



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 445

**PALEOAMBIENTE E QUIMIOESTRATIGRAFIA DA
FORMAÇÃO ITAITUBA, CARBONÍFERO DA BORDA SUL DA
BACIA DO AMAZONAS, REGIÃO DE URUARÁ - PARÁ**

Dissertação apresentada por:

AMÉLIA CAROLINA PIMENTA PARENTE DE CAMPOS

Orientador: Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira (UFPA)

Co-orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)

**BELÉM
2015**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
(Biblioteca do Instituto de Geociências/UFGPA)

Campos, Amélia Carolina Pimenta Parente de, 1988-
Paleoambiente e quimioestratigrafia da Formação Itaituba,
carbonífero da borda sul da bacia do Amazonas, região de Uruará -
Pará / Amélia Carolina Pimenta Parente de Campos. – 2015.

xi, 74 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Moacir José Buenano Macambira
Coorientador: Afonso César Rodrigues Nogueira
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e
Geoquímica, Belém, 2013.

1. Geologia isotópica - Uruará (PA). 2. Formações (Geologia) -
Uruará (PA). 3. Geocronologia. I. Título.

CDD 22. ed. 541.388098115



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**PALEOAMBIENTE QUIMIOESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO
ITAITUBA, CARBONÍFERO DA BORDA SUL DA BACIA DO
AMAZONAS, REGIÃO DE URUARÁ - PARÁ**

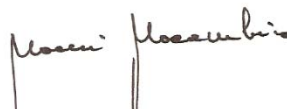
DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

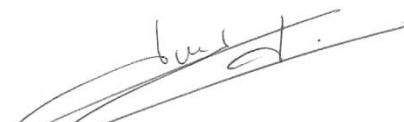
AMÉLIA CAROLINA PIMENTA PARENTE DE CAMPOS

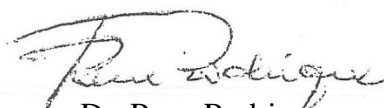
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.**

Data de Aprovação: 29 / 10 / 2014

Banca Examinadora:


Dr. Moacir José Buenano
(Orientador- UFPA)


Dr. Jean Michel Lafon
(Membro-UFPA)


Dr. Rene Rodrigues
(Membro-UERJ)

*À minha família:
Meus pais Amélia e Antônio;
Minhas tias Ana, Marcela, Regina e Teresa;
Meus tios Jorge, Carlos Alberto, Cláudio e Carlos Roberto;
Meus primos Jorge, Alexandre e Andrey.
Em memória:
Minha avó amada, Walkyria.*

AGRADECIMENTOS

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

- À Deus pela vida, pelo amor e por sua infinita misericórdia;
- À Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela oportunidade de desenvolver tal pesquisa;
- Ao laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (PARÁ-ISO), por toda infraestrutura disponibilizada para realização das análises isotópicas de Sr, em especial aos professores, técnicos e estagiários por toda atenção e grande ajuda;
- Ao Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED) do IG/UFPA, particularmente ao professor Joelson Soares;
- Ao Laboratório de caracterização Mineral (LCM) do IG/UFPA, pela realização das análises por Espectrometria de Fluorescência de Raios-X (FRX), em especial aos colegas Manuela, Arthur e Pedro;
- Ao Prof. Dr. Egberto Pereira pelas análises de isótopos estáveis de C e O;
- À SANAVE/SABMIN pelos testemunhos de sondagem cedidos para realização deste trabalho;
- Ao meu orientador Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira por sua confiança, paciência e amizade demonstrados ao longo destes quatro anos de convivência;
- Ao meu Co-orientador Prof. Dr. Afonso Nogueira pela colaboração com infraestrutura cedida e correções deste trabalho;
- Aos amigos João Milhomem pelas correções e apoio, e Elma Oliveira por todo carinho e ensinamentos;
- Aos meus colegas de turma, em especial Igor, Thiago, Lucio, Rafael, Antônio (Az), Robledo, Sauri, Manuela e Camila;
- À minha avó por ter sido acima de tudo, mãe e amiga, por ter me acolhido e me amado incondicionalmente;
- Às minhas tias, Ana, Marcela, Regina e Teresa, meus tios Jorge, Beto, Claudio e Piri e meus primos Jorge, Alexandre e Andrey;
- Ao meu pai por todo carinho;
- À minha mãe por sempre me amar e me cuidar. A você, meu eterno amor e agradecimento;

RESUMO

A Bacia do Amazonas, caracterizada como uma bacia intracratônica com cerca de 400.000 km², apresenta um registro sedimentar Fanerozoico composto por quatro sequências de segunda ordem relacionadas aos grupos Trombetas; Urupadi e Curuá; Tapajós e Javari. A Formação Itaituba, objeto deste trabalho, faz parte do Grupo Tapajós, o qual representa o último ciclo transgressivo-regressivo do Paleozoico desta bacia. A Formação Itaituba apresenta espessos pacotes de calcários de inframaré, intercalados com depósitos evaporíticos mais espessos em direção ao topo da formação, com folhelhos, siltitos e arenitos que representam depósitos transgressivo – regressivos de moderada energia em ambiente marinho raso de infra e itermaré. A formação é composta dos estratos mais ricos em fósseis marinhos da Bacia do Amazonas, tais como os de conodontes, foraminíferos, corais, briozoários, crinóides, trilobitas, ostracodes, gastrópodes, braquiópodes, bivalves, escolecodontes e fragmentos de peixe. Para este trabalho foram estudadas amostras de testemunho de sondagem (FURO 5) obtido no município de Uruará, centro-leste do estado do Pará. Os principais objetivos deste trabalho são a obtenção da idade de deposição da Formação Itaituba com base na curva secular do ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e sua caracterização quimioestratigráfica com base nos teores de elementos maiores e traços, e nos isótopos de C e O, bem como a caracterização faciológica desses carbonatos. O perfil estratigráfico estudado é caracterizado por uma intercalação entre fácies carbonáticas ricas em bioclastos, estilólitos e drusas de quartzo e fácies dolomítica. E, na base do perfil, por uma fácies terrígena caracterizada por silte de cor avermelhada com clastos carbonáticos. Microfaciologicamente foram identificados os litotipos: *wackstone*, *packstone*, *dolomudstone* e, mais raramente *mudstone* e *grainstone*. Foram definidas sete microfácies: *Mudstone* bioclástico (Mcb), *Wackstone* bioclástico (Wb), *Wackstone* bioclástico com estilólitos (Wbe), *Packstone* bioclástico (Pb), *Packstone* bioclástico com pelóides (Pbp), *Grainstone* bioclástico com pelóides (Gbp) e Dolomito fino (DI). Dentre os bioclastos observados estão braquiópodes, equinodermos, foraminíferos, pelecipodas, briozoários, gastrópodes e ostracodes. Como componentes não esqueletais observam-se quartzo, argilo-minerais, feldspatos, oóides e intraclastos. A matriz é micrítica e como cimento pode-se diferenciar três tipos, “em franja”, em mosaico e sobrecrecimento sintaxial. Grande parte do perfil foi afetada por processos secundários, tais como dolomitização, dissolução e compactação. Os resultados das análises geoquímicas foram obtidos em 46 amostras coletadas em intervalos de 50 cm, aproximadamente. Os dados obtidos confirmam que o perfil é predominantemente calcítico com pequenas variações no

conteúdo de Mg, no entanto apresenta níveis dolomitizados. Os valores elevados de Si em algumas amostras indicam a presença de minerais terrígenos, além de drusas e fraturas preenchidas por quartzo. As amostras apresentaram teor de Sr satisfatório para as análises isotópicas, o qual varia entre 30 e 293 ppm, sendo alguns dos menores valores relacionados às rochas dolomíticas. O estudo de isótopos estáveis foi realizado em 76 amostras coletadas em intervalos de 30 cm. Os valores obtidos para $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ variam de 1,602 a 5,422‰ e - 8,734 a 0,804‰, respectivamente. Os valores para $\delta^{13}\text{C}$ mostram-se compatíveis com os valores obtidos em estudos anteriores para os carbonatos da Formação Itaituba, que apontam um ambiente marinho com a assinatura isotópica típica de rochas carboníferas, já para $\delta^{18}\text{O}$ apresentam-se discordantes, logo alterados ($\delta^{13}\text{C}$ variando entre 2 e 6‰, $\delta^{18}\text{O}$ entre -3 a -7‰). Logo, tais carbonatos teriam composições isotópicas primárias, com exceção de algumas amostras, cujas composições foram modificadas por processos diagenéticos, tal qual a dolomitização. A idade de deposição foi obtida a partir da lixiviação de duas carapaças de braquiópodes, que posicionaram as rochas da Formação Itaituba no Pensilvaniano Superior com dois intervalos de idade, entre 296 e 303 Ma (Virgiliano – Missouriano) e entre 293 e 307 Ma (Virgiliano – Desmoinesiano), e Pensilvaniano Inferior, com idade entre 313 e 318 Ma (Morrowano).

Palavras-chave: Formação Itaituba, Carbonatos, Químioestratigrafia, Idade de deposição e Isótopos de Sr, C e O.

ABSTRACT

The Amazon Basin, characterized as an intracratonic basin of about 400,000 km², has a Phanerozoic sedimentary record of four second-order sequences related to groups Trombetas; Urupadi and Curuá; Tapajós and Javari. The Itaituba Formation, the goal of this work, is part of the Tapajós Group, which represents the last transgressive -regressive cycle of this Paleozoic basin. The Itaituba Formation presents thick packages of subtidal limestones intercalated with thicker evaporite deposits toward the top of the formation, with shales, siltstones and sandstones that represent deposits transgressive – regressive deposits of moderate energy in shallow marine infra-tidal and subtidal environment. The formation is composed of the richest strata of marine fossils in the Amazon Basin, such as the conodonts, foraminifera, corals, bryozoans, crinoids, trilobites, ostracods, gastropods, brachiopods, bivalve, escolecodonts and fish fragments. In this work, it was studied samples from a drill core (FURO 5) obtained in Uruará area, east-central state of Pará. The main objectives of this study are to obtain the depositional age of Itaituba Formation by comparison with the century ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr curve and its chemostratigraphic characterization based on major and trace elements contents, and C and O isotopes, as well as the facies description. The stratigraphic profile of the drill core is characterized by an intercalation between carbonatic facies rich in bioclasts, stylolites and quartz druses and dolomitic facies. At the base of the profile, terrigenous facies characterized by reddish silt with carbonate clasts were recorded. Microfaciologically the following lithotypes were identified: wackstone, packstone, and more rarely dolomudstone, mudstone and grainstone. Seven microfacies were defined: Bioclastic Mudstone (Mcb), Bioclastic Wackstone (Wb), Bioclastic Wackstone with stylolites (Wbe), Bioclastic Packstone (Pb), Bioclastic Packstone with Peloids (Pbp), Bioclastic Grainstone with Peloids (Gbp) and Fine Dolomite (DI). Among the bioclasts are: brachiopods, echinoderms, foraminifera, pelecipods, bryozoans, gastropods and ostracods. As non skeletal components there are: quartz, clay minerals, feldspars, oóides and intraclasts. The matrix is micritic and there are three types of cement: "fringe", tile and syntaxial overgrowth. Much of the profile was affected by secondary processes such as dolomitization, dissolution and compaction. The results of geochemical analyses were performed on 46 samples collected at each 50 cm, approximately. The data confirm that the profile is predominantly calcitic with small variations in the Mg content, however, dolomitised levels are present. The high values of Si in some samples indicate the presence of terrigenous minerals, in addition to the druses and fractures filled with quartz. The Sr contents of the samples are satisfactory for the isotopic

analysis, and varies from 30 to 293 ppm, some of the smaller values being related dolomitic rocks. Stable isotope studies were performed on 76 samples collected at intervals of 30 cm. The values obtained for $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ range from 1.602 to 5.422 ‰ and - 8.734 to 0.804 ‰, respectively. These values are in accord with those obtained in previous studies for the Itaituba Formation carbonates, pointing a marine environment with the typical isotopic signature of Carboniferous rocks. ($\delta^{13}\text{C}$ ranging from 2 to 6 ‰, and $\delta^{18}\text{O}$ ranging from - 3 to - 7‰). Therefore, the study carbonates have primary isotopic composition, except for some samples, which have their values affected by diagenetic processes, like the dolomitization. The depositional age was obtained from the leaching of two shells of brachiopods, which positioned the rocks from the Itaituba Formation in the Upper Pennsylvanian with two ages intervals, between 296 and 303 Ma (Virgiliano - Missourian), and between 293 and 307 Ma (Virgiliano - Desmoinesiano), and Lower Pennsylvanian aged between 313 and 318 Ma (Morrowan).

Keywords: Itaituba Formation, Carbonates, Chemostratigraphy , Depositional age and Sr, C and O isotopes.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 – Mapa de localização e acesso ao município de Uruará, estado do Pará.	3
Figura 1.2 – Classificação textural para rochas carbonáticas.....	6
Figura 1.3 – Etapas da técnica utilizada na dissolução e separação de Sr para análise isotópica – metodologia aplicada no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso).....	9
Figura 2.1 – Mapa de localização da bacia do Amazonas. Destacam-se em azul os afloramentos de rochas sedimentares carboníferas	10
Figura 2.2 – Mapa tectônico e de anomalia <i>Bourguer</i> da Bacia do Amazonas ilustrando as subdivisões dos três domínios estruturais e geomorfológicos: Plataformas Norte e Sul e Calha Central.	11
Figura 2.3 – Mapa geológico da borda sul da bacia do Amazonas, mostrando a localização das principais formações geológicas, dentre elas, a Formação Itaituba.	11
Figura 2.4 – Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas evidenciando a divisão do Grupo Tapajós.	15
Figura 3.1 – Curva de 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.....	19
Figura 3.2 – Ciclo do carbono na Terra.....	21
Figura 3.3 – Variações na razão isotópica de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) 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. 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 à 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.	22
Figura 3.4 – Curva global de variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ desde o Toniano. A princípio foi proposta para o Fanerozoico e posteriormente para todo o Paleozoico e final do Proterozoico.	25
Figura 3.5 – Curva de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os carbonatos do Fanerozoico.....	26
Figura 3.6 – Curva temporal de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os carbonatos com ênfase no Mississipiano, Pensilvaniano e Permiano.....	27
Figura 4.1 – Mapa de localização e acesso ao município de Uruará, estado do Pará.	30
Figura 4.2 – Carta estratigráfica da bacia do Amazonas.	33
Figura 4.3 – Perfil litológico do testemunho de sondagem (FURO 5).....	37
Figura 4.4 – Fotomicrografias das microfácies com nicóis //. Em A: Mudstone bioclástico (Mcb)Em B: Wackstone bioclástico (Wb). Em C: Wackstone bioclástico com estilolitos	

(Wbe). Em D: Packstone bioclástico (Pb). Em E: Packstone bioclástico com pelóides (Pbp). Em F1: Grainstone bioclástico com pelóides (Gbp). Em F2: Grainstone bioclástico com pelóides (Gbp). Em G: Dolomito fino (DI).	38
Tabela 4.1 – Sumário das microfácies com suas respectivas descrições litológicas, ambientes deposicionais e as classificações de Irwin e Wilson.	39
Tabela 4.2 – Sumário dos dados geoquímicos com valores em termos de elementos, razões químicas e classificação química das rochas.	41
Figura 4.5 – Distribuição dos elementos Ca e Mg em porcentagem no perfil estratigráfico. ..	42
Figura 4.6 – Comportamento das razões químicas no perfil estratigráfico.	44
Tabela 4.3 – Composição isotópica de C e O (‰) das amostras estudadas.	45
Figura 4.7 – Variação dos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ integrados ao perfil litoestratigráfico.	46
Figura 4.8 – Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ X $\delta^{18}\text{O}$ para os dados obtidos para os calcários, dolomitos e siltitos da Formação Itaituba.	47
Tabela 4.4 – Sumário das razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e seus respectivos desvios padrões em 2σ	50
Figura 4.9 – Diagrama mostrando as razões isotópicas de Sr (em 2σ) das alíquotas de lixiviação – amostra BQ1. A alíquota BQ1-7 apresentou menor razão isotópica e foi utilizada no cálculo da idade de deposição.	51
Figura 4.10 – Diagrama mostrando as razões isotópicas de Sr (em 2σ) das alíquotas de lixiviação – amostra BQ2. A alíquota BQ2-9 apresentou menor razão isotópica e foi utilizada no cálculo da idade de deposição.	51
Figura 4.11 – Curva de variação da razão isotópica de Sr na água do mar, detalhada para o Permiano, Pensilvaniano e Mississipiano. A faixa cinza representa o intervalo da idade de deposição definida pela amostra BQ1.	52
Figura 4.12 – Curva de variação da razão isotópica de Sr na água do mar, detalhada para o Permiano, Pensilvaniano e Mississipiano. A faixa cinza representa o intervalo da idade de deposição definida pela amostra BQ2.	53

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 – Sumário das microfácies com suas respectivas descrições litológicas, ambientes deposicionais e as classificações de Irwin e Wilson.	39
Tabela 4.2 – Sumário dos dados geoquímicos com valores em termos de elementos, razões químicas e classificação química das rochas.	41
Tabela 4.3 – Composição isotópica de C e O (‰) das amostras estudadas.	45
Tabela 4.4 – Sumário das razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e seus respectivos desvios padrões em 2σ	50

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS	xii
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA ESTUDADA	2
1.2 OBJETIVOS	4
1.3 ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO.....	4
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS	4
1.4.1 Análise sedimentológica e estratigráfica de testemunhos de sondagem	4
1.4.2 Estudos petrográficos	5
1.4.3 Análises químicas (FRX)	6
1.4.4 Análises isotópicas de C e O	7
1.4.5 Análises isotópicas de Sr por lixiviação.....	7
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	10
2.1 SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS E LITOESTRATIGRAFIA DO GRUPO TAPAJÓS	12
2.2 CRONOESTRATIGRAFIA DO GRUPO TAPAJÓS.....	14
2.3 FORMAÇÃO ITAITUBA	16
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	18
3.1 QUIMIOESTRATIGRAFIA	18
3.1.1 Isótopos estáveis de C e O	18
3.1.2 Fracionamento isotópico do C.....	18
3.1.3 Fracionamento isotópico do O	22
3.1.4 Isótopos de Sr.....	24
4. QUIMIOESTRATIGRAFIA E IDADE DE DEPOSIÇÃO DA FORMAÇÃO ITAITUBA, CARBONÍFERO DA BORDA SUL DA BACIA DO AMAZONAS, NA REGIÃO DE URUARÁ – PARÁ.....	28
4.1 INTRODUÇÃO	29
4.2 MATERIAIS E MÉTODOS	30
4.3 GRUPO TAPAJÓS – LITOESTRATIGRAFIA	31

4.4 FORMAÇÃO ITAITUBA	34
4.5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	35
4.5.1 Arcabouço microfaciológico	35
4.5.2 Químioestratigrafia.....	39
4.5.3 Idade de Deposição	48
4.6 CONCLUSÕES	53
4.7 REFERÊNCIAS.....	54
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	56
REFERÊNCIAS	57

1. INTRODUÇÃO

Rochas carbonáticas e evaporíticas, hospedeiras de minerais industriais e de insumos agrícolas, são abundantes na porção oeste do Estado do Pará, sendo exploradas economicamente. Essas rochas de idade pensilvaniana-permiana fazem parte da Bacia do Amazonas com excelentes exposições na borda sul (Cunha *et al.* 1994, Matsuda *et al.* 2004, 2006). Segundo Caputo (1984), a Bacia do Amazonas é caracterizada como uma bacia intracratônica, abrangendo uma área de cerca de 400.000 km² implantada sobre o Cráton Amazônico. A mesma tem sido alvo de investigações geológicas, desde a década de 60, visando a descoberta de sistemas petrolíferos para a exploração de óleo e gás, estes gerados no final do Paleozóico com a entrada das rochas vulcânicas triássicas (Castro *et al.* 1988, Ferreira *et al.* 2004, Wanderley Filho *et al.* 2006).

As rochas carbonáticas e evaporíticas, bem como as de composição fosfática ainda são pouco conhecidas, embora a Bacia do Amazonas seja considerada como portadora de hidrocarbonetos (Rezende & Brito 1973). Depósitos fosfáticos são economicamente explorados para a produção de fertilizantes agrícolas (NPK), correção de solos e como suplemento mineral para animais. Minerais carbonáticos e evaporíticos são importantes na produção de cimento (tipo Portland), como insumos agrícolas, na metalurgia e indústrias do vidro. No estado do Pará, a demanda por recursos naturais tem sido crescente e isso gera uma exploração desordenada por pequenas empresas e, para que o risco seja reduzido, no que diz respeito ao investimento em exploração mineral de maneira ordenada, é importante que se tenha conhecimento geológico.

Os minerais industriais de interesse como carbonatos, fosfatos e sais são encontrados nas rochas do Grupo Tapajós ou sequência pensilvaniano-permiana (Cunha *et al.* 1994, Matsuda *et al.* 2006). O grupo engloba as formações Monte Alegre (arenitos com subordinados siltitos, dolomitos, calcários e folhelhos), Itaituba (calcários, dolomitos e evaporitos), Nova Olinda (calcários e evaporitos) e Formação Andirá (siltitos, arenitos e folhelhos avermelhados) (Caputo *et al.* 1971, Cunha *et al.* 2007, Lemos 1990, Lemos & Scomazzon 2001, Playford & Dino 2000).

Esta dissertação de mestrado pretende investigar os depósitos carbonáticos da Formação Itaituba, com base na análise de microfácies, em dados geoquímicos e isótopos de

C, O e Sr, visando à reconstituição paleoambiental incluindo a determinação da idade de deposição, e do seu arcabouço quimioestratigráfico.

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA ESTUDADA

A área a ser investigada neste projeto é a região sul da bacia do Amazonas nas proximidades da cidade de Uruará (Figura 1.1), estado do Pará, onde se encontram minas e afloramentos de carbonatos da Formação Itaituba, do Grupo Tapajós. O município de Uruará localiza-se no centro-leste do Estado do Pará. Limita-se ao norte com os municípios de Prainha e Medicilândia; a leste com municípios de Medicilândia e Altamira; ao sul com o município de Altamira e a oeste com o município de Santarém. O acesso principal se dá por via terrestre tomando-se a Rodovia Transamazônica – BR 230/ PA, percorrendo-se uma distância de 965 km a partir de Belém.

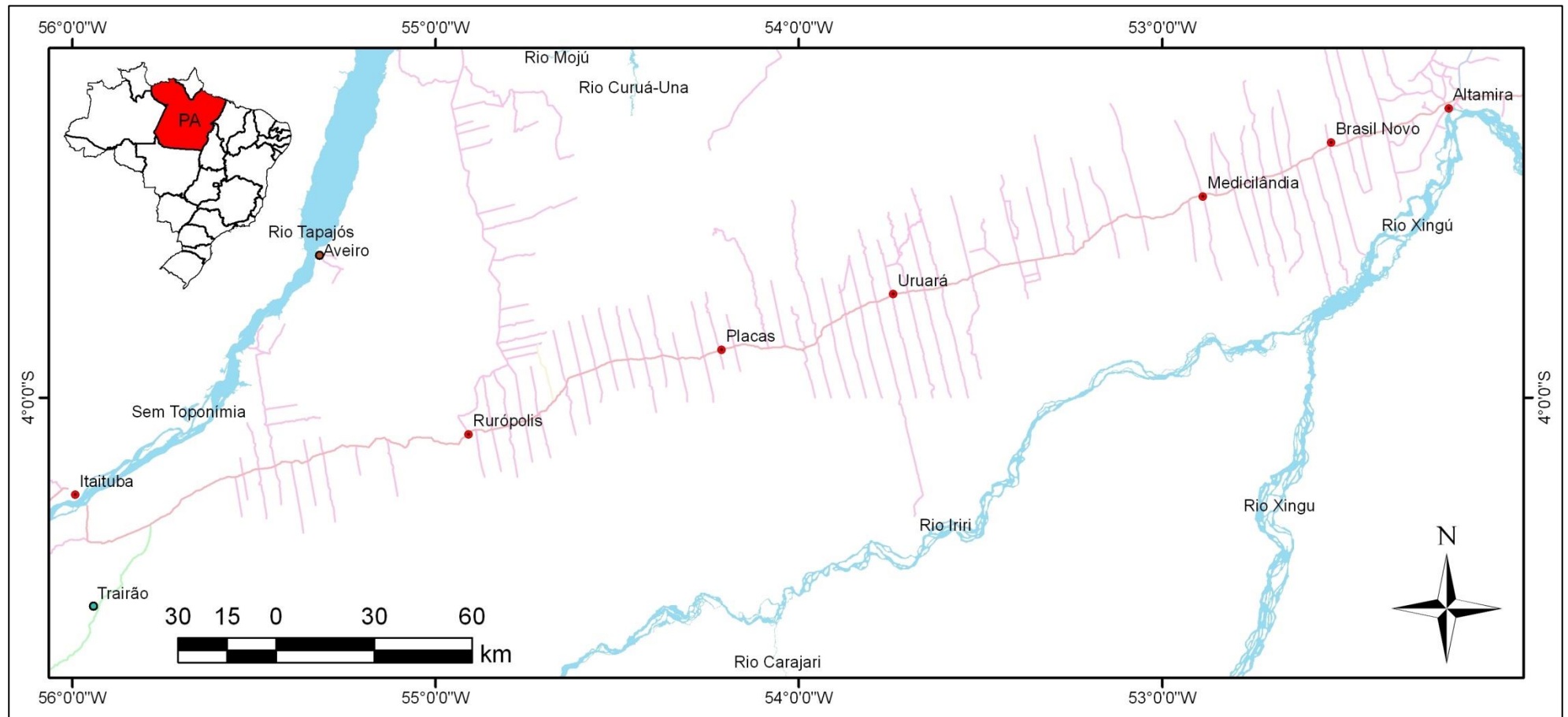


Figura 1.1 – Mapa de localização e acesso ao município de Uruará, estado do Pará.

1.2 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo a reconstrução da evolução sedimentar da Formação Itaituba na região de Uruará, complementando os dados disponíveis para esta unidade inserida no Grupo Tapajós. O alcance desta meta levou em consideração a obtenção dos seguintes objetivos específicos:

- Definir o paleoambiente deposicional com base na caracterização sedimentológica e petrográficas;
- Obter o arcabouço quimioestratigráfico com base nas razões $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e em dados geoquímicos;
- Definir a idade de deposição para as rochas carbonáticas da Formação Itaituba com base na obtenção de razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em carapaças carbonáticas por meio da utilização de curvas calibradas.

1.3 ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

A presente dissertação de mestrado está organizada em 5 capítulos. O Capítulo 1 é referente à introdução, onde são apresentadas a localização da área objeto de estudo, os objetivos, bem como os métodos empregados. O Capítulo 2 sintetiza os principais aspectos geológicos referentes à Bacia do Amazonas e especificamente à Formação Itaituba. O Capítulo 3 refere-se à fundamentação teórica no que diz respeito aos isótopos C, O e Sr, o Capítulo 4 apresenta o artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências (RBG) que inclui os dados paleoambientais, quimioestratigráficos e a idade de deposição. E, finalmente, o Capítulo 5 apresenta as conclusões e as referências bibliográficas utilizadas para o desenvolvimento desta dissertação.

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

1.4.1 Análise sedimentológica e estratigráfica de testemunhos de sondagem

O estudo estratigráfico e sedimentológico foi realizado em 1 testemunho de sondagem (FURO 5), doado pela empresa SANAVE-SABMIN. O testemunho possui cerca de 37 m de comprimento e consiste de rochas carbonáticas da Formação Itaituba de idade carbonífera

pertencente ao Grupo Tapajós. Com base na análise de fácies de Walker (1992) foram realizados os seguintes procedimentos: 1) reconhecimento das fácies sedimentares por meio da caracterização e descrição de parâmetros como a composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares; 2) o entendimento dos processos sedimentares que revela como a fácies foi gerada, e 3) a associação de fácies, que reúne fácies contemporâneas e cogenéticas, com diferentes padrões de empilhamento, geometria e posição relativa dentro da unidade deposicional. Para o furo de sondagem estudado de acordo com a escala de trabalho, as fácies descritas foram diagramadas em perfil colunar.

A coleta de amostras foi realizada sistematicamente de acordo com a separação de fácies e para análises isotópicas. Amostras recristalizadas e com alta concentração de minerais siliciclásticos, ou fortemente oxidadas, foram evitadas para as análises isotópicas. Outro critério de seleção de amostras foi a presença de evidências de processos diagenéticos intensos o suficiente para modificar a composição isotópica original das rochas.

1.4.2 Estudos petrográficos

Esses estudos foram realizados em um total de 30 lâminas polidas, confeccionadas na Oficina de Laminação da Faculdade de Geologia (FAGEO/IG) e descritas com o auxílio de microscópio petrográfico de luz polarizada ou transmitida do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED) e do Laboratório de Metalogênese. A coleta de amostras foi realizada sistematicamente de acordo com as fácies descritas e levando-se em consideração a espessura do furo disponibilizado.

As descrições petrográficas fundamentaram-se nas classificações de Dunham (1962) (Figura 1.2). Como auxílio na diferenciação entre calcita e dolomita, todas as lâminas foram tingidas parcialmente com Alizarina vermelha-S a uma concentração de 0,2 g/100 mL de 1,5% de ácido hidrocloreídrico (Adams *et al.* 1984). As lâminas delgadas foram avaliadas com a finalidade de identificar e classificar as microfácies carbonáticas e auxiliar na seleção das amostras para aplicação dos estudos isotópicos por microfácies, procurando selecionar aquelas nas quais os processos diagenéticos não foram intensos o suficiente para modificar a composição isotópica original das rochas (Kaufman & Knoll 1995, James *et al.* 2001). Foram descartadas, então, as amostras significativamente recristalizadas e com alta concentração de grãos siliciclásticos, ou fortemente oxidadas para se obter a composição isotópica mais próxima daquela original da rocha.


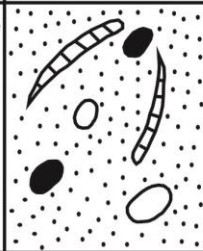
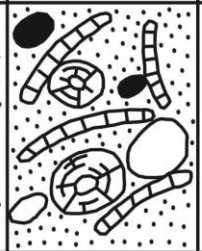



TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL					TEXTURA DEPOSICIONAL NÃO RECONHECÍVEL
Componentes originais não “ligados” durante a deposição				Componentes originais “ligados” durante a deposição	
Contém lama (partículas com tamanho argila/silte fino)		Sem lama			
Arcabouço suportado pela matriz		Arcabouço suportado pelos grãos			
< 10% grãos	> 10% grãos				
Mudstone	Wackstone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Carbonato Cristalino
					

Figura 1.2 – Classificação textural para rochas carbonáticas. Modificado de Dunham 1962.

1.4.3 Análises químicas (FRX)

As análises químicas por fluorescência de raios-X (FRX) foram realizadas em 46 amostras, coletadas em espaçamento de, aproximadamente, 50 cm ao longo do testemunho estudado. Os dados obtidos foram utilizados como informações complementares para a interpretação paleoambiental da sucessão estudada e conseqüentemente como critérios para seleção de amostras potenciais à aplicação de estudos isotópicos. Essas análises foram utilizadas para determinação das concentrações de elementos maiores (Ca, Mg, Fe, Si e Al) e traços (Mn, Rb e Sr), comumente presentes em rochas carbonáticas e utilizados para a avaliação de alteração diagenética com base nas suas razões.

As amostras foram pulverizadas com o auxílio de um graal de ágata e analisadas em dois modos de preparação: (a) Pastilha Fundida: mistura de 1 g de amostra + 6 g de fundente (Tetraborato de lítio, $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$), a mistura é homogeneizada e, então, fundida a 1000°C por 10 minutos para a leitura de elementos maiores, e (b) Pastilha Prensada: mistura de 3 g de amostra + 0,9 g de cera de parafina (aglomerante), homogeneizada e prensada com uma carga de 20 toneladas para a leitura de elementos traços. O equipamento utilizado para leitura é o espectrômetro sequencial Axios Minerals, com tubo de raios-X cerâmico e ânodo de ródio (Rh) de 2,4 kW, da PANalytical. Os dados foram adquiridos através do software *SuperQ*

Manager, e o tratamento dos dados realizado pelo software *IQ+*, ambos da PANalytical. O aparelho utilizado pertence ao Laboratório de Caracterização Mineral – LCM, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG/UFPA).

1.4.4 Análises isotópicas de C e O

A sistemática adotada para os estudos isotópicos de C e O, na medida do possível, seguiu uma sequência de atividades definida por Kaufman & Knoll (1995), a qual é baseada em critérios petrográficos e geoquímicos, visando à seleção das amostras mais adequadas para aplicação de estudos isotópicos. Desta forma, as análises das razões isotópicas de oxigênio e carbono foram executadas, preferencialmente, em amostras carbonáticas, que não tenham sofrido processos diagenéticos secundários ou de modificação isotópica intensa. No entanto, rochas dolomíticas também foram analisadas a fim de avaliar o efeito da dolomitização.

Para a realização dessas análises foi feita uma coleta sistemática de microamostras, em intervalos de 30 cm, totalizando 76 amostras. As microamostras foram extraídas pontualmente com o auxílio de uma broca diamantada e posteriormente analisadas isotopicamente. Para realização dessas análises, cada microamostra, massa na ordem de 50 mg, é 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 do gás.

Os resultados foram registrados na notação usual delta (δ) em notação per mil (‰) seguida do isótopo menos abundante (mais pesado): $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ e exprime a razão $^{13}C/^{12}C$ e $^{18}O/^{16}O$, respectivamente, da amostra em relação aos padrões VPDB (Vienna – PDB ou *Pee Dee Belemnite*) e VSMOW (Vienna – SMOW ou *Standard Mean Ocean Water*), ambos recalibrados pela *International Agency of Atomic Energy from Viena*. Incertezas nas medidas isotópicas foram estimadas

Foram confeccionados perfis integrados e gráficos $\delta^{13}C$ x $\delta^{18}O$, tanto de dados totais, quanto por associação de fácies individuais para melhor visualização e avaliação dos resultados.

1.4.5 Análises isotópicas de Sr por lixiviação

O método adotado para análise de Sr é aquele desenvolvido por Bailey *et al.* (2000). Este método é baseado no princípio da eliminação do Sr diferente daquele precipitado junto com o carbonato, ou seja, o Sr trazido por fuidos externos ou proveniente do decaimento

radioativo do Rb contido em detritos clásticos. Para isso, foi feita a dissolução da amostra e em seguida a separação do Sr na amostra.

Foram selecionadas para este fim duas amostras, carapaças de braquiópodes, e as mesmas foram extraídas do testemunho com o auxílio de broca diamantada. As análises isotópicas foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica – Pará-Iso – do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG/UFPA), utilizando-se a técnica MC-ICP-MS (Multi Collector – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry). O aparelho utilizado foi um espectrômetro de massa NEPTUNE (Thermo Scientific). O sistema de detecção está equipado com nove coletores do tipo *Faraday*, seis contadores de íons (MIC) e um multiplicador de elétrons (SEM).

A metodologia aplicada (Figura 1.3) inicia com a lavagem de 200 mg de amostra em um tubo de centrífuga, por um período de 24 horas com água ultrapura (H₂O Milli-Q). Posteriormente, esse conjunto (amostra + H₂O) passa por uma centrifugação, retira-se o sobrenadante e separa-se o resíduo para lixiviação com o ácido fraco. Após secagem deste primeiro resíduo, é iniciado o processo de lixiviação do mesmo, adicionando-se 2 mL de H₂O Milli-Q e 200 a 250 µL de ácido acético 20%, deixando reagir por aproximadamente 20 minutos ou até que toda a reação cesse. Então, retira-se o sobrenadante por pipetagem depois de dupla centrifugação, de modo que nenhum resíduo seja coletado. Esse ciclo é repetido várias vezes até que todo o carbonato seja dissolvido. 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** 3,5N). Na coluna de separação, após lavagem com H₂O Milli-Q, é adicionada uma resina trocadora de íons específica Eichron® para Sr, a qual é condicionada pela adição de 500 µL de HNO₃** 3,5N. Em seguida, é adicionado 500 µL de amostra, cuja eluição para eliminação dos outros elementos é feita pelo acréscimo de 500 µL de HNO₃** 3,5N, por quatro vezes. A extração e coleta do Sr em béqueres específicos são então feitas com duas medidas de 500 µL de H₂O Milli-Q. Este processo é realizado duas vezes a fim de serem utilizados os 1000 µL de amostra. Por fim, as amostras são levadas a secagem total e condicionadas com 1,5 mL de HNO₃ (3%) e levadas por 10 minutos ao aparelho de ultra-som para homogeneização e em seguida para leitura no MC-ICP-MS.

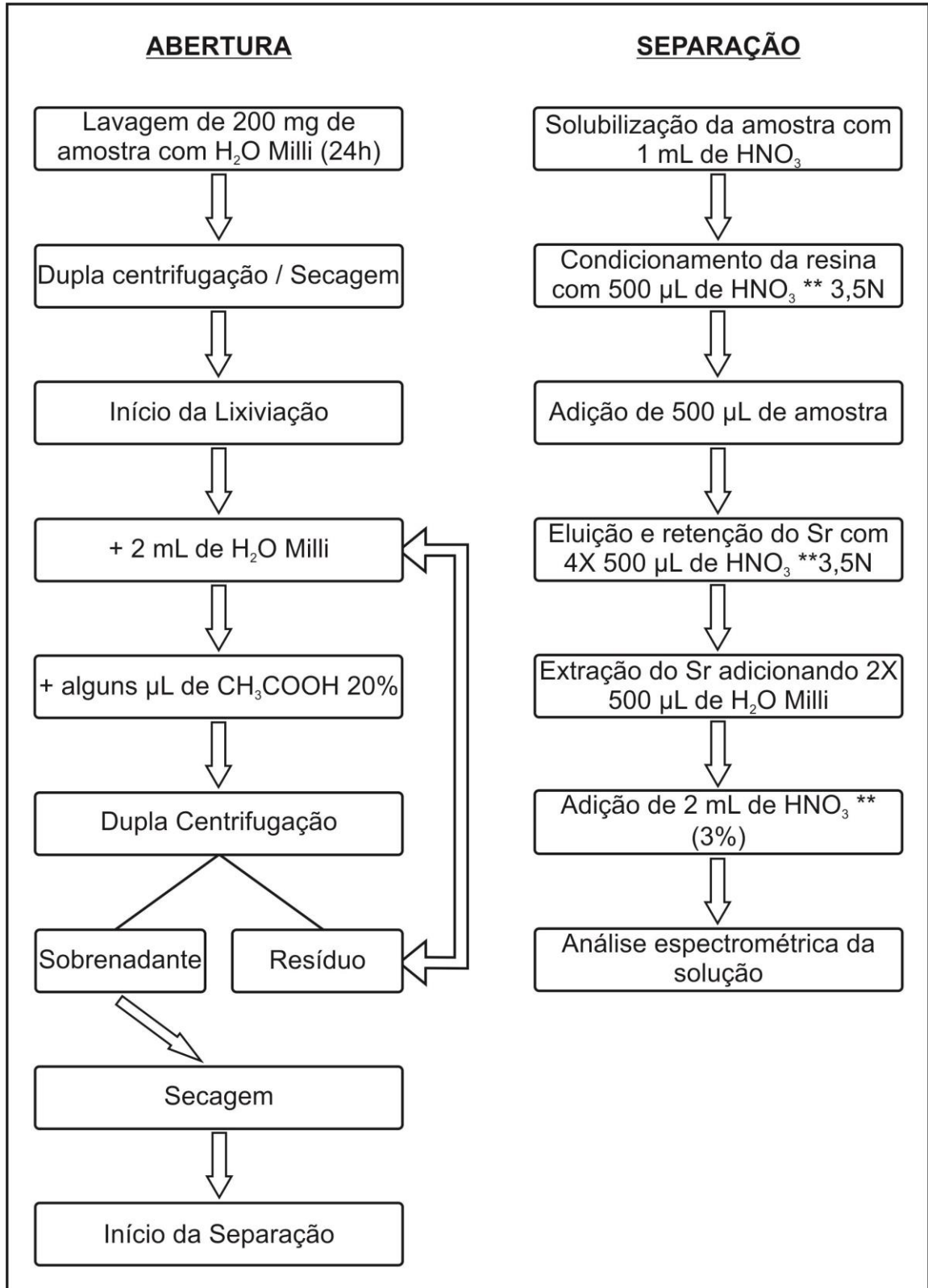


Figura 1.3 – Etapas da técnica utilizada na dissolução e separação de Sr para análise isotópica – metodologia aplicada no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso) segundo Bailey *et al.* (2000).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Amazonas, segundo Caputo (1984), é caracterizada como uma bacia intracratônica com cerca de 400.000 km², abrangendo parte dos estados do Amazonas e Pará, e reúne as anteriormente chamadas bacias do médio e baixo Amazonas. Essa bacia foi implantada sobre o Cráton Amazônico e apresenta como limites o Arco de Gurupá, separando-a da Bacia do Marajó a leste, o Arco de Purus, separando-a da Bacia do Solimões a oeste (Wanderley Filho 1991), o Escudo das Guianas ao norte e o Escudo Guaporé ao sul (Caputo 1984) (Figura 2.1).

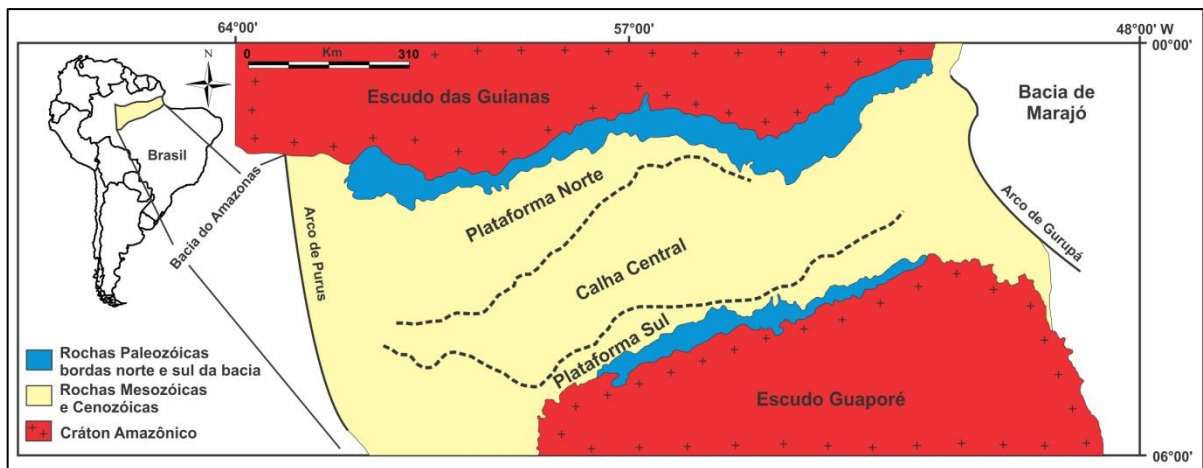


Figura 2.1 – Mapa de localização da bacia do Amazonas. Destacam-se em azul os afloramentos de rochas sedimentares carboníferas. Modificado de Scomazzon 2004.

Wanderley Filho (1991) dividiu a Bacia do Amazonas em três domínios estruturais e geomorfológicos: Plataforma Norte, Calha Central e Plataforma Sul. Posteriormente Coutinho & Gonzaga (1994) subdividiram as plataformas e a calha em unidades menores, sendo a Plataforma Norte composta pelo hemi-graben Manaus, Plataforma Jatapu e Plataforma Cumina; a Plataforma Sul sendo ocupada pela Plataforma Mamuru e; a Calha Central composta pelos hemi-grabens Abacaxis, Oriximiná, Tucumã e Monte Alegre (Figura 2.2). 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 (Figura 2.3).

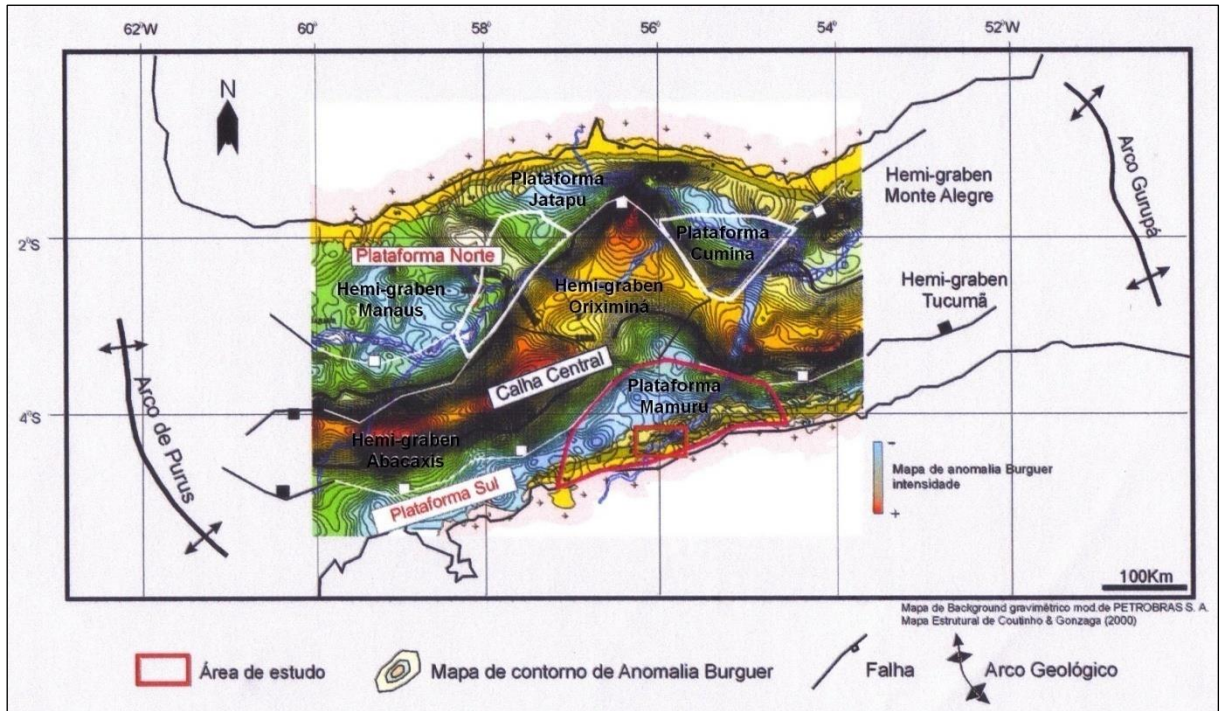


Figura 2.2 – Mapa tectônico e de anomalia *Bourguer* da Bacia do Amazonas ilustrando as subdivisões dos três domínios estruturais e geomorfológicos: Plataformas Norte e Sul e Calha Central. Modificado de Matsuda 2002.

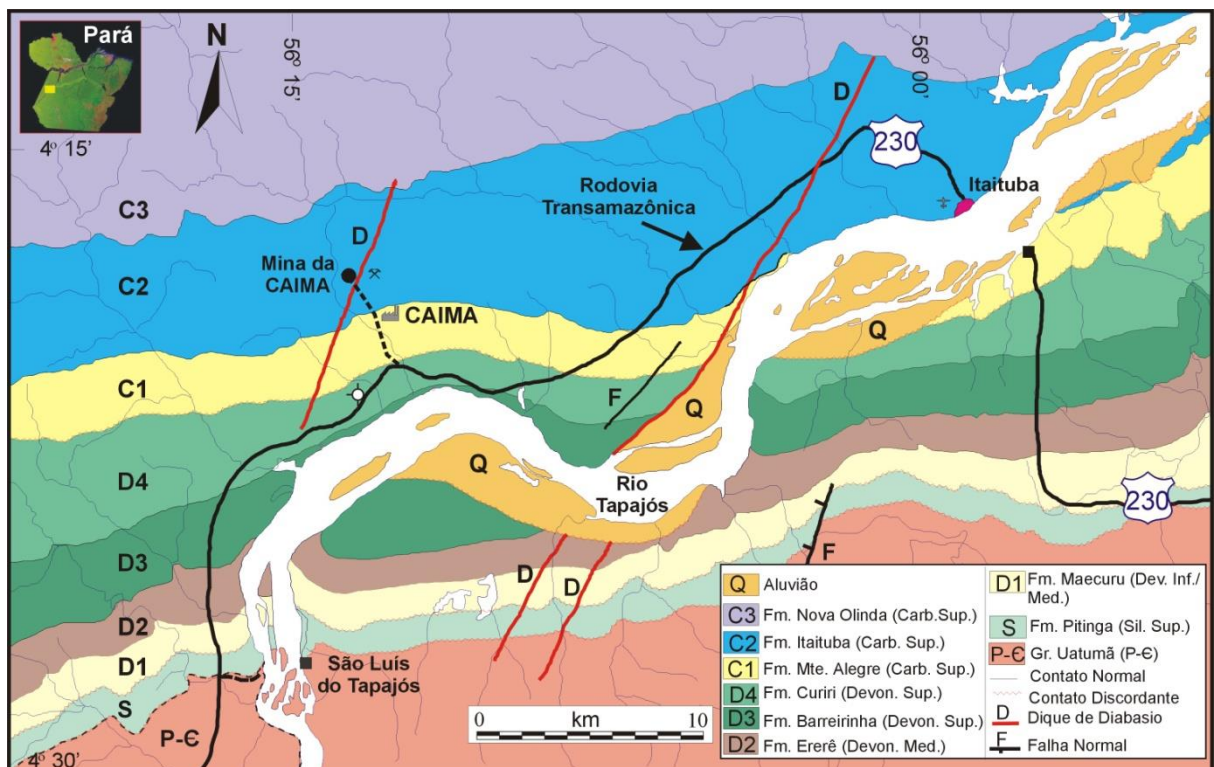


Figura 2.3 – Mapa geológico da borda sul da bacia do Amazonas, mostrando a localização das principais formações geológicas, dentre elas, a Formação Itaituba. Fonte: Eiras (1998).

A Bacia do Amazonas teve sua história geológica iniciada juntamente com a formação do supercontinente Gondwana, ao final do Pré-Cambriano, através da movimentação e colisão

das placas tectônicas, que compõem as atuais placas da América do Sul, África, Madagascar, Índia, Antártica e Austrália (Scotese & Mckerrow 1990). O Gondwana sofreu diversos tectonismos concomitantes a eventos ígneos e metamórficos durante o Proterozoico Superior e o início do Fanerozoico, os quais deram início a uma subsidência tectônica onde se encontra o Cráton Amazônico. O proto-rifteamento que originou a Bacia do Amazonas foi gerado pelo evento de subsidência e atualmente é registrado pela sucessão sedimentar aluvial, fluvial e lacustre do grupo Purus, de idade neoproterozoica, que corresponde aos primeiros registros de rochas sedimentares da bacia (Milani & Zalan 1998).

Durante o intervalo Cambriano-Ordoviciano (542-444 Ma), com o fim dos esforços tectônicos e o resfriamento das massas plutônicas, deu-se início a subsidência térmica regional e ao desenvolvimento da sinéclise intracontinental da bacia do Amazonas (Montalvão & Bezerra 1980) com sedimentação em *onlap* a partir do Ordoviciano Superior (Cunha *et al.* 1994). O substrato da bacia do Amazonas é representado por rochas metamórficas, meta-vulcânicas e metassedimentares da Província Maroni-Itacaiúnas (Faixa móvel do Paleoproterozoico) e pela Província Amazônica Central (área proto-cratônica), composta por rochas graníticas e sequências metavulcanossedimentares relacionadas ao Arqueano (Cordani *et al.* 1984).

2.1 SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS E LITOESTRATIGRAFIA DO GRUPO TAPAJÓS

O registro sedimentar do Fanerozoico da bacia do Amazonas é composto por quatro sequências de segunda ordem: i) sequência ordoviciano-devoniana, à qual está relacionada o Grupo Trombetas, e que apresenta folhelhos marinhos, arenitos e diamictitos, depositados durante a glaciação do final do Ordoviciano e início do Siluriano; ii) sequência devoniano-carbonífera, que compreende os grupos Urupadi e Curuá, incluindo arenitos e folhelhos marinhos de água rasa do Devoniano Inferior, seguidos por sedimentação glacial no Devoniano Superior e continental no início do Carbonífero; iii) sequência permo-carbonífera, pertencente ao Grupo Tapajós, o qual apresenta sedimentação continental na base seguida por carbonatos, evaporitos e *red beds* no topo da sequência; iv) sequência cretáceo-terciária, marcada pelo Grupo Javari com intrusões de corpos vulcânicos (Cunha *et al.* 1994) (Figura 2.4). Playford & Dino (2000) atribuem os períodos pensilvaniano e permiano ao Grupo Tapajós.

As rochas do Grupo Tapajós registram um ciclo deposicional transgressivo-regressivo com idades entre o Neocarbonífero (Pensilvaniano) e o Permiano, e estão relacionadas às

mudanças climáticas de frio para quente e árido após a orogenia eo-herciniana. Caputo *et al.* (1971) subdividiram o Penilvaniano da Bacia do Amazonas em três formações, denominadas da base para o topo: Formação Monte Alegre, Formação Itaituba e Formação Nova Olinda. Posteriormente, Caputo (1984) inseriu a Formação Andirá, fechando o ciclo do Grupo Tapajós (Figura 2.4).

A Formação Monte Alegre é composta por arenitos fluviais e eólicos e depósitos de *wadis* (rios de deserto), intercalados por siltitos e folhelhos de interdunas e lagos, e depósitos carbonáticos delgados no topo, que foram depositados em um ambiente marinho raso a restrito. Caputo (1984) registra que essa formação é gradativamente recoberta pela Formação Itaituba, mostrando uma relação de transição entre as duas formações e que o limite entre as duas formações se dá na base de uma camada de anidrita. No entanto, Cunha *et al.* (1994) definem o topo da Formação Monte Alegre como o último pacote significativo de arenito anterior aos pacotes carbonáticos da Formação Itaituba.

A Formação Itaituba (alvo de estudo deste trabalho) apresenta espessos pacotes de calcários de inframaré, intercalados com depósitos evaporíticos mais espessos em direção ao topo da formação, com folhelhos, siltitos e arenitos, que representam depósitos transgressivo – regressivos de moderada energia em ambiente marinho raso de infra e itermaré (Silva 1996). A Formação Itaituba é composta dos estratos mais ricos em fósseis marinhos da Bacia do Amazonas. Dentre eles foram identificados conodontes, foraminíferos, corais, briozoários, crinoides, trilobitas, ostracodes, gastrópodes, braquiópodes, bivalvos, escolecodontes e fragmentos de peixe. O limite superior da Formação Itaituba é gradacional com a Formação Nova Olinda, que a recobre.

A Formação Nova Olinda é representada por evaporitos e carbonatos intercalados com folhelhos cinza e marrom e siltitos de planície de *sabkha*, depositados durante o final do Carbonífero em um ambiente parcialmente marinho. O limite entre essa formação e a Formação Itaituba é estabelecido com base em critérios de subsuperfície na região central da bacia, onde ocorrem os espessos depósitos arenosos da Formação Nova Olinda, os quais se tornam mais evaporíticos em direção ao topo. Segundo Matsuda (2002), os estratos carbonáticos possuem fósseis marinhos semelhantes aos da Formação Itaituba. No entanto, a fauna se torna empobrecida em abundância e diversidade. Tais características faunísticas e litológicas indicam a ocorrência de uma fase regressiva que avança a partir dos estratos superiores da Formação Itaituba, resultando em um ambiente restrito e árido caracterizando a Formação Nova Olinda.

O Permiano é marcado pela Formação Andirá, que registra o final deste ciclo transgressivo-regressivo e é caracterizada por uma sedimentação continental em um ambiente fluvial/lacustrino a marinho restrito, com siltitos, arenitos e folhelhos avermelhados com raros níveis de anidrita e calcário, provavelmente afetada pela orogenia tardi-herciniana (Cunha *et al.* 1994).

2.2 CRONOESTRATIGRAFIA DO GRUPO TAPAJÓS

A divisão cronoestratigráfica do Grupo Tapajós tem sido proposta por diversos autores e ainda é bastante controversa. De acordo com Matsuda (2002), Bouman *et al.* (1960)¹, Morales (1960)² e Altiner & Savini (1991)³ correlacionaram as formações Monte Alegre e Itaituba ao Morrowano, sendo que os dois últimos autores, baseados em foraminíferos situaram as duas formações mais especificamente no intervalo Eomorrowano a Mesoatokano. Ainda segundo Matsuda (2002), Daemon & Contreiras (1971)⁴ e Andrade & Cunha (1971)⁵ correlacionaram estas formações ao Desmoinesiano e Virgiliano.

¹ Bouman, Q.C.; Mesner, J.C.; Paddem, M.A. 1960. Amazon basin study. PETROBRAS. (Relatório interno – 454 -A).

² Morales, L.C. 1960. Geologia geral e possibilidades petrolíferas da Bacia Amazônica do Brasil. *Bol. Inst. Bras. Petol.* **1** (2): 2-13.

³ Altiner, D. & Savini, R.R. 1991. Pennsylvanian foraminifera and carbonate microfacies from Amazonas and Solimões basins: Biostratigraphic, Paleoecologic and Paleographic results. PETROBRAS (relatório – PETROBRAS/CENPES) 174 p.

⁴ Daemon, R.F. & Contreiras, C.J.A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo. 1971. *Anais...* São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. **3**: 79-88.

⁵ Andrade, C.A.C. & Cunha, F.M.B. 1971. Revisão Geológica da Bacia Paleozóica da Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo. 1971. *Anais...* São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. **3**: 93-112.

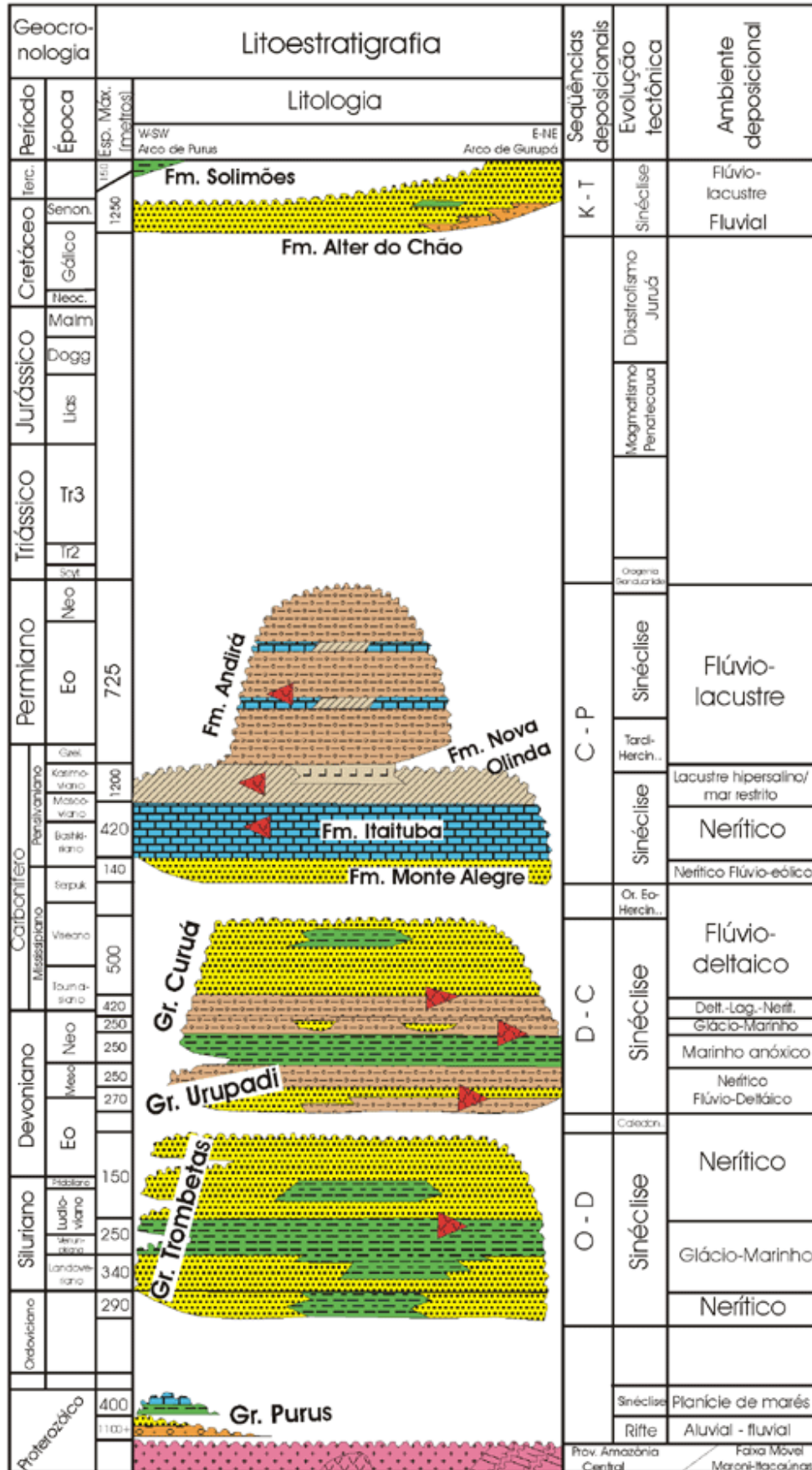


Figura 2.4 – Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas evidenciando a divisão do Grupo Tapajós. Modificado de Cunha *et al.* 1994.

2.3 FORMAÇÃO ITAITUBA

Segundo Caputo (1984), o termo “Série Itaituba” foi proposto inicialmente por Hartt (1874)⁶ para definir as rochas carboníferas que afloram ao longo das margens dos rios Tapajós e Cupari, borda sul da Bacia do Amazonas. A Formação Itaituba apresenta-se como uma unidade cíclica, heterogênea, abundantemente fossilífera e composta de vários litotipos como calcários com alto conteúdo de bioclastos marinhos, dolomitos, folhelhos, siltitos, arenitos e evaporitos (Caputo 1984). A espessura dessa formação é de aproximadamente 420 m em subsuperfície, sendo que apenas 100 m afloram.

A Formação Itaituba marca o estabelecimento de amplas condições marinhas durante seu intervalo de deposição. 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). Os folhelhos e siltitos por vezes contêm crustáceos e plantas, indicativos de depósitos salobros e de água doce (Silva 1996).

No contexto desta bacia, a Formação Itaituba é a que apresenta o mais abundante registro marinho de micro e microfósseis, com uma rica fauna de conodontes, foraminíferos, palinomorfos, fragmentos de peixe, braquiópodes, trilobitas, crinóides, corais, briozoários, gastrópodes, bivalves e outros não tão abundantes como ostracodes, espículas de esponja, escolecodontes e raros cefalópodos (Scomazzon 2004).

Estes organismos têm sido amplamente estudados com objetivos taxonômicos, paleoecológicos, bioestratigráficos e mais recentemente na busca de informações tafonômicas. Os microfósseis têm sido utilizados para o estabelecimento e refinamento da cronoestratigrafia destes depósitos do Grupo Tapajós. Contudo, as estimativas de idades fornecidas pelos conodontes, foraminíferos fusulinídeos e palinomorfos são controversas.

Lemos (1990) definiu três biozonas de conodontes na seção da Formação Itaituba. De acordo com aquela autora, *Neognathodus symmetricus* e *Rachitognathus muricatus* têm sido encontrados na parte superior da Formação Monte Alegre e na parte inferior da Formação Itaituba. *Diplognathodus orphanus* e *Diplognathodus coloradensis*, como típicos elementos do Atokano, são encontrados na parte média a superior da Formação Itaituba. A biozona de foraminíferos bentônicos (fusulinídeos), composta por *Millerella extensa*, *Millerella pressa* e

⁶ Hartt, C.F. 1874. Contributions to the Geology and Physical Geology of the Lower Amazonas. Buffalo Soc. Of Nat. Sci. Bull., 1: 201-235.

Eostafella advena chamados de FF-I, indica a idade da Formação Itaituba como sendo do Morrowano ao Atokano Médio-Superior (Altiner & Savini 1991⁷ *apud* Matsuda 2002).

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 essa formação tenha sido depositada do Neomorrowano ao Eodesmoinesiano. Foraminíferos como *Millerella extensa*, *Millerella pressa* e *Eostafella advena* (Altiner & Savini 1995) sugerem idade neomorrowana a atokana média. Palinomorfos como *Spelaeotriletes triangulus*, *Striomonosaccites incrassatus* e *Illinites unicus* (Playford & Dino 2000) sugerem uma idade do Neomorrowano ao Eodesmoinesiano, concordante com os dados de conodontes.

Além dos microfósseis, os isótopos de Sr em rochas e fósseis vêm sendo recentemente aplicados para o auxílio na estimativa destas idades. 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. Oliveira (não publicado) obteve razões que posicionaram a Formação Itaituba entre o Mississippiano Superior (Chesteriano) e Pensilvaniano Inferior (Morrowano).

O limite inferior da Formação Itaituba que se dá com a Formação Monte Alegre é considerado concordante e pode ser gradacional ou abrupto. No primeiro caso, no topo da Formação Monte Alegre ocorrem intercalações de arenitos, folhelhos, calcários e dolomitos, que passam para anidrita da Formação Itaituba. Quando abrupto, as anidritas ou calcários da Formação Itaituba recobrem diretamente arenitos finos a médios da Formação Monte Alegre. O limite superior da Formação Itaituba é gradacional com a Formação Nova Olinda que a recobre. Playford & Dino (2000) sugerem que o limite entre essas duas formações está na base da camada de arenito de 25 a 35 m de espessura que recobre camadas de anidrita ou calcário da Formação Itaituba.

⁷ Altiner, D. & Savini, R.R. 1991. Pennsylvanian foraminifera and carbonate microfacies from Amazonas and Solimões basins: Biostratigraphic, Paleoecologic and Paleographic results. PETROBRAS (relatório – PETROBRAS/CENPES) 174 p.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo procura-se abordar os fundamentos teóricos que embasaram a presente pesquisa, por meio de conceitos, elaborados por diversos pesquisadores, encontrados na literatura mundial, dando ênfase no entendimento da quimioestratigrafia.

3.1 QUIMIOESTRATIGRAFIA

A quimioestratigrafia trata do estudo isotópico das sequências sedimentares juntamente com o controle litoestratigráfico, como ferramenta para o estabelecimento das condições de sedimentação e na correlação entre seções de uma mesma bacia ou de bacias diferentes, no caso de sedimentos marinhos. São comumente usados, para tal estudo, as razões isotópicas medidas em isótopos estáveis ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) e radiogênicos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), de rochas carbonáticas.

3.1.1 Isótopos estáveis de C e O

As composições isotópicas de C e O são medidas conjuntamente através das razões entre seus respectivos pares isotópicos ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) e transformadas em notação delta $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, as quais representam desvios em relação a um valor padrão, sendo o valor dado em partes por mil: $1000 (\text{amostra}/\text{padrão}) - 1$. Se δ for positivo, a amostra é enriquecida no isótopo pesado em relação ao padrão e se δ for negativo então a amostra é empobrecida no isótopo pesado em relação ao padrão. O padrão mais comumente usado correspondente ao valor da razão isotópica de uma concha de *Belemnite* cretácea da Formação *Pee dee* (*South Carolina*, Estados Unidos), representado pela sigla PDB.

Existem dois reservatórios dos isótopos de C e O: o interno, formado pelas rochas e manto, e o externo, formado pela atmosfera, biosfera, hidrosfera e sedimentos inconsolidados (Schidlowski *et al.* 1983). A transferência isotópica do reservatório interno para o externo se dá por processos geológicos como vulcanismo, metamorfismo (fluídos) e intemperismo; enquanto que o inverso se dá pela precipitação de sedimentos, assumindo composição isotópica da água no momento da precipitação.

3.1.2 Fracionamento isotópico do C

Os estudos quimioestratigráficos com base em $\delta^{13}\text{C}$ têm como fundamento o fato de que o carbonato é depositado 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. Com base nestes princípios, o estudo isotópico de carbono de carbonatos marinhos de várias idades permitiu reconstruir as variações no ciclo de carbono, por meio de curvas de variação secular de $\delta^{13}\text{C}$ da água do mar (Figura 3.1) (Benner 1989, Narbonne *et al.* 1994, Kaufman & Knoll 1995, Knoll *et al.* 1996, Hoffman *et al.* 1998, Jacobsen & Kaufman 1999, Veizer *et al.* 1999, entre outros).

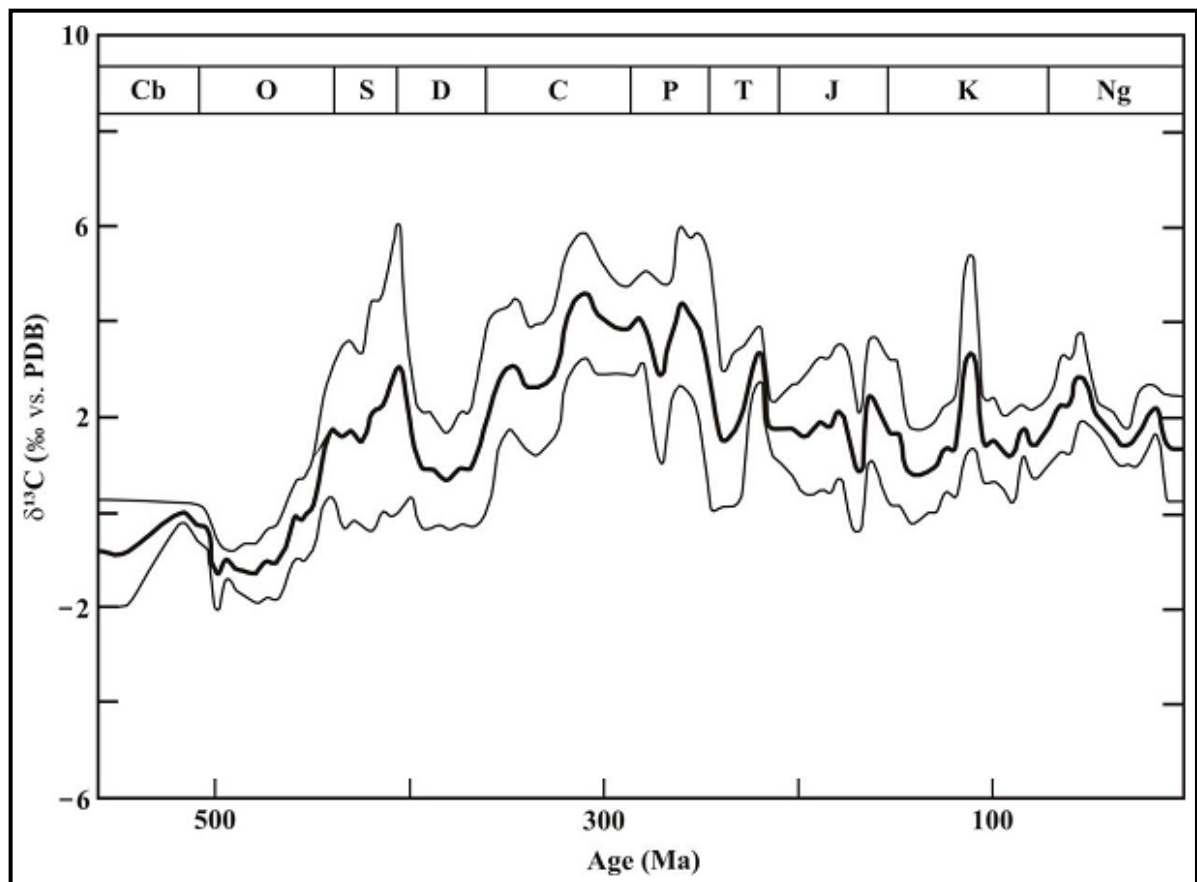


Figura 3.1 – Curva de variação secular do $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos marinhos. As linhas mais finas, acima e abaixo da curva central, expressam os limites de incerteza (1σ) para uma distribuição gaussiana. Fonte: Veizer *et al.* (1999).

A fotossíntese é o principal mecanismo responsável pelo fracionamento isotópico do carbono durante a produção de matéria orgânica. Esse processo implica no enriquecimento do isótopo ^{12}C (mais leve) nos organismos, pois durante a fixação autotrófica de CO_2 , o ^{12}C é incorporado nos organismos preferencialmente ao ^{13}C devido propriedades cinéticas das enzimas fixadoras de CO_2 ocasionando um enriquecimento de ^{13}C no meio (e.g. água do mar) e, portanto, uma elevação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (valores positivos) (Schidlowski *et al.* 1983).

Logo, em épocas de intensa atividade biológica em um ambiente marinho, as massas d'água irão concentrar quantidades anômalas de ^{13}C . Sendo assim, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são positivos e conseqüentemente registrados nos carbonatos precipitados a partir destas. Por outro lado, o meio apresentará valores negativos para $\delta^{13}\text{C}$, bem como o registro dos carbonatos precipitados nesta região, caso a atividade biológica seja baixa ou inexistente.

Ao observar o ciclo do carbono (Figura 3.2), nota-se que as modificações no fluxo do C inorgânico são decorrentes dos grandes eventos tectônicos, os quais resultariam em modificações na taxa de intemperismo, e/ou alterações sofridas no manto da Terra, gerando diferenciação isotópica. O aumento da taxa de dissolução do C orgânico em relação ao inorgânico é resultante da extinção, aparecimento de espécies, mortandade em massa, ou ainda mutação de organismos, causadas por alterações nas condições ambientais. O aparecimento ou explosão de determinadas espécies são relacionadas às grandes oscilações positivas, enquanto que a extinção ou mortandade em massa relacionam-se às excursões negativas. 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

Segundo Hoffman & Schrag (1999), o carbono que é fornecido à atmosfera e aos oceanos é proveniente das erupções vulcânicas como dióxido de carbono (CO_2), contendo cerca de 1% de ^{13}C e 99% de ^{12}C . Se a remoção do carbono contido nos oceanos ocorresse apenas devido ao soterramento de carbonato, esta razão isotópica seria mantida. No entanto, o carbono também é removido na forma de matéria orgânica, tecido mole de algas e bactérias viventes na água do mar, que fracionam esta razão isotópica, sendo empobrecida cerca de 2,5% em ^{13}C (Figura 3.2).

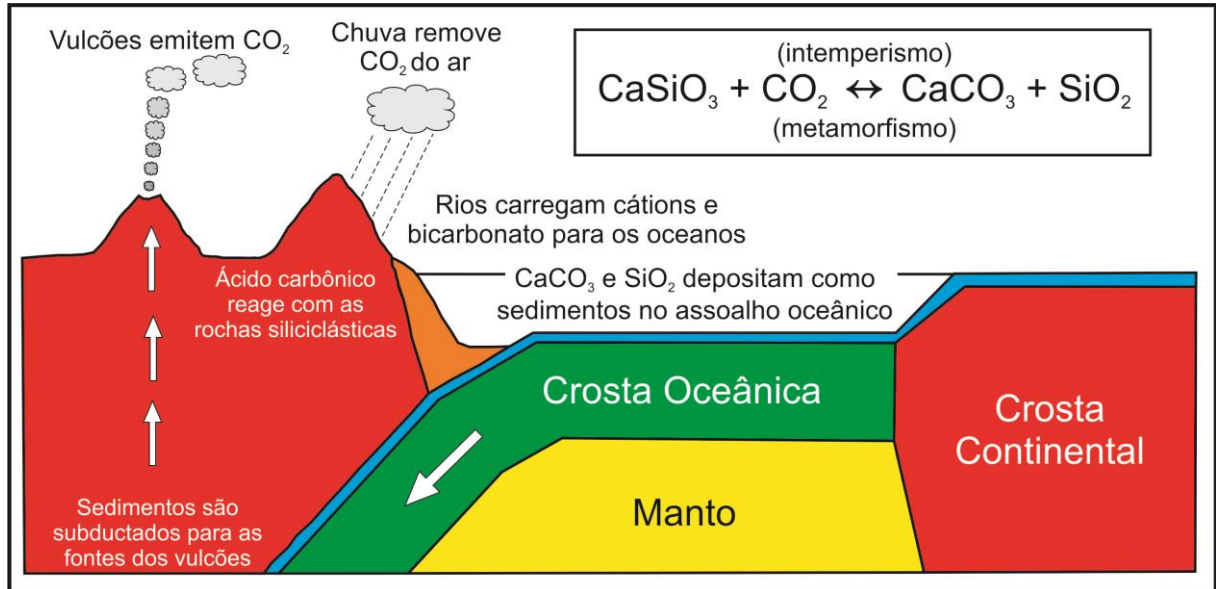


Figura 3.2 – Ciclo do carbono na Terra. Modificado de Figueiredo (2006).

A mudança na taxa de soterramento do C do carbonato e da matéria orgânica interfere nas variações seculares das razões isotópicas devido à introdução de C com $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ constante nos oceanos (Kharthur 1993). Ou seja, as condições de nível do mar baixo, a intensa circulação oceânica e a oxigenação das águas profundas não iriam favorecer a deposição da matéria orgânica, logo concentrariam ^{12}C na água e seriam precipitados carbonatos com $\delta^{13}\text{C}$ negativo. Já em condições de mar alto, a matéria orgânica seria soterrada, causando um enriquecimento da água do mar em ^{13}C , o que resultaria em carbonatos com $\delta^{13}\text{C}$ positivo.

Em estudos realizados em ambientes marinhos recentes constatou-se que a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ pode também apresentar variações decorrentes da profundidade, uma vez que a fotossíntese é restrita à zona fótica (Broecker & Peng 1982), enquanto que a oxidação da matéria orgânica produzida pela fotossíntese ocorre através da coluna d'água. Segundo Steinmetz (1994⁸ *apud* Antunes, 1997) as oscilações isotópicas do carbono podem fornecer indicações relativas às variações de fertilidade dos oceanos (produção primária), aos modelos de circulação de massas d'água e à disponibilidade global deste elemento químico em uma determinada época do tempo geológico.

Os ambientes restritos também são contribuintes para a variação na razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, onde os valores de $\delta^{13}\text{C}$ têm uma distribuição heterogênea e aleatória, variando independentemente, devido a diversos fatores, tais qual o acúmulo localizado de matéria

⁸ STEINMETZ, J. - Stable Isotopes in modern coccolithophores. In: WINTER, A.; SIESSER, W. (eds) - *Coccolithophores*. Cambridge: Cambridge University Press, p. 219 – 230. 1994.

orgânica ou a sua decomposição em ambiente anóxico durante a precipitação, enriquecendo a água em ^{13}C (Thunell *et al.* 1987).

3.1.3 Fracionamento isotópico do O

No tempo de formação das rochas carbonáticas e dos organismos marinhos a composição isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ fica registrada mostrando a composição isotópica do oceano naquele momento (Figura 3.3). As flutuações nas razões de isótopos de oxigênio se mostram como flutuações nos carbonatos e fósseis marinhos. Essa razão isotópica nos carbonatos reflete a temperatura e a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ da água na qual esses carbonatos se formaram. A estratigrafia de isótopos de oxigênio é baseada no fato de que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ 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.

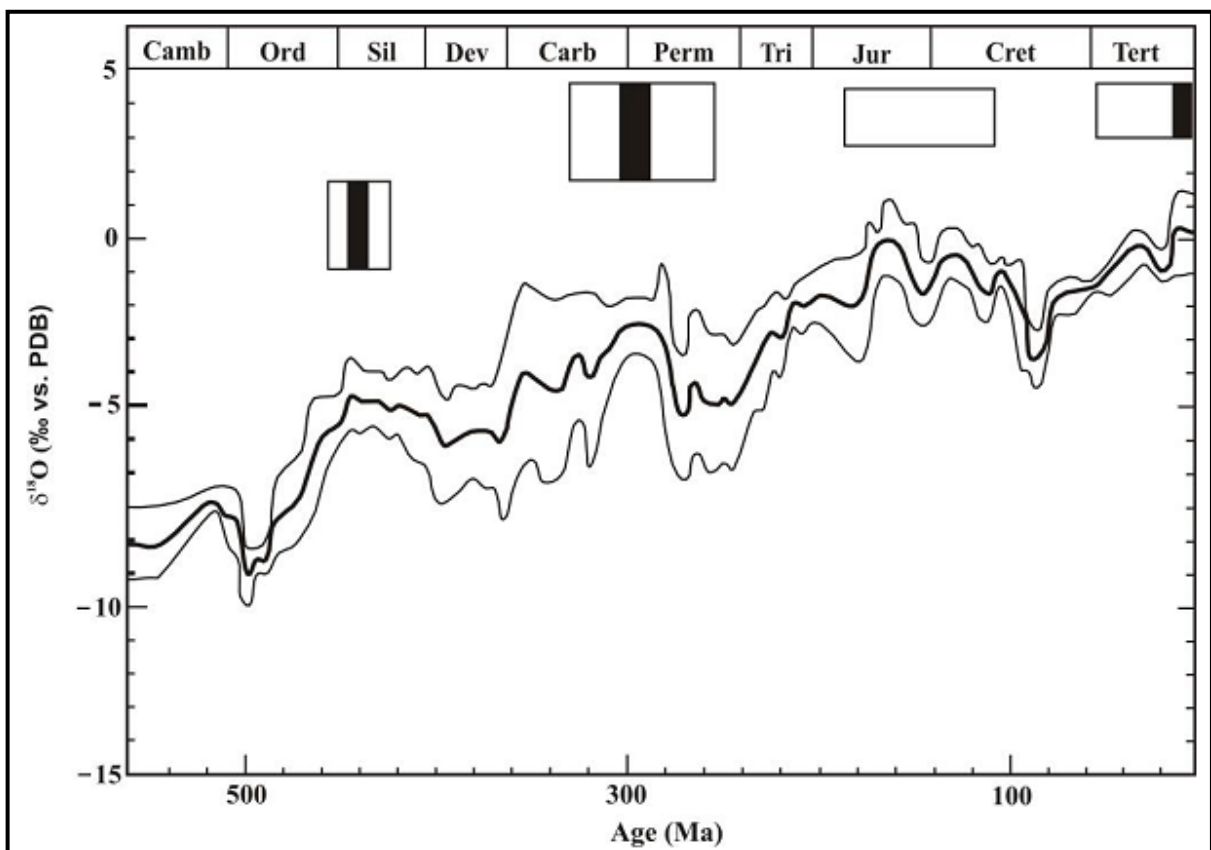


Figura 3.3 – Variações na razão isotópica de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) de conchas carbonáticas. Incertezas (1σ) são mostradas pelas curvas mais finas, acima e abaixo da curva central. Períodos frios são indicados pelas caixas acima da curva, com idades do gelo ilustradas pelas tiras pretas. Há 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 à 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).

A água, ao evaporar da superfície dos oceanos e mares, leva à incorporação preferencial no seu vapor o isótopo leve de oxigênio (^{16}O), deixando uma proporção maior de isótopos mais pesados (^{18}O) no oceano do que existia originalmente. Quando este vapor é precipitado e a água condensada retorna ao sistema, ou seja, no processo inverso, devolve o ^{16}O retirado. Entretanto, se não ocorrer a precipitação do vapor, a água remanescente do sistema fica relativamente enriquecida em ^{18}O . Esse processo de fracionamento causa, portanto, um decréscimo em ^{18}O no vapor de água em relação 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 mais pesado tenderá a precipitar em primeiro lugar, deixando o vapor remanescente mais empobrecido em ^{18}O em relação à composição do vapor inicial. Logo, 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. Segundo Corfield (1994), os carbonatos precipitados em períodos glaciais possuem valores $\delta^{18}\text{O}$ tendendo a positivo, enquanto que em períodos de deglaciação os valores $\delta^{18}\text{O}$ são mais negativos.

Além da glaciação/deglaciação, destaca-se a evaporação da água, que é o principal processo responsável pelo aumento da salinidade. Durante o processo, o vapor é enriquecido em ^{16}O , causando um enriquecimento relativo em ^{18}O na água do mar remanescente, e elevando assim seu $\delta^{18}\text{O}$, bem como dos carbonatos eventualmente depositados neste intervalo (Allan & Matthews 1982). Segundo Thunell *et al.* (1987), em zonas litorâneas os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são menores devido à diluição com água doce. Já em bacias restritas, os valores para $\delta^{18}\text{O}$ são maiores devido à evaporação intensa.

Outro fator influenciador na razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ é a temperatura, pois essa interfere na incorporação dos isótopos de oxigênio na calcita, onde o aumento da temperatura leva a uma maior incorporação de ^{16}O , enquanto que a diminuição da temperatura resulta na incorporação de ^{18}O . De acordo com Veizer *et al.* (1980) e Burdett *et al.* (1990), quanto mais antigo o carbonato, menores são os valores de $\delta^{18}\text{O}$, levando à hipótese de que os oceanos antigos seriam empobrecidos em ^{18}O , ou que a temperatura destes oceanos seria maior.

Por fim, a diagênese modifica a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de forma que esses valores reflitam a temperatura de soterramento e a troca com fluídos meteóricos e hidrotermais. Quanto mais alta a temperatura for, maior será a incorporação de ^{16}O , logo, valores menores para $\delta^{18}\text{O}$ de carbonatos antigos podem estar relacionados ao profundo soterramento que sofreram de acordo com a demonstração de Tucker (1986) que estudou carbonatos proterozoicos, com

valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais negativos que -10‰, compostos inicialmente por aragonita, a qual foi transformada em calcita devido ao soterramento.

3.1.4 Isótopos de Sr

O ^{87}Sr é oriundo da desintegração do ^{87}Rb contido nas rochas através do decaimento beta. Quando as rochas sofrem alterações intempéricas, liberam, dentre outros elementos, o Sr nelas contido, mantendo sua respectiva composição isotópica, para o ciclo hidrológico (Faure, 1986). As razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são homogêneas no oceano, reservatório final, durante o período de residência do Sr na água que seria de 4 Ma, o qual é maior que o período de homogeneização inter-oceânica que é de 1500 anos (Broecker & Peng 1982, Elderfield & Greaves 1982). As rochas depositadas nos oceanos incorporam a composição isotópica da água no momento da deposição, assim como a dos isótopos estáveis. A razão isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contido na água do mar atualmente é considerada como igual a $0,70918 \pm 0,00001$ (Faure & Mensing 2005), a qual representa a média de uma compilação de dados das razões isotópicas da água do mar e de carbonatos marinhos modernos biogênicos e abiogênicos.

A razão isotópica do estrôncio pode ser influenciada por diversos mecanismos, dentre eles a atividade hidrotermal das cadeias meso-oceânicas que é conduzida pela mudança nas razões de espalhamento do assoalho oceânico. Acréscimos do espalhamento, ou seja, durante a construção de crosta oceânica, provocam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nos carbonatos notavelmente baixas (Jones *et al.* 1994). Outros mecanismos que afetam a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são aqueles que controlam o ciclo sedimentar, tais quais: 1) a orogênese e seus efeitos como o aumento da taxa de intemperismo físico-químico de rochas exumadas com alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; 2) as variações climáticas, especialmente as glaciações; 3) as variações no nível do mar (Banner 2004).

Curvas de variações da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rochas carbonáticas marinhas, durante a evolução do tempo geológico, têm sido construídas por diversos autores (Figura 3.4). Para a construção dessas curvas e sua comparação com as respectivas razões obtidas para as rochas analisadas, é importante que seja assumida a premissa de que as razões das rochas carbonáticas marinhas representem a razão da água do mar, quando da sua precipitação. As curvas registram razões isotópicas desde o Arqueano até o Recente, embora os dados isotópicos sejam mais esparsos para o Arqueano e Proterozoico, devido a limitada biota, logo isso requer o uso da quimioestratigrafia como importante ferramenta na correlação de suas sequências (Banner 2004).

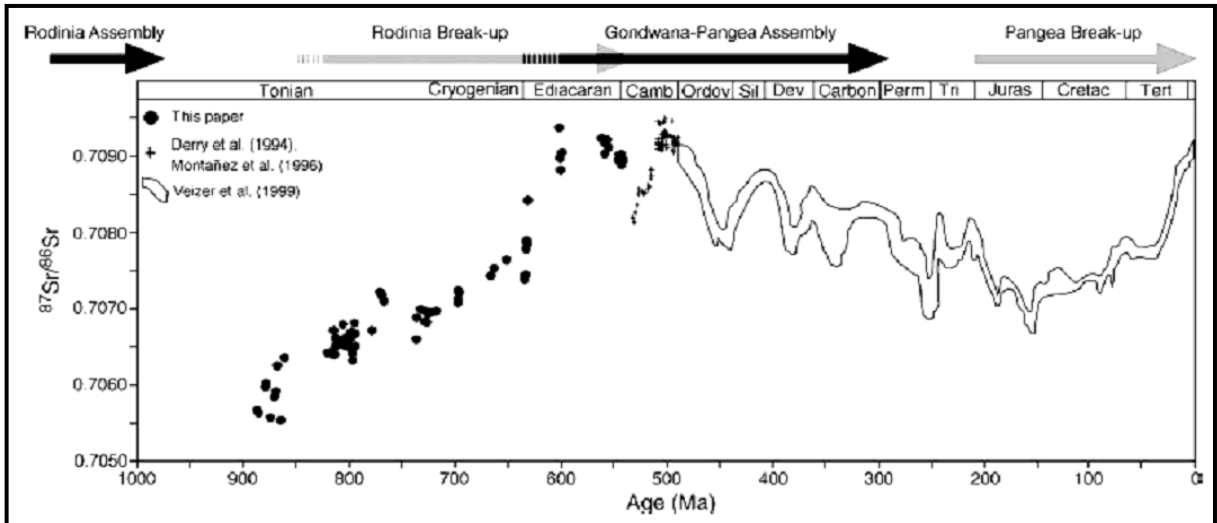


Figura 3.4 – Curva global de variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ desde o Toniano. A princípio foi proposta para o Fanerozoico (Burke *et al.* 1982) e posteriormente para todo o Paleozoico e final do Proterozoico (Melezhik *et al.* 2001, Halverson *et al.* 2007). Fonte: Halverson *et al.* (2007).

A curva temporal de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os carbonatos do Fanerozoico (Figura 3.5) foi reconstruída por Burke *et al.* (1982) a partir da análise de 786 amostras de carbonatos marinhos de idade conhecida. Denison *et al.* (1994) fizeram um estudo detalhado da curva com ênfase no Mississipiano, Pensilvaniano e Permiano (Figura 3.6), e estabeleceram que a idade de deposição pode ser determinada a partir do cálculo do parâmetro Δ_{sw} , que representa a variação do Sr na água do mar. Tal parâmetro é calculado pela fórmula: $\Delta_{\text{sw}} = [({}^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{amostra}} - ({}^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{água/hoje}}] \times 10^5$ e o valor para $({}^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{água/hoje}} = 0,709073 \pm 0,000003$.

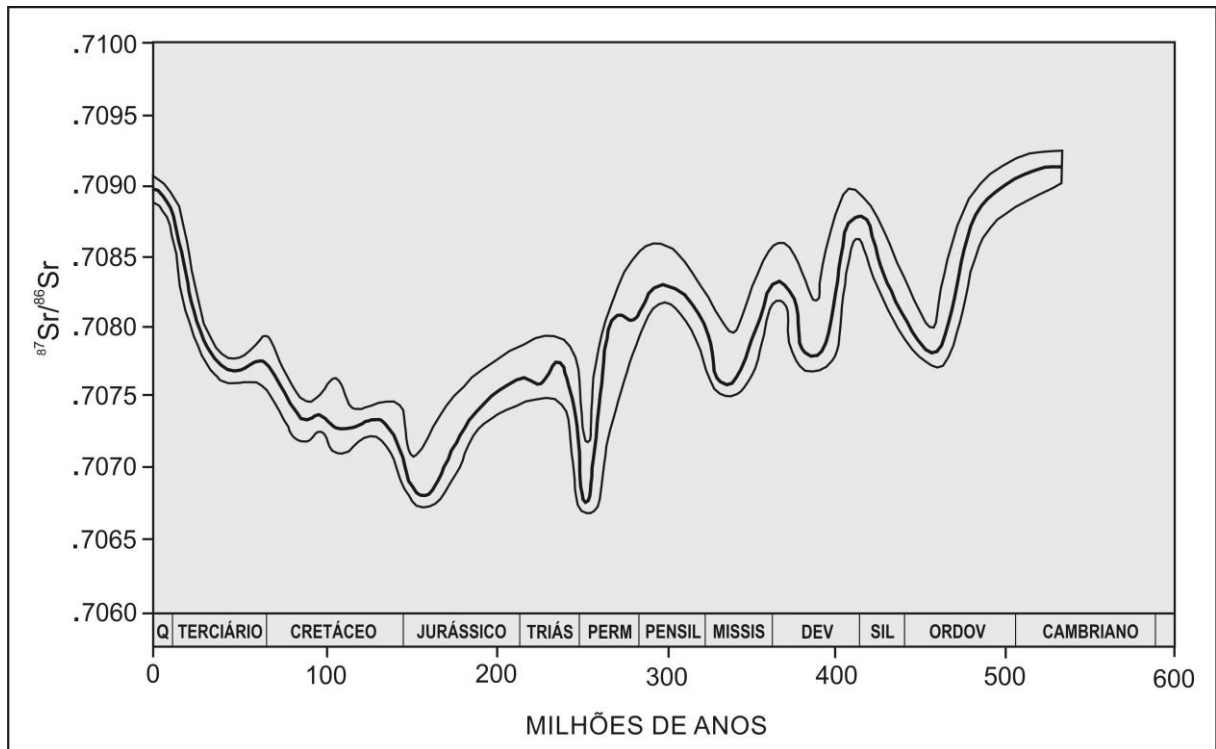


Figura 3.5 – Curva de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os carbonatos do Fanerozóico. Modificado de Burke *et al.* (1982).

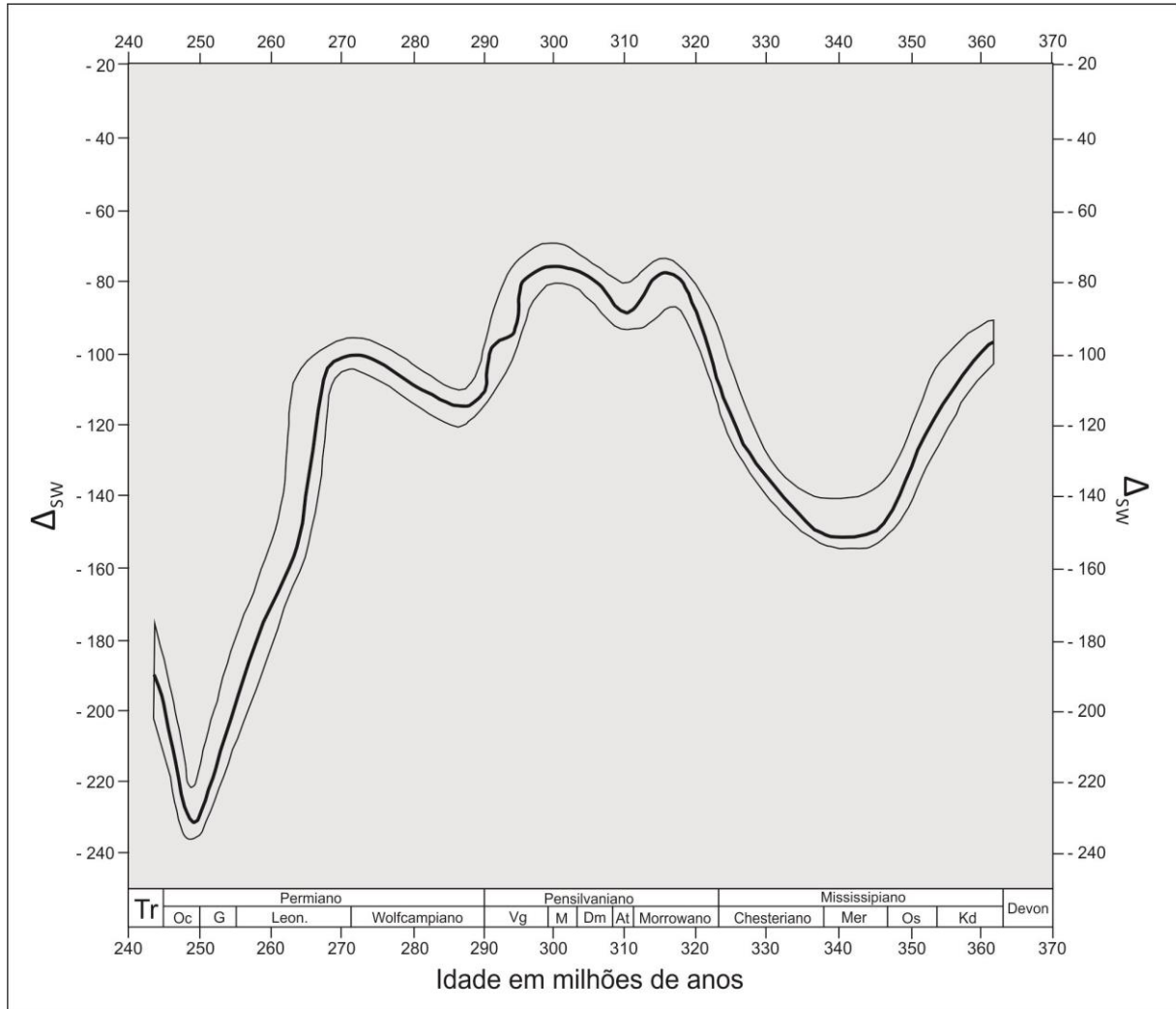


Figura 3.6 – Curva temporal de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os carbonatos com ênfase no Mississípiano, Pensilvaniano e Permiano. Modificado de Denison *et al.* (1994).

4. QUIMIOESTRATIGRAFIA E IDADE DE DEPOSIÇÃO DA FORMAÇÃO ITAITUBA, CARBONÍFERO DA BORDA SUL DA BACIA DO AMAZONAS, NA REGIÃO DE URUARÁ – PARÁ

Amélia Carolina Pimenta Parente de Campos¹ Moacir José Buenano Macambira²

Egberto Pereira³ Afonso César Rodrigues Nogueira⁴

Resumo A Formação Itaituba, pertencente ao Grupo Tapajós representando o último ciclo transgressivo-regressivo do paleozoico da Bacia do Amazonas, apresenta espessos pacotes de calcários, intercalados com depósitos evaporíticos, folhelhos, siltitos e arenitos que constituem depósitos transgressivos – regressivos de moderada energia em ambiente marinho raso de infra e intermaré. Para este trabalho foi estudado amostras de testemunhos de sondagem obtido no município de Uruará, Pará. O perfil estratigráfico estudado é caracterizado por três litofácies: i) carbonática, rica em bioclastos, estilolitos e drusas de quartzo; ii) dolomítica maciça e laminada, e iii) terrígena maciça e laminada. O perfil é composto por sete microfácies: *Mudstone* bioclástico (Mcb), *Wackstone* bioclástico (Wb), *Wackstone* bioclástico com estilolitos (Wbe), *Packstone* bioclástico (Pb), *Packstone* bioclástico com pelóides (Pbp), *Grainstone* bioclástico com pelóides (Gbp) e Dolomito fino (DI). Foi definido um ambiente deposicional marinho raso a lagunar. Dentre os bioclastos estão presentes braquiópodes, equinodermos, foraminíferos, briozoários e gastrópodes. As análises geoquímicas confirmam que o perfil é predominantemente carbonático, mas apresenta porções dolomitizadas. As amostras apresentaram teor de Sr satisfatório para as análises isotópicas, o qual varia entre 30 e 293 ppm. Os valores obtidos para $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ variam de 1,602 a 5,422‰ e – 8,734 a 0,804‰, respectivamente. Estes valores mostram-se compatíveis com aqueles obtidos em estudos anteriores para os carbonatos da Formação Itaituba, que apontam ambiente marinho com assinatura isotópica típica das rochas carboníferas. Os dados relativos às razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indicaram três idades de deposição, posicionando esta unidade no intervalo Pensilvaniano Superior (Virgiliano – Missouriano – Desmoinesiano) e Pensilvaniano Inferior (Morrowano).

Palavras-chave: Formação Itaituba; Carbonatos; Quimioestratigrafia; Idade de deposição; Isótopos de Sr, C e O

Abstract *CHEMOSTRATIGRAPHY AND DEPOSITIONAL AGE OF ITAITUBA FORMATION, CARBONIFEROUS OF SOUTHERN EDGE OF AMAZON BASIN, URUARÁ REGION-PARÁ STATE.* The Itaituba Formation, belonging to the Tapajós Group, which represents the last transgressive -regressive cycle of the Paleozoic of the Amazon Basin. The Itaituba Formation shows thick bundles of limestone, intercalated with evaporite deposits, shales, siltstones and sandstones that represent deposits transgressive - regressive moderate power in shallow marine intertidal and subtidal. For this paper was studied samples of drill core obtained in Uruará small town, Pará. The stratigraphic profile is characterized by i) carbonatic lithofacies rich bioclastics, stylolites and quartz druses; ii) dolomitic lithofacies with stylolites and quartz druses, iii) a terrigenous lithofacies with carbonate clasts. The profile consists of seven microfacies: bioclastic Mudstone (Mcb), bioclastic Wackstone (Wb), bioclastic Wackstone with stylolites (Wb), bioclastic Packstone (Pb), bioclastic Packstone with Peloids (Pbp), Grainstone with Peloids (Gbp) and thin dolomite D1). Among the bioclasts are brachiopods, echinoderms, foraminifera, bryozoans and gastropods. Geochemical analyzes confirm that the profile is predominantly carbonatic, but has dolomitic portions. The Sr content of the samples had satisfactory for the isotopic analysis, which varies between 30 and 293 ppm. The values obtained for $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ranging from 1.602 to 5.422 ‰ and - 8.734 to 0.804 ‰, respectively. These values are shown compatible with those obtained in previous studies for the Itaituba Formation carbonates, pointing marine environment with typical isotopic signature of Carboniferous rocks. Data on isotopic ratios of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ three depositional age indicated by placing this unit in the Upper Pennsylvanian (Virgiliano - Missourian - Desmoinesiano) range and Lower Pennsylvanian (Morrowan).

Keywords: Itaituba Formation; Carbonates; Chemostratigraphy; Depositional age; Sr, C and O Isotopes.

4.1 INTRODUÇÃO

A sequência permo-carbonífera da Bacia do Amazonas registra um ciclo deposicional transgressivo-regressivo relacionado às mudanças no clima de frio para quente e árido, representada aqui pelas rochas do Grupo Tapajós. Este grupo foi primeiramente individualizado por Caputo *et al.* (1971) nas formações Monte Alegre, Itaituba e Nova Olinda, às quais foi posteriormente adicionada, por Caputo (1984), a Formação Andirá, fechando o ciclo do Grupo Tapajós. A sedimentação do grupo é iniciada com as rochas

siliciclásticas da Formação Monte Alegre, sotopostas por carbonatos marinhos e evaporitos da Formação Itaituba e pela sequência siliciclástica, carbonática e evaporítica da Formação Nova Olinda. A sequência é então finalizada com a deposição de siltitos, arenitos e folhelhos avermelhados da Formação Andirá em um ambiente continental. A unidade de interesse deste trabalho é a Formação Itaituba, estudada na região de Uruará, estado do Pará com base em testemunhos de sondagem cedidos pela empresa Sanave-Sabmin. Buscou-se a individualização faciológica e a obtenção de dados isotópicos visando à caracterização quimioestratigráfica e a definição da idade de deposição para esta unidade.

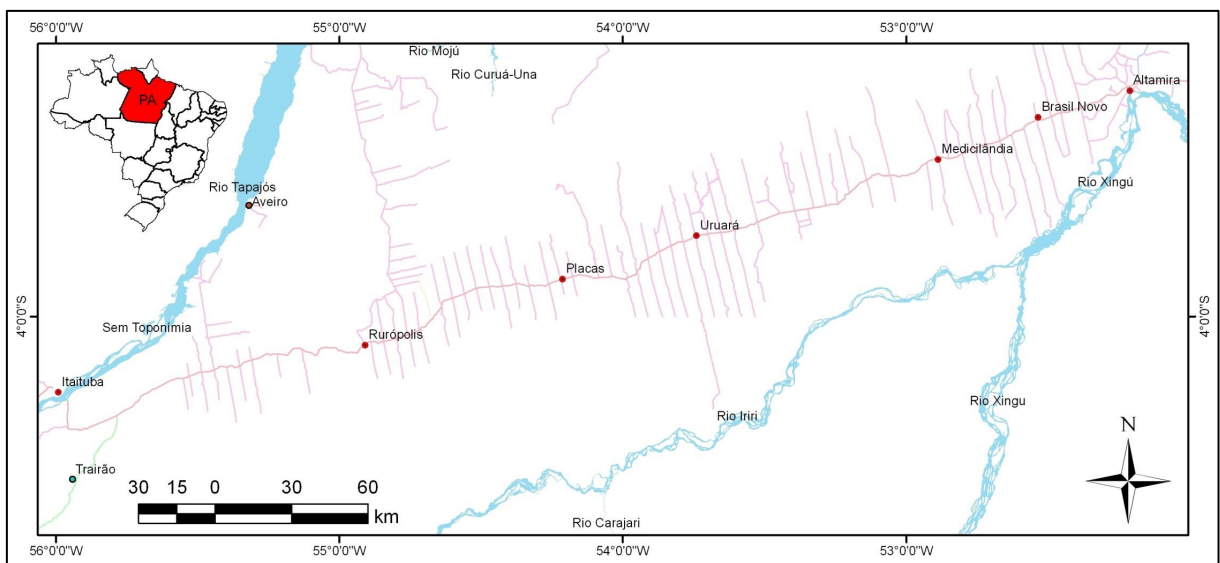


Figura 4.1 – Mapa de localização e acesso ao município de Uruará, estado do Pará.

4.2 MATERIAIS E MÉTODOS

A obtenção da idade de deposição e composição do arcabouço quimioestratigráfico das rochas carbonáticas da Formação Itaituba foi realizada com base em dados isotópicos aplicando-se as metodologias descritas por Kaufman & Knoll (1995) e Baley *et al.* (2000). Utilizaram-se também dados geoquímicos como parâmetros para detecção de alterações diagenéticas, bem como para auxiliar na classificação das rochas carbonáticas. Para tanto, foram feitas análises petrográficas em um testemunho de sondagem de 37 m, visando a caracterização microfaciológica e a obtenção de dados complementares para a interpretação paleoambiental com base na classificação de Dunham (1962). Foram analisadas 30 amostras, as quais foram coletadas sistematicamente de acordo com a individualização faciológica. Para auxiliar na diferenciação entre calcita e dolomita, as lâminas delgadas foram tingidas com Alizarina vermelha-S a uma concentração de 0,2g/100 mL de ácido hidroclorídrico a 1,5%

(Adams *et al.* 1984). O estudo quimioestratigráfico consistiu nas análises isotópicas de C e O, em um total de 76 amostras coletadas em intervalos de 30 cm, além da determinação das concentrações químicas dos elementos maiores (Si, Al, Fe, Mg e Ca) e traços (Mn, Rb e Sr) por Fluorescência de Raios-X em 46 amostras para cálculo das razões aplicadas por diversos autores como Veizer (1983), Derry *et al.* (1989), Derry *et al.* (1992), Kaufman *et al.* (1992 e 1993), Jacobsen & Kaufman (1995), Kaufman & Knoll (1995), visando avaliar o grau de alteração diagenética. A idade de deposição foi definida com base em duas carapaças carbonáticas de braquiópodes através da determinação de razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ utilizando-se a técnica MC-ICP-MS (Multi Collector – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry) em um espectrômetro de massa NEPTUNE (Thermo Scientific) e respectiva comparação com a curva secular do Sr. (Denison *et al.* 1994).

4.3 GRUPO TAPAJÓS – LITOESTRATIGRAFIA

O Grupo Tapajós registra um ciclo deposicional transgressivo-regressivo relacionado às mudanças climáticas de frio para quente e árido. O Pensilvaniano da Bacia do Amazonas é representado por quatro formações, denominadas, da base para o topo: Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá.

A Formação Monte Alegre é composta por arenitos fluviais e eólicos, depósitos de *wadis*, intercalados por siltitos e folhelhos de interdunas e lagos, e depósitos carbonáticos delgados no topo. O ambiente de deposição é flúvio-eólico a marinho raso a restrito. Segundo Caputo (1984) esta formação é recoberta gradativamente pela Formação Itaituba, mostrando uma relação de transição entre ambas e o limite entre as mesmas ocorre na base de uma camada de anidrita. No entanto, Cunha *et al.* (1994) definem o topo da Formação Monte Alegre como sendo o último pacote significativo de arenito anterior aos pacotes carbonáticos da Formação Itaituba.

A Formação Itaituba é caracterizada por pacotes de calcários de inframaré, intercalados com depósitos evaporíticos, os quais se tornam mais espessos em direção ao topo, intercalam-se ainda folhelhos, siltitos e arenitos que representam depósitos transgressivos – regressivos de moderada energia em ambiente marinho raso de infra e itermaré (Silva 1996).

A Formação Nova Olinda é representada por evaporitos e carbonatos intercalados com folhelhos e siltitos de planície de *sabkha*, depositados em um ambiente parcialmente marinho. O limite entre esta formação e a Formação Itaituba é estabelecido com base em critérios de

subsuperfície na região central da bacia, onde ocorrem os espessos depósitos arenosos da Formação Nova Olinda, esse limite se dá de maneira gradacional. Segundo Matsuda (2002) os estratos carbonáticos possuem fósseis marinhos semelhantes aos da Formação Itaituba. No entanto, a fauna é empobrecida em abundância e diversidade. Tais características faunísticas e litológicas indicam a ocorrência de uma fase regressiva que avança a partir dos estratos superiores da Formação Itaituba, resultando em um ambiente restrito e árido caracterizando a Formação Nova Olinda.

O Permiano é marcado pela Formação Andirá, que registra o final deste ciclo e é marcado por uma sedimentação continental em um ambiente fluvial/lacustrino a marinho restrito, com siltitos, arenitos e folhelhos avermelhados com raros níveis de anidrita e calcário, provavelmente afetada pela orogenia tardi-herciniana (Cunha *et al.* 1994).

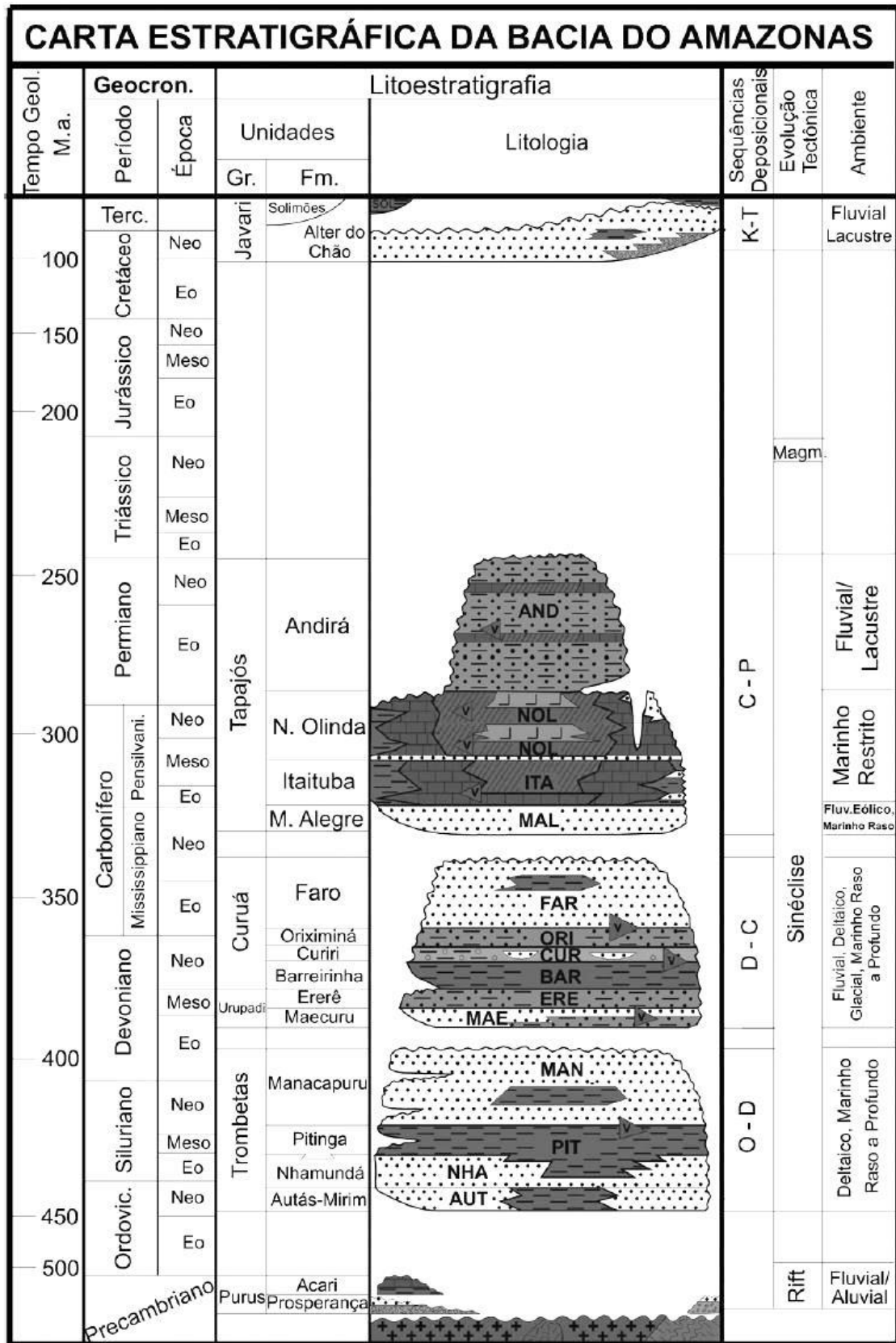


Figura 4.2 – Carta estratigráfica da bacia do Amazonas. Modificada de Eiras (1998).

4.4 FORMAÇÃO ITAITUBA

“Série Itaituba” foi a primeira nomenclatura adotada por Harrt (1874) para definir as rochas carboníferas que afloram ao longo das margens dos rios Tapajós e Cupari, borda sul da Bacia do Amazonas. Segundo Caputo (1984), a Formação Itaituba pode ser descrita como uma unidade cíclica, heterogênea, com abundantes fósseis e variados litotipos como calcários com alto conteúdo de bioclastos marinhos, dolomitos, folhelhos, siltitos, arenitos e evaporitos. Em subsuperfície, essa formação chega a atingir aproximadamente 420 m de espessura. No entanto, apenas 100 m são aflorantes. Suas melhores exposições e as mais estudadas estão localizadas na borda sul da Bacia do Amazonas, principalmente nas margens do rio Tapajós.

O limite inferior da Formação Itaituba, que se dá com a Formação Monte Alegre, é considerado concordante e pode ser gradacional ou abrupto. No primeiro caso, no topo da Formação Monte Alegre ocorrem intercalações de arenitos, folhelhos, calcários e dolomitos, que passam para anidrita da Formação Itaituba. Quando abrupto, as anidritas ou calcários da Formação Itaituba recobrem diretamente arenitos finos a médios da Formação Monte Alegre. O limite superior da Formação Itaituba é gradacional com a Formação Nova Olinda que a recobre. Playford & Dino (2000) sugerem que o limite entre essas 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.

A Formação Itaituba marca o estabelecimento de amplas condições marinhas durante seu intervalo de deposição. No contexto da Bacia do Amazonas, a Formação Itaituba é a que apresenta o mais abundante registro marinho 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, escolocodontes e raros cefalópodos (Caputo 1984; Scomazzon 2004).

Lemos (1990) definiu três biozonas de conodontes na seção da Formação Itaituba: *Neognathodus symmetricus* e *Rachitognathus muricatus* têm sido encontrados na parte superior da Formação Monte Alegre e na parte inferior da Formação Itaituba. *Diplognathodus orphanus* e *Diplognathodus coloradensis*, como típicos elementos do Atokano, são encontrados na parte média a superior da Formação Itaituba. A biozona de foraminíferos bentônicos (fusulinídeos), composta por *Millerella extensa*, *Millerella pressa* e *Eostafella advena*, indica a idade da Formação Itaituba como sendo do Morrowano ao Atokano Médio-Superior (Altiner & Savini 1991 *apud* Matsuda 2002).

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 uma idade de deposição do Neomorrowano ao Eodesmoinesiano para esta formação. Foraminíferos como *Millerella extensa*, *Millerella pressa* e *Eostaffella advena* (Altiner & Savini 1995) sugerem idade neomorrowana a atokana média. Palinomorfos como *Spelaeotriletes triangulus*, *Striomonosaccites incrassatus* e *Illinites unicus* (Playford & Dino 2000) sugerem uma idade do Neomorrowano ao Eodesmoinesiano, concordante com os dados de conodontes.

Além dos microfósseis, os isótopos de Sr em rochas e fósseis vêm sendo aplicados para o auxílio na estimativa destas idades. 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 (Morrowano).

4.5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.5.1 Arcabouço microfaciológico

O testemunho de sondagem aqui estudado foi submetido a análise sedimentológica e estudo petrográfico, e as rochas analisadas foram classificadas segundo Dunham (1962). O perfil estratigráfico é caracterizado por fácies carbonáticas ricas em bioclastos, estilólitos, drusas de quartzo e sulfetos. Existe também fácies dolomíticas com porções maciças e porções com laminação ondulada. Alguns destes níveis apresentam também as drusas de quartzo e sulfetos, bem como os estilólitos. E, por fim, uma fácies terrígena caracterizada por silte de cor avermelhada com clastos carbonáticos, ora maciça e ora apresentando leve laminação planar. O perfil é caracterizado pela presença de níveis silíticos na base, que progressivamente dão lugar a intercalações entre níveis calcíticos (sete) e níveis dolomíticos (cinco) (Figura 4.3).

Microfaciologicamente são identificados com frequência os litotipos wackstone, packstone, dolomudstone e, mais raramente, mudstone e grainstone. Foram definidas sete microfácies (Tabela 4.1): Mudstone bioclástico (Mcb) (Figura 4.4-A), Wackstone bioclástico (Wb) (Figura 4.4-B), Wackstone bioclástico com estilólitos (Wbe) (Figura 4.4-C), Packstone bioclástico (Pb) (Figura 4.4-D), Packstone bioclástico com pelóides (Pbp) (Figura 4.4-E), Grainstone bioclástico com pelóides (Gbp) (Figura 4.4-F1, 4.4-F2) e Dolomito fino (DI)

(Figura 4.4-G). Os bioclastos são observados em todas as microfácies ao longo do perfil e dentre eles foram identificados braquiópodes, equinodermos, foraminíferos, pelecipodas, briozoários, gastrópodes e ostracodes. Os componentes não esqueléticos observados são quartzo, argilo-minerais, feldspatos, sulfetos, oóides e intraclastos. O quartzo ocorre principalmente como drusas ao longo do perfil e os sulfetos ocorrem concentrados em níveis. A matriz identificada é micrítica e como cimento pode-se diferenciar três tipos, “em franja”, em mosaico e sobrecrescimento sintaxial. Grande parte do perfil foi afetada por processos secundários, tais como dolomitização, dissolução e compactação.

Com base em elementos texturais e nas estruturas sedimentares identificadas 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, relacionados às zonas “X” e “Z” de Irwin e as microfácies 9 e 10 de Wilson (Tabela 4.1). As microfácies padrão 10 de Wilson (1975) e a zona “X” de Irwin (1965) indicam a 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 microfácies padrão 9 de Wilson (1975) e a zona “Z” de Irwin (1965) indica formação a partir de processos de suspensão e precipitação química em ambiente de baixa energia, seguido ou não de dolomitização.

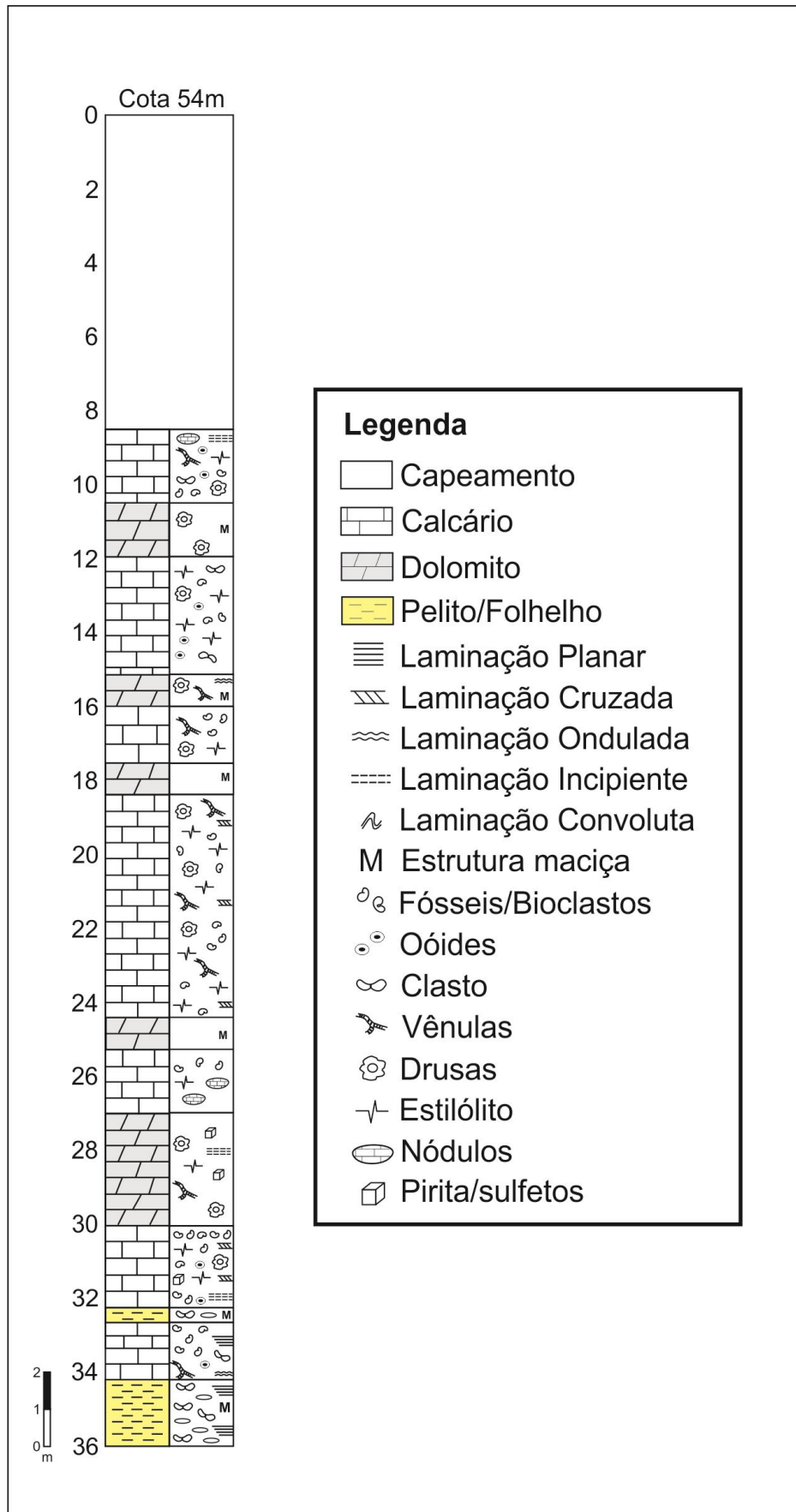


Figura 4.3 – Perfil litológico do testemunho de sondagem (FURO 5).

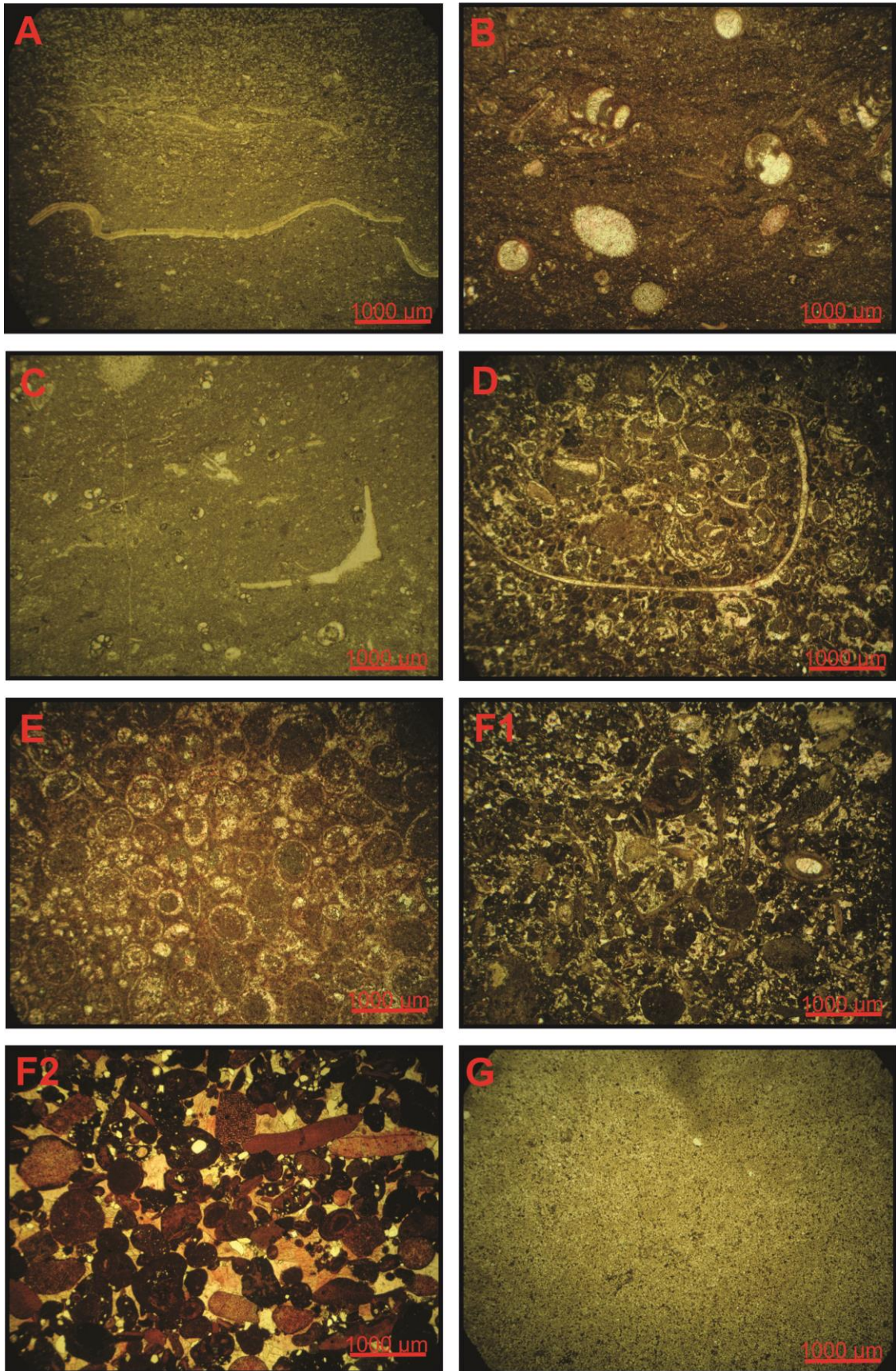


Figura 4.4 – Fotomicrografias das microfácies com nicóis //. Em A: Mudstone bioclástico (Mcb) Em B: Wackstone bioclástico (Wb). Em C: Wackstone bioclástico com estilólitos (Wbe). Em D: Packstone bioclástico (Pb). Em E: Packstone bioclástico com pelóides (Pbp). Em F1: Grainstone bioclástico com pelóides (Gbp). Em F2: Grainstone bioclástico com pelóides (Gbp). Em G: Dolomito fino (DI).

Tabela 4.1 – Sumário das microfácies com suas respectivas descrições litológicas, ambientes deposicionais e as classificações de Irwin e Wilson.

Microfácies	Descrição litológica	Ambiente deposicional	Zona de Irwin (1965)	Microfácies de Wilson (1975)
<i>Mudstone</i> bioclástico (Mb)	Matriz micrítica com a presença de foraminíferos e braquiópodes	Processos de suspensão e precipitação química em ambiente de baixa energia	Z	9
<i>Wackstone</i> bioclástico (Wb)	Matriz micrítica com a presença de foraminíferos, equinodermos, gastrópodes, braquiópodes, calcita espática (intragranular e intergranular)		Z	9
<i>Wackstone</i> bioclástico com estilólitos (Wbe)	Matriz micrítica, presença de estilólitos e calcita espática. Foraminíferos e braquiópodes. Sulfetos		Z	9
<i>Packstone</i> bioclástico (Pb)	Matriz micrítica e calcita espática (intergranular, intragranular e em “franja”). Presença de foraminíferos, equinodermos, oóides, intraclastos e terrígenos	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	X	10
<i>Packstone</i> bioclástico com pelóides (Pbp)	Matriz micrítica com pelóides, calcita espática em “franja”		X	10
<i>Grainstone</i> bioclástico (Gb)	Calcita espática intergranular e intragranular, em “franja”, matriz micrítica. Presença de foraminíferos, braquiópodes, gastrópodes, equinodermos, briozoários, oóides e intraclastos		X	10
Dolomito fino (DI)	Matriz micrítica maciça com raros bioclastos (equinodermos e braquiópodes), sílica, estilólitos, fraturas preenchidas por calcita espática e sulfetos	Processos de suspensão e precipitação química em ambiente de baixa energia, seguido de dolomitização	Z	--

4.5.2 Químioestratigrafia

Neste trabalho foram analisadas amostras de carbonatos para isótopos estáveis de carbono e oxigênio, visando sua utilização como indicadores paleoecológicos, bem como elementos maiores e traços, os quais devem refletir as condições físico-químicas da água do mar na época em que foram depositadas (Grossman *et al.* 1993, Bruckschen & Veizer 1997). Para referenciar os valores absolutos obtidos nas análises isotópicas, é necessário utilizar padrões, os quais são referências internacionais. Os padrões mais conhecidos são PDB (*Pedee Belemnites*) e o SMOW (*Standard Mean Oceanic Water*). O PDB consiste de amostras provenientes do esqueleto do cefalópode *Bellemnites americana*, da Formação Pedee. Cretáceo da Carolina do Sul. O padrão SMOW são valores das razões isotópicas lidos em águas a milhares de metros de profundidade no Atlântico Norte. Para este trabalho foi adotado o padrão VPDB (*Viena Pedee Belemnites*).

Os carbonatos são precipitados em equilíbrio com o ambiente de deposição, onde as proporções isotópicas do fluido original ficam registradas nas carapaças calcáreas dos organismos, bem como nos sedimentos. No entanto, se esta rocha e a carapaça forem submetidas a processos diagenéticos rasos ou profundos, os mesmos podem ter esta proporção modificada. Os processos de alteração mais comuns são cimentação, dissolução e

recristalização. Segundo Marshal (1992), estes processos tendem a alterar a composição isotópica original, imprimindo nos minerais cristalizados razões isotópicas em equilíbrio com o ambiente diagenético. Vários estudos têm mostrado que enquanto isótopos de O podem ser facilmente alterados pela diagênese, isótopos de C são tipicamente detentores do valor isotópico original da água do mar (Kaufman & Knoll 1995, Jacobsen & Kaufman 1999). Dessa forma, amostras que passaram por significantes trocas isotópicas de O podem ainda reter valores isotópicos primários de C.

Das análises geoquímicas (Tabela 4.2), resultaram gráficos com a distribuição dos elementos no perfil do testemunho. Com base nestes dados, os carbonatos foram classificados quimicamente com base na razão Mg/Ca. Os intervalos adotados para classificação foram: calcário ($< 0,02$), calcário magnesiano (0,02 a 0,08), calcário dolomítico (0,08 a 0,25), dolomito calcítico (0,25 a 0,56) e dolomito ($> 0,56$) (Figueiredo 2006). O perfil é predominantemente calcáreo com pequenas variações no conteúdo de Mg, no entanto há níveis de dolomitos intercalados.

De um modo geral, o teor de Si apresenta grande variação (0,17 a 25,75%) e está relacionado a existência de drusas de quartzo e ainda aos níveis de siltito que se intercalam aos carbonatos e dolomitos na base do perfil. Os valores mais elevados estão associados por vezes aos níveis de dolomito e aos termos mais magnesianos. Os teores de Al estão relacionados aos argilo-minerais, no entanto sua presença é melhor observada nos filmes de dissolução e estilolitos que ocorrem pelo processo de dissolução por compactação. São observados elevados teores de Ca o que justifica a predominância de calcário e o mesmo quando associado aos teores de Mg, também elevados, explicam os termos dolomíticos e suas variações. Os teores de Ca e Mg apresentam uma variação negativa no perfil, gerando ciclos marcados pelo incremento do teor de Mg. (Figura 4.5). Os baixos teores de Fe podem indicar uma substituição do Mg pelo Fe na solução sólida das dolomitas. Para o conjunto de amostras, os teores obtidos para Perda ao Fogo são valores próximos aos esperados tanto para calcários quanto para os dolomitos, uma vez que na composição média de calcários e dolomitos em torno de 44 a 47% é referente à liberação de CO_2 durante a calcinação de ambos.

Tabela 4.2 – Sumário dos dados geoquímicos com valores em termos de elementos, razões químicas e classificação química das rochas.

Amostras	Prof m	Si %	Al %	Fe %	Mg %	Ca %	PF	Mn ppm	Rb ppm	Sr ppm	Mg/Ca	Rb/Sr	Mn/Sr	Fe/Sr	Classificação Química
F5 - 1	8,85	2,96	0,50	0,11	0,41	35,27	40,95	196	24	140	0,01	0,171	1,4	7,86	Calcário
F5 - 2	9,40	2,23	0,42	0,07	0,50	36,70	40,93	183	22	138	0,01	0,159	1,3	5,07	Calcário
F5 - 3	9,95	3,64	0,53	0,12	0,47	35,22	39,15	154	36	84	0,01	0,429	1,8	14,29	Calcário
F5 - 4	10,50	16,12	0,59	0,59	7,61	13,56	29,38	629	25	33	0,56	0,758	19,1	178,79	Dolomito calcítico
F5 - 5	11,15	3,53	0,28	0,43	10,20	22,16	41,88	612	18	30	0,46	0,600	20,4	143,33	Dolomito calcítico
F5 - 6	11,60	14,92	1,64	0,60	6,80	13,10	28,11	351	81	52	0,52	1,558	6,8	115,38	Dolomito calcítico
F5 - 7	12,05	0,22	0,10	0,06	0,16	39,85	42,81	144	12	106	0,00	0,113	1,4	5,66	Calcário
F5 - 8	12,55	1,28	0,14	0,06	0,39	38,08	42,51	267	13	121	0,01	0,107	2,2	4,96	Calcário
F5 - 9	13,10	0,17	0,10	0,03	0,15	39,31	43,82	136	11	112	0,00	0,098	1,2	2,68	Calcário
F5 - 10	13,60	1,28	0,09	0,04	0,16	38,55	42,54	184	13	138	0,00	0,094	1,3	2,90	Calcário
F5 - 11	14,40	0,28	0,12	0,07	0,17	39,74	42,77	142	13	103	0,00	0,126	1,4	6,80	Calcário
F5 - 12	14,90	11,10	1,47	0,10	2,02	23,87	30,96	304	58	71	0,08	0,817	4,3	14,08	Calcário magnesiano
F5 - 13	15,50	6,30	0,68	0,41	8,77	20,54	38,78	353	39	83	0,43	0,470	4,3	49,40	Dolomito calcítico
F5 - 14	16,00	2,00	0,25	0,07	0,32	37,38	41,69	223	17	110	0,01	0,155	2,0	6,36	Calcário
F5 - 15	17,00	4,92	1,05	0,24	0,80	32,43	36,96	297	48	245	0,02	0,196	1,2	9,80	Calcário
F5 - 16	17,70	3,34	0,45	0,36	11,41	19,91	42,82	497	25	39	0,57	0,641	12,7	92,31	Dolomito
F5 - 17	18,25	5,87	0,98	0,59	10,18	18,08	38,65	536	60	41	0,56	1,463	13,1	143,90	Dolomito
F5 - 18	18,50	1,57	0,19	0,04	0,46	37,49	42,41	283	14	110	0,01	0,127	2,6	3,64	Calcário
F5 - 19	18,95	4,70	0,82	0,07	0,76	32,54	39,18	200	25	141	0,02	0,177	1,4	4,96	Calcário
F5 - 20	19,65	0,34	0,07		0,38	39,36	43,12	242	13	108	0,01	0,120	2,2		Calcário
F5 - 21	20,40	10,26	1,84	0,12	1,11	25,58	32,02	249	50	241	0,04	0,207	1,0	4,98	Calcário magnesiano
F5 - 22	21,10	8,15	1,07	0,13	0,65	29,69	34,60	199	45	252	0,02	0,179	0,8	5,16	Calcário
F5 - 23	21,70	1,90	0,17	0,08	0,32	37,65	41,75	232	15	108	0,01	0,139	2,1	7,41	Calcário
F5 - 24	22,10	2,13	0,45	0,08	0,59	35,90	41,80	304	20	180	0,02	0,111	1,7	4,44	Calcário
F5 - 25	22,60	8,13	1,13	0,37	1,03	29,10	33,35	243	58	293	0,04	0,198	0,8	12,63	Calcário magnesiano
F5 - 26	23,10	3,29	0,22	0,11	0,33	36,31	40,34	289	18	193	0,01	0,093	1,5	5,70	Calcário
F5 - 27	23,60	7,05	1,48	0,51	1,60	28,45	33,79	268	66	234	0,06	0,282	1,1	21,79	Calcário magnesiano
F5 - 28	24,15	9,41	1,04	0,17	0,71	28,32	33,26	250	44	272	0,03	0,162	0,9	6,25	Calcário magnesiano
F5 - 29	24,65	8,06	1,47	0,21	9,42	15,70	37,66	628	44	87	0,60	0,506	7,2	24,14	Dolomito
F5 - 30	25,20	1,74	0,50	0,33	4,72	31,07	41,56	608	26	105	0,15	0,248	5,8	31,43	Calcário dolomítico
F5 - 31	25,70	3,93	0,83	0,06	0,61	34,06	38,72			68	0,02	-	-	8,82	Calcário
F5 - 32	26,20	1,09	0,06		0,23	38,73	42,71	285	12	83	0,01	0,145	3,4		Calcário
F5 - 33	26,70	0,57	0,05	0,04	0,16	39,45	42,89	400	10	67	0,00	0,149	6,0	5,97	Calcário
F5 - 34	27,30	4,81	0,62	0,44	9,38	20,92	40,50	1682	19	84	0,45	0,226	20,0	52,38	Dolomito calcítico
F5 - 35	27,75	3,04	0,56	0,22	12,30	18,64	43,83	917	21	46	0,66	0,457	19,9	47,83	Dolomito
F5 - 36	28,25	1,17	0,23	0,22	12,90	20,32	45,88	1064	12	41	0,63	0,293	26,0	53,66	Dolomito
F5 - 37	28,75	2,81	0,36	0,46	11,18	20,48	43,31	1430	21	54	0,55	0,389	26,5	85,19	Dolomito calcítico
F5 - 38	29,45	14,93	2,91	0,35	5,90	11,86	26,71	445	86	140	0,50	0,614	3,2	25,00	Dolomito calcítico
F5 - 39	30,50	2,02	0,21	0,05	0,23	37,48	41,54	286	16	101	0,01	0,158	2,8	4,95	Calcário
F5 - 40	30,90	5,02	0,59	0,10	0,46	33,63	38,16	291	28	135	0,01	0,207	2,2	7,41	Calcário
F5 - 41	31,35	6,30	1,39	0,10	0,81	29,74	36,59	316	47	158	0,03	0,297	2,0	6,33	Calcário magnesiano
F5 - 42	31,85	5,68	0,69	0,06	0,50	32,74	37,28	358	21	129	0,02	0,163	2,8	4,65	Calcário
F5 - 43	32,50	25,75	2,52	1,45	1,11	9,24	12,47	257	119	188	0,12	0,633	1,4	77,13	Calcário dolomítico
F5 - 44	32,95	20,86	3,24	0,81	1,64	12,43	17,13	355	97	180	0,13	0,539	2,0	45,00	Calcário dolomítico
F5 - 45	33,45	7,46	0,63	0,24	0,52	31,43	35,01	455	33	194	0,02	0,170	2,3	12,37	Calcário
F5 - 46	33,95	12,62	0,89	0,23	0,50	26,34	29,91	523	41	181	0,02	0,227	2,9	12,71	Calcário

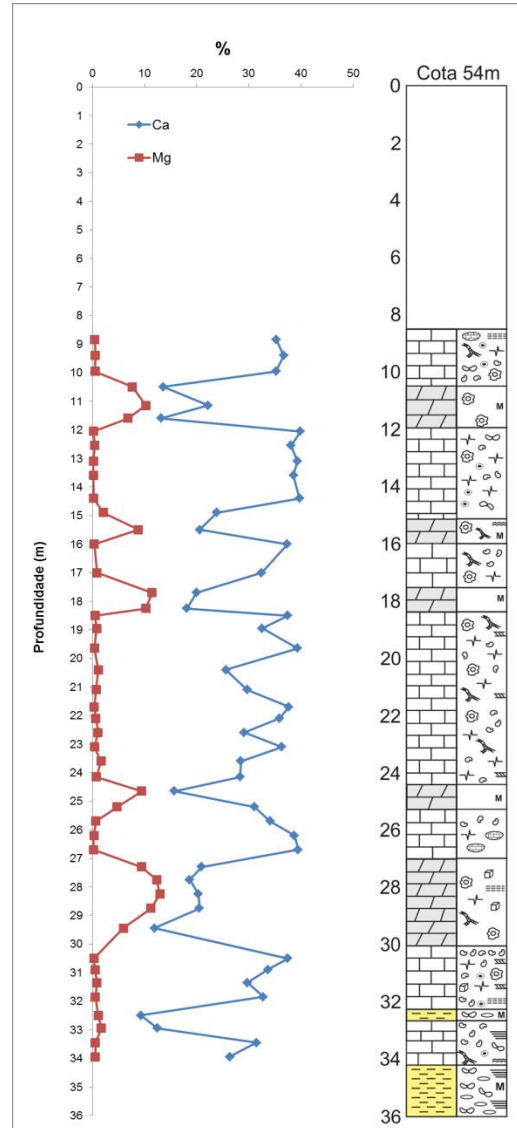


Figura 4.5 – Distribuição dos elementos Ca e Mg em porcentagem no perfil estratigráfico.

Foram empregados parâmetros de avaliação geoquímica tais como as razões Mn/Sr, Fe/Sr e Rb/Sr, as quais são utilizadas como critério para detecção de alteração diagenética por fluidos não marinhos e para indicação de fases clásticas ricas em Rb, respectivamente. Neste trabalho foi adotado o limite da razão Mn/Sr como < 2 , proposto por Veizer (1983) e seguido por outros pesquisadores (Derry *et al.* 1992, Kaufman *et al.* 1992 e 1993, Jacobsen & Kaufman 1999). No entanto, Kaufman & Knoll (1995) adotam uma razão < 10 , pois os mesmos afirmam que o volume de água meteórica que alteraria as razões Mn/Sr poderia não afetar a composição dos elementos maiores, comumente mantendo as razões isotópicas primárias de C. Para a razão Fe/Sr foi adotado o valor < 20 , proposto por Kaufman & Knoll (1995) e Jacobsen & Kaufman (1999). Para a razão Rb/Sr, Derry *et al.* (1989) propõe um

valor $< 0,005$. No entanto, em todos os casos, as escolhas das razões e os seus respectivos valores são empíricos e arbitrários, o que torna subjetiva a avaliação do grau de alteração.

Como dito anteriormente, as razões Mn/Sr e Fe/Sr são utilizadas para detecção da alteração diagenética por fluidos não marinhos, tal qual a água doce ou meteórica, pois os mesmos costumam conter mais Mn e menos Sr que a água do mar. Sendo assim, a percolação destes fluidos tenderia a aumentar a razão Mn/Sr original. Comparando os valores obtidos, 37% das amostras estariam no intervalo < 2 . No entanto, levando em consideração outros parâmetros como a classificação química e análises petrográficas pode-se considerar como inalteradas mais de 50% das amostras, as quais corresponderiam aos calcários, garantindo assim uma boa qualidade das mesmas para a realização de análises isotópicas de C e O. As amostras que não se enquadram no intervalo adotado e, portanto, consideradas alteradas correspondem aos dolomitos. Por sua vez, a razão Fe/Sr segue o mesmo padrão, onde os valores menos elevados, portanto menores que 20 (inalteradas), correspondem aos calcários e os valores mais elevados correspondem aos dolomitos e termos mais magnesianos. A figura 4.6 mostra como as razões Mn/Sr e Fe/Sr variam no perfil, ressaltando que as maiores variações nos valores coincidem com os níveis dolomíticos, os quais seriam considerados alterados levando em consideração as razões admitidas.

A razão Rb/Sr fornece uma indicação da presença de fases clásticas ricas em Rb, que por decaimento radioativo adicionariam Sr radiogênico aos carbonatos alterando, portanto, suas razões isotópicas primárias, consequentemente resultando em razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais altas. Os dados adquiridos mostram que as razões Rb/Sr mais altas estão associadas aos dolomitos e aos termos mais magnesianos, enquanto que as mais baixas estão associadas aos calcários (Figura 4.6). No entanto, comparando com o valor acima proposto, tais amostras seriam consideradas como alteradas devido a presença de fases clásticas. Isso pode indicar uma maior quantidade de terrígenos associados aos dolomitos com mais alto teor de Rb ou simplesmente, a pouca afinidade da dolomita com o Sr, que é facilmente retido pela calcita devido à semelhança de seu raio iônico com o do Ca.

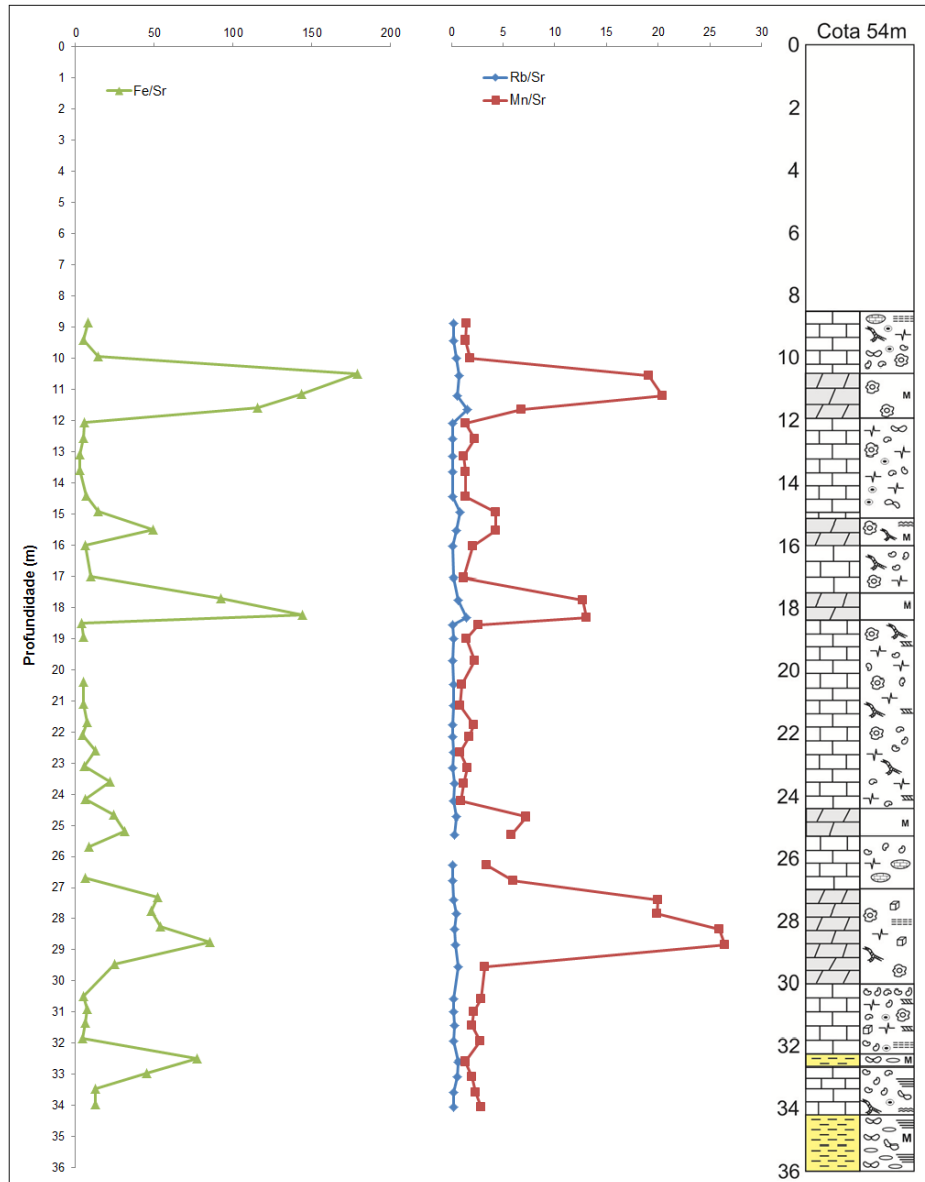


Figura 4.6 – Comportamento das razões químicas no perfil estratigráfico.

Os valores das razões isotópicas $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidas foram plotados ao longo da seção estudada (Tabela 4.3). Nas curvas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 4.7) para a seção, a distribuição geral dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ ocorre entre 1,602 e 5,422 ‰, com média de 3,714 ‰, enquanto os valores de $\delta^{18}\text{O}$ está entre - 8,734 e 0,804 ‰, com média de - 4,431 ‰. Dentre as amostras selecionadas, quatro correspondem a níveis siltíticos com clastos de dolomitos. Nelas, os valores obtidos para $\delta^{13}\text{C}$ variam de - 2,397 a - 1,322 ‰ e para $\delta^{18}\text{O}$ os valores variam de - 9,941 a - 9,140 ‰. Todos os resultados obtidos foram lançados em um diagrama $\delta^{13}\text{C}$ X $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 4.8) no intuito de avaliar a natureza primária do sinal isotópico dos carbonatos estudados, observando-se a relação de covariância ente $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ o que indicaria a modificação diagenética no registro isotópico (Jacobsen & Kaufman 1999).

Tabela 4.3 – Composição isotópica de C e O (‰) das amostras estudadas.

Amostras	Prof (m)	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (‰) VPDB	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (‰) VPDB	Amostras	Prof (m)	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (‰) VPDB	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (‰) VPDB
01	8,60	4,402	-5,450	39	22,14	4,750	-2,060
02	8,90	4,912	-5,715	40	22,45	3,878	-5,247
03	9,23	4,262	-5,368	41	22,76	3,744	-5,985
04	9,53	4,444	-5,852	42	23,06	2,905	-6,504
05	9,83	5,245	-4,864	43	23,36	3,654	-5,878
06	10,13	5,120	-4,970	44	23,77	3,304	-7,059
07	10,45	4,872	-4,648	45	24,07	3,173	-6,707
08	10,75	4,894	-4,328	46	24,60	2,282	-6,108
09	11,10	5,422	-0,484	47	24,90	2,534	-5,667
10	11,45	5,182	0,524	48	25,30	3,039	-6,420
11	11,72	5,093	0,577	49	25,68	3,082	-6,302
12	12,22	4,390	-6,194	50	25,99	3,279	-5,630
13	12,53	4,551	-5,884	51	26,33	2,989	-6,280
14	12,82	4,806	-5,990	52	26,82	2,725	-6,366
15	13,14	4,098	-6,614	53	27,13	2,943	-4,797
16	13,44	4,134	-6,735	54	27,45	3,719	0,688
17	13,78	4,576	-6,558	55	27,76	3,673	-0,141
18	14,08	4,327	-6,572	56	28,08	3,759	-0,217
19	14,40	4,608	-6,623	57	28,40	3,449	-0,143
20	14,70	3,221	-5,223	58	28,78	3,132	-1,201
21	15,00	4,170	-1,157	59	29,08	2,678	-0,574
22	15,32	3,379	-0,529	60	29,39	3,079	0,493
23	15,67	4,879	-0,042	61	29,71	3,508	0,804
24	15,98	4,621	-0,237	62	30,10	3,286	-0,191
25	17,67	4,781	0,363	63	30,47	3,386	-4,182
26	18,00	3,974	0,472	64	31,00	2,604	-6,409
27	18,30	4,002	-0,459	65	31,30	2,619	-6,363
28	18,62	4,442	-5,449	66	31,62	3,346	-5,944
29	18,91	4,666	-5,234	67	31,94	2,018	-6,323
30	19,24	4,961	-4,752	68	32,26	2,023	-7,831
31	19,55	4,310	-6,483	69	32,57	2,145	-7,851
32	19,77	4,024	-6,484	70	32,88	2,006	-7,075
33	20,06	3,209	-6,741	71	33,40	1,673	-7,457
34	20,36	3,194	-6,772	72	33,74	1,602	-8,734
35	20,67	3,360	-6,949	73	34,04	-1,322	-9,941
36	21,11	3,708	-6,277	74	34,23	-2,230	-9,140
37	21,41	3,239	-6,603	75	35,10	-2,397	-9,623
38	21,77	3,921	-3,052	76	35,19	-1,573	-9,465

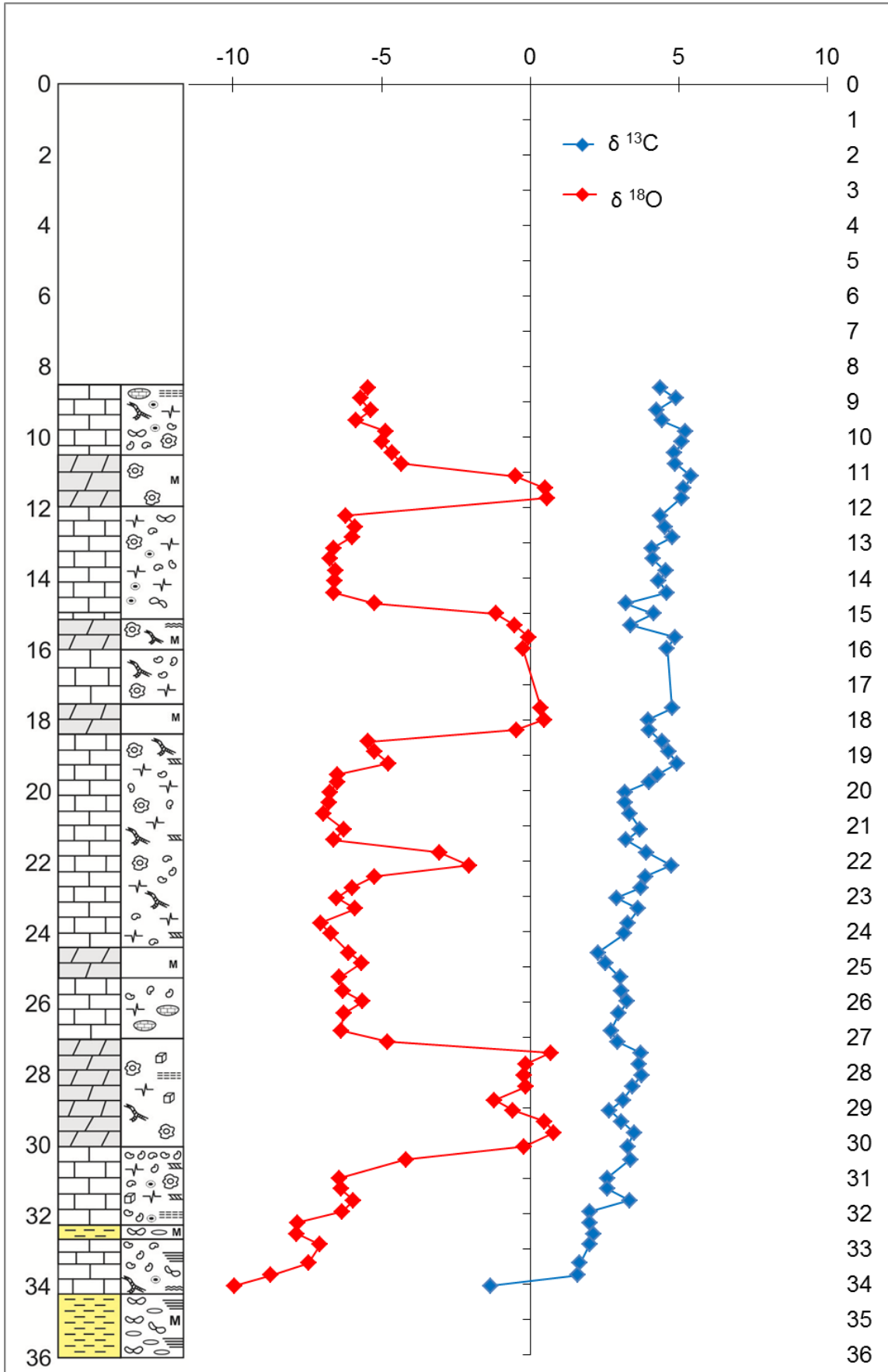


Figura 4.7 – Variação dos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ integrados ao perfil litoestratigráfico.

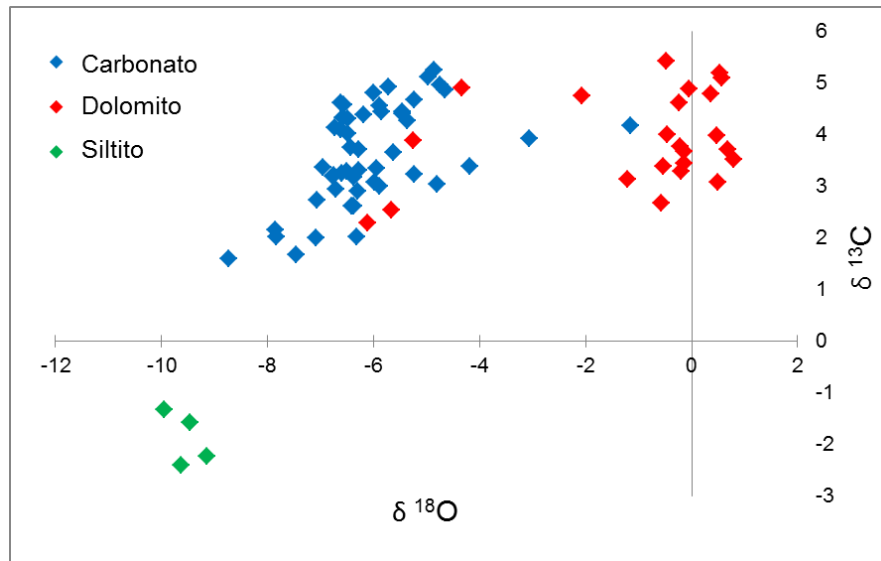


Figura 4.8 – Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ X $\delta^{18}\text{O}$ para os dados obtidos para os calcários, dolomitos e siltitos da Formação Itaituba.

Na figura 4.7 observa-se em relação ao $\delta^{18}\text{O}$ uma distribuição em ciclos de posituação com limites similares aos observados para a distribuição dos teores de Mg. As variações na curva de $\delta^{18}\text{O}$ apresentam uma maior amplitude. Na curva isotópica de oxigênio pode-se visualizar incursões mais positivas nos níveis dolomíticos e em alguns termos mais magnesianos. Os valores dos siltitos são extremamente negativos para ambos os isótopos. A avaliação do gráfico $\delta^{13}\text{C}$ X $\delta^{18}\text{O}$ mostra que não há covariância das amostras, o que indica que os sinais isotópicos de carbono e oxigênio são primários. As variações na curva de $\delta^{18}\text{O}$ apresentam uma maior amplitude. Ainda na curva isotópica de oxigênio pode-se visualizar incursões mais positivas nos níveis dolomíticos e em alguns termos mais magnesianos. A curva de $\delta^{13}\text{C}$ apresenta um comportamento homogêneo sem grandes variações, mas demonstrando uma posituação progressiva em direção ao topo da seção. Ao confrontar os parâmetros geoquímicos, análises petrográficas com os sinais isotópicos é possível notar coerência em todos os dados obtidos, mostra que as amostras de calcário não sofreram alteração diagenética, somente os níveis dolomíticos.

O intervalo empírico para $\delta^{13}\text{C}$ para carbonatos do carbonífero varia, em média, entre 2 e 6 ‰ segundo Veizer *et al.* (1999). De acordo com a curva de variação da razão isotópica de oxigênio em carbonatos marinhos do Fanerozoico proposta por Veizer *et al.* (1999) o intervalo é definido entre -7 a -3 ‰. Sendo assim, os dados obtidos neste estudo, tanto para $\delta^{13}\text{C}$ quanto para $\delta^{18}\text{O}$, estariam de acordo com os intervalos propostos por esses autores.

De um modo geral, todos os dados isotópicos apresentados nos diagramas $\delta^{13}\text{C}$ X $\delta^{18}\text{O}$ mostram ampla dispersão (não covariância), sugerindo a circulação de fluidos diagenéticos através dessas rochas ou que o processo de dolomitização que afetou o perfil não foi capaz de modificar a composição original de $\delta^{13}\text{C}$. Os valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ registrados nas rochas do perfil estudado refletem a intensa produtividade orgânica e indicam condições de mar alto, uma vez que as massas d'água concentram quantidades anômalas de ^{13}C , indicando um soterramento desta matéria orgânica. No que diz respeito à composição isotópica de $\delta^{18}\text{O}$, pode-se dizer que é possível demarcar os eventos diagenéticos, como exposição das rochas durante nível de mar baixo ou ainda pelo aumento da taxa de evaporação e restrição do meio, seguida por diagênese meteórica e dolomitização. Pode-se ainda supor que a dolomitização aconteceu concomitante à deposição das rochas em condições eodiagenéticas, pois ainda que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ sejam indicadores diagenéticos muito sensíveis revelando as interações fluido-rocha tardias, somente os níveis dolomíticos apresentam-se fora do intervalo estabelecido pelos autores, logo considerados alterados. Caso a dolomitização tivesse ocorrido após a deposição, teria afetado os valores de $\delta^{18}\text{O}$ de outros intervalos da seção. O modelo de dolomitização eodiagenético denominado seepage-refluxo poderia explicar os intervalos dolomitizados relativamente enriquecidos em ^{18}O , como resultado da precipitação de dolomitas a partir da água do mar com salinidade elevada, em função da evaporação (Tucker & Wright, 1990). Este modelo envolve a geração de fluidos dolomitizantes através da evaporação da água de poros de lagunas ou planícies de maré. Em seguida, estes fluidos penetram nos sedimentos carbonáticos subjacentes.

4.5.3 Idade de Deposição

Curvas de variações da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rochas carbonáticas marinhas, durante a evolução do tempo geológico, têm sido construídas por diversos autores (Burke *et al.* 1982, Deninson *et al.* 1994, Melezhik *et al.* 2001, Halverson *et al.* 2007). Para a construção dessas curvas e sua comparação com as respectivas razões obtidas para as rochas analisadas, é importante que seja assumida a premissa de que as razões das rochas carbonáticas marinhas representem a razão da água do mar, quando da sua precipitação. A metodologia aplicada para este trabalho corresponde ao desenvolvido por Bailey *et al.* (2000) que tem como base a 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, através do processo de lixiviação. A razão isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contido na água do mar atualmente é considerada

como igual a $0,70918 \pm 0,00001$ (Faure & Mensing 2005), a qual representa a média de uma compilação das razões isotópicas da água do mar e de carbonatos marinhos modernos biogênicos e abiogênicos.

A curva temporal de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os carbonatos do Fanerozoico foi reconstruída por Burke *et al.* (1982) a partir da análise de 786 amostras de carbonatos marinhos de idade conhecida. Denison *et al.* (1994) fizeram um estudo detalhado da curva com ênfase no Mississipiano, Pensilvaniano e Permiano, no qual estabeleceram que a idade de deposição pode ser determinada a partir do cálculo do parâmetro Δ_{sw} , que representa a variação do Sr na água do mar. Tal parâmetro é calculado pela fórmula: $\Delta_{\text{sw}} = [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{amostra}} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{água/hoje}}] \times 10^5$. Denison *et al.* (1994) adotaram o valor para $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{água/hoje}} = 0,709073 \pm 0,000003$, no entanto para os cálculos realizados nas amostras selecionadas deste trabalho foi adotado o valor atualizado proposto por Faure & Mensing (2005) acima citado.

O processo de lixiviação aplicado gera um número variável de alíquotas para cada amostra, a depender da sua reatividade ao ácido utilizado, determinada por sua composição mineralógica. No entanto, como as amostras analisadas foram carapaças carbonáticas, o número de alíquotas geradas foi igual. A tabela 4.4 sumariza os dados obtidos para ambas as amostras em termos de razões isotópicas e desvios analíticos em 2σ . A amostra BQ-1 (Figura 4.9) mostra que os valores isotópicos obedecem duas tendências, primeiramente decrescente até a alíquota de menor razão (BQ1-7), seguida de uma tendência crescente até a última alíquota gerada, mostrando uma possível influência do resíduo dissolvido. A amostra BQ-2 exibe uma tendência decrescente (Figura 4.10), com variações graduais. Entretanto é possível diferenciar dois grupos aparentemente distintos, onde o primeiro abrange até a alíquota BQ2-6 e o segundo as demais alíquotas.

Tabela 4.4 – Sumário das razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e seus respectivos desvios padrões em 2σ .

Amostras	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ
BQ-1-1	0,709407	0,000010
BQ-1-2	0,708760	0,000007
BQ-1-3	0,708676	0,000006
BQ-1-4	0,708530	0,000009
BQ-1-5	0,708481	0,000008
BQ-1-6	0,708468	0,000010
BQ-1-7	0,708466	0,000011
BQ-1-8	0,708544	0,000014
BQ-1-9	0,708714	0,000029
BQ-1-10	0,709428	0,000020
BQ-2-1	0,709349	0,000007
BQ-2-2	0,708748	0,000008
BQ-2-3	0,708652	0,000007
BQ-2-4	0,708564	0,000008
BQ-2-5	0,708518	0,000010
BQ-2-6	0,708479	0,000007
BQ-2-7	0,708426	0,000007
BQ-2-8	0,708430	0,000005
BQ-2-9	0,708417	0,000009
BQ-2-10	0,708425	0,000005

A menor razão isotópica obtida para a amostra BQ-1 foi de $0,708466 \pm 0,000011$, representada pela alíquota BQ1-7 utilizada para o cálculo da idade de deposição. Os valores de Δ_{sw} calculados para essa razão foram de $-70,3$ e $-72,5$. Aplicando esses valores de Δ_{sw} na curva de Sr da água do mar proposta por Denison *et. al* (1994), observa-se que a curva é interceptada no intervalo correspondente ao Pensilvaniano Superior (Virgiliano – Missouriano), indicando uma idade de deposição compreendida no intervalo de 296 a 303 Ma, aproximadamente (Figura 4.11). Para a amostra BQ-2 a menor razão obtida foi de $0,708417 \pm 0,000009$, representada pela alíquota BQ2-9 utilizada para o cálculo da idade de deposição. Os valores resultantes do cálculo de Δ_{sw} foram $-75,4$ e $-77,2$. Aplicando os mesmos na curva, observa-se que a mesma é interceptada em dois intervalos distintos: o primeiro corresponde ao Pensilvaniano Superior (Virgiliano – Desmoinesiano) indicando uma idade de deposição entre 293 a 307 Ma, aproximadamente, e o segundo intervalo representa o Pensilvaniano Inferior (Morrowano) com idade de deposição entre 313 e 318 Ma (Figura 4.12). As idades obtidas estão de acordo com as idades indicadas na literatura, as quais correspondem as idades do Morrowano ao Desmoinesiano. Sendo assim, essas análises realizadas em carapaças de braquiópodes vêm servir como mais uma ferramenta para fomentar as discussões que envolvem a idade de deposição da Formação Itaituba, bem como reforçam a importância da aplicação da metodologia de lixiviação.

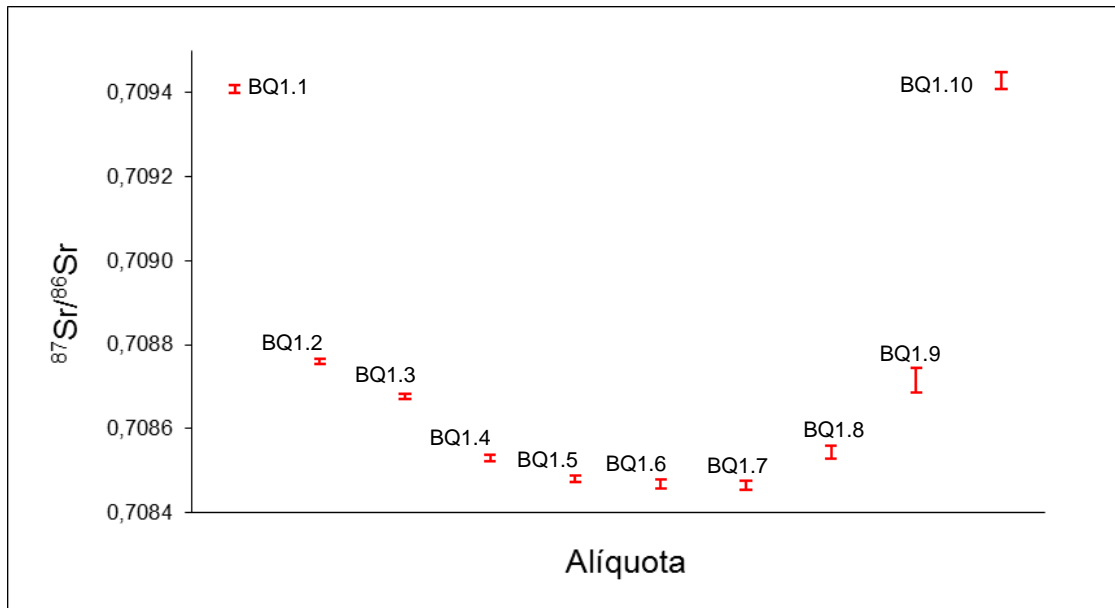


Figura 4.9 – Diagrama mostrando as razões isotópicas de Sr (em 2σ) das alíquotas de lixiviação – amostra BQ1. A alíquota BQ1-7 apresentou menor razão isotópica e foi utilizada no cálculo da idade de deposição.

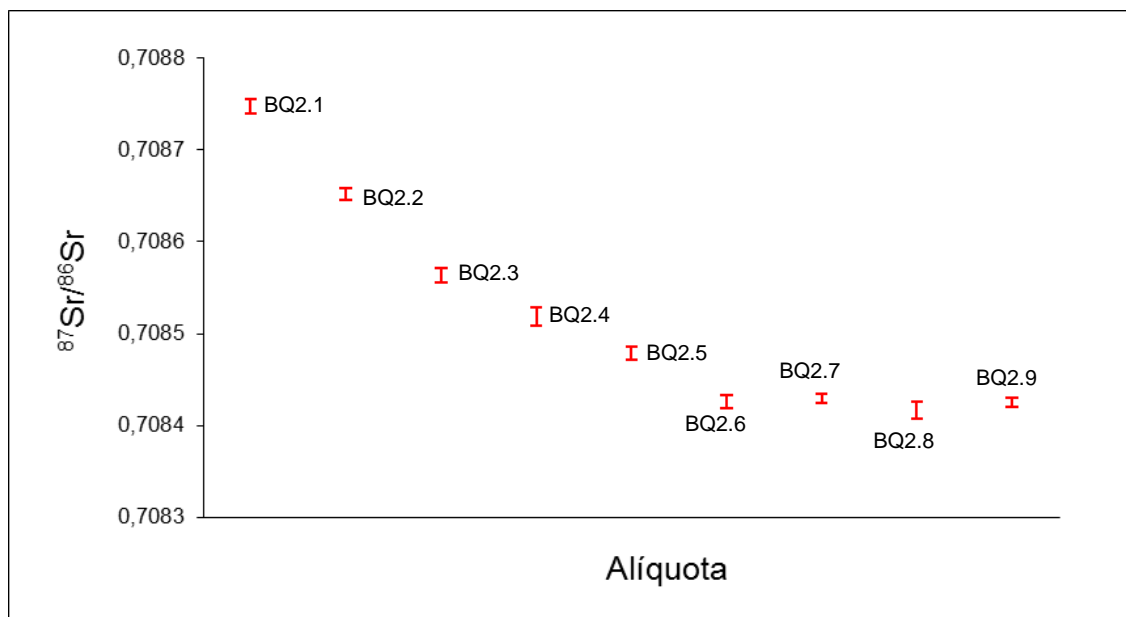


Figura 4.10 – Diagrama mostrando as razões isotópicas de Sr (em 2σ) das alíquotas de lixiviação – amostra BQ2. A alíquota BQ2-9 apresentou menor razão isotópica e foi utilizada no cálculo da idade de deposição.

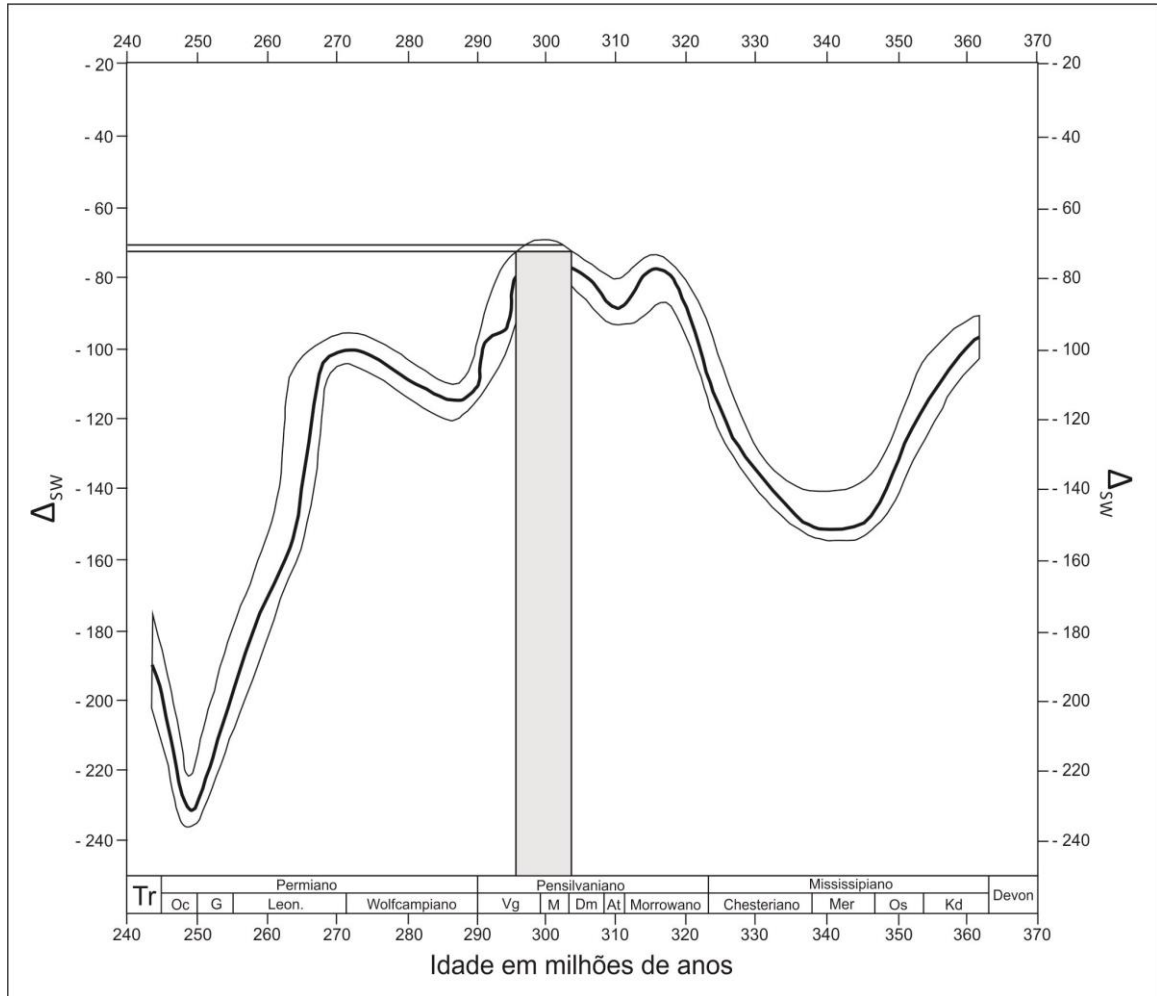


Figura 4.11 – Curva de variação da razão isotópica de Sr na água do mar, detalhada para o Permiano, Pensilvaniano e Mississipiano (Denison *et al.* 1994). A faixa cinza representa o intervalo da idade de deposição definida pela amostra BQ1.

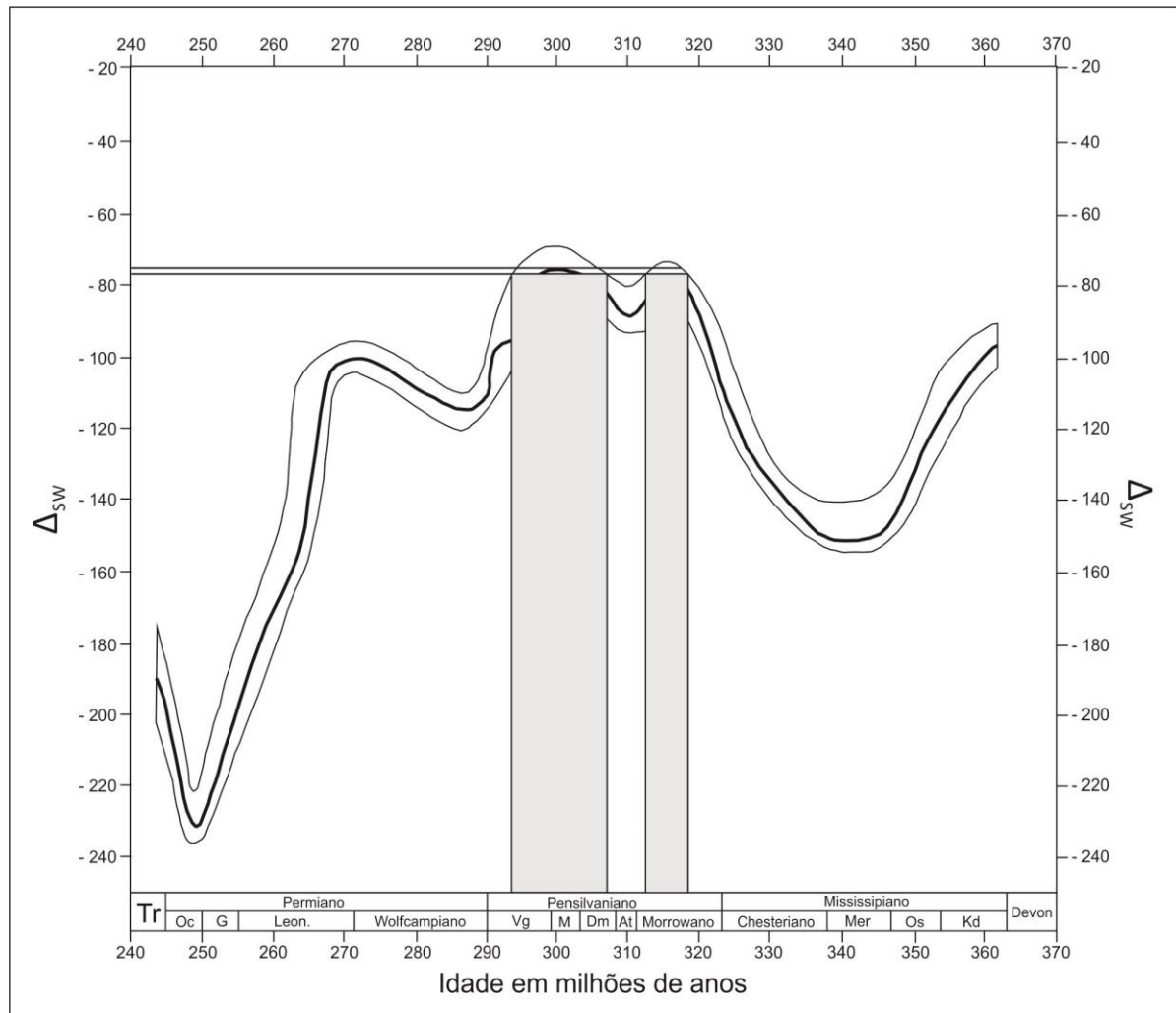


Figura 4.12 – Curva de variação da razão isotópica de Sr na água do mar, detalhada para o Permiano, Pensilvaniano e Mississipiano (Denison *et al.* 1994). A faixa cinza representa o intervalo da idade de deposição definida pela amostra BQ2.

4.6 CONCLUSÕES

O estudo geoquímico e isotópico do testemunho de sondagem (FURO 5) da Formação Itaituba permitiu elaborar algumas conclusões a respeito do ambiente de deposição dessa unidade, avaliar a dolomitização que ocorre nessa sequência, bem como definir a idade de deposição destas rochas. O arcabouço microfaciológico foi definido como uma intercalação entre microfácies calcáreas e dolomítica, enquanto o ambiente deposicional foi definido como marinho raso a lagunar, de águas calmas. Os processos atuantes foram suspensão e precipitação química em um ambiente de baixa a moderada energia, com a preservação dos bioclastos e deposição de lama. A dolomitização seria um processo posterior eodiagenético que afetou alguns intervalos da seção.

Os dados geoquímicos e de isótopos estáveis revelaram que o perfil manteve-se inalterado, ou seja, não houve modificação diagenética no seu registro isotópico, com exceção dos níveis dolomíticos. Os valores positivos para $\delta^{13}\text{C}$ podem indicar a alta produtividade orgânica em condições de mar alto. A partir dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ pode-se dizer que a dolomitização é primária, uma vez que somente os valores para os níveis dolomíticos estão modificados. As análises das carapaças de braquiópodes permitiram definir três idades de deposição, bastante similares: Pensilvaniano Superior com duas idades entre 296 e 303 Ma (Virgiliano – Missouriano) e entre 293 e 307 Ma (Virgiliano – Desmoinesiano) e Pensilvaniano Inferior com idade entre 313 e 318 Ma (Morrowano).

4.7 REFERÊNCIAS

- Adams, A.E.; Mackenzie, W.S.; Guilford C. (Eds). 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Longman, Harlow, 140p.
- Altiner, D. & Savini, R. 1995. Pennsylvanian foraminifera and biostratigraphy of the Amazonas and Solimões Basins (North Brazil). *Revue de Paleobiologie*, **14(2)**: 417 - 453.
- Burke, W.M.; Denison, R.E.; Hetherington, E. A. Koepnick, R.B.; Nelson, M. F.; Omo, J. B. 1982. Variations of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, **10**: 516 – 519.
- Bailey, T.R.; McArthur, J.M.; Prince, H.; Thirlwall, M.F. 2000. Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: whole rock analysis. *Chemical Geology*, **167**: 313-319.
- Bruckschen, P., Veizer, J., 1997. Oxygen and carbon isotopic composition of Dinantian brachiopods: paleoenvironmental implications for the Lower Carboniferous of western Europe. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.* **132**: 243–264.
- Caputo, M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. Thesis (Ph.D.), University of California, Santa Barbara, United States. 583p.
- Caputo, M.V.; Rodrigues, R.; Vasconcelos, D.N.N. 1971. *Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas*. PETROBRAS, relatório interno – 641-A.
- Castro, J.C.; Eiras, J.F.; Caputo, M.V. 1988. Paleozóico do Rio Tapajós. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Roteiro das excursões...* Belém: Sociedade Brasileira de Geologia. p 27-44.
- Cunha, P.R.C.; Gonzaga, F.G.; Coutinho, L.F.C.; Feijó, F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **8 (1)**: 47-55.
- Denison, R.E. *et al.* 1994. Construction of the Mississippian, Pennsylvanian and Permian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve. *Chemical Geology. Isotope. Geoscience. Section*, **112**: 145–167.
- Derry, L. A.; Keto, L. S.; Jacobsen, S. B.; Knoll, A. H.; Swett, K. 1989. Sr isotope variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**: 2331 – 2339.
- Derry, L. A.; Kaufman, A. J.; Jacobsen, S. B. 1992. Sedimentary cycling and environmental changes in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**: 1317 – 1329.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (ed). *Classification of carbonate rocks*. Tulsa: AAPG. p. 108-121. (Memoir, 1).
- Eiras, J.F.; Silva, O.B.; Matsuda, N.S.; Hook, S.C. 1998. Tapajós river - Amazon basin field trip. In: RIO'98 AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE & EXHIBITION, ABGP DIGITAL FIELD TRIP, 3, Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: AAPG – ABGP, Virtual field trip to the Amazon Basin. 1 CD-ROM.

- Grossman, E.L., Mii, H.-S., Yancey, T.E., 1993. Stable isotopes in late Pennsylvanian brachiopods from the United States: implications for Carboniferous paleoceanography. *Geol. Soc. Am. Bull.* **105**: 1284–1392.
- Halverson, G.P., Dudás, F.O.; Maloof, A.C.; Bowring, S.A. 2007. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **256**: 103 – 129.
- Hartt, C.F. 1874. Preliminary report of the Morgan Expeditions, 1870-71. Report of a Reconnaissance of the Lower Tapajós. *Bulletin of the Cornell University, Science*, **1(1)**: 1-39,
- Faure, G. & Mensing, T.M. (Eds.). 2005. Isotopes: principles and applications. 3rd ed. Wiley, 896 p.
- Figueiredo, M. F. Químioestratigrafia das rochas ediacaranas do extremo norte da Faixa Paraguaí, Mato Grosso. 2006. 105 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 2006.
- Irwin, M. L. 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 49: 4, 445 – 459.
- Jacobsen, S.B. & Kaufman, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem. Geol.*, **161**: 37 – 57.
- Kaufman, A. J.; Jacobsen, S. B.; Knoll, A. H. 1993. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120: 409 – 430.
- Kaufman, A.J.; Knoll, A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, **73 (1)**: 27-49.
- Lemos, V.B. 1990. Assembléia de conodontes do Carbonífero da Bacia do Amazonas. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 259p.
- Matsuda, N.S. 2002. Carbonate sedimentation cycle and origin of dolomite in the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon Basin – Northern, Brazil. 2003. Thesis (Ph.D.). Department of Earth & Planetary Science, University of Tokyo, Tokyo, Japan, 231f.
- Melezhik, V.A.; Gorokhov, I.M., Kuznetsov, A.B.; Fallick, A.E. 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for “blind dating”. *Terra Nova*, **13**: 1- 11.
- Oliveira, D. L. 2004. Estudo preliminar de estratigrafia química da Formação Itaituba (PA): Datação, Paleambiente e proveniência. 2004. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 71 p.
- Playford, G. & Dino, R. 2000. Palynostratigraphy of Upper Paleozoic Strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: Part One. *Stuttgart, Paleontographica Abt. B*, **255**: 1- 46.
- Scomazzon, A.K. 2004. Estudo de conodontes em carbonatos marinhos do Grupo Tapajós, Pensilvaniano Inferior a Médio da Bacia do Amazonas com aplicação de isótopos de Sr e Nd neste intervalo. 2004. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 294 f.
- Scomazzon, A.K.; Lemos, V.B.; Moutinho, L.P.; Matsuda, N.S.; Nascimento, S. 2005. Conodont biostratigraphy and paleoecology of the marine sequence of the Tapajós Group (Pennsylvanian), Amazonas Basin, Brazil. *Revista Pesquisas em Geociências*.
- Silva, O.B. 1996. 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. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 331 f.
- Tucker, M.E; Wright, P.V. 1990. Carbonate Sedimentology. 1. ed. London: Blackwell Scientific publications, 468 p.
- Veizer, J.; Compston, W.; Clauer, N.; Schidlowski, M. 1983. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in late Proterozoic carbonates: evidence for a mantle event at 900 ms ago. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**:295-302.
- Veizer, J.; Ala, D.; Azmy, K.; Bruckschen, P.; Buhl, D.; Bruhn, F.; Carden, G.A.F.; Diener, A.; Ebeneth,; Godderis, Y.; Jasper, T.; Korte, C.; Podlaha, O G.; Strauss, H. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, **161**: 59 – 88.
- Wilson, J. L. Carbonate facies in geologic history. Berlin: Springer-Verlag. 1975. 471 p.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo microfaciológico, geoquímico e isotópico do testemunho de sondagem (FURO 5) da Formação Itaituba coletado na região de Uruará (PA) permitiu elaborar algumas conclusões a respeito do ambiente de deposição desta unidade, avaliar a dolomitização que ocorre nessa sequência, bem como definir a idade de deposição destas rochas estudadas. O arcabouço microfaciológico foi definido como uma intercalação entre microfácies carbonáticas e dolomíticas. Foram individualizadas sete microfácies: *Mudstone* bioclástico (Mcb), *Wackstone* bioclástico (Wb), *Wackstone* bioclástico com estilólitos (Wbe), *Packstone* bioclástico (Pb), *Packstone* bioclástico com pelóides (Pbp), *Grainstone* bioclástico com pelóides (Gbp) e Dolomito fino (Dl). O ambiente deposicional foi definido como marinho raso a lagunar, de águas calmas. Os processos atuantes foram suspensão e precipitação química em um ambiente de baixa a moderada energia, com a preservação dos bioclastos e deposição de lama. A dolomitização seria um processo posterior que afetou apenas níveis localizados do perfil.

Os dados geoquímicos e dos isótopos estáveis revelaram que o perfil manteve-se inalterado, ou seja, não houve modificação diagenética no seu registro isotópico, com exceção dos níveis dolomíticos. Os valores obtidos para $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ foram interpretados como primários, ou seja, representativos da água do mar e, ainda, compatíveis com os valores obtidos em estudos anteriores para os carbonatos da Formação Itaituba, que apontam um ambiente marinho com a assinatura isotópica típica de rochas carboníferas. A assinatura isotópica de C, com os valores positivos para $\delta^{13}\text{C}$ indicam a alta produtividade orgânica em condições de mar alto. A partir dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ pode-se dizer que a dolomitização é primária, uma vez que somente os valores para os níveis dolomíticos estão modificados. As análises das carapaças de braquiópodes permitiu definir três idades de deposição: Pensilvaniano Superior, com dois intervalos de idades, entre 296 e 303 (Virgiliano – Missouriano) e entre 293 e 307 Ma (Virgiliano – Desmoinesiano) e Pensilvaniano Inferior com idade entre 313 e 318 Ma (Morrowano).

REFERÊNCIAS

- Adams, A.E.; Mackenzie, W.S.; Guilford C. (Eds). 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Longman, Harlow, 140p.
- Alan, J.R. & Mattheus, R.K. 1982. Isotope signature with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, **29**:797 – 817.
- Altiner, D. & Savini, R. 1995. Pennsylvanian foraminifera and biostratigraphy of the Amazonas and Solimões Basins (North Brazil). *Revue de Paleobiologie*, **14(2)**: 417 - 453.
- Antunes, R.L. 1997. Introdução ao estudo dos nanofósseis calcários. Centro de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 115 p.
- Baley, T.R.; McArthur, J.M.; Prince, H.; Thirlwall, M.F. 2000. Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: whole rock analysis. *Chemical Geology*, **167**: 313-319.
- Banner, J.L. 2004. Radiogenic isotopes: systematics and applications to Earth surface processes and chemical stratigraphy. *Earth Science Reviews*, **65**:141 – 194.
- Benner, R.A. 1989. Biogeochemical cycle of carbon and sulfúur and their effects on atmospheric oxygen over Phanerozoic time. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology. *Global Planet. Change sect.*, **75**: 97 – 122.
- Broecker, W.S. & Peng, T.S. (Eds.) 1982. *Traces in the sea*. Eldio Press , New York, 690 p.
- Burdett, J.W.; Grotzinger, J.P.; Arthur, M.A. 1990. Did major changes in the stable isotope composition of Proterozoic seawater occur? *Geology*, **18**: 227 – 230.
- Burke, W.M.; Denison, R.E.; Hetherington, E A. Koepnick, R.B.; Nelson, M. F.; Omo, J. B. 1982. Variations of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, **10**: 516 – 519.
- Bruckschen, P., Veizer, J., 1997. Oxygen and carbon isotopic composition of Dinantian brachiopods: paleoenvironmental implications for the Lower Carboniferous of western Europe. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.* 132: 243–264. Caputo, M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. Thesis (Ph.D.), University of California, Santa Barbara, United States. 583p.

- Caputo, M.V.; Rodrigues, R.; Vasconcelos, D.N.N. 1971. *Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas*. PETROBRAS (relatório interno – 641-A).
- Castro, J.C.; Eiras, J.F.; Caputo, M.V. 1988. Paleozóico do Rio Tapajós. *In: 35º Congresso Brasileiro De Geologia, Belém, Roteiro das excursões...* p 27-44.
- Cordani, U.G.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A.; Porto, R.; Thomaz Filho, A.; Cunha, F.M .da. 1984. Estudo Preliminar de Integração do Pré-Cambriano com os Eventos Tectônicos das Bacias Sedimentares Brasileiras. Rio de Janeiro, *Petrobras*, **15**: 27-34. (Série Ciência-Técnica-Petróleo).
- Coutinho, L.F.C. & Gonzaga, F.G. 1994. *Evolução tectonossedimentar e termal da Bacia do Amazonas*. PETROBRAS (relatório interno - PETROBRAS/DENXOR).
- Cunha, P.R.C.; Gonzaga, F.G.; Coutinho, L.F.C.; Feijó, F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **8 (1)**: 47-55.
- Cunha, P.R.C.; Melo, J.H.G.; Silva, O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*. **15 (2)**: 227 – 254.
- Denison, R.E. *et al.* 1994. Construction of the Mississippian, Pennsylvanian and Permian seawater 87 Sr/ 86 Sr curve. *Chemical Geology. Isotope. Geoscience.Section*, **112**: 145–167.
- Derry, L. A.; Keto, L. S.; Jacobsen, S. B.; Knoll, A. H.; Swett, K. 1989. Sr isotope variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**: 2331 – 2339.
- Derry, L. A.; Kaufman, A. J.; Jacobsen, S. B. 1992. Sedimentary cycling and environmental changes in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**: 1317 – 1329.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In: HAM, W.E. (ed). Classification of carbonate rocks*. Tulsa: AAPG. p. 108-121. (Memoir, 1).
- Elderfield, H & Greaves, M. J. 1982. The rare earth elements in seawater. *Nature*, **296**: 214 – 219.
- Eiras, J.F.; Silva, O.B.; Matsuda, N.S.; Hook, S.C. 1998. Tapajós river - Amazon basin field trip. *In: RIO'98 AAPG International Conference & Exhibition, ABGP Digital Field Trip*,

3, Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: AAPG – ABGP, Virtual field trip to the Amazon Basin. 1 CD-ROM.

Faure, G. (Ed) 1986. Principles of isotope geology. 2nd ed. John Wiley, New York, 589 p.

Faure, G. & Mensing, T.M. (Eds.). 2005. Isotopes: principles and applications. 3rd ed. Wiley, 896 p.

Ferreira, A.L.; Rizzotto, G.J.; Quadros, M.L.E.S.; Bahia, R.B.C.; Lopes, R.C.; Oliveira, M.A. 2004. Folha SB.21 – Tapajós. In: Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J.H.; Santos, J.O.S.; Abram, M.B.; Leão Neto, R.; Matos, G.M.M.; Vidotti, R.M. Ramos, M.A.B.; Jesus, J.D.A. de (eds.). *Carta geológica do Brasil ao milionésimo*, SIG. CPRM, Brasília. CD-ROM.

Figueiredo, M. F. Químioestratigrafia das rochas ediacaranas do extremo norte da Faixa Paraguai, Mato Grosso. 2006. 105 f. MS Dissertation - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 2006.

Folk, R.L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Hemphil Publishing. 182p.

Grossman, E.L., Mii, H.-S., Yancey, T.E., 1993. Stable isotopes in late Pennsylvanian brachiopods from the United States: implications for Carboniferous paleoceanography. *Geol. Soc. Am. Bull.* **105**: 1284–1392.

Halverson, G.P., Dudás, F.O.; Maloof, A.C.; Bowring, S.A. 2007. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **256**: 103 – 129.

Hartt, C.F. 1874. Preliminary report of the Morgan Expeditions, 1870-71. Report of a Reconnaissance of the Lower Tapajós. *Bulletin of the Cornell University, Science*, **1(1)**: 1-39.

Hoffman, P.F.; Kaufman, A.J.; Halverson, G.P. Comings and goings of global glaciations on a Neoproterozoic Tropical Platform in Namibia. *GSA Today*, **8 (5)**: 1 – 10.

Irwin, M. L. 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists.*, **49**: 4, 445 – 459.

Jacobsen, S.B. & Kaufman, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem. Geol.*, **161**: 37 – 57.

- James, N.P.; Narbone, G.M.; Kyser, T.K. 2001. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown. *Can. J. Earth Sci.*, **38**: 1229 – 1262.
- Jones, C.E.; Jenkys, H.C.; Coe, A.L.; Hesselbo, S.P. 1994. Strontium isotopic variations in Jurassic and Cretaceous seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**: 3061 – 3074.
- Kaufman, A. J.; Jacobsen, S. B.; Knoll, A. H. 1993. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**: 409 – 430.
- Kaufman, A.J.; Knoll, A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, **73** (1): 27-49.
- Karhur, J. A. 1993. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield. *Bulletin of Geological Survey of Finland*, **371**: 1 – 87.
- Knoll, A.H.; Hayes, J.M.; Kaufman, A.J.; Swett, K.; Lambert, I B. 1996. Secular variation in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and east Greenland. *Nature*, **321**: 832 – 838.
- Lemos, V.B. 1990. *Assembléia de conodontes do Carbonífero da Bacia do Amazonas*. PhD Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 259p.
- Lemos, V.B.; Scomazzon, A.K. 2001. The Carboniferous biochronostratigraphy of the Amazonas Basin, Brazil, based on conodontes. *In: Workshop Correlação de Sequências Paleozóicas Sul-Americanas*, p 131 – 138. (Ciência Técnica Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo, n. 20).
- Matsuda, N.S. 2002. *Carbonate sedimentation cycle and origin of dolomite in the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon Basin – Northern, Brazil*. 2003. Ph.D. Thesis, Department of Earth & Planetary Science, University of Tokyo, Tokyo, 231p.
- Matsuda, N.S.; Dino, R.; Wanderley Filho, J.R. 2004. Revisão litoestratigráfica do Grupo Tapajós, Carbonífero Médio – Permiano da Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **12** (2): 435 -441.
- Matsuda, N.S.; Góes, A.T.M.O.; Wanderley Filho, J.R. 2006. *Relatório geológico do Paleozóico do Rio Tapajós, borda sul da bacia do Amazonas, Pará*. 2. ed. Manaus. PETROBRAS. 87p.

- Melezhik, V.A.; Gorokhov, I.M., Kuznetsov, A.B.; Fallick, A.E. 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for “blind dating”. *Terra Nova*, **13**: 1- 11.
- Milani, E.J.; Zalan, P.V. 1998. Brazilian Geology Part 1: The Geology of Paleozoic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil. In: AAPG International Conference and Exhibition, Rio de Janeiro. “*Short Course Notes*”...
- Montalvão, R.M.G.; Bezerra, P.E.L. 1980. Geologia e Tectônica da Plataforma (Cráton) Amazônica (Parte da Amazônia Legal Brasileira). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 10, 27 p.
- Narbonne, G.M.; Kaufman, A.J.; Knoll, A.H. 1994. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the upper Windermere Supergroup (Neoproterozoic), Mackenzie Mountains, northwestern Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **106**: 1281 – 1291.
- Oliveira, D. L. 2004. *Estudo preliminar de estratigrafia química da Formação Itaituba (PA): Datação, Paleoambiente e proveniência*. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 71 p.
- Oliveira, D. L. *Estudo isotópico (C, O e Sr) preliminar da Formação Itaituba (PA): datação e paleoambiente*. (não publicado).
- Playford, G. & Dino, R. 2000. Palynostratigraphy of Upper Paleozoic Strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: Part One. Stuttgart, *Paleontographica Abt. B*, **255**: 1- 46.
- Rezende, W.M. & Brito, C.G. 1973. Avaliação geológica da Bacia paleozóica do Amazonas. In: 27º Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju,. *Anais...* v. 3: 227-245.
- Schidlowski, M.; Hayes, J.M.; Kaplan, I.R. Isotopic inference of ancient biochemistries: carbon, sulfur, hydrogen and nitrogen. In: SCHOPF, J.M. (ed.), *Earth's earliest biosphere, its origin and evolution*. Local: Princeton University Press, 1983. p. 149-186.
- Scomazzon, A.K. 2004. *Estudo de conodontes em carbonatos marinhos do Grupo Tapajós, Pensilvaniano Inferior a Médio da Bacia do Amazonas com aplicação de isótopos de Sr e Nd neste intervalo*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 294 p.
- Scomazzon, A.K.; Lemos, V.B.; Moutinho, L.P.; Matsuda, N.S.; Nascimento, S. 2005. Conodont biostratigraphy and paleoecology of the marine sequence of the Tapajós Group (Pennsylvanian), Amazonas Basin, Brazil. *Revista Pesquisas em Geociências*.

- Scotese, C.R.; McKerrow, W.S. 1990. Revised World maps and introduction. In: McKerrow, W.S.; Scotese, C.R. (eds.). *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. Geological Society Memoir, 12, p. 1-21.
- Silva, O.B. 1996. *Ciclicidade sedimentar no Pensilvaniano da Bacia da Bacia do Amazonas e o controle dos ciclos de sedimentação na distribuição estratigráfica dos conodontes, fusulinídeos e palinóforos*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 331 p.
- Thunell, R.C.; Williams, D.F.; Howell, M. 1987. Atlantic – Mediterranean water exchange during the Late Neogene. *Paleoceanography*, **2**: 661 – 678.
- Tucker, M. E. 1986. Formerly aragonitic limestone associated with tilitos in the late Proterozoic Kingston Peak Formation of Death Valley, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**: 818 – 830.
- Tucker, M.E; Wright, P.V. 1990. Carbonate Sedimentology. 1. ed. London: Blackwell Scientific publications.
- Veizer, J.; Compston, W.; Clauer, N.; Schidlowski, M. 1983. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in late Proterozoic carbonates: evidence for a mantle event at 900 ms ago. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47:295-302.
- Veizer, J.; Ala, D.; Azmy, K.; Bruckschen, P.; Buhl, D.; Bruhn, F.; Carden, G.A.F.; Diener, A.; Ebeneth,; Godderis, Y.; Jasper, T.; Korte, C.; Podlaha, O G.; Strauss, H. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, **161**: 59 – 88.
- Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R.G. & James, N.P. (eds.) *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canadá. p.1-14.
- Wanderley Filho, J.R. 1991. Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. 1991. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 119 p.
- Wanderley Filho, J.R.; Travassos, W.A.S.; Alves, D.B. 2006. O diabásio nas bacias paleozóicas amazônicas – herói ou vilão? *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **14** (1): 177-184.

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