



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO – PETROLOGIA, LITOGEOQUÍMICA E EVOLUÇÃO
CRUSTAL

VICTOR HUGO SANTOS

**QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA (C, Sr e Pb) EM LENTES DE
MÁRMORES NOS TERRENOS RIO CAPIBARIBE E ALTO MOXOTÓ, ZONA
TRANSVERSAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
2000

ORIENTADOR (a): Profa. VALDEREZ PINTO FERREIRA
CO-ORIENTADOR: Prof. ALCIDES NÓBREGA SIAL

RECIFE – PE

VICTOR HUGO SANTOS

Geólogo, Universidade Federal de Mato Grosso – Cuiabá, 1998.

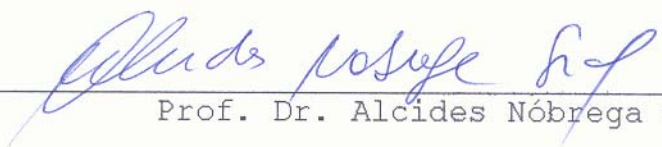
**QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA (C e Sr) EM LENTES DE MÁRMORES
NOS TERRENOS RIO CAPIBARIBE E ALTO MOXOTÓ, ZONA TRANSVERSAL DA
PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL**

Dissertação que apresentou à Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pela Profa. Dra. Valderez Pinto Ferreira, em preenchimento dos requisitos para obter o grau de mestre em Geociências, área de concentração Petrologia, Litogeoquímica e Evolução Crustal, defendida em 05 de Dezembro de 2000.

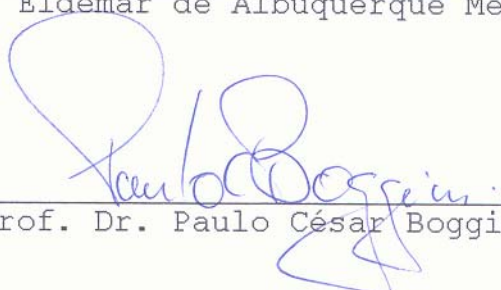
QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA (C e Sr) EM LENTES DE
MÁRMORES NOS TERRENOS RIO CAPIBARIBE E ALTO MOXOTÓ, ZONA
TRANSVERSAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL

VICTOR HUGO SANTOS

APROVADO


Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial


Prof. Dr. Eldemar de Albuquerque Menor


Prof. Dr. Paulo César Boggiani

O futuro tem muitos nomes. Para o
fraco inalcançável. Para os
temerosos, o desconhecido. Para os
valentes é a oportunidade.

Victor Hugo 1802-1885.

Escritor francês

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

CAPÍTULO 1 – CONSIDERAÇÕES INICIAIS	01
1.1 Localização da Área	01
1.2 Objetivos	03
1.3 Metodologia	03
 CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL	 07
2.1 Província Borborema: Um Quadro Geral	07
2.2 Contexto estratigráfico do Domínio Transversal (DTR)	12
2.2.1 Terreno Granjeiro (TGR)	15
2.2.2 Terreno Cachoeirinha-Sagueiro ou Piancó-Alto Brígida	15
2.2.3 Terreno Alto Pajeú (TAP)	17
2.2.4 Terreno Alto Moxotó (TAM)	18
2.2.5 Terreno Rio Capibaribe (TRC)	19
 CAPÍTULO 3 – GEOLOGIA LOCAL	 21
3.1 Introdução (Arcabouço Geológico da Área)	21
3.2 Terreno Rio Capibaribe	21
3.2.1 Unidades de Embasamento	21
3.2.2 Complexo Surubim-Caroalina	24
3.3 Terreno Alto Moxotó	27
3.3.1 Complexo Sertânia	27
 CAPÍTULO 4 – DADOS GEOQUÍMICOS	 29
4.1 Metodologia e Avaliação de Qualidade de Dados Isotópicos	29
4.1.1 Valores Primários	29

4.1.2. Carbonatos Marinhos vs de Água Doce.....	42
4.1.3. Definição e Classificações de Calcários...	45
4.2 Definição dos Padrões para Análise Isotópica.....	42
4.3 Aplicação de Estudos Químioestratigráfico (Isotópicos e Química Elementar) em Rochas Carbonáticas	48
4.3.1 Introdução.....	48
4.3.2 Variação Secular na Geoquímica dos Carbonatos Sedimentares.....	49
4.3.2.1 Carbono (δC^{13})	49
4.3.2.2 Estrôncio (Sr^{87}/Sr^{86})	53
4.3.2.3 Oxigênio (δO^{18})	56
4.3.3. Variação Estratigrafica dos Valores de δC^{13} e Sr Durante o Neoproterozóico	60
4.4 Descrição dos Valores Isotópicos de Lentes Carbonáticas dos Terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó.....	64
4.4.1 Introdução.....	64
4.4.2. Perfis Químioestratigráficos das Lentes de Mármore dos Terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó.....	64

CAPÍTULO 5 – METAMORFISMO.....	70
5.1 Introdução.....	70
5.2 δC^{13} Durante Metamorfismo.....	70
5.3 Metamorfismo de Mármore Calcíticos.....	75
5.4 Metamorfismo de Mármore Dolomíticos.....	75
5.5 Química durante o Metamorfismo.....	77
5.6 Geoquímica Isotópica de Pb nos Terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó.....	79
5.6.1 Premissas para o uso do método de isócronas Pb-Pb.....	79
5.7 Resultados.....	81

CAPÍTULO 6 – ISÓTOPOS DE Sr	84
6.1 Introdução	84
6.2 Quadro Geocronológico de Eventos Orogenéticos da Área Estudada	84
6.3 δC^{13} e Sr^{87}/Sr^{86} de Lentes de Mármore nos TRC E TAM	86
CAPÍTULO 7 – CONSIDERAÇÕES FINAIS	88
CAPÍTULO 8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	91

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1–Mapa de localização da área de ocorrência das lentes de mármore estudadas.	02
Figura 1.2–Método de mapeamento geológico de uma lente de mármore mostrando distribuição de pontos de coleta de amostra em travessas ao maior comprimento da lente.	04
Figura 2.1–Subdivisão da Província Borborema em Maciços Medianos, Lineamentos e Sistemas de Dobramentos, segundo Brito Neves (1975).	08
Figura 2.2–Domínios (superterrenos) e terrenos tectonoestratigráficos da província Borborema, segundo Santos (1998).	10
Figura 2.3–Zona Transversal representada segundo Santos & Medeiros (1998)	14
Figura 3.1–Situação geológica da área estudada no contexto da Província Borborema.	22
Figura 3.2–Mapa geológico detalhado da área em estudo.	23
Figura 4.1–Evolução esperada da interação fluído-rocha com a variação δC^{13} com Mn/Sr e δO^{18} para sistema aberto e fechado. Fonte – Banner & Hanson (1990); Derry <i>et al.</i> , (1992	33
Figura 4.2a–Diagrama de variação representando a variação de δC^{13} vs Mn/Sr durante a diagênese nos valores de lentes do terreno Rio Capibaribe e Alto Moxotó.	33
Figura 4.2b–Diagrama de variação representando a variação de δC^{13} vs δO^{18} durante a diagênese de lentes do terreno Rio Capibaribe e Alto Moxotó	39
Figura 4.3–Diagrama de variação representando a	

substituição dos elementos Mg vs Na durante a diagênese	40
Figura 4.4-Diagrama de variação representando a substituição dos elementos Mg vs Sr durante a diagênese	40
Figura 4.5-Diagrama de variação para valores de δC^{13} vs Z para diferenciação entre calcários mármores de origem marinhos e origem de água doce, e lentes dos terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó.	43
Figura 4.6-Diagrama de variação para valores da razão Rb/Sr vs Z para diferenciação entre calcários de origem marinhas e de água doce, das lentes dos terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó.	44
Figura 4.7-Variação secular generalizada do δC^{13} em rochas carbonáticas marinhas. Dados de Veizer et al. (1980)	50
Figura 4.8-Curva de variação secular de δC^{13} (PDB) em carbonatos marinhos no intervalo entre 0 a 2.5 Ga (compilado de Berner, 1989; Kaufman and Knoll, 1985; Kaufman et. al., 1997, modificado por Sial et al., (2000).	52
Figura 4.9-Variação das razões de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de carbonatos de idade Precambriana.	54
Figura 4.10-Variação da razão Sr^{87}/Sr^{86} de carbonatos marinhos no Fanerozóico (Burke et al. 1982).	56
Figura 4.11-Variação de valores de δO^{18} de calcários marinhos e de água doce com o tempo geológico (Keith e Weber, 1964).	59
Figura 4.12-Curva de variação secular de Sr^{87}/Sr^{86} e δC^{13} durante Neoproterozóico (~850-530 Ma), mostrando as denominações da estratigrafia de cada	

intervalo	62
Figura 4.13 – Diagramas de variação isotópica de carbono e oxigênio nos perfis quimioestratigráficos de mármore nos terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó.	68
Figura 5.1–Diagramas de variação de δC^{13} vs δO^{18} em mármore de TRC (a, b, c, d) e TAM (e, f, g, h).	72
Figura 5.2–Compatibilidade de fases no sistema $CaO-SiO_2-MgO$ + fluido CO_2-H_2O	76
Figura 5.3–Diagrama SiO_2 , CaO , MgO , para amostras dos TRC e TAM.	77
Figura 5.4–Isócrona Pb/Pb para lentes 3PAPE (TRC) e 1CONCHO (TAM).	82
Figura 5.5–Diagramas esquemático representando os grupamentos e amostras dos Terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó para Pb vs Pb^{206}/Pb^{204} (A) e Pb^{207}/Pb^{204} vs Pb^{206}/Pb^{204} coincidente com o de tipo II.	82
Figura 6.1–Diagrama de variação da razão Sr^{87}/Sr^{86} vs δC^{13} nos terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó mostrando um pequeno intervalo de variação isotópica para Sr e amplo de C	86
Figura 6.2–Diagrama integrado de variação secular das razões para δC^{13} (A) e Sr^{87}/Sr^{86} (B) nas lentes de mármore dos TRC e TAM. Compilado fig. A de Sial et al., 2000 e Fig.B de Vaizer & Compston (1976); Veizer et al., 1983 e Demaiffe & Fieremans (1981)	87

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Foto 1.1-Lentes de mármore mostrando estruturas primárias (S_0) com forte mergulho numa lente de mármore localizada próximo a cidade de Pará-PE (Fazenda Macacos), onde foram feitas coletas de amostras.....	05
Foto 3.1-Migmatito da unidade de embasamento próxima à Serra do Pará.....	23
Foto 3.2 - Granitóides migmatizados pertencentes a unidade de embasamento localizado entre as cidade de Pindurão e Congo.....	24
Foto 3.3-Granada xisto localizado entre as localidades Pindurão-Coxixola, com presença de granadas centimétrica com sombra de pressão e veios de quartzo apresentando uma estrutura mortar resultante da milonitização.....	25
Foto 3.4-Lente de mármore localizada próxima à localidade de Macacos (perfil PAPE), que mostra o relevo destacado em consequência da maior erosão nos xistos encaixantes.....	26
Foto 3.5 - Afloramento de mármore localizado próximo a Serra de Coxixola, com dobras transpostas com preechimentos de silicatos.....	26
Foto 3.6-Biotita-gnaiss (com bandas claras e escuras) migmatizado do complexo Sertânia, próximo à cidade de Congo apresentado estruturas brasileiras representadas por foliações miloníticas verticalizadas.....	27
Foto 3.6-Biotita gnaisses migmatizados localizado próximo a cidade de Congo.....	28

LISTA DAS TABELAS

Tabela 1.1-Localização geográfica dos perfis quimioestratigráficos e lentes de mármore da área estudada.....	05
Tabela 4.1a-Representação gráfica dos procedimentos analíticos usados no estudo de carbonatos do proterozóico segundo Kaufman & Knoll, 1995; contendo adaptações a análise deste trabalho.....	32
Tabela 4.1b-Banco de dados para estudos quimioestratigráficos de lentes de TAM e TRC.....	34
Tabela 4.2-Classificação das rochas calcárias em função do conteúdo de MgO (em %).....	45
Tabela 4.3 - Padrões mais usados para medição da composição isotópica de hidrogênio, carbono e oxigênio.....	47
Tabela 4.4-Tabela descritiva da quantificação das análises realizadas nos perfis levantados na área em estudo.....	64
Tabela 5.1-Valores de análises de óxidos de (Si, Mg Ca), em lentes de mármore do TRC, onde mostram um percentual caracterizando mármore puros. P=percentual proporcional a soma dos óxidos totais.....	78
Tabela 5.2 - Valores de análises de óxidos de (Si, Mg Ca), em lentes de mármore do TAM, onde mostram um percentual caracterizando mármore puros. P=percentual proporcional a soma dos óxidos totais.....	78
Tabela 5.3-Características gerais dos diferentes tipos de Pb determinado nas rochas carbonáticas do	

Grupo Bambuí segundo Babinski et al., 1999.....	80
Tabela 5.4 - Resultados de análises isotópicas de Pb	
em calcitas de lentes de mármore dos	
TRC e TAM.....	81

AGRADECIMENTOS

Aos professores doutores Alcides Nóbrega Sial e Valderez Pinto Ferreira, pela orientação e estímulo durante a elaboração do presente trabalho, sem os quais a dissertação não teria adquirido a forma atual.

Ao professor doutor Márcio Martins Pimentel do Laboratório de Geocronologia da UNB (Universidade de Brasília), pela análise e discussões dos dados de Sr.

A professora doutora Marly Babinski do Instituto de Geociência da USP (Universidade de São Paulo), pela análise e discussões dos dados de Pb/Pb.

Aos meus irmãos "NEG-LABISIENSES", André, Gilsa, Isaías e Wilma pela fundamental ajuda na preparação das amostras para análises químicas elementar e isotópicas.

Às secretárias Fátima, do NEG-LABISE, e Valmiza da Pós-Graduação em Geociências. Pelos inúmeros favores, a mim concedido durante o andamento deste trabalho.

Às minhas irmãs Rielva, Roberta, Silvana b1 e Silvana b2 pela compreensão e apoio nos momentos mais difíceis, que estiveram a me incentivar com valiosos conselhos.

Aos amigos e colegas da Pós-Graduação Ana Paula, Christianne, Danielle Maciel, Jorge Luiz e Nivaneide pelo companheirismo que do início ao fim dos respectivos trabalhos, nunca deixamos de lado a união para o seu melhor rendimento.

À geóloga Anna Rosa Amaral Lira, pela leitura crítica do texto final desta dissertação.

Aos professores da UFMT, Amarildo Salinas Ruiz, Márcia Pinho, Francisco Pinho e Zélia Aguiar pelo atendimento constante às mais variadas solicitações e contribuição à minha formação como geólogo.

A colega da pós graduação Flávia Milene pelos preciosos auxílios na organização gráfica do texto final desta dissertação.

Ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pela concessão da bolsa de estudos de mestrado, que sem a qual não seria possível a minha permanência neste estado para o desenvolvimento deste trabalho.

Gostaria enfim, de agradecer a todos, envolvidos direta ou indiretamente neste projeto de dissertação que por falha de memória não tenha citado nominalmente acima.

RESUMO

Este trabalho apresenta como objetivo, o estudo quimioestratigráfico de lentes de mármore, localizadas na porção oriental da Zona Transversal, pertencentes a seqüências metassedimentares dos Terrenos Rio Capibaribe (TRC) e Alto Moxotó (TAM).

Estes terrenos (TRC e TAM) compreendem uma faixa Mesoproterozóica, composta por um embasamento gnáissico-migmatítico (Complexos Sertânia e Surubim-Caroalina), que inclui um prisma acrescionário muito discutido geologicamente nos últimos anos.

Apesar das diversas e controvertidas divisões dos terrenos, dados quimioestratigráficos em mármore pertencentes às seqüências metassedimentares destes, depositadas sobre o embasamento gnáissico migmatítico (comuns aos dois terrenos), mostram um contexto ambiental de precipitação sedimentar bastante semelhante. A começar pela origem dos calcários (a maioria de composição calcítica), serem de origem marinha. Constatação esta feita pelos valores de Z estar em uma faixa sempre maior que 120.

A investigação do comportamento isotópico de C e Sr nos mármore permitiu identificar a assinatura isotópica destes. Obtendo-se δC^{13} em um intervalo que abrange valores de 0 a +8‰ (PDB) e Sr 0,70801 a 0,70824. A partir daí, pode-se inferir paleoambientes caracterizados nas curvas de variação secular existente na literatura geológica onde foi obtida uma assinatura isotópica correspondentes a 900 Ma.

Dados de Pb com valores de Pb^{207}/Pb^{204} no intervalo entre 15,619 a 15,799 e Pb^{206}/Pb^{204} no intervalo 18,195 a 20,826, fornece uma idade aproximadamente de 850 Ma. A configuração dos valores obtidos de Pb fornece informações a respeito de eventos deformacionais que estas rochas sofreram, que estão associados a um evento deformacional pré-Brasiliano.

ABSTRACT

The main goal of the present study was to establish the chemostratigraph of meta-sedimentary carbonate sequences of the Rio Capibaribe and Alto Moxotó tectonostratigraphic Terranes, based on whole-rock chemistry as well as C isotope for marbles in the oriental portion on the Transversal Zone of the Borborema Province, NE Brazil. Both terranes are characterized by a mesoproterozoic migmatitic gneiss basement, overlain by Sertânia and Surubim-Caroalina Complex.

Carbon and oxygen isotope data for amphibole-facies marbles in sequences that overlie migmatitic-gneiss basement suggest a marine origin for the corresponding sedimentary carbonate rocks.

The Carbon and Sr isotopic patterns for these marbles have been interpreted for paleoenvironmental reconstruction and isotopic fluctuations compared, respectively, with the globally established C and Sr isotopic secular variation curves. A detailed examination of marble samples which contain silicates minerals versus the carbon isotope data, allowed screening the samples that probably preserved primary isotopic signatures. Primary values selected this way vary from zero to 8 permil (PDB), while $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios vary from 0.7081 to 0.70824. These isotopic trends correspond with environmental conditions prevalent during ca. 900Ma.

Pb-Pb isochrons at $887 \pm 20\text{Ma}$ for the Rio Capibaribe Terrane and at $822 \pm 13\text{Ma}$ for marbles of the Moxotó Terrane are here interpreted as metamorphic ages. An Early neoproterozoic age from the studied marbles, inferred through three independent isotope systems (C, Sr and Pb), appears to be quite consistent.

CAPÍTULO 1 – CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.1 Localização da Área

A área em estudo abrange uma superfície de aproximadamente 900km², geograficamente englobando municípios de Sumé e Santa cruz do Capibaribe, respectivamente nos estados da Paraíba e Pernambuco, distando cerca de 180 km de Recife (fig. 1.1). Esta área está delimitada pelas coordenadas geográficas: 7°40'00"- 8°00'00" S; e 36°10'00" - 36°40'00"W.

O principal acesso à área, a partir de Recife é feito através da rodovia federal BR-232 até a cidade de Caruarú, tomando daí direção para Santa Cruz do Capibaribe pela rodovia estadual PE-104, ambas asfaltadas. Dentro da área, o deslocamento pode ser feito através de três estradas municipais não pavimentadas, que ligam Santa Cruz do Capibaribe à cidade do Congo e esta última a localidade de Coxixola

Do ponto de vista fisiográfico, a área localiza-se na região do alto Rio Paraíba, inserida no Polígono da Seca, possuindo um clima do tipo semi-árido quente (Bshw), com chuvas de verão, segundo a classificação de Köppen. A rede hidrográfica é constituída, principalmente, pela bacia do Rio Paraíba e seus afluentes, os quais se caracterizam por serem intermitentes, tendo os seus leitos comandados pela rede de fraturamento. A vegetação constitui-se pela caatinga xerofítica, comum no sertão nordestino, sendo representada pelas Bromeliáceas e Cactáceas.

A economia desta região baseia-se na agropecuária, principalmente bovinocultura, com menor expressão em caprinocultura e suinocultura. A agricultura está representada pelas culturas temporárias do milho, feijão, mandioca, frutas, legumes e verduras, aonde nos últimos anos,

o algodão arbóreo vem tornando-se o constituinte mais importante para o desenvolvimento ao comércio da tecelagem.

A atividade mineira é bastante restrita, representada principalmente pela exploração de jazimentos de mármore, que são utilizados na fabricação de cal, tinta ou como pedras ornamentais, porém de forma bastante artesanal.

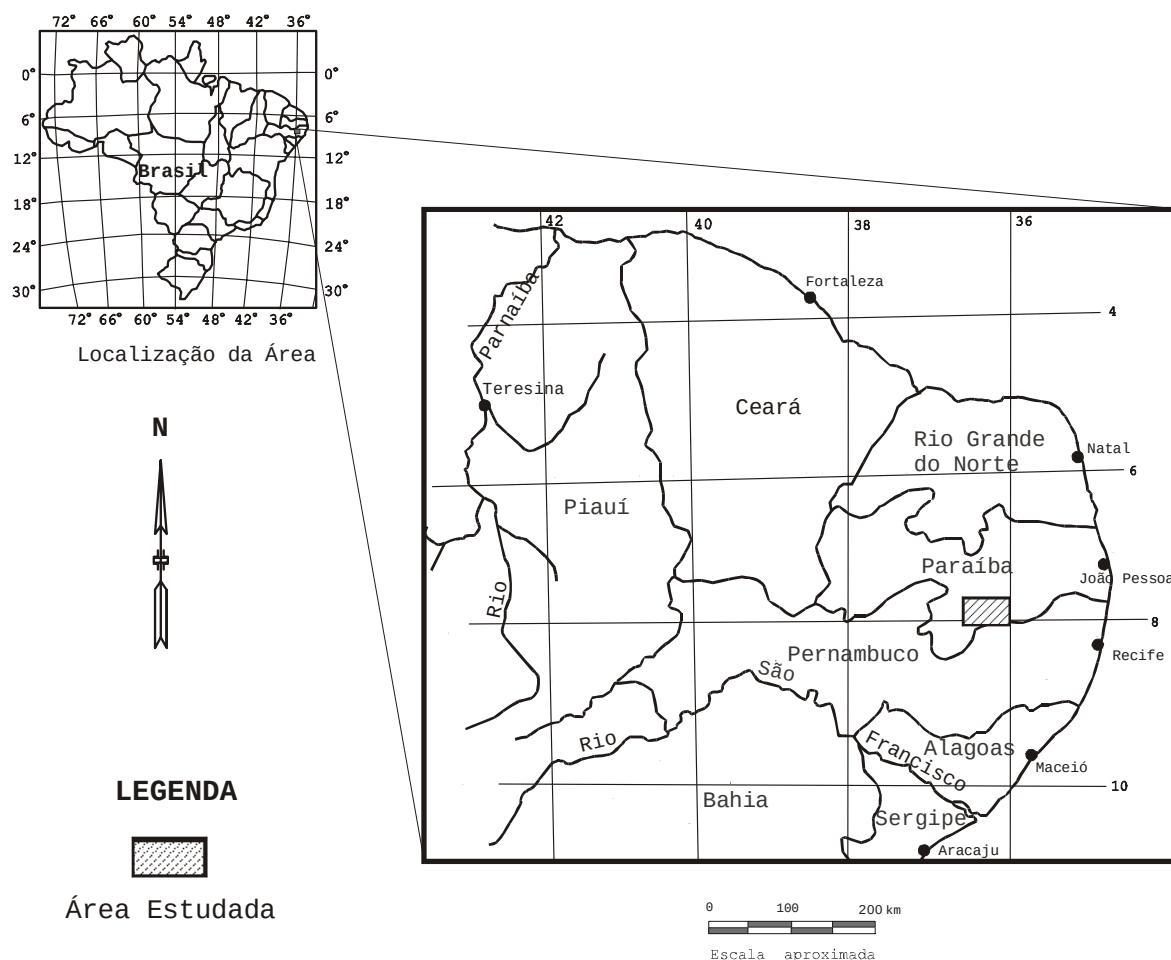


Figura 1.1 – Mapa de localização da área de ocorrência das lentes de mármore estudadas.

1.2 Objetivos

O foco principal deste trabalho está no estudo quimio-lito-estratigráfico de lentes de mármore que, dentro do contexto geológico, fazem parte de importantes terrenos tectonoestratigráficos de idade Proterozóica, caracterizados como faixas metavulcanossedimentares, alternadas com blocos de idade Arqueana a Paleoproterozóica. Estes terrenos são compostos por gnaisses e migmatitos na parte oriental do Domínio Transversal da Província Borborema, denominados como Terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe segundo Santos & Medeiros (1997); Ferreira et al. (1997).

Como as lentes em estudo estão inseridas em dois terrenos adjacentes, elas permitem uma comparação do comportamento geoquímico dos terrenos (Rio Capibaribe e Alto Moxotó), relacionando-os geocrono, lito e petrologicamente.

1.3 Método de estudo

Na primeira etapa da investigação, foi feita uma fotointerpretação da área de estudo, para se localizar as áreas de possível ocorrência de mármore. Foram usadas fotografias aéreas em escala 1:70.000, do levantamento realizado no ano de 1965 pela SACS/SUDENE, correspondente a cartas topográficas em escala 1:100.000 da SUDENE e DSG, denominadas de folhas Sumé (SB.24.X.III) e Santa Cruz do Capibaribe (SB.24.Z.D.VI).

Utilizou-se como mapa geológico base para controle litológico e estrutural da área em apreço o mapa de Sial e Menor (1969) e o do projeto de mapeamento geológico da CPRM, da folha Sumé, que consistem nos mais completos mapas de descrição litológica da área.

Na etapa seguinte, foram coletadas amostras das lentes de mármore aflorantes, estudando-se perfis perpendiculares ao *strike* (foto 1.1 e figura 1.2) em intervalos métricos a decimétricos. Conjuntamente, fez-se observações de feições estruturais, litológicas e ocorrências de minerais gerados durante metamorfismo.

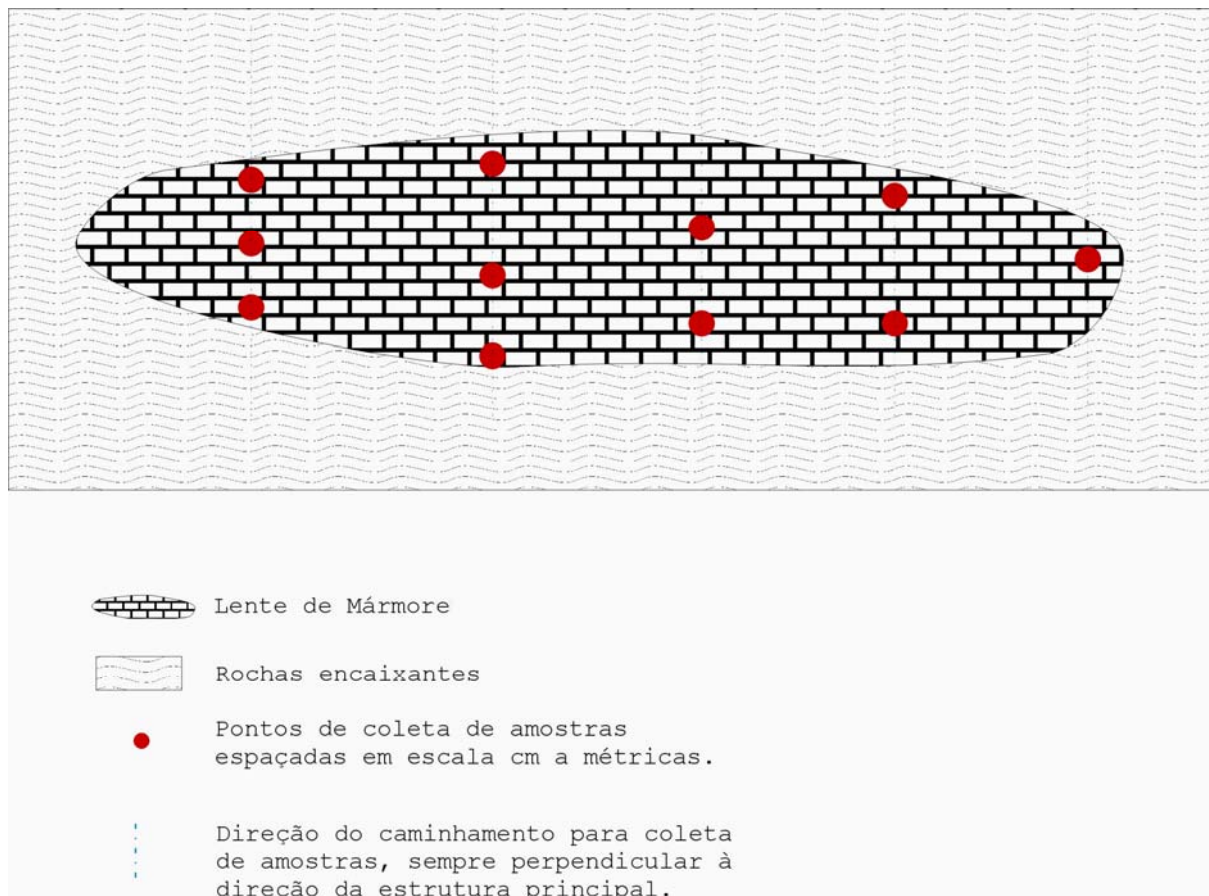


Figura 1.2 – Método de mapeamento geológico de uma lente de mármore mostrando distribuição de pontos de coleta de amostra em travessas ao maior comprimento da lente.

A nomenclatura dos perfis estratigráfica está de acordo com as iniciais das localidades próximas aos afloramentos de mármore, veja descrição na tabela 1.1.

Tabela 1.1- Localização geográfica dos perfis quimioestratigráficos das lentes de mármore da área estudada.

Seção	Localidade	Coordenadas
PAPE	Município de Pará-PE, próximo à localidade de Macacos. A 7 km da cidade de Pará.	S 07°49'39" – W 36°25'08"
3PAPE	Município de Pará-PE, próximo a sede da Fazenda Cascuda. Aproximadamente 8 km do lugarejo Pindurão.	S 07°51'39" – W 36°39'25"
4PAPE	Estrada de acesso a Fazenda Cascuda – lado direito da Estrada. A 10 Km da cidade do Pará-PE.	S 07°49'48" – W 36°27'53"
BARMI	Afloramento do lado esquerdo da (km 18) da estrada que liga Santa Cruz do Capibaribe ao lugarejo de Barra de São Miguel.	S 07°50'17" – W 36°17'48"
1PINCON	Localizado no km 9 da estrada que liga os lugarejos de Pindurão e Congo.	S 07°52'19" – W 36°36'27"
2PINCON	Localizado no km 13 da estrada que liga os lugarejos de Pindurão e Congo.	S 07°53'02" – W 36°35'48"
1CONCHO	Lugarejo de São Joãozinho, município do Congo, próximo a Serra da Coxixola.	S 07°41'52" – W 36°36'27"
1PAPIN	Fazenda Pareiro – Município do Congo. Entre a estrada que liga Pindurão-Coxixola, partindo de Pindurão km 21.	S 07°53'00" – W 36°38'38"



Fotografia 1.1 – Lentes de mármore mostrando estruturas primárias (S_0) com forte mergulho numa lente de mármore localizada próximo a cidade de Pará-PE (Fazenda Macacos), onde foram feitas coletas de amostras.

As investigações laboratoriais consistiram no estudo de seções delgadas, análises químicas completas, incluindo elementos maiores e menores, análises isotópicas ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, datações Pb-Pb e análises isotópicas de C e O). Os procedimentos metodológicos para estas análises estão descritos nos capítulos sobre, Metamorfismo e Dados Geoquímicos (Capítulos 4 e 5). As análises químicas (elementos maiores e menores) foram realizadas utilizando-se um equipamento de fluorescência de raio-X marca RIX 3000 RIGAKU, enquanto que os isótopos de C e O foram obtidos através de análises realizadas no laboratório NEG-LABISE do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco. Razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ foram obtidas no laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília (UNB), utilizando-se um espectrômetro de massa Finnigan, modelo MAT-262, com sete coletores de ions. Análises de Pb foram determinadas no instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Com estes dados, foi organizado um banco de dados de análises a partir do qual diagramas foram traçados com auxílio do programa ECXEL Microsoft Office\WINWORD.EXE na versão 97.

CAPITULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Província Borborema: Um Quadro Geral

Definida por Almeida *et al.* (1977), a Província Estrutural da Borborema está localizada no nordeste do Brasil, limitada a oeste pela bacia sedimentar do Parnaíba de idade Fanerozóica, a norte-nordeste e leste, pelas bacias costeiras, e respectivamente a sul e noroeste, pelos crátons Brasileiros de São Francisco e São Luiz.

A evolução tectônica da Província Borborema, segundo Brito Neves (1975), esboça traços estruturais de uma unidade geotectônica essencialmente Brasileira, constituída por sistemas ou faixas de dobramentos, maciços medianos e lineamentos. As faixas de dobramentos, segundo este autor seriam: Sergipana, Riacho do Pontal, Pajeú-Paraíba, Piancó-Alto Brígida, Seridó, Jaguaribe e Médio Coreaú, separados pelos maciços Pernambuco-Alagoas, Rio Piranhas, Tauá e Granja; e os lineamentos Pernambuco, Patos, Senador Pompeu e Sobral Pedro II, entre outros (figura 2.1).

Jardim de Sá & Hachspacher (1980), com base no conhecimento estrutural da Província Borborema, propuseram uma evolução policíclica deixando assim de ser considerada uma unidade essencialmente Brasileira, tendo sido submetida a diversos eventos orogenéticos, Paleo a Neoproterozóicas, com episódios característicos denominados Transamazônico (1.8 - 1.7 Ga?) e Cariris Velhos (1.1-0.95 Ga), remobilizados durante o ciclo Brasileiro (0.75-0.54 Ga). Brito Neves (1991) dividiu as áreas da Província Borborema em domínios estruturais, como Médio Coreaú, Cearense, Transnordestino ou Central, Extremo Nordeste e Sergipano.

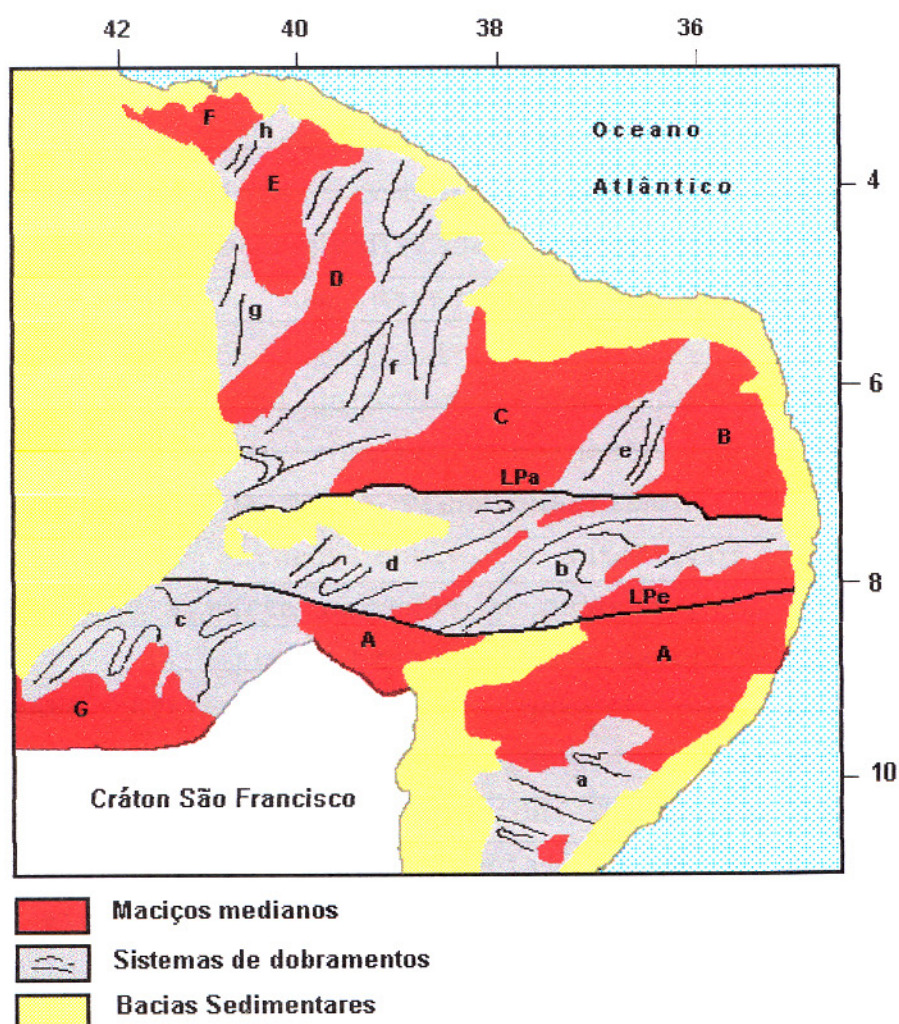


Figura 2.1: Subdivisão da Província Borborema em Maciços Medianos, Lineamentos e Sistemas de Dobramentos, segundo Brito Neves (1975).

Maciços Medianos: (A) Pernambuco-Alagoas; (B) Caldas Brandão-São José do Campestre; (C) Rio Piranhas; (D) Tauá; (E) Santa Quitéria; (F) Granja; (G) Marginal do Cráton São Francisco.

Lineamentos: (Lpa) Lineamento Patos; (Lpe) Lineamento Pernambuco.

Sistemas de Dobramentos: (a) Sergipano; (b) Pajeú-Paraíba; (c) Riacho do Pontal; (d) Piancó-Alto Brígida; (e) Seridó; (f) Jaguaribeano; (g) Médio Coreú.

Santos (1996) enumerou uma série de contrastes petrológicos e estruturais nesta província, propondo um mosaico de terrenos tectono-estratigráficos, limitados por uma malha de feições estruturais. Dentre estas, destacam-se a

da província e a Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE) localizada no centro sul da província, ambas com um *trend* (E-W) (figura 2.2).

No segmento a norte da Zona de Cisalhamento Patos, estão distribuídos os seguintes domínios: Médio Coreaú (DMC), Cearense (DCE), com suas subdivisões e Rio Grande do Norte (DRN) ou Seridó (DSE), que caracterizam a faixa norte da Província Borborema.

Esses domínios têm as características descritas a seguir. O Domínio Médio Coreaú (extremo noroeste da Província) representa uma porção da faixa Trans-Saharan na reconstrução do Gondwana, estando situado entre os autóctonos do Terreno Granja e bordejado à parte nordeste e sudeste pelo lineamento Transbrasiliano. O Terreno Granja é uma extensão do Cráton São Luis/Oeste Africano que foi gerado por um evento acrescionário de 2,35 Ga (Fetter, 1997). A estrutura do Domínio Médio Coreaú foi estabelecida durante a orogênese Brasileira com orientação preferencial NE-SW e um padrão paralelo de faixas ensiálicas e blocos do embasamento.

O Domínio Cearense consiste em um terreno de idade Neoproterozóica marcado por falhas de empurrão envolvendo alguns complexos supracrustais (Oliveira, 1998), sob regime de alta pressão e cavalgamento de terrenos do Arqueano, desenvolvido durante a orogênese Transamazônica no Proterozóico Inferior.

O Domínio Rio Grande do Norte, que inclui a região do Seridó, é caracterizado pelo retrabalhamento de terrenos do Arqueano e Proterozóico em um ambiente colisional transpressivo Brasileiro. O embasamento, de idade Paleoproterozóica, é relacionado a uma acreção vertical que corresponde a eventos anorogênicos em torno de 3,0 Ga (gabro-anortosito) e 2,0 Ga (enxames de diques). Grande parte deste domínio é composta por um terreno supracrustal plataformar

denominado Grupo Seridó, de provável idade Neoproterozóica (Van Schmus *et al.*, 2000).

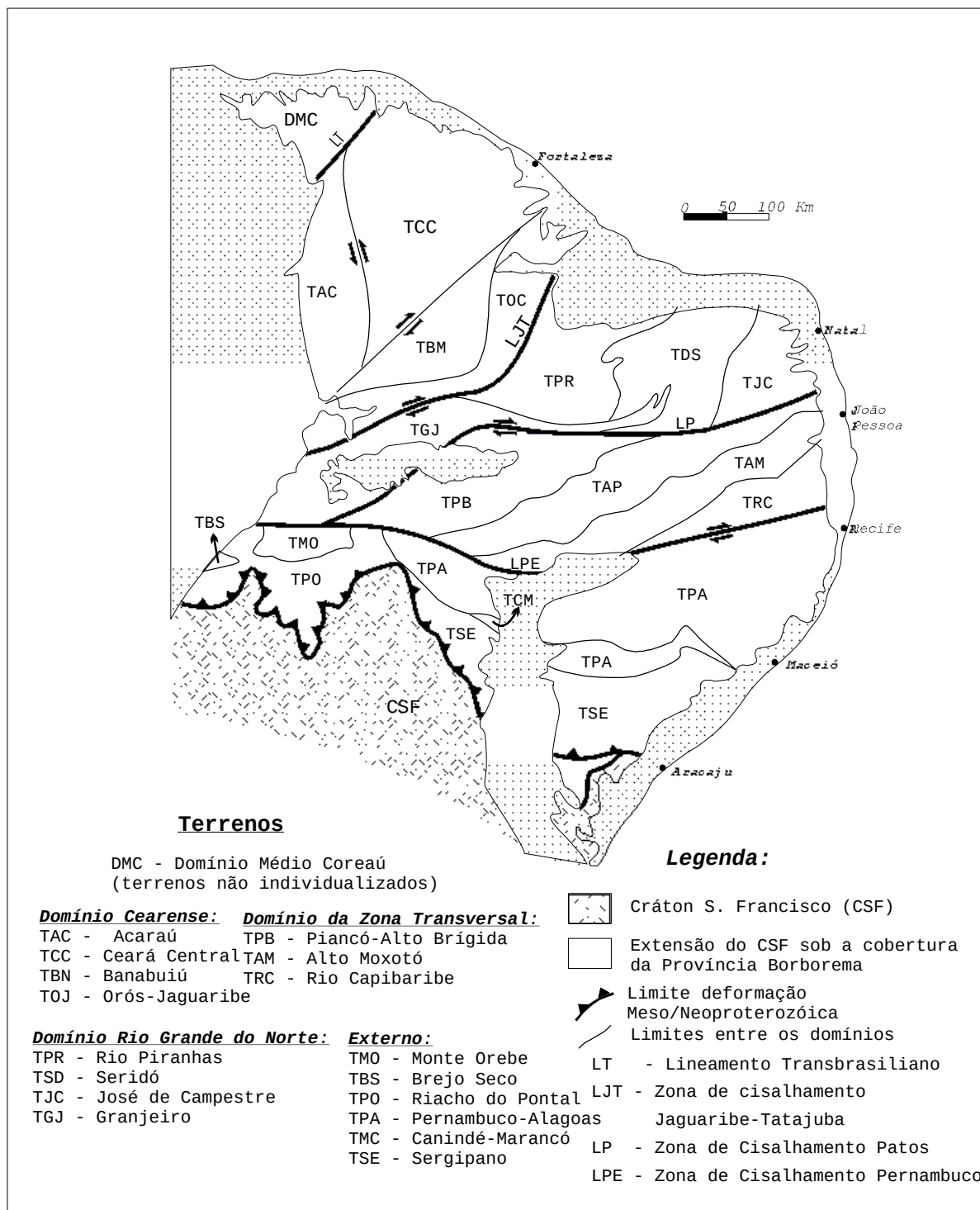


Figura 2.2 – Domínios (superterrenos) e terrenos tectonoestratigráficos da província Borborema, segundo Santos (1998).

A sul do segmento Rio Grande do Norte, mais precisamente entre a Zona de Cisalhamento Patos e Zona de Cisalhamento

Pernambuco, estão os terrenos que compoem o Domínio Transversal (DTR), segundo (Santos, 1996). Essa faixa tem no limite sul a Zona de Cisalhamento Pernambuco e, como confinante, o Domínio Externo (DEX), definido na relação ao norte do Cráton São Francisco.

O Domínio Transversal é caracterizado por uma mega-estrutura transcorrente sinistral com *trend* NE-SW e zonas de falhas dextrais com *trends* E-W, do Brasileiro (Jardim de Sá, 1994). Contudo, os componentes dominantes deste complexo mostram distinções lito-tectono-estratigráficas que caracterizam diferentes terrenos separados por zonas de falhas de idade Carirís Velhos, parcialmente retrabalhados durante o evento Brasileiro (Brito Neves, 1995).

O limite entre o Domínio Transversal e Domínio Externo é marcado pela Zona de Cisalhamento Pernambuco, composta por falhas dúcteis desenvolvidas nos estágios finais do ciclo Brasileiro. O Domínio Externo representa uma faixa marginal de caráter acrescional e colisional, representadas por uma faixa de cavalgamento e falhas Riacho do Pontal e Sergipanas. Os terrenos que fazem parte deste domínio são constituídos por uma assembléia Mesoproterozóica, com assinatura genética distinta do Cariris Velhos. Inclui-se, ainda, alguns terrenos tipo arco e crosta oceânica, que marcam zonas de suturas.

O cenário acima da Província Borborema descreve as características de um orógeno colisional, de acordo com o conceito de Windley (1992), que representa uma colagem de terrenos Mesoproterozóico e Neoproterozóico durante os ciclos Cariris Velhos/Kibaran e Brasileiro/Pan-Africano, dadas as evidências de dados estratigráficos, petrológicos, estruturais e geocronológicos desses terrenos, levando a compreensão da acreção e retrabalhamento da Província Borborema em terrenos globais da reconstituição dos supercontinentes Rodínia e Gondwana (Brito Neves et al., 1995).

2.2. Contexto estratigráfico do Domínio Transversal (DTR)

O Domínio Transversal da Província Borborema, definido por Ebert (1962), é ocupado por sequências metassedimentares e metavulcânicas de idade Mesoproterozóica sustentadas por blocos do embasamento, de idade entre o Arqueano e Paleoproterozóico, intrudidos por grande quantidade de granitóides relacionados ao ciclo Brasileiro. Os limites do Domínio Transversal são marcados pela Zona de Cisalhamento Patos (norte) e Zona de Cisalhamento Pernambuco (sul), que são caracterizadas por extensas zonas de milonitização, chegando a atingir fusão parcial, variando de níveis crustais rasos até a litosfera mantélica (Corsini et al., 1991; Ferreira & Sial, 1992; Jardim de Sá, 1994; Vauchez et al., 1995).

A quase totalidade dos trabalhos anteriores a respeito deste domínio assume uma relação das unidades estratigráficas de cada lado dos lineamentos (falhas), que o distingue sob diversos aspectos geológicos (Brito Neves 1975, 1978, 1983, Jardim de Sá, 1978a, 1984a; Santos e Brito Neves, 1984; Santos et al., 1984, Jardim de Sá et al., 1987, 1988, 1990). Estes lineamentos e suas ramificações são interpretados como limites dos terrenos, caracterizados pelo alojamento de granitóides peralcalinos, cuja idade coincide com orogênese Brasileira, sugerindo assim a idade mínima de amalgamento dos terrenos (Ferreira, 1998).

A identificação de metassedimentos em diferentes graus metamórficos resultou na proposta de reuni-los nos grupos Cachoeirinha e Salgueiro (Barbosa 1970), cujo relacionamento é desde então debatido sobre variações do grau metamórfico de uma mesma sequência (Brito Neves, 1975, 1978, 1983, Beurlen et al., 1978; Jardim de Sá e Hackspacher, 1980, Gomes et al. 1981, Santos et al., 1984) ou duas sequências de idades distintas (Silva Filho et al., 1993).

Uma resposta ao problema ainda não está disponível, embora variações do grau metamórfico possam ser monitoradas entre ambas as unidades. Em contraparte, extensas zonas de cisalhamentos transcorrentes (Amaro *et al.*, 1991, Corsini *et al.*, 1992, Vauchez e Egydio da Silva, 1992) ou empurrões (Medeiros *et al.*, 1993) podem ter justaposto sequências distintas que foram inicialmente interpretadas como uma única unidade, sugerindo assim outro ramo de subdivisão para o Domínio Transversal da Província Borborema.

A granitogênese ocorrente na Zona Transversal mostra um importante evento de formação de crosta com idade Mesoproterozóico (1.4-1.2 Ga), que pode ser constatada pelos valores em T_{DM} dos granitóides do ciclo Brasileiro, correspondente à evidência petrotectônica e geoquímica de um evento orogenético mais antigo de idade Cariris Velhos (1.1 – 0.95 Ga), segundo Ferreira *et al.*, (1998).

De acordo com a conceituação de Barr (1990) para divisão de terrenos que leva em consideração o contraste da idade das rochas granitóides, refletindo assim, diferenças na fonte das rochas, a qual possibilita relaciona-las ao ambiente tectônico usado na identificação de terrenos tectono-estratigráficos. O Domínio Transversal pode ser subdividido de acordo com as seguintes denominações:

Brito Neves *et al.* (1995) formaliza o conceito de ciclo Cariris Velhos na Província Borborema, importante evento acrescionário e colisional na parte central desta província estrutural (“Zona Transversal” principalmente), registrado na passagem do Mesoproterozóico para o Neoproterozóico. Estas afirmações implicam em reconhecer processos de divergência de sítios tafrogênicos e suas litologias de eventos de subducção e diferentes arcos magmáticos não síncronos, associando estes eventos compatíveis com um ciclo completo de tectônica global, dito wilsoniano. Distinguem-se, assim, terrenos no contexto lito-estruturais para a Zona Transversal, denominados, Piancó-

Alto Brígida, Alto Pajeú e Alto Moxotó, incluindo as unidades de embasamento Icaíçara (IC) e Mulungu (MU) que coincidem com a divisões apresentadas na figura 2.3 Santos (1996).

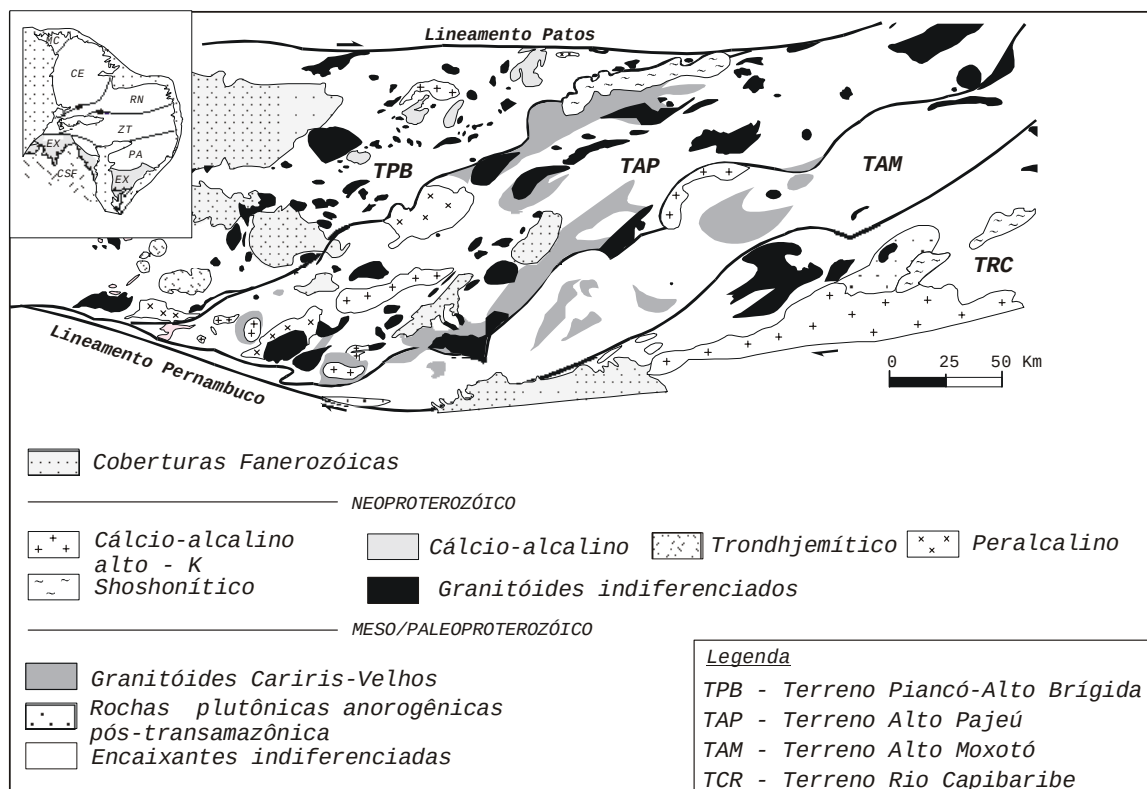


Figura 2.3 - Zona Transversal representada segundo Santos & Medeiros (1998).

Santos & Medeiros (1997), em análise aos contrastes tectonoestratigráficos do Domínio Transversal compartmentam quatro terrenos denominados Terrenos Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe. Estes terrenos configuram uma malha anastomosada de falhas com *trends* EW e NE que limitam porções com diferentes litologias, grau-metamórfico e estruturas (Figura.2.3 extraído de Ferreira et al 1998).

Ferreira et al. (1998) abordaram a geoquímica e assinaturas isotópicas dos granitóides e rochas dos terrenos da Província, numa tentativa de comprovar a compartimentação dos terrenos proposta por Santos (1995).

2.2.1- Terreno Granjeiro

O terreno Granjeiro, localizado na parte mais ocidental do Domínio Transversal, mostra-se quase em sua totalidade recoberto pelos sedimentos de idade Mesozóica da Bacia do Araripe.

O limite sul é representado pelo Terreno Cachoeirinha-Salgueiro (Ferreira, 1998) ou Piancó-Alto Brígida, que apresenta ao longo deste a intrusão de 3 plutons de composição granodiorítica a quartzo monzonítica porfirítica. Estas apresentam assinatura geoquímica calcioalcalina de alto potássio (de idade de alojamento entre 620 e 550 Ma) e são denominados de plutons de Itaporanga (Sial *et al.* 1989), Bodocó (McMurry, 1991) e Serra de Legenha, além de stocks alinhados de sienitóides e enxames de diques de composição basáltica (Ferreira *et al.*, 1998).

A título de distinção dos demais terrenos do Domínio Transversal, vale ressaltar que os plutons deste não exibem anomalia de Eu (padrões normalizados para condrito-REE), o que os diferem dos plutons dos terrenos imediatamente adjacentes.

2.2.2. Terreno Cachoeirinha-Salgueiro ou Piancó-Alto Brígida

Este Terreno compreende uma complexa unidade tectônica da orogênese Meso e, possivelmente, Neoproterozóica, envolvendo uma assembléia (mineral/litológica) com amalgamento durante os ciclos Cariris Velhos e Brasileiro (Santos e Medeiros, 1997).

A evolução deste terreno envolve acresção do conjunto de três terrenos de menor dimensão, segundo Santos *et al.* (1997): 1) sequência metavulcano-sedimentar intraplacas continental de idade Mesoproterozóica, denominado como Complexo Riacho Gravatá, que é constituído por dois tipos litológicos principais, sendo o primeiro formado por uma sequência

metapelítica e metatufácea com intercalações de meta-ritimitos pelito-psamíticas, e o segundo dominado por metagrauvacas (vulcanoclástica) sobre unidades meta-pelíticas carbonáticas; 2) o segundo terreno é considerado como arco vulcano-sedimentar de idade Mesoproterozóica (Complexo Poços dos Cachorros) que apresenta uma composição variável, e metamorfismo predominante de fácies xisto verde. Ocorrem ainda, neste complexo, rochas metabásicas por vezes associadas a metamargas e com níveis de metacherts; 3) conjunto predominantemente clástico turbidítico (Complexo Cachoeira-Olhos d'Água) descritos por Campos Neto et al. (1994); Lima et al., (1996); Santos & Medeiros, (1997); Kozuch, (1997); Gomes; (1997).

Um fator importante a ser citado é que neste terreno não há registro do evento orogenético (granítico) de idade relativa ao Cariris Velhos, mas sim uma gama de granitos intrudidos nesta faixa durante o Neoproterozóico (Ciclo Brasileiro), com três séries graníticas plutônicas quimicamente distintas que incluem: i) suítes cálcio-alcalinas, ii) super suítes alto-K cálcio-alcalinas; e iii) suítes trondjemíticas (Sial, 1984, 1986).

A primeira super suíte de acordo com Santos *et al.* (1997) ocorre em uma faixa de 350 km de extensão em dois *trends* paralelos, estando uma faixa situada na região nordeste do Terreno Cachoeirinha-Salgueiro, denominada suíte Itaporanga, constituídos por granitóides porfiríticos calcioalcalinos de alto-K; e outra denominada suíte Conceição calcio-alcalina com epidoto magmático.

A associação Itaporanga consiste em batólitos de grande porte, formados por associação dominante de granito porfirítico a quartzo monzonito, que muitas vezes é acompanhada por uma associação de diorito de alto-potássio e granitos intermediários equigranulares (Sial et al, 1992).

A associação Conceição estende-se a inúmeros pequenos batólitos e stocks, intrudindo rochas supracrustais de idade Mesoproterozóico a Neoproterozóica do Terreno Cachoeirinha-Salgueiro, com composição variando de tonalito a granodiorito peraluminoso.

A associação Serrita ocorre estritamente na parte sudeste do terreno, em uma zona de alto grau metamórfico e adjacente ao bloco de embasamento Transamazônico, denominado bloco Icaíçara (Medeiros et al. 1993; Santos 1996; Sial et al. 1981), que é composta por anfibólio, anfibólio-biotita, leucogranodioritos e leucogranitos com afinidade trondjemítica, correspondendo a uma suíte de alto alumínio típico de uma associação continental (Barker, 1979).

2.2.3 – Terreno Alto Pajeú (TAP)

O Terreno Alto Pajeú é constituído por sequências vulcanossedimentares do intervalo Meso a Neoproterozóico. Este terreno apresenta um grande volume de gnaisses e migmatitos de fácies anfibolito, caracterizados como sendo de derivação mantélica com magma félsico de alto potássio, incluindo ainda um grande volume de magmas ultrapotássicos não ocorrente em nenhum outro terreno da Província Borborema (exceto em pequenos plútons do terreno Pernambuco-Alagoas, que faz parte do Domínio Externo), segundo Ferreira et al., (1998).

O limite entre os terrenos (Piancó-Alto Brígida/Cachoeirinha Salgueiro e Alto Pajeú), é marcado por um sistema complexo e/ou zona de cisalhamento que foram originalmente formados no evento orogenético Cariris Velho, retrabalhados por falhas transcorrentes do Ciclo Brasileiro. Ao longo deste sistema de falhas, percebe-se uma resultante cinemática com direção nordeste de cavalgamento do Terreno

Alto Pajeú de baixo grau sobre o Terreno Piancó Alto Brígida (Campos Neto et al., 1994).

No Terreno Alto Pajeú, distingue-se, geocronologicamente dois complexos litológicos:

- a) Complexo São Caetano (Santos et al., 1997a) o qual compreende terrenos do Mesoproterozóico constituídos por grauvas-vulcanosedimentar/clásticas, sendo possivelmente de ambiente de arco continental.
- b) Complexo Irajá (Wanderley et al., 1992), ocorrente em menor proporção em relação ao complexo São Caetano, constituindo em um terreno Neoproterozóico provavelmente originado de um arco vulcânico ou *back-arc*.

2.2.4 - Terreno Alto Moxotó (TAM)

De acordo com Santos (1995), este terreno é limitado a nordeste, pela *nappe* da Serra de Jabitica (que está inserida no Terreno Alto Pajeú), e o limite sudeste é parcialmente coincidente com a Zona Transcorrente do Congo de idade Brasiliana, separando-o do Terreno Rio Capibaribe.

A composição litológica é dada por uma sequência supracrustal constituída por metassedimentos clásticos e químico-clásticos, intercalados com rochas metavulcânicas de natureza intermediária, que incluem uma suíte calcio-alcalina com médio K (arco magmático), formada por andesitos, andesitos basálticos, traquiandesitos, traquibasaltos, tufos e pequenos corpos intrusivos de gabro e diabásios. Todo este conjunto é afetado por metamorfismo de fácies anfibolito alto.

O arcabouço estrutural desse terreno foi formado essencialmente durante o Ciclo Cariris Velhos (Santos & Medeiros, 1999) de idade Mesoproterozóica, com *trend* estrutural NW-SE de natureza contracional, e ainda com a presença de estruturas de cavalgamento pouco conhecidas. Este terreno

compreende ainda uma faixa do Mesoproterozóico com caráter acrescional, onde sequências metavulcanossedimentares e blocos de embasamento granulítico Paleoproterozóico foram afetadas pelo evento orogenético Cariris Velhos. Durante o Neoproterozóico (Brasiliano), este terreno apresentou-se bastante estável. Este segmento acrescionário engloba uma suíte bimodal formada por diques de gabros, dioritos e anortositos e menor proporção de leucogranitos e trondjemitos, que aparecem intrudindo tanto rochas do embasamento quanto a sequência supracrustal (Santos, 1995).

2.2.5. Terreno Rio Capibaribe (TRC)

O Terreno Rio Capibaribe (Santos e Medeiros, 1997) está localizado na parte oriental do DTR, tendo como confinantes, a sul, o Terreno Pernambuco-Alagoas do Domínio Externo, (limite este todo marcado pela Zona de Cisalhamento Pernambuco) e a norte-noroeste, o Terreno Alto Moxotó por zona de falhamento com *trends* ENE.

Este terreno é composto por dois complexos distintos, dos quais, um uma sequência terrígena de idade Mesoproterozóica, contendo porções turbidíticas e lentes de mármore com intercalações de escarnitos (Sial & Menor, 1969), posteriormente denominada por Santos & Medeiros (1997) como Complexo Surubim-Caroalina (CSU-CCA), e o outro, uma sequência constituída por blocos de gnaiss-migmatito do Paleoproterozóico, tratando-se da porção do embasamento do Terreno Rio Capibaribe.

Santos (1997) e Santos & Medeiros (1997) descrevem os abundantes granitos crustais ocorrentes no Complexo Surubim como sendo prováveis alóctones do Ciclo Cariris Velhos. Granitos Brasilianos intrudem ambos os complexos, destacando a associação peralcalina supersaturada Moderna, que limita em

zona de colagem entre os terrenos (Alto Moxotó e Rio Capibaribe). No Complexo Surubim, a principal granitogênese é marcada pela supersuíte granítica Fazenda Nova-Toritama do Neoproterozóico, que abrange grande parte do limite sul do Terreno Rio Capibaribe, na extensão da Zona de Cisalhamento Pernambuco. Esta supersuíte é formada por série cálcio-alcalina alto-K, série shoshonítica (denominada Serra de Japicanga-Fazenda Nova), suíte charnoquítica que atinge um intervalo entre gabro-monzonito (Suíte Santa Cruz), e ainda incluindo intrusões menores tardias de idade Neoproterozóico a suíte sienitóide shoshonítica (Toritama).

Uma evolução policíclica é proposta para o Terreno Rio Capibaribe, marcada por regimes de deformações tangenciais, com idades atribuídas ao Mesoproterozóico e/ou Meso-Neoproterozóico/Cariris Velhos (D_1/D_2), e deformação transcorrente de idade Neoproterozóica / Brasiliana (D_3), as quais foram responsáveis pelo modelamento atual da área. O Metamorfismo M_1/M_2 , associado às deformações tangenciais D_1/D_2 , atingiu a fácies metamórfica alto anfibolito/alto granulito, com anatexia parcial enquanto o evento M_3 (associado à deformação transcorrente Brasiliana D_3) atingiu a fácies xisto verde até a isógrada da sileimanita (Brito Neves, 1995).

CAPÍTULO 3- GEOLOGIA LOCAL

3.1 Introdução (Arcabouço Geológico da Área)

A área em estudo é geologicamente representada por supracrustais metassedimentares e metavulcanossedimentares que repousam sobre um embasamento gnáissico-migmatítico, nos quais encontram-se diversos corpos graníticos de diversas unidades.

A figura 3.1 apresentam os mapas geológicos simplificados, onde estão representadas as principais unidades litológicas da área estudada.

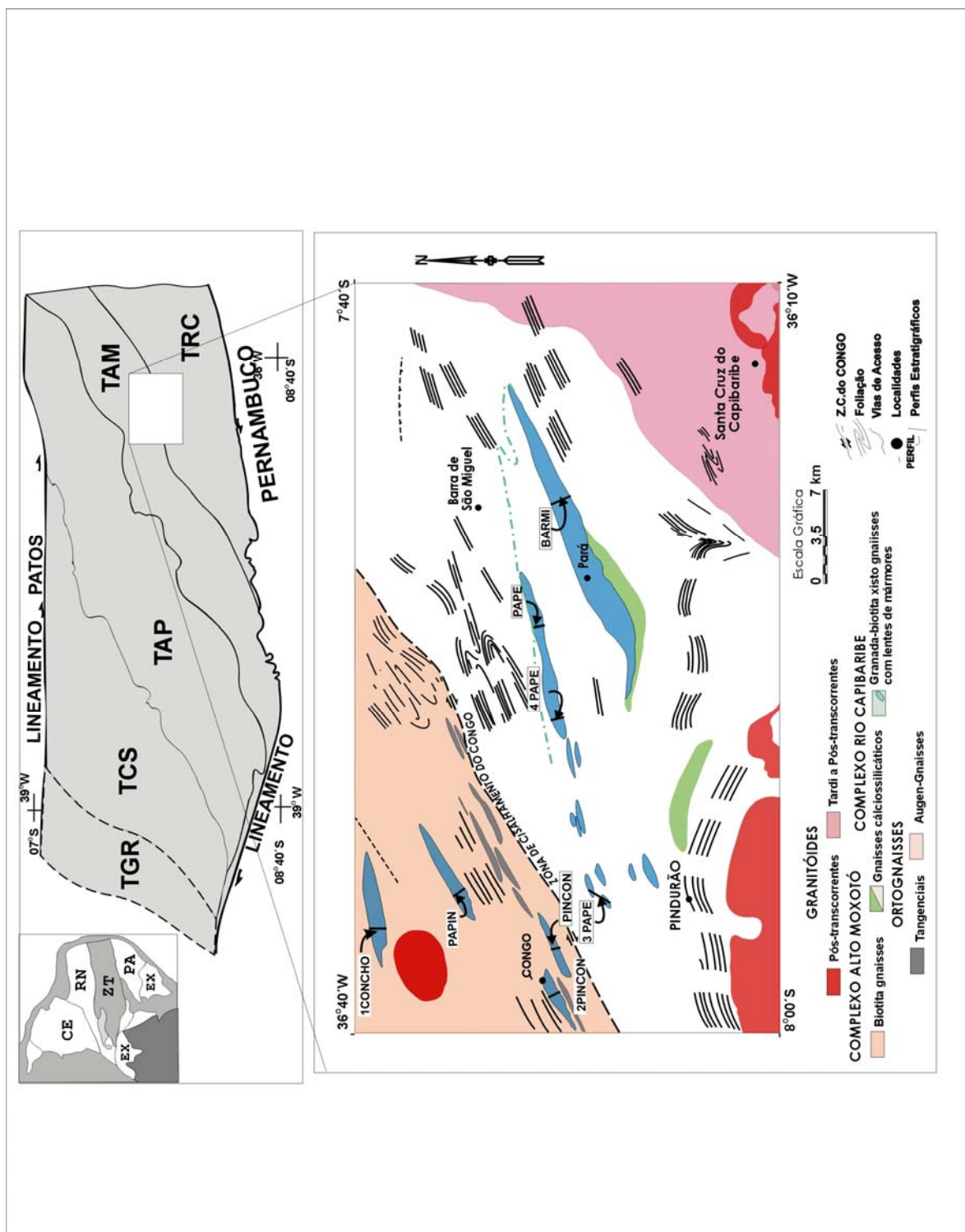
De acordo com avaliação do quadro geológico regional Santos, (1995, 1996) a área está inserida em porções de blocos os quais têm sido chamados recentemente de subdomínios ou terrenos Alto Moxotó = Complexos Sertânia, e Rio Capibaribe = Complexo Surubim-Caroalina e unidades de embasamento.

3.2 Terreno Rio Capibaribe

3.2.1 Unidades de Embasamento

Ocupando a porção mais oriental da área, os litotipos que compõe o embasamento ortognaissico (figura 3.2) estão representados por rochas migmatíticas (foto 3.1), gnaisses de composição granítica e granitóides diversos (foto 3.3), designado por Brito Neves (1975) como geossinclinal do Teixeira, o qual é reconhecido por Campos Neto et al., (1994) como Alto do Teixeira.

Sial & Menor (1968), incluem também como migmatitos, todos os gnaisses, mesmo os homogêneos que adquiriram por injeção magmática e metassomatismo, uma fácies essencialmente feldspática.





Fotografia 3.1 - Migmatito da unidade de embasamento, próximo à Serra do Pará.

Sá et al., (1997) descreve a unidade de embasamento composta por gnaiss bandado, anfibólio ortognaiss e paragnaisses migmatizados que bordejam a noroeste o augen gnaisses de Santa Cruz do Capibaribe.

Pelas observações de campo e fotointerpretação, o augen gnaiss de Santa Cruz do Capibaribe apresenta-se cortando o bandeamento metamórfico do gnaiss bandado do embasamento, evidenciando que este estava formado em uma época anterior a 1.52 Ga (dados obtidos em análises U-Pb em frações de zircão), sendo este possivelmente formado no evento Transamazônico Sá et al., (1997). É sugestivo também que o ortognaiss granodiorítico de idade Paleoproterozóica (1.97 Ga) que intrude os gnaisses bandados exibindo a direção de lineação destes, tenha também registrado este evento, representando possivelmente ortognaisses sintectônicos ao evento Transamazônico.



Fotografia 3.2-Granitóides migmatizados pertencentes a unidade de embasamento localizado entre as cidade de Pindurão e Congo.

3.2.2 Complexo Surubim-Caroalina

Na área, o Complexo Surubim-Caroalina ocupa a parte central sendo identificado como: a)biotita gnaisses; b) granada-biotita xisto/gnaisses (fotografia 3.4); e c) intercalações de mármore.

a) Os biotita gnaisses apresentam coloração acinzentada, granulação média e textura lepidogranoblástica, com bandamento marcante, sendo composto essencialmente por quartzo, feldspato, biotita e, por vezes, anfibólio; como acessórios; apresentam granada, apatita e titanita.

b) Os granada-biotita xisto/gnaisses encontram-se bordejando e intercalados a níveis de mármore. Apresenta coloração avermelhada a acinzentada granulação fina a média, textura lepdoporfioblástica, sendo constituídos por plagioclásio, quartzo, biotita e porfiroblastos de granada (fotografia 3.3). Como minerais acessórios, exibem zircão, apatita e mais raramente, silemanita, turmalina e minerais opacos.



Fotografia 3.3 – Granada xisto localizado entre as localidades Pindurão-Coxixola, com presença de granada centimétrica com sombra de pressão e veios de quartzo apresenta uma estrutura mortor resultante da milonitização.

c) A unidade litológica estudada (lentes de mármore) faz parte de seqüências carbonáticas relacionadas ao sistema de dobramentos Pajeú-Paraíba, que tem como encaixantes o complexo gnáissico migmatítico ou complexo meta-sedimentar, pertencentes a porções orientais do Domínio Transversal. Entretanto, a área abrangida neste estudo, ainda não registra grandes expectativas de conhecimento acerca de dados geocronológicos, geoquímicos, principalmente nas fases carbonáticas, que atualmente vêm sendo muito usadas para distinção entre terrenos.

Os mármore ocorrem como lentes e intercalações nos xistos e gnaisses, que se apresentam com um grau de erosão bastante avançado com afloramentos de mármore destacando-se no relevo (fotografia 3.5). Possuem granulação média, em geral macrocristalina, coloração clara, variando para tipos manchados (acinzentados) ou cortados por estruturas preenchidas por serpentina e forsterita (fotografia 3.6).



Fotografia 3.4 – Lente de mármore localizada próximo à localidade de Macacos (perfil PAPE), que mostra o relevo destacado em consequência da maior erosão nos xistos encaixantes.



Fotografia 3.5 – Afloramento de mármore localizado próximo a Serra de Coxixola, com dobras transpostas, com preechimento de silicatos.

3.3 Terreno Alto Moxotó

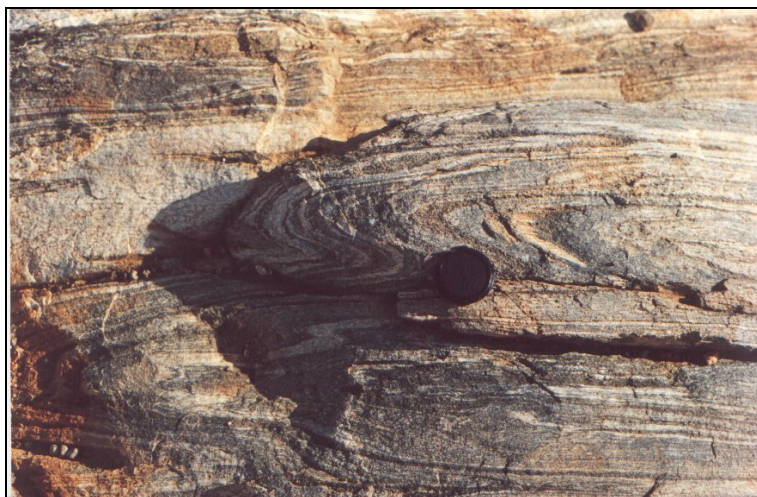
3.3.1 Complexo Sertânia

Este complexo ocupa a parte noroeste da área estudada, constituindo-se essencialmente por metassedimentos do tipo biotita gnaisses migmatizados granadíferos com granulação média, coloração cinza e textura lepdogranoblástica, por vezes bandado (bandas centimétricas claras, ricas em quartzo+feldspato, alternadas com outras ricas em biotita fotografia 3.6).



Fotografia 3.6 - Biotita-gnaiss (com bandas claras e escuras) migmatizado do complexo Sertânia, próximo à cidade de Congo apresentado estruturas brasileiras representadas por foliações miloníticas verticalizadas.

Estruturalmente, observa-se uma foliação de baixo ângulo, bastante penetrativa em certas regiões, demarcadas por planos de xistosidade ou bandamento, atribuídas ao evento tangencial D_2 . Estruturas brasileiras neste complexo na área estudada, representadas por foliações miloníticas verticalizada (fig. 3.6), evidenciadas principalmente nas zonas de cisalhamento do Congo e de Coxixola, ou ainda gerando dobras com planos axiais verticalizados.



Fotografia 3.6 - Biotita gnaisses migmatizados localizados próximo a cidade de Congo.

CAPÍTULO 4 – DADOS GEOQUÍMICOS

4.1 Metodologia e Avaliação de Qualidade de Dados Isotópicos

4.1.1 Valores Primários

Os valores primários de δC^{13} dos carbonatos sedimentares podem sofrer modificações após a deposição, por meio do reequilíbrio com fluidos de diferentes composições isotópicas. As principais alterações da composição isotópica original resultam de: neomorfismo, recristalização, alterações térmicas e decomposição anaeróbica na matéria orgânica, com produção de metano. Portanto, a questão fundamental é saber se o δC^{13} obtido numa análise de carbonato representa a composição original da água do mar, com a qual o carbonato equilibrou-se isotopicamente, ou se o valor resultou de alterações diagenéticas ou metamórficas (Kaufman & Knoll, 1995).

Grande número de trabalhos e discussões com testes petrológicos e geoquímicos foram apresentados para a avaliação do grau de alteração de amostras. Essas técnicas analíticas foram empregadas principalmente nas publicações de Fairchild & Spiro (1987), Kaufman et al. (1991, 1992, 1993), Derry et al. (1992) e Norbonne et al. (1994). Na Figura 5.1 é apresentado um esquema, onde estão descritas etapas e procedimentos, para seleção de amostras para análises isotópicas de rochas carbonáticas compilada dos trabalhos supracitados.

A. Amostras de mão – Nas descrições macro-petrográficas das amostras de mão, foram destacadas feições como: alteração, coloração (relacionada à quantidade de matéria orgânica), identificação (dolomítico/calcítico) e grau de fraturamento. Esses diagnósticos permitem a caracterização primária e secundária dos componentes sedimentares da amostragem.

B. Seções delgadas – A análise micro-petrográfica permite a caracterização de componentes primários e secundários nas amostras, assim como minerais acessórios e suas relações petrogenéticas. Portanto, amostras que apresentaram feições petrográficas, como preenchimentos de micro-fraturas associados a material cimentante e mineralizações que refletem alterações pós-deposicionais, devem ser removidas do grupo a ser analisado isotópico e quimicamente.

A abundância de material siliciclástico (principalmente argila) na matriz carbonática deve ser registrada. Este, comumente é associado ao aumento da permeabilidade de fluidos diagenéticos o que sugere uma alteração diagenética. Além disso, este material siliciclástico pode reagir com carbonato em um amplo intervalo de temperatura, produzindo alteração na assinatura isotópica primária.

A reação de minerais carbonáticos + quartzo (ou feldspato) origina silicatos de Ca e Mg, com a liberação de CO_2 enriquecido em C^{12} , o qual provoca aumento no valor δC^{13} do carbonato remanescente (Shieh & Taylor 1969). Essas reações ocorrem somente sob condições de metamorfismo mais alto que a fácies xisto verde, e que apresentam frações siliciclásticas. Onde em mármore puros foram identificadas as mesmas composições isotópicas dos carbonatos precursores, demonstrando que, na ausência de siliciclastos metamórficos, carbonatos podem ter mantido a composição isotópica original (Schidlowski *et al.* 1983).

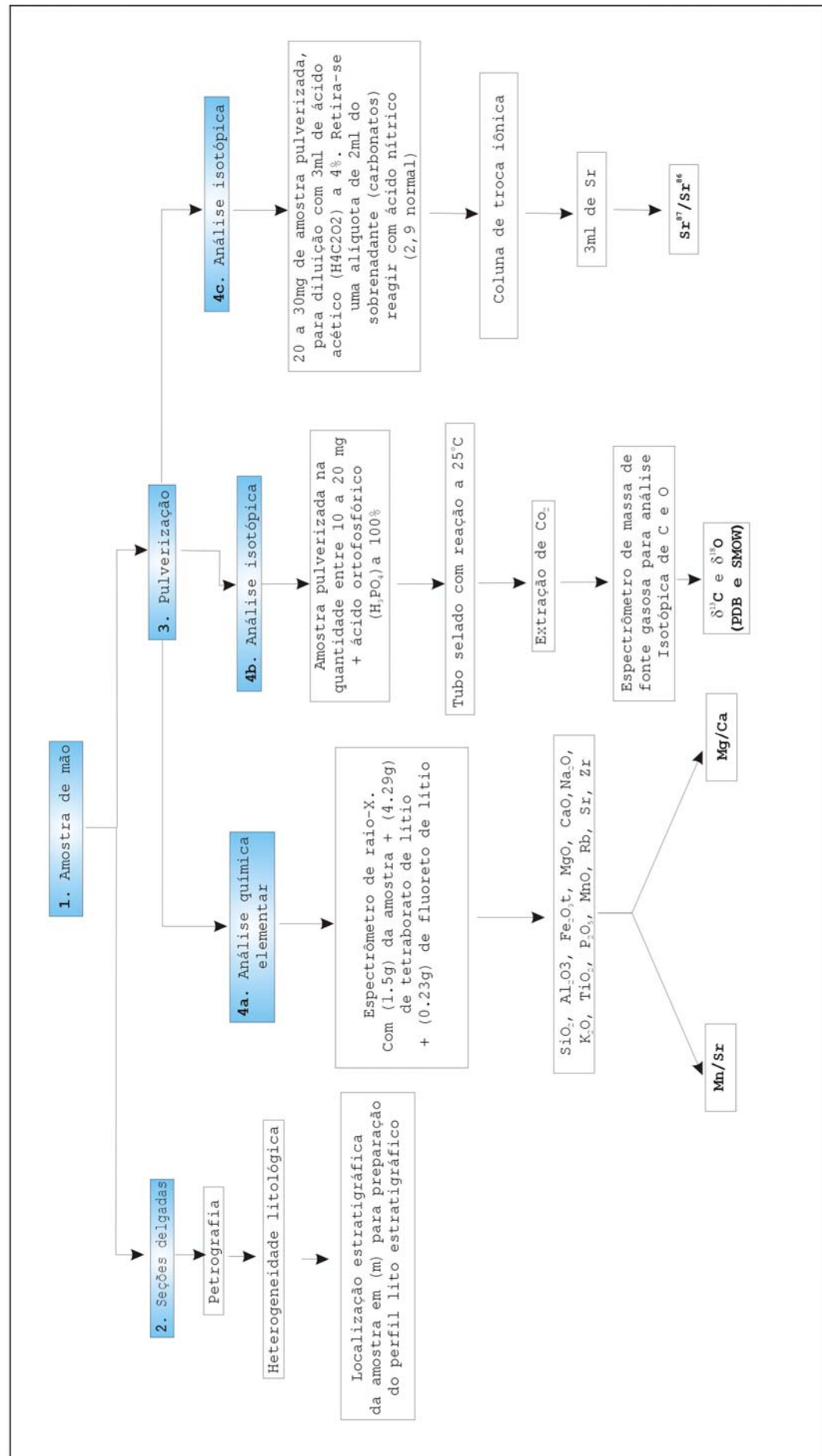
C. Pulverização – No presente trabalho, foram realizados 2 tipos de pulverização. Para análise isotópica, pulverizou-se com uma furadeira elétrica, enquanto para a análise química elementar, utilizou-se moinho orbital (shatter box). A amostragem é isolada na quantidade de 5 a 20 mg, onde o pó fino produzido com uma furadeira é coletado em papel de pesagem e guardado em recipiente com as devidas precauções

para evitar contaminação. Nesta etapa, é muito importante evitar óbvias porções que contenham veios secundários, cimento, partes que sugerem que a amostra tenha sofrido alteração secundária.

D1. Análise da química elementar - Em particular, a concentração elementar de Mn, Sr, Mg e Ca é importante para a determinação do grau de alteração associado à dolomitização e penetração de água meteórica no sistema. Segundo Veizer (1983), a razão Mn/Sr vs δC^{13} e δO^{18} (figs. 4.1 a, b) é usada para distinguir amostras alteradas das não alteradas. A extensão da diagênese pós-deposicional pode ser estimada por meio de análise de tendência dos valores isotópicos durante a evolução diagenética, que resultam da química de águas marinha ou meteórica. A influência de fluidos meteóricos pode interferir na substituição de Sr por Mn nos carbonatos marinhos, ou seja, sob influência de fluidos com estes elementos, estrôncio é expelido dos carbonatos marinhos, enquanto que manganês é incorporado.

Derry *et al.* (1992) e Kaufman *et al.* (1992, 1993) sugeriram que os prováveis valores isotópicos primários (δC^{13}) de carbonatos apresentam razões Mn/Sr <10.

Quadro 5.1 – Representação gráfica dos procedimentos analíticos usados no estudo de carbonatos do proterozóico segundo Kaufman & Knoll, 1995; contendo adaptações a análise deste trabalho.



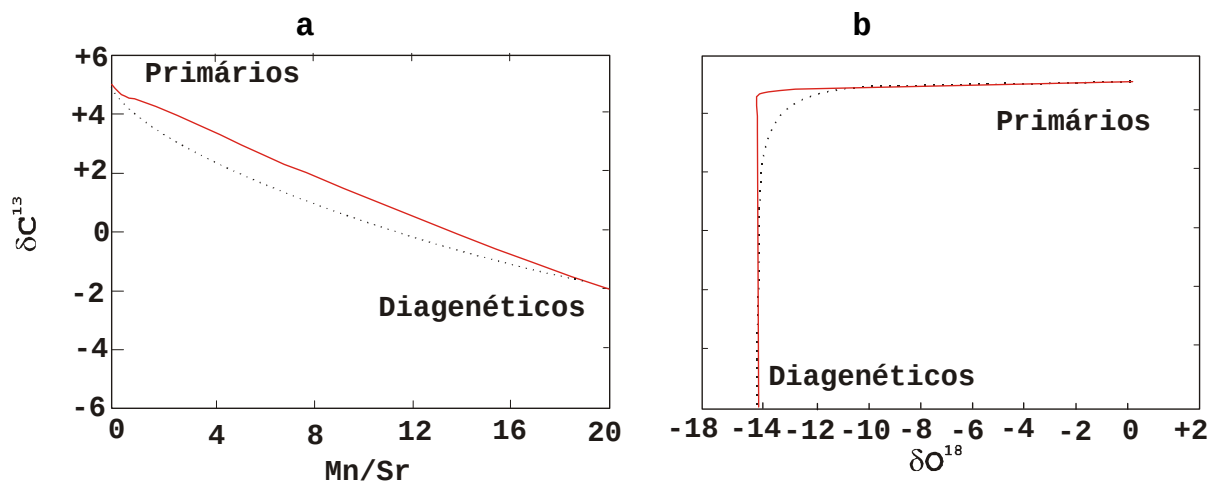


Figura 4.1 - Evolução esperada da interação fluido-rocha com a variação δC^{13} e δO^{18} com Mn/Sr para sistema aberto e fechado. Fonte - Banner & Hanson (1990); Derry *et al.*, (1992).

A razão Mn/Sr vs δC^{13} de amostras dos perfis (PAPE, 3PAPE, BARMI) do TRC e (1PINCON, 2PINCON, 1PAPIN E 1CONCHO) do TAM são apresentadas na Figura 4.2a. O *trend* representado pela seta vermelha é o esperado pela interação fluido-rocha (no caso, água-rocha) compilado dos trabalhos de Banner & Hanson (1990); Derry *et al.*, (1992). Segundo estes autores, as amostras com valores da razão Mn/Sr menores que 10 são considerado inalterado ou primários isotopicamente. As amostras nos terrenos representados na figura 4.2a em sua maioria apresentam a razão Mn/Sr menores que 5, o que sugere que estas estão inclusos no grupo de amostras de carbonatos inalteradas.

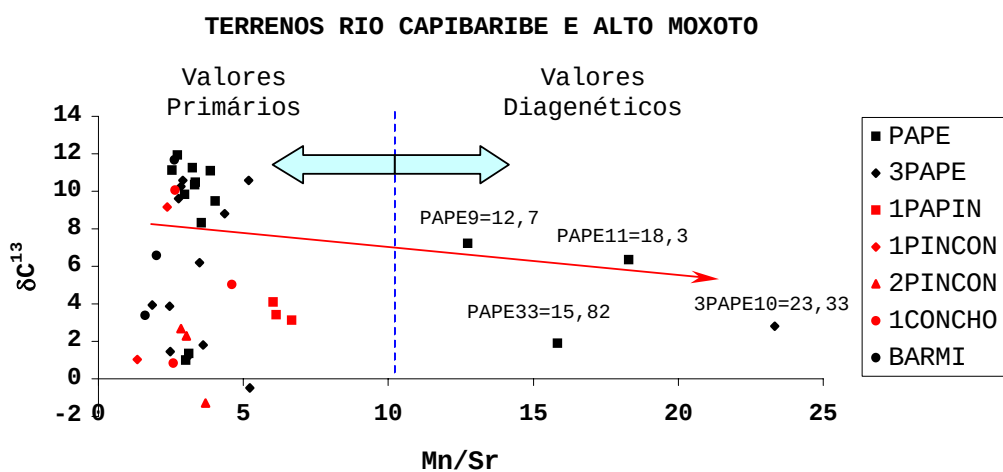


Figura 4.2a - Diagrama de variação representando a variação de δC^{13} vs Mn/Sr durante a diagênese nos valores de lentes do terreno Rio Capibaribe e Alto Moxotó.

Tabela- 4.1 – Banco de dados para estudos quimioestratigráficos de lentes de TAM e TRC.

Amostra	Unidade	Altura (m)	Classificação	δC^{13} (‰ PDB)	δO^{18} (‰ PDB)	Z	MgO (%)	CaO (%)	Mg/Ca	Mn/Sr	Rb/Sr	Sr^{87}/Sr^{86}
PAPE-1	TRC	0.0		+9.8	-5.5	145	-	-	-	-	-	-
PAPE-2	TRC	0.8		+9.8	-5.9	145	-	-	-	-	-	-
PAPE-3	TRC	3.6	Márm. Magnesiano	+11.3	-6.8	147	1.38	52.46	0.022	3.24	0,0026	-
PAPE-4	TRC	4.6		+10.3	-6.7	145	-	-	-	-	-	-
PAPE-5	TRC	7.9		+11.4	-5.9	148	-	-	-	-	-	-
PAPE-6	TRC	10.9	Márm. Calcítico	+11.9	-6.1	149	0.78	53.65	0.12	2.72	0,0022	-
PAPE-7	TRC	11.9		+9.9	-5.8	145	-	-	-	-	-	-
PAPE-8	TRC	13.4		+9.7	-5.8	144	-	-	-	-	-	-
PAPE-9	TRC	13.8	Márm. Magnesiano	+7.2	-8.6	138	1.97	42.70	0.039	12.73	0,0025	-
PAPE-10	TRC	16.2	Márm. Calcítico	+9.8	-7.2	144	0.85	53.64	0.013	2.98	0,0024	-
PAPE-11	TRC	16.8	Márm. Dolomítico	+6.3	-8.2	136	6.97	43.69	0.135	18.30	0,0218	-
PAPE-12	TRC	18.4		+11.6	-5.8	148	-	-	-	-	-	-
PAPE-13	TRC	24.3		+9.3	-5.8	143	-	-	-	-	-	-
PAPE-14	TRC	24.6		+8.0	-7.4	140	-	-	-	-	-	-
PAPE-15	TRC	25.4		+6.8	-5.1	139	-	-	-	-	-	-
PAPE-16	TRC	28.7	Márm. Dolomítico	+9.5	-6.3	144	4.10	48.99	0.071	4.01	0,0032	-
PAPE-17	TRC	31.7		+4.6	-6.1	134	-	-	-	-	-	-
PAPE-18	TRC	32.2	Márm. Magnesiano	+10.4	-7.3	145	1.91	51.89	0.311	3.31	0,0026	-
PAPE-19	TRC	34.0		+7.4	-6.2	139	-	-	-	-	-	-
PAPE-20	TRC	36.2	Márm. dolomítico	+8.3	-6.1	141	3.64	51.60	0.060	3.54	0,0028	-
PAPE-21	TRC	37.4		+12.1	-5.6	149	-	-	-	-	-	-
PAPE-22	TRC	40.6		+11.5	-5.7	148	-	-	-	-	-	-
PAPE-23	TRC	41.6	Márm. Magnesiano	+10.4	-6.1	146	1.58	51.77	0.026	3.34	0,0027	-
PAPE-24	TRC	42.3		+11.5	-6.1	148	-	-	-	-	-	-
PAPE-25	TRC	43.4		+8.9	-7.5	142	-	-	-	-	-	-
PAPE-26	TRC	44.2	Márm. Magnesiano	+11.0	-5.2	147	1.33	53.06	0.021	3.85	0,0031	-
PAPE-27	TRC	47.7		+9.6	-7.5	143	-	-	-	-	-	-
PAPE-28	TRC	57.7	Márm. Magnesiano	+1.3	-7.4	126	1.29	55.20	0.020	3.11	0,0025	-
PAPE-29	TRC	59.0		+9.4	-6.3	143	-	-	-	-	-	-
PAPE-30	TRC	61.9		+1.2	-6.9	126	-	-	-	-	-	-
PAPE-31	TRC	66.2		+9.7	-5.2	145	-	-	-	-	-	-
PAPE-32	TRC	68.0		+10.0	-5.3	145	-	-	-	-	-	-
PAPE-33	TRC	70.7	Dol. Calcítico	+1.9	-5.7	128	18.42	36.08	0.431	15.82	0,0126	-
PAPE-34	TRC	71.6		+1.5	-6.6	127	-	-	-	-	-	-
PAPE-35	TRC	71.7		+1.2	-6.5	127	-	-	-	-	-	-
PAPE-37	TRC	83.0	Márm. Magnesiano	+1.0	-6.7	126	2.03	52.53	0.033	3.01	0,0024	-

PAPE-38	TRC	88.7		+9.2	-4.6	144	-	-	-	-	-	-
PAPE-39	TRC	93.6	Márm. Calcítico	+11.1	-4.6	148	0.67	55.11	0.010	2.53	0,0020	-
Amostra	Unidade	Altura (m)	Classificação	δC^{13} (‰ PDB)	δO^{13} (‰ PDB)	Z	MgO	CaO	Mg/Ca	Mn/Sr	Rb/Sr	Sr^{87}/Sr^{86}
3PAPE-1	TRC	0.0	Márm. Calcítico	+1.2	-4.8	127	0.63	54.87	0.010	3.09	0,00245	-
3PAPE-2	TRC	24.0		+9.9	-5.4	145	-	-	-	-	-	-
3PAPE-3	TRC	41.4		+8.5	-8.0	141	-	-	-	-	-	-
3PAPE-4	TRC	42.4	Márm. Magnesiano	+10.6	-9.2	144	1.94	53.88	0.030	5.18	0,00411	-
3PAPE-5	TRC	47.4	Márm. Magnesiano	+1.8	-8.6	127	3.47	49.44	0.059	3.61	0,00286	-
3PAPE-6	TRC	50.9		+7.6	-7.4	139	-	-	-	-	-	-
3PAPE-7	TRC	54.1		+4.9	-7.3	134	-	-	-	-	-	-
3PAPE-8	TRC	57.0	Márm. Magnesiano	+10.3	-6.3	145	1.94	52.21	0.031	2.85	0,00226	-
3PAPE-9	TRC	59.6		+10.9	-6.4	147	-	-	-	-	-	-
3PAPE-10	TRC	66.6	Dol. Calcítico	+2.8	-4.1	131	18.44	35.86	0.434	23.33	0,01852	-
3PAPE-11	TRC	68.8		+4.9	-5.7	134	-	-	-	-	-	-
3PAPE-12	TRC	78.3		+2.7	-4.5	131	-	-	-	-	-	-
3PAPE-13	TRC	84.8	Márm. Calcítico	+6.2	-5.2	137	0.70	55.83	0.011	3.50	0,00277	-
3PAPE-14	TRC	86.0		+5.9	-5.8	136	-	-	-	-	-	-
3PAPE-15	TRC	86.9		+1.0	-7.8	126	-	-	-	-	-	-
3PAPE-16	TRC	90.3		+1.2	-7.0	126	-	-	-	-	-	-
3PAPE-17	TRC	153.8		+1.4	-11.8	124	-	-	-	-	-	-
3PAPE-18	TRC	154.3		+2.0	-6.1	128	-	-	-	-	-	-
3PAPE-19	TRC	158.6	Márm. Magnesiano	-0.5	-6.9	123	3.26	49.03	0.056	5.22	0,00414	0.70817±10
3PAPE-20	TRC	164.3		+10.6	-7.1	145	-	-	-	-	-	-
3PAPE-21	TRC	165.4		+9.4	-5.2	144	-	-	-	-	-	0.70818±21
3PAPE-22	TRC	166.0	Márm. Calcítico	+10.6	-4.6	147	0.64	55.79	0.010	2.91	0,00231	0.70939±41
3PAPE-23	TRC	167.8		+8.1	-4.8	142	-	-	-	-	-	-
3PAPE-24	TRC	170.75		+12.09	-6.51	149	-	-	-	-	-	0.70801±30
3PAPE-25	TRC	173.75	Márm. Dolomítico	+9.61	-7.63	143	2.93	51.78	0.048	2.76	0,00219	0.70828±6
3PAPE-26	TRC	178.35		+12.34	-8.05	149	-	-	-	-	-	-
3PAPE-27	TRC	189.35		+9.66	-5.43	144	-	-	-	-	-	-
3PAPE-28	TRC	193.25	Márm. Dolomítico	+8.81	-8.62	141	5.52	48.20	0.097	4.36	0,00346	-
3PAPE-29	TRC	195.45	Márm. Magnesiano	+1.46	-6.93	127	1.72	52.23	0.028	2.47	0,00196	-
3PAPE-30	TRC	199.75		+3.78	-5.74	132	-	-	-	-	-	-
3PAPE-31	TRC	201.25		+1.29	-6.67	127	-	-	-	-	-	-
3PAPE-32	TRC	212.15	Márm. Dolomítico	+3.86	-6.21	132	3.44	52.31	0.055	2.46	0,00195	-
3PAPE-33	TRC	214.85		+1.65	-5.72	128	-	-	-	-	-	-
3PAPE-34	TRC	216.35		+1.56	-5.96	128	-	-	-	-	-	-
3PAPE-35	TRC	218.75		+1.37	-5.84	127	-	-	-	-	-	-

Continuação do perfil 3PAPE

3PAPE-36	TRC	221.75		+1.36	-5.73	127	-	-	-	-	-	-
3PAPE-37	TRC	225.55		+1.77	-5.87	128	-	-	-	-	-	-
3PAPE-38	TRC	230.75		+2.18	-6.00	129	-	-	-	-	-	-
3PAPE-39	TRC	234.75		+1.44	-5.94	127	-	-	-	-	-	-
3PAPE-40	TRC	246.65	Márm. Dolomítico	+3.94	-5.84	132	3.04	48.74	8.017	1.87	0,00148	-

Amostra	Unidade	Altura (m)	Classificação	δC^{13} (‰ PDB)	δO^{18} (‰ PDB)	Z	MgO	CaO	Mg/Ca	Mn/Sr	Rb/Sr	Sr^{87}/Sr^{86}
4PAPE-1	TRC	0.0		+3.1	-8.6	129	-	-	-	-	-	-
4PAPE-2	TRC	1.2		-1.3	-11.3	119	-	-	-	-	-	-
4PAPE-3	TRC	3.0		+2.0	-3.5	130	-	-	-	-	-	-
4PAPE-4	TRC	10.6		+2.2	-6.9	128	-	-	-	-	-	-
4PAPE-5	TRC	14.0		+9.9	-5.4	145	-	-	-	-	-	-
4PAPE-6	TRC	15.9		+10.2	-6.4	145	-	-	-	-	-	-
4PAPE-7	TRC	20.2		+10.9	-6.6	146	-	-	-	-	-	-
4PAPE-8	TRC	21.2		+9.1	-10.7	141	-	-	-	-	-	-
4PAPE-9	TRC	22.2		+10.0	-8.4	144	-	-	-	-	-	-
4PAPE-10	TRC	36.3		+3.2	-6.7	130	-	-	-	-	-	-
4PAPE-11	TRC	41.1		+4.3	-6.2	133	-	-	-	-	-	-
4PAPE-12	TRC	43.8		+3.3	-6.2	131	-	-	-	-	-	-
4PAPE-13	TRC	49.8		+3.7	-7.6	131	-	-	-	-	-	-
4PAPE-14	TRC	69.6		+4.4	-6.2	133	-	-	-	-	-	-
4PAPE-15	TRC	78.6		+2.6	-6.0	130	-	-	-	-	-	-
4PAPE-16	TRC	89.6		+4.4	-6.3	133	-	-	-	-	-	-
4PAPE-17	TRC	101.6		+3.6	-8.5	131	-	-	-	-	-	-
4PAPE-18	TRC	105.6		+4.3	-6.3	133	-	-	-	-	-	-

Amostra	Unidade	Altura (m)	Classificação	δC^{13} (‰ PDB)	δO^{18} (‰ PDB)	Z	MgO	CaO	Mg/Ca	Mn/Sr	Rb/Sr	Sr^{87}/Sr^{86}
BARMI-1	TRC	0.00		+6.3	-6.8	137	-	-	-	-	-	-
BARMI-2	TRC	1.60		+6.5	-6.9	137	-	-	-	-	-	-
BARMI-3	TRC	2.80	Márm. Dolomítico	+2.6	-8.5	128	3.08	45.38	0.068	11.66	0.0043	-
BARMI-4	TRC	6.80		+1.6	-7.2	127	-	-	-	-	-	-
BARMI-5	TRC	9.80	Márm. Dolomítico	+2.0	-6.2	128	6.82	45.93	0.148	3.39	0.0038	-
BARMI-6	TRC	11.80		+6.5	-6.4	137	-	-	-	-	-	-
BARMI-7	TRC	15.60		+10.3	-7.1	144	-	-	-	-	-	-
BARMI-8	TRC	17.10		+5.2	-5.2	135	-	-	-	-	-	-
BARMI-9	TRC	19.90	Dol. Calcítico	+5.7	-6.4	135	13.48	35.27	0.382	6.56	0.0135	-

Amostra	Unidade	Altura (m)	Classificação	δC^{13} (% PDB)	δO^{18} (% PDB)	Z	MgO	CaO	Mg/Ca	Mn/Sr	Rb/Sr	Sr^{87}/Sr^{86}
1PINCO-1	TAM	0.00	Márm. Calcítico	+0.5	-9,1	123	-	-	-	-	-	-
1PINCO-2	TAM	5.00		+9.1	-8,1	142	0.31	53.39	0.005	2.37	0	-
1PINCO-3	TAM	7.00		-0.5	-9,0	121	-	-	-	-	-	-
1PINCO-4	TAM	13.00		-1.6	-9.6	119	-	-	-	-	-	-
1PINCO-5	TAM	15.40		-1.6	-9.5	119	-	-	-	-	-	-
1PINCO-6	TAM	19.10	Márm. Dolomítico	-1.6	-9.6	119	3.90	40.53	0.08	45.30	0.0932	-
1PINCO-7	TAM	23.60		-0.9	-8.6	121	-	-	-	-	-	-
1PINCO-8	TAM	27.60		+1.4	-6.9	126	-	-	-	-	-	-
1PINCO-9	TAM	33.60	Márm. Dolomítico	+1.0	-7.6	125	2.76	48.21	0.05	1.34	0.0006	-
Amostra	Unidade	Altura (m)	Classificação	δC^{13} (% PDB)	δO^{18} (% PDB)	Z	MgO	CaO	Mg/Ca	Mn/Sr	Rb/Sr	Sr^{87}/Sr^{86}
2PINCO-1	TAM	0.00	Márm. Dolomítico	+3.1	-8.6	129	-	-	-	-	-	-
2PINCO-2	TAM	3.50		+3.3	-7.8	130	-	-	-	-	-	-
2PINCO-3	TAM	15.50		+2.1	-6.1	128	-	-	-	-	-	-
2PINCO-4	TAM	35.30		-1.8	-9.8	118	-	-	-	-	-	-
2PINCO-5	TAM	38.50		+2.6	-7.1	129	5.87	45.90	0,11	2,86	0.0023	-
2PINCO-6	TAM	40.90	Márm. Dolomítico	+2.1	-6.9	128	-	-	-	-	-	-
2PINCO-7	TAM	43.70		+2.3	-6.9	128	4.71	39.91	0,10	3,04	0.0072	-
2PINCO-8	TAM	51.85	Márm. Dolomítico	-1.3	-10.0	119	4.05	46.17	0,07	3,69	0.0053	-
2PINCO-9	TAM	56.65		+1.4	-6.9	126	-	-	-	-	-	-
2PINCO-10	TAM	60.95		-1.2	-9.1	120	-	-	-	-	-	-
2PINCO-11	TAM	62.65		-2.9	-12.2	115	-	-	-	-	-	-
Amostra	Unidade	Altura (m)	Classificação	δC^{13} (% PDB)	δO^{18} (% PDB)		MgO	CaO	Mg/Ca	Mn/Sr	Rb/Sr	Sr^{87}/Sr^{86}
1CONX0-1	TAM	0.00	Márm. Magnesiano	+0,8	-9,0	124	2.62	48.91	0,05	2,59	0.0037	-
1CONX0-2	TAM	2.50		+1,0	-7,7	125	-	-	-	-	-	-
1CONX0-3	TAM	6.10	Márm. Calcítico	+0,7	-9,3	124	-	-	-	-	-	0.70783±6
1CONX0-4	TAM	9.80		+7,5	-7,9	138	-	-	-	-	-	0.70763±8
1CONX0-5	TAM	11.85		+10,0	-5,5	145	0.64	50.95	0,01	2,65	0.0021	-
1CONX0-6	TAM	12.45		+1,7	-6,8	127	-	-	-	-	-	0.70769±7
1CONX0-7	TAM	13.15		+7,3	-6,1	139	-	-	-	-	-	0.70824±8
1CONX0-8	TAM	25.15	Márm. Dolomítico	+1,8	-6,8	127	-	-	-	-	-	-
1CONX0-8/9	TAM	35.65		+10,4	-6,3	145	-	-	-	-	-	0.70807±20
1CONX0-9	TAM	36.95		+8,6	-8,3	140	-	-	-	-	-	-
1CONX0-10	TAM	38.15		+5,0	-17,9	128	4.21	45.60	0,08	4,61	0.0015	-

Amostra	Unidade	Altura (m)	Classificação	δC^{13} (‰ PDB)	δO^{18} (‰ PDB)	Z	MgO	CaO	Mg/Ca	Mn/Sr	Rb/Sr	Sr^{87}/Sr^{86}
1PAPIN-1	TAM	0.00	Márm. Dolomítico	+3,4	-6,6	131	4.71	45.74	0.09	6.14	0.0097	-
1PAPIN-2	TAM	0.60		+3,0	-5,2	130	-	-	-	-	-	-
1PAPIN-3	TAM	1.60		+3,4	-4,8	132	-	-	-	-	-	-
1PAPIN-4	TAM	2.30		+3,8	-6,3	132	-	-	-	-	-	-
1PAPIN-5	TAM	3.20	Márm. Calcítico	+3,1	-5,4	131	0.83	54.86	0.01	6.67	0	-
1PAPIN-6	TAM	4.50		+3,7	-5,8	132	-	-	-	-	-	-
1PAPIN-7	TAM	5.50	Márm. Calcítico	+4,1	-5,1	133	0.76	55.94	0.01	6.03	0	-
1PAPIN-8	TAM	9.10		+3,7	-6,4	131	-	-	-	-	-	-

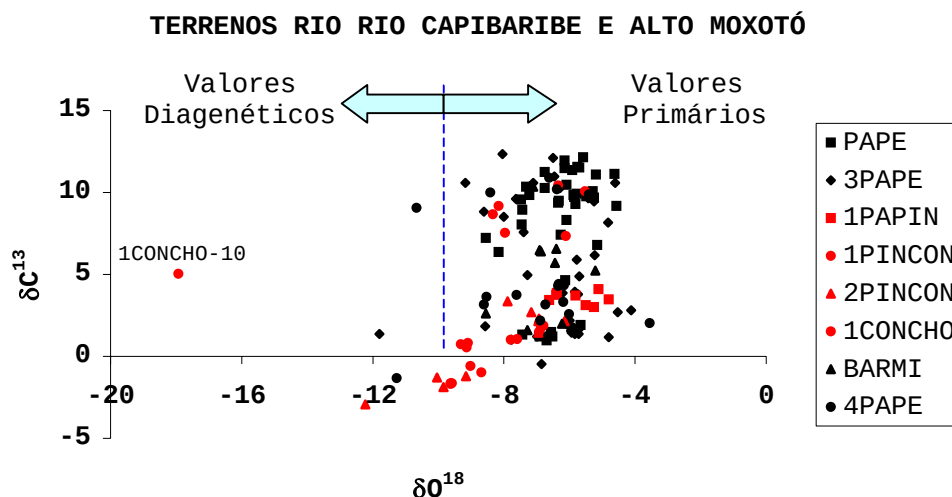


Figura 4.2b - Diagrama de variação de δC^{13} vs δO^{18} durante a diagênese de lentes de mármore da área dos Terrenos Rio Capibaribe e do Alto Moxotó.

A tendência dos valores apresentada nas figura 4.1a e da figura 4.2a, sugere uma mistura de membros primários e diagenéticos, onde amostras localizadas com razão $Mn/Sr < 5$ são consideradas como valores primários de δC^{13} (Derry *et al.*, 1992). Como indicadores de preservação da assinatura primária de δC^{13} , as razões $Rb/Sr < 5 \times 10^{-3}$ e Sr em concentrações no intervalo 150 – 2500 ppm (Tabela 4.1).

Outra ferramenta que pode ser utilizada na constatação de valores primários é a presença de calcita - alto Mg e baixo Mg .

A calcita com baixo Mg é muito estável, ou seja, possui baixa reação durante a diagênese, e geralmente retém a composição original de Mg , Na , Sr , Fe e Mn . Calcitas de alto Mg , entretanto, são pouco estáveis, geralmente, perdem parte ou todo o Mg durante a diagênese. Na e Sr são preferencialmente retirados da estrutura, enquanto que o Fe e Mn podem ser capturados. Assim, o conteúdo de elementos traços em calcário refletir à evolução diagenética durante o tempo geológico.

TERRENOS RIO CAPIBARIBE VS ALTO MOXOTÓ

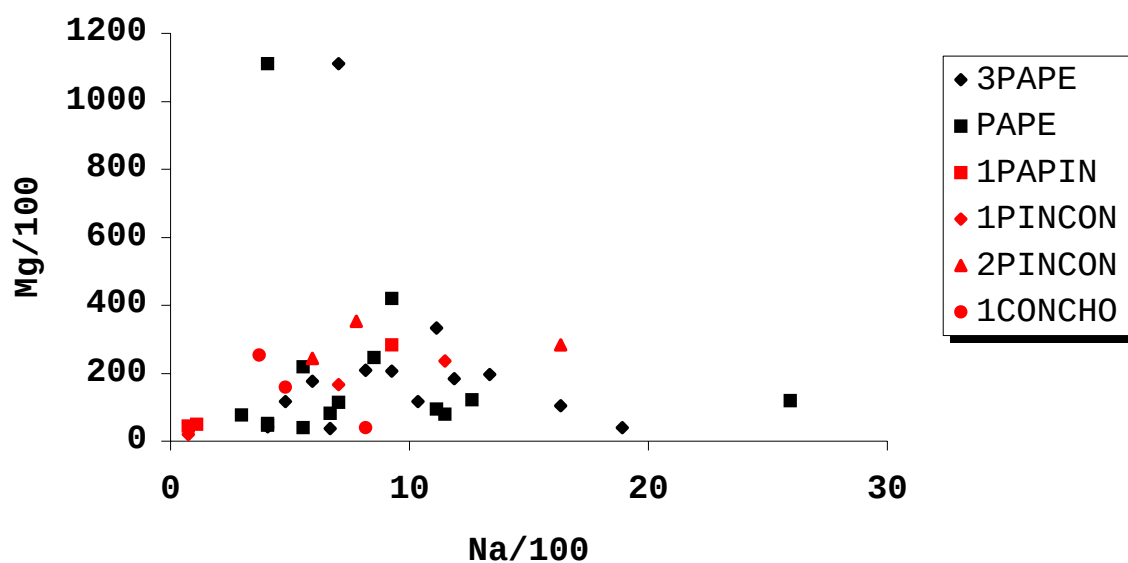


Figura 4.3- Diagrama representando a substituição dos elementos Mg vs Na durante a diagênese.

TERRENOS RIO CAPIBARIBE VS ALTO MOXOTÓ

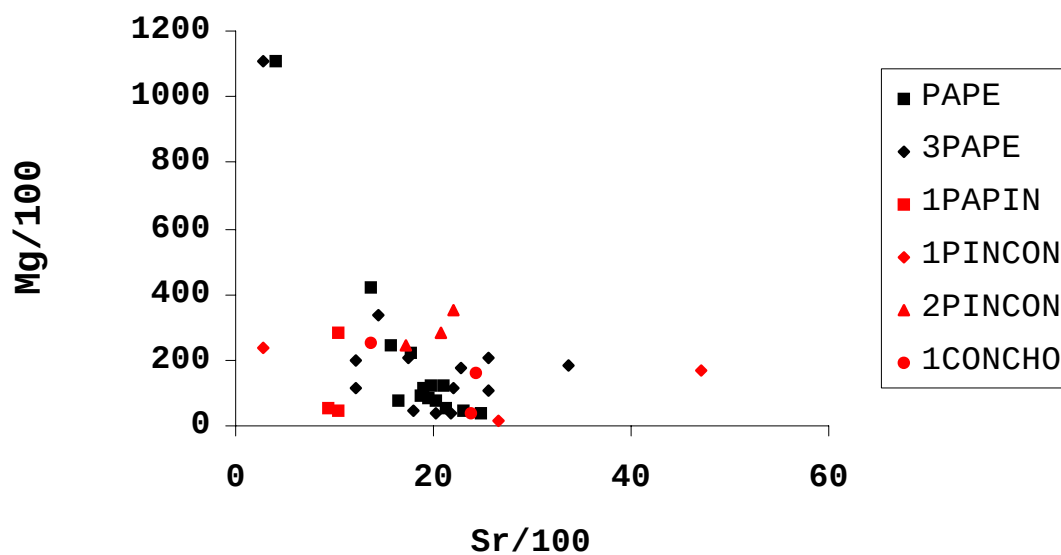


Figura 4.4 - Diagrama representando a substituição dos elementos Mg vs Sr durante a diagênese.

Nas figuras 4.3 e 4.4, estão plotados valores de Mg/Na e Mg/Sr (rocha total) dos terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó. Todas as amostras plotadas apresentam uma mineralogia com predominância de calcita (~ 90%), podendo-se considerar que tais calcitas apresentam baixo Mg (baixa reação durante a diagênese).

D2. Análise isotópicas do C e O - A composição isotópica do oxigênio é muito sensível à diagênese. Muitas vezes, a diminuição dos valores de δO^{18} pode ter resultado de troca isotópica com fluidos meteóricos ou hidrotermais.

No estudo de carbonatos do Neoproterozóico, o diagrama de variação de δC^{13} vs δO^{18} (Fig. 4.1b) comumente registra pouca ou nenhuma variação de δC^{13} com a diminuição dos valores de δO^{18} . Isso indica que o volume de fluido suficiente para reequilibrar a composição isotópica do oxigênio do carbonato é muito pequena em relação aquela necessária para modificar os valores de δC^{13} . Por outro lado, nas unidades sedimentares (carbonatos) que mostram ampla variação da composição isotópica (δC^{13} e δO^{18}) em covariância positiva. Somente as amostras com os maiores C^{13} e O^{18} ($\delta O^{18} > -10$ (PDB) podem ser considerados potencialmente inalterados (Fairchild *et al.*, 1990; Kaufman *et al.*, 1992).

Freqüentemente, na diagênese pós deposicional, as rochas carbonáticas mostram valores negativos de δO^{18} e δC^{13} , conjuntamente com o aumento de concentração de Mn, Fe e diminuição de Sr.

D3. Análise isotópica de Sr - A separação de estrôncio em amostras de carbonatos é feita por dissolução da amostra pulverizada em 3 ml de ácido acético ($H_4C_2O_2$) a 4%, seguindo técnicas de troca iônica (cromatografia). Após a separação de Sr, este é transferido para um filamento com ácido ortofosfórico, e em seguida, para um espectrômetro de massa

com câmara de ionização térmica para análise da razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$. A aplicação dos valores obtidos por este método, para investigação estratigráfica em sequências carbonáticas, é mostrada mais adiante neste capítulo.

4.1.2. Carbonatos Marinhos vs Água Doce

Os dados de δC^{13} em calcários, também fornece informações a respeito da fonte do carbono destes carbonatos. Valores entre 0 e +14‰ (PDB) são tipicamente de assinatura marinha, e valores negativos, abaixo de -20‰ (PDB), indicam uma origem do C do CO_2 derivado da matéria orgânica. Valores positivos (em torno de +15‰) sugere a ocorrência de fermentação do material orgânico, resultando reações metanogênicas com C^{12} sendo incorporado preferencialmente no metano e o CO_2 formado nesta reação (Irwin et al., 1977).

Dados isotópicos de calcário marinhos apresentam, na maioria das vezes, valores de δO^{18} muito próximos de 0‰ (PDB). Por exemplo, Keith e Weber (1964) em estudos de composição isotópica de carbono de calcários marinhos do Cambriano, apresentam valores constantes (aproximadamente zero) oscilando próximo ($\pm 1\%$) PDB.

Os carbonatos de água doce têm geralmente uma composição isotópica mais leve, mostrando uma clara diferença em relação aos carbonatos marinhos. Esta diferença pode ser atribuída a uma maior contribuição do CO_2 de origem orgânica, gerando valores isotópicos maiores no ambiente deposicional de água doce (Vogel, 1959; Clayton e Dogens, 1959).

Durante muito tempo, discriminação entre calcários marinhos e de água doce foi feita de acordo com a seguinte equação obtida por Keith e Weber (1964):

$$Z = a (\delta\text{C}^{13} + 50) + b (\delta\text{O}^{18} + 50)$$

Onde as constantes a e b tem o valor de 2.048 e 0.498 respectivamente.

Calcários com valores de Z acima de 120 são classificados como marinhos, e com Z menor que 120, como depositados em água doce. Os valores de Z calculados a partir de amostras estudadas nesta tese as quais estão na Tabela 4.1.

Na figura 4.5, estão plotadas amostras de mármore com os valores de Z vs δC^{13} , onde é percebido um *trend* com covariância, indicando que as amostras com Z maior que 120 e isotopicamente mais pesadas são mármore de origem marinha.

A configuração dos valores, tanto para amostras de lentes do Terreno Rio Capibaribe como do Alto Moxotó apresentam tendência de ter uma origem marinha, por apresentar, em média, valores de Z maiores que 120, além de um progressivo aumento dos valores de δC^{13} com Z (uma das características do comportamento isotópico em ambiente marinho).

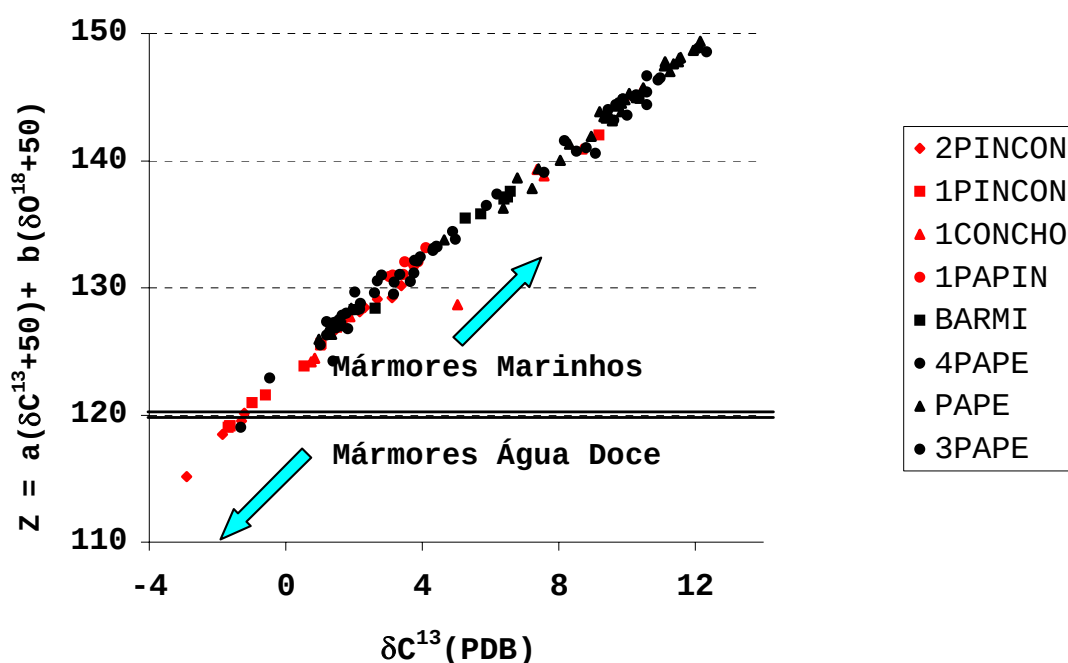


Figura 4.5 – Diagrama de variação para valores de δC^{13} vs Z para diferenciação entre mármore de origem marinha e de água doce, das lentes dos terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó.

Uma limitação do uso de valores de Z, é a necessidade de demonstrar se o sedimento carbonático de origem sedimentar não sofreu contaminação por outros detritos ou processos pós-sedimentares, que podem levar a uma interpretação errônea dos

dados isotópicos. Por exemplo, os valores de Z obtidos para o perfil 1PINCON e 2PINCON mostram-se inseridos no campo de calcários de água doce. Isso pode sugerir que água meteórica participou ativamente do processo diagenético nas lentes de mármore, ou ainda, que estas fazem parte de um ambiente de deposição onde a água doce participou ativamente durante a precipitação carbonática.

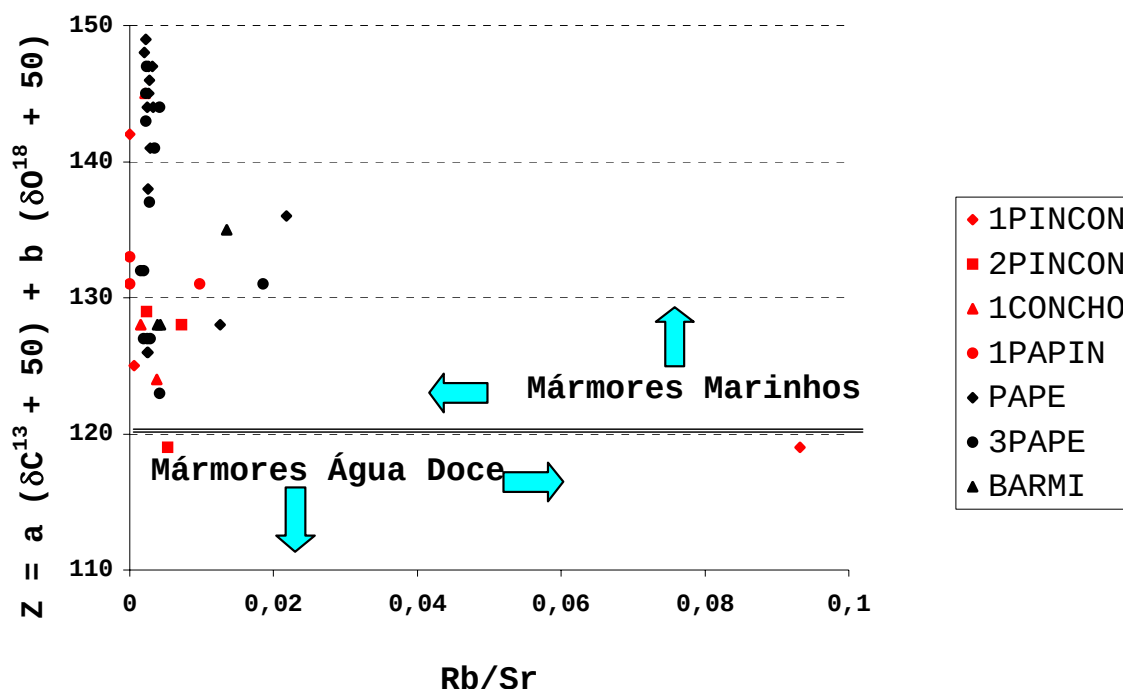


Figura 4.6- Diagrama de variação para valores da razão Rb/Sr vs Z para diferenciação entre mármore de origem marinho e de água doce, das lentes dos terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó.

A razão Rb/Sr vs Z (figura 4.6) demonstra a interferência externa no ambiente deposicional onde o carbonato foi precipitado, ou seja, balanço entre o Rb (alto teor em ambiente continental) e Sr (alto teor em ambiente marinho). As Razões de Rb/Sr obtidas, a maioria menores que 0,02, sugerem altos valores de Sr ou baixos valores de Rb, caracterizando um ambiente marinho com pouca influência continental durante deposição das lentes de mármore.

4.1.3. Definição e Classificações de Calcários

Calcários (rochas que dão origem aos mármore após sofrer metamorfismo) são rochas constituídas predominantemente por carbonato de cálcio, que aparecem sob a forma de calcita, dolomita e outros raros.

Na crosta terrestre, são raros calcários compostos unicamente por carbonato de cálcio, uma vez que frequentemente a molécula de cálcio, no carbonato, é substituída por magnésio, ou a calcita e a aragonita precipitam em conjunto com matéria orgânica, material argiloso ou quartzo. Sendo assim, é comum a presença de impurezas como dolomita, quartzo, micas e argilo-minerais nos calcários sedimentares, ou dolomita e silicatos (actinolita/tremolita, epidoto, diopisídio) nos calcários metamórficos. É exatamente a presença dessas impurezas que motiva a maioria das classificações das rochas calcárias, sendo que as mais comuns levam em consideração o teor de óxido de magnésio no calcário.

Neste caso, Pettijohn (1957) e Bigarella (1956) subdividem os calcários em cinco grandes classes, como mostra a tabela 4.2.

Tabela 4.2-Classificação das rochas calcárias em função do conteúdo de MgO (em %).

Denominação dos calcários	Pettijohn (1957)	Bigarella (1956)
Calcário calcítico	0.0 a 1.1	0.0 a 1.1
Calcário magnesiano	1.1 a 2.1	1.1 a 4.3
Calcário dolomítico	2.1 a 10.8	4.3 a 10.5
Dolomito Calcítico	10.8 a 19.5	10.5 a 19.1
Dolomito	19.5 a 21.7	19.1 a 22.0

As classificações sedimentológicas para os sedimentos carbonáticos levam em consideração a relação entre a quantidade de calcita, dolomita e minerais terrígenos (quartzo, feldspato, micas, minerais pesados, etc.) nas rochas.

Sendo assim, os mármore podem ser classificados como:

Mármore calcários e puros: devem apresentar um teor de CaO superior a 51%; MgO + RI (Resíduos Insolúveis) inferior a 4.7%, sendo o teor de óxidos de magnésio inferior a 2.2%.

Mármore cálcicos e impuros: devem apresentar um teor de CaO acima de 45%; MgO + R.I inferior a 10%, sendo que o teor de óxido de magnésio não pode superar 4.4%.

Mármore dolomíticos: devem apresentar o teor de CaO compreendido entre 45% e 28%; o valor de MgO deve estar entre 4.4% e 11%.

Mármore dolomíticos calcíticos: o teor de CaO deve ficar compreendido entre 11% e 28%; o valor de MgO deve estar entre 11% e 17.6% e o conteúdo de resíduo insolúvel deve ser inferior a 10%.

Mármore Dolomitos: O teor de CaO deve ficar entre 11% e 5%; MgO entre 17.6% e 19.8% e o resíduo insolúvel inferior a 10%.

Mármore Dolomitos de alta pureza: apresentam MgO entre 19.8% e 22%; CaO entre 0% e 5%; e o resíduo insolúvel inferior a 5%.

Mármore arenosos ou argilosos (incluindo margas): apresentam um teor de CaO entre 45% e 28%; o teor de MgO entre 4.4% e 11%; mas podem apresentar um teor de resíduo insolúvel de até 50%.

4.2 Definição dos Padrões para Análise Isotópica

Na geoquímica dos isótopos estáveis, o interesse está nas variações das razões isotópicas, que necessitam ser medidas em relação a um padrão para que os valores obtidos possam ser comparados. A medida das razões isotópicas, tanto para

oxigênio quanto carbono, é expressa neste trabalho em valores de delta (δ) em por mil (‰), definido como:

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

Obs - Para o oxigênio basta a substituição do elemento nesta equação.

O padrão de referência é obtido através da reação do calcário (*Belemnitella Americana*) da Formação Peedee (Cretáceo, Carolina do Sul, EUA) com ácido fosfórico a 100% reagindo a 25°C, sendo convencionalmente chamada de padrão PDB, segundo técnicas descritas por McCrea (1950). Outro padrão usado principalmente para oxigênio é o SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), definido por Craig (1961). Para referência do equilíbrio entre carbonatos, é necessário determinar-se o fracionamento do CO₂ em relação à água, tendo sido utilizado o valor 1.0407 (Compston & Epstein, 1958) como fator de fracionamento.

No presente trabalho, os dados isotópicos resultantes das análises realizadas registram padrões PDB e SMOW, tornando essencial a citação na tabela 4.3 de referências a respeito.

Tabela 4.3 – Padrões mais usados para medição da composição isotópica de hidrogênio, carbono e oxigênio.

Elementos	Padrões	Padrões abreviados
H	Standard Mean Ocean Water	SMOW ^a
C	Formação Belemnitella americana	
	dCretaceous PeeDee, Carolina do	PDB
	Sul EUA.	
O	Standard Meam Ocean Water	SMOW ^a

^aSMOW é definido em termos NBS-1, uma amostra de água destilada, com o D/H(SMOW)=1.050 D/H (NBS-1). ¹⁸O/¹⁶O (SMOW)=1.008 ¹⁸O/¹⁶O(NBS-1) (Craig, 1961b)

4.3 Aplicação de Estudos Químioestratigráfico (Isotópicos e Química Elementar) em Rochas Carbonáticas

4.3.1 Introdução

Nos anos setenta, o estudo de isótopos de carbono e oxigênio era empregado principalmente para distinção entre carbonatos de origem marinha de continentais, além de avaliação das condições evaporíticas de sedimentação.

No Brasil, trabalhos pioneiros de grande importância (Suguio et al., 1974, 1975; Torquato & Misi, 1977; Giovanni et al., 1974; Torquato 1980; Torquato & Frischkon 1982; Coimbra 1983 e Rodrigues & Takaki, 1987a,b), utilizaram amostras de diversas unidades estratigráficas afim de comparar os resultados com base nos valores isotópicos. Como característica principal para interpretação do contexto deposicional de seqüências carbonáticas, esses autores levaram em consideração a média da composição isotópica, ao invés da investigação da variação destes valores ao longo das seções estratigráficas.

Acreditava-se, naquela época, que o mar Pré-cambriano apresentavam valores de δC^{13} relativamente constante em torno de zero, assim, os valores positivos obtidos seriam atribuídos à deposição em ambientes marinhos restritos (Schidlowiski et al. 1983).

Estudos realizados por Magaritz et al., (1986), Tucker (1986a) e Knoll et al. (1986) permitiram detectar significativas oscilações dos valores isotópicos, tanto positivos quanto negativos de δC^{13} , em seqüências carbonáticas do Proterozóico, apesar de se esperar tais oscilações em comparação com o que já se conhecia.

A presença dessas variações tomou maior importância quando foi constatada a associação com grupos fossilíferos e importantes marcos estratigráficos, como glaciações, permitindo, desta forma, correlacionar unidades

Neoproterozóica – Cambriana de diferentes regiões geográficas como Sibéria, Montanha Anti-Atlas do Marrocos (Tucker 1986a; Magaritz *et al.* 1991; Lathan & Riding, 1990), China e Irã (Brasier *et al.* 1990), sul da Austrália (Tucker 1989) e Leste da Califórnia (EUA, Corsetti & Kaufman 1994). Através das idênticas variações isotópicas, pôde-se independente da litologia e bioestratigrafia, propor um modelamento regional à relação estratigráfica, associada a uma variação secular.

4.3.2 Variação Secular na Geoquímica dos Carbonatos Sedimentares

4.3.2.1 Carbono (δC^{13})

A razão isotópica de carbono varia através do tempo geológico de acordo com o aporte de sedimentos que registram o conteúdo do δC^{13}_{TDC} (*total dissolved carbon*) em calcários precipitados sob condições marinhas. Nesse caso, são considerados dois reservatórios de carbono, sendo o carbono inorgânico oxidado, principalmente contido nos sedimentos carbonáticos, e outro o carbono orgânico reduzido, contido na matéria orgânica.

Com o uso do mecanismo da geoquímica isotópica do carbono, constatou-se que, periodicamente, os valores de δC^{13}_{TDC} variam conforme diferentes razões entre C orgânico ou carbonático dos sedimentos, o que configura os *trends* de variação secular do δC^{13} . Por exemplo, o aumento do carbono orgânico precipitado, geralmente rico em ^{12}C , resulta na diminuição de δC^{13} . Ao contrário, se houver predominância de deposição de carbono carbonático enriquecido em C^{13} , resultará num registro de δC^{13} cada vez mais positivo.

Partindo da premissa acima, razões isotópicas plotadas na figura 4.7 mostram valores médios de δC^{13} refletidos conforme as idades de deposição (Veizer *et al.* 1980). Pela configuração

da curva apresentada no Fanerozóico, consta uma variação do δC^{13} entre -1 e $+2\%$ PDB, na qual valores mais negativos caracterizam o Paleozóico-inferior (400-500Ma), e valores positivos marcam a transição Carbonífero-Permiano. Os valores intermediários ocorrem a partir do Triássico. O *trend* de variação secular apresenta declínio pronunciado de δC^{13} com o aumento de C orgânico na razão de carbono deposicional no final do Precambriano e início do Paleozóico (Cambriano-Ordoviciano), e também no Permiano.

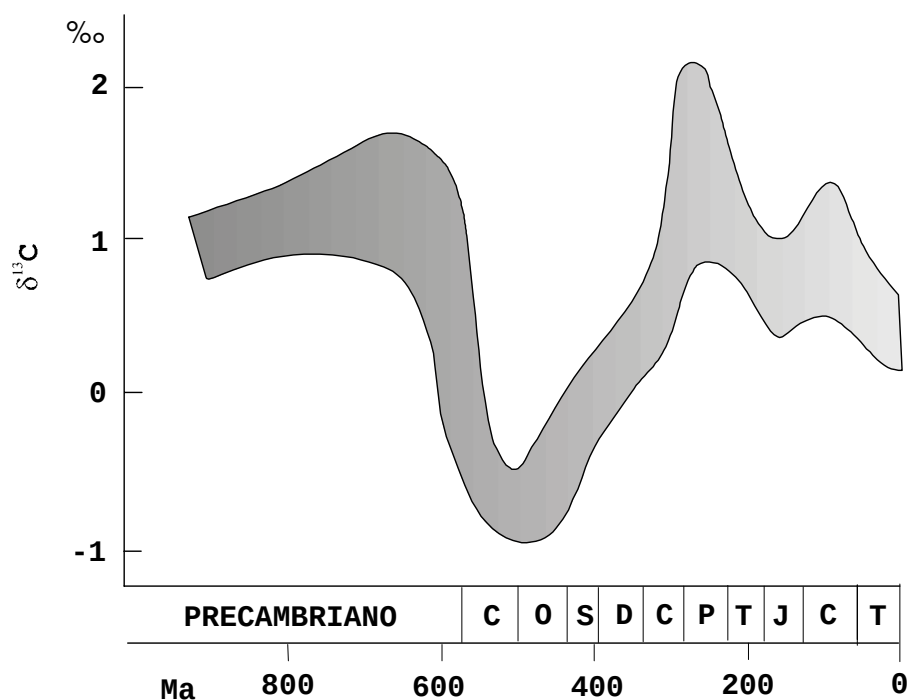


Figura 4.7 - Variação secular generalizada do δC^{13} em rochas carbonáticas marinhas. Dados de Veizer et al. (1980).

É importante ressaltar que a curva de variação secular do δC^{13} é correlata com a curva de variação do nível global do mar, ou seja, calcários com δC^{13} mais negativos são relacionados a níveis mais elevados, enquanto os mais positivos são atribuídos aos níveis mais baixos do mar (Veizer et al 1980). Essa correlação pode ser explicada da seguinte forma: onde o *trend* do δC^{13} reduz na quantidade C total, houve uma possível inundação nas margens continentais, como no

exemplo entre o Paleozóico e Mesozóico; no qual o carbono seria transferido de um reservatório com carbono de ambiente redutor (predominando C orgânico) para um reservatório de C oxidado nos sedimentos carbonáticos e o reverso durante uma subsequente fase regressiva do nível do mar, como no Paleozóico Médio-Superior.

Mackenzie e Piggott (1981) postularam um mecanismo para comparar esse padrão de variação secular com a oscilação do CO₂ do sistema atmosfera-hidrosfera conduzido por processos tectônicos.

Excursões ou perturbações são denominações comumente dadas a anomalias isotópicas ao longo do tempo geológico no total de carbonatos precipitados de água do mar, podendo estas flutuações ser positivas ou negativas.

Excursões fortemente positivas podem ser percebidas no limite entre o Precambriano-Cambriano (Pc-C) em várias seções, atribuídas ao aumento de produtividade orgânica e uma razão de soterramento de material orgânico. Hsü *et al.*, (1985) constatou uma anomalia negativa de δC^{13} , juntamente com a anomalia de irídio em torno do limite Pc-C na China. Em outros trabalhos, podem ainda ser constatadas excursões isotópicas de carbono nos limites do Permiano-Triássico e Mesozóico-Terciário (Magaritz *et al.*, 1991). Deste modo em rochas carbonáticas, a variação secular de δC^{13} estabeleceria o reflexo da subta troca da razão do C orgânico para o C carbonático sedimentado.

Hoffman *et al.*, (1998) obtiveram valores de δC^{13} em aproximadamente 800 amostras de rochas carbonáticas coletadas em diferentes localidades no Grupo Otavi na Plataforma Tropical Neoproterozóica da Namíbia. Esses dados (incorporados na fig. 4.8) resultaram em uma correlação com dados de outros trabalhos (Berner 1989; Kaufman e Knoll, 1995; Kaufman *et al.*, 1997) como explicação para paleoambientes, paleoclimas e a disponibilidade do carbono durante o período de deposição de sedimentos na natureza.

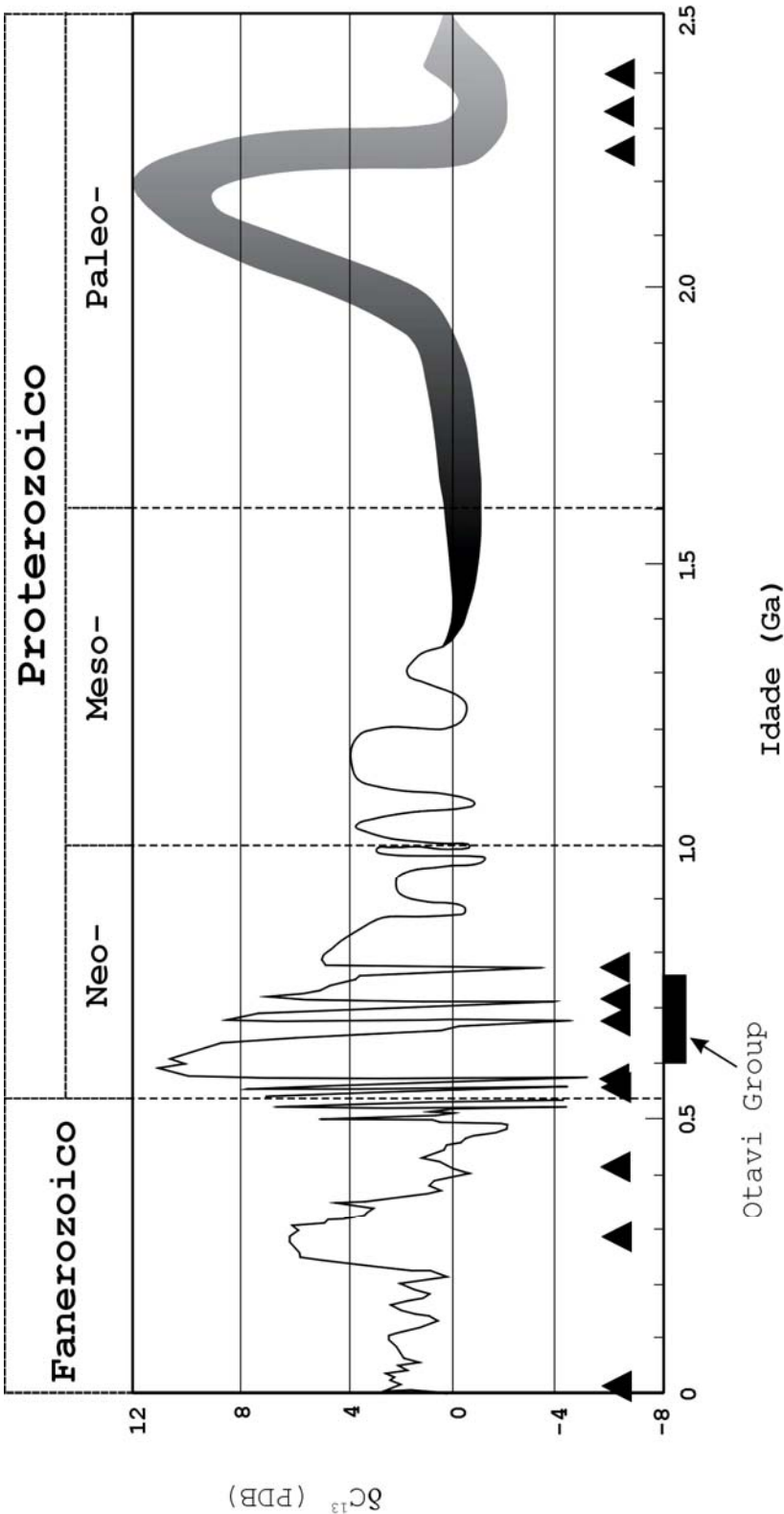


Figura 4.8 Curva de variação secular de δC_{13} (PDB) em carbonatos marinho no intervalo entre 0 a 2.5 Ga (compilado de Berner, 1989; Kaufman and Knoll, 1985; Kaufman et. al., 1997, modificado por Sial et al., (2000) no prelo.

Em trabalho similar Sial *et al.*, (2000) agrupam resultados isotópicos de δC^{13} com o tempo em seqüências carbonática de várias regiões brasileiras obtendo uma curva de variação secular, com uma sensível melhora das flutuações dos valores isotópicos do carbono durante o Mesoproterozóico.

4.3.2.2 Estrôncio (Sr^{87}/Sr^{86})

A composição isotópica do estrôncio em circulação na hidrosfera depende da razão Sr^{87}/Sr^{86} das rochas que interagem com a água da superfície terrestre.

No oceano, o Sr é incorporado ao carbonato de cálcio durante sua precipitação e, assim, as rochas carbonáticas registram a variação da composição isotópica de Sr nos oceanos e continentes através do tempo geológico.

A composição do Sr em solução é, isotopicamente, homogeneizada por mistura durante o transporte deste elemento até que alcance o oceano ou uma bacia continental. Tal fenômeno é favorecido pelo longo tempo de residência do Sr (aproximadamente 4 Ma) que comparado ao tempo para equilíbrio com soluções nos oceanos, é muito extenso (milhares de anos) possibilitando a homogeneização isotópica. Tal fato é decorrente da alta concentração de Sr nos oceanos ($7.7 \mu\text{m/g}$) em relação à média deste em águas fluviais ($0.068 \mu\text{m/g}$) (Faure 1986).

Rochas sedimentares carbonáticas e evaporitos preservam registros da mudança da composição isotópica do Sr nos oceanos e nos continentes através do tempo geológico. Veizer & Compston (1976) propuseram uma curva de variação da razão Sr^{87}/Sr^{86} da água do mar no Precambriano. Na figura 4.9, percebe-se o aumento na razão Sr^{87}/Sr^{86} dos carbonatos marinhos entre 2.5 e 2.0 Ga, atribuído a uma significativa diminuição do fluxo hidrotermal Pós-Arqueano de Sr na água do mar. Este

evento isotópico pode ser relacionado ao crescimento de um supercontinente e simultâneo aumento do fluxo de Sr radiogênico de fonte continental.

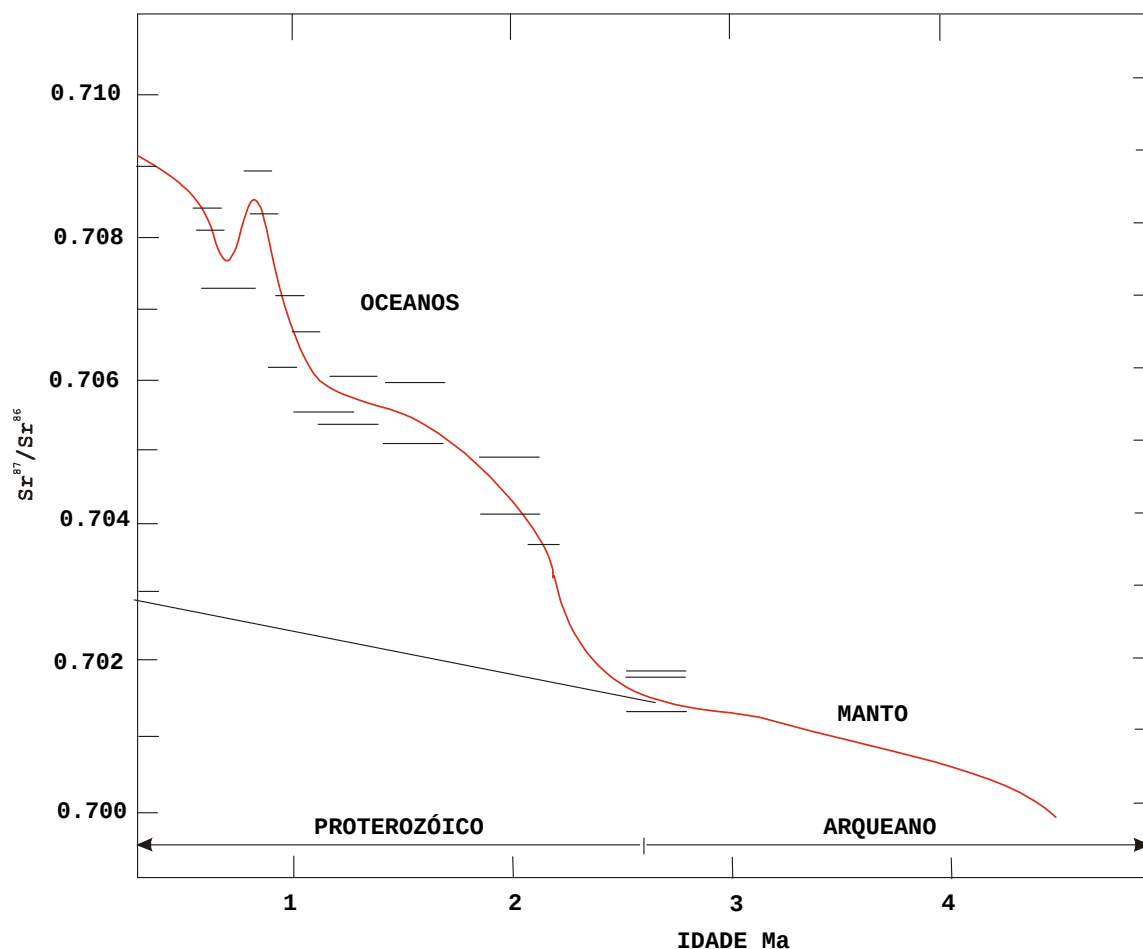


Figura 4.9 - Variação das razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos de idade Precambriana. Os dados sugerem que as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do oceano no Arqueano eram similares ao do manto até aproximadamente 2.5 bilhões de anos, com aumento até valores próximos de 0.7090 no final do Proterozóico, valores semelhantes aos dos mares modernos. (in: Faure, 1986, compilado base em dados de Veizer & Compston 1976, Veizer et al. 1983 e Demaiffe & Fieremans 1981).

Dados de Veizer et al. (1983) obtidos de carbonatos do Neoproterozóico do Cráton do Oeste Africano, mostram quedas dos valores das razões de Sr no intervalo de 900 ± 50 Ma. Este rebaixamento das razões isotópicas foi interpretado como resultante de intensa liberação de Sr a partir do manto por aumento da atividade hidrotermal e pelo intemperismo submarino de basaltos.

A variação da razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ no oceano está associada também à intensidade do vulcanismo oceânico e o aumento ou diminuição da erosão do embasamento cristalino continental (Faure, 1986).

Armstrong (1971) interpretou, o aumento na razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ nos oceanos como associado a episódios de glaciação, devido ao aumento de exposições granítico-gnaissicas de áreas cratônicas e subsequente erosão. Norbert Clauer (apud Faure 1986) observou ainda que as razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ dos oceanos são relativamente mais elevadas após eventos orogenéticos, devido a intensificação dos processos erosivos.

Keto & Jacobsen (1985) demonstraram que o aumento das razões de Sr é freqüente após períodos de máxima exposição, intemperismo e erosão de rochas continentais. Isto ocorre porque a crosta continental é enriquecida em Sr^{87} , devido às suas elevadas razões de Rb/Sr (Nance *et al.* 1986).

Em contrapartida, o hidrotermalismo junto às cadeias meso-oceânicas e o intemperismo químico de basaltos contribuem com baixos valores de Sr, geralmente entre 0.703 e 0.704. O intemperismo de rochas siálicas da crosta continental responde por altos valores (0.720), relativamente elevados comparados ao valor atual da água oceânica (0.7092).

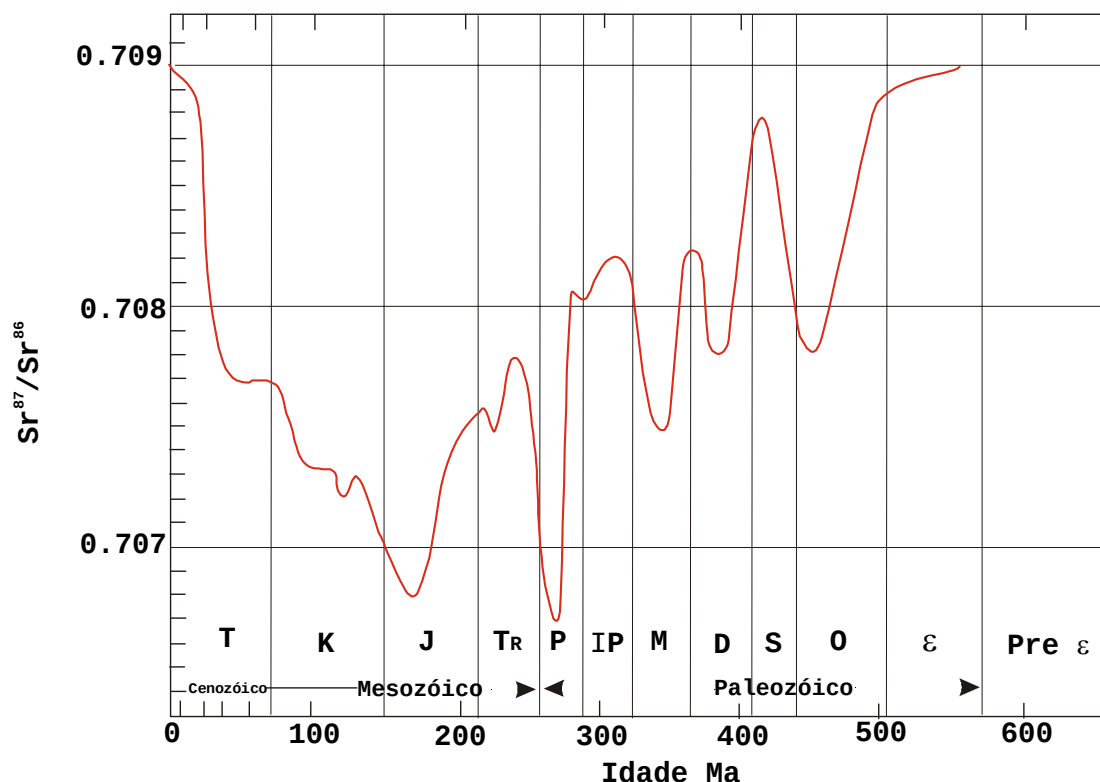


Figura 4.10 - Variação da razão Sr^{87}/Sr^{86} de carbonatos marinhos no Fanerozóico (Burke *et al.* 1982).

A utilização da curva de Sr^{87}/Sr^{86} para o Cambriano inferior e Cenozóico (fig. 4.10) é necessário levar-se em consideração processos que provocam variações, associados à intensificação dos agentes erosivos resultantes da formação das cadeias de montanhas (Himalaia e Andes, no Cenozóico) e à orogênese Pan-Africana-Brasiliana, no Neoproterozóico-Cambriano.

4.3.2.3 Oxigênio (δO^{18})

A composição isotópica de oxigênio da água do mar pode ser alterada por fatores que não interferem na composição isotópica do carbono. Por exemplo, temperatura e salinidade da água, glaciações, deglaciações e eventos geológicos a níveis globais interferem na composição isotópica do oxigênio (Brasier *et al.* 1990, Grossman 1994, Tobin *et al.* 1996), mas não na composição isotópica de carbono.

A temperatura é um dos principais fatores que interferem na composição isotópica do oxigênio durante a deposição de sedimentos carbonáticos. O aumento da temperatura resulta em maior incorporação de oxigênio leve (O^{16}) no retículo cristalino da calcita; enquanto a diminuição da temperatura resulta em maior incorporação de O^{18} . Ou seja, o ambiente (temperatura) no qual o mineral é precipitado está diretamente registrado em sua composição isotópica, que pode ser calculado através de equações de fracionamento de oxigênio em carbonatos (Epstein & Mayeda, 1953; Horibe & Oba, 1972).

A determinação de paleotemperaturas através do δO^{18} , em carbonatos do Pré-Cambriano, é difícil de se estabelecer por não se ter conhecimento da composição isotópica de oxigênio da água, da qual o carbonato precipitou-se.

O aumento de valor do δO^{18} , pela glaciação, ocorre devido às calotas polares de gelo formarem-se por precipitação de águas originadas de evaporação, a baixas latitudes. O vapor originado é enriquecido em O^{16} , o que torna as águas oceânicas remanescentes enriquecidas em O^{18} e, conseqüentemente, os carbonatos originados em períodos glaciais apresentam δO^{18} positivos (Corfield, 1994 in Boggiani, 1998).

Shackleton & Kenett (1985) estimaram a influência das glaciações nos valores de δO^{18} da água do mar, estabelecendo que para diminuição de 59 m do nível do mar, em resposta a uma glaciação; a composição de δO^{18} da água do mar seria elevada em 1.2‰ (PDB). Com base nesses dados, a variação do δO^{18} , por influência do degelo, seria relativamente pequena quando comparada à variação provocada pelo aumento da temperatura da água do mar após a glaciação, que seria o principal fator de diminuição do δO^{18} em períodos pós-glaciais.

Do acima exposto, conclui-se que a variação de δO^{18} pode ser reflexo da variação da temperatura ou de modificações no volume das calotas de gelo, em resposta às glaciações e deglaciações (Mallinson & Compton 1997).

A influência da salinidade nas razões isotópicas de oxigênio e carbono foi constatada por Demaison & Moore (1980), que observaram a elevação dos valores de δC^{13} e δO^{18} com o aumento da salinidade em cimentos depositados em zonas de misturas de água doce freática com águas marinhas, nas ilhas Cayman. Allan & Matthews (1982) constataram um maior enriquecimento em O^{18} em carbonatos Holocênicos e Pleistocênicos de Barbados, posicionados de 1 a 2 metros abaixo da superfície de exposição. Atribuíram a essa ocorrência a retirada de O^{16} das águas intersticiais pela evaporação. Em zonas litorâneas, foram registrados valores mais negativos de δO^{18} , devido à diluição com a água doce, enquanto que em bacias restritas, como a do Mar Mediterrâneo, a evaporação resultou em águas com δO^{18} mais positivos (Thunelli *et al.*, 1987).

Os carbonatos geralmente tornam-se isotopicamente mais leves com o aumento da idade geológica (Degens & Epstein, 1964; Keith e Weber, 1964). Essas variações da composição isotópica do oxigênio são apresentadas em calcários marinhos e de água doce na fig. 4.11.

Valores de δO^{18} são cada vez mais negativos com o aumento da idade de deposição dos carbonatos (Veizer & Hoefs 1976; Veizer *et al.*, 1980, Burdett *et al.* 1990). Duas hipóteses são apresentadas para a diminuição dos valores isotópicos de oxigênio com o tempo. A primeira, de que a água do mar seria mais empobrecida em O^{18} no Paleozóico que no Proterozóico, e a segunda pela temperatura da água do mar ser mais elevada que a atual. Burdett *et al.* (1990) acrescentam a essas hipóteses uma terceira, onde valores negativos de δO^{18} dos carbonatos de idade Précambriana seriam resultantes de alterações pós-deposicionais.

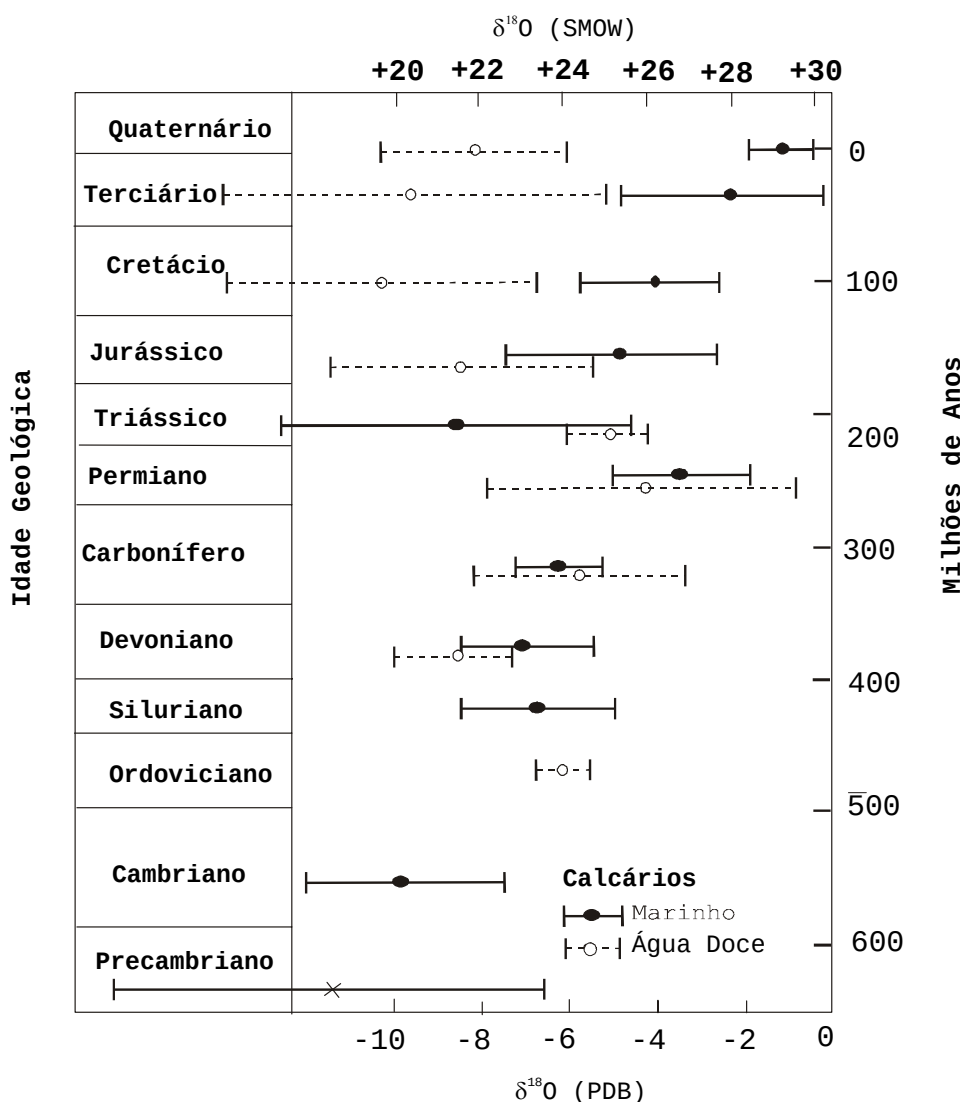


Figura 4.11 - Variação de valores de $\delta^{18}\text{O}$ de calcários marinhos e de água doce com o tempo geológico (Keith e Weber, 1964).

No entanto, para alguns autores (Brasier *et al.* 1992; Kaufman & Knoll, 1995; Myrow, 1995), as composições isotópicas do oxigênio são, antes de tudo, indicadores sensíveis de alterações diagenéticas e térmicas do que um parâmetro quimioestratigráfico. Neste sentido, valores muito negativos (inferiores a -11‰ PDB) indicam que, provavelmente, os carbonatos sofreram alterações a ponto de afetar as razões de C e Sr (Kaufman *et al.* 1991).

O valor de $\delta^{18}\text{O}$ calcário marinho de idade recente varia de +28 a +30‰ (SMOW) ou aproximadamente -4 a -2‰ (PDB). Keith & Weber (1964) constataram que $\delta^{18}\text{O}$ no Precambriano chegam a

valores em torno de +20‰ (SMOW) ou aproximadamente -10‰ (PDB). Eles atribuíram isto à recristalização pós-deposicional e a uma conseqüente troca isotópica com água deplecionada em O^{18} , comparada à água do mar, e ou que a temperatura da superfície terrestre no Precambriano seria mais elevada que nos dias atuais. No entanto, somente a temperatura no oceano Precambriano, não seria suficiente para explicar tal comportamento do *trend* de variação secular observado nos isótopos de oxigênio.

Uma alternativa que pode contribuir para o acréscimo da composição isotópica de oxigênio na água do mar está relacionada ao progressivo enriquecimento das rochas crustais em O^{18} com o tempo geológico. Essa explicação é favorecida por Perry *et al.* (1978) e Veizer *et al.* (1982), porém contestada por evidência que a composição isotópica da água marinha seria balanceada por convecção hidrotermal de material rico em O^{16} proveniente do sistema de cordilheira meso-oceânica (Gregory & Taylor, 1981). Evidentemente, essa importante questão ainda não tem uma resposta mostrando o domínio do controle deste balanço crosta vs manto.

4.3.3. Variação Estratigráfica dos Valores δC^{13} e Sr Durante o Neoproterozóico

Antes dos anos 80, o conhecimento da correlação de troca na composição isotópica de C e Sr na água do mar durante o Proterozóico praticamente não era lúcida, devido à escassez de estudos estratigráficos e um controle confiável do comportamento isotópico ao longo de cada intervalo de tempo. Para o Precambriano, a maioria dos trabalhos conhecidos considera os valores de δC^{13} relativamente constantes (~ 0).

Schidlowski *et al.* (1975) obtiveram oscilações de δC^{13} em carbonatos Precambrianos, com os carbonatos neste período com fortes variações. Trabalhos mais recentes, demonstraram que em

torno de 850 Ma até o final da era Proterozóica, a flutuação dos valores de δC^{13} é semelhante às variações durante o Fanerozóico, porém com diferente magnitude (Kaufman & Knoll, 1995 *in* Jacobsen & Kaufman, 1999).

Com estudos químico-estratigráficos mais detalhados relacionados a variação de δC^{13} e Sr no Precambriano Superior ou Neoproterozóico (~850-543 Ma), observou-se uma forte oscilação na composição isotópica do carbono na água do mar. Kaufman & Knoll (1995) identificaram 4 períodos estratigráficos: (1) o limite Pré-cambriano/Cambriano (~543 Ma), (2) estágios finais do Proterozóico ou Pós-Varanger (~550-590 Ma), (3) Criogeniano Superior (~590-730), e (4) Criogeniano Inferior (~730-850).

Na figura 4.12, apresenta-se uma curva generalizada para valores de δC^{13} e Sr^{87}/Sr^{86} em várias sucessões carbonáticas de amostras de várias partes mundo, correspondente a valores Neoproterozóico e início do Cambriano. Valores mais elevados de δC^{13} , são atribuídos às modificações no fluxo de C no oceano a partir da matéria orgânica.

As interpretações a respeito do controle de soterramento do C orgânico são controversas, até mesmo em estudos dos oceanos atuais. No entanto, é amplamente aceito que o fluxo de soterramento de matéria orgânica seja proporcional ao fluxo de sedimentação total (Berner, 1989).

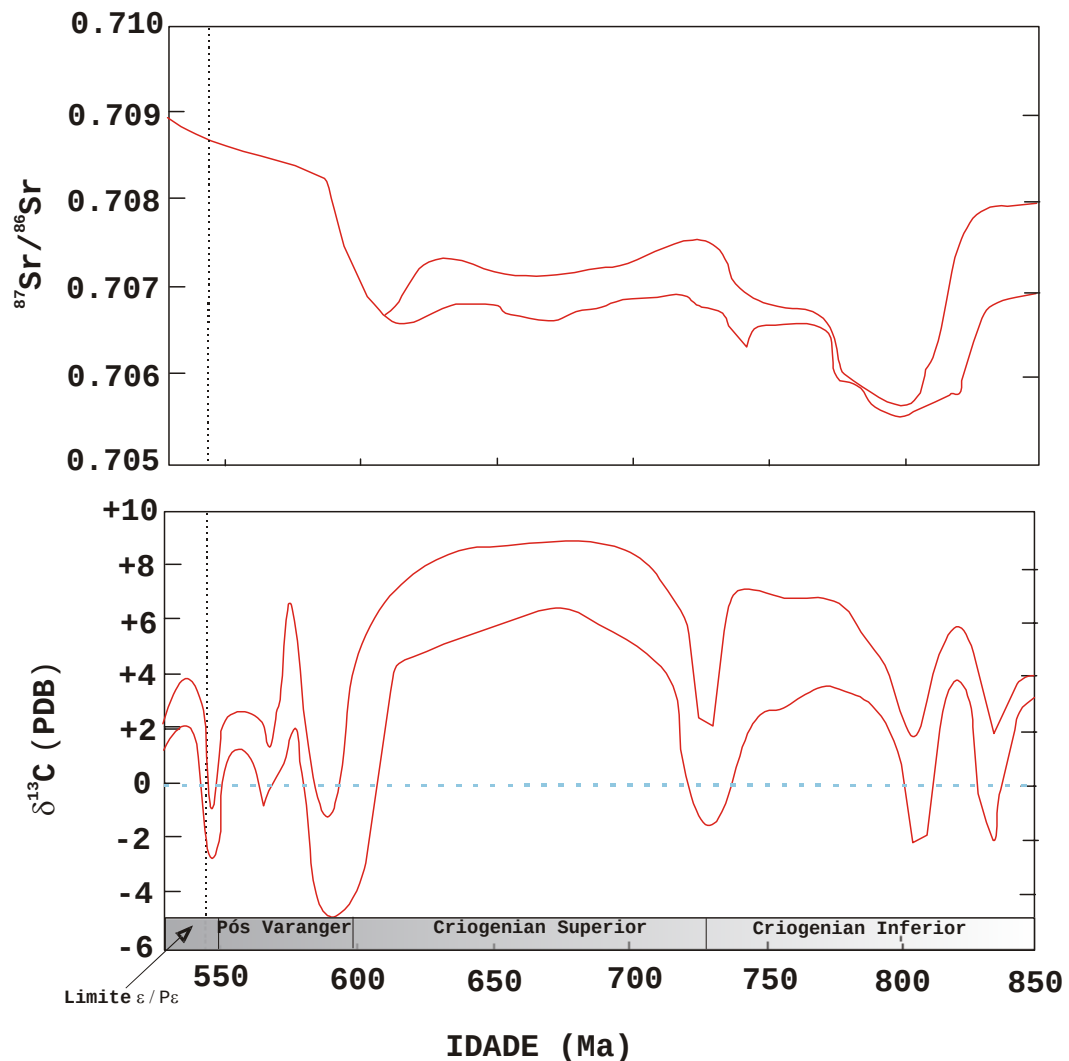


Figura 4.12-Curva de variação secular de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ e δC^{13} do Neoproterozóico (~850-530 Ma), mostrando as denominações da estratigrafia de cada intervalo.

Derry *et al.* (1992) concluem que os dados isotópicos de Sr indicam justamente o inverso no Criogenian (intervalo de tempo entre as glaciações Sturtian e Varanger), onde o fluxo total de erosão foi baixo. Nesse intervalo de tempo, altas taxas de preservação de matéria orgânica foram associadas a fluxos anormais de agentes redutores no oceano, provavelmente ligados à intensa atividade vulcânica e/ou hidrotermal, condizente com os valores relativamente baixos de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$.

Excursões negativas de δC^{13} geralmente estão associadas a eventos glaciais (Kaufman & Knoll 1995), onde um possível mecanismo causador destes valores negativos teria sido a quebra de estratificação oceânica, com a mistura de águas profundas (empobrecidas em C^{13}) com águas superficiais (Kaufman *et al.*, 1991). Através deste mecanismo, teria também ocorrido mistura de águas anóxicas ricas em ferro dissolvido com águas oxigenadas; conseqüentemente, houve precipitação massiva de óxidos de ferro, o que explica a típica associação entre tilitos e formações ferríferas Neoproterozóicas (Young 1976).

A elevação de valores de δC^{13} de carbonatos pós-Varanger coincide com o aumento das razões de Sr. Derry *et al.* (1992) interpretaram que o aumento das razões isotópicas de Sr, juntamente com valores de Nd, está relacionado ao acréscimo considerável da erosão continental, atuado pela orogênese Pan-Africana (Asmeron *et al.*, 1991; Kaufman *et al.*, 1993). Desta forma, o pico isotópico de δC^{13} pós-Varanger é indicativo de alta taxa de soterramento absoluto de C orgânico.

A hipótese geralmente aceita para explicar excursões positivas de δC^{13} , baseia-se em transgressões marinhas, onde há uma expansão das áreas de plataformas rasas e a taxa de soterramento de matéria orgânica promovendo o enriquecimento do oceano em C^{13} . No sentido oposto, durante regressões marinhas as plataformas são expostas, e aumenta a erosão e oxidação de carbono orgânico, produzindo excursões negativas de δC^{13} (Tappan, 1968; Broeker, 1982; Compton *et al.*, 1990, 1992). Esta idéia é sustentada também pelas correlações positivas encontradas entre as flutuações do nível do mar e as variações no registro de δC^{13} da água do mar, como foi identificado em foraminíferos bentônicos (Woodruff & Savin, 1985).

4.4 Descrição dos Valores Isotópicos de Lentes Carbonáticas dos Terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó

4.4.1 Introdução

No total de 144 amostras coletadas, pôde-se obter dados da química isotópica e elementar; onde os mesmos foram usados para estabelecer a curva quimioestratigráfica de cada lente de mármore presente na área em estudo. As amostras estão distribuídas em 8 perfis estratigráficos (tabela 4.4).

Os dados apresentam valores primários e diagenéticos concordantes com diagnósticos (química elementar e isotópica) para avaliação da qualidade das amostras descrita neste capítulo.

Tabela 4.4 – Tabela descritiva da quantificação das análises realizadas nos perfis levantados na área em estudo.

Terrenos	Perfil*	Qte. De amostras	Análises isotópicas		Química elementar
			C e O	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	
Rio Capibaribe	PAPE	38	38	-	13
	3-PAPE	40	40	10	13
	4-PAPE	18	18	-	-
	BARM	09	09	-	03
Alto Moxotó	1-PAPIN	08	08	-	03
	1-PINCON	09	09	-	03
	2-PINCON	11	11	-	03
	1-CONCHO	11	11	10	03
	SUB-TOTAL	144	144	20	40
	TOTAL	204 ANÁLISES			

4.4.2. Perfis Quimioestratigráficos das Lentes de Mármore dos Terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó

Amostras do terreno Rio Capibaribe e Alto Moxotó apresentam um amplo intervalo de variação dos valores (primários) de δC^{13} (~8%) nos intervalos entre 0 a ~+8‰ (PDB), acompanhado por uma pequena variação dos valores de δO^{18} (~6‰) no intervalo entre -5 e -11‰ (PDB).

Plotando δC^{13} vs altura estratigráfica para as seções 4PAPE e BARMI (fig. 4.13 c, d), estas revelam uma arquitetura bastante semelhante quanto ao comportamento da variação de valores, sendo um platô isotopicamente pesado ($\sim +10\%$), que coincide à mesma altura estratigráfica (10-20m), seguida por valores mais leves em torno de $+5\%$.

O perfil 4PAPE é caracterizado por uma variação isotópica com a presença de uma excursão positiva entre dois patamares que exibem uma rápida alteração de condições ambientais representada nos intervalos estratigráficos pesados (4PAPE 5= $+9.9\%$, 4PAPE 6= $+10.2\%$, 4PAPE7= $+10.9\%$, 4PAPE 8= $+9.1\%$, 4PAPE 10= $+10.0\%$) e leves (4PAPE2= -1.3% , 4PAPE3= 2.0% , 4PAPE4= 2.2% ,). A presença de valores isotopicamente mais leve não é uma razão para se acreditar que essas amostras tenham sido alteradas por uma ampla extensão, sugerindo que esta variabilidade possa ser primária.

Similarmente, o perfil BARMI apresenta-se com um comportamento isotópico marcado pela alternância entre dois patamares, sendo: os valores leves (BARMI3= $+2.6\%$, BARMI4= $+1.6\%$, BARMI5= $+2.0\%$), pesados (BARMI7= $+10.3\%$) e, possivelmente, um patamar com valores intermediários (BARMI1= $+6.3\%$, BARMI2= 6.5% , BARMI6= 6.5% , BARMI8= 5.2% e BARMI9= 5.7%).

No Grupo Bambuí segundo a interpretação de Chang *et al.* (1993), Chang (1997), Santos *et al.* (1996, 1997), a brusca variação de δC^{13} em carbonatos, é atribuída a um possível reflexo de modificações nas condições paleoceanográficas do mar, que ofereceriam condições de sedimentação basal relacionadas a vigorosas circulações marinhas, passando a padrões de águas estratificadas, propícias à preservação de matéria orgânica, na parte superior.

Correlacionando ao comportamento isotópico das seções 4PAPE e BARMI, onde os valores são menores que $+4.0\%$ (PDB) na porção estratigraficamente inferior, passando a maiores que $+8.0\%$ (PDB), em posição estratigráfica superior, pode-se

considerar que estas lentes de mármore assemelham-se às condições de sedimentação dos carbonatos do Grupo Bambuí.

Vale ressaltar que os valores positivos elevados de δC^{13} podem estar associados às condições de sedimentação restrita para a metade superior do Grupo Bambuí (Chang 1997).

Como o número de amostras do perfil BARMI em relação ao perfil 4PAPE é muito inferior, o *trend* do primeiro não pode ser determinado com grande precisão, porém a similaridade dos intervalos estratigráfica coincide com a mineralogia. Assim, essas lentes mostram pertencer ao mesmo ambiente deposicional, marcado por deposição de siliciclásticos (nas porções isotópicamente mais enriquecidas) a calcários calcíticos puros nos estratos mais deplecionados valores de δC^{13} .

Os perfis PAPE e 3PAPE mostram um comportamento isotópico de carbono bastante parecido, apresentando uma variação nos intervalos de δC^{13} entre ($\sim +1$ - $\sim +12\%$). Os valores mostram-se em geral, com fortes alternâncias (*zig-zag*).

No perfil PAPE, há um empobrecimento dos valores de δC^{13} variando de $+9,8\%$ (base) a $+1\%$ (topo) PDB, sugerindo que as condições marinhas para precipitação foram modificadas, onde na base predominaram carbono inorgânico (oxidado), e no topo carbono orgânico reduzido.

Nas duas lentes, as excursões positivas aparecem em intervalos estratigráficos equivalentes sugerindo que estas são, provavelmente, de um mesmo ambiente. Destacando uma característica peculiar às lentes que há, uma ausência de valores negativos de δC^{13} .

As lentes de mármore do terreno Alto Moxotó apresentam-se isotopicamente um comportamento mais estável, porém com características semelhantes às lentes do terreno Rio Capibaribe.

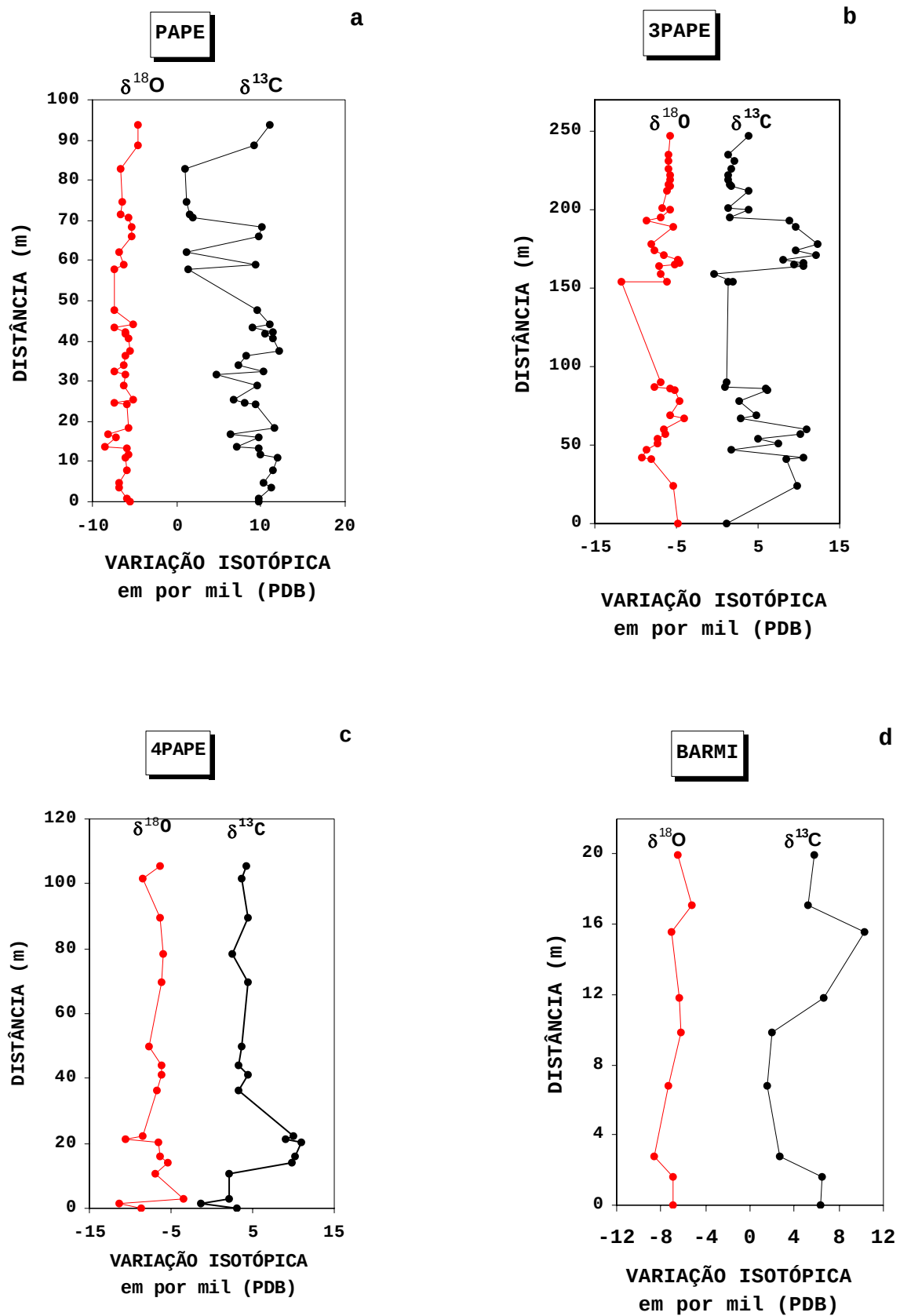
Um fato importante a ser registrado é a presença de valores negativos de δC^{13} (chegando a $-2,9\%$ PDB) nos perfis

1PINCON e 2PINCON, que pode ser atribuído à lentes que foram depositadas em um ambiente rico em material orgânico.

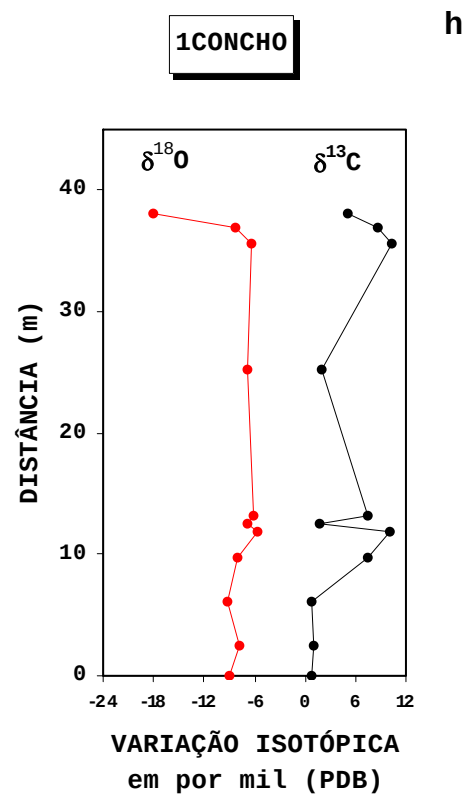
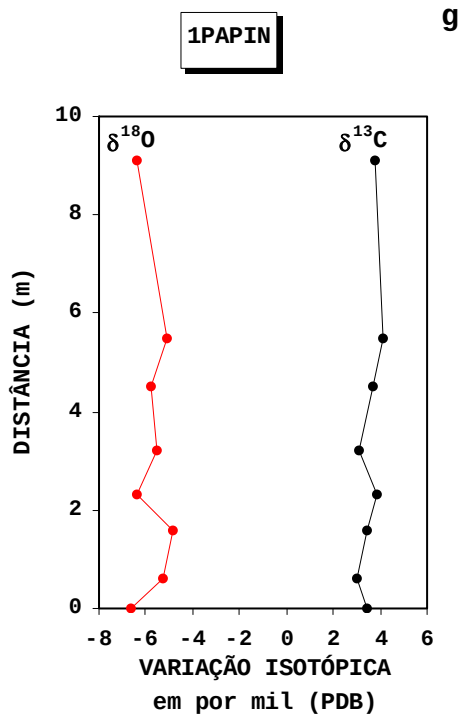
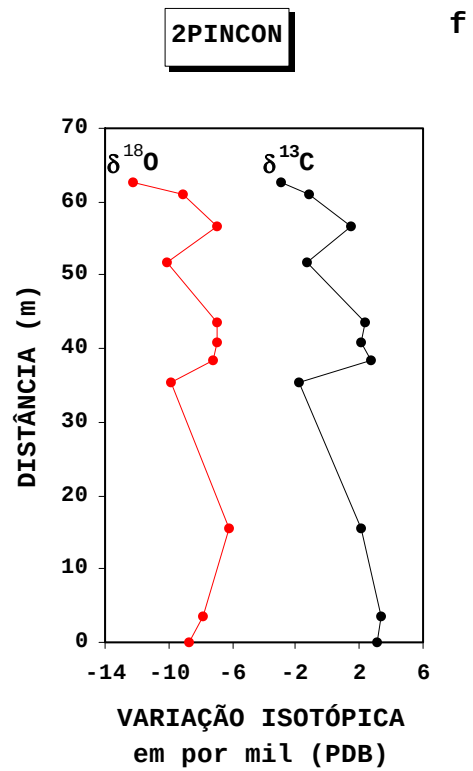
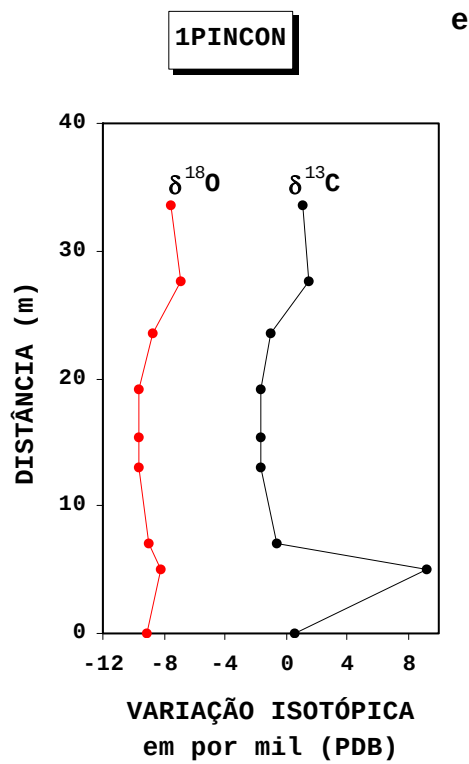
No Perfil 1PAPIN, os valores de δC^{13} são extremamente homogêneos com valores entre 3,0 a 4,1 ‰ PDB, o que indica um ambiente de sedimentação bastante homogêneo quanto as condições de precipitação de carbonatos.

Figura 4.13 – Diagramas de variação isotópica de Carbono e oxigênio nos perfis quimioestratigráficos de mármore nos terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó.

RIO CAPIBARIBE



ALTO MOXOTÓ



CAPÍTULO 5 - METAMORFISMO

5.1. Introdução

Rochas carbonáticas de origem sedimentar consistem, predominantemente, de minerais carbonáticos, sendo divididas em duas classes. A primeira é conhecida como dolomítica [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$], e a segunda, como calcítica (CaCO_3), podendo conter ainda uma variável quantidade de quartzo (SiO_2), e, adicionalmente, uma terceira classe (dolomitos silicáticos e calcários silicáticos).

O equivalente metamórfico dos sedimentos carbonáticos é designado mármore. Os minerais que ocorrem em metapelitos e metacarbonatos podem estar presentes como constituintes nos mármore, com adição de silicatos de Ca e Al (Ca-anfibólios, minerais do grupo do epidoto).

Este capítulo tem como objetivo descrever a variação mineralógica das lentes de mármore e possível relação da composição isotópica.

5.2 δC^{13} Durante Metamorfismo

A assembléia calcita-dolomita é estável (isotopicamente) sobre um amplo intervalo de condições físicas. A composição isotópica de C e O em carbonatos metamórficos pode ser modificada a partir de processo diagenético dos calcários.

A dolomita - $\text{CaMg}(\text{CO}_3)$ durante o processo de precipitação torna-se isotopicamente mais pesadas que a calcita - CaCO_3 , devido ao arranjo estrutural catiônico desses cristais. Assim, quando um calcário (dolomítico ou calcítico) é submetido a condições de metamorfismo, onde se tem uma alteração na composição isotópica, não é possível se ter um controle sistemático desta alteração com o grau metamórfico. A

principal conclusão para essa afirmação é que a razão isotópica do carbono não é afetada pelo grau de metamorfismo, e sim, pela quebra diferenciada das moléculas (ligações entre Mg ou Ca com o CO_3) na dolomita e calcita.

A temperatura não influencia no fracionamento isotópico de C, seja durante a deposição ou o metamorfismo (Kaufman e Knoll, 1995). Entretanto, eventos metamórficos com expressiva circulação de fluídos podem acarretar re-equilíbrios isotópicos. Tal fenômeno geralmente é localizado (restrito a zonas de cisalhamento ou auréolas de metamorfismo de contato) quando ocorre uma constância dos valores isotópicos acompanhados com uma covariância entre δC^{13} e δO^{18} .

Na figura 5.1, estão plotados valores da variação isotópica de carbono vs oxigênio, nas lentes de mármore de TRC e TAM, onde não é percebida covariância. Neste contexto, o δC^{13} de mármore reflete, em geral, a razão de $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ de seu protólito, estando ausente a percolação de fluídos durante o metamorfismo.

O processo de descarbonatação consiste no escape de CO_2 durante a reação entre silicatos e carbonatos no metamorfismo. Em rochas carbonáticas este processo é muito importante para indicar o efeito isotópico que acompanha reações metamórficas. Se CO_2 é liberado nas reações (equações 4.1a. e b), originando minerais acessórios, a composição isotópica de C e O é modificada, formando um *trend* de covariância destes elementos.

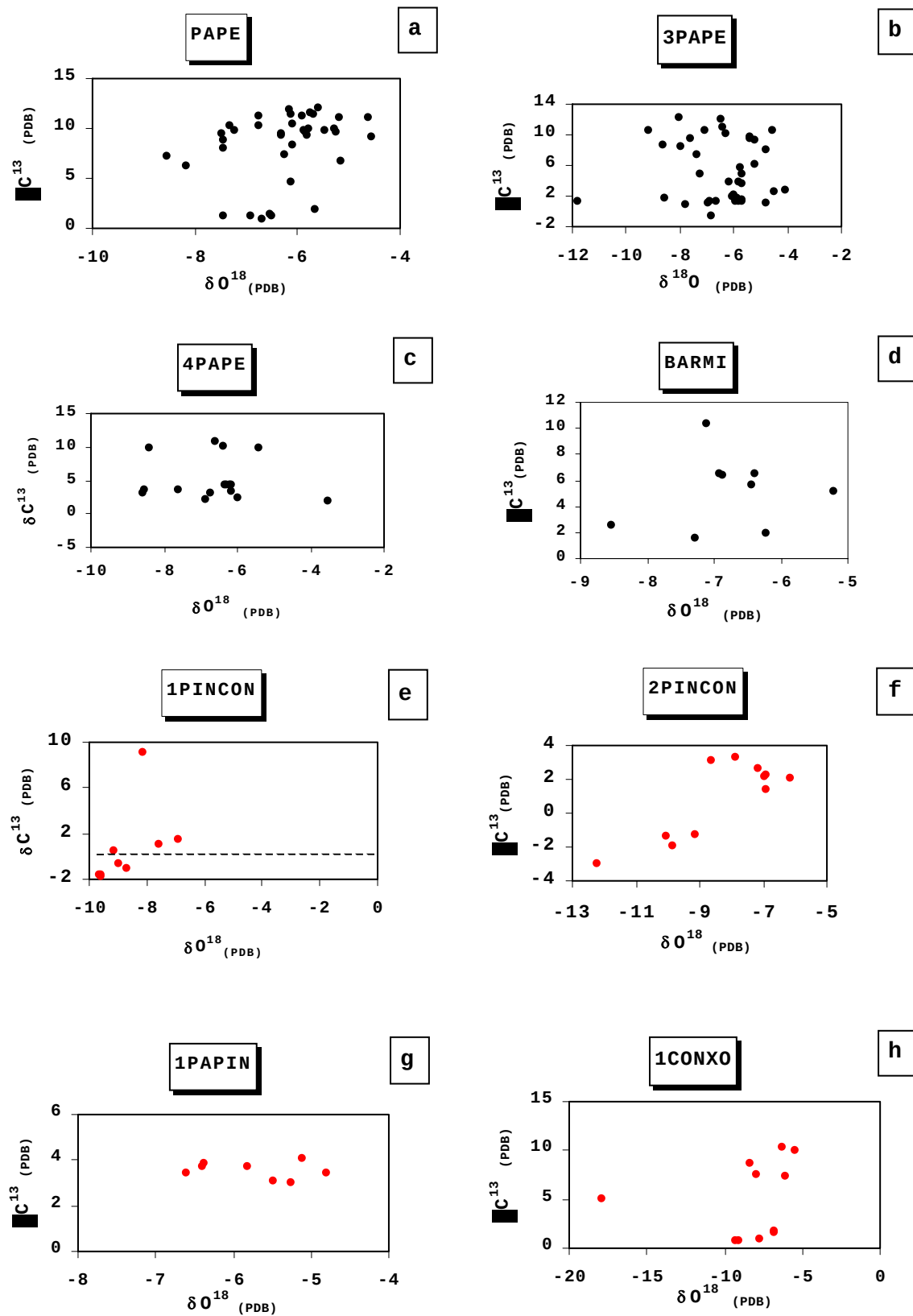
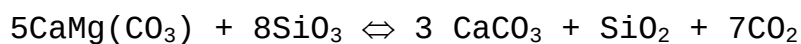
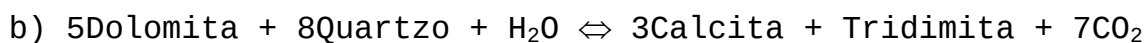
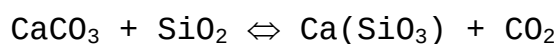
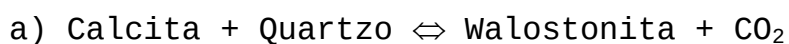


Figura 5.1 – Diagramas de variação de $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ em mármore de TRC (a, b, c, d) e TAM (e, f, g, h).



equação 4.1

As condições de metamorfismo a que foram submetidas às rochas aflorantes na área de estudo, não estão definidas neste trabalho, por não se ter análises diretas que possam demonstrar as condições de pressão e temperatura que agiram na formação da mineralogia a partir do protólito. Porém pela mineralogia relacionada a variação isotópica, é possível traçar a relação que ajudará no entendimento da anomalia ou alteração do valores isotópicos causados pelo metamorfismo.

A associação mineralógica das lentes de mármore dos terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó (Tabela 5.1) apresentam-se muito semelhantes entre si, onde no primeiro é composta por: calcita, muscovita, grafita, quartzo, flogopita, talco, tremolita, plagioclásio e titanita. No terreno Alto Moxotó esta associação mineralógica é representada por: calcita, muscovita, tremolita, grafita, quartzo, flogopita, talco, diopsídio e olivina. As presenças dos minerais diopsídio e olivina no TAM sugerem um grau metamórfico mais elevado que no TRC.

5.3 Metamorfismo de Mármore Calcíticos

As rochas metamórficas refletem a variabilidade do registro sedimentar e, por isso, incluem desde mármore puros até uma gama de metassedimentos com proporções variáveis de carbonatos. Entretanto, também não é incomum, especialmente nos graus médio e alto de metamorfismo, encontrar metassedimentos ricos em silicatos de Ca ou Ca-Mg.

Muitos mármore são compostos somente por calcita, com proporções de quartzo e filossilicatos, estes de origem detrítica. Algumas vezes, aparece a grafita, derivada de antigos restos orgânicos, e a pirita, que é também um acessório comum. Associação mineral presente num mármore desse tipo fornece poucos indícios em relação às condições de formação, uma vez que a calcita é estável em todas as pressões, exceto as mais elevadas.

Em condições de temperaturas muito elevadas e baixas pressões, a calcita pode reagir com o quartzo, eventualmente presente, para produzir um silicato de cálcio, a wallastonita (ver equação 4.1). Apesar da ausência de reações mineralógicas nos mármore calcíticos, estes são suscetíveis a extensas modificações texturais devidas à recristalização da calcita, provocando a formação de granulometria mais grossa e, freqüentemente, orientação preferencial.

5.4 Metamorfismo de Mármore Dolomíticos

Os calcários que contêm dolomita podem fornecer indicadores de grau metamórfico, porque uma gama de silicatos de Ca-Mg pode se formar nas condições P-T mais usuais do metamorfismo, como, por exemplo, talco, tremolita e diopsídio.

A seqüência geral de zoneamento mineral em mármore dolomíticos foi primeiramente descrita por Eskola (1922) e, posteriormente, por Bowen (1940) e Tilley (1951), que

reconhecem, pela primeira vez a importância do talco nos graus mais baixos de metamorfismo. A seqüência regional das isógradas de aparecimento mineral em calcários dolomíticos metamorfizados apresenta-se como: talco (nem sempre presente), tremolita, diopsídio ou forsterita, diopsídio+forsterita.

As associações de mármore dolomíticos impuros podem ser convenientemente representadas num diagrama triangular, com CaO , SiO_2 e MgO nos seus vértices. CO_2 e H_2O são considerados como estando disponíveis em excesso, para produzir fases carbonáticas ou hidratadas. As posições das fases minerais comuns das rochas carbonáticas metamorfizadas, plotadas em diagrama do gênero, são mostradas na (Fig. 5.3).

Em adição, aos silicatos e carbonatos Ca-Mg e ao quartzo, os mármore impuros podem conter outras fases minerais, como micas, feldspatos, granadas etc., que envolvem componentes adicionais. Quantidades menores de outras fases não mudam substancialmente as reações entre os silicatos Ca-Mg.

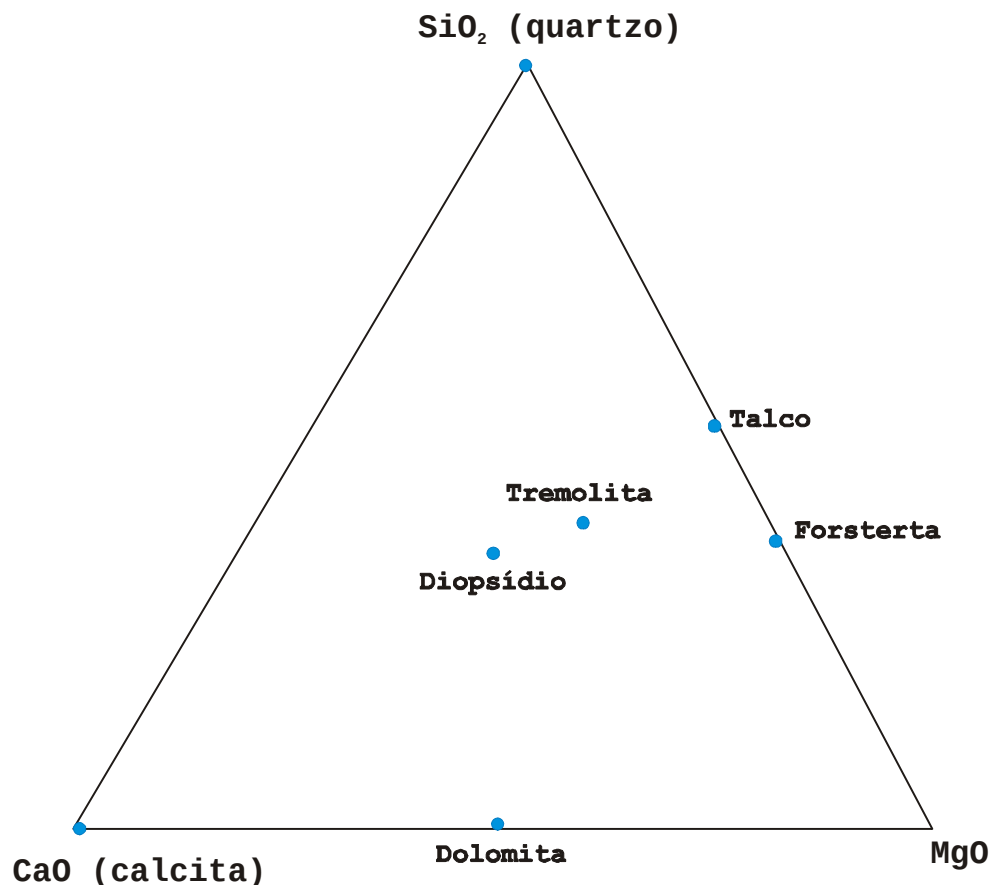


Figura 5.2 - Compatibilidade de fases no sistema $\text{CaO-SiO}_2\text{-MgO}$ + fluido $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$.

5.5 Química durante o Metamorfismo

Nas figura 5.4 A e B, estão representadas alguma amostras das lentes de mármore (TRC e TAM) em um diagrama triangular correspondente ao sistema CaO , SiO_2 , Mg , com os valores descritos na tabela 5.1 e 5.2. A configuração das amostras plotadas neste diagrama sugere que o grau de metamorfismo atuante nestas rochas foi de baixo grau, devido às amostras coincidirem somente nos campos de conexão calcita-dolomita-quartzo, ou seja, os mármore representados são de composição geralmente calcítica pura.

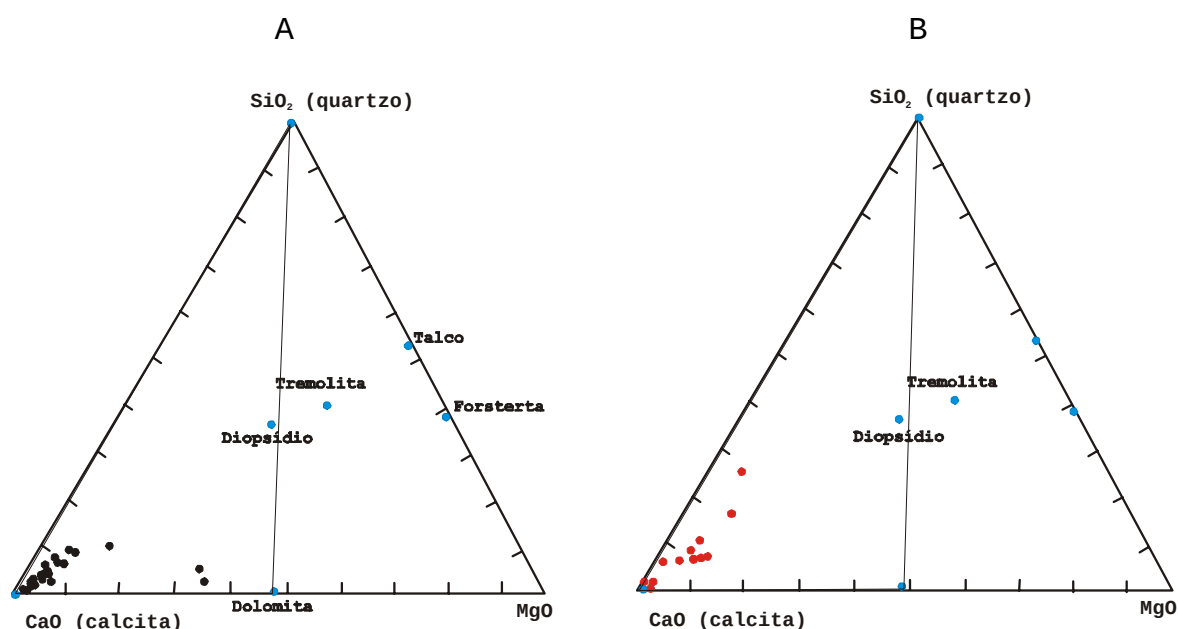


Figura 5.3 – Diagrama SiO_2 , CaO , MgO , para amostras dos TRC e TAM. Círculos em pretos representam amostras do TRC e círculos vermelho TAM.

Tabela 5.1 – Valores de análises de óxidos de (Si, Mg Ca), em lentes de mármore do TRC, onde mostram um percentual caracterizando mármore puros. P=percentual proporcional a soma dos óxidos totais.

Amostras	SiO ₂ %	MgO %	CaO %	Soma%	SiO ₂ (p)	MgO(p)	CaO (p)
PAPE-3	3,35	1,38	52,46	57,19	5,86	2,41	91,73
PAPE-6	0,97	0,78	53,65	55,4	1,75	1,41	96,84
PAPE-10	1,22	0,85	53,64	55,71	2,19	1,53	96,28
PAPE-11	5,5	6,97	43,69	56,16	9,79	12,41	77,80
PAPE-16	4,89	4,1	48,99	57,98	8,43	7,07	84,49
PAPE-18	4,01	1,91	51,89	57,81	6,94	3,30	89,76
PAPE-20	1,23	3,64	51,6	56,47	2,18	6,45	91,38
PAPE-23	2,98	1,58	51,77	56,33	5,29	2,80	91,90
PAPE-26	3,05	1,33	53,06	57,44	5,31	2,32	92,37
PAPE-28	0,31	1,29	55,2	56,8	0,55	2,27	97,18
PAPE-33	0,43	18,42	36,08	54,93	0,78	33,53	65,68
PAPE-37	2,21	2,03	52,53	56,77	3,89	3,58	92,53
PAPE-39	1,00	0,67	55,11	56,78	1,76	1,18	97,06
3PAPE-1	0,39	0,63	54,87	55,89	0,70	1,13	98,17
3PAPE-4	1,64	1,94	53,88	57,46	2,85	3,38	93,77
3PAPE-5	3,49	3,47	49,44	56,4	6,19	6,15	87,66
3PAPE-8	2,76	1,94	52,21	56,91	4,85	3,41	91,74
3PAPE-10	1,02	18,44	35,86	55,32	1,84	33,33	64,82
3PAPE-13	0,15	0,7	55,83	56,68	0,26	1,24	98,50
3PAPE-19	5,12	3,26	49,03	57,41	8,92	5,68	85,40
3PAPE-25	3,01	2,93	51,78	57,72	5,21	5,08	89,71
3PAPE-22	0,74	0,64	55,79	57,17	1,29	1,12	97,59
3PAPE-29	1,85	1,72	52,23	55,8	3,32	3,08	93,60
3PAPE-40	3,2	3,04	48,74	54,98	5,82	5,53	88,65

Tabela 5.2 – Valores de análises de óxidos de (Si, Mg Ca), em lentes de mármore do TAM, onde mostram um percentual caracterizando mármore puros. P=percentual proporcional a soma dos óxidos totais.

Amostras	SiO ₂ %	MgO %	CaO %	Soma%	SiO ₂ (p)	MgO(p)	CaO (p)
1PAPIN1	5,36	45,74	4,71	55,81	9,60	81,96	8,44
1PAPIN5	0,34	54,86	0,83	56,03	0,61	97,91	1,48
1PAPIN7	0,02	55,94	0,76	56,72	0,04	98,62	1,34
1PINCON2	0,3	53,36	0,31	53,97	0,54	98,87	0,57
1PINCON6	14,07	40,53	3,9	58,5	25,21	69,28	6,67
1PINCON9	4,9	48,21	2,76	55,87	8,78	86,29	4,94
2PINCON5	2,97	45,9	5,87	54,74	5,32	83,85	10,72
2PINCON7	8,9	39,91	4,71	53,52	15,95	74,57	8,80
2PINCON8	5,59	46,17	4,05	55,81	10,02	82,73	7,26
1CONCHO1	3,15	48,91	2,62	54,68	5,64	89,45	4,79
1CONCHO5	3,38	50,95	0,64	54,97	6,06	92,69	1,16
1CONCHO10	3,7	45,6	4,21	53,51	6,63	85,22	7,87

5.6 Geoquímica Isotópica de Pb nos Terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó

Isócronas de Pb-Pb em rochas carbonáticas nos últimos anos vem sendo usada para determinar idade de sedimentação ou idade de metamorfismo em unidades Arqueana a Paleoproterozóica (Moorbath et al., 1987; Jahn et al., 1990; Babinski et al., 1995; Janh & Simonsen, 1995).

No entanto, o sistema isotópico de Pb não é muito entendido a respeito da mobilidade durante a deformação e metamorfismo dos carbonatos formados durante o Mesoproterozóico ao Fanerozóico (Jahn & Cuvellier, 1994).

Babinski et al., 1999 sugere o uso do método das isócronas de Pb-Pb para diversos fins geológicos, entre eles: (1) datações de carbonatos do Neoproterozóico; (2) determinação de susceptibilidade do sistema isotópico do Pb para alteração durante a deformação; e (3) uso dos dados de Pb para levantamento e entendimento da evolução de bacias.

5.6.1 Premissas para o uso do método de isócronas Pb-Pb

O presente estudo inclui datações de eventos geocronológicos pelo método de isócrona Pb-Pb em calcita em lentes de mármore. No caso o método foi desenvolvido utilizando procedimentos modificados segundo (Smith & Farquhar, 1989; Smith et al., 1991).

Babinski et al., 1999 classifica em 4 grupos distintos Pb contido em carbonatos do Neoproterozóico da bacia de São Francisco de acordo com o significado da composição isotópica de Pb e razão Pb/U. Esses 4 agrupamentos de Pb são denominados: Pb tipo I, Pb tipo II, Pb tipo III e Pb tipo II descritos na tabela 5.3.

Tabela 5.3 - Características gerais dos diferentes tipos de Pb determinado nas rochas carbonáticas do Grupo Bambuí segundo Babinski et al., 1999.

Tipo do Pb	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/Pb^{204}	Pb (ppm)
Pb tipo I	18,91-80,90	15,68-19,42	0,10-0,88
Pb tipo II	18,23-19,71	15,65-15,76	0,76-35,0
Pb tipo IIIa	35,62-36,63	18,26-18,48	4,22-50,0
Pb tipo IIIb	32,42-34,28	17,65-17,99	2,11-9,98
Pb tipo IIIc	30,33-31,15	17,32-17,36	1,81-3,26
Pb tipo IV	24,12-45,35	16,35-18,59	0,12-0,74

Pb do tipo I representa a porção de radiogênico existente no carbonato analisado, caracterizados pelas concentrações de Pb no intervalo (geralmente 0,10 a 0,88 ppm). Esse Pb ocorre em carbonatos com baixa concentração (Carbonatos baixo-Pb), com a isócrona de Pb^{206}/Pb^{204} vs Pb^{207}/Pb^{204} indicada a aplicação a idade mínima de deposição e ou/ idade de metamorfismo.

O Pb tipo II é denominado não radiogênico, uma vez que representa o Pb contido na água do mar ou crustal, das amostras durante o evento deformacional. Esse Pb está presente nos carbonatos com alta concentração de Pb (Carbonatos alto Pb) geralmente 0,76-35,0 ppm.

Pb tipo III é o associado aos carbonatos com alto-Pb (1,8-50 ppm) em condições similares representados pelo tipo II. Porém nesse caso a composição isotópica do Pb mostra ser crustal radiogênico. Esse tipo é subdividido em 3 tipos: IIIa, IIIb, IIIc, de acordo com as razões de Pb^{206}/Pb^{204} e Pb^{207}/Pb^{204} .

Pb tipo IV mostra composição intermediária entre o tipo I e III, ocorrendo em rochas de baixo Pb (0.12 - 0.74) interpretado como representante da mistura de porções entre o tipo I e III.

5.7 Resultados

Análises isotópicas de Pb em lentes de mármore dos terrenos Rio Capibaribe (3PAPE) e Alto Moxotó (1CONCHO) são apresentadas na tabela 5.4. Os dados demonstram uma pequena variação da composição isotópica de Pb.

Tabela 5.4 - Resultados de análises isotópicas de Pb em calcitas de lentes de mármore dos TRC e TAM.

Amostras	Pb^{206}/Pb^{204}	Erro	Pb^{207}/Pb^{204}	Erro	Pb^{208}/Pb^{204}	Erro	Pb/ppm
1CONCHO3	18,458	0,009	15,701	0,009	38,027	0,010	2,981
1CONCHO4	19,299	0,021	15,757	0,023	38,234	0,026	2,529
1CONCHO6	18,199	0,006	15,632	0,006	37,853	0,006	2,819
1CONCHO7	18,195	0,010	15,710	0,010	38,072	0,011	2,925
1CONCHO8	18,950	0,063	15,727	0,065	37,988	0,067	2,485
3PAPE17	20,061	0,012	15,750	0,012	38,633	0,012	1,032
3PAPE21	20,826	0,057	15,799	0,056	38,330	0,058	0,880
3PAPE22	33,228	0,060	16,653	0,061	38,639	0,064	1,126
3PAPE24	19,797	0,194	15,619	0,200	38,050	0,203	1,255

No TRC, representados pelo perfil 3PAPE foram feitas 5 análises para Pb obtendo-se a isócrona $^{207}Pb/^{206}Pb$ ajustada pelo MSWD/ (*mean square of wighted deviates*=0,80) com idade de 887 ± 2 Ma (fig. 5.5a). Os valores para o TAM os valores do perfil 1CONCHO definiu uma isócrona (MSWD=2,0) com idade de 822 ± 130 Ma (fig. 5.5b).

Baseado nos quatro diferentes tipos de ocorrência de Pb em carbonatos Neoproterozóico da bacia de São Francisco (tab. Pp) proposto por Babinski et al. 1999. Nas Figura 5.6a ,b o agrupamento dos valores apresentados nas lentes estudadas (3PAPE e 1PINCON), coincidem com isócronas de Pb do tipo II, que representam a adição de Pb crustal gerado durante o evento deformacional que afetou as amostras.

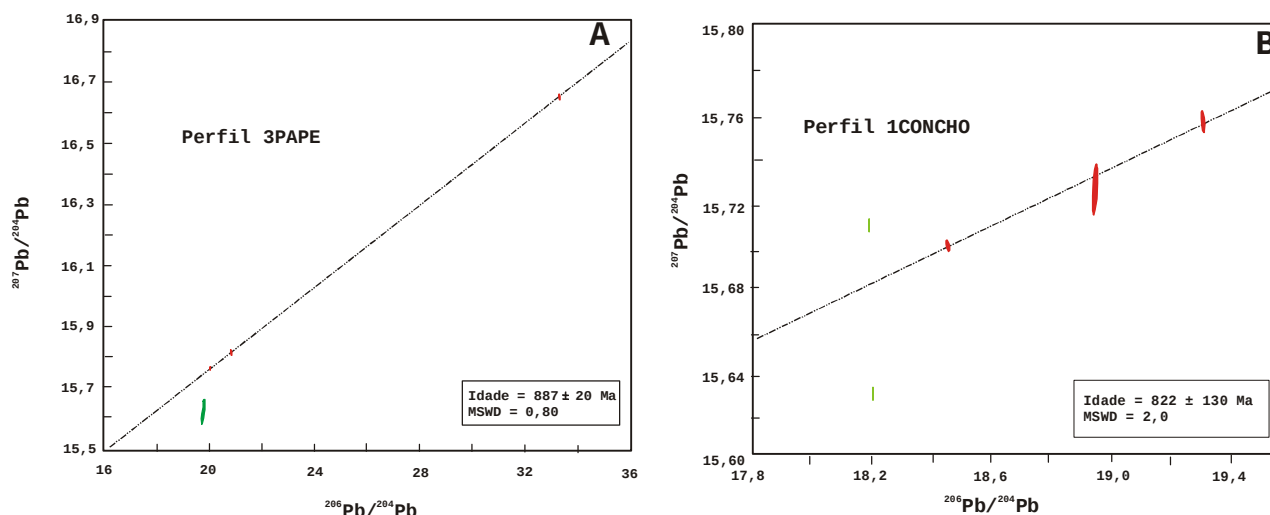


Figura 5.4 - Isócrona Pb/Pb plotadas para lentes 3PAPE (TRC) e 1CONCHO (TAM).

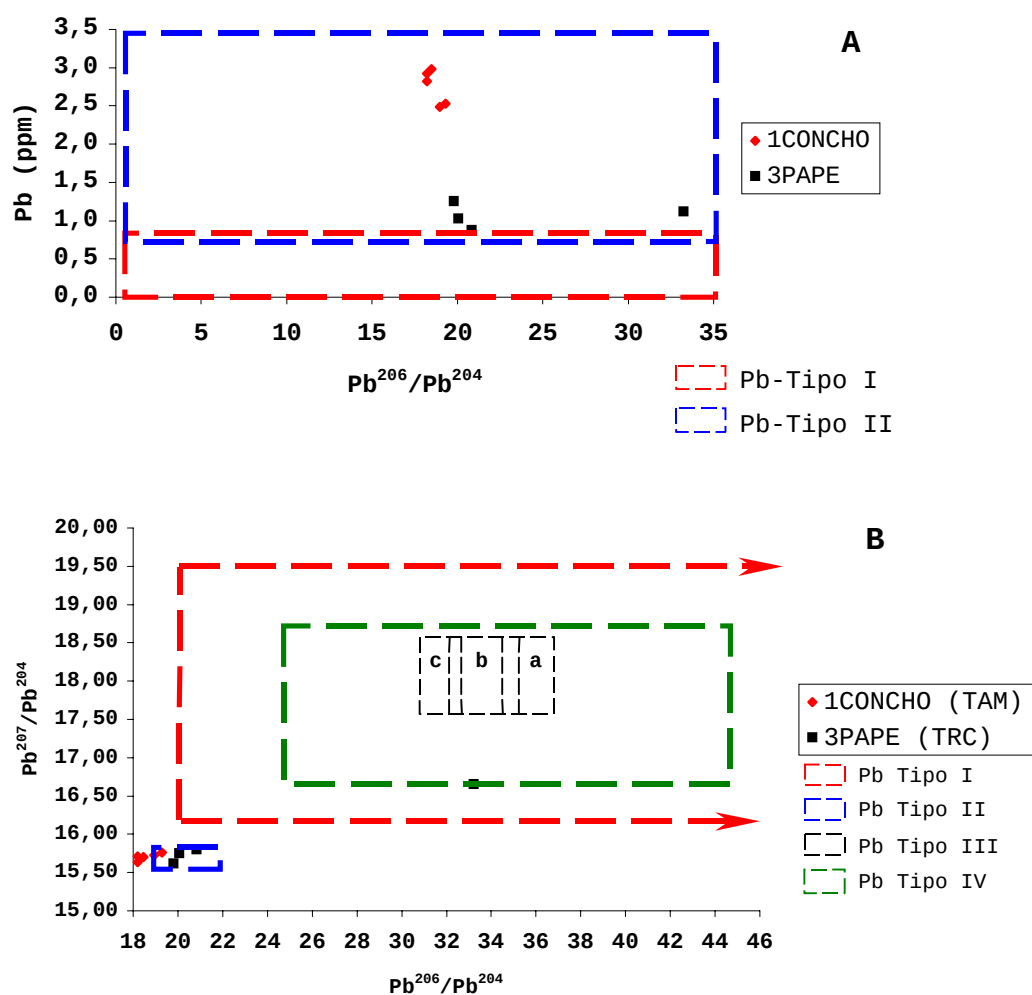


Figura 5.5 - Diagramas esquemático representando o grupamento das amostras dos Terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó para Pb vs $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ (A) e $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ vs $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ coincidente com o de tipo II.

A idade fornecida pelas isócronas de Pb nas lentes de mármore (3PAPE e 1CONCHO), pode-se inferir que estas foram afetadas por um evento deformacional, Pré-Brasiliano que mesmo sem ter dados concretos nesta área. Em outras partes da Zona Transversal, como exemplo de idade U-Pb 0,97 Ga em ortognaisse sintectônico (Leite, 1997) na região de Afogados da Ingazeira, leucogranitos de arco vulcânicos 1,01 Ga U-Pb (Santos e Medeiros, 1997) além de várias idades U-Pb 0,96 (Van Schmus et al., 1995, Brito Neves et al., 1996, Kozuch et al., 1997, entre outros), são indicadores sugestivos da existência de evento orogenético desta época, ao menos em certas faixas da Zona Transversal da Província Borborema.

CAPÍTULO 6 – ISÓTOPOS DE Sr

6.1 Introdução

A geoquímica isotópica em sedimentos tem sido utilizada para investigações quimiestratigráficas, baseando-se no fato de que a água do mar sofreu variações químicas através do tempo, observada principalmente pelas razões isotópicas de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$, $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$. O estudo isotópico de carbonatos marinhos de diversas idades permitiu a exemplo do Sr, C, reconstruir *trends de variação da razão $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$* através do tempo (Kaufman e Knoll, 1995; Melezhik, 1997; Houffmam *et al.*, 1998).

O estudo das lentes de mármore foi feito utilizando os dados obtidos pelos métodos de isótopos estáveis (δC^{13}) e radiogênicos $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, com metodologia descrita no capítulo 1.

Do total de amostras estudadas, 10 foram submetidas à análise de espectrometria de massa ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$) e 136 à análise isotópica de δC^{13} .

6.2 Quadro Geocronológico de Eventos Orogenéticos da Área Estudada

A relação cronoestrutural das rochas encaixantes com as lentes de mármore da área é uma importante ferramenta para determinar prováveis idades de deposição do pacote litológico existente nos terrenos (Rio Capibaribe e Alto Moxotó). Assim, o levantamento de feições estruturais, que caracterizam eventos orogenéticos atuantes nas seqüências auxiliam na localização de idades de prováveis deposições dos sedimentos carbonáticos.

Estudos geocronológicos de eventos tectônicos nas encaixantes (Complexo Gnáissico-Aluminoso/Sertânia,

ortognaisses tonalítico e augen gnaisses) das lentes de mármore estudadas do Terreno Alto Moxotó, registram o evento orogenético D₁, atribuído como de idade Mesoproterozóica (1,0 Ga?), pela similaridade com as seqüências datadas por Brito Neves *et al.* (1990, 1993 e 1995), Santos (1993), Santos *et al.*, (1993) e Van Schmus *et al.* (1994). Estes autores ressaltam a existência de um episódio acresional/colisional no final do Mesoproterozóico (evento Cariris Velhos).

Sá *et al.*, (1997) determinaram idades, através de U-Pb, em frações de zircão de ortognaisses granodioríticos e augen gnaisses do terreno Rio Capibaribe, respectivamente, 1973±34 Ma e 1571 ± 7 Ma, sendo ambas as idades interpretadas como época de cristalização destas rochas. Em resumo, é provável, para esta região, que o embasamento tenha sido afetado pelo ciclo Transamazônico, com intrusões, provavelmente sintectônicas, no ortognaisses granodioríticos paleoproterozóicos (augen gnaisses) com idade 1,52 Ga. Um período compressivo no início do Mesoproterozóico (Ciclo Cariris Velhos/Espinhaço 1,0-0,96 Ga) gerou as foliações de baixo grau registradas nos augen gnaisses.

Nas lentes de mármore, tanto do terreno Rio Capibaribe quanto do Alto Moxotó, há ausência de feições estruturais que caracterizam a atuação do evento orogenético Cariris Velhos (D₁), o que indica que a idade mínima de deposição da sequência carbonática estudada seja menor que ± 1,0 Ga.

Considerando que valores primários obtidos nas seqüências carbonáticas (mármore) correspondem à assinatura isotópica do ambiente deposicional, que indica a idade em que o pacote sedimentar (carbonático) foi depositado nas rochas encaixantes (Hoffman *et al.* 1998). O comportamento isotópico de δC^{13} deve ser interpretado localizando a geocronologia dos eventos tanto deposicional quanto orogenético da região, para que se tenha como base o intervalo de tempo da escala geológica a ser agrupado às rochas em estudo.

6.3 $\delta^{13}\text{C}$ e $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de Lentes de Mármore nos TRC E TAM

Os valores de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de sequências carbonáticas dos terrenos Rio Capibaribe apresentam valores no intervalo 0,70801 - 0,70828 (3PAPE), e do Alto Moxotó, no intervalo 0,70763-0,70824 (1CONCHO) não apresentando grande dispersão, e mostrando ampla variação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (fig 6.1).

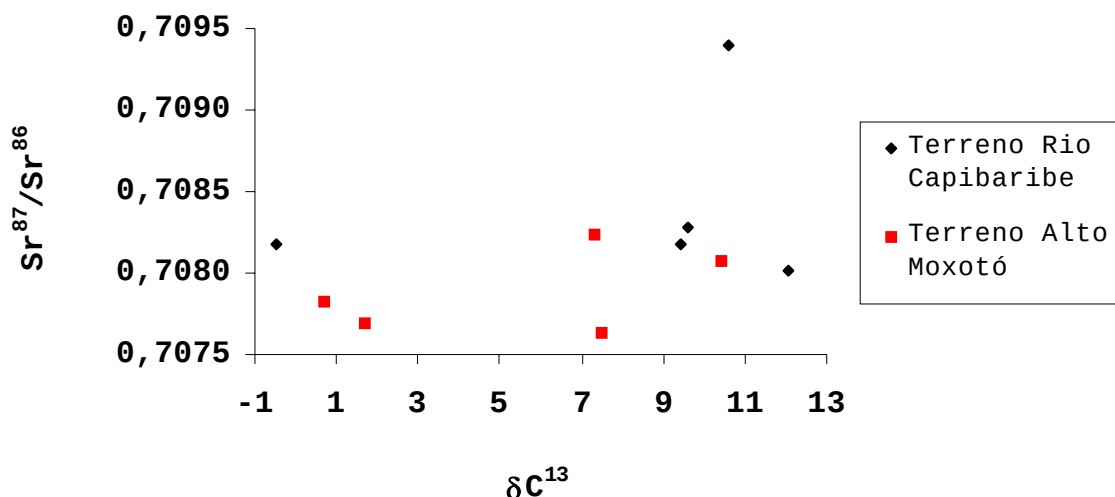


Figura 6.1 – Diagrama de variação da razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ nos terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó mostrando um pequeno intervalo de variação isotópica para Sr e amplo de C.

Como foi descrito no capítulo anterior, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ mostram-se amplamente variados, cobrindo um intervalo entre 0 e +12‰ (PDB), com platôs bem definidos em torno de 4‰ (PDB) $\pm$ 2, considerando os valores acima deste último como sendo modificados por diagênese.

Uma vez caracterizada a assinatura isotópica (C e Sr) das lentes de mármore, é possível a comparação com a curva de evolução isotópica através do tempo na figura 6.2. O intervalo de $\delta^{13}\text{C}$ e a razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ das rochas estudadas estão representadas pela setas projetadas no cruzamento entre estas e a curva de variação isotópica com o tempo geológico, o que sugere uma idade para as lentes carbonáticas de aproximadamente 900Ma.

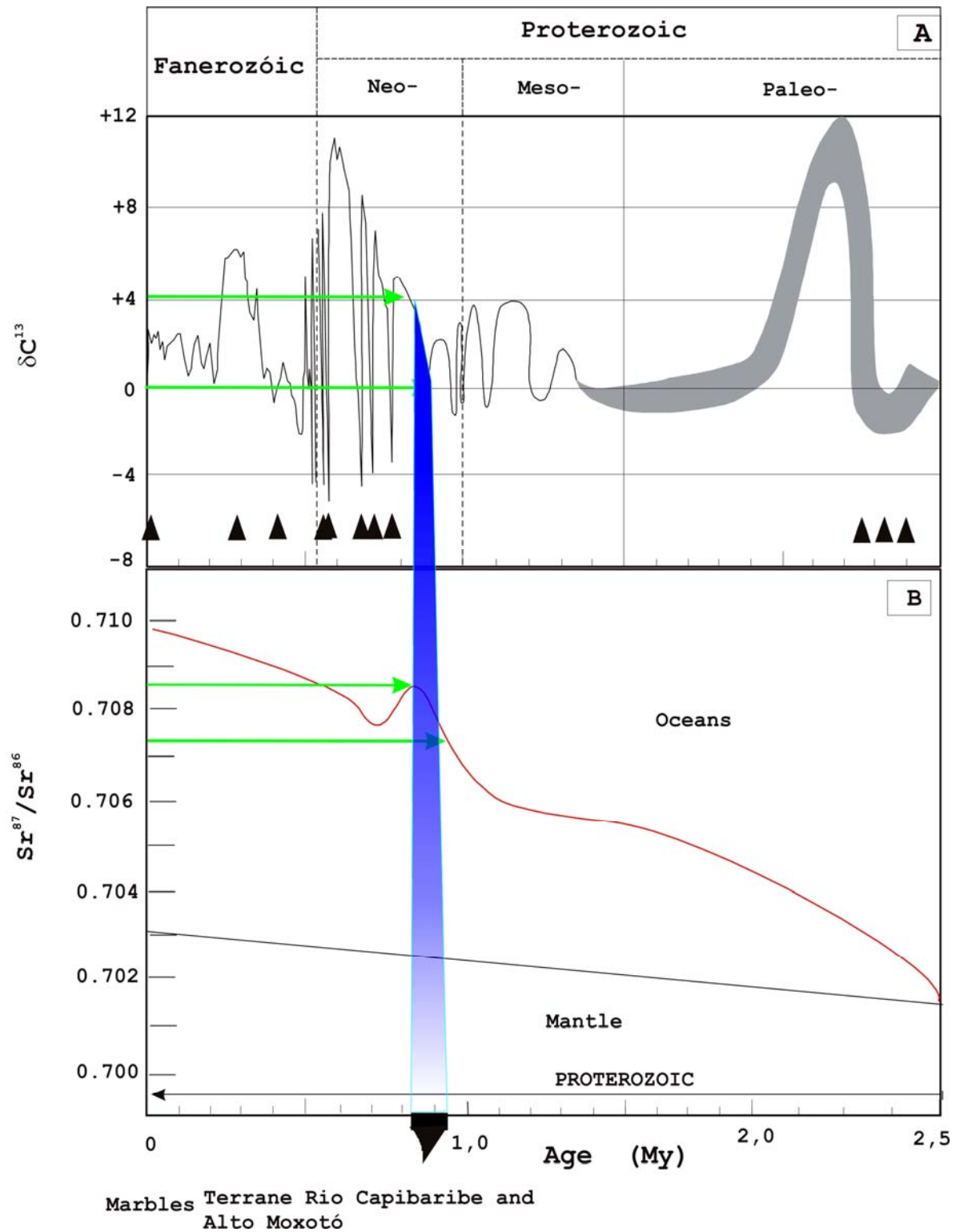


Figura 6.2 - Diagrama integrado de variação secular das razões para δC^{13} (A) e Sr^{87}/Sr^{86} (B) nas lentes de mármore dos TRC e TAM. Compilado fig. A de Sial et al., 2000 e Fig.B de Vaizer & Compston (1976); Veizer et al., 1983 e Demaiffe & Fieremans (1981).

CAPÍTULO 7 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise quimioestratigráfica, de algumas lentes de mármore dos terrenos tectoeestratigráficos Rio Capibaribe e Alto Moxotó, permitiu evidenciar algumas feições que contribuem ao conhecimento do conjunto de rochas supra crustais constituídas por metassedimentos. Partindo dos dados obtidos nesta dissertação podemos concluir que:

1- A maioria das amostras de carbonatos sedimentares metamorfisados, isotopicamente analisadas, tanto do terreno Rio Capibaribe quanto do Alto Moxotó, constatou-se a presença de valores primários de δC^{13} . Esta constatação foi feita, através de diagnósticos da química elementar, para identificação de troca iônica durante processos de alteração isotópica pós deposicionais. Os elementos Mn, Sr, Mg, Rb, Na e Ca, apontam limites toleráveis para se considerar a primariedade dos valores isotópicos de C. Razões Mn/Sr < 5, Rb/Sr < 5×10^{-3} e Sr em concentrações no intervalo 150 – 2500 ppm, indicam valores confiáveis para uso de δC^{13} para quimioestratigrafia. Assim, considerando limites de valores da química elementar que indicam primariedade de valores isotópicos nos mármore estudados. δC^{13} fora dos intervalos 0 e 9‰ (PDB), pode ser descartados do grupo de amostra para uso quimioestratigráfico nos TRC e TAM.

Outra constatação que reforça os parâmetros para de conservação de valores primários nas lentes de mármore estudadas, é a presença de calcita baixo Mg que indica baixa reação durante processos diagenéticos.

2- As lentes de mármore tanto do Terreno Rio Capibaribe como do Alto Moxotó, apresentam tendência a ser de origem de ambiente marinho de precipitação, por apresentar, em média, valores de Z maiores que 120, acrescentando ainda um progressivo aumento dos valores de δC^{13} com Z (uma das

características do comportamento isotópico em ambiente marinho).

Razão Rb/Sr, a maioria menor que 0,02, sugere altos valores de Sr ou baixos valores de Rb, caracterizando um ambiente marinho similar de deposição para as lentes de mármore dos terrenos.

3- Durante o processo de metamorfismo o δC^{13} de mármore de TRC e TAM refletem, em geral, a razão de C^{13}/C^{12} de seu protólito, estando ausente evidências a percolação de fluídos durante o metamorfismo na maioria das amostras. Associando a mineralogia ao comportamento isotópico de carbono, pode-se perceber, valores anômalos (extremamente positivos acima de 9‰ PDB) concordante com presença de minerais siliciclásticos e outras associações minerais provenientes do metamorfismo.

As lentes de mármore dos terrenos estudados são de composição geralmente, e com associação mineralógica muito semelhante entre si, onde estas são compostas por: calcita, muscovita, grafita, quartzo, flogopita, talco, tremolita, plagioclásio e titanita. No terreno Alto Moxotó é adicionada a presença dos minerais diopísídio e olivina. O que sugere, um grau metamórfico mais elevado que nas lentes do TRC. O grau de metamorfismo atuante nestas rochas de baixo grau, devido às amostras coincidirem somente nos campos de conexão calcita-dolomita-quartzo no diagrama triangular dos óxidos de Si, Mg e Ca.

Isócrona de Pb-Pb em calcita nos mármore apontam valores correspondentes a 887 ± 20 e 822 ± 130 Ma, atribuídos a idade deformação das rochas, que coincide com últimos estágios de um evento de deformação Pré Brasileiro de 0,96 G.a, descrito na literatura por Van Schmus et al., (1995), Brito Neves et al., (1996), Koruch et al., (1997).

4-As assinaturas isotópicas (C e Sr), das seqüências carbonáticas, dos TRC e TAM mostraram-se semelhante apontando uma idade relacionada à sedimentação é correlato ao trecho da variação secular de C e Sr de 900 Ma.

Partindo das conclusões acima citadas, dados quimiestratigraficos inferem aos mármorees tanto do TRC quanto de TAM um mesmo ambiente deposicional, assim como, eventos geológicos que incluem estas rochas, pelo menos pertencentes, a uma mesma unidade litoestratigrafica, porém com embasamento distinto.

CAPÍTULO 8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allan, J. R. & Matthews, R. K. 1982. Isotope signature with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, **29**: 797-817.
- Almeida, F. F. M.; Leonardo Jr.; O. H.; Valença, J.; 1971 Review on granitic rocks of northeast south America. IUGS. *Comm. Study Geol. Docum.* 41p.
- Almeida, F. F. M., Hasuy, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, H. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simp. Geol. Nordeste, **8**: 363-391.
- Almeida, F. F. M.; Hasuy, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci.*, **17**, 1-29.
- Alvarez, W., Kent, D. V., Premoli-Silva, I., Schweickert, R. A., Larson, R. A., 1980. Franciscan complex limestone deposited at 17 degrees South paleolatitude. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **91**, 476-484.
- Armstrong, R. L. 1971. Glacial erosion and the variable isotopic composition of strontion in seawater. *Nature* **230** (14), 132-133.
- Armerom, Y., Jacobsen, S. B., Knoll, A. H., Butetierfield, N. J. and Swett, K., 1991. Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: implications for crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**: 2883-2894.
- Babinski, M., Chemale, JRF., Van Schmus, W. R., 1995. The Pb/Pb age of Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Res.*, **72**, 235-245.
- Baertschi, P., 1957. Messung Deutung relativer Haufigkeitsvariationen von O^{18} und C^{13} . in Karbonatgesteinen und Mineratien Schweiz. *Minerog.Petrog. Mitt.*, **37**, 73-152.
- Baker, A.J., and Fallick, A.E., 1989a. Heavy carbon in two-billion-year-old marbles from Lofoten-Vesterdalen, Norway:

- Implications for the Precambrian carbon cycle: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. **53**, p. 2883-2894.
- Ballanca, A., Caldderone, S., Neri, R.(1986). Isotope geochemistry, petrology and depositional environments of the diatomite-dominated Tripoli Formation (Lower Messinian). *Sicily Sedimentology* **33**, 729-744.
- Banner, J. L., Hanson, G. N., 1990. Calculations of simultaneous isotopic and trace variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**, 3123-3137.
- Barghoorn, E. S., Schopf, J. W., (1966). Microorganism three billion years old from the Precambrian of south Africa. *Science*, **152**, 758-763.
- Barker, F.; 1979. Trondhjemites, dacites and related rocks. Amsterdam. *Elsivier Sci. Publ. Co.* 659p
- Berner, R. A. 1989. Biogeochemical cycles of carbon and sulfur and their effect on atmospheric oxygen over Phanerozoic time: Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology (Global and Planetary change section), v. 75, p. 97-122.
- Bigarella, J. J. (1956). Contribuição ao estudo de calcários no Estado do Paraná Bol. **37** I.B.P.T.
- Bigeleinsen, J., 1952. The effects of isotopic substitutions on the ratios of chemical reations. *J. Phys. Chem.*, **56**, 823-824.
- Bigeleinsen, J., Mayer, M. G., 1947. Calculation of equilibrium constants for exchange reactions. *J Chem. Phys.*, **15**, 261-267.
- Bigeleinsen, J., 1965. Chemistry of isotopes. *Science*. **147**, 463-471.
- Boggiani, P. C. 1997. Análise estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozoico) – Mato Grosso do Sul. Tese de doutoramento, IG-USP, São Paulo. 181pp.
- Bowen, N. L., 1940. Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite. *Journal of Geology*, **48**, 225-274.

- Brand, U., Vaizer, J., 1981. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system: 2. Stable isotopes. *J. Sedim.*
- Brasier, M. D., Magaritz, M., Corfield, R. M. 1992. Oxygen and carbon isotope southeastern Newfoundland and England. *Geological Magazine*, **129**: 265-279.
- Brasier, M. D., Magaritz, M., Corfield, R., Luo Huilin, Wuiche., Ouyang Lin, Jian Zhiwen, Hamdi, B., He Tinggui, Fraser, A. G. 1990. The carbon and oxygen isotopes record of the Precambrian-Cambrian boundary interval in China and Iran and their correlation. *Geology Magazine*, **127**: 319-332.
- Brito Neves, B. B.; 1975. Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino. USP, Tese de doutoramento, São Paulo, 198p.
- Brito Neves, B. B. de, Van Schumus, W. R., Basei, M. A. S., 1990. Contribuição ao estudo geocronológico do Sistema de Dobramento Piancó-Alto Brígida. In: *Congresso Brasileiro de Geocronologia*, **36**, Natal. Anais. Natal: SBG. 6v. il. V.6. 2697-2710.
- Brito Neves, B. B. de, Van Schums, W. R., Babinski, M., Sabin, T. O., 1993 O evento de magmatismo de 1,0 Ga nas faixas móveis ao norte do Cráton São Francisco. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco – Evolução tectônica e metalogenética do Cráton do São Francisco, **2**, Salvador. Anais. Salvador:SBG, 368p. il. P.243-245.
- Brito Neves, B. B. de, Van Schmus, W. R.; Santos, E. J.; Campos Neto, M. C.; Kozuch, M. 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: Integração de dados, implicações e perspectivas. *Rev. Bras. Geoc.*, **25 (4)**, 279-296.
- Broecker, W. S., Oversby, V. M., 1971 Chemical equilibria in the earth. Mc Graw-Hill, New York, 318p.
- Broecker, W. S., Peng, T. S. 1982. Tracers in the sea. Eldigio Press, New York.

- Buick, W. H., Denison, R. E., Hetherington, E. A., Koepnick, Nelson, M. F., Omo, J. B. 1982. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ through Phanerozoic time. *Geology*, **10**: 516-519.
- Burdett, J. W., Grotzinger, J. P., Arthur, M. A. 1990. Did major changes in the stable-isotope and composition of Proterozoic seawater occurrence. *Geology*, **18**: 227-230.
- Cameron, E. M., 1988. Archean Gold: Relation to granulite formation and redox zoning in the crust. *Geology*, **16**, 109-112.
- Cameron, E. M. and Hattori, K., 1987. Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. *Econ. Geol.* **82**, 1177-1191.
- Campos Neto, M. C.; Brito Neves, B. B.; Bittar, S. M. B. 1994. Domínio tectônico domínio Pajeú: Orogênese superposta no ciclo Brasileiro/Panafricano. *Rel. Cient. FAPESP. Proc. Geoc.* **92/** 2079.62.
- Chang, H. K., Kawashita, K., Alkmim, F. F., Moreira, M. Z., 1993. Considerações sobre a estratigrafia isotópica do Grupo Bambuí. In *Simp. Sobre o Craton do São Francisco*, **2**, Salvador. Anais, SBG, pp. 195-196.
- Clayton, R. N., Dogens, E. T., (1959). Use of carbon isotope analysis of carbonates for differentiation of fresh-water and marine sediments. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **43**, 890-897.
- Colvine A. C., Andrews A. J., Cherry, M. E., Durocher, M. E., Fyon, A. J., Lavigne, M. J., McDonald A. J., Poulsen, K. H., Springer, J. S. and Troop D. G., 1984 An integrated model for the origin of Archean late gold deposits. .. *Ont. Geol. Surv. Open File Report*. 5524, 99p.
- Compton, J. S., Hodell, D. A., Garrido, J. R., Mallinson, D. J., 1992. Origin and age of phosphorite from the south-central Florida Platform: Relation of phosphogenesis to sea-level fluctuations.
- Corfield, R. M. 1994. Paleocene oceans and climate: A isotopic perspective. *Earth Science Review*, **37**: 225-252.

- Corsetti, F. A. & Kaufman, A. J. 1994. Chemostratigraph of Neoproterozoic-Cambrian units, White-Inyo region, eastern California and Western Nevada: Implication for global correlation and faunal distribution. *Palaios*, **9**:211-219.
- Corsini, M.; Vauchez, A., Archanjo, C. J. and Jardim de Sá, E. F. 1991. Strain transfer at continental scale from a transcurrent zone to a transpressional fold belt: The Patos-Seridó system, Northeastern Brazil. *Geology*, **19**, 586-589.
- Craig, H., 1961a Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 1833-1934.
- Craig, H., (1953). The geochemistry of the stable isotope. *Geochem. Cosmochem. Acta*. **3**, 53.
- Deer, W. A., Howie R. A. and Zussman J., 1962. Rock forming minerals, **Vol 5**, Longmans, 371p.
- Degens, E. T., Behrendt, M., Gotthardt, B., Reppmann, E. (1968). Metabolic fractionation of carbon isotopes in marine plankton - II. Data on sample collected off the coast of Peru and Ecuador. *Deep Sea Res.*, **15**, 11-20.
- Degens, E. T., Epstein, S., (1964). Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 23.
- Demaiffe, D & Fieremans, M., 1981. Strontium isotopic geochemistry of the Mbuji Mayi and Kundelungu Kimberlites (Zaire, central Africa). *Chemical Geology*, **31**: 311-323.
- Demaison, G. J. & Moore, G. T. 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **64** (8): 1179-1209.
- Derry, L. A., Kaufman, A. J. & Jacobsen, S. B., 1992. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**: 1317-1329.
- Dontsova, E. I., Migdisov, A. A. and Ronov A. B., 1972 On the causes of variations of oxygen isotopic composition in the

- carbonate strata of the sedimentary column. *Geochim. Int.*, **9**, 885-891.
- Eckelman, W. R., Broecker, W. S., Whitlock, D. W., Allsup, J. R., (1962). Implication of carbon isotopic composition of total organic of some recent sediments ancient oils. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **46**, 699-704.
- Engel, A. E. J., Nagy, B, Nagy, L. A, Engel, C. G., Kemp, G. O. W., Drew, C. M., (1968). Alga like forms in Onverwacht Series, South Africa: Oldest recognized life-like forms on Earth. *Science*, **183**, 1005-1008.
- Epstein, S., & Mayeda, T. K., 1953. Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **4**, 213-224.
- Eskola, P., 1922. On contact phenomena between gneiss and limestone in western Massachusetts. *Journal of Geology*, **30**, 265-294.
- Fairchild, I. J., Marshall, J. D., Bertrand-Saerfati, J. 1990. Stratigraphic shifts in carbon isotopes from Proterozoic stromatolitic carbonates (Mauritania): influences of primary mineralogy and diagenesis. *American Journal of Sciences*, **290-A**:46-79.
- Fairchild, I. J., & Spiro, B. 1987. Petrological and isotopic implications of some contrasting Late Precambrian Carbonates. NE Spitsbergen. *Sedimentology*, **34**: 973-989.
- Faure, G. 1986. Principles of isotope Geology. New York, 2nd edition, 562 pp.
- Ferreira, V. P. 1991. Petrology and geochemistry of the late Proterozoic ultrapotassic peralkaline Triunfo batholith and related dikes State of Pernambuco, Northeast Brazil. *University of Georgia, Athens, Georgia. PhD Dissertation*, 269p.
- Ferreira, V. P.; and Sial, A. N. 1992. Late Proterozoic to Cambrian peralkalic plutons and shearzones, northeast Brazil. 29th *International Geological Congress. Kyoto*, abstracts **2**, 273.

- Ferreira, V. P.; Sial, A. N.; and Araújo, A. M.; 1996. Carta plutônica do nordeste: Magmatismo granítico intermediário a ácido no terreno Pernambuco-Alagoas. *39th Congresso Brasileiro de Geologia SBG*, Salvador, resumos expandidos. **6**, 456-459.
- Ferreira, V. P.; Sial, A. N. and Jardim de Sá, E. F., 1998. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terrenes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *Journal of American Earth Science*, **11**, 439-455.
- Ferreira, V. P.; Sial, A. N.; Santos, E. J.; Jardim de Sá, E. F.; Medeiros, V. C. 1997a. Granitoids in the characterization of terrenes: the Province Borborema, northeastern Brazil. In: Ferreira, V. P. & Sial, A. N. (eds). *II Int. Symp. Gran. Assc. Miner.* Extended Abst; 197-201, Salvador.
- Ferreira, V. P.; and Sial, A. N.; Witrey, J. A. 1994. Large-scale silicate liquid immiscibility: a possible example from northeastern Brazil. *Lithos*, **33**: 285-302.
- Fetter, A.; Van Schmus, W. R.; Arthaud, M.; Nogueira Neto, J. 1997. Geologic history of Ceará state: NW Borborema Province, NE Brazil. *South American Symp. Isotope Geol., Extend. Abstract.* 112-114.
- Folk, R. L., Land, L. S. (1975). Mg/Ca ratio and salinity, two controls over crystalization of dolomite. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **59**, 60-68.
- Friedman, I., Redfield, A. C., Schoen, B., Harris, J., (1964). The variation in the deuterium content of natural waters in the hydrologic cycle. *Ver. Geophys.*, **2**, 177-224.
- Fritz, P., Smith, D. G. W., (1970). The isotope composition of secondary dolomites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 1161-1173.
- Fyfe W. S., 1986 Fluids in deep continental crust geodynamics series. *Amer. Geophys. Union*, **14**, 33-39. Washington, D.C.
- Fyon, J. A., Crockett J. H. and Schwarcz, H. P., 1983 Application of stable isotope studies to gold metallogeny

- in the Timmis-porcupine camp, NTS 42^A, Cochrane district..
Ont. Geol. Surv. Open File Report, **5464**, 182p.
- Garlick, G. D., Epstein, S., (1967). Oxygen isotope ratios in coexisting minerals from regionally metamorphosed rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, 181-214.
- Gavelin, S., (1957). Variations in isotopic of carbon from metamorphic rocks Northern Sweden and their geological significance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **12**, 297-314.
- Gearing, J. N., Gearing, P. J., Rudnick, D. T., Requejo, A. G., Hutchins, M. J., (1984). Isotopic variatons of organic carbon in a phytoplankton-based temperature estuary. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 1089-1098.
- Giovanni, W. S., Saleti. E., Marini, O. J., Friedman, I. 1974. Unusual isotopic composition Mesozoic from the Irati Formation, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **85**:41-44.
- Gomes, H. A. 1997. Reavaliação tectono-estratigráfica da faixa Piancó-Alto Brigida e suas relações com terrenos adjascentes na folha Serra Talhada. 17th, *Simp. Geol. Nord.*, **15**, 40-44. Fortaleza, Brasil.
- Gregory, R. T., Taylor, H. P. Jr., (1981) An oxygen isotope profile in section of cretaceus oceanic crust, Samail ophiolite, Oman; Evidence for ¹⁸O buffering of the oceans by deep (5km) seawatwr-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, **86**, 2737-2755.
- Grossman, E. L. 1994. The carbon and oxygen isotope record during the evolution of Pangea: Carboniferous to Triassic. *Geological Society of America, Special Paper*, **288**:207-228.
- Groves, D. I., Golding, S. D., Rock, N. M. S., Barley, M. E. and McNaughton, N. J., 1988. Archean carbon reservoir and relevance to fluid source for gold deposits. *Nature* 331, 254-257.
- Herzberg, C. T., Fyfe, W. S. and Carr, M. S., 1983. Density constraints on the formation of the continental Moho and crust. *Contrib. Miner. Petrol.*, **84**, 1-5.

- Hoefs, J., (1980). Stable isotope geochemistry, second edition
Springer-Verlag, New York, 208p.
- Hoefs J., 1987 Stable isotope geochemistry. Springer-verlag,
241p.
- Hoering, T. C. (1967). The organic geochemistry of Precambrian
rock in P. H. Aleelson, Cd. *Reserches in Geochemistry*. Jonh
Wiley, New York, **vol.2**, pp. 89-111.
- Hoffman, P. F., Kaufman, A. J. & Halverson, G. P. 1998a.
Comings and goings of Global glaciations on a Neoproterozoic
Tropical Platform in Namibia. *GSA Today*, **8 (5)**, 1-10.
- Hollmam, A. (1987). End-Cretaceous mass extinction: argument
for terrestrial causation. *Science*, **238**, 1237-1242.
- Horibe, Y., Oba, T., 1972. Temperature scales of aragonite-
water and calcite-water systems (in Japanese). *Fossils*,
23/24, 69-79.
- Hsü, K. J., Mckenzie, J. A., He, Q. X., (1982) Terminal
Cretaceous environmental and evolutionary changes. *Spec.
Pap. Geol. Amer.*, **190**, 317-328.
- Hsü, K. J., Oberhänsli, H., Gao, J. Y., Sunshu, Che, H.,
Krahenbuhl, U., (1985) "Strangelove ocean" before the
Cambrian explosion. *Nature*, **316**, 809-811.
- Humphrey, J. D. (1988). Later Pleistocene mixing-zone
dolomitization, Southeastern Barbados, West Indies.
Sedimentology, **35**, 327-348.
- Irwin, H., Curtis, C. D., Coleman, M., (1977). Isotopic
evidence for source of diagenetic carbonates formed during
burial of organic-rich sediments. *Nature* **269**, 209-213.
- Jacobsen, S. B. & Kaufman, A. J. 1999. The Sr, C and O
isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical
Geology* **161**, 37-57.
- Janh, B. M., Simonsen, B. M., 1995. Carbonate Pb-Pb ages of
the Wittenoom Formation and Carawine Dolomite, Hamersley
basin, Western Australia (with implications for their
correlation with the Transvaal Dolomite of South Africa).
Precambrian Res. **72**, 247-261.

- Jahn, B. M & Cuvellier, H., 1994. Pb-Pb and U-Pb geochronology of carbonate rocks: an assessment. *Chem. Geol.* (isot. Geosci. Sect.) **115**, 125-151.
- James, A. T., Baker, D. R., (1976). Oxygen isotope exchange between illite and water at 22°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, 235-240.
- Jardim de Sá, E. F. 1994. A faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasiliana/Panafricana. *Inst. Geoc., UNB, Phd Thesis* **3**, 803p.
- Jardim de Sá, E. F.; Macedo, M. H. F.; Fuck, R. A. and Kawashita, K. 1992. Terrenos Proterozóico na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Rev. Bras. de Geoc.* **22**, (4), 472-480.
- Jenkyns, H. C., (1980b). Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. Geol. Soc.*, **137**, 171-188.
- Kah, L. C., Sherman, A. G., Narbonne, G. M., Knoll, A. H. & Kaufman, A. J., 1999. $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlations.
- Karhu, J., Epstein, S., (1986). The implication of the oxygen isotope records in coexisting cherts and phosphates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 1745-1756.
- Kaufman, A. J., Hayes, J. M., Knoll, A. H., and Germs, G. J. B. 1991. Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variations and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Research*. **49**: 301-327.
- 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. and Awramik, S. M., 1992. Biostratigraphic and chemostratigraphic correlation of

- Neoproterozoic sedimentary successions: Upper Tindir Group, northwestern Canada, as a test case. *Geology*, **20**: 181-185.
- Kaufman, A. J. & Knoll, A. H. 1995. Neoproterozoic variations in the carbon isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*. **73**: 27-49.
- Kaufman, A. J., Knoll, A. H., & Narbonne, G. M., 1997. Isotopes, Ice ages, and terminal Proterozoic earth history: National Academy of Science Proceedings, v.**94**, p. 6600-6605.
- Keeling, C. D. (1958). The concentration and isotope abundance of carbon dioxide in rural areas. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **13**, 322-334.
- Keeling, C. D. (1961). The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in rural and marine air. *Geochem. Cosmochim. Acta*. **24**, 277-298.
- Keith, M. L., Weber, J. N., (1964). Carbon and oxygen isotope composition of selected limestone and fossil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 1787-1816.
- Kelts, E., McKenzie, J. (1984). A comparison of anoxic dolomite from deep-sea sediments. Quaternary Gulf of California and Messinian Tripoli formation of Sicily. In Dolomites of the Monterey formation and Other Organic-rich Units. (Ed. by R. E. Garrison, M. Kastner and D. H. Zenger). *Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner. Pacific Section*. **41**, 119-140.
- Kelts, K., McKenzie, J., (1982). Diagenetic dolomite formation in quaternary anoxic diatomaceous muds of Deep Sea Drilling Project Leg. **64**, Gulf of California. Init. Repts. *DSDP*, 553-570.
- Keto, L. S. & Jacobensen, S. B. 1985. The causes of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variations in seawater of the past 750 million years. *Geol. Soc. Amer. Abstr. With Progr.*, v.17, p. 268.
- Knoll, A. H., Hayes, J. M., Kaufman, A. J. Swett, Lambert, I. B. 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from

- Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, **321**: 832-838.
- Knoll, A. H., Kaufman, A. J. and Semikhatov, M. A., 1995. The isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean carbonates from northern Siberia. *Am. J. Sci*, in press.
- Kyser T. K., 1986 Stable isotope variations in the mantle. *Rev. in Miner.* **16**, 141-164.
- Kozuch, M.; Bittar, S. M.; Van Schmus, W. R.; Brito Neves, B. B. 1997. Late Proterozoic and middle Neoproterozoic magmatism in the zona transversal of Borborema Province, Brazil. In: *SBG. Simpósio Geol. Nordeste*, **17**. Res. Exp. 47-50. Fortaleza.
- Land, L. S. (1973a). Contemporaneous dolomitization of middle pleistocene reefs by meteoric water, North Jamaica. *Bull. Mar. Sci.* **23**, 64-92.
- Land, L. S. (1973b). Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestone, North Jamaica. *Sedimentology*, **70**, 411 - 424.
- Land, L. S., (1983). The application of stable to studies of origin of dolomite and to problems of diagenesis of clastic sediments, In: *Stable isotopes in sedimentary Geology* (Ed. by M. A. Arthur and T. F. Anderson). *Soc. Econ. Paleont. Miner.* Short course, N° 10, 4.1-4.22.
- Landergrén, S., (1961). The content of ^{13}C in the graphite-bearing magnetite ores and associated carbonate rocks in Norberg mining district, Central Sweden. *Geol. Foren Stockholm Forth.*, **83**, 151.
- Lathan, A. & Riding, R. 1990. Fossil evidence for the location of the Precambrian/Cambrian boundary in Morocco. *Nature*, **344**:752-754.
- Lawrence, J. R., Taylor, H. P. Jr., (1971). Deuterium and oxygen-18 correlation: Clay minerals and hydroxides in quaternary soils compared to meteoric water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **35**, 993-1003.

- Lawrence, J. R., Taylor, H. P. Jr., (1972). Hydrogen and oxygen isotope systematics in weathering profiles. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **36**, 1377- 1393.
- Leite, P. R. B. 1997. Petrologia de supracrustais e granitóides do terreno Alto Pajeú na Folha Monteiro – Província Borborema, Nordeste Brasileiro. Tese de doutorado, UFPE – Recife, 109pp.
- Lima, E. S.; Bittar, S. M. B.; Accioly, A. C. A.; Vennucci, R.; Mazuchelli, M. 1996. Caracterização petrogenética das rochas metavulcânicas da faixa Piancó-Alto Brigida (folha Sera Talhada), NE brasileiro. In: SBG. Congr. Bras, Geol., 39th, anais, **6**: 44-46, Salvador.
- Lowe D. R and Knauth L. P. 1977. Sedimentology of the on Verwacht Group (3.4 billion years), Transvaal, South Africa, and its bearing on the characteristics and evolution of the early. *Early J. Geol.*, **85**, 699-723.
- Magaritz, M., Latham, A. J., Kirshcivink, J. L., Zhuravlev, A. Yu., Rozanov, A. Yu. 1991. Precambrian-Cambrian boundary problem, I, Carbon isotope correlations for Vendian and Tommotian time between Siberia Morocco. *Geology*, **19**:847-850.
- Mallinson, D. & Compton, J. S. 1997. Linking phosphogenic episodes on the southeast U. S. margin to marine $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ records. *Geology*, **25**: 103-106.
- Manson, K.D., Hayes J. M., (1982). Carbon isotope fractionation in the biosynthesis of bacterial fatty acids. Ozonolysis of unsaturated fatty acids as a means of determining the distribution of carbon isotope. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **46**, 139-149.
- Mariano, G.; and Sial. A. N. 1988. Evidence of magma mixing in the Itaporanga batholith Northeastern Brazil. *Rendic. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, **43**: 555-567.
- Mariano, G.; Sial, A. N. 1993. High K-calc-alkalic vs shoshonitic granitic magmatism in Northeast Brazil. In: Sial, A. N, Ferreira, V. P. (Eds) Workshop on granitic

- magmatic and associated mineralizations. *An. Acad. Bras. Cien.*, **65**: 119-130.
- McCrea JM. 1950. On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Jour Chem Phys* **18**: 849-857.
- McKenzie, F. T. & Piggott, J. D. 1981. Tectonic controls of Phanerozoic sedimentary rock cycling. *J. Geol. Soc.* **138**, 183-196.
- McKenzie, J. A. 1981. Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal of Abu Dhabi, UAE: a stable isotope study. *J. Geol.* **89**. 185-198.
- Mckenzie, J. A., Hsü, K. J. Schneider, J. F. 1981. Movement of subsuperficie waters under the the sabkha, Abu Dhabi., UAE, and it's relation to evaporite dolomite genesis. In concepts modelsof dolomitization (Ed. by D. H. Zanger, J. B. Dunhan and R. L. Ethington) *Espec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, **28**, 11-30.
- Mckirdy, D. M., Powell (1974). Metamorphic alteration of carbon isotopic composition in ancient sedimentary organic matter: New evidence from australia and South Africa. *Geology.*, **2**, 591-596.
- Medeiros, V. C.; Jardim de Sá, E. F.; Macedo, M. H. F., Souza, Z. S. 1993. Estruturas tangenciais e metagranitoides transamazônicos na faixa Salgueiro-Cachoeirinha a oeste de Paramirim-PE. In: *Simp. Geol. Nord.*, 15th, Natal: SBG. 284-287.
- Moorbath, S., Taylor, P. N., Orpen, J. L., Treloar, P. & Wilson, J. F., 1987. Potassium-argon age studies in West Greenland. *Can. J. Earth Sci.*, **5**: 683-691.
- Myrow, P. 1995. Neoproterozoic rocks of the Newfoundland Avalon Zone. *Precambrian Reserch*, **73**: 123-136.
- Nance, R.D., Worsley, T. R., Moody, J. 1986. Post-Archean biogeochemical cycles and long-term episodicity in tectonic processes. *Geology*, **14**: 514-518.

- Nagy, B., (1970). Porosity and permeability of the early Precambrian Onverwacht chert. Origin of the hidrocarbon content. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **34**, 525-527.
- Newton R. C., Smith, J. V. and Windley B. F., 1980. Carbonic metamorphism, granulites and crust growth. *Nature*, **288**, 130-149.
- 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.
- Northrop, D. A., Clayton, R. N., (1966). Oxygen isotope fractionation in systems containing dolomite. *J. Geol.*, **74**, 174-196.
- Ohmoto H., 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Rev. in Mineral*, **16**, 491-559.
- Ohmoto, H., and Rye R. O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (ed H. L. Barnes), pp. 509-567. J. Wiley & Sons.
- Oliveira, R. G. 1998. Arcabouço geotectônico da Região da Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil: Dados aeromagnéticos e gravimétricos. *Inst. Geoc., USP, Msc Dissert.*, 157p.
- O'neil, J. R., Epstein (1966). Oxygen isotope fractionation in the system dolomite-calcite-carbon dioxide. *Science*, **152**, 198-201.
- Oró, J., Nooner, D.W., Zlatkis, A., (1965). Hydrocarbons of biological origin in sediments about two billion years old. *Science*, **148**, 77-79.
- Park, R., Epstein, S., (1960). Carbon isotope fractionation during photosynthesis. *Geochem. Cosmochem. Acta*, **21**, 110-126.
- Parker, P. L. (1964). The biogeochemistry of the stable isotope of carbon in marine bay. *Geochemi. Cosmochem. Acta*, **28**, 1155-1164.

- Perry, E. C., Ahmad, S. N., (1983). Oxygen isotope geocjhemistry of Proterozoic chemical sediments. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, **161**, 253-163.
- Perry, E. C., Ahmad, S. N., Swilius, T. M. (1978). The oxygen isotope composition of 3.800 m. y. old metamorphosed chert and iron formation from Isukasai, west Greeland. *J. Geol.*, **86**, 223-239.
- Rex, R. W., Syers, J. K., Jackson, M. L, Clayton, R. N., (1969). Eolian origin of quartzs in soils of Hawaiian Island and in the Pacific pelagic sediments. *Science*, **163**, 227.
- Roberts R. G., 1997. Ore deposits models-11: Archean lode gold deposits. *Geosci. Com.* **14**, 37-52.
- Rodrigues, R. & Takaki, T. 1987. Estratigrafia isotópica de sequências carbonáticas Cenozóicas da costa Norte do Brasil. In: *Boletim de Geociências PETROBRAS*, **1 (2)**: 177-182.
- Rodrigues, R. & Takaki, T. 1987. O Cretáceo inferior nas bacias sedimentares da costa sudeste do Brasil: análise isotópica e suas implicações paleoambientais. In: *Revista Brasileira de Geociências*, **17 (2)**. 177-179.
- Sackett, W. M, Thompson, R. R. (1963). Isotopic organic carbon composition of recent continental recent continental derived clastic sediments of eastern gulf coast, Gulf of Mexico. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **47**, 525-531.
- Santos, E. J.; 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco, Província Borborema). *USP/ Instituto de Geociências, Tese doutoramento*, 219p.
- Santos, E. J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrecionária na Província Borborema. *Cong. Bras. Geol.*, 39th, **6**: 47-50. Salvador – BA.
- Santos, E. J.; and Medeiros, V. C.; 1997a. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Zone Transverse dominain, Borborema Province, NE, Brazil. *Int. Sym. on Gran. and Ass. Miners.*, 2nd , Salvador – Brazil, 237-242.

- Santos, E. J.; VanSchmus, W. R.; Brito Neves, B. B.; Oliveira, R. G.; Medeiros, V. C. 1997b. Terrenes and their boundaries in the Proterozoic Borborema Province, Northeast Brasil. *Simp. Nac. Est. Tect.* 7th, **2**: 121-124 Lençóis-BA/Brazil.
- Savin, S. M., Epstein, S., (1970a). The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **34**, 25-42.
- Savin, S. M., Epstein, S., (1970c). The compositions of coarse grained sedimentary rocks and minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 323-329.
- Shackleton, N. J., 1985. Oceanic carbon isotope constraints on oxygen and carbon dioxide in the Cenozoic atmosphere. *Geophys. Monogr.* **32**, 412-417.
- Schidlowski, M., Eichmann, R., Junge, C., 1975. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotopic geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. *Precambrian Res.* **2**, 1-69.
- Schidlowski, M., Hayes, J. M. & Kaplan, I. R., 1983. Isotopic inferences of ancient biochemistries: carbon, sulfur, hydrogen, and nitrogen. In: J. W. Schopf (editor), *Earth's Earliest Biosphere: Its origin and Evolution*. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J., pp. 149-186.
- Scholle, P. A., Arthur, M. A., (1980). Carbon-isotope fluctuations in cretaceospelagic limstones: Potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *Bull. Amer. Petrol. Geol.* **64**, 67-87.
- Schopf, J. W (1968). Microflora of the Bitter Springs formation, Late Precambrian, Central Australia. *J. Paleontology*, **42**, 651-688.
- Schopf, J.W. (1970). Precambrian micro-organic and evolutionary events prior to the origin of vascular plants. *Biol. Rev*, **45**, 319-352.
- Schwarcz, H. P., Clayton, R. N., Mayeda, T. K., (1970). Oxygen isotopic studies of calcareous and metamorphic rocks, New England. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, 2299-2316.

- Sharma, T., Clayton, R. N., (1965). Measurement of O^{18}/O^{16} ratios of total oxygen of carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**, 1347-1354.
- Shieh, Y. N., Taylor, H. P., (1969b). Oxygen and carbon isotopic studies of contact metamorphism of carbonate rocks. *J. Petrol.*, **10**, 307-331.
- Sheppard, S. M. F., Schwarcz, H. P., (1970). Fractionation of carbon and oxygen isotope and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contrib. Miner. Pet.*, **26**, 161-198.
- Shultz, D. J., Calder, J. A. (1976). Organic carbon $^{13}C/^{12}C$ variations in marine sediments. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **40**, 381-386.
- Sial, A. N. & Menor, E. A. 1969. Geologia da meia quadrícula sul de Taquaritinga do Norte. *Estudos e Pesquisas*. **1** (1), 1-47.
- Sial, A. N.; Pessoa, D. A.; Villarroel, H. S.; Lima, E. S.; Rodrigues da Silva, M. R.; Castro, C. Borba, G. S., 1981. Petrologia e geoquímica do batólito Bodocó e "stocks" de Serrita. Pernambuco. X Simp. Geol. NE. SBG. Pp. 388-401. Recife.
- Sial, A. N. 1983. Contrasting metaluminous magmatic epidote-bearing granitic suites from two Precambrian fold belts in Northeast Brazil. In: Sial, A. N., Ferreira, V. P. (Eds) Workshop on granitic magmatic and associated mineralizations. *An. Acad. Bras. Cien.*, **65**, 141-162.
- Sial, A. N.; 1986. Granite-type in northeastern Brazil current knowledge. *Rev. Bras. Geoc.* **16**: 52-72.
- Sial, A. N.; Ferreira, V. P. 1991. Granitóides calci-alcalinos com epidoto no domínio estrutural central, Nordeste do Brasil. Simp. Geol. Nord., 17th, SBG- 116-116. Fortaleza.
- Sial, A. N., Ferreira, V. P., Romano, A. W., Parente, V. P., Costa, M. L., Santos, V. H., 2000. Carbon isotope fluctuations in Precambrian carbonate sequences localities in Brazil. *Anais Acad. Bras. Ci.*, **72** (4), 1-21.

- Silva Filho, A. F.; Guimarães, I. P.; Thompson, R. N.; 1993. Shoshonitic and ultrapotassic Proterozoic intrusive suites in the Cachueirinha-Salgueiro belt, NE Brasil: a transitional from collisional to pos-collisional magmatism. *Precambrian Res.* **62**: 323-342.
- Smith, B. N., Epstein, S., (1971). Two categories de C^{13}/C^{12} ratios for higher plants. *Plant Physiol.*, **47**, 380-384.
- Suguio, K., Berenholc, M., Saleti, E. 1975. Composição química e isotópica dos calcários e ambiente de sedimentação da Formação Baurú. *Boletim do Instituto de Geociências*, **6**:55-75.
- Suguio, K., Saleti, E., Barcelos, J. H. 1974. Calcários oolíticos de Taguaí (SP) e seu possível significado paleoambiental na deposição da Formação Estrada Nova. *Revista Brasileira de Geociências*, **4(3)**:142-166.
- Supko, P. R., 1977. Subsuface dolomites, San Salvador, Bahamas. *J. Sedim. Petrol.* **47**, 1063-1077.
- Tan, FC., Hudson, J. D. 1971. Carbon and oxygen isotopic relationships of dolomites and coexisting calcite, great Estuarine Series (Jurassic) Scotland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **35**, 755-768.
- Taylor B. E. 1986. Magmatic volateis: Isotopic variations of C, H and S. *Rev. in Mineral*, **16**, 185-225.
- Taylor, H. P.; Epstein, S., 1962. Relation between O^{18}/O^{16} ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks II. Aplications to petrologic problems. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **73**. 675.
- Taylor, H. P., Coleman, R. G., 1968. O^{18}/O^{16} ratios of coexisting minerals in glaucophane-bearing metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **79**, 1727-1756.
- Thuneli, R. C., Williams, D. F., Howell, M. 1987. Atlantic-Mediterranean water exchange during the late Neogene. *Paleoceanography*, **2**: 661-678.
- Tilley, C. E., 1951. A note on the progressive metamorphism of siliceous and dolomite. *Geology Magazine*, **88**, 175-178.

- Tobin, J. K., Walker, K. R., Steinhauff, D. M., Mora, C. I., 1996. Fibrous calcite from the Ordovician of Tennessee: preservation of marine oxygen isotopic composition and its implications. *Sedimentology*, **43**: 235-251.
- Torquato, J. R. F. 1980. Aplicações dos isótopos estáveis de carbono ao estudo do Precambriano brasileiro. Tese apresentada ao concurso de professor titular no Departamento de Geociências da Universidade Federal do Ceará, 268p.
- Torquato, J. R. F. & Frischkov, H. 1982. Sobre mecanismo da variação da composição isotópica do oxigênio e do carbono através dos tempos geológicos. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 1982. Anais...Salvador, SBG, v.2, p. 729-737.
- Torquato, J. R. F. & Misi, A. 1977. Medidas isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos do Grupo Bambuí, na região centro-oeste do estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:14-24.
- Trompette, R. & Carozzi, A. V., 1994. Geology of western Gondwana, A. A. Balkema, 350p.
- Tucker, M. E. 1986a. Carbon isotope excursions in the Late Precambrian-Cambrian boundary beds, Anti-Atlas, Morocco. *Nature*, **319**:48-50.
- Tucker, M. E. 1989. Carbon isotopes and Precambrian-Cambrian boundary geology, south Australia: ocean basin formation, seawater chemistry and organic evolution. *Terra Nova*, **1**: 573-582.
- Thuneli, R. C.; Williams, D. F., Howell, M. 1987. Atlantic Mediterranean water exchange during the late Neogene. *Paleoceanography*, **2**: 661-678.
- Urey, H. C (1947). The thermodynamic proprieties of isotopic substances. *J. Chem. Soc.*, 562-581.
- Van Schmus, W. R. Brito Neves, B. B., Hackspacher, P., Babinski, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journ. of South American Earth Sciences.*, **8**:267-288.

- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Williams, I. S., Fetter, A. H., Hackspacher, P. C. 2000. The Seridó Group, NE Brazil: A Late Neoproterozoic (650 Ma), Precollisional, Brasiliano flysch Basin? *Anais 31th Intern. Congr. Geol.*, Rio de Janeiro, Brazil.
- Vaucher, A.; Neves, S. P.; Cabby, R.; Corsini, M.; Egydio-Silva, M.; Arthaud, M.; and Amaro, V. 1995 The Borborema Province shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **8** (3/4) 247-266.
- Veizer, J., 1983a. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Rev. Int. Miner.*, **11**, 265-300.
- Veizer, J., 1983b. Chemical diagenesis of carbonate rocks: Theory and application of trace element technique. In *stable isotopes in sedimentary Geology* (eds. M A. Arthur, T. F. Anderson, I. R Kaplan, J. Veizer and L. S. Land), pp III/1-III/100, SEPM Short course notes 10, SEPM.
- Veizer, J. & Compston, W. 1976. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica acta*, **40**: 905-914.
- Veizer, J., Compston, W., Hoefs, J., Nielsen, H., (1982). Mantle buffering of the early oceans. *Naturwissenschaften*, **69**, 173-180.
- Veizer, J., Hoefs (1976) The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40**, 1387-1395.
- Veizer, J. Holser, W. T., Wiguls, C. K. 1980. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variations. *Geochimica et Cosmochimica. Acta*, **44**: 579-587.
- Verhoogen, F. J., Weiss, L. E., Wahrhaftig, C., Fyfe, W. S., (1970) The Earth. New York - London: Holt, Reinhart and Winston.
- Vogel, D. E., Garlick, G. D., (1970). Oxygen- isotope ratios in metamorphic eclogites. *Contr. Miner. Petrol.*, **28**, 183-191.

- Vogel, J. C., (1959). Über den isotopengehalt des kohlenstoff in Susswasser-Kalkablagerungen. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **16**, 236.
- Wanderley, A. A.; Veiga Júnior, J. P.; Santos, E. J. 1992. O Complexo Irajá no contexto evolutivo da Província Borborema. *Cong. Bras. Geol.*, 37th, SBG. **1**:302-304, Recife.
- Welte, D. H., Kalkereuth, W., Hoefs, J., (1975). Age trend in carbon isotope composition in Paleozoic sediments. *Naturwissenschaften*, **62**, 482-483.
- Windley, B. 1992. Proterozoic collisional and accretionary orogens. In: *Condie, K. C. (ed.) - Proterozoic crustal evolution*. Elsevier, pp. 419-445.
- Woodruff, F. & Savin, S. M. 1985. $\delta^{13}\text{C}$ Values of Miocene Pacific benthic foraminifera: Correlations with sea level and biological productivity. *Geology* **13**: 119-122.
- Woronick, R. E., Land, L. S., (1985). Late burial diagenesis, Lower Cretaceous Pearsall and Lower Glen Rose Formation, South Texas. In *Carbonate Cements*. (Ed. By Schneidermann and P. M. Harris). *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.* **36**. 265-275.
- Young, G. H. 1976. Iron formation and glaciogenic rocks of the Raptian Group Northwest Territories, Canada. *Precambrian Research*, **3**: 137-158.