 A
PC-0,9	89,96	10,04	23 B
PC-6,5	100	0	23 C
PC-7,0	100	0	23 D
PC-14,2	53,22	46,78	23 E
PC-14,8	92,72	7,28	23 F
PC-2,0	0,37	99,63	23 G
PC-2,4	1,82	98,18	23 H
PC-4,7	1,08	98,92	23 I
PC-8,7	6,70	93,30	23 J
PC-9,55	40,0	60,0	23 K
PC-10,2	0,71	99,29	23 L

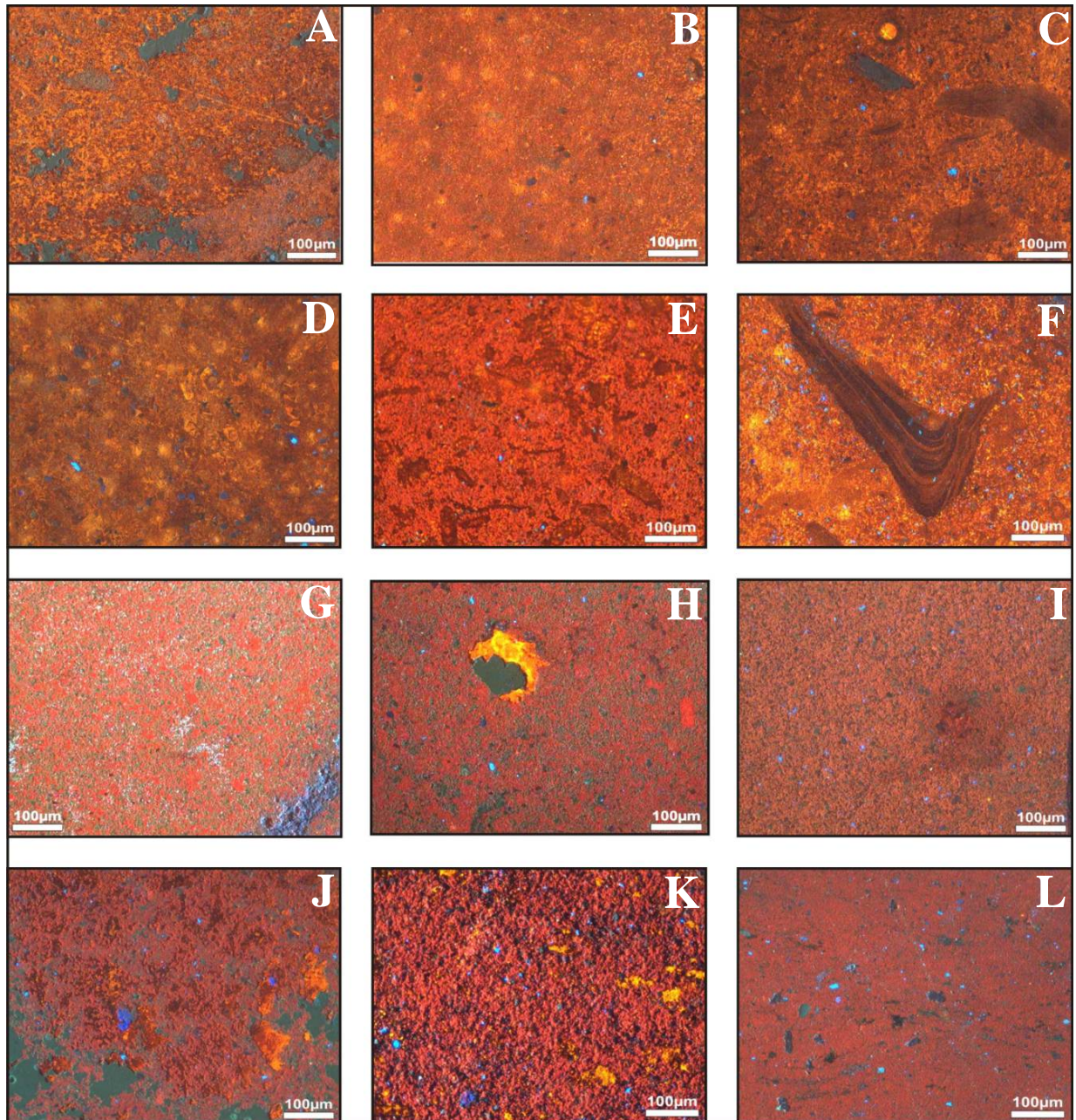


FIGURA 23 - Imagens em CL destacando os diversos padrões de luminescência a partir de amostras predominantemente calcíticas (A, B, C, D, E e F) e dolomíticas (G, H, I, J, K e L).

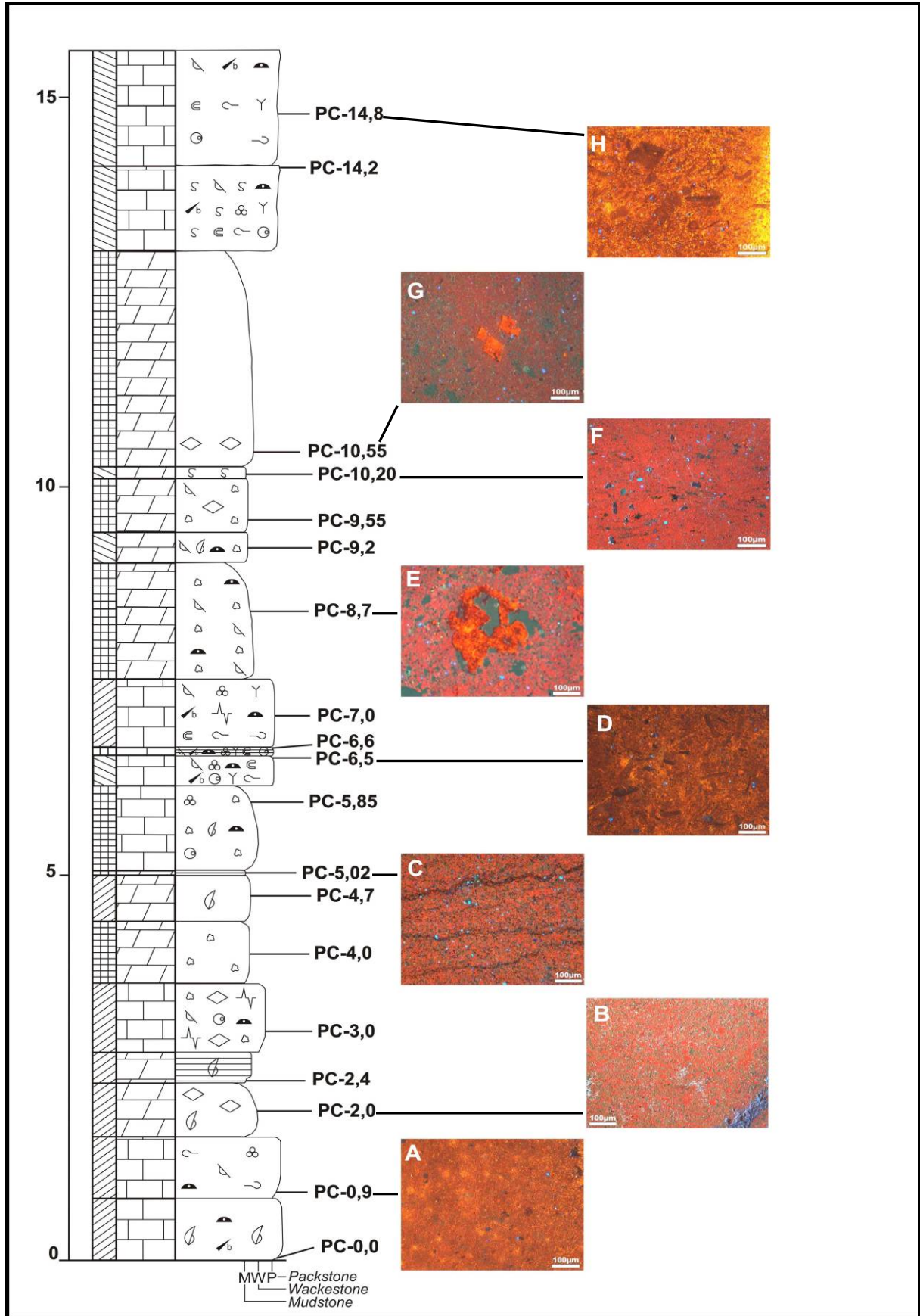


FIGURA 24 - Perfil de variação da CL, apresentando os diversos padrões de luminescência de calcita (amarelo, fotos A, D e H) e dolomita (vermelho, fotos B, C, E, F e G).

Foram observadas também zonas e pontos com luminescência caracterizada por cor azul, a qual não é comumente reportada para calcita e dolomita e que pode estar relacionada a concentrações de Al^{+3} , cuja provável fonte seria uma pasta a base de coríndon usada na confecção das lâminas delgadas. Outro padrão de luminescência reconhecido foi o de cor cinza esverdeado, que refletem os vazios da rocha (poros).

Algumas feições indicativas de processos pós-deposicionais, como dolomitização, compactação e dedolomitização, descritos anteriormente na petrografia, também foram ressaltadas pelas imagens em CL (FIG. 25).

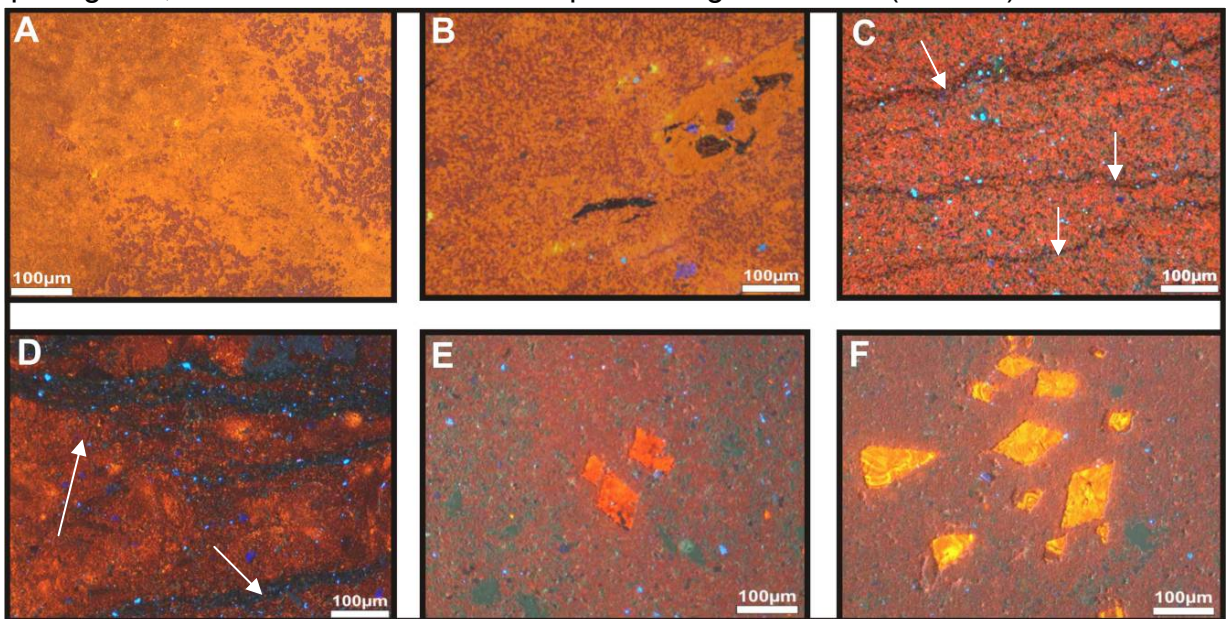


FIGURA 25 - Imagens em CL destacando: A e B – Agregados de dolomita fina (vermelho escuro) em meio à matriz calcítica (amarelo a laranja); C e D – Filmes de dissolução (indicados pelas setas); E e F – Romboedros de dedolomita.

Na FIGURA 25A e B é possível visualizar o avanço da dolomitização (zonas de cor vermelho escuro) sobre a matriz essencialmente calcítica (área de cor variando entre amarelo a laranja) de um *wackestone*. Esse processo é comum nos calcários estudados e ocorre em quase todas as amostras, com raras exceções. Nas FIGURAS 25C e D fica nítida a disposição dos filmes de dissolução, formados pelo processo de compactação da rocha. Finalmente, as FIGURAS 25E e F, mostram vários romboedros de dedolomita, em meio a dolomitos finos. A forte luminescência emitida pela calcita (amarelo a laranja), destaca-se na matriz dolomítica (vermelho escuro), corroborando com a hipótese de que os romboedros originalmente de composição dolomítica, foram substituídos por calcita (calcitizados) e geraram as dedolomitas.

9 ANÁLISE ISOTÓPICA DE C e O

9.1 FUNDAMENTOS QUÍMICOS E ISOTÓPICOS

9.1.1 Carbono

O carbono ($Z=6$) é um elemento não metálico, pertencente o grupo IV-A da tabela periódica. Possui dois isótopos estáveis e um isótopo radiogênico (^{14}C , meia vida = 5.730 anos). É um dos elementos mais abundantes do Universo, estando presente na biosfera, hidrosfera, atmosfera, crosta e manto da Terra (Nier, 1950 *apud* Hoefs, 1997) ^{12}C (98,89%) e ^{13}C (1,11%). Ocorre na forma reduzida formando os compostos orgânicos, ou no estado oxidado, como dióxido de carbono, íons carbonatos em soluções aquosas e em minerais carbonáticos. Na forma nativa, está presente na natureza como grafite ou diamante.

A composição isotópica do carbono, a exemplo dos outros isótopos estáveis leves, é representada pela notação delta seguida do isótopo menos abundante (mais pesado): $\delta^{13}\text{C}$ e exprime a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ da amostra em relação a um padrão, segundo a equação (1). Como o gás de referência utilizado na definição da equação (1) foi obtido a partir da reação de ácido ortofosfórico a 100% com belemnites de idade cretácea da Formação Pee Dee (Carolina do Sul, EUA), a diferença entre a composição isotópica da amostra, em relação ao padrão, é expressa em ‰ **PDB** (Pee Dee Belemnites).

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{amostra}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{padrão}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{padrão}}} \right] \times 10^3 \text{‰} \quad (1)$$

Estudos quimioestratigráficos de ^{13}C baseiam-se no fato de que o carbonato deposita-se em equilíbrio isotópico com a água do mar e que as mudanças (climáticas, tectônicas e na evolução da vida) sofridas na Terra ao longo de sua história, provocariam alterações no ciclo de C e, conseqüentemente, na composição da água do mar. Kump (1991) e Kump e Arthur (1999), através de um modelo de balanço de massa, mostraram que a quantidade de carbono inorgânico no oceano-atmosfera muda numa escala de tempo multimilenar (atualmente considerado como 10^5 anos). Isto ocorre em conseqüência ao desequilíbrio nas taxas de carbono adicionado ao oceano-atmosfera (M_o), que é resultado do somatório do carbono proveniente do intemperismo (F_i), metamorfismo e vulcanismo (F_{vulc}), menos o

carbono retirado do sistema pela deposição de carbonatos (F_{carb}) e matéria orgânica (F_{org}) (EQUAÇÃO 2).

$$\partial M_o / \partial t = F_i + F_{\text{vulc}} - (F_{\text{org}} + F_{\text{carb}}) \quad (2)$$

Com base nestes princípios, o estudo isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos marinhos de várias idades permitiu reconstruir as variações no ciclo de carbono, através de *trends* de variação secular de $\delta^{13}\text{C}$ da água do mar (FIG. 26) (Benner, 1989; Norborne et al., 1994; Kaufman & Knoll, 1995; Knoll et al., 1996; Hoffman et al., 1998; Jacobsen e Kaufman, 1999; Veizer et al., 1999; entre outros).

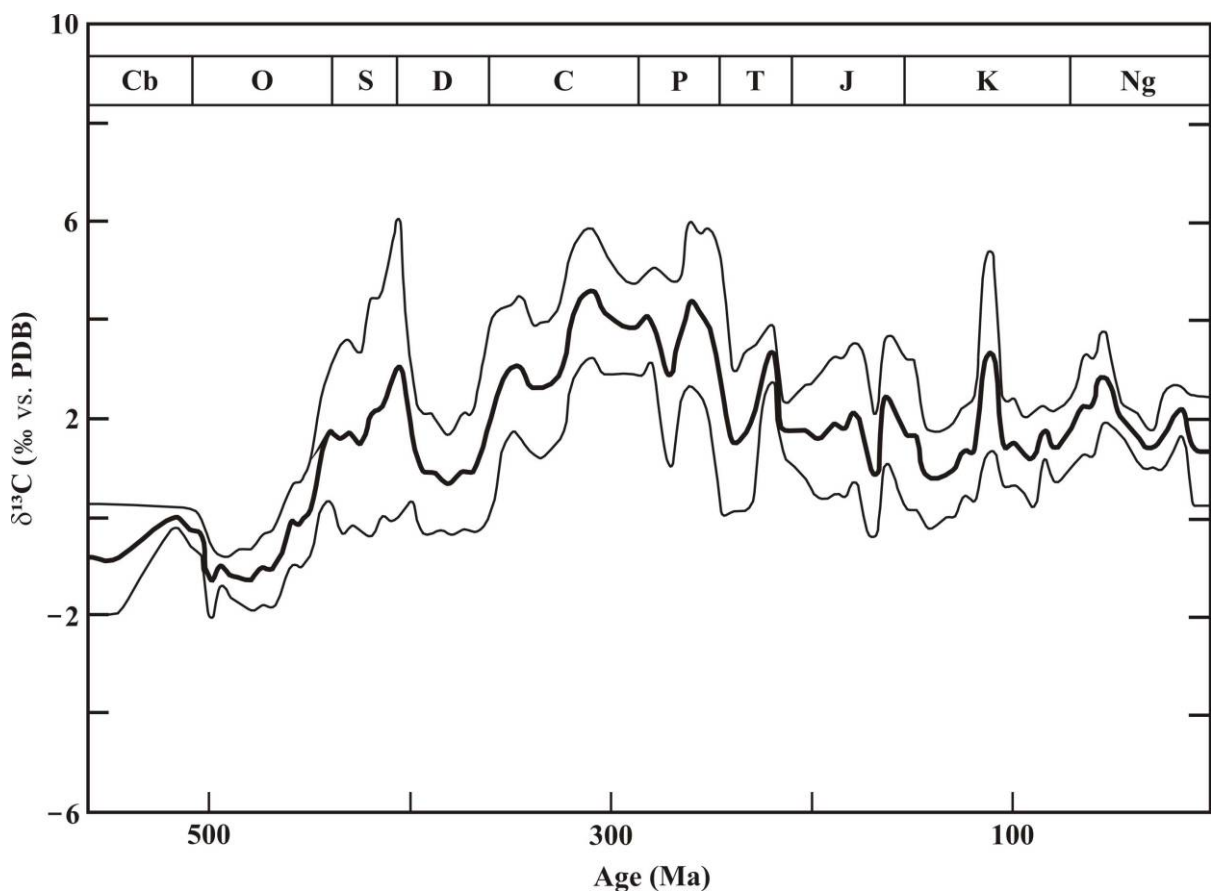


FIGURA 26 – Curva da variação secular do $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos marinhos. As linhas mais finas, acima e abaixo da curva central, expressam os limites de incerteza (1σ) para uma distribuição Gaussiana.

Fonte: Veizer et al. (1999).

Observando-se o ciclo do carbono (FIG. 27), nota-se que as modificações no fluxo de C inorgânico ocorrem em consequência a grandes eventos tectônicos, que resultariam em modificações na taxa de intemperismo, e/ou alterações sofridas no manto da Terra (diferenciação). Eventos orogênicos e modificações na composição do manto são processos relativamente lentos quando comparado aos processos que

modificam o ciclo do C inorgânico (muitas vezes catastróficos). Alterações nas condições ambientais podem causar extinção, aparecimento de espécies, mortandade em massa, ou ainda mutação de organismos, resultando no aumento da taxa de dissolução de C orgânico, em relação ao de C inorgânico. As grandes oscilações positivas estão sempre relacionadas ao aparecimento ou explosão de determinadas espécies, enquanto que as excursões negativas, à extinção ou mortandade em massa. Com base nestas observações pode-se concluir que as grandes modificações na composição da água do mar em termos de $\delta^{13}\text{C}$, ao longo da evolução da Terra, se devem a mudanças diretas ou indiretas na biosfera.

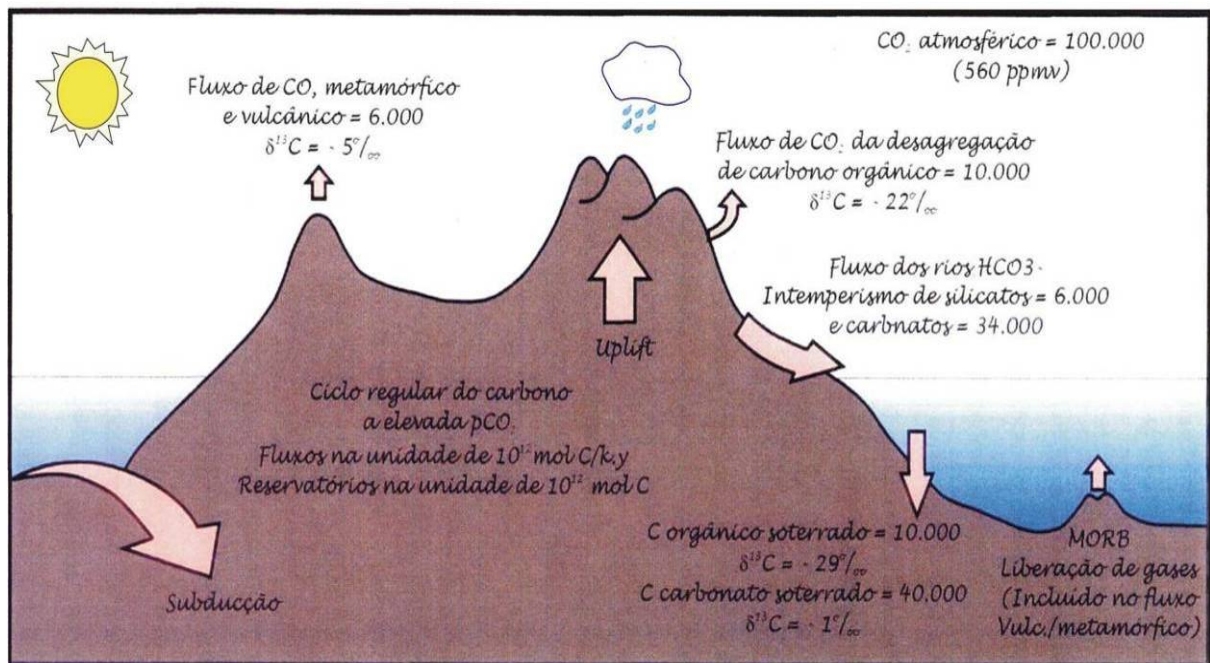


FIGURA 27 - Ciclo do carbono mostrando fluxos e composições isotópicas. Valores médios representativos do ciclo regular do carbono no Fanerozóico.

Fonte: KUMP (1991).

9.1.2 Oxigênio

O oxigênio ($Z=8$) pertencente ao grupo VI-A da tabela periódica, apresenta três isótopos naturais e estáveis: ^{16}O (99,763%), ^{17}O (0,0375%) e ^{18}O (0,1995%), estando presente na atmosfera, hidrosfera, biosfera e litosfera (Garlick, 1969 *apud* Hoefs, 1997). A exemplo do carbono e demais isótopos leves, o oxigênio tem sua composição isotópica representada pela notação delta seguida do isótopo mais

pesado - $\delta^{18}\text{O}$ - e exprime a razão entre o isótopo mais pesado e o mais leve ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) em relação a um padrão, como exemplificado para o carbono na equação (1).

A razão isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ nos oceanos a um dado tempo foi preservada em carbonato mineral e em carbonato de conchas de organismos marinhos contemporâneos, como um registro permanente da composição isotópica dos oceanos no tempo de sua formação (FIG. 28). Flutuações nas razões de isótopos de oxigênio com o tempo aparecem como flutuações nas razões isotópicas desses carbonatos marinhos e fósseis. A razão isotópica em carbonatos marinhos biogênicos reflete a temperatura e a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ da água, na qual esses carbonatos se formaram. A relação da paleotemperatura oceânica (T) com a composição isotópica do oxigênio foi determinada por Erez e Luz (1983 *apud* Hoefs, 1997), conforme a equação:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16,9 - 4,38 (\delta_c - \delta_a) + 0,10 (\delta_c - \delta_a)^2 \quad (3)$$

Onde:

δ_c = composição isotópica de oxigênio em equilíbrio com a calcita;

δ_a = composição isotópica do oxigênio da água da qual a calcita foi precipitada.

As notações δ_c e δ_a não se referem às abundâncias isotópicas de oxigênio reais na calcita e água, mas o desvio por mil da razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ na calcita e água em relação a um padrão arbitrário. Dois padrões principais de medidas são atualmente usados.

O padrão comumente usado para os isótopos de oxigênio é o **PDB** da Universidade de Chicago usado para medidas de baixas temperaturas. O **PDB** refere-se a um fóssil particular de belemnite da Formação Pee Dee (Pee Dee Belemnite) da Carolina do Sul, EUA (Hoefs, 1997). O desvio por mil, referido como $\delta^{18}\text{O}$, é expresso pela relação:

$$\delta^{18}\text{O} = \left\{ \left[\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{amostra}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{padrão-PDB}} \right] / \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{padrão-PDB}} \right\} \times 1000 \quad (4)$$

O outro padrão é relativo à concentração média da água do mar, SMOW (Standard Mean Ocean Water). Usa-se correntemente um padrão oferecido pela Agência de Energia Atômica de Viena, conhecido como V-SMOW, que tem uma razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ idêntica ao SMOW, e uma razão D/H compatível com aquele padrão.

As equações de conversão de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ e vice-versa (Coplen et al., 1983 *apud* Hoefs, 1997) são:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1,03091 \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30,91 \quad (5)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 0,97002 \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} - 29,98 \quad (6)$$

A estratigrafia de isótopos de oxigênio é baseada no fato de que os valores $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos biogênicos marinhos refletem a temperatura e a composição isotópica da água de onde a calcita foi precipitada. Ambos os fatores são função do clima. Portanto, as flutuações nos registros de isótopos de oxigênio marinho resultam, em parte, de mudanças na temperatura da água oceânica e em parte do volume de gelo na Terra.

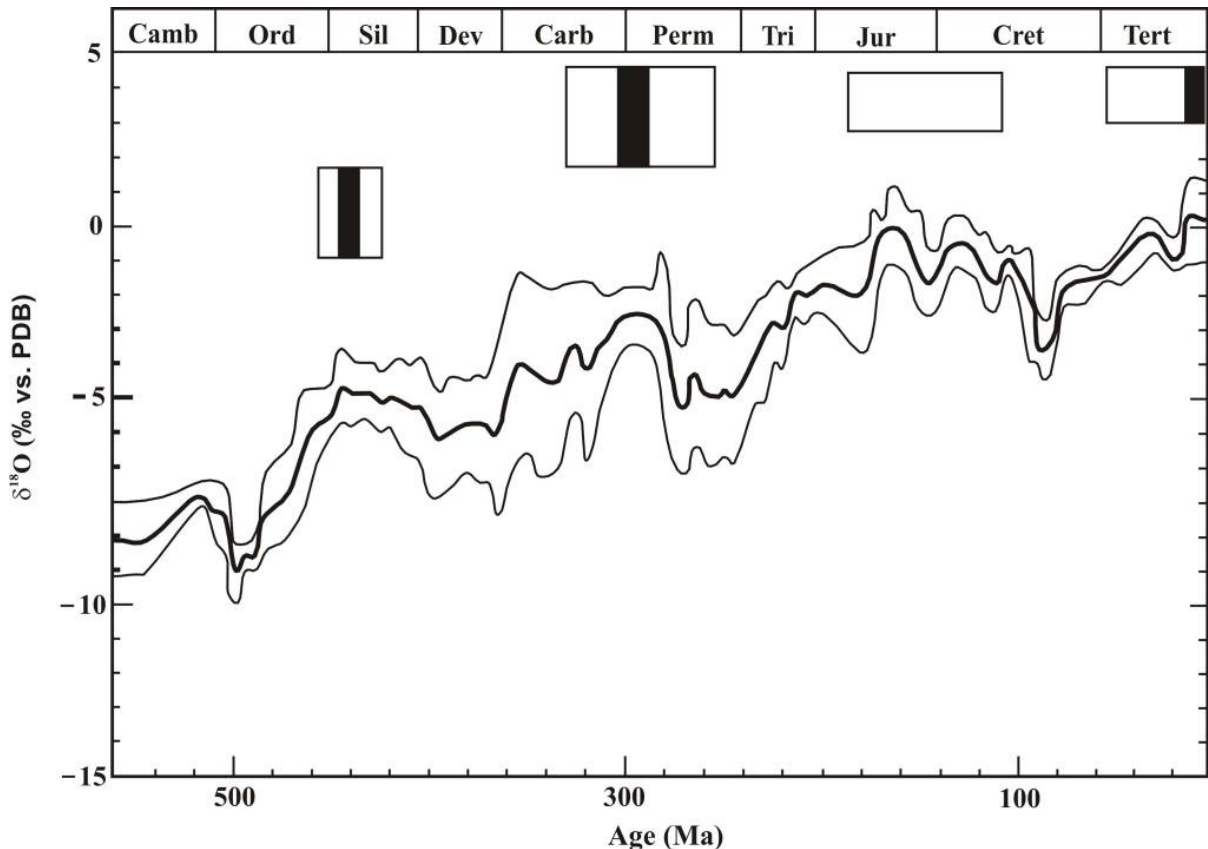


FIGURA 28 – Variações na razão isotópica de oxigênio de conchas carbonáticas. Incertezas (1σ) são mostradas pelas curvas mais finas, acima e abaixo da curva central. Períodos frios são indicados pelas caixas acima da curva, com idades do gelo ilustradas pelas tiras pretas das caixas. Há um aumento geral nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ com o decréscimo da idade, que pode ser devido à mudança nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos oceanos ou a diagênese mais intensa nas amostras mais antigas. Nota-se que os períodos frios, geralmente correspondem a elevados valores de $\delta^{18}\text{O}$, como esperado.

Fonte: Veizer et al. (1999).

O volume de gelo é responsável por cerca de 70% da amplitude total da curva das variações isotópicas de oxigênio registradas por foraminíferos bentônicos. Maiores volumes de gelo e água com temperaturas muito baixas produzem razões de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ mais altas nas conchas de organismos.

Quando a água evapora da superfície dos oceanos e mares, o isótopo leve de oxigênio (^{16}O) é preferencialmente incorporado no vapor de água, deixando uma proporção maior de isótopos mais pesados ^{18}O no oceano do que existia originalmente (FIG. 29). Este processo de fracionamento causa, assim, um decréscimo em ^{18}O no vapor de água com respeito à água do mar da qual ele evaporou. Quando o vapor de água das nuvens condensa para formar água ou neve, a água contendo oxigênio pesado tenderá a precipitar primeiro, deixando o vapor remanescente mais empobrecido em ^{18}O em relação à composição do vapor inicial. Assim, a chuva que cai próximo às costas dos continentes e a água que corre de volta para o oceano conterão mais oxigênio pesado do que aquela que cai no interior dos continentes ou em regiões polares, onde a água retorna mais lentamente para o oceano.

Há uma correlação também entre a temperatura do ar e a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dos precipitados. Quanto mais frio o ar maior será a razão isotópica da chuva ou neve. Por exemplo, a média geral da composição dos isótopos de oxigênio na água do mar é de 0,28 ‰, entretanto, a chuva que cai nos campos de gelo da Groelândia é cerca de 35 ‰ e, em partes remotas dos campos de gelo da Antártida é de cerca de 58 ‰.

O efeito glacial

A umidade empobrecida em ^{18}O que cai em regiões polares é presa nas geleiras continentais, evitando seu rápido retorno para o mar. Devido a esta retenção de água rica em oxigênio leve nas geleiras, os oceanos tornam-se relativamente enriquecidos em ^{18}O quando as geleiras se desenvolvem durante os períodos de glaciação. Os carbonatos marinhos que precipitam no oceano durante os períodos glaciais, particularmente carbonatos biogênicos, tais como dos foraminíferos, serão enriquecidos em ^{18}O relativo àqueles que precipitaram durante tempos de clima quente, quando as geleiras estão reduzidas ou ausentes.

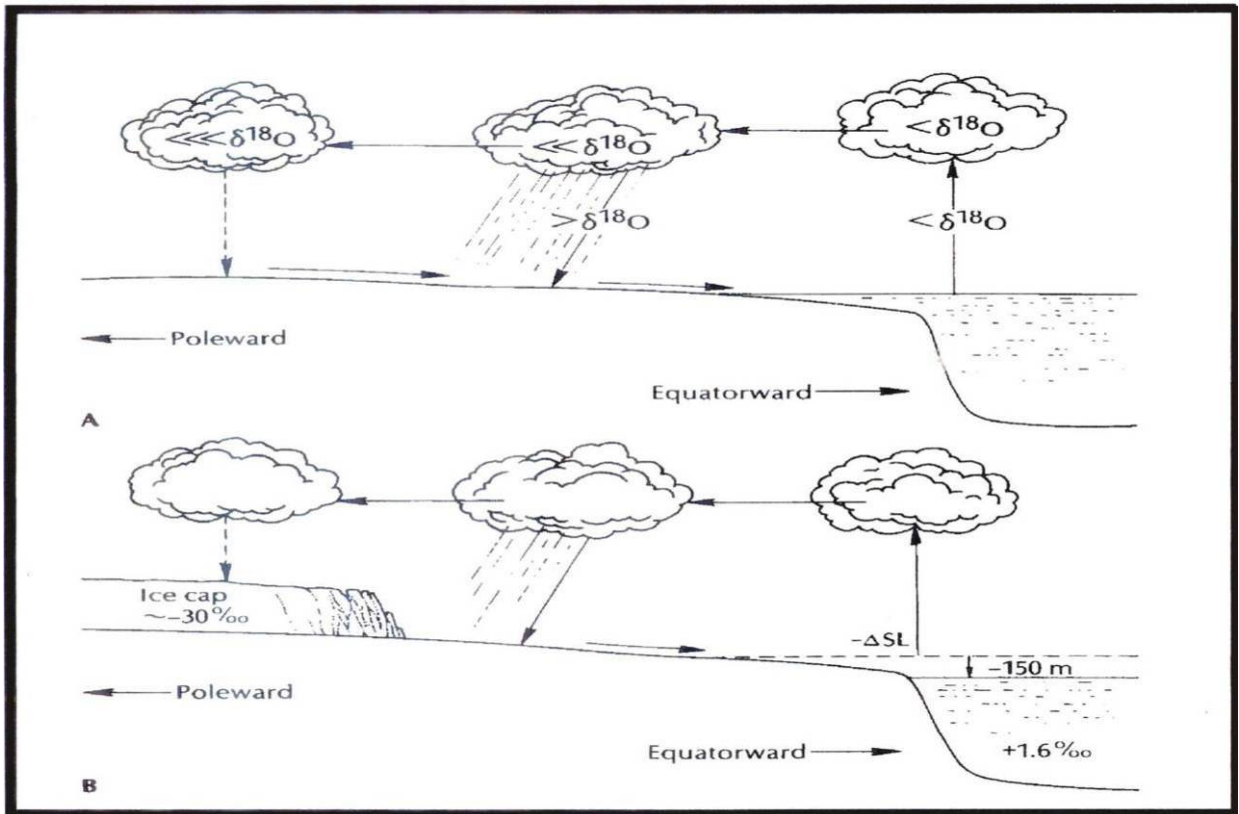


FIGURA 29 - Fracionamento do oxigênio com a evaporação e formação de calota polar.

Fonte: SIEGENTHALER, 1979 (*apud* HOEFS, 1997).

Mudanças no valor de $\delta^{18}\text{O}$ da calcita biogênica marinha reflete, assim, mudanças no volume de gelo nos continentes, que é função das condições climáticas (temperatura). O aumento ou diminuição da temperatura de 1°C causa uma mudança de $0,2\text{‰}$ nos valores de $\delta^{18}\text{O}$.

A redução na temperatura da água do mar na qual a calcita biogênica precipita também causa um aumento nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ da calcita. Assim, durante períodos glaciais, a redução da temperatura da água do oceano e as mudanças na composição isotópica da água do mar devido ao crescimento das geleiras nos continentes combinam-se para causar um aumento no conteúdo de $\delta^{18}\text{O}$ nas calcitas biogênicas. Contrariamente, a fusão das geleiras das calotas polares, com o conseqüente retorno de águas com oxigênio leve aos oceanos e aumento da temperatura dos oceanos, causará uma redução nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ nos carbonatos biogênicos marinhos.

Outro desdobramento interessante é que com o abaixamento da temperatura forma-se mais gelo na Terra, logo, valores elevados de $\delta^{18}\text{O}$ nas calcitas indicam

também abaixamentos do nível do mar. Portanto, valores elevados de $\delta^{18}\text{O}$ indicam também mar baixo.

9.2 ASSINATURA ISOTÓPICA DE $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$

Os eventos químicos, especialmente aqueles com assinaturas isotópicas, tornam-se cada vez mais conhecidos no registro marinho. Os isótopos de carbono têm se mostrado especialmente sensíveis a vários eventos geológicos, em diferentes escalas. Os isótopos de oxigênio são, por sua vez, de grande utilidade para determinações de paleotemperaturas e paleossalinidades.

Como mencionado anteriormente (item 3.5), os estudos de isótopos estáveis foram realizados em todas as amostras coletadas (incluindo as dolomíticas e as dolomitizadas), com o objetivo de se estimar também a variação da composição isotópica com base nas intensidades dos processos de modificação química observados na petrografia, DRX e CL.

Neste trabalho, o padrão adotado para os resultados isotópicos foi o NBS-19, resultante da exaustão das amostras do padrão PDB que levou a *National Bureau of Standards* (NBS) a elaborar e distribuir novas amostras de referência, que vão do NBS-18 ao NBS-21 (Moutinho, 2006).

9.2.1 Resultados obtidos

Os resultados obtidos a partir das análises isotópicas são representados na TABELA 4 e nas FIGURAS 30 e 31. Nota-se que a distribuição geral dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ varia de 2,21 a 6,22‰, com uma média de 4,28‰ e de $\delta^{18}\text{O}$ varia de -7,66 a -0,31‰, com uma média de -4,43‰.

TABELA 4 – Composição isotópica de C e O das amostras estudadas.

Amostra	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Amostra	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Amostra	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
PC-0,0	2,65	-7,58	PC-5,02	4,72	-1,95	PC-9,55	4,43	-5,81
PC-0,9	2,21	-7,66	PC-5,85	3,55	-6,20	PC-10,2	5,50	-4,82
PC-2,0	6,03	-2,56	PC-6,5	3,82	-4,76	PC-10,55*	5,39	0,39
PC-2,4	5,89	-1,32	PC-6,6	3,86	-3,76	PC-14,2	4,04	-5,17
PC-3,0	3,97	-6,62	PC-7,0	3,68	-4,03	PC-14,8	2,52	-4,05
PC-4,0	5,15	-0,31	PC-8,7	4,55	-4,65	-	-	-
PC-4,7	6,22	-2,61	PC-9,2	4,31	-5,88	-	-	-

* valor de $\delta^{18}\text{O}$ fora do esperado (amostra necessitando ser reanalisada)

De acordo com a FIGURA 30, nota-se que os resultados podem ser agrupados em três conjuntos, sendo que dois conjuntos de amostras (I e III), apresentam, respectivamente, valores de $\delta^{18}\text{O}$, extremamente negativos para as amostras PC-0,0 (-7,58‰) e PC-0,9 (-7,66‰) e valores muito pouco negativos (> -3) para as amostras PC-5,02, PC-4,7, PC-4,0, PC-2,4 e PC-2,0. A grande maioria das amostras apresentam valores variando de -6,62 a -3,76‰ (conjunto II).

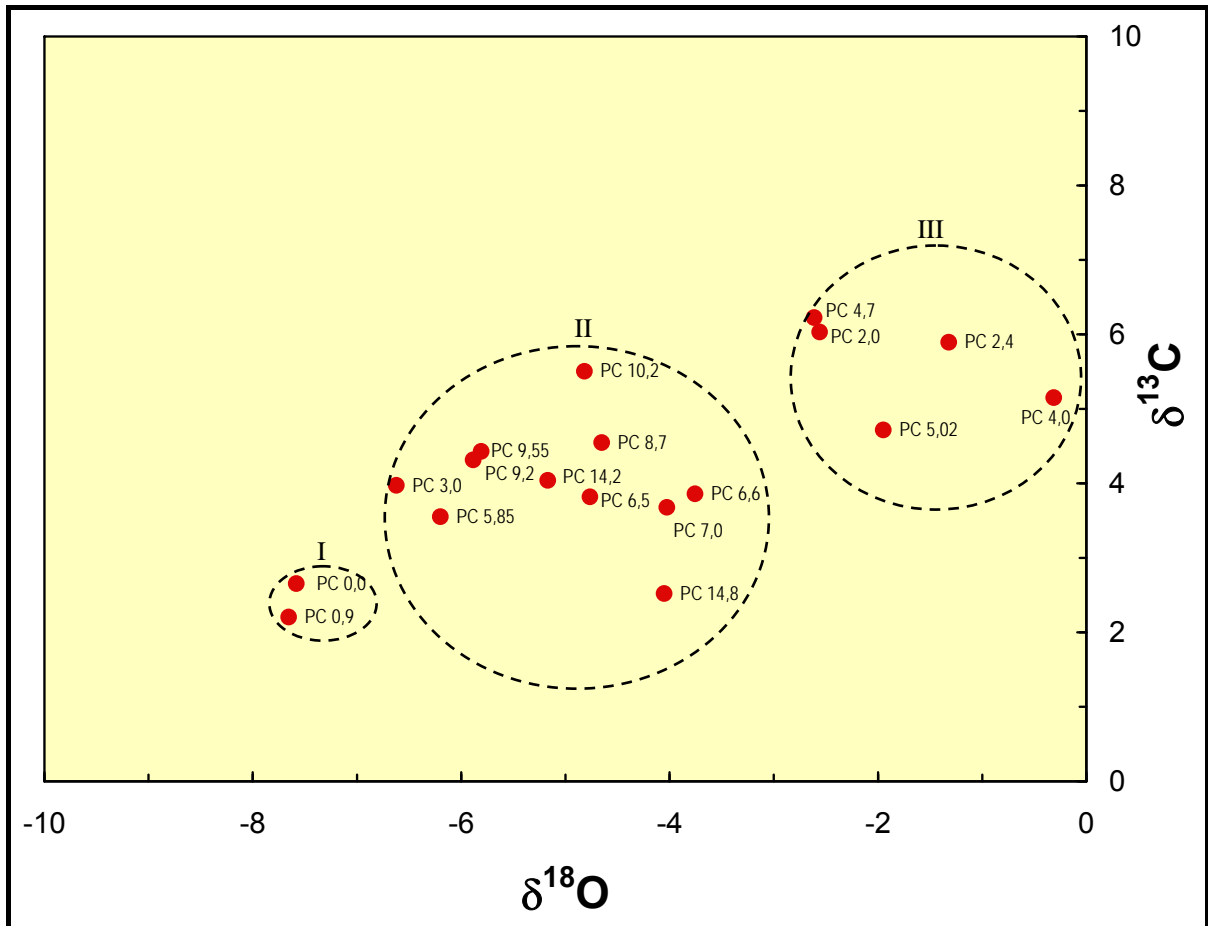


FIGURA 30 – Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ X $\delta^{18}\text{O}$, mostrando valores positivos para $\delta^{13}\text{C}$ e negativos para $\delta^{18}\text{O}$. As elipses tracejadas, individualizam três padrões (I, II e III) distintos de resultados obtidos.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ observados no perfil integrado da FIGURA 31 mostram algumas tendências negativas, como na primeira, segunda e última amostra, da base para o topo. Por outro lado, alguns valores de $\delta^{13}\text{C}$ se destacam como bastante positivos ($> 5,5\text{‰}$), visivelmente na terceira, quarta, sétima e antepenúltima amostra. As tendências positivas e negativas nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ podem estar relacionadas a prováveis variações do nível do mar. Observa-se também, que as curvas para $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ são similares, exceto na parte superior, onde são simétricas.

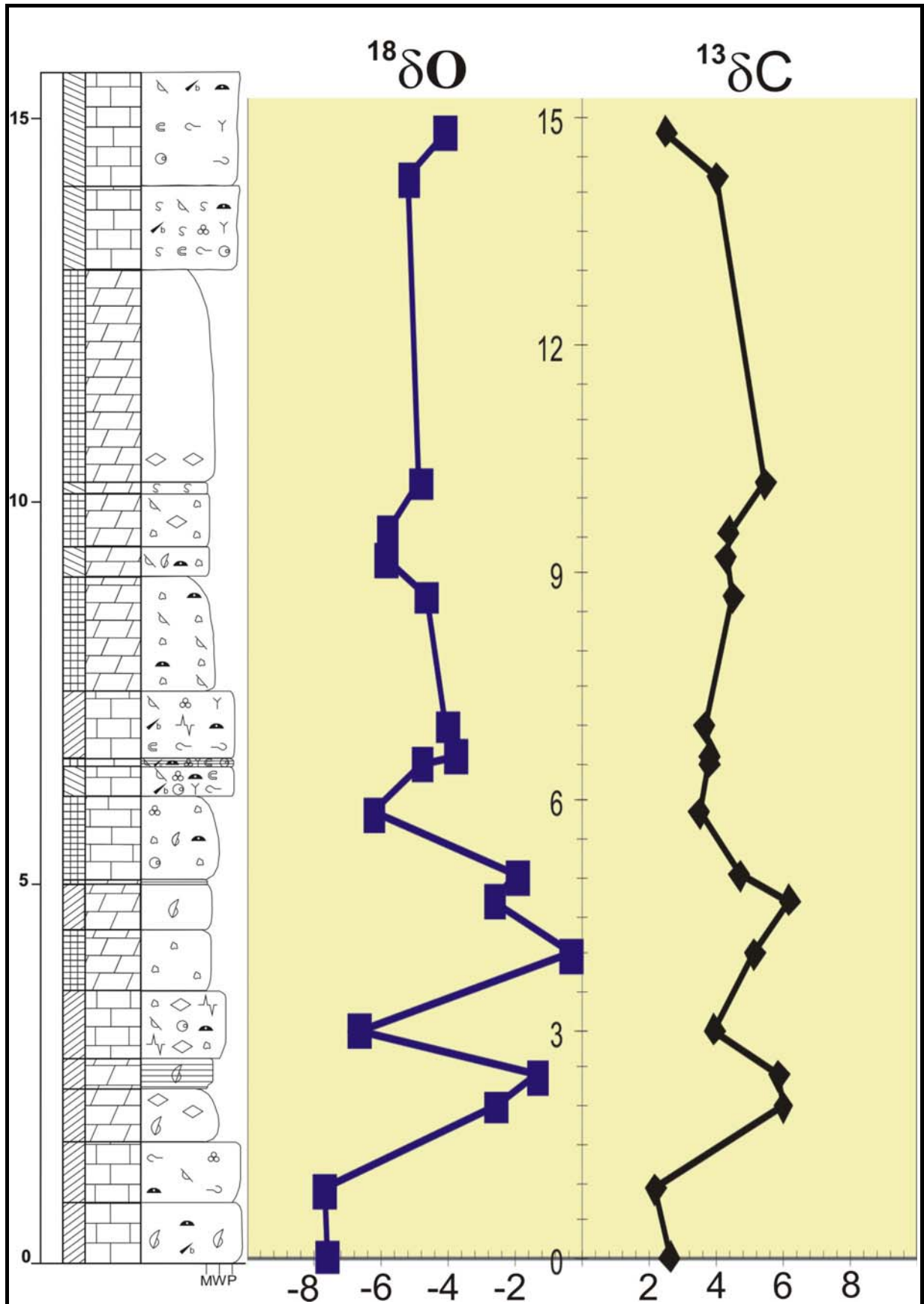


FIGURA 31 – Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ integrados ao perfil litoestratigráfico da seção estudada da Formação Itaituba.

9.2.2 Discussão dos resultados

Calcários e dolomitos marinhos são progressivamente empobrecidos em ^{18}O com o aumento da idade, ou seja, quanto mais antigo menor será a quantidade de ^{18}O no carbonato. Três fatores podem explicar esse fenômeno: (1) a abundância de ^{18}O da água do mar pode ter aumentado com o passar do tempo (do Arqueano ao Terciário), (2) a temperatura dos oceanos pode ter diminuído durante o tempo geológico e (3) o oxigênio presente nos carbonatos reequilibrou-se isotopicamente com o oxigênio de águas meteóricas (p. ex. os valores de $\delta^{18}\text{O}$ de calcários arqueanos eram próximos de zero por mil (PDB) na época de sua deposição e desde então tem sido alterado pela perda de ^{18}O).

Valores de $\delta^{18}\text{O}$ de carbonatos são indicadores diagenéticos muito sensíveis revelando interações fluido-rocha tardias que modificam a composição encontrada em carbonatos (Kaufman e Knoll, 1995; Jacobsen e Kaufman, 1999). De acordo com a curva de variação da razão isotópica de oxigênio em carbonatos marinhos do Fanerozóico (FIG. 28) o intervalo entre -7 a -3‰ indica os valores de $\delta^{18}\text{O}$ esperados para carbonatos do Carbonífero. Dessa forma, as amostras com composições de $\delta^{18}\text{O}$ dentro desse intervalo foram aqui consideradas como inalteradas (isotopicamente preservadas) e aquelas que apresentaram valores fora deste intervalo como alteradas (isotopicamente modificadas). Dessa maneira, as amostras PC-0,0; PC-0,9; PC-2,0; PC-2,4; PC-4,0; PC-4,7; PC-5,02 e PC-10,55 não foram consideradas para eventuais interpretações paleoambientais.

Ao examinar-se a FIGURA 30, observa-se que as amostras descartadas com base nos isótopos de O pertencem aos conjuntos I e III. Tais amostras devem ter sofrido ações da diagênese pelo qual as rochas passaram e que pode ter provocado alterações na assinatura isotópica de $\delta^{18}\text{O}$. De fato, de acordo com a petrografia (convencional e CL) e com as análises semi-quantitativas por DRX, as amostras do conjunto I são *packstones*, parcialmente dolomitizados e micritizados. Já as amostras do conjunto III são todas dolomitos finos. O processo de dolomitização abre o sistema, incorporando magnésio estranho no mineral e além disso, durante o crescimento de cristais de dolomita (recristalização), fluidos podem ser aprisionados dentro dos mesmos, formando micro-inclusões. Esses fluidos, que tem sua própria composição isotópica, podem agir como contaminantes e alterar a composição

isotópica original da rocha. Por sua vez, as amostras do conjunto II foram consideradas como inalteradas.

Estudos recentes comprovam que a composição isotópica de C e O são fortemente afetadas em rochas carbonáticas que passaram por processos de dolomitização (Lima, 2002). Este fato fortalece a idéia de que as amostras dolomitizadas e dolomíticas não são recomendáveis para interpretações no âmbito deposicional, podendo ser utilizadas para demarcar diferentes processos e etapas de dolomitização, como no estudo realizado por Matsuda (2002). Segundo este autor as dolomitas da formação Itaituba podem ser divididas em 3 grupos, A, B e C, de acordo com suas composições isotópicas (C e O), dentre outros critérios. Assim, as dolomitas estudadas neste trabalho se enquadram no grupo da dolomita tipo B, que mostra valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$ variando entre -0,37 e -5,34‰ com uma média de -3,0‰ e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ de +3,72‰ para +6,22‰.

Excetuando-se as amostras com valores de $\delta^{18}\text{O}$ considerados alterados (conjuntos I e III da FIGURA 30), como as da base da seção estudada, o padrão verificado no perfil da FIGURA 31 fica relativamente monótono sem grandes mudanças positivas e negativas. Entretanto, essas pequenas oscilações podem refletir curtas variações na paleotemperatura e na paleossalinidade. O aumento ou diminuição da temperatura de 1°C causa uma mudança de 0,2 ‰ nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Sharp, 2007). De acordo com a equação (3) de Erez e Luz (1983 *apud* Hoefs, 1997), que relaciona a paleotemperatura oceânica (T) com a composição isotópica do oxigênio, foram determinadas as paleotemperaturas para as amostras consideradas inalteradas (Tabela 5). Os resultados mostram que a paleotemperatura variou de 34,8 a 50,3 °C.

TABELA 5 – Paleotemperaturas com base nos isótopos de O para as amostras inalteradas.

Amostras	$\delta^{18}\text{O}$	Paleotemperatura (°C)
PC-3,0	-6,62	50,3
PC-5,85	-6,20	47,9
PC-6,5	-4,76	40,0
PC-6,6	-3,76	34,8
PC-7,0	-4,03	36,2
PC-8,7	-4,65	39,4
PC-9,2	-5,88	46,1
PC-9,55	-5,81	45,7
PC-10,2	-4,82	40,3
PC-14,2	-5,17	42,2
PC-14,8	-4,05	36,3

A correlação entre salinidade e razão de isótopos estáveis das águas oceânicas é explicada por dois processos simples: evaporação e adição de água doce. A evaporação de água da superfície dos oceanos remove preferencialmente os isótopos leves (^{16}O) da água e aumenta, conseqüentemente, sua salinidade. Portanto, valores de $\delta^{18}\text{O}$ aumentam com o aumento do grau de evaporação. Por outro lado, a adição de água doce proveniente do derretimento de geleiras, de sistemas fluviais ou pela chuva, diminui a salinidade da porção de água oceânica afetada, assim como os valores de $\delta^{18}\text{O}$, visto que estas águas são enriquecidas em ^{16}O .

Segundo Veizer et al. (1999), os valores de $\delta^{13}\text{C}$ para carbonatos marinhos de idade carbonífera, variam, em média, de 2 a 6 ‰ (FIG. 26). Portanto, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ de todas as amostras analisadas, estão de acordo com essa média e podem ser utilizados para possíveis interpretações paleoambientais.

Quanto aos valores de $\delta^{13}\text{C}$ relacionados a possíveis rebaixamentos e elevações do nível do mar, pode-se supor que estejam ligados a prováveis períodos de resfriamento (excursões negativas) e aquecimento (excursões positivas) climáticos relativos. Neste último caso, os valores positivos refletiriam o crescimento da biomassa, pelo conseqüente aumento do nível do mar.

10 ANÁLISE ISOTÓPICA DE Sr POR LIXIVIAÇÃO

10.1 FUNDAMENTOS QUÍMICOS E ISOTÓPICOS

O estrôncio (Sr) é um metal alcalino-terroso do grupo IIA; apresenta número atômico igual a 38 e possui raio iônico ligeiramente maior que o cálcio, podendo substituí-lo em muitos minerais, tais como plagioclásio, apatita e carbonatos de cálcio. Possui quatro isótopos de ocorrência natural, correspondente ao que se encontra dissolvido atualmente na água do mar: ^{88}Sr (82,53%), ^{87}Sr (7,04%), ^{86}Sr (9,87%) e ^{84}Sr (0,56%), todos estáveis (Veizer, 1983). É um dos elementos traço mais abundantes nos oceanos. Sua composição isotópica depende das rochas fontes das crostas continentais e oceânicas que contribuem para sua incorporação nas águas do mar. Da mistura desse estrôncio com aquele já presente no meio ambiente resultam as variações da sua composição isotópica, registradas principalmente nas rochas carbonáticas e evaporíticas formadas no Proterozóico e no Fanerozóico. As razões para a homogeneização isotópica do estrôncio nos oceanos têm muito a ver com o seu longo tempo de residência, da ordem de 5×10^6 anos, quando comparado com o tempo de mistura das águas oceânicas, de cerca de 1000 anos (Thomaz-filho et al., 1996).

Atualmente, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do estrôncio contido na água do mar é considerada como igual a $0,70910 \pm 0,00004$, que representa a média derivada de centenas de análises feitas por Burke et al. (1982), a partir de 42 amostras de carbonatos marinhos recentes recolhidos em vários locais do mundo. Segundo Thomaz-filho et al. (1996), uma importante causa dessas variações está, certamente, relacionada à maior razão Rb/Sr observada na crosta continental siálica, em relação às rochas de origem mantélica (rochas máficas e crosta oceânica). Esse fato permite inferir que a transferência constante do estrôncio derivado das rochas fonte continentais tende a aumentar a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos oceanos. Nos períodos de grandes rifteamentos continentais, associados a quebras de supercontinentes, o predomínio de formação de rochas magmáticas máficas tende a produzir diminuição das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos carbonatos marinhos depositados na época. Por outro lado, os períodos de encontro de placas e de conseqüente acreção continental tendem a aumentar a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ devido a maior exposição superficial de rochas siálicas da crosta continental (FIG. 32).

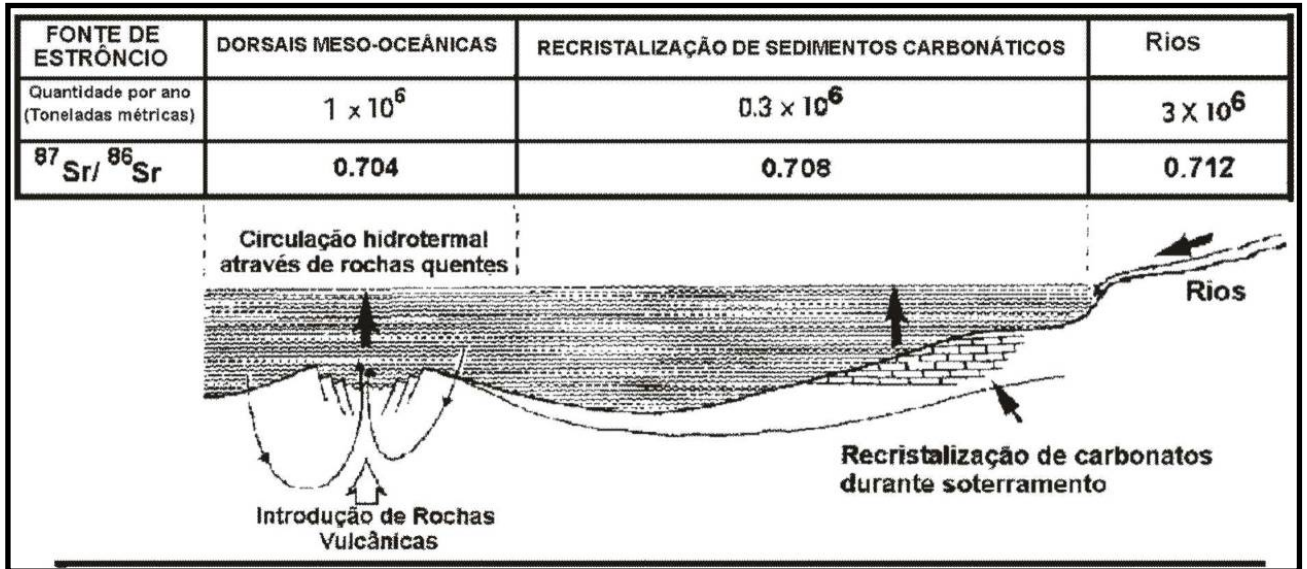


FIGURA 32 - Seção esquemática através da crosta da Terra mostrando as maiores fontes de suprimento de Sr aos oceanos. A quantidade suprida cada ano e a razão de cada fonte são também mostradas.

Fonte: McARTHUR (1992).

Curvas de variações da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rochas carbonáticas marinhas, durante a evolução do tempo geológico, têm sido construídas por diversos autores. BURKE *et al.* (1982) analisaram 786 amostras de carbonatos marinhos e construíram a curva de variações da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as rochas fanerozóicas (FIG. 33). Para a construção dessas curvas e sua comparação com as razões obtidas para as rochas carbonáticas analisadas, é fundamental que seja assumida a premissa de que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas carbonáticas marinhas representem a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar, quando da sua precipitação. Portanto, deve-se selecionar as rochas a serem analisadas no sentido de serem constituídas essencialmente por carbonato de cálcio, próximo de 100% de calcita, e não terem sofrido alterações posteriores à sua formação, tais como dolomitização, recristalização e eventos termodinâmicos, já no campo do metamorfismo, que tendem a alterar a composição isotópica original do estrôncio.

Em termos de definição da época de sedimentação, as pesquisas têm se concentrado na análise da composição isotópica do estrôncio, tomando por base as variações da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em carbonatos marinhos, caracterizados por elevados teores de estrôncio e teores de rubídio extremamente baixos. Uma vez presente no sítio deposicional, o Sr é precipitado acompanhando principalmente o carbonato de cálcio e os evaporitos. O método baseia-se na comparação entre a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

de uma determinada rocha carbonática, com uma curva padrão obtida a partir de razões de rochas carbonáticas de diversas idades, desde o Arqueano até o Recente.

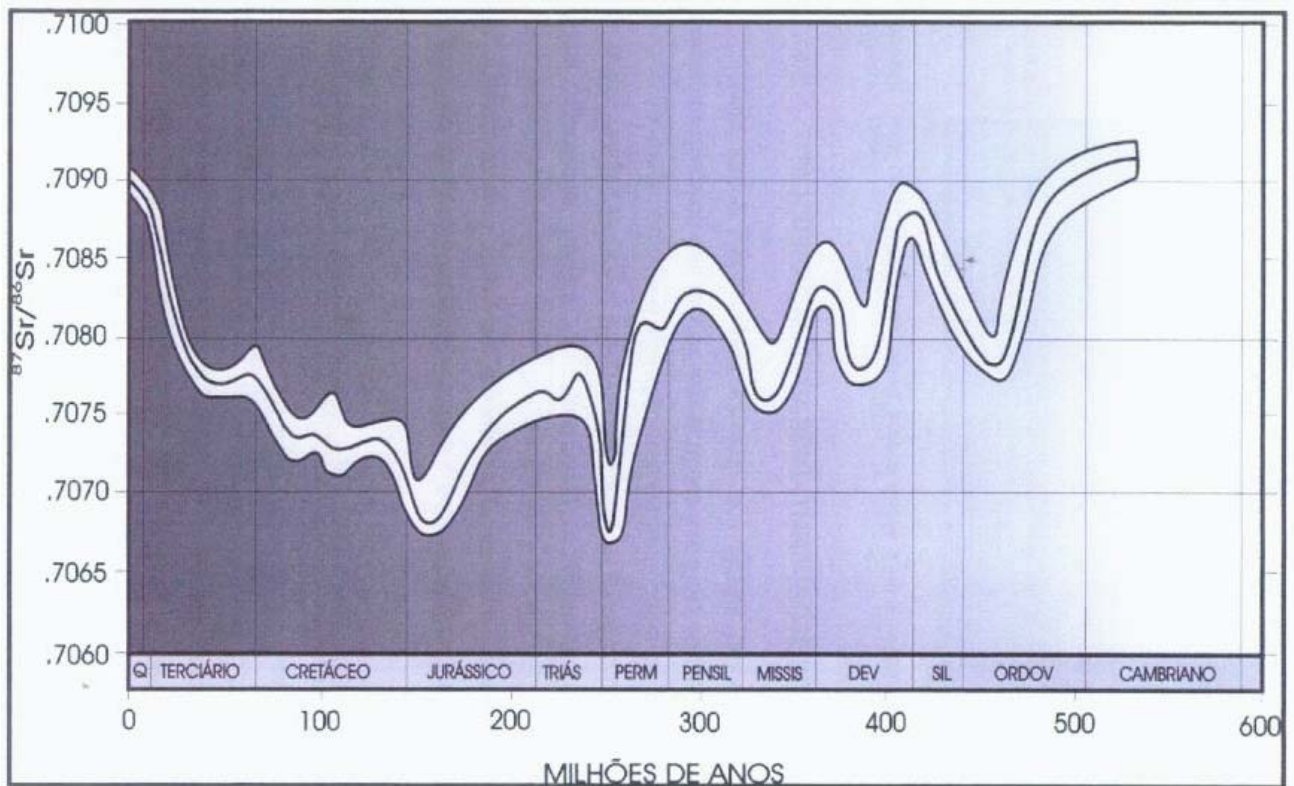


FIGURA 33 - Variações nas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos marinhos de idade fanerozoica.

Fonte: BURKE et al. (1982).

10.2 ASSINATURA ISOTÓPICA DE Sr

As amostras selecionadas para a aplicação do método de dissolução em rocha total (lixiviação) para a análise isotópica de Sr, proposto por Bailey et al. (2000), foram as amostras PC-0,9, PC-7,0 e PC-14,8, as quais foram renomeadas em A, B e C (FIG. 34), respectivamente. Essa seleção foi baseada nos critérios sugeridos por Kaufman e Knoll (1995), que priorizam a escolha de amostras que não tenham passado por nenhum processo de modificação da composição isotópica original da rocha, desde a sua deposição até os dias atuais.

A amostra **A** faz parte da porção inferior da seção estudada e foi classificada como um *packstone*, fracamente dolomitizado e constituído por bioclastos, principalmente braquiópodes, equinodermas e foraminíferos, imersos em matriz micrítica. As amostras **B** e **C**, assim como a primeira, também foram classificadas como *packstones*, constituídos por bioclastos, predominantemente braquiópodes e

equinodermas, imersos em matriz micrítica. A amostra **B** faz parte da porção intermediária da seção estudada e é quase totalmente calcítica. Por outro lado, a amostra **C**, da porção superior da seção estudada, apresenta uma fraca dolomitização.

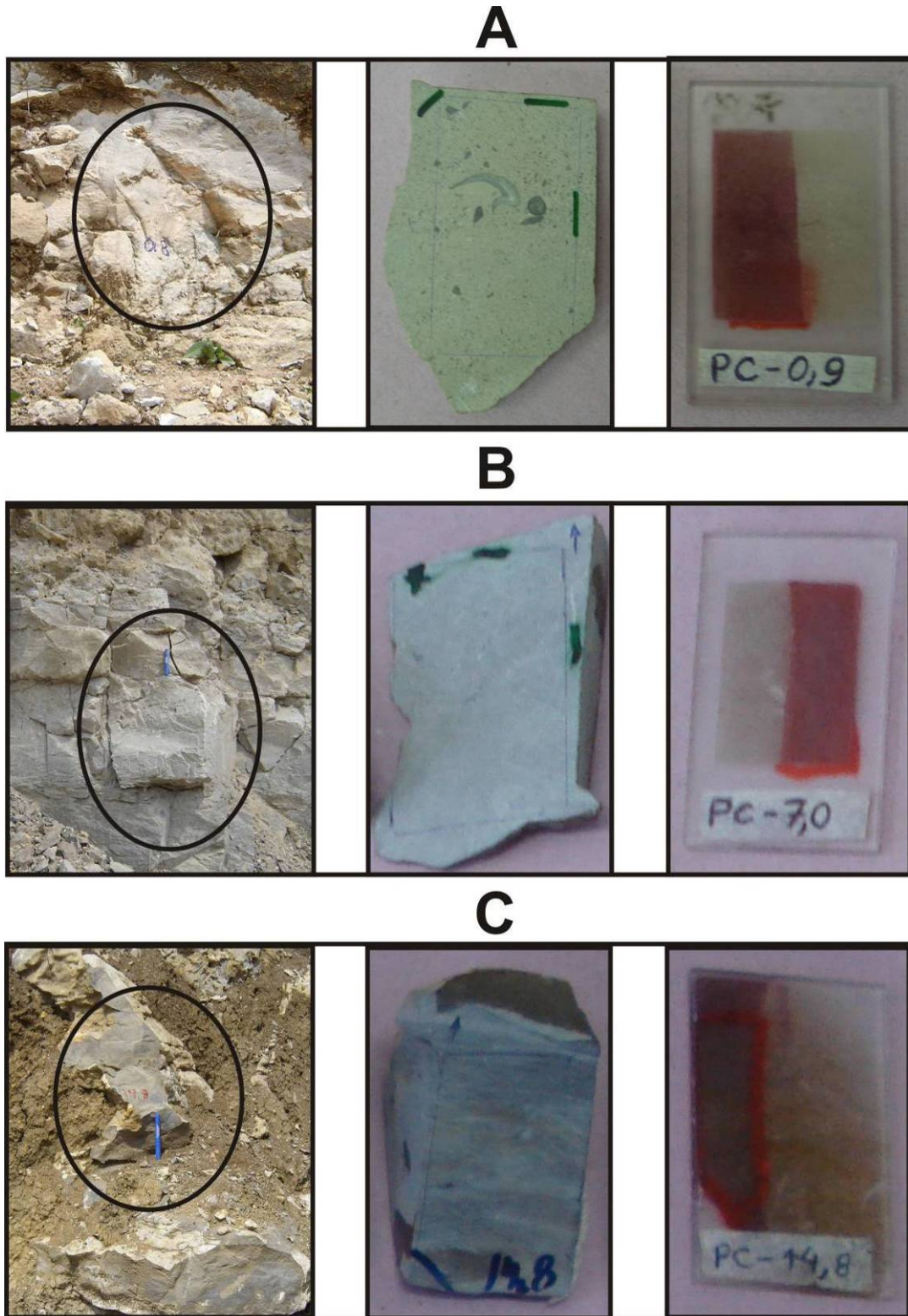


FIGURA 34 – Foto de afloramento, do bloco de rocha e da correspondente lâmina delgada das amostras A, B e C.

10.2.1 Razões isotópicas de Sr

O processo de lixiviação, descrito detalhadamente no item 3.6 deste trabalho, gera um número variável de alíquotas (sobrenadante) para cada amostra, a depender da sua reatividade ao ácido usado determinada por sua composição mineralógica. Para padronizar os resultados, optou-se por analisar 9 alíquotas de cada amostra, escolhendo-as alternadamente, de forma a representar todas as alíquotas obtidas e permitir a observação de qualquer modificação no padrão das razões isotópicas. A TABELA 5 e as FIGURAS 35, 36 e 37 resumizam os resultados obtidos.

TABELA 5 – Razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e desvios analíticos (2σ) das alíquotas analisadas das amostras A (PC-0,9), B (PC-7,0) e C (PC-14,8).

Amostra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	Amostra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	Amostra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ
A1	0,709811	0,000025	B1	0,709464	0,000020	C1	0,709241	0,000007
A6	0,709849	0,000014	B3	0,709443	0,000025	C3	0,708881	0,000007
A9	0,709984	0,000094	B6	0,709433	0,000030	C5	0,708819	0,000008
A12	0,710115	0,000023	B8	0,709552	0,000014	C6	0,708757	0,000014
A15	0,709993	0,000016	B10	0,709484	0,000017	C7	0,708754	0,000009
A18	0,709737	0,000020	B11	0,709451	0,000005	C8	0,709079	0,000010
A21	0,709204	0,000041	B12	0,709456	0,000009	C9	0,708978	0,000023
A22	0,709173	0,000019	B13	0,709447	0,000012	C10	0,708952	0,000023
A23	0,709117	0,000053	B14	0,709398	0,000009	C11	0,708930	0,000013

A FIGURA 35 mostra que os valores isotópicos obtidos nas 9 alíquotas analisadas, das 23 alíquotas de lixiviação da amostra **A**, apresentam uma tendência crescente, no início, e decrescente nas 5 etapas finais, de acordo com o grau de dissolução da amostra. A menor razão isotópica obtida foi para a alíquota A23, com valores de $0,709117 \pm 0,000053$.

Os valores isotópicos obtidos nas 9 alíquotas analisadas, das 14 alíquotas de lixiviação da amostra **B**, mostram, no geral, uma tendência regular, sem grandes variações nos valores das razões isotópicas (FIGURA 36). Ainda assim é possível diferenciar dois conjuntos de amostras discretamente distintos. O primeiro abrangendo as alíquotas B1, B3 e B6, e o segundo as alíquotas restantes. O menor valor obtido para essa amostra foi de $0,709398 \pm 0,000009$, correspondente a alíquota B14.

Para a amostra **C** os valores isotópicos obtidos nas 9 alíquotas analisadas, das suas 11 alíquotas de lixiviação, mostram, no geral, uma tendência decrescente (FIGURA 37). Entretanto é possível diferenciar dois grupos aparentemente distintos.

O primeiro abrangendo as alíquotas C1, C3, C5, C6 e C7, e o segundo as alíquotas restantes. As alíquotas C1 e C7 destacam-se com a maior e a menor razão isotópica obtidas, com valores de $0,709241 \pm 0,000007$ e $0,708754 \pm 0,000009$, respectivamente.

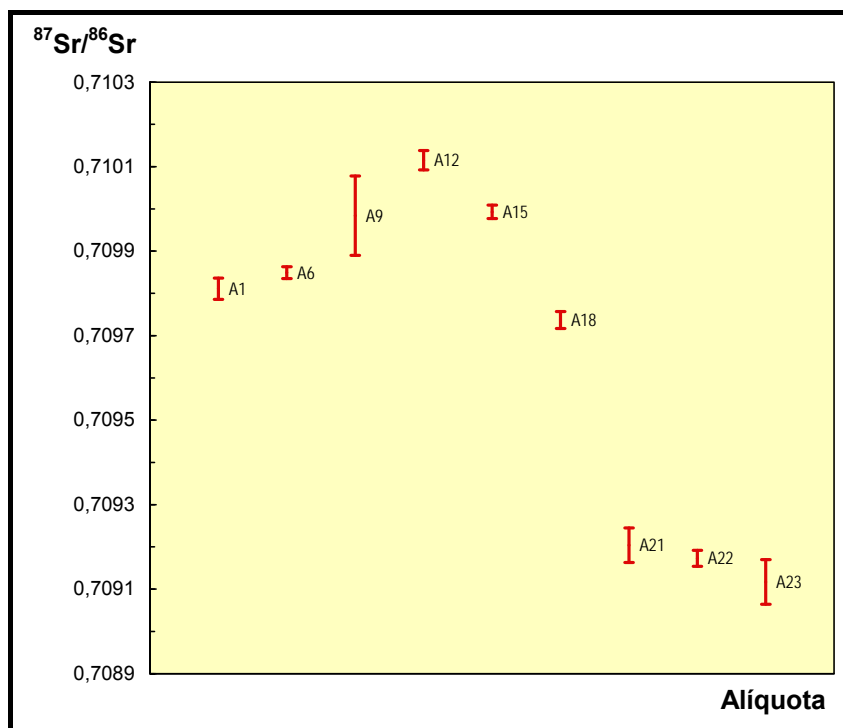


FIGURA 35 – Diagrama mostrando as razões isotópicas de Sr (em 2σ) das alíquotas de lixiviação em rocha total da amostra A (PC- 0,9).

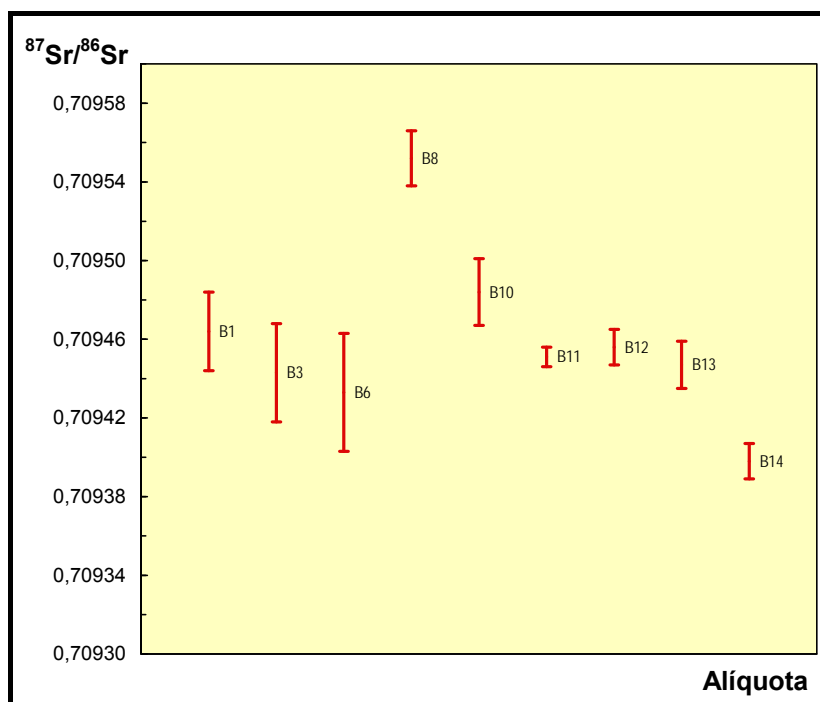


FIGURA 36 – Diagrama mostrando as razões isotópicas de Sr (em 2σ) das alíquotas de lixiviação em rocha total da amostra B (PC- 7,0).

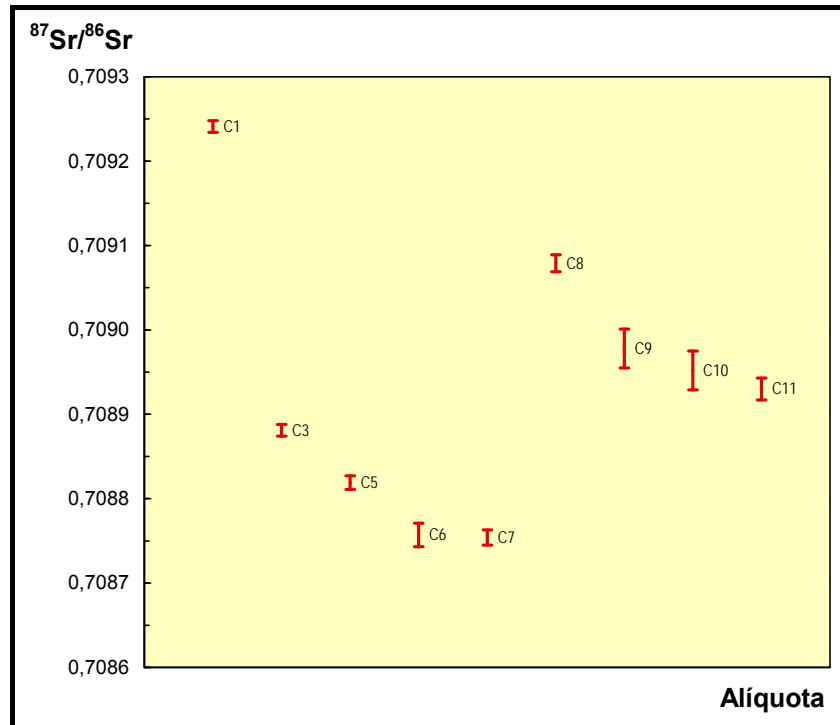


FIGURA 37 – Diagrama mostrando as razões isotópicas de Sr (em 2σ) das alíquotas de lixiviação em rocha total da amostra C (PC- 14,8).

10.2.2 Tratamento dos dados: cálculo da variação de Sr na água do mar (Δ_{sw})

A idade de deposição de uma sequência carbonática marinha pode ser estimada comparando-se o valor da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtido para uma determinada amostra àqueles fixados para carbonatos marinhos de idade fanerozóica, conforme a curva de Burke et al. (1982) (FIG. 33).

Denison et al. (1994) propõem a determinação da idade de rochas carbonáticas do Carbonífero (Mississippiano e Pensilvaniano) e Permiano (FIG.38), períodos prováveis para deposição da Formação Itaituba, pelo cálculo do parâmetro Δ_{sw} , que representa a variação do Sr na água do mar. O Δ_{sw} é calculado pela seguinte fórmula:

$$\Delta_{sw} = [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{amostra} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{água/hoje}}] \times 10^5$$

Onde: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{água/hoje}} = 0,70910 \pm 0,00004$.

Desta forma, foi calculado o parâmetro Δ_{sw} para a menor razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ observada em cada amostra.

Os valores de Δ_{sw} calculados para as amostras **A** e **B** (TABELA 05 - alíquotas A23 e B14, FIGURAS 35 e 36), considerando-se o desvio analítico, foram de 7 e - 3,6, para a primeira e de 30,7 e 28,9, para a segunda.

A amostra **C**, por sua vez, apresentou razões menores que os valores encontrados para as amostras **A** e **B**, por volta de $0,708754 \pm 0,000009$ (TABELA 05 - alíquota C7, FIGURA 37). Os valores de Δ_{sw} calculados para essa razão isotópica, considerando-se o desvio analítico, foram de -33,7 e -35,5.

Aplicando-se esses valores de Δ_{sw} na curva de variação de Sr da água do mar do Carbonífero (Mississípiano e Pensilvaniano) e Permiano (Denison et al., 1994), observa-se que o menor valor (-35,5) não toca a curva (FIG.38), descartando-se a possibilidade de indicar a idade de deposição da rocha.

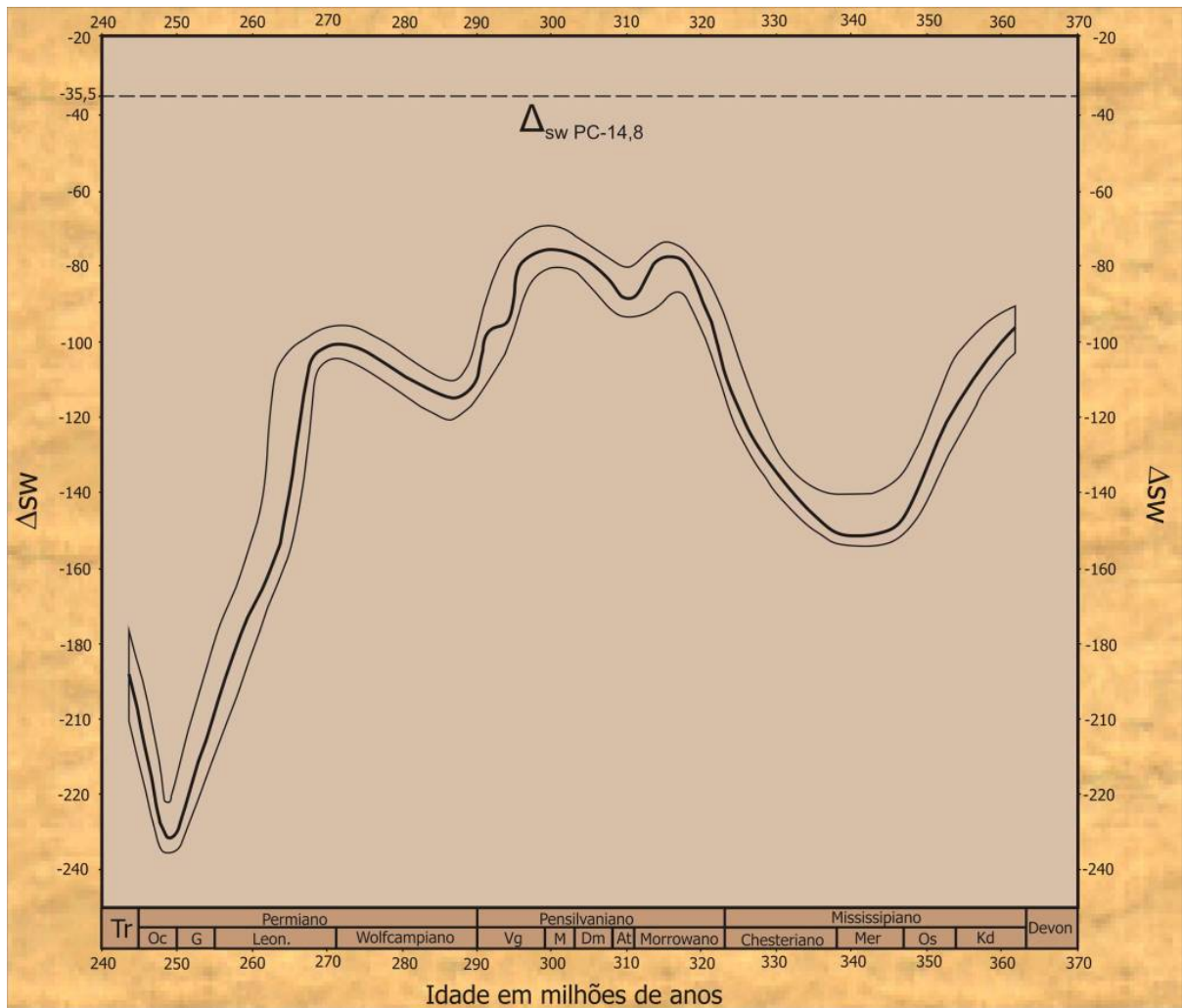


FIGURA 38 – Curva de variação da razão isotópica de Sr da água do mar, detalhada para o Carbonífero (Mississípiano e Pensilvaniano) e Permiano. A linha pontilhada indica o parâmetro Δ_{sw} para a amostra A (PC-14,8).

Fonte: Denison et al. (1994).

10.2.3 Discussão dos resultados

Os resultados isotópicos obtidos, apesar de excelentes do ponto de vista analítico, com desvios em média de 20×10^{-6} , mostraram valores fora dos padrões para carbonatos marinhos de idade carbonífera. Para uma melhor visualização e entendimento desses dados, passaremos a tratá-los de maneira conjunta, de acordo com a FIGURA 39.

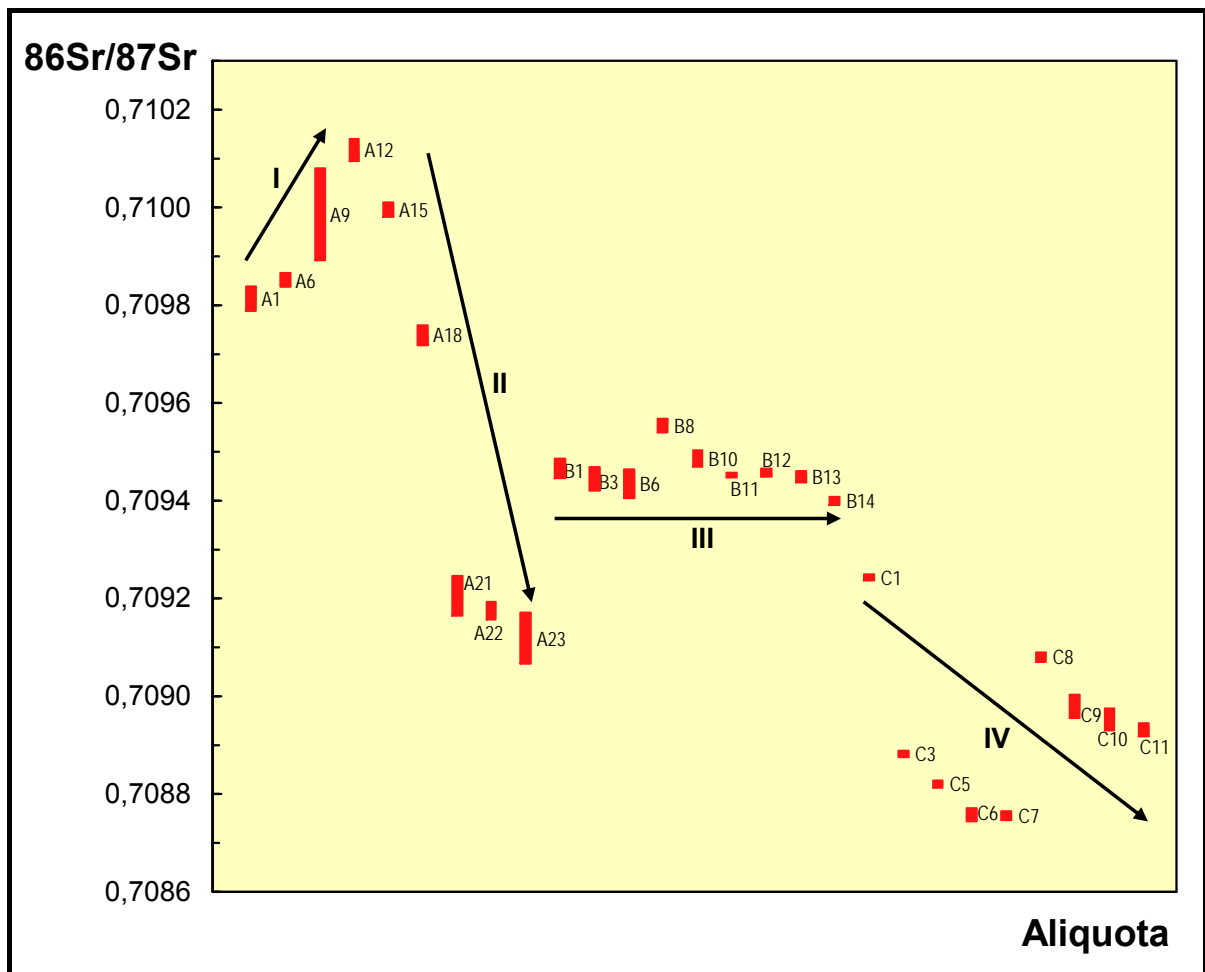


FIGURA 39 – Diagrama mostrando as razões isotópicas de Sr (em 2σ) das alíquotas de lixiviação em rocha total das três amostras analisadas (A, B e C). As setas destacam algumas tendências gerais, individualizadas pelos números I, II, III e IV.

A tendência crescente (I) verificada nas primeiras alíquotas (A1, A6, A9 e A12) da amostra A não obedece ao padrão esperado (decrecente) e apresenta-se de maneira desordenada e instável, refletindo talvez a dissolução conjunta da porção pulverizada e não pulverizada da amostra. A partir da alíquota A12, percebe-se que as razões isotópicas comportam-se de maneira continuamente decrescente

(II), indicando que ocorre uma dissolução progressiva da parte mais externa e contaminada dos grãos, refletindo diretamente na composição isotópica. As primeiras alíquotas extraídas possuem razões isotópicas que correspondem a constante retirada do material contaminante trazido por fluidos percolantes ricos em ^{87}Sr e, conseqüentemente, influenciadas por essa contaminação. À medida que os grãos vão sendo consumidos e se aproxima de seus núcleos, mais livres de contaminações, chega-se a razões isotópicas mais próximas a original (mais baixas).

As razões isotópicas da amostra B apresentam um comportamento diferente das outras duas amostras, mostrando uma tendência retilínea (III), sem grandes variações, talvez como resposta a sua homogeneidade composicional. Por outro lado a amostra C comporta-se de modo similar a tendência decrescente (IV) observada na amostra A e acredita-se que esse padrão se deve ao mesmo fato reportado para a mesma.

Quanto às diferentes granulometrias analisadas (pulverizada e não pulverizada), pode-se estimar que a porção pulverizada foi mais rapidamente dissolvida e representa as alíquotas iniciais de cada amostra, enquanto que a porção não pulverizada foi consumida mais lentamente e representa as alíquotas restantes.

Observando-se a FIGURA 39 é possível perceber que as amostras tendem, no geral, a um padrão decrescente, tendo a amostra A a razão mais elevada (alíquota A12) e a amostra C a menos elevada (alíquota C7). Essa constatação, aliada à posição estratigráfica de cada amostra, permiti supor que os processos de modificação isotópica que afetaram essas rochas atuaram mais efetivamente na base do que no topo da seção estudada. Outra interpretação possível estaria relacionada à ação de um processo de modificação isotópica desordenado, atingindo de maneira heterogênea a sequência estudada. Nesse caso, as três amostras não são representativas de uma padrão para toda a sequência. Esta última suposição é corroborada pelos resultados da difração de raios-X (FIG. 22), que mostram a ocorrência desordenada de dolomita e sílica, resultante de possíveis processos como dolomitização e silicificação. O fato de a pedreira CALMINAS ser correlacionável a pedreira 1 (dolomítica) da ITACIMPASA reafirma a idéia de que as razões isotópicas obtidas podem ter sido alteradas e não representam a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ original das rochas estudadas.

Sendo assim, essas análises realizadas em rocha total vêm servir para contribuir com as discussões que envolvem as técnicas de seleção de amostras para estudos isotópicos e os possíveis processos de alteração da composição isotópica original de carbonatos.

11 CONCLUSÕES

A partir dos resultados obtidos através do trabalho de campo, dos estudos petrográficos (convencional e CL), de difração de raios-X e isotópicos, aqui apresentados, as seguintes conclusões foram alcançadas:

- A seção da pedreira CALMINAS é composta por calcários, calcários dolomitizados e dolomitos. As camadas de calcário, de cor cinza, com espessuras variando de 5 a 150 cm apresentam um rico conteúdo fossilífero, além de laminação plano-paralela, estilólitos e moldes evaporíticos. Intercaladas a esses calcários ocorrem espessas camadas de dolomitos, que alcançam até 2,8 m. Esses dolomitos, em geral amarelados, frequentemente apresentam *vugs*.

- Dentre as amostras de rochas carbonáticas estudadas petrograficamente, foram identificados *mudstones calcíferos* (5%), *wackestones* (5%) e *packstones* (37%), bem como dolomitos finos (53%). Os grupos fossilíferos mais abundantes foram os braquiópodes, equinodermas, foraminíferos e ostracodes, seguidos de briozoários e moluscos. Raramente ocorrem fragmentos de trilobitas. Esses grupos fossilíferos foram observados em maior quantidade em *packstones*, predominando nas lâminas estudadas o grupo dos braquiópodes (50%), seguidos de equinodermas (25%).

- Com base nos elementos texturais verificados e segundo a análise de microfácies de Irwin (1965) e Wilson (1975), definiu-se o ambiente deposicional para a sequência estudada como um ambiente marinho raso a lagunar, de águas calmas, relacionado às zonas “X” e “Z” de Irwin e as microfácies 9 e 10 de Wilson.

- As análises por difração de raios-X mostraram que a seção estudada pode ser dividida em, pelo menos, cinco porções distintas, individualizadas de acordo com a intensidade da dolomitização. Os maiores percentuais de calcita encontram-se na sua porção mediana, onde as amostras são constituídas essencialmente de calcita e secundariamente de quartzo, sem nenhuma contribuição de dolomita. Com relação à distribuição do quartzo, os maiores percentuais são observados nas amostras PC-5,02 e PC-6,6, resultando provavelmente de processos de silicificação, vistos com mais detalhe na petrografia. Devido ao processo de dolomitização alterar a composição original da rocha, aquelas amostras caracterizadas como dolomíticas e com alto teor de quartzo não são indicadas para estudos isotópicos. Portanto, as melhores amostras para aplicação desses estudos são aquelas distribuídas na

porção mediana, caracterizada como predominantemente calcítica, além das amostras PC-0,0, PC-0,9 e PC-14,8.

- A análise por CL permitiu identificar diferentes padrões de luminescência, emitidos a partir das amostras caracterizadas como calcíticas e dolomíticas. As amostras apresentaram padrões de luminescência de cor amarela a laranja e vermelha, com variações de claro a escuro. Esse último padrão é identificado principalmente, com algumas exceções, nas porções inferiores e superiores da pedreira CALMINAS (dolomitos). As amostras que apresentaram um padrão de luminescência variando entre as cores amarela e laranja, caracterizadas como calcita, estão distribuídas principalmente na porção mediana da seção estudada, embora ocorram de forma subordinada nas outras porções. Algumas feições indicativas de processos pós-deposicionais, como dolomitização, compactação e dedolomitização também foram ressaltadas pelas imagens em CL.

- Os carbonatos estudados apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ positivos variando entre 2,21 e 6,22‰ e de $\delta^{18}\text{O}$ negativos variando entre -7,66 a -0,31‰. Algumas tendências negativas e positivas nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ podem indicar prováveis variações do nível do mar, já as pequenas oscilações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ podem refletir curtas variações na paleotemperatura e na paleossalinidade. Os resultados mostram que a paleotemperatura variou de 34,8 a 50,3 °C.

- As amostras PC-0,9, PC-7,0 e PC-14,8 foram selecionadas para a aplicação do método de dissolução em rocha total (lixiviação) para a análise isotópica de Sr, proposto por Bailey et al. (2000). A última apresentou razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ menores que os valores encontrados para as amostras PC-0,9 e PC-7,0, por volta de $0,708754 \pm 0,000009$, entretanto, mesmo para este menor valor, não foi possível indicar a idade de deposição da rocha em função de uma provável aporte de Sr radiogênico.

- Os resultados isotópicos obtidos para o Sr, apesar de excelentes do ponto de vista analítico, com desvio padrão em média de 20×10^{-6} , mostraram valores acima dos padrões para carbonatos marinhos de idade carbonífera, que variam entre 0,7075 e 0,7086. Sendo assim, embora os resultados obtidos não possam ser aplicados para datação, eles contribuem para as discussões sobre as técnicas de seleção de amostras para estudos isotópicos e os possíveis processos de alteração da composição isotópica original de carbonatos.

REFERÊNCIAS

- ADAMS, A.E.; MACKENZIE, W. S. Cathodoluminescence. In: ADAMS, A. E.; MACKENZIE, W.S. **A color Atlas of carbonate sediments and rocks under the microscope**. 1. ed. London: Manson, 1998. p 168-175.
- ALMEIDA, S. H. M. **Estudo preliminar da diagênese de calcários da Formação Itaituba, bacia do Amazonas (PA) para fins de seleção de amostras para análises isotópicas**. 2007. 58f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 2007.
- ALTINER, D.; SAVINI, R. Pennsylvanian foraminifera and biostratigraphy of the Amazonas and Solimões Basins (North Brazil). **Revue de Paleobiologie**, v.14, n.2, p. 417 - 453. 1995.
- BAILEY, T. R. et al. Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: whole rock analysis. **Chemical Geology**, 167, p. 313-319. 2000.
- BENNER, R. A .Biogeochemical cycle of carbon and sulfur and their effects on atmospheric oxygen over Phanerozoic time. **Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleocol. (Global Planet. Change sect.**, n. 75, p. 97-122. 1989.
- BURKE, W. H. et al. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. **Geology**, v.ou n. 10, p. 516-519. 1982.
- CAPUTO, M. V.; ANDRADE, F. G. **Geologia em semi-detalle do flanco sul da bacia Amazônica entre os rios Cupari e Abacaxis**. Belém: Petrobrás, 141f. 1968. (Relatório 589 A.).
- CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil**. 1984. 586 f. Tese (Doutorado) - University of Califórnia, Santa Bárbara, 1984.
- CAROZZI, A. V.; ALVES, R. J. ; CASTRO, J. C. Microfacies study of the Itaituba-Nova Olinda (Pennsylvanian-Permian) carbonates of the Amazonas basin, Brazil. **Relatório 676 A**. Belém: Petrobras, 1972a. 69 p.

CAROZZI, A. V.; ALVES, R. J. ; CASTRO, J. C. Controle tectônico sinsedimentar dos carbonatos permocarboníferos das Formações Itaituba e Nova Olinda da bacia do Amazonas, Brasil. In: CONG. BRAS. GEOL., 26, 1972, Belém, **Anais...** Belém: SBG, v.3, p. 47-64. 1972b.

CORDANI, U. G. et al. **Estudo preliminar de Integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares Brasileiras.** Rio de Janeiro, PETROBRAS., 1984. v.15, p.27-34. (Série Ciência-Técnica-Petróleo).

CUNHA, P.R.C. et al. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v.8, n.1, p.47-55. 1994.

CUNHA, P. R. C.; MELO, J. H. G.; SILVA, O. B. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v.15, n.2, p.227-236. 2007.

DUNHAM, R. J. Classification of carbonate rocks, according to depositional texture. In: HAM, E (Ed.). **Classification of carbonate rocks.** Tulsa: AAPG., 1962. p. 108-121.

DENISON, R. E. et al. Construction of the Mississippian, Pennsylvanian and Permian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve. **Chemical Geology.** (Isotope. Geoscience.Section.), 112, p. 145–167. 1994.

EIRAS, J. F. et al. Tapajós river - Amazon basin field trip. In: RIO'98 AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE & EXHIBITION, 3., 1998, Rio de Janeiro. **Field trip Tapajós River - Amazon Basin.** Rio de Janeiro: AAPG – ABGP, Virtual. 1998. 1 CD-ROM.

FIGUEIRAS, A. J. M. F.; TRUCKENBRODT, W. Petrologia dos carbonatos da Formação Itaituba, na região de Aveiro-PA. **Boletim do Museu Emilio Goeldi,** Belém, v. 31, n. 1, p. 1-56. 1987.

FOLK, R. L. Practical petrographic classification of limestones. **Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists,** v. 43, n. 1, p. 1-38. 1959.

FOLK, R. L. Spectral subdivision of limestones types. In: HAM., W. E. (Ed.) **Classification of carbonates rocks-a symposium.** Tulsa: Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1962. p. 62-84.

FOLK, R. L. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin: Hemphill Publishing, 1974. 182 p.

FOLK, R. L.; PITTMAN, J. S. Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporates. **Jour. Sed. Petrology**, v. 41, 4, p. 1045-1058. 1971.

HOEFS, J. **Stable isotope geochemistry**. Berlin: Springer-Verlag, 1997. 201 f.

HOFFMAN, P. F.; KAUFMAN, A. J.; HALVERSON, G. P. Comings and goings of Global glaciations on a Neoproterozoic Tropical Plataform in Namíbia. **GSA Today**, v. 8, n. 5, p. 1-10. 1998.

IRWIN, M. L. General theory of epeiric clear water sedimentation. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologist.**, Tulsa. v. 49, n.4, p. 445-459. 1965.

JACOBESSEN, S. B.; KAUFMAN, A. J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. **Chem. Geol.**, n. 161, p. 37-57. 1999.

KAUFMAN, A. J.; KNOLL, A. H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. **Precambrian Research**, v. 73, n. 1, p. 27- 49. 1995.

KNOLL, A. H. et al. Secular variation in carbon isotope ratios form upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. **Nature**, n. 321, p. 832-838. 1996.

KUMP, L. R. Interpreting carbon-isotope excursions: Strangelove oceans. **Geology**,. n. 19, p. 299-302. 1991.

KUMP, L. R. ; ARTHUR, M. A. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. **Chem. Geology**, n. 161, p. 181-198. 1999.

LIMA, F. H. O. **Estratigrafia integrada do Maastrichtiano (Formação Gramame) da bacia de Pernambuco-Paraíba – NE do Brasil**: caracterização faciológica e evolução paleoambiental. 2002. UFRGS, Porto Alegre. Tese (Doutorado) 2 v. 2002.

MARSHALL, D. J. **Cathodoluminescence of geological materials**: Winchester: MA, Allen & Unwin, 1988. 128 p.

MATSUDA, N. S. **Carbonate sedimentation cycle and origin of dolomite on the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon Basin, Northern Brazil**. 2002. 231f.. Tese (Doutorado). University of Tokyo, Department of Earth & Planetary Science, Tokyo, 2002.

McARTHUR, J. M. **Strontium-isotope stratigraphy**. In: ENCYCLOPEDIA of Earth System Science. California: Academic Press Inc. 1992. v.4, 311-316.

MILANI, E. J.; ZALAN, P. V. Brazilian Geology Part 1: the geology of paleozoic basins and mesozoic interior rifts of Brazil. In: AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXIBITION, 1988. Rio de Janeiro. **Short Course Notes...** Rio de Janeiro:AAPG. 1998.

MONTALVÃO, R. M. G.; BEZERRA, P. E. L. Geologia e Tectônica da Plataforma (Cráton) Amazônica (Parte da Amazônia Legal Brasileira). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 10, n. 1, p. 1-27. 1980.

MOUTINHO, L. P. **Assinaturas tafonômicas dos invertebrados da Formação Itaituba - aplicação como ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica na seção pensilvaniana aflorante na porção sul da Bacia do Amazonas, Brasil**. 2006. 325 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS - BR, 2006.

NORBORNNE, G. M., KAUFMAN, A. J. ; KNOLL, A. H. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the upper Windermere Supergroup (Neoproterozoic), Mackenzie Mountains, northwestern Canada. **Geol. Soc. Am. Bull.**, n. 106, p. 1281-1291. 1994.

OLIVEIRA, D. L. **Estudo preliminar de estratigrafia química da Formação Itaituba (PA): Datação, Paleoambiente e proveniência**. 2004. 72f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém-PA. 2004.

PLAYFORD, G.; DINO, R. Palynostratigraphy of upper paleozoic strata (Tapajos Group), Amazonas basin, Brazil: Part Two. Stuttgart, **Paleontographica Abt. B**, 225, p. 87-145. 2000.

SCHOLLE, A. P.; ULMER-SCHOLLE, D. S. **A Color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis**. Published by the American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 2003. p. 435-437.

SCOMAZZON, A. K. **Conodont biostratigraphy and paleoecology of the marine sequence of the Tapajós Group (Pennsylvanian), Amazonas Basin, Brazil.** 2004. 293 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2004.

SCOMAZZON, A. K. et al. Conodont biostratigraphy and paleoecology of the marine sequence of the Tapajós Group (Pennsylvanian), Amazonas Basin, Brazil. **Revista Pesquisas em Geociências.** (submetido). 2005.

SCOTESE, C. R.; MCKERROW, W. S. Revised World maps and introduction. In: MCKERROW, W.S; SCOTESE, C.R., (Ed.), Paleozoic paleogeography and biogeography, **Geological Society Memoir**, v.12, p.1-21. 1990.

SHARP. Z. **Principles of stable isotope geochemistry.** New Jersey: Pearson Prentice Hall. 2007. 344p.

SILVA, O. B. **Ciclicidade sedimentar no Pensilvaniano da Bacia da Bacia do Amazonas e o controle dos ciclos de sedimentação na distribuição estratigráfica dos conodontes, fusulinídeos e palinomorfos.** 1996. 331 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1996.

SPADINI, A. R. Exploração no Brasil os caçadores de petróleo. Rio de Janeiro. **Cadernos Petrobras**, v. 1, n. 4, p. 41, dez. 2004.

SPADINI, A. R.; MARÇAL, R. A. Porosidade em reservatórios carbonáticos: algumas considerações. **Boletim de Geociências da Petrobras.** Rio de Janeiro: CENPES, v. 13, n. 1, p. 129-138, nov.2004/maio 2005.

THOMAZ-FILHO, A. Datação de rochas sedimentares pelos métodos radiométricos rubídio-estrôncio (Rb/Sr) e potássio-argônio (K/Ar). Geocronologia nuclear. **Revista de Geologia, Fortaleza**, v. 8, p. 213-233. 1996.

VEIZER, J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. **Rev. Mineral**, n. 11, p. 265-299. 1983.

VEIZER, J.; ALA, D.; AZMY, K.; BRUCKSCHEN, P.; BUHL, D.; BRUHN, F.; CARDEN, G. A. F.; DIENER, A.; EBNETH.; S.; GODDERIS, Y.; JASPER, T.; KORTE, C.; PAWELLEK, F.; PODLAHA, O. G.; STRAUSS, H. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. **Chemical Geology**, n. 161, p. 59-88. 1999.

WILSON, J. L. **Carbonate facies in geologic history**. Berlin: Springer-Verlag. 1975. 471p.