



UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

FACULDADE DE GEOLOGIA

**PETROGRAFIA E ESTRATIGRAFIA QUÍMICA DE ROCHAS
CARBONÁTICAS DO TERCIÁRIO DA BACIA DE CAMPOS: MEMBRO SIRI**

Pablo Simões Martins

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis

Rio de Janeiro
Junho-2007

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.



UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

FACULDADE DE GEOLOGIA

**PETROGRAFIA E ESTRATIGRAFIA QUÍMICA DE ROCHAS
CARBONÁTICAS DO TERCIÁRIO DA BACIA DE CAMPOS: MEMBRO SIRI**

Pablo Simões Martins

Orientador: Prof. Dr. René Rodrigues

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis

Rio de Janeiro
Junho-2007



UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

FACULDADE DE GEOLOGIA

**PETROGRAFIA E ESTRATIGRAFIA QUÍMICA DE ROCHAS
CARBONÁTICAS DO TERCIÁRIO DA BACIA DE CAMPOS: MEMBRO SIRI**

Pablo Simões Martins

Dissertação submetida ao corpo da Faculdade de geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de mestre.

Aprovado por:

Prof. Dr. René Rodrigues – UERJ

Prof. Dr. Egberto Pereira – UERJ

Dr. Luiz Carlos Veiga de Oliveira – CENPES/PETROBRAS

Rio de Janeiro
Junho-2007

FICHA CATALOGRÁFICA

MARTINS, PABLO SIMÕES.

Petrografia e Estratigrafia Química de Rochas Carbonáticas do Terciário da Bacia de Campos: Membro Siri. [Rio de Janeiro] 2007.

XIV, 117p. 29,7cm (Faculdade de Geologia – UERJ, Msc., Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, 2007).

Dissertação – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, realizada na Faculdade de Geologia.

1. Petrografia e Estratigrafia Química do Membro Siri.

I.FGEL/UERJ

II. Título (série)

À minha família.

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores Prof. Dr. René Rodrigues e Prof. Paulo Tibana pela ajuda na realização deste trabalho.

À ANP pela concessão da bolsa durante parte do trabalho.

À PETROBRAS por ter disponibilizado as amostras, sem as quais seria inviável esta pesquisa, e realizado parte das análises geoquímicas.

Ao Laboratório de Geoquímica da FGEL-UERJ pelas análises geoquímicas realizadas.

Aos professores do Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da UERJ. Ao corpo técnico do Departamento de Pós-graduação.

Aos amigos que fiz na pós-graduação.

A minha família e à minha namorada, meus grandes motivadores e que apesar da distância sempre se fizeram presentes.

E a todos aqueles que estiveram presentes durante o tempo de desenvolvimento deste trabalho.

SUMÁRIO

Agradecimentos	vi
Resumo	xiii
Abstract	xiv
1- INTRODUÇÃO	1
2- OBJETIVOS	2
3- LOCALIZAÇÃO	3
4- METODOLOGIA	4
4.1- PERFIS PETROGRÁFICOS	4
4.2- PERFIS DE RAIOS GAMA.....	5
4.3- PERFIL SÔNICO.....	6
4.4- CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS CARBONÁTICAS.....	6
4.5- ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO E OXIGÊNIO.....	8
4.6- ELEMENTOS QUÍMICOS MAIORES E TRAÇOS.....	10
5-BACIA DE CAMPOS	11
5.1- EVOLUÇÃO ESTRUTURAL	11
5.2- ESTRATIGRAFIA.....	16
5.3- TECTONO-SEDIMENTAÇÃO.....	19
5.3.1- Megasseqüência continental	20
5.3.2- Megasseqüência transicional	22
5.3.3- Megasseqüência marinha	22
5.3.3.1- Seqüência carbonática nerítica rasa.....	22
5.3.3.2- Seqüência oceânica hemipelágica.....	23
5.3.3.3- Seqüência oceânica progradante.....	24
5.4- MEMBRO SIRI	24
6- COMPOSIÇÃO DAS ROCHAS CARBONÁTICAS DO MEMBRO SIRI 26	
6.1- GRÃOS ALOQUÍMICOS.....	26
6.1.1- Algas rodófitas (vermelhas)	26
6.1.2- Cracas	27
6.1.3- Foraminíferos	28
6.1.3.1- Macroforaminíferos.....	28

6.1.3.2- Foraminíferos incrustantes.....	29
6.1.3.3- Foraminíferos menores.....	29
6.1.4- Equinóides	30
6.1.5- Briozoários	30
6.1.6- Moluscos	31
6.1.7- Corais	31
6.1.8- Outros	31
6.2- MICRITA (LAMA CARBONÁTICA).....	32
6.3- SILICICLÁSTICOS.....	32
7- MICROFÁCIES, DIAGÊNESE E MODELO DEPOSICIONAL	36
7.1- DESCRIÇÃO DAS MICROFÁCIES.....	36
7.1.1- Microfácies I	36
7.1.2- Microfácies II	37
7.1.3- Microfácies III	38
7.1.4- Microfácies IV	39
7.1.5- Microfácies V	39
7.1.6- Microfácies VI	40
7.1.7- Microfácies VII	41
7.2- DIAGÊNESE.....	48
7.2.1- Ambiente marinho freático	49
7.2.2- Ambiente meteórico freático	52
7.2.3- Ambiente de mistura de águas	54
7.2.4- Processos de subsuperfície profunda	56
7.2.5- Porosidade	56
7.2.6- Eventos diagenéticos	57
7.3- MODELO DEPOSICIONAL.....	62
8- ESTRATIGRAFIA QUÍMICA	70
8.1- ELEMENTOS QUÍMICOS MAIORES E TRAÇOS.....	70
8.2- ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO E OXIGÊNIO.....	81
8.2.1- Isótopos de oxigênio	82
8.2.2- Isótopos de carbono	85

9- SEQÜÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS.....	90
9.1- SEQÜÊNCIA I.....	92
9.2- SEQÜÊNCIA II.....	93
9.3- SEQÜÊNCIA III.....	95
10- CONCLUSÕES.....	100
11- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	102
ANEXOS.....	112

LISTA DE FIGURAS

Figura 01- Mapa com a localização da Bacia de Campos e em detalhe a localização dos poços na área de estudo.....	3
Figura 02- Classificação de rochas carbonáticas de Dunham (1962).....	7
Figura 03- Classificação de rochas calcárias recifais de Embry & Klovan (1971).....	9
Figura 04- Mapa de estruturas no topo do embasamento.....	12
Figura 05- Mapa de anomalias gravimétricas das bacias de Campos e Santos.....	14
Figura 06- Mapa das principais províncias estruturais relacionadas ao rifte Bacias de Campos.....	15
Figura 07- Carta estratigráfica da Bacia de Campos.....	17
Figura 08- Seção geológica da Bacia de Campos.....	21
Figura 09- Fotomicrografias de algas vermelhas e cracas.....	33
Figura 10- Fotomicrografias de macroforaminíferos.....	34
Figura 11- Fotomicrografias de foraminíferos.....	35
Figura 12- Quadro resumindo as características principais das sete microfácies propostas para o Membro Siri.....	36
Figura 13- Fotomicrografias da microfácies I.....	42

Figura 14- Fotomicrografias da microfácies II.....	43
Figura 15- Fotomicrografias da microfácies III.....	44
Figura 16- Fotomicrografias da microfácies V.....	45
Figura 17- Fotomicrografias da microfácies VI.....	46
Figura 18- Fotomicrografias da microfácies VII.....	47
Figura 19- Ambientes diagenéticos próximos à superfície.....	48
Figura 20- Quadro com a frequência das principais feições diagenéticas nas microfácies descritas.....	50
Figura 21- Quadro de eventos diagenéticos para as rochas do Membro Siri.....	57
Figura 22- Fotomicrografias de feições diagenéticas como micritização, sedimentos infiltrados, cimentação e dolomitização.....	59
Figura 23- Fotomicrografias de feições diagenéticas como sedimentos infiltrados, cimentação em franja fibrosa, mosaico e sintaxial.....	60
Figura 24- Fotomicrografias de feições diagenéticas como dissolução e formação de <i>vugs</i> e moldes.....	61
Figura 25- Modelo de fácies carbonáticas de plataformas com borda de Wilson (1975).....	64
Figura 26- Desenho esquemático mostrando as distintas formas que os macroforaminíferos podem assumir.....	66

Figura 27- Perfis geoquímicos de elementos maiores para o poço I.....	73
Figura 28- Perfis geoquímicos de elementos traço para o poço I.....	74
Figura 29- Perfis geoquímicos de razões entre elementos para o poço I....	75
Figura 30- Perfis geoquímicos de elementos maiores para o poço E.....	76
Figura 31- Perfis geoquímicos de elementos traço para o poço E.....	77
Figura 32- Perfis geoquímicos de razões entre elementos para o poço E...	78
Figura 33- Perfis geoquímicos de elementos maiores para o poço C.....	79
Figura 34- Curvas de razões isotópicas de δO^{18} e δC^{13} nos carbonatos do Membro Siri.....	84
Figura 35- Comparação das curvas de razões isotópicas do Membro Siri com as curvas do sítio 563 do DSDP.....	86
Figura 36- Comparação das curvas de razões isotópicas do Membro Siri com as curvas do sítio 608 do DSDP.....	87
Figura 37- Correlação entre os poços I, E e A.....	98
Figura 38- Correlação entre os poços I, F e C.....	99

RESUMO

MARTINS, Pablo Simões. Petrografia e estratigrafia química de rochas carbonáticas do Terciário da Bacia de Campos: Membro Siri. Orientador: René Rodrigues. Rio de Janeiro: UERJ/FGEL, 2007. Dissertação (Mestrado em Ciências).

Cinco poços, localizados na porção centro-sul da Bacia de Campos, que atravessaram os carbonatos do Membro Siri, foram utilizados objetivando a realização de um estudo petrográfico/microfaciológico e quimioestratigráfico nestes calcários. Foram identificadas sete microfácies, constituídas basicamente por algas coralináceas, macroforaminíferos e cracas, que abrangem um conjunto de sistemas deposicionais que vai desde uma laguna rasa de circulação aberta até um *forereef/margin reef* abaixo da base de onda, passando por bioconstruções que formam um complexo de bancos algálicos na borda da plataforma. As condições iniciais destas rochas foram alteradas, em maior ou menor grau, devido à diagênese, notadamente, em ambiente meteórico freático. A cimentação foi o principal processo responsável pela diminuição da porosidade nestes carbonatos. Por outro lado, o processo de dissolução promoveu um alargamento dos poros, melhorando as características do reservatório. Quimioestratigrafia baseada em elementos químicos maiores e traços possibilitou a subdivisão dos carbonatos do Membro Siri em três unidades químicas e oito subunidades. Paralelamente a correlação de eventos isotópicos de δO^{18} e δC^{13} identificados no poço E, com eventos globais, sugere idade neo-oligocênica a eomiocênica para estes calcários. Finalmente, o entendimento da sucessão dos estratos carbonáticos dentro dos conceitos da estratigrafia de seqüências evidenciou que os tratos de sistemas podem ser relacionados com as variações observadas nos perfis geoquímicos e nas assembléias fossilíferas observadas na rocha.

ABSTRACT

MARTINS, Pablo Simões. Petrografia e estratigrafia química de rochas carbonáticas do Terciário da Bacia de Campos: Membro Siri. Orientador: René Rodrigues. Rio de Janeiro: UERJ/FGEL, 2007. Dissertação (Mestrado em Ciências).

Five wells have crossed carbonates of the Siri Member in the south of Campos Basin. They have been used objectifying the accomplishment of a petrographic/microfacies and chemostratigraphic study in these calcareous rocks. This work allowed to identify seven microfacies, constituted basically of coralline algae, larger foraminifera and barnacles, which enclose a set of depositional systems since a shallow lagoon of open circulation until a forereef/reef margin below wave base, passing for organics build up that form a complex of algalic banks in the edge of the platform. The rocks previously deposited have been modified by diagenesis, mainly, in a marine phreatic diagenetic environment. Cementation has been the main process responsible for lost of porosity in these carbonates. On another hand, solution has improved the reservoir porosity. A chemostratigraphic study using major e trace chemical elements made possible the recognition of three chemical units and eight subunits in Siri Member. By correlating δO^{18} and δC^{13} isotopic events, identified in well E, with global events, a Late Oligocene – Early Miocene age is suggested for Siri limestone. The stratigraphic sequences have showed that system tracts can be relationed with specific fossiliferous assemblages and with chemical variations observed in geochemical profiles.

1- INTRODUÇÃO

O Membro Siri da Formação Emborê é constituído por calcários depositados na plataforma oligo-miocênica da Bacia de Campos. A ocorrência de petróleo nesta unidade terciária vem sendo registrada há tempos, mais precisamente desde a década de setenta. No entanto, as características físicas deste óleo não tornaram possível a sua produção comercial. Atualmente, muitos esforços vêm sendo empreendidos no sentido de compreender melhor a geologia deste reservatório, visando o aproveitamento futuro dos mesmos.

Entretanto, os métodos mais tradicionais para correlacionar unidades sedimentares, tais como a bioestratigrafia e a perfilagem geofísica, não se mostram adequados, ou seja, apresentam baixa resolução na subdivisão e correlação de unidades estratigráficas em escala de reservatório no Membro Siri. Em virtude disso torna-se necessária à utilização de ferramentas alternativas visando este fim.

A estratigrafia química envolve a aplicação da geoquímica para caracterizar e fatiar seqüências sedimentares, com base em assinaturas geoquímicas diagnósticas, sendo por este motivo, bastante adequada para uma análise estratigráfica de alta resolução.

Propõe-se neste trabalho a utilização de dados geoquímicos objetivando a montagem de um arcabouço estratigráfico para os reservatórios Siri, apoiando-se, paralelamente, em um estudo petrográfico e microfaciológico dessas rochas com o intuito de reconhecer a sua história deposicional e diagenética.

2- OBJETIVOS

O primeiro objetivo deste trabalho foi um estudo microfaciológico dos carbonatos do Membro Siri visando uma melhor definição de seu paleoambiente deposicional e dos processos diagenéticos que atuaram nestas rochas.

O segundo objetivo envolve as análises de isótopos estáveis de carbono e oxigênio e de elementos químicos maiores e traços com o intuito de propor um fatiamento quimioestratigráfico desta unidade terciária e, a partir deste arcabouço, realizar a correlação dos poços da área. Por fim, objetiva-se apresentar a integração dos dados petrográficos e quimioestratigráficos dentro do contexto da estratigrafia de seqüências.

3- LOCALIZAÇÃO

A área de estudo encontra-se ao sul da Bacia de Campos, no estado do Rio de Janeiro. Os cinco poços usados nesta dissertação dispõem-se em uma seção aproximadamente norte-sul, como pode ser visto na figura 01.

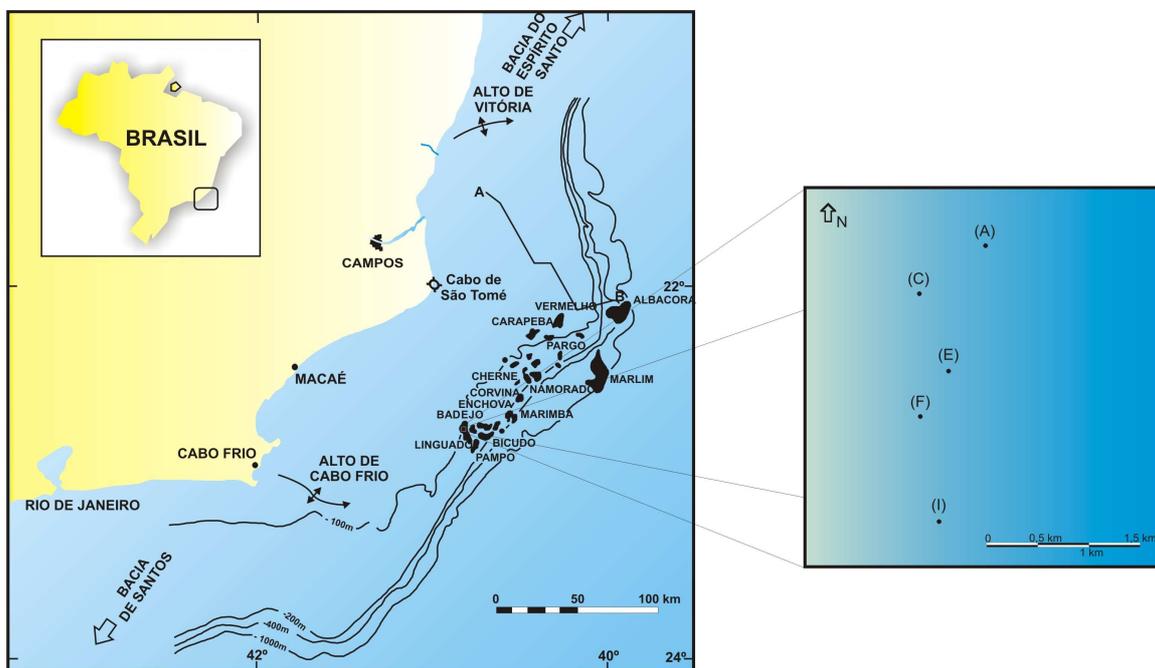


Figura 01- Mapa com a localização da Bacia de Campos e em detalhe o posicionamento dos poços na área de estudo (modificado de Guardado *et al.*, 1989).

4- METODOLOGIA

Neste trabalho foram utilizados cinco poços perfurados na Bacia de Campos, que amostraram as rochas carbonáticas do Membro Siri. Nos poços A e C contou-se com testemunhos de sondagem e nos poços E, I e F obteve-se apenas amostras de calha.

A partir destes dados desenvolveu-se um estudo petrográfico/microfaciológico buscando entender o modelo deposicional dos carbonatos da Formação Emborê/Membro Siri, bem como os principais eventos diagenéticos que afetaram estas rochas.

Paralelamente, análises geoquímicas de isótopos estáveis de carbono e oxigênio e elementos químicos maiores e traços foram realizadas nos poços C, E e I com o intuito de subdividir e correlacionar estas rochas usando a quimioestratigrafia. Este procedimento permitiu o desenvolvimento de uma estratigrafia fina para os carbonatos terciários da área investigada.

Finalmente, os dados de petrografia, de perfis elétricos e de geoquímica foram integrados visando o entendimento da evolução sedimentológica e estratigráfica do Membro Siri, sob os conceitos da estratigrafia de seqüências.

4.1- PERFIS PETROGRÁFICOS

Lâminas delgadas dos testemunhos e das amostras de calha dos carbonatos do Membro Siri foram confeccionadas pelo Laboratório de Sedimentologia da UN-BC PETROBRAS (Unidade de Negócios de Exploração e Produção da Bacia de Campos) e cedidas para a realização deste trabalho de pesquisa. As lâminas foram impregnadas com resina azul para realçar a porosidade da rocha e, conseqüentemente, torná-la mais fácil de ser observada.

As seções delgadas foram analisadas nos diversos poços e visualmente classificadas em diferentes microfácies de acordo com as suas características petrográficas, tais como abundância de determinados bioelementos, minerais, feições diagenéticas e texturais.

As variações verticais dos principais componentes da rocha foram desenhadas ao longo de perfis petrográficos (anexos), confeccionados para cada um dos poços. A frequência dos componentes foi estimada qualitativamente e expressada como rara, comum, freqüente e abundante. Ao lado dos perfis petrográficos foi colocada uma coluna com a variação das microfácies ao longo do perfil. Nos poços em que só havia amostras de calha, a identificação e o posicionamento das microfácies no perfil foram sobremaneira dificultados.

4.2- PERFIS DE RAIOS GAMA

Perfis de raios gama medem a radioatividade natural das rochas e por isso podem ser usados para identificar litotipos e correlacionar poços. Arenitos e carbonatos sem argila possuem baixas concentrações de material radioativo e conseqüentemente, possuem baixas leituras de raios gama.

À medida que o conteúdo de argila aumenta, a resposta do perfil de raios gama também aumenta devido à maior concentração de elementos radioativos neste tipo de mineral.

Em rochas carbonáticas, apesar dos valores de radioatividade serem geralmente baixos, como já dito acima, variações podem ser detectadas permitindo a diferenciação entre carbonatos “limpos” (sem ou com pouca argila) como os calcarenitos, e outros mais “sujos” como os calcilutitos impuros e margas.

A ferramenta consiste basicamente de um cintilômetro contendo um cristal transparente, que emite um fóton ao ser atravessado pelo raio gama, este é capturado pelo fotomultiplicador, produzindo um pulso elétrico (Waisman, 2002).

4.3- PERFIL SÔNICO

O perfil sônico é um perfil que ajuda, principalmente, na detecção de intervalos porosos. Tal perfil mede o tempo de trânsito de uma onda compressional que percorre a distância de um pé dentro da formação. Transmissores de ondas acústicas produzem alternadamente pulsos de alta frequência que percorrem as rochas, sendo captados por pares de receptores.

O tempo de trânsito obtido no perfil sônico é dependente tanto da porosidade quanto do tipo de rocha. Contudo, caso se conheça previamente a velocidade do som no material que constitui a rocha, pode-se obter a porosidade por meio de cartas gráficas ou equações.

4.4- CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS CARBONÁTICAS

Nesta dissertação foram usadas basicamente duas propostas de classificação de rochas carbonáticas, a de Dunham (1962) e a de Embry & Klovan (1971).

A classificação de Dunham (1962) foi publicada no memoir nº 1 da A.A.P.G (American Association of Petroleum Geologists), o qual foi dedicado exclusivamente à classificação de rochas carbonáticas. Este autor leva em consideração principalmente o aspecto textural da rocha, introduzindo duas definições importantes, a de rochas suportadas pelos grãos e rochas suportadas pela matriz fina (fig. 02).

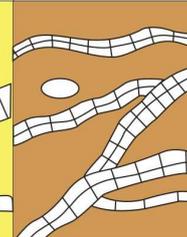
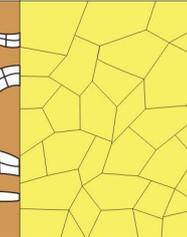
Texturas Depositionais Reconhecidas					Textura deposicional não reconhecível
Componentes originais não ligados durante a deposição			Sem lama, grão-suportado	Componentes originais ligados durante a deposição	
Suportada pela Matriz		Grão-suportado com matriz			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Cristalino
					

Figura 02 - Classificação de rochas carbonáticas de Dunham (1962). Modificado de Tucker & Wright (1990).

Segundo Terra (1990) para utilizar-se a classificação de Dunham (1962) são necessárias algumas considerações.

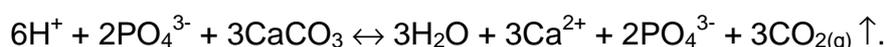
- A textura deposicional é reconhecida ou não?
- Os componentes originais estavam ligados ou não durante a deposição?
- A rocha tem matriz ou não?
- A rocha possui arcabouço grão-suportado ou matriz-suportado?

Com base nessas premissas Dunham (1962) propôs os seguintes termos: mudstones, wackestones, packstones, grainstones e boundstones para classificar texturalmente as rochas carbonáticas (fig. 02).

Por outro lado, a proposta de Embry & Klovan (1971), mais do que uma nova classificação é uma ampliação da classificação de Dunham (1962), com o objetivo de abraçar as rochas de origem recifal. Esta classificação veio da experiência dos autores no estudo de calcários bioconstruídos do Paleozóico do Canadá, nos quais eles distinguiram cinco diferentes tipos, a saber: floatstones, rudstones, bafflestone, bindstone e framestone (fig. 03).

4.5- ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO E OXIGÊNIO

Na obtenção dos dados isotópicos de carbono e oxigênio foi utilizado o espectrômetro de massa Finnigan MAT 252 pertencente à Gerência de Geoquímica do CENPES/PETROBRAS. Este espectrômetro de massa está acoplado a um sistema de extração *on line* de CO₂ em carbonatos, denominado KIEL-III, voltado especificamente para análises isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos. Nesse sistema a amostra de carbonato reage sob vácuo com ácido fosfórico a 70°C, liberando CO₂ que será analisado para as suas razões isotópicas de oxigênio e carbono, de acordo com a reação:



Variações nas razões de isótopos estáveis normalmente situam-se numa faixa de valores entre partes por mil e partes por centena e, portanto, são freqüentemente descritos como desvios por mil (‰) δ , de algum padrão conhecido.

No caso do carbono e do oxigênio, em carbonatos, o padrão comumente usado é o PDB da Universidade de Chicago. O PDB refere-se a um fóssil particular de belemnite da Formação Pee Dee (Pee Dee Belemnite) da Carolina do Sul. Os desvios por mil, referidos como δO^{18} e δC^{13} , são expressos pelas respectivas relações:

$$\delta O^{18} = \frac{\{(O^{18} / O^{16})_{amostra} - (O^{18} / O^{16})_{padr\tilde{a}o\ PDB}\} \times 1000}{(O^{18} / O^{16})_{padr\tilde{a}o\ PDB}} \quad e,$$

$$\delta C^{13} = \frac{\{(C^{13} / C^{12})_{amostra} - (C^{13} / C^{12})_{padr\tilde{a}o\ PDB}\} \times 1000}{(C^{13} / C^{12})_{padr\tilde{a}o\ PDB}}$$

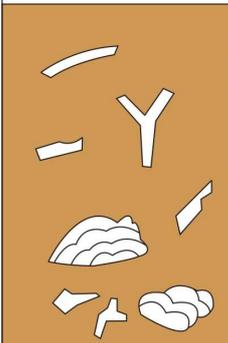
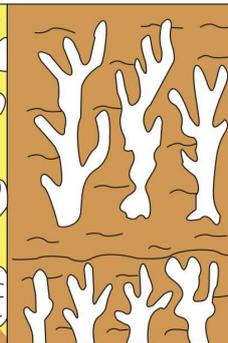
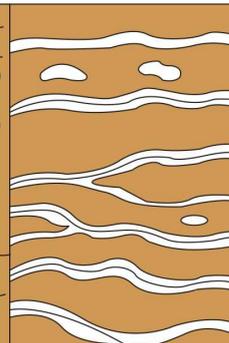
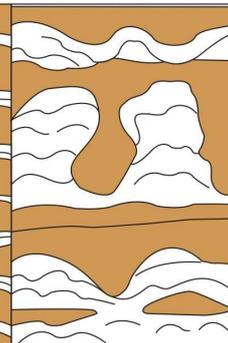
Alóctone		Autóctone		
Componentes originais não organicamente ligados durante a deposição		Componentes originais organicamente ligados durante a deposição		
> 10% de grãos > 2mm				
Suportada pela matriz	Suportado por componente > 2mm	Organismos que atuam como obstáculos	Organismos que encrustam e ligam	Organismos que constroem um arcabouço rígido
Floastone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone
				

Figura 03 - Classificação de rochas calcárias recifais de Embry & Klovan (1971). Modificado de Tucker & Wright (1990).

4.6- ELEMENTOS QUÍMICOS MAIORES E TRAÇOS

Para as análises químicas de elementos maiores e traços foi utilizado um espectrômetro de massa com fonte de plasma induzido (ICP-MS), do tipo Perkin Elmer ELAN DRC II pertencente ao Laboratório de Geoquímica da Faculdade de Geologia da UERJ.

Basicamente o ICP-MS consiste de uma fonte geradora de íons (plasma), lentes selecionadoras de íons, analisador de massa e um detector. O material a ser analisado é levado até o plasma pelo argônio, elemento comumente utilizado como gás de arraste. As partículas são então atomizadas, ionizadas e introduzidas no interior do equipamento, onde os íons são focalizados e conduzidos ao sistema de análise de massa. O campo magnético no espectrômetro de massa guia os íons por uma trajetória circular, separando-os em função de sua razão m/Z .

5- BACIA DE CAMPOS

A Bacia de Campos situa-se na margem continental leste brasileira, estando a sua gênese associada à ruptura do supercontinente Gondwana que separou América do Sul e África durante o Mesozóico. Esta bacia cobre uma área de cerca de 100.000 km², sendo limitada a norte pelo Alto de Vitória e a sul pelo Alto de Cabo Frio (fig. 01).

A primeira descoberta de petróleo na bacia ocorreu em 1974 (Campo de Garoupa). Desde então, a intensa atividade exploratória levou a descoberta de vários outros campos, consolidando o litoral norte do estado do Rio de Janeiro como a área mais prolífica em petróleo de todo o Brasil.

5.1- EVOLUÇÃO ESTRUTURAL

A Bacia de Campos constitui uma excelente representante das bacias de margem continental passiva presentes ao longo da costa leste da América do Sul. Existem dois estilos estruturais bem definidos: falhamento em blocos associado à quebra inicial da América do Sul - África, nos intervalos com idade pré-Alagoas, e na porção superior falhamentos lístricos decorrentes da tectônica salífera. Adicionalmente, movimentações tectônicas durante o Neocretáceo e o Cenozóico reativaram estas e outras descontinuidades pré-existentes (Cobbold *et al.*, 2001).

Formado no Neoproterozóico, o supercontinente Gondwana foi construído a partir da junção de vários crátons de idades arqueanas e paleoproterozóicas por meio de faixas móveis durante o ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano. No Neotriássico - Eojurássico o processo de ruptura do Gondwana e a conseqüente separação entre África e América do Sul deu-se de sul para o norte do supercontinente. As evidências sugerem que o processo de rifteamento alcançou a Bacia de Campos durante o Hauteriviano-Barremiano (Eocretáceo) (Meisling *et*

al., 2001).

Durante o Eocretáceo gerou-se um sistema de vales rifte com direção NE-SW como consequência dessa extensão crustal (fig. 04). A fase rifte é representada por uma série de *horsts*, *grabens* e *hemi-grabens*. Os blocos falhados são limitados por falhas normais sintéticas e antitéticas.

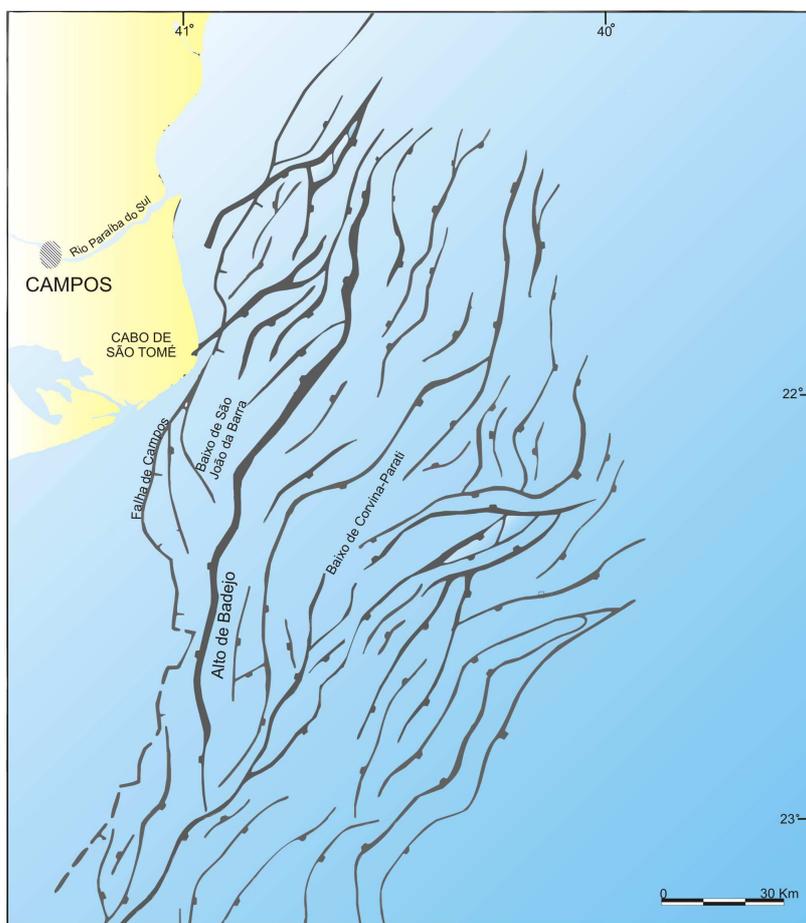


Figura 04 - Mapa de estruturas no topo do embasamento. Basaltos do Cretáceo Inferior mostrando as estruturas do rifte da Bacia de Campos (Guardado *et al.*, 1989).

Paralelamente, grande extrusão de basaltos ocorreu no sul-sudeste do Brasil pela passagem da pluma ou *hot-spot* de Tristão da Cunha sob a Bacia do Paraná (Meisling *et al.*, 2001). Esse magmatismo básico chegaria ao rifte precursor da Bacia de Campos, constituindo o que hoje se conhece como Formação Cabiúnas.

Tal vulcanismo associado a um *hot-spot* pode ter contribuído para o rifteamento e a conseqüente quebra no compartimento sul do Atlântico Sul. Por outro lado, este mesmo fenômeno pode ter retardado a transição *rift-drift* na porção central devido ao aquecimento e estiramento da litosfera subcontinental da grande faixa móvel brasileira (Meisling *et al.*, 2001).

Meisling *et al.* (2001) estudando dados de levantamentos gravimétricos na Bacia de Campos observaram a existência de duas grandes anomalias de gravidade positivas (fig. 05). A primeira anomalia, mais próxima à linha de costa, foi considerada como sendo uma antiforma com cerca de 50 km de largura formada devido à existência de manto anormalmente raso (fig. 05). Sobrepondo-se a este Moho raso na Bacia de Campos encontram-se grandes falhas extensionais e um “meio-rifte” que é preenchido com rochas vulcânicas e sedimentares. Com base nestas evidências, o Moho deve ter soerguido durante o rifteamento e extensão crustal no Eocretáceo.

Nesta porção de rifte sobre o manto anômalo a vergência dominante das falhas extensionais é em direção ao continente e supõe-se que a falha mestra mergulhando para o sudoeste continua dentro do embasamento, tornando-se um descolamento de baixo ângulo no Moho (Meisling *et al.*, 2001). Estes autores sugerem também que este descolamento foi originalmente uma falha inversa durante o Brasileiro, sendo reativada durante o rifteamento no Neocomiano.

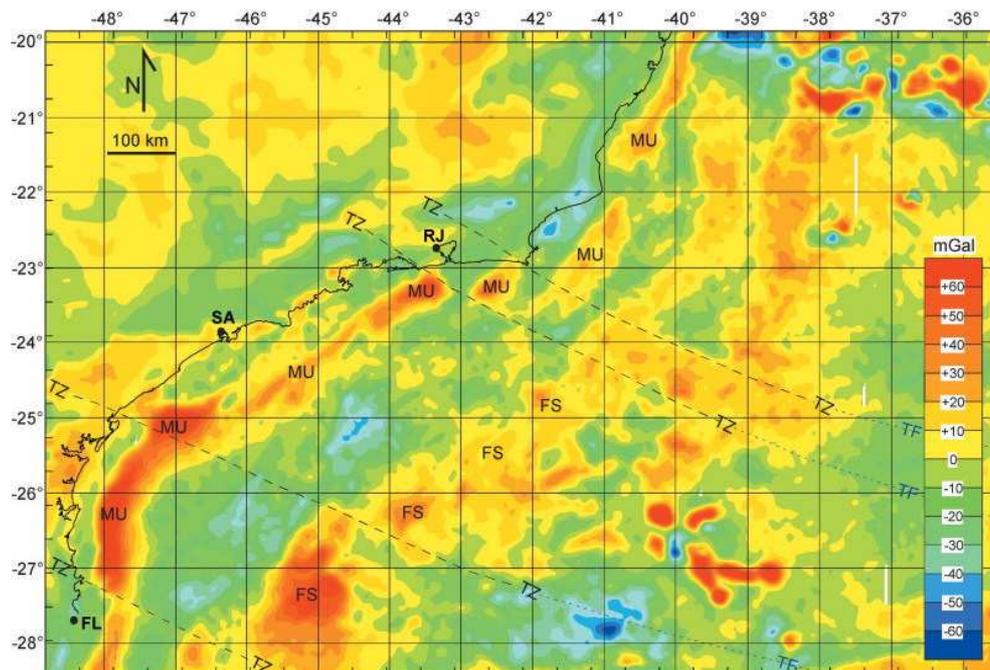


Figura 05 - Mapa de anomalias gravimétricas das bacias de Campos e Santos. (FL = Florianópolis, SA = Santos, RJ = Rio de Janeiro, MU = Soerguimento do Moho, FS = Cadeia de espalhamento abortada, TZ = Zona de transferência) (Meisling *et al.*, 2001).

A segunda anomalia gravimétrica positiva encontra-se a 300 km da costa em ambiente *off-shore* (fig. 05). Forma uma faixa alongada com uma direção nordeste/sudoeste, sendo interpretada em linhas sísmicas como sendo rochas vulcânicas (Meisling *et al.*, 2001). Estes mesmos autores sugeriram que o conjunto inteiro, que se prolonga até a Bacia de Santos, representa na verdade um centro de espalhamento oceânico que foi abortado (figs. 05 e 06).

Entre estas duas anomalias positivas temos um amplo domínio de anomalias de gravidade negativas, que são interpretadas como partes da seção sedimentar rifte, cobertas por rochas sedimentares com idades do Neomesozóico e do Terciário (Meisling *et al.*, 2001) (figs. 05 e 06).

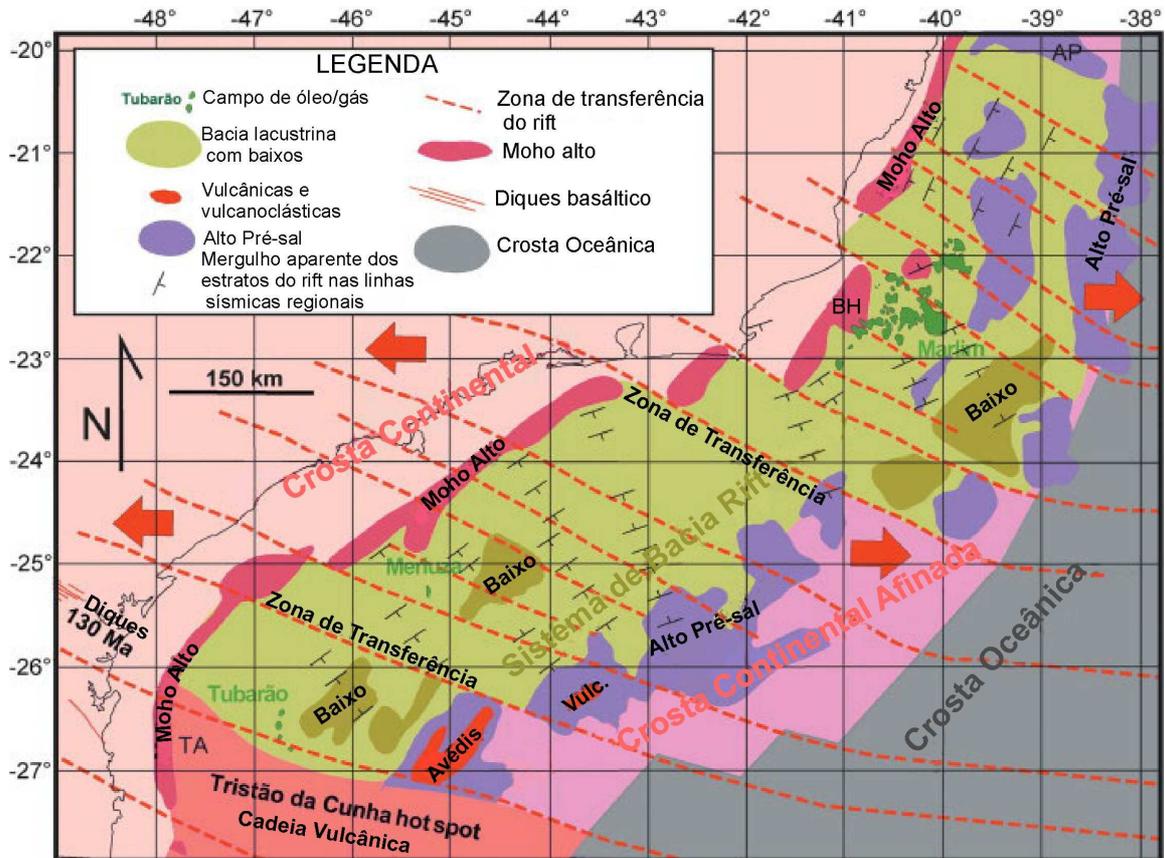


Figura 06 - Mapa das principais províncias estruturais relacionadas ao rifte, Bacias de Campos e Santos (TA = Arco de Torres, BH = Alto de Badejo, AP = Platô de Abrolhos) (Meisling *et al.*, 2001).

É importante notar que estas anomalias gravimétricas geralmente sofrem desvios (*offsets*) sendo divididas em vários segmentos por zonas estreitas com *trend* noroeste-sudeste (figs. 05 e 06). Estas feições são típicas de zonas de transferência sendo muito observadas nos riftes do leste africano (Rosendahl, 1987). Também de acordo com este autor as zonas de transferência em riftes são paralelas, ou quase paralelas à direção principal da extensão horizontal.

Observando a Bacia de Campos podemos inferir que a direção de extensão foi perpendicular ao eixo principal de rifteamento, o que é esperado. Entretanto, na porção *off-shore* de Cabo Frio essa direção de extensão foi oblíqua ao eixo do rifte

(Meisling *et al.*, 2001). Estas falhas de transferência tiveram grande influência na sedimentação da fase rifte na Bacia de Campos.

O *horst* mais expressivo desenvolvido nesta época, na Bacia de Campos, é o Alto de Badejo. Flanqueando este alto, geraram-se os baixos estruturais de Corvina-Parati e de São João da Barra, os quais possuem aproximadamente 9000m de sedimentos. A maioria das falhas da fase rifte tornou-se inativa depois do desenvolvimento da discordância pré-Alagoas, embora localmente estas tenham sido reativadas e tenham cortado os sedimentos da fase *drift* da seqüência transicional e mais raramente os sedimentos da seqüência marinha (Guardado *et al.*, 1989).

Após um período de relativa quiescência tectônica durante o Aptiano (Andar Alagoas), houve uma inclinação da bacia para leste que, juntamente com a compactação diferencial, gerou movimentação na camada de sal, dando origem a um sistema de falhas lítricas. Este tipo de falhamento ocorreu desde o Albiano, persistindo até o Holoceno, e tem sido de grande importância no controle das fácies sedimentares e na criação de trapas de hidrocarbonetos na Bacia de Campos.

5.2- ESTRATIGRAFIA

A estratigrafia da Bacia de Campos é muito parecida com aquela das demais bacias da margem leste brasileira, ou seja, sobre um substrato de rochas basálticas foram depositados sedimentos continentais, espesso pacote de evaporitos e, finalmente, sedimentos marinhos siliciclásticos e carbonáticos (Dias *et al.*, 1990) (fig. 07).

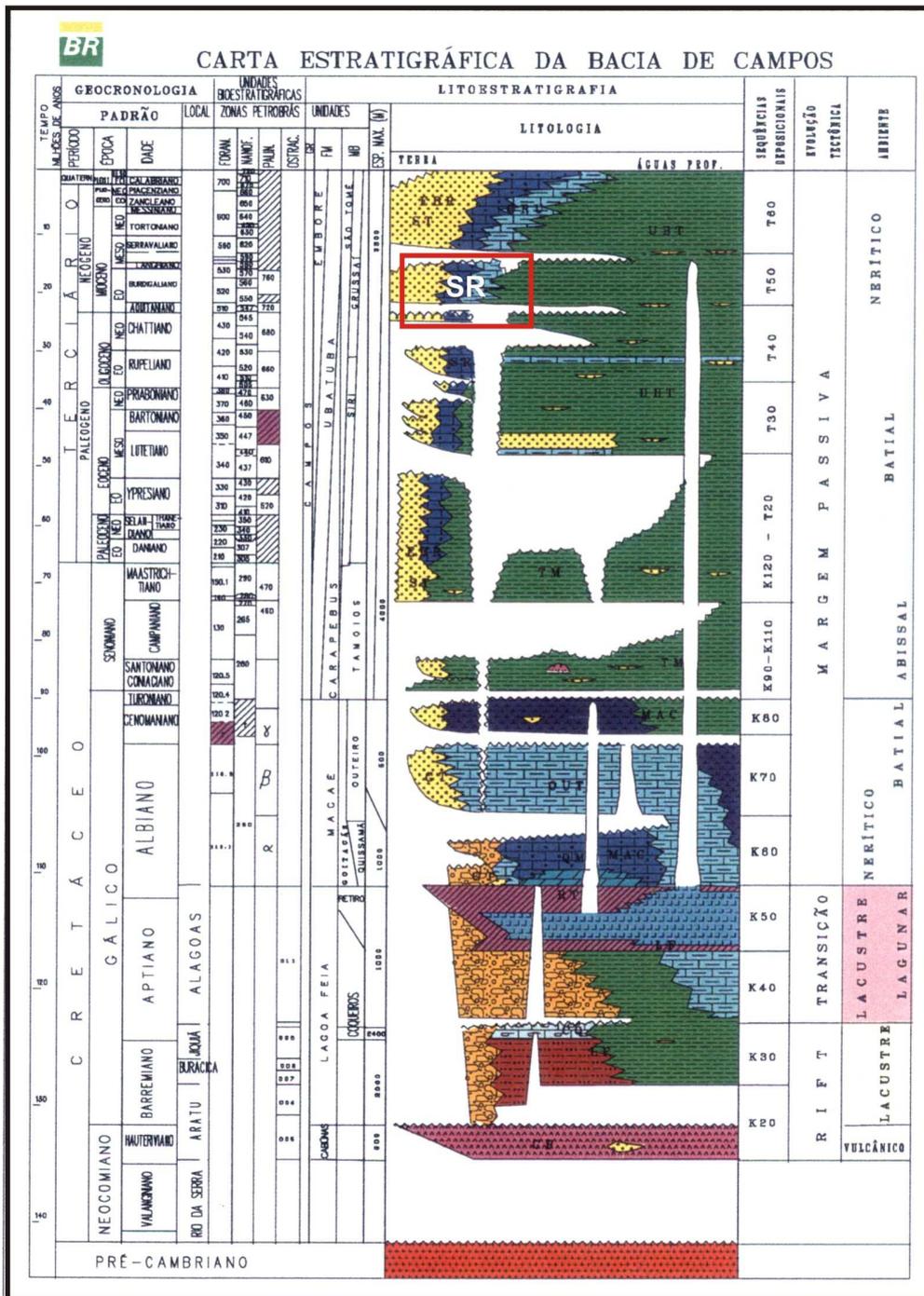


Figura 07 - Carta estratigráfica da Bacia de Campos. Em destaque o Membro Siri (modificada de Rangel *et al.*, 1994).

Rangel *et al.* (1994) propuseram a denominação de Formação Cabiúnas para os derrames basálticos eocretáceos que constituem o assoalho da Bacia de Campos. Esta formação é caracterizada por basalto amigdaloidal cinza e castanho, organizado em derrames e níveis de materiais piroclásticos interestratificados com conglomerados polimíticos cinza-esverdeados (Mizusaki *et al.*, 1988). Datações radiométricas utilizando a metodologia K-Ar revelaram idades entre 120 e 130 M.a. (Guardado *et al.*, 1989).

Sobrepostas às vulcânicas da Formação Cabiúnas encontram-se as rochas da Formação Lagoa Feia. Definida por Schaller (1973), a Formação Lagoa Feia engloba os sedimentos depositados durante a fase rifte e transicional da bacia, incluindo uma ampla variedade litológica. O pacote rifte da porção inferior abarca o intervalo Neocomiano Superior-Barremiano, representado por conglomerados com abundantes clastos de basalto, arenitos, folhelhos ricos em matéria orgânica e coquinas, constituídas por bivalves e ostracodes, as quais foram englobadas no Membro Coqueiros (Rangel *et al.*, 1994; Milani *et al.*, 2000).

A parte superior da Formação Lagoa Feia, apoiada em expressiva discordância pré-aptiana (Guardado *et al.*, 1989; Bueno, 2004), é representada por uma sucessão de conglomerados e folhelhos avermelhados de idade aptiana recobertos por uma seção de evaporitos do Neoaptiano (Membro Retiro).

A Formação Macaé foi individualizada por Schaller (1973), para designar os calcirruditos, calcarenitos e calcilutitos sobrepostos aos evaporitos Lagoa Feia. Rangel *et al.* (1994) individualizaram três membros, a saber: Membro Quissamã, Membro Outeiro e Membro Goitacás. O Membro Quissamã (Eo/Mesoalbiano) designa calcarenitos e calcirruditos oolíticos, oncolíticos e detritais, por vezes extensivamente dolomitizados. O Membro Outeiro (Mesoalbiano/Cenomaniano) é composto por calcilutitos e margas e o Membro Goitacás caracteriza-se por

conglomerados polimíticos e arenitos mal selecionados indicando um ambiente deposicional mais proximal em relação aos outros dois membros.

Rangel *et al.* (1994) elevaram a categoria de grupo a Formação Campos definida inicialmente por Schaller (1973). Além disso, estes autores propuseram que o Grupo Campos seria constituído por três formações: Formação Ubatuba, Formação Carapebus e Formação Emborê.

A Formação Ubatuba compreende milhares de metros de espessura de folhelhos cinza-escuros e esverdeados, argilas e margas cinza-claras, calcilutitos cinzas e cremes e diamictitos, representando uma deposição em ambientes distais (Rangel *et al.*, 1994; Milani *et al.*, 2000). Intercalados aos pelitos da Formação Ubatuba encontram-se os arenitos da Formação Carapebus, que resultam da atuação de correntes de turbidez em ambientes de talude e bacia oceânica (Guardado *et al.*, 1989; Rangel *et al.*, 1994; Milani *et al.*, 2000).

A Formação Emborê é composta por arenitos e carbonatos sobrepostos e lateralmente interdigitados com as rochas da Formação Ubatuba. De acordo com Rangel *et al.* (1994) o Membro São Tomé designa os clásticos grossos vermelhos que ocorrem ao longo da borda oeste da bacia, já os membros Siri e Grussaí são constituídos basicamente por calcarenitos bioclásticos associados a bancos carbonáticos na margem da plataforma formados em épocas de subida do nível do mar (Guardado *et al.*, 1989; Dias *et al.*, 1990; Rangel *et al.*, 1994).

5.3- TECTONO-SEDIMENTAÇÃO

As rochas da Bacia de Campos foram separadas por Pontes & Asmus (1976) em três megasseqüências estratigráficas que se correlacionam a cada fase tectônica da bacia. Estas fases são: (1) megasseqüência não marinha, depositada na fase rifte; (2) megasseqüência transicional, formada na fase *drift* inicial e (3)

megasseqüência marinha, desenvolvida durante a fase de margem passiva (fig. 08).

5.3.1-. Megasseqüência continental

A formação do rifte se deu a partir da quebra do supercontinente Gondwana, com a formação de vales rifte alongados de direção NE-SW e geração de *horsts*, *grabens* e *hemi-grabens*. Aqui as falhas são normalmente sintéticas e, subordinadamente, antitéticas, com direção semelhante às observadas nos alinhamentos do embasamento.

Nesta fase foram formadas a Falha de Campos (charneira da bacia), o Alto de Badejo, os baixos de Corvina-Parati e São João da Barra e os baixos das áreas norte de Albacora e Marlim.

A sedimentação desenvolvida na fase rifte foi dominada pela presença de siliciclásticos e carbonatos, depositados em lagos tectonicamente controlados. O ambiente de sedimentação era o de lagos salinos abundantes em elementos alcalinos (Dias *et al.*, 1990).

Da base para o topo desta megasseqüência foram depositados conglomerados, arenitos e siltitos associados a sistemas de leques aluviais, gradando para depósitos lacustres. Posteriormente, houve deposição em ambiente de lago alcalino rico em magnésio. Coquinas foram formadas em altos sindeposicionais nos lagos. Nas porções mais profundas dos mesmos se desenvolveram folhelhos ricos em matéria orgânica (Guardado *et al.*, 1989).

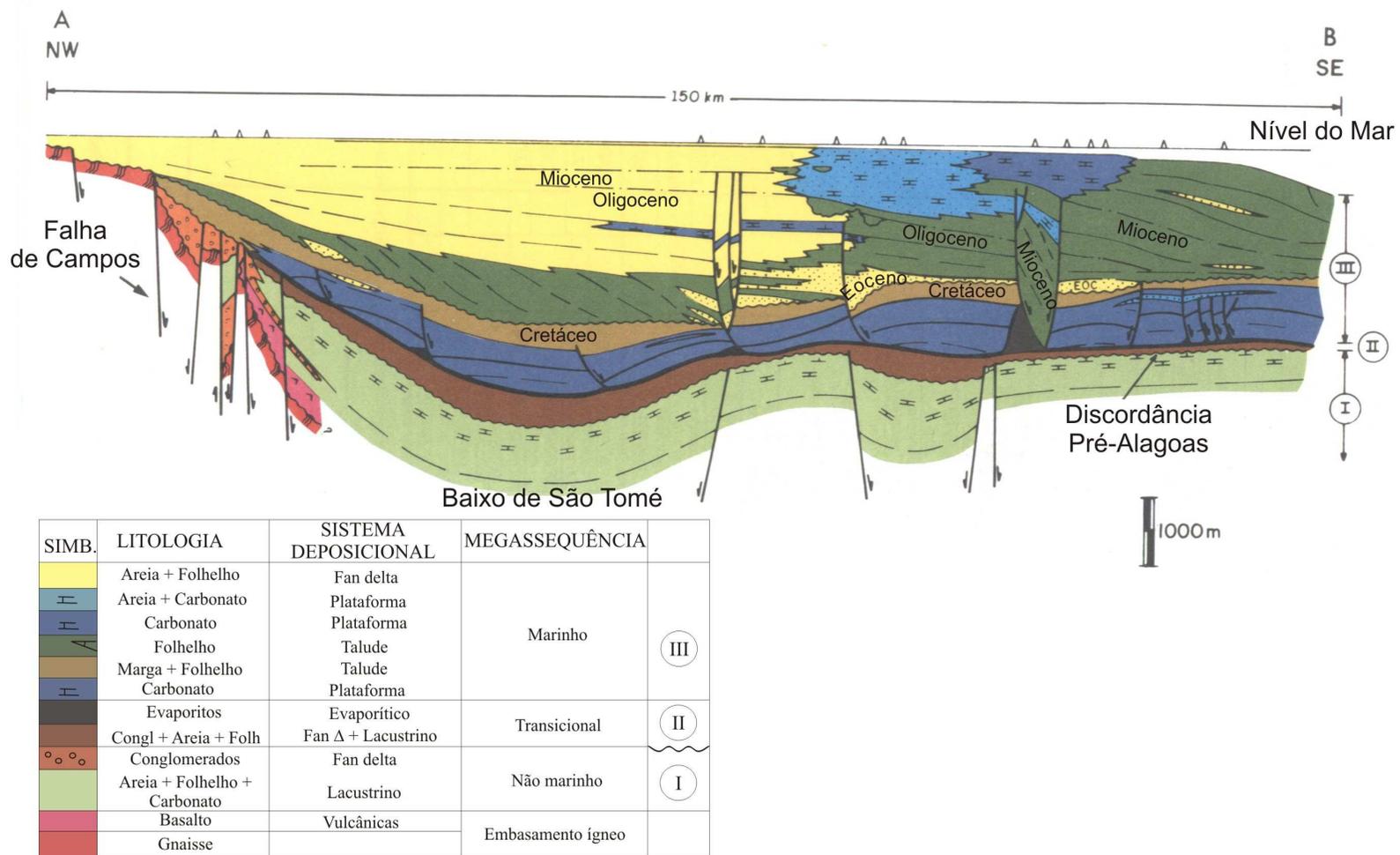


Figura 08 - Seção geológica da Bacia de Campos apresentando as megassequências estratigráficas. Seção A-B indicada no mapa da figura 01. Modificado de Guardado *et al.* (1989).

5.3.2- Megasseqüência transicional

Nesta etapa ocorreu a passagem entre sedimentos de origem continental para sedimentos marinhos. Inicialmente houve deposição de conglomerados aluviais que gradam lateralmente para carbonatos nodulares e estromatólitos depositados em águas rasas (Dias *et al.*, 1990).

No topo da megasseqüência, antes da completa abertura do Atlântico Sul, foi depositado um espesso pacote de evaporitos devido à existência de um mar restrito hipersalino, em clima quente e árido, em ambiente de quiescência tectônica. De fora para dentro da bacia foram formados os seguintes minerais: dolomita, anidrita, halita e sais ricos em potássio (Guardado *et al.*, 1989).

5.3.3- Megasseqüência marinha

Com a continuada separação entre América do Sul e África a restrição oceânica que existia acabou e um ambiente marinho franco instalou-se na bacia. Dias *et al.* (1990) dividiram esta megasseqüência em três seqüências menores. Seqüência carbonática nerítica rasa (Albiano Inferior ao Albiano Médio), correspondendo à porção inferior da Formação Macaé; Seqüência oceânica hemipelágica (Albiano Superior ao Paleoceno Superior), corresponde à parte superior da Formação Macaé e a base do Grupo Campos; Seqüência Oceânica progradante (Eoceno ao Recente).

5.3.3.1- Seqüência carbonática nerítica rasa

Nesta fase estabeleceu-se uma plataforma carbonática em rampa, havendo deposição de siliciclásticos nas porções mais proximais da bacia, gradando para calcarenitos e calcilitos nas porções distais da plataforma.

Durante esta fase teve início a atividade halocinética na bacia, como resposta ao começo do basculamento da mesma para leste, com a contínua deposição de sedimentos que exerceram uma progressiva carga sobre os evaporitos (Guardado *et al.*, 1989).

5.3.3.2- Seqüência oceânica hemipelágica

Devido à subsidência, a bacia tornou-se mais profunda. Entre o Albiano Superior e o Turoniano Inferior ocorreu a deposição de sedimentos correspondentes ao Membro Outeiro da Formação Macaé. A sedimentação desta fase é composta por calcilutitos cimentados, margas e folhelhos, intercalados com arenitos turbidíticos denominados de Arenito Namorado (Dias *et al.*, 1990). O ambiente de deposição destes sedimentos era preferencialmente em condições de mar nerítico médio a batial superior (Azevedo *et al.*, 1987).

Durante o Neoturoniano e Eopaleoceno foram depositados os sedimentos basais do Grupo Campos. Estas rochas representam a passagem para condições francamente oceânicas. Os sedimentos refletem um ambiente marinho profundo a batial. São representados por folhelhos e margas do Membro Tamoios da Formação Ubatuba e por depósitos de arenitos turbidíticos da Formação Carapebus.

Neste estágio a halocinese tornou-se menos atuante, mas foi suficiente para criar calhas que orientaram a deposição das areias turbidíticas, porém, de forma menos intensa que as calhas que condicionaram a deposição dos Arenitos Namorado (Dias *et al.*, 1990).

5.3.3.3- Seqüência oceânica progradante

O rejuvenescimento da Serra do Mar, que aumentou o aporte sedimentar para dentro da bacia, em associação com as variações globais do nível do mar, foi responsável pelo predomínio do padrão progradante.

O Oligoceno Superior foi dominado por sedimentos pelágicos e hemipelágicos. A sedimentação mais grossa ficou restrita à plataforma interna. Neste período foi depositada uma seção condensada rica em nanofósseis calcários, correlacionável em grande parte da bacia, denominada de Marco Azul (Gamboa *et al.*, 1986).

O aporte sedimentar devido ao soerguimento da Serra do Mar deu origem ao membro São Tomé da Formação Emborê. Durante os rebaixamentos do nível do mar, estas areias da plataforma serviram como área fonte para os turbiditos da Formação Carapebus. Em águas mais profundas, predominou a deposição de folhelhos e carbonatos pelágicos (Formação Ubatuba). Na margem da plataforma se desenvolveram bancos carbonáticos dos Membros Siri e Grussaí em épocas de subida do nível do mar (Dias *et al.*, 1990; Guardado *et al.*, 1989).

5.4- MEMBRO SIRI

Desde os anos 70 tinha-se notícia da ocorrência de óleo em reservatórios carbonáticos do Terciário da Bacia de Campos. Os estudos preliminares destes óleos mostraram que os mesmos eram do tipo muito pesado e somente na década de 90 testes demonstraram a possibilidade de produção comercial destes reservatórios. Contudo, a falta de tecnologia adequada tornou inviável o processo de exploração (Albertão *et al.*, 2005).

Existem poucos trabalhos na literatura que versam sobre a geologia do Membro Siri da Formação Emborê. Waisman (2002), analisando as seqüências estratigráficas do Terciário da Bacia de Campos, abordou com maior grau de detalhe os calcários Siri. Este autor os descreveu como sendo rudstones e bindstones compostos essencialmente de algas vermelhas e macroforaminíferos, que formavam um sistema complexo de bancos carbonáticos na margem da plataforma terciária da Bacia de Campos.

Dividiu ainda o Membro Siri em duas seqüências estratigráficas as quais denominou de OLIGO-2 e MIO-1, com idades do Oligoceno Superior e Mioceno Inferior respectivamente, identificadas em linhas sísmicas e perfis de poços. Este mesmo autor também assinalou a possível existência de superfícies kársticas neste pacote rochoso, as quais podem ser os registros do rebaixamento do nível do mar e da exposição subaérea dos bancos carbonáticos, que possibilitaram um alargamento da porosidade primária da rocha por dissolução.

Recentemente Diaz (2007) também em trabalho apoiado em dados sísmicos propôs a existência de três seqüências deposicionais de terceira ordem nestes carbonatos, denominando-as de seqüências I, II e III.

Albertão *et al.* (2005) propuseram um fatiamento quimioestratigráfico do Membro Siri com base na variação da concentração de elementos químicos maiores ao longo de toda a unidade. Tais autores propuseram a existência de doze quimiozonas.

6- COMPOSIÇÃO DAS ROCHAS CARBONÁTICAS DO MEMBRO SIRI

Três elementos básicos constituem o arcabouço das rochas carbonáticas do Membro Siri, a saber: grãos aloquímicos, matriz micrítica e cimento. Neste capítulo serão abordados de forma bastante simplificada os grãos aloquímicos e a matriz micrítica destes calcários. O cimento e o processo de cimentação serão tratados com mais propriedade no capítulo referente à diagênese.

6.1- GRÃOS ALOQUÍMICOS

Os principais grãos aloquímicos que constroem as rochas presentemente estudadas são os bioclastos. A fauna e a flora fóssil observadas são bastante diversificadas. Isto não ocorre por acaso, carbonatos cenozóicos representam o ápice do processo evolutivo, que moldou e gerou, ao longo do tempo geológico, uma quantidade enorme de organismos.

Algas vermelhas coralináceas, cracas, macroforaminíferos, equinóides, briozoários, foraminíferos incrustantes, foraminíferos menores, moluscos e corais destacam-se como os bioelementos, em maior ou menor proporção, formadores das rochas carbonáticas do Membro Siri.

6.1.1- Algas rodofíceas (vermelhas)

Algas vermelhas crustosas da subfamília das coralináceas formam o principal grupo fóssil observado (figs. 09 e 11). As algas vermelhas, juntamente com os corais, são reconhecidas como os principais organismos formadores de bioconstruções durante o Terciário (James, 1984; Tucker & Wright, 1990; Pomar, 2001; Bassi, 2005; Halfar & Mutti, 2005).

Algas vermelhas coralináceas vivem em uma ampla faixa de ambientes, do ártico aos trópicos, e embora sejam dependentes da luz solar para sobreviver, as mesmas podem ser encontradas em profundidades da ordem de 100m e sob condições de alta e baixa disponibilidade de nutrientes (Adey & Macintyre, 1973; Bosence, 1991).

Estas algas, geralmente, são encontradas incrustando recifes de corais ou qualquer tipo de substrato rígido. Contudo, na ausência deste tipo de substrato, determinadas espécies podem viver livremente, na forma de nódulos, conhecidos como rodolitos (Flügel, 2004; Pomar *et al.*, 2004).

De acordo com Halfar & Mutti (2005) fácies do tipo rodoalgal (Carannante *et al.*, 1988), ou seja, fácies formadas majoritariamente por algas vermelhas alcançaram picos de abundância durante o Mioceno, inclusive ocupando o lugar dos corais nos ambientes recifais. Segundo estes mesmos autores, este episódio estaria relacionado a um aumento na disponibilidade de recursos tróficos, bem como a mudanças climáticas.

No Membro Siri, as algas vermelhas ocorrem como bindstones crustosos, nódulos rodolíticos que freqüentemente chegam a tamanhos centimétricos, e bioclastos formados pela fragmentação dos dois primeiros tipos (figs. 09 e 11).

6.1.2- Cracas

Balanídeos ou cracas, como são mais conhecidos, são crustáceos artrópodes sésseis que pertencem ao grupo dos Cirrípedes. As cracas vivem ancoradas em costas rochosas, conchas de outros organismos, objetos flutuantes ou quaisquer tipos de substratos rígidos (Flügel, 2004). Vivem em uma ampla faixa de latitudes, sendo comum tanto em calcários depositados em ambiente tropical quanto em ambientes mais frios. Podem ser encontrados desde a intermaré até a

borda da plataforma continental (Flügel, 2004). No Brasil, registros fósseis de cracas são encontrados em depósitos carbonáticos eomiocênicos na costa norte (Távora & Pontes, 2002).

No Membro Siri as cracas geralmente são observadas incrustando as algas vermelhas nas bioconstruções, bem como na forma de bioclastos originados do retrabalhamento e destruição destas bioconstruções (figs. 09-2 e 09-3).

6.1.3- Foraminíferos

Os foraminíferos pertencem ao grupo dos protistas e são rotineiramente encontrados em sucessões carbonáticas. Nos calcários do Membro Siri são observados vários tipos tais como macroforaminíferos, foraminíferos incrustantes e foraminíferos menores.

6.1.3.1- Macroforaminíferos

Macroforaminíferos são foraminíferos cujas espécies secretam testas com grandes volumes. São muito comuns em estratos carbonáticos cenozóicos (Chaproniere, 1975; Ghose, 1977; Saller *et al.*, 1993; Geel, 2000), embora também existam representantes paleozóicos e mesozóicos. São considerados importantes ferramentas bioestratigráficas, pois evoluíram rapidamente, eram abundantes e tinham grande distribuição geográfica e as espécies ou grupos de espécies geralmente extinguiam-se repentinamente (Hallock & Glenn, 1986; Mello e Sousa *et al.*, 2003).

Hallock & Glenn (1986) afirmam que algas vermelhas e macroforaminíferos possuem uma estreita relação de simbiose, sendo esta relação responsável, em grande parte, pelo crescimento e fixação do carbonato de cálcio pelas diversas espécies de macroforaminíferos.

Em maior ou menor quantidade diferentes tipos de macroforaminíferos foram descritos no decorrer deste trabalho. Tais tipos foram agrupados em famílias, as quais tiveram um importante papel na interpretação paleoambiental destas rochas, que será discutida mais adiante.

Quatro famílias de macroforaminíferos foram identificadas, a saber: Lepidocyclinidae, Miogypsinidae, Nummulitidae, Amphisteginidae (fig. 10), além de outras de macroforaminíferos incrustantes que serão citadas a seguir.

Macroforaminíferos são comumente encontrados em estratos cenozóicos da margem continental brasileira (Abreu & Viviers, 1993; Viviers & Abreu, 1995; Mello e Sousa *et al.*, 2003).

6.1.3.2- Foraminíferos incrustantes

Foraminíferos incrustantes são fósseis muito comuns nos carbonatos do Membro Siri. Estão intimamente associados às algas vermelhas coralináceas incrustando tanto as formas crustosas quanto os rodolitos (figs. 09-1, 11-3 e 11-4). Em menor escala, também aparecem incrustando cracas e corais. Três diferentes famílias foram distinguidas: Acervulinidae, Cymbaloporidae e Homotrematidae.

6.1.3.3- Foraminíferos menores

Os foraminíferos menores presentes no Membro Siri podem ser divididos em quatro grupos: planctônicos, bentônicos rotaliídeos, miliolídeos e textularídeos. Os planctônicos (fig. 11-1) e bentônicos rotaliídeos possuem testa formada por calcita hialina (Tucker, 1991). Ocorrem como componentes menores ao longo de toda a unidade, sendo que os planctônicos crescem em abundância próximo ao topo da formação, quando estão associados com fácies depositadas em águas relativamente mais profundas.

Foraminíferos miliolídeos (fig. 11-2) secretam testas de calcita do tipo porcelânica (Flügel, 2004). São componentes menores dos carbonatos Siri, sofrendo um enriquecimento nas fácies depositadas em ambientes mais próximos à plataforma interna.

Foraminíferos textularídeos ou aglutinantes são um tipo de foraminífero bentônico que aparecem de maneira subordinada nas rochas investigadas. Estas formas bizarras não têm a capacidade de secretar carapaça carbonática e utilizam qualquer tipo de material disponível no ambiente de deposição, seja carbonático ou não, para revestir as suas câmaras (Vilela, 2004).

6.1.4- Equinóides

Ocorrem comumente ao longo de toda a unidade carbonática, sendo mais freqüentes nas fácies depositadas em águas rasas. Aparecem como bioclastos, sob a forma de placas ou espinhos. Podem ser facilmente reconhecidos pela sua estrutura cristalina característica, formando grãos com extinção uniforme. Outra característica marcante é a sua influência na formação de cimentos sintaxiais, o que será discutido com maior detalhe posteriormente.

6.1.5- Briozoários

Briozoários são muito freqüentes nos carbonatos do Membro Siri. Geralmente são observados em estreita relação com as algas vermelhas, formando incrustações nas superfícies das mesmas, tanto nos *bindstones* quanto nos rodolitos. Porém, formas não incrustantes de briozoários também podem ser encontradas com relativa facilidade.

6.1.6- Moluscos

Bivalves e gastrópodes são os grupos de moluscos encontrados no Membro Siri, ocorrendo como bioclastos nas fácies de água rasa, posicionadas em porções mais próximas à plataforma interna. Devido à sua mineralogia metaestável de aragonita ou calcita magnesiana, as conchas dos moluscos notadamente aparecem dissolvidas e em seu lugar houve a precipitação de calcita de baixo teor de magnésio. Sendo assim, a estrutura original destes bioelementos não é preservada, sendo delineada, principalmente, pelos envelopes micríticos originados da ação de determinados organismos sobre a superfície destas carapaças.

6.1.7- Corais

Nas rochas carbonáticas que compõem o Membro Siri, corais do gênero *Porites* aparecem raramente, formando *boundstones* coralgais com as algas vermelhas. Assim como nos moluscos, a aragonita e/ou calcita magnesiana são os principais minerais formadores da estrutura dos corais. Por este motivo, os mesmos foram seletivamente dissolvidos formando porosidade móldica, com posterior preenchimento de calcita espática, somente sendo observadas em virtude do contraste gerado com a calcita microcristalina também presente na estrutura.

6.1.8- Outros

Grãos aloquímicos que ocorrem de forma bastante subordinada são os pelóides e os intraclastos. Apesar de muito raros os pelóides são quase sempre encontrados como sedimento interno onde quer que haja espaço para deposição do mesmo.

6.2- MICRITA (LAMA CARBONÁTICA)

O termo micrita é a abreviação de “calcita microcristalina” (Flügel, 2004). Trata-se de um dos constituintes mais importantes e comuns nas rochas carbonáticas, sendo definida como qualquer material carbonático com tamanho menor do que 4 μ m (Tucker and Wright, 1990; Tucker, 1991). Flügel (2004) listou 12 possíveis processos que poderiam originar lama carbonática e calcários compostos de calcita microcristalina (micrita). Entre estes processos estão a precipitação química direta, a precipitação química induzida biologicamente, desintegração e/ou bioerosão de algas verdes e esqueletos de invertebrados, acumulação de nanofósseis e etc.

No Membro Siri são reconhecidas diversas fácies nas quais a lama carbonática é significativa. Provavelmente, a origem da matriz micrítica destes calcários está relacionada com a fragmentação, principalmente, de algas vermelhas e, secundariamente, de outros bioelementos.

6.3- SILICICLÁSTICOS

Grãos de quartzo e argilominerais podem ser freqüentemente encontrados em meio aos calcários do Membro Siri. O quartzo apresenta-se com tamanho variando de areia fina até areia grossa/muito grossa, subangular a subarredondado com seleção moderada. O aumento no conteúdo de siliciclásticos pode ser correlacionado, nos perfis de raios gama, com os maiores valores de radioatividade em direção ao topo da formação. Conseqüentemente, isto deve indicar a implantação de um sistema misto carbonático-siliciclástico.

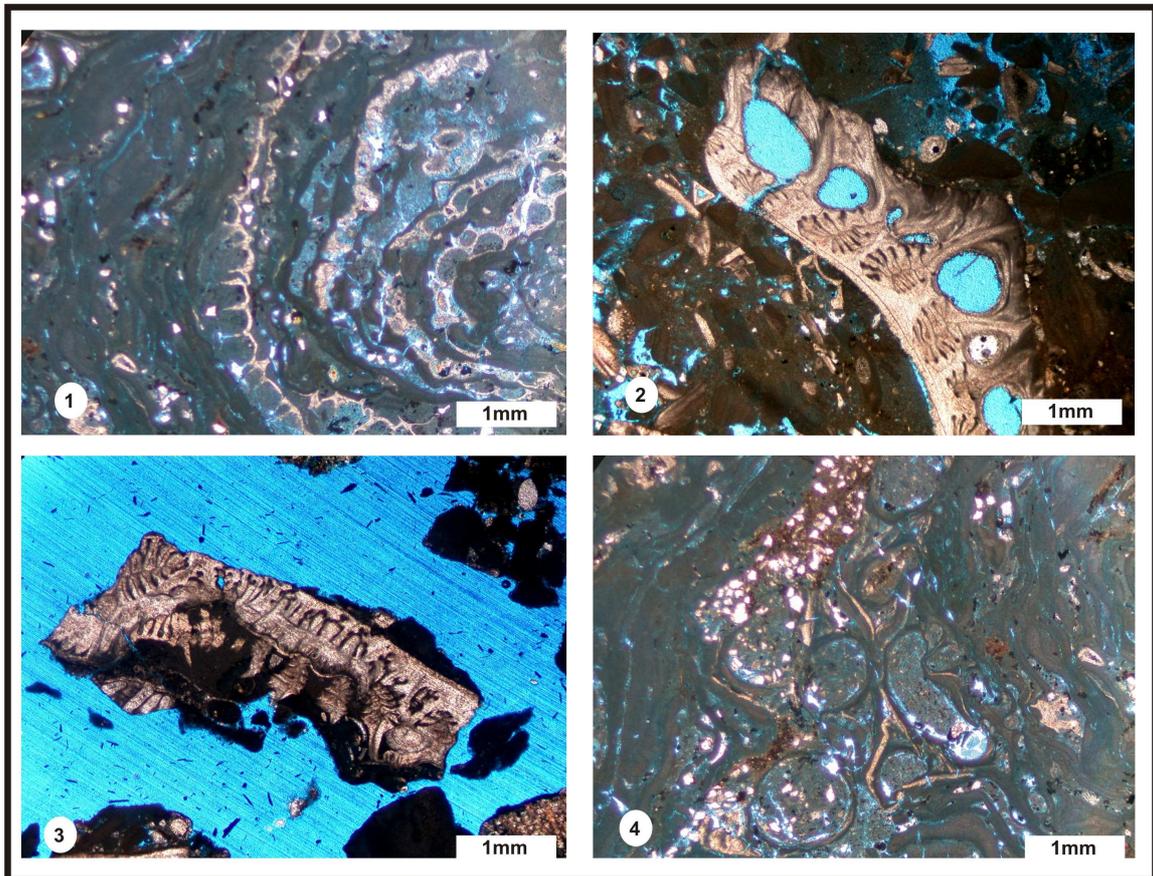


Figura 09 - 1: foraminíferos acervulinídeos incrustando as algas vermelhas no interior de um rodolito. Poço C, 1157 m, luz natural. 2: bioclasto rudáceo de craca. Poço C, 1216,1 m, luz natural. 3: bioclasto de craca visto na calha. Poço E, 1110 m, luz natural. 4: tubos de verme em rodolito. Poço C, 1157 m, luz natural.

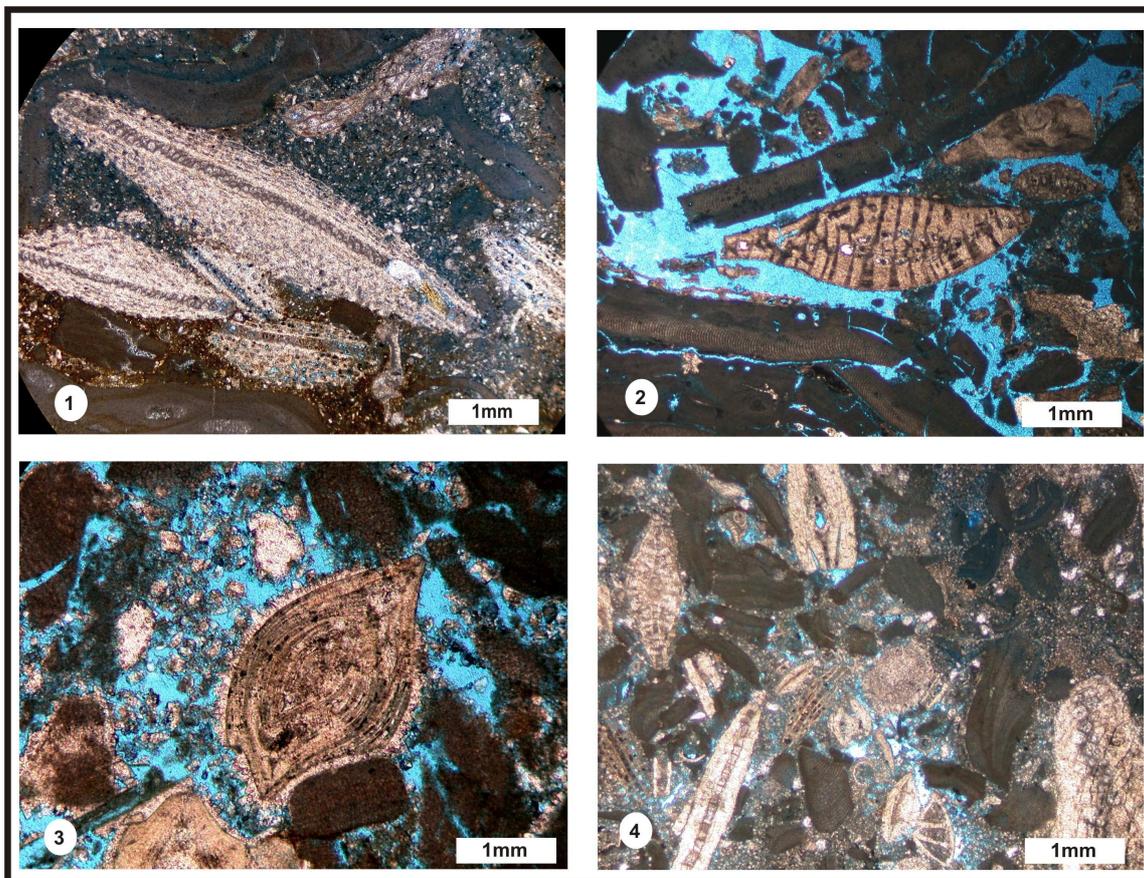


Figura 10- 1: macroforaminíferos do tipo lepidociclinídeo. Testa com forma discóide, ou seja, apresentando maiores razões superfície/volume. Poço C, 1114,3 m, luz natural. 2: numulítídeo do gênero *Heterostegina*. Poço C, 1213,45 m, luz natural. 3: amphisteginídeo com cimentação de franja isópaca fibrosa. Poço C, 1187,7 m, luz natural. 4: numulítídeos dos gêneros *Nummulites* e *Operculina*. Poço C, 1171,45 m, luz natural.

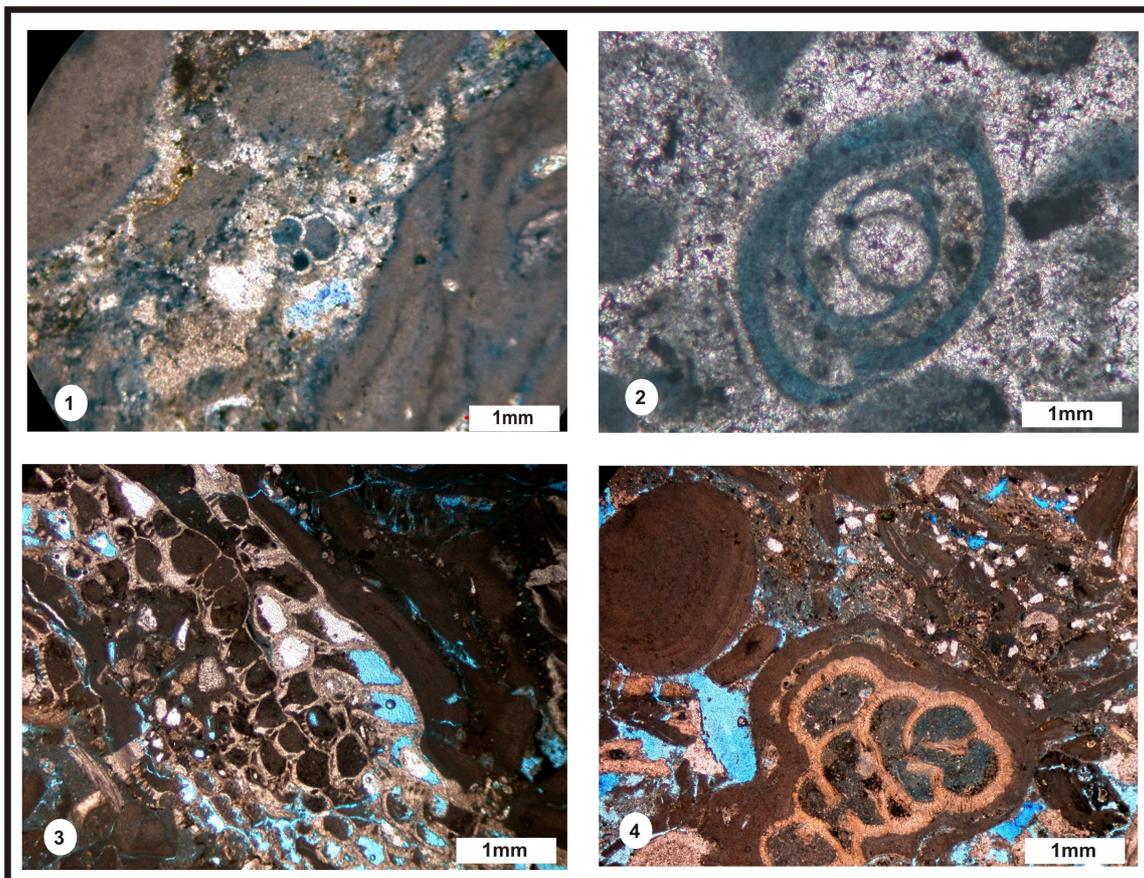


Figura 11 - 1: foraminífero planctônico globigeriniforme em meio às crostas de algas vermelhas. Poço C, 1117,3 m, luz natural. 2: foraminífero miliolídeos apresentando sinais de recristalização. Poço A, 1082,05 m, luz natural. 3: foraminífero incrustante do tipo acervulinídeo, associado com as crostas de algas vermelhas. Poço C, 1187,7 m, luz natural. 4: foraminífero incrustante sendo envolvido por algas vermelhas formando um rodolito. Poço C, 1162 m, luz natural.

7- MICROFÁCIES, DIAGÊNESE E MODELO DEPOSICIONAL

7.1- DESCRIÇÃO DAS MICROFÁCIES

Foram definidas sete microfácies carbonáticas principais no Membro Siri. As mesmas foram agrupadas da maneira mais prática possível, levando em consideração a textura da rocha e os bioelementos mais significativos (fig. 12).

MICROFÁCIES						
I	II	III	IV	V	VI	VII
Rudstones/packstones, com rodolitos e bioclastos de algas verm. coralináceas e macroforam. lepidocyclínideos. Foram. planctônicos, briozoários, foram. incrustantes e equinóides também ocorrem. Quartzo e argila.	Rudstones/packstones/grainstones, com rodolitos de algas vermelhas. miogypsinídeos, amphisteginídeos e nummulitídeos. Porosidade intergranular e vugs. Micrita com parcial dolomitização. Cimentação sintaxial nos equinóides.	Bindstones de algas vermelhas coralináceas crustosas. Foram. Incrustantes e briozoários incrustam as algas vermelhas. Bioturbações comuns. Sedimento infiltrado entre as crostas das algas formando feições geopetais.	Framestones de corais <i>Porites</i> , algas vermelhas coralináceas e cracas. Dissolução da estrutura aragonítica dos corais e precipitação de calcita espática.	Bindstones de algas vermelhas coralináceas com cracas. Briozoários e foram. incrustantes. Sedimento infiltrado no interior do esqueleto das cracas e entre as crostas de algas. Feições geopetais comuns.	Grainstones formados por bioclastos de algas vermelhas e moluscos (bivalvias). São comuns os equinóides, miliolídeos, briozoários e miogypsinídeos. Cimentação é frequente. Dissolução e neomorfismo nos moluscos.	Rudstones/grainstones de rodolitos e bioclastos de algas vermelhas e cracas. Grãos geralmente com tamanho areia grossa/muito grossa. Porosidade intergranular alargada por dissolução, por vezes formando vugs.

Figura 12 – Quadro resumindo as características principais das sete microfácies propostas para o Membro Siri.

7.1.1- Microfácies I

A microfácies I é composta por rudstones/packstones, e subordinadamente rudstones/grainstones, constituídos basicamente por uma associação de algas vermelhas coralináceas e macroforaminíferos lepidociclinídeos (fig. 13 e anexos). As algas vermelhas são observadas, notadamente, na forma de rodolitos, os quais freqüentemente possuem tamanhos centimétricos, e bioclastos. Os

lepidociclinídeos constituem bioclastos rudáceos, com forma discóide, possuindo testas com alta razão comprimento/altura. Geralmente, estes macroforaminíferos estão preferencialmente alinhados paralelos ao acamamento. Amphisteginídeos, numulítídeos do gênero *Operculina* e miogipsinídeos são outros macroforaminíferos observados nesta microfácies, embora bem menos importantes.

No espaço ocupado pela matriz tem-se micrita, bioclastos menores, tamanho areia, grãos de quartzo e infiltração local de argila. Não raro a lama carbonática apresenta-se algo dolomitizada, sendo este processo seletivo e não afetando os bioclastos. Os grãos de quartzo são relativamente abundantes, sendo mais importantes aqui do que nas outras fácies.

Em ordem decrescente de abundância, briozoários, foraminíferos incrustantes, equinóides, rotaliídeos menores e textularídeos também estão presentes. Foraminíferos planctônicos globigeriniformes passam a ser comuns, principalmente, em direção ao topo do Membro Siri.

7.1.2- Microfácies II

A microfácies II é constituída por rudstones/packstones/grainstones, onde os grãos maiores do arcabouço são formados por rodolitos, freqüentemente com tamanhos centimétricos, assim como na microfácies I. Entre os rodolitos podemos observar uma matriz constituída por packstones/grainstones com grãos tamanho areia média a muito grossa, onde os bioclastos dominantes são fragmentos de algas vermelhas, placas e espinhos de equinóides e macroforaminíferos (fig. 14 e anexos).

Nesta microfácies os miogipsinídeos são os macroforaminíferos mais importantes, seguidos dos amphisteginídeos e numulítídeos, estes últimos

pertencentes, quase sempre, aos gêneros *Nummulites* e *Heterostegina*. Diferentemente da microfácies I, aqui os macroforaminíferos que dominam a associação fossilífera possuem formas ovóides, com uma razão comprimento/altura das testas mais próxima de 1.

Briozoários e foraminíferos incrustantes aparecem comumente em associação com os rodolitos, incrustando-os e formando assim grãos complexos. Componentes menores são cracas, moluscos (bivalves principalmente), miliolídeos, textularídeos e rotalídeos menores (anexos).

Por vezes, observa-se uma boa porosidade intergranular primária, com dissolução associada formando *vugs*. Cimentação é mais rara, sendo, normalmente, do tipo sintaxial nos equinóides. Micrita seletivamente dolomitizada e localmente neomorfizada formando pseudoespato. Aqui os siliciclásticos não são tão importantes.

7.1.3- Microfácies III

A microfácies III engloba bindstones formados por algas vermelhas coralináceas crustosas. Foraminíferos incrustantes (acervulinídeos e homotremídeos) e briozoários são os principais componentes associados com as algas vermelhas, geralmente incrustando-as (fig. 15).

Outros componentes menores espalhados na matriz micrítica intersticial são equinóides, macroforaminíferos, fragmentos de cracas, foraminíferos planctônicos, rotalídeos menores e textularídeos. Bioturbações evidenciadas por tubos de verme serpulídeos e perfurações são relativamente comuns.

Outra feição muito pronunciada nesta microfácies é o sedimento infiltrado no espaço entre as crostas de algas vermelhas, principalmente, e

subordinadamente no interior das bioturbações e perfurações. Devido a este processo, formam-se, freqüentemente, feições do tipo geopetal com sedimento infiltrado micrítico, bioclástico tamanho areia fina e mais raramente peloidal, sendo que, por vezes, o espaço que restou foi preenchido por cimento espático mosaico (fig. 15).

7.1.4- Microfácies IV

A microfácies IV é formada por framestones de corais *Porites*, algas vermelhas coralináceas e cracas (fig. 15 e anexos). Componentes acessórios são equinóides, miogipsinídeos, briozoários, foraminíferos incrustantes, miliólídeos, rotaliídeos menores, textularídeos e ostracodes.

Nesta microfácies os corais apresentam-se associados a bioclastos e crostas de algas vermelhas, assim como a esqueletos inteiros e grandes fragmentos de cracas, as quais aparentemente, utilizavam a estrutura rígida dos corais como uma superfície de colonização. Característico também desta microfácies é a dissolução dos corais, originalmente aragoníticos, e a precipitação no lugar de calcita espática. Por vezes, quando não houve a precipitação deste cimento, pode-se observar porosidade móldica.

7.1.5- Microfácies V

A microfácies V é constituída por bindstones de algas vermelhas coralináceas associadas com cracas. Nesta microfácies esqueletos inteiros, ou quase inteiros, de cracas aparecem colonizando e incrustando a superfície das algas vermelhas (fig. 16). Micrita e calcarenito bioclástico fino preenchem o espaço no interior da “armadura” das cracas e entre as crostas algálicas, dando origem a notáveis feições geopetais. O espaço restante pode estar ou não

preenchido por cimento do tipo mosaico. Dolomitização seletiva da matriz micrítica ocorre vez por outra.

Briozoários e foraminíferos incrustantes também são comuns nesta microfácies. Miogipsinídeos são os macroforaminíferos mais abundantes aqui, amphisteginídeos e numulitídeos são bem mais raros, assim como os foraminíferos menores.

7.1.6- Microfácies VI

A microfácies VI é composta de grainstones com bioclastos tamanho areia fina à média, por vezes também grossa. Os grãos geralmente apresentam um arredondamento moderado a bom, principalmente as algas vermelhas e os bivalves (fig. 17).

Os constituintes mais abundantes nesta microfácies são as algas vermelhas, bivalves, equinóides, miogipsinídeos, briozoários e miliolídeos (fig. 17 e anexos). Componentes acessórios são as cracas, os numulitídeos dos gêneros *Heterostegina* e *Nummulites*, amphisteginídeos, foraminíferos incrustantes, textularídeos e rotaliídeos menores.

Matriz micrítica é completamente ausente ou pode ser observada apenas localmente. Cimentação sintaxial nos equinóides e em franja isópaca fibrosa são relativamente comuns, sendo que esta última pode estar sobreposta ou não por mosaico espático equigranular. Bioclastos de bivalves, por originalmente terem a aragonita como mineral formador, notadamente sofrem mais intensamente com os processos diagenéticos, sendo freqüentemente dissolvidos, formando porosidade móldica. Esta porosidade móldica pode ser preservada ou não, dependendo do grau de cimentação na rocha. Caso haja cimentação, as conchas dos moluscos

podem ser reconhecidas devido ao envelope micrítico que se forma em virtude da ação de organismos que atacam e perfuram a superfície externa das mesmas.

Porosidade intergranular primária alargada por dissolução subsequente é encontrada nesta microfácies, nas porções onde a cimentação não atuou fortemente.

7.1.7- Microfácies VII

A microfácies VII é formada por rudstones/grainstones de algas vermelhas coralináceas e cracas (fig. 18 e anexos). As algas vermelhas ocorrem, principalmente, na forma de grandes bioclastos e rodolitos. Do mesmo modo, os bioclastos de cracas possuem granulometria variando de areia grossa/muito grossa a grânulo, sendo que localmente alcançam tamanho centimétrico (fig. 18).

Bioelementos relativamente abundantes também são as placas e espinhos de equinóides, macroforaminíferos do tipo miogipsinídeo, briozoários e foraminíferos incrustantes. Bioclastos acessórios são macroforaminíferos amphisteginídeos, numulitídeos (*Heterostegina*), miliolídeos, textularídeos e rotalídeos menores.

Esta microfácies apresenta porosidade intergranular de origem primária, alargada por dissolução às vezes formando *vugs*. Em determinados níveis a porosidade também pode aparecer completamente obliterada pela precipitação de cimento espático mosaico (fig. 18).

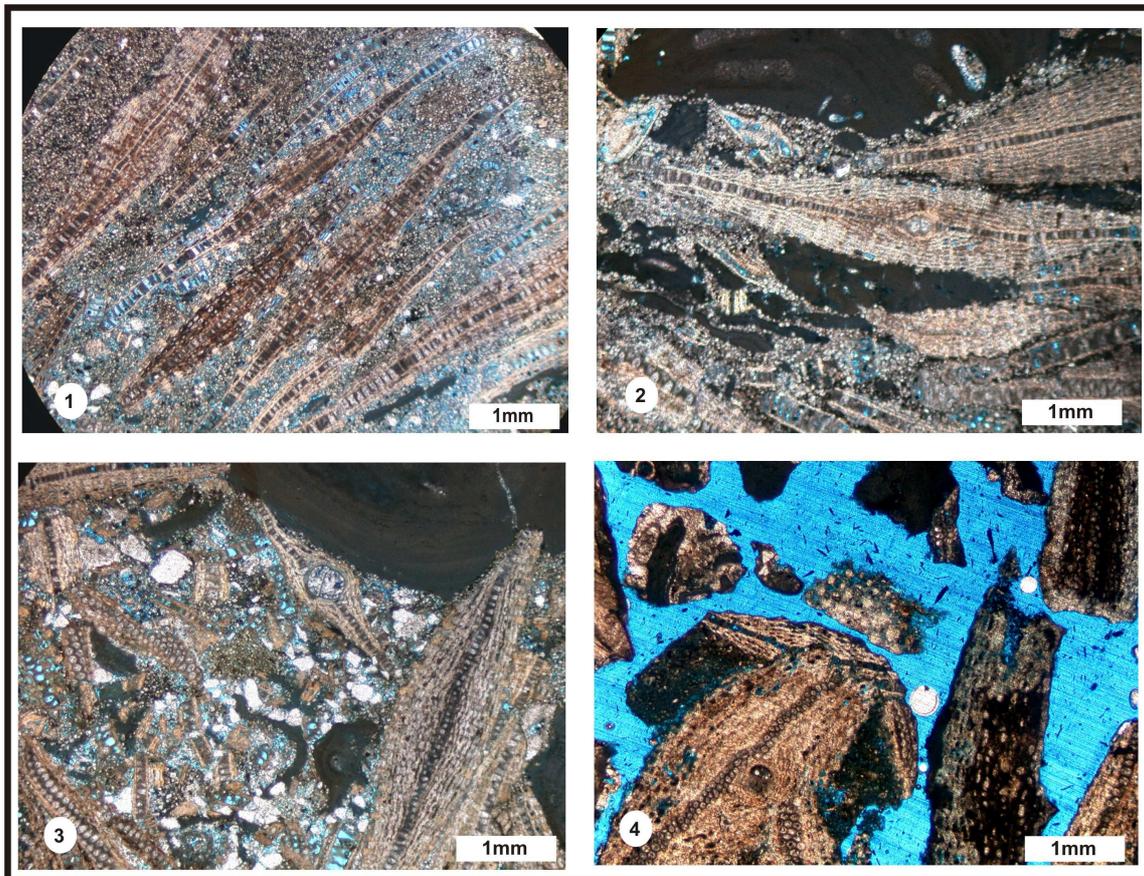


Figura 13 - 1: microfácies I, packstone de macroforaminíferos do tipo lepidocyclinídeo com forma discóide, matriz parcialmente dolomitizada com alguns grãos de quartzo. Poço C, 1134,95 m, luz natural. 2: microfácies I, packstone formado por lepidocyclinídeos inteiros e bioclastos de algas vermelhas e lepidocyclinídeos. Notar a matriz parcialmente dolomitizada. Poço C, 1112,5 m, luz natural. 3: microfácies I, bioclastos de lepidocyclinídeos, pequeno rodolito de alga vermelha, grãos de quartzo tamanho areia média também podem ser observados. Poço C, 1141,9 m, luz natural. 4: microfácies I, packstones com lepidocyclinídeos visto em seções delgadas confeccionadas a partir de amostras de calha. Poço F, 981 m, luz natural.

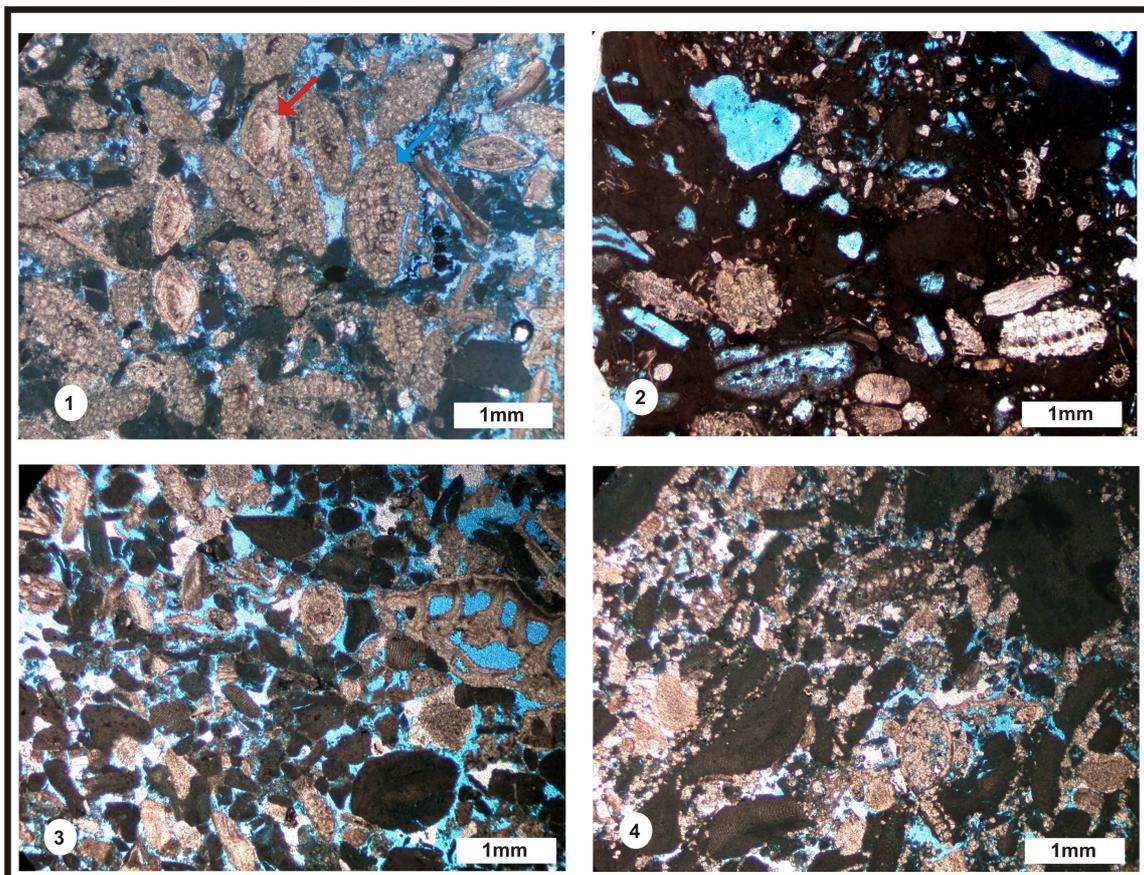


Figura 14 - 1: microfácies II, bioclastos de macroforaminíferos dos tipos miogipsinídeos (seta amarela) e amphisteginídeos (seta vermelha), notar a forma mais ovóide das testas. Poço C, 1168 m, luz natural. 2: microfácies II, packstone bioclástico com miogipsinídeos. Bioclastos de bivalves aparecem dissolvidos formando porosidade móldica. Poço C, 1188,5 m, luz natural. 3: microfácies II, grainstone bioclástico com miogipsinídeos, algas vermelhas, equinóides e craca. Porosidade intergranular. Poço C, 1212,55 m, luz natural. 4: microfácies II, packstone bioclástico com macroforaminíferos do tipo miogipsinídeos, rodolitos e bioclastos de algas vermelhas e equinóides. Notar a dolomitização parcial da matriz. Poço C, 1215,7 m, luz natural.

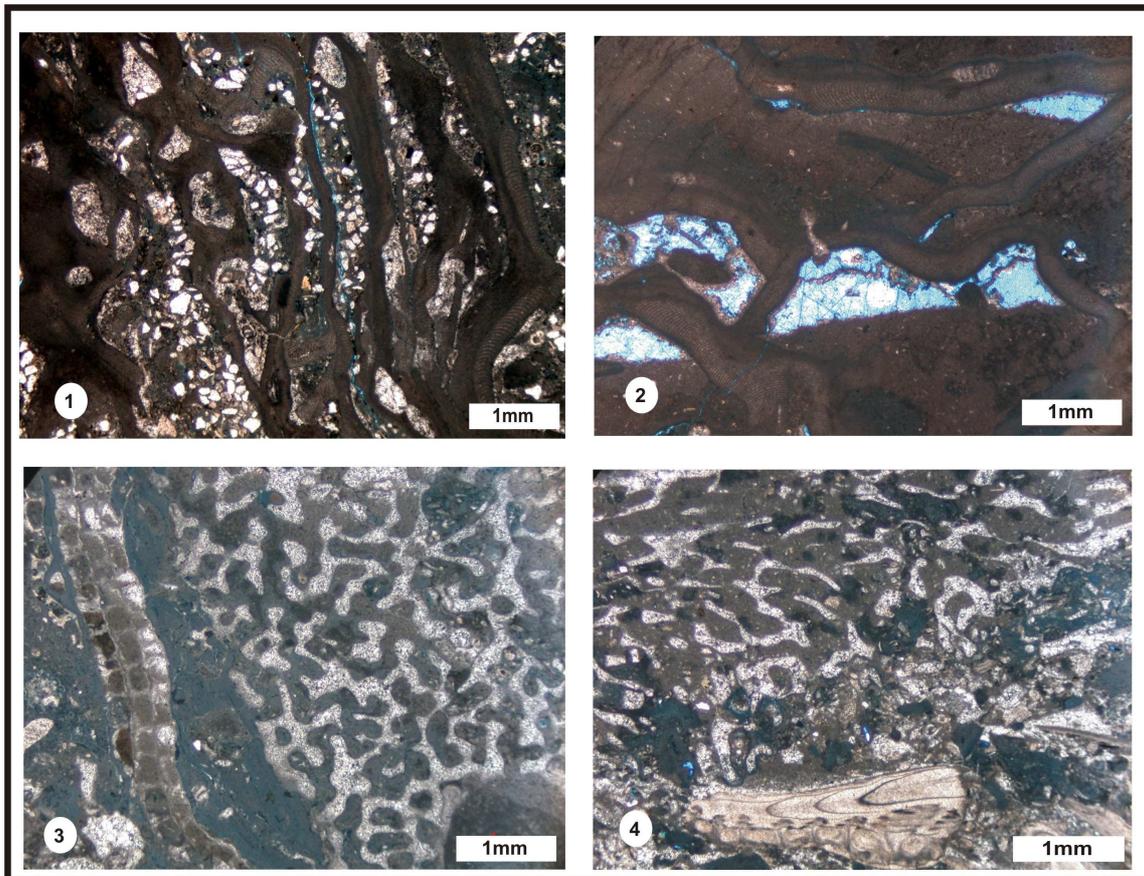


Figura 15 - 1: microfácies III, bindstones de algas vermelhas com grãos de quartzo no espaço intercrosta. Poço C, 1149,5 m, luz natural. 2: bindstones de algas vermelhas crustosas com sedimento interno micrítico formando feições do tipo geopetal. Poço C, 1219,55 m, luz natural. 3: microfácies IV, framestone com corais *Porites*, notar foraminífero incrustando a superfície do coral. Poço A, 1084,25 m, luz natural. 4: microfácies IV, framestone corais e cracas. A estrutura de aragonita do coral foi dissolvida e no lugar precipitou calcita. Poço A, 1087,8 m, luz natural.

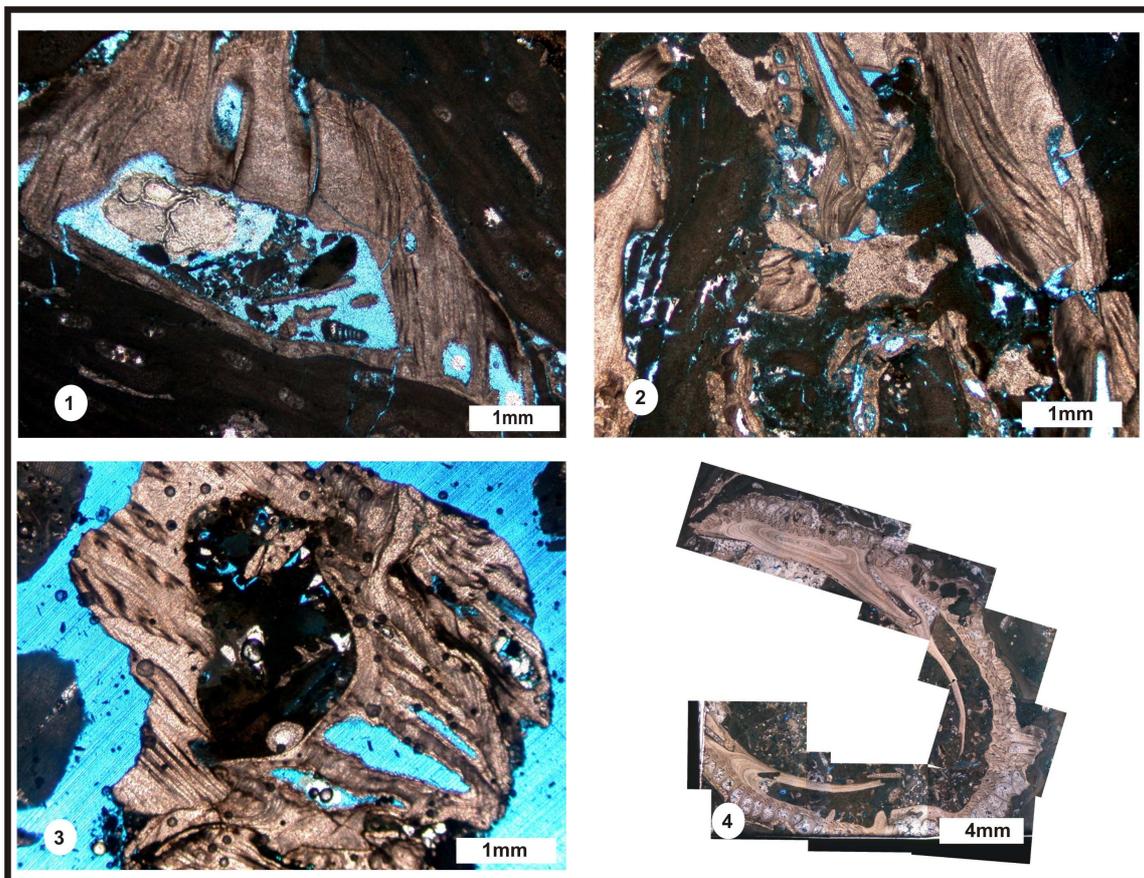


Figura 16 - 1: microfácies V, bindstones de algas vermelhas coralináceas com cracas. Observar a craca colonizando a superfície das algas. Poço C, 1202,55 m, luz natural. 2: microfácies V, grande esqueleto de craca associado às algas vermelhas. Poço C, 1199,7 m, luz natural. 3: grande fragmento de craca que pode representar microfácies V em seções delgadas de amostras de calha. Poço E, 1122 m, luz natural. 4: microfácies V, esqueleto de craca inteiro em bindstone de algas vermelhas. Observar as feições geopetais no interior das cracas. Poço C, 1265,45 m, luz natural.

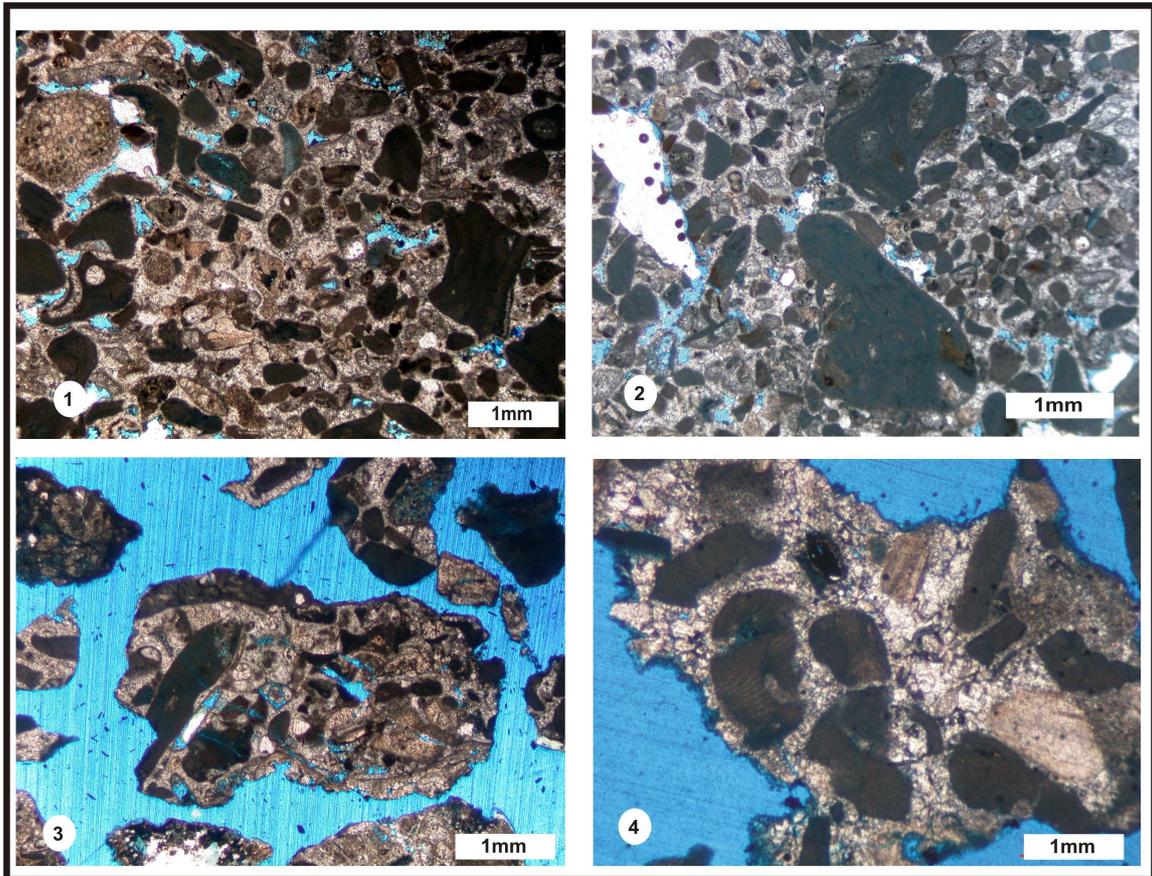


Figura 17 - 1: microfácies VI, grainstone bioclástico, com algas vermelhas, bivalves e gastrópodes. Notar cimento mosaico e neomorfismo nas conchas dos moluscos. Poço A, 1082,05 m, luz natural. 2: microfácies VI, notar a boa seleção dos grãos. Bioclastos de moluscos com envelope micrítico. Poço A, 1082, 05 m, luz natural. 3: microfácies VI, fragmento de grainstone bioclástico com algas vermelhas, bivalves e miliólídeos. Cimento mosaico entre os grãos. Poço F, 1062 m, luz natural. 4: microfácies VI, grainstone bioclástico com fragmentos de algas vermelhas. Cimento mosaico entre os grãos. Poço F, 1071 m, luz natural.

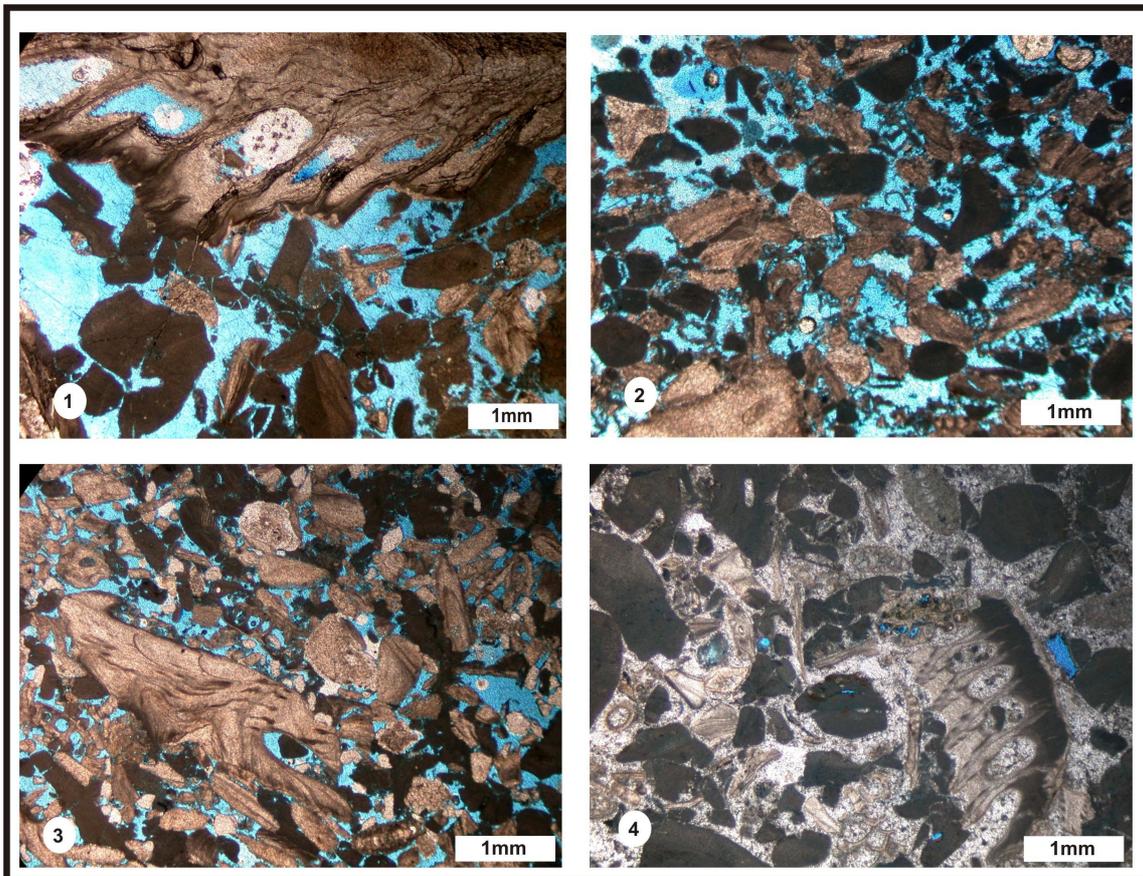


Figura 18 - 1: microfácies VII, rudstone bioclástico com algas vermelhas e cracas. Boa porosidade intergranular. Poço C, 1197,4 m, luz natural. 2: microfácies VII, rudstone bioclástico com cracas e algas vermelhas. Boa porosidade intergranular primária com alguma dissolução levando ao aumento no tamanho dos poros. Poço C, 1194,35 m, luz natural. 3: microfácies VII, rudstone bioclástico com fragmentos de cracas, algas vermelhas e equinóides. Cimentação sintaxial nos equinóides. Poço C, 1198,2 m, luz natural. 4: microfácies VII, rudstone bioclástico já completamente cimentado por mosaico de calcita. Poço C, 1263,6 m, luz natural.

7.2- DIAGÊNESE

A diagênese de rochas carbonáticas envolve uma série de processos e produtos e ocorre basicamente em quatro ambientes principais próximos à superfície: marinho freático, meteórico freático, meteórico vadoso e a zona freática de mistura de águas marinhas e meteóricas (Longman, 1980) (fig. 19). Adicionalmente, processos diagenéticos também podem ocorrer em profundidades de soterramento maiores (Tucker & Wright, 1990). Podemos citar seis processos, os quais são os mais importantes na modificação do sedimento carbonático durante a diagênese: cimentação, micritização, neomorfismo, dissolução, compactação e dolomitização (Bathurst, 1975).

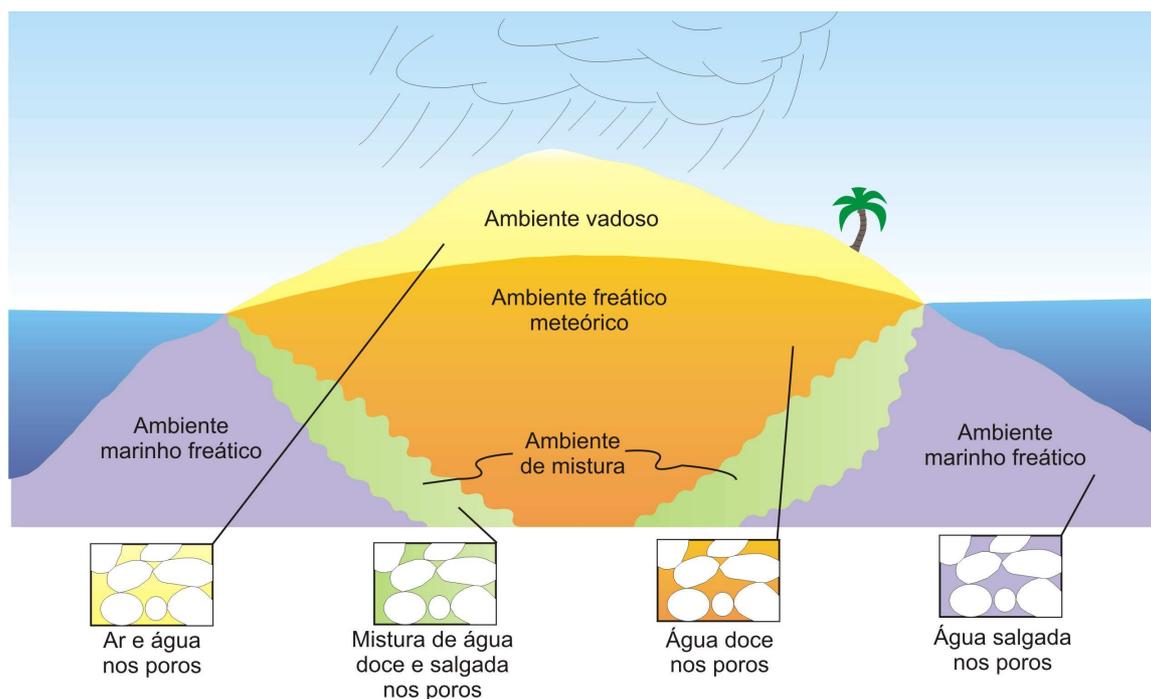


Figura 19- Ambientes diagenéticos próximos à superfície (modificado de Longman, 1980).

A seguir será feita uma descrição sucinta dos diversos ambientes supracitados, apontando as feições diagenéticas observadas no Membro Siri que se associam a cada um deles.

7.2.1- Ambiente marinho freático

Quando todo espaço poroso em um sedimento ou rocha sedimentar está preenchido com água do mar, é dito que tal sedimento/rocha encontra-se no ambiente diagenético marinho freático (Longman, 1980). Também segundo Longman (1980), o ambiente marinho freático pode ser subdividido em duas zonas: a zona marinha freática ativa, na qual o movimento da água em combinação com outros processos resulta em cimentação e a zona marinha freática estagnante, na qual o movimento da água através dos sedimentos é relativamente lento e a cimentação praticamente não ocorre. Obviamente estas duas zonas são extremos de um espectro contínuo. As principais feições diagenéticas do ambiente marinho freático observadas no Membro Siri são distinguidas a seguir:

Micritização e perfurações

Micritização e perfurações de bioelementos carbonáticos por outros organismos parecem ser comumente produzidas no ambiente marinho freático (Macintyre, 1977). No Membro Siri, micritização ocorre predominantemente na microfácies VI (fig. 20). Bioclastos de bivalves são os componentes mais comumente micritizados (fig. 22-1). Tucker (1991) afirma que este processo é devido ao ataque de cianobactérias endolíticas que perfuram a superfície do bioclasto, havendo posterior preenchimento deste espaço pela deposição de micrita. Este processo ocorrendo repetidas vezes gera um envelope micrítico sobre os grãos, visível nos carbonatos Siri, como acima citado. Perfurações

maiores, provavelmente devido a organismos litofágicos são comuns nas crostas de algas vermelhas e nos rodolitos das microfácies II, III, IV e V.

EVENTOS DIAGENÉTICOS	MICROFÁCIES						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
Micritização e perfurações							
Sedimentos infiltrados							
Cimento em franja fibrosa							
Cimento mosaico e sintaxial							
Dissolução							
Neomorfismo							
Dolomitização							
Grãos fraturados							

Muito raro Raro Comum Freqüente

Figura 20- Quadro com a freqüência das principais feições diagenéticas nas microfácies descritas.

Sedimento infiltrado

James *et al.* (1976), Longman (1980) e Wolf & Carozzi (1984) citam que o influxo de sedimentos carregados por correntes e ondas faz com que a sedimentação pós-deposicional dentro do espaço poroso de construções recifais seja um processo comum durante a diagênese marinha. No Membro Siri esta característica é notada em quase todas as microfácies. Estes sedimentos infiltrados foram depositados em perfurações e bioturbações, no espaço formado entre as crostas de algas vermelhas e no interior das cracas, quando as mesmas apresentavam-se inteiras (fig. 22-2 e 3). Estes sedimentos consistem basicamente de micrita com bioclastos esparsos, somente por bioclastos, por grãos de quartzo

e mais raramente por pelóides. A formação de feições geopetais é bastante freqüente, sendo que as mesmas são sobrepostas por franja fibrosa isópaca ou cimento espático (fig. 23-1) do tipo mosaico, sendo comum a preservação de algum espaço poroso.

Cimento de franja acicular ou fibrosa

Este tipo de cimento caracteriza-se pela formação de uma franja de cristais aciculares ou fibrosos em torno dos grãos, tornando a individualização dos mesmos muito difícil sob microscópio petrográfico. A mineralogia dominante é de calcita magnesiana e aragonita (Bathurst, 1975). O cimento de calcita magnesiana normalmente apresenta-se sob a forma de cristais aciculares ou micríticos, sendo que a forma micrítica cresce como aglomerados de romboedros formando uma crosta isópaca sobre os grãos, mais raramente dando origem a uma textura peloidal (Alexandersson, 1972; James *et al.*, 1976). Por outro lado, o cimento de aragonita encontra-se tipicamente como cristais fibrosos em uma variedade de texturas. Estes cristais desenvolvem-se sobre a superfície dos grãos formando uma franja fibrosa isópaca (Longman, 1980). Por vezes, estas franjas podem tornar-se espessas, obliterando totalmente a porosidade da rocha e formando contatos poligonais de compromisso (Spadini & Marçal, 2005).

No Membro Siri este tipo de cimento aparece principalmente nas microfácies II, III, VI e VII (fig. 20), formando uma fina franja isópaca possivelmente de origem aragonítica. Nos equinóides esta franja aragonítica desenvolve-se mais do que nos outros bioclastos dando origem a uma feição bastante característica (fig. 22-4). Apesar disto, esta primeira geração de cimento ou não se forma ou está pouco desenvolvida, servindo apenas para dar coesão à rocha, sem causar maiores modificações na porosidade original. Não raro, este cimento marinho é sobreposto por cimento espático do tipo mosaico, o qual diminui sensivelmente a permo-porosidade dos carbonatos (fig. 23-3 e 4).

7.2.2- Ambiente meteórico freático

Quando todo espaço poroso em um sedimento ou rocha sedimentar está preenchido com água meteórica (doce), é dito que tal sedimento/rocha encontra-se no ambiente diagenético meteórico freático, ou seja, abaixo do lençol freático (Longman, 1980). Também segundo Longman (1980), o ambiente meteórico freático pode ser subdividido em três zonas: a zona subsaturada, onde os principais processos são dissolução e neomorfismo, a zona saturada ativa, distinguida pela passagem de grandes volumes de água saturada em carbonato de cálcio pelos poros do sedimento, gerando rápida cimentação dos tipos franja prismática e mosaico de calcita, e finalmente a zona estagnante com movimentação restrita de água e como consequência pouca cimentação.

Cimentos de calcita do tipo mosaico e sintaxial

Cimentação na porção superior do ambiente meteórico freático é muito comum, sendo texturalmente e mineralogicamente representada por mosaico de calcita de baixo teor de magnésio (Longman, 1980). Os primeiros cimentos deste tipo a precipitar podem nuclear sobre cristais nas superfícies dos grãos, e crescer em direção ao centro dos poros, passando de formas menores para outras mais grossas (Bathurst, 1975).

Cimento espático mosaico é um importante redutor da porosidade nas rochas aqui investigadas. Notadamente, o mesmo começa a nuclear diretamente sobre a superfície dos bioclastos e secundariamente, aparece sobrepondo cimento em franja fibrosa de origem marinha, fechando a porosidade remanescente. É observado em praticamente todas as microfácies, entretanto é mais freqüente nas microfácies VI e VII (fig. 20).

A ocorrência de bioclastos de equinóides nos carbonatos do Membro Siri faz com que ao redor destes grãos possa ser observado um cimento em continuidade ótica com os mesmos (fig. 23-2). De acordo com Longman (1980) e Tucker & Wright (1990) cimentação sintaxial forma-se mais rapidamente no ambiente freático meteórico. Graças ao grande tamanho do cristal e à ausência de crescimento competitivo, estes cimentos desenvolvem-se mais velozmente do que cimentos que crescem a partir da superfície de outros bioclastos que não os equinodermos. Tal feição é muito comum, principalmente, nas microfácies onde há maior abundância dos equinóides tais como II, VI e VII.

Neomorfismo

O termo neomorfismo (Folk, 1965) relaciona-se à transformação de minerais acontecendo em presença de soluções aquosas e inclui processos de substituição (dissolução de um mineral e formação simultânea de outro), inversão (substituição de um mineral por seu polimorfo) e recristalização (mudanças na forma, tamanho e retículo cristalino, sem mudanças na mineralogia) (Flügel, 2004).

No Membro Siri os processos neomórficos observados são a recristalização de micrita para pseudomicroespato, o qual é mais comum nas fácies ricas em micrita como a I, II, e III, e a substituição de aragonita por calcita. Neste último caso, os bioclastos mais suscetíveis a este processo são as conchas dos bivalves (fig. 22-1) e os esqueletos dos corais *Porites*, ambos originalmente aragoníticos (microfácies IV e VI) (fig. 20). Esta substituição de aragonita por calcita envolve gradual dissolução do mineral original e a precipitação de calcita no lugar, tanto que freqüentemente há preservação da forma original da concha (Flügel, 2004).

Dissolução

Na zona subsaturada do ambiente diagenético meteórico freático, a água doce que infiltra na formação passará pela zona vadosa e alcançará o ambiente freático sem tornar-se saturada em CaCO_3 . Uma vez que esta solução tenha chegado a posições abaixo do lençol freático, ela começará a dissolver a rocha e/ou sedimento carbonático até que esteja totalmente saturada e passe finalmente a precipitar CaCO_3 (Longman, 1980). Porosidades na forma de *vugs* e moldes podem ser geradas em larga escala nesta situação (Tucker & Wright, 1990).

No Membro Siri, porosidade intergranular de origem deposicional alargada por dissolução (fig. 24-3) é principalmente observada nos rudstones/grainstones a base de algas vermelhas e cracas da microfácies VII (fig. 20). Outro exemplo de dissolução seletiva na rocha é a que ocorre nos esqueletos aragoníticos de moluscos e corais, formando porosidade móldica, entretanto esta é bem menos importante que o primeiro tipo (fig. 24-2).

Dissolução não seletiva da fábrica da rocha, com o desenvolvimento de *vugs* (fig. 24-1), é outro processo relativamente freqüente nestes calcários. Nas microfácies II e III, estão os principais exemplos deste caso de alteração diagenética.

7.2.3- Ambiente de mistura de águas

O limite entre os ambientes marinho freático e meteórico é marcado por soluções aquosas salobras formadas pela mistura das águas de ambos. Longman (1980) afirma que exemplos de cimentos formados nesta condição são raros devido a três fatores: estagnação da água nesta zona de mistura; pequeno volume da mesma em comparação com os outros ambientes diagenéticos e por último à mobilidade da mesma em resposta à precipitação pluviométrica, a mudanças no

nível do mar e etc. Entretanto, o processo diagenético mais importante que pode ocorrer neste contexto é a dolomitização.

Dolomitização

Apesar de ser encontrada também como cimento, na grande maioria das vezes a dolomita presente nas rochas carbonáticas originou-se por um processo de substituição (Longman, 1980).

No Membro Siri o processo de dolomitização forma dois tipos comuns de cristais: os anedrais, sem uma estrutura cristalina visível, e os euedrais com formato rômbo. Característico em todos os poços analisados é que a dolomitização foi seletiva, substituindo somente a matriz micrítica e nunca os grãos (figs. 22-4 e 24-4). Por isso, nota-se que este processo não foi tão importante ao longo da história diagenética destes calcários.

Existem diversos modelos de dolomitização na literatura, contudo, para o Membro Siri, a formação deste mineral deve estar relacionada à mistura de água salgada e doce, como previsto no modelo de dolomitização “Dorag”, descrito por Badiozamani (1973). Apesar disto, existem outros modelos de dolomitização que estão associados a ambientes carbonáticos-evaporíticos e diagenético de subsuperfície profunda, porém não parece ser o caso.

Badiozamani (1973) mostrou que misturas de 10% de água do mar com 90% de água doce podem formar uma solução levemente subsaturada em calcita e supersaturada em dolomita, favorecendo assim a substituição do primeiro pelo segundo, respectivamente.

7.2.4- Processos de subsuperfície profunda

Feições diagenéticas típicas de ambiente de subsuperfície profunda não são tão importantes no Membro Siri. Fraturamento de grãos, relacionado com intervalos não cimentados, e raros estilólitos e filmes de argila parecem ser as únicas indicações da atuação desta diagênese nestas rochas.

7.2.5- Porosidade

A porosidade nos calcários pode ser dividida em dois tipos principais: primária (deposicional) e secundária (diagenética-tectônica) (Tucker, 1991). Os tipos de porosidade primária mais comuns são aqueles relacionados a estruturas orgânicas, tais como as crostas de algas vermelhas no Membro Siri, e ao espaço intergranular em areias carbonáticas. Porosidade secundária pode ser produzida principalmente por dissolução gerando moldes e *vugs* e por movimentos tectônicos formando fraturas (Tucker, 1991; Flügel, 2004).

Os principais reservatórios encontrados no Membro Siri correspondem, notadamente, aos rudstones/grainstones da microfácies VII, onde há boa porosidade primária intergranular, que foi aumentada ou alargada por dissolução, inclusive gerando *vugs*. Dissolução não seletiva da fábrica carbonática e formação de *vugs* ocorrem também nas microfácies II, III e V.

Nas fácies III e V, na qual se tem bioconstruções de algas vermelhas, observa-se alguma porosidade no espaço entre as crostas das algas, entretanto não parece ser algo que efetivamente aumente o potencial de reservatório dos carbonatos. Porosidade móldica não é importante, sendo notada apenas nas fácies que contém bioelementos aragoníticos, tais como corais e moluscos, e mesmo assim quando não há total cimentação. Porosidade intercrystalina, em

porções dolomitizadas da rocha, pode ser observada apenas localmente e ainda assim formando poucos poros.

Como será discutido mais adiante, pode-se afirmar que nos carbonatos do Membro Siri o ambiente deposicional exerceu um forte controle e influência na distribuição dos melhores reservatórios desta unidade. Geralmente, estes foram depositados em ambientes de águas rasas e de altas energias.

7.2.6- Eventos diagenéticos

Os processos diagenéticos acima descritos podem ser colocados em uma seqüência de eventos, apresentados esquematicamente na figura 21.

EVENTOS DIAGENÉTICOS	AMBIENTES DIAGENÉTICOS				POROSIDADE	
	Marinho freático	Meteórico freático	Mistura de águas	Subsuperfície	Perda	Ganho
Micritização e perfurações						
Sedimentos infiltrados						
Cimento em franja fibrosa						
Cimento mosaico e syntaxial						
Dissolução						
Neomorfismo						
Dolomitização						
Grãos fraturados						

Muito raro Raro Comum Frequente
— — — —

Figura 21- Quadro de eventos diagenéticos para as rochas do Membro Siri.

Os calcários do Membro Siri iniciam sua história diagenética em um ambiente freático marinho onde ocorreu a ação de organismos que atacaram os grãos carbonáticos gerando perfurações e micritização em alguns deles. Cimentação em franja fibrosa e infiltração de sedimentos nas cavidades formadas pelo arcabouço da rocha também são feições comuns deste tipo de ambiente.

Com o raseamento dos sedimentos, o carbonato é exposto a um ambiente freático de água meteórica ativa onde acontece dissolução parcial da rocha e uma extensa e rápida precipitação de cimento calcítico, tipo mosaico granular, sendo sintaxial nos equinóides. Simultaneamente, nas áreas estagnadas e em menor escala, ocorre neomorfismo da micrita para pseudomicroespato.

A passagem pela zona de mistura, marcada por uma salmoura formada pela mistura de água marinha e água meteórica, antes do soterramento profundo, possivelmente gerou a fase de dolomitização, que foi restrita, haja vista que alterou apenas e ainda assim parcialmente a matriz micrítica dos carbonatos.

O último estágio seria o de diagênese em subsuperfície profunda e está relacionado com a compactação dos sedimentos. Como já descrito anteriormente, feições indicativas deste processo não são tão destacadas no Siri. Alguns grãos fraturados e poucos estilólitos e filmes de argila constituem as principais evidências da atuação da diagênese em grandes profundidades.

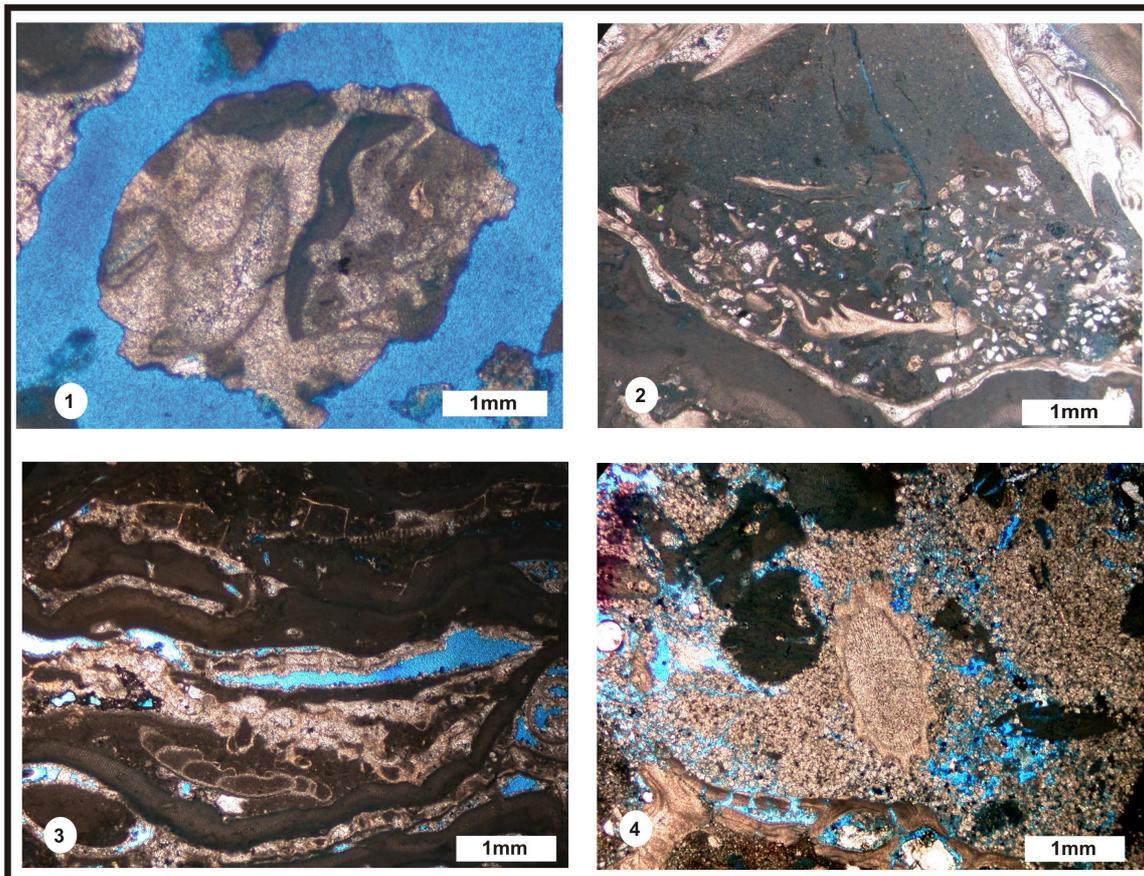


Figura 22 - 1: bioclasto de pelecípode com envelope micrítico. O bioclasto inicialmente de aragonita sofreu neomorfismo passando para calcita. Poço F, 1071 m, luz natural. 2: bioclastos formando sedimento interno no esqueleto da craca. Notar feição geopetal. Poço C, 1265,45m, luz natural. 3: crostas de algas vermelhas com cimento mosaico obliterando o espaço intercrosta. Poço C, 1262,9 m, luz natural. 4: bioclasto de equinóide com cimento fibroso de origem marinha. Matriz parcialmente dolomitizada. Poço C, 1192,75 m, luz natural.

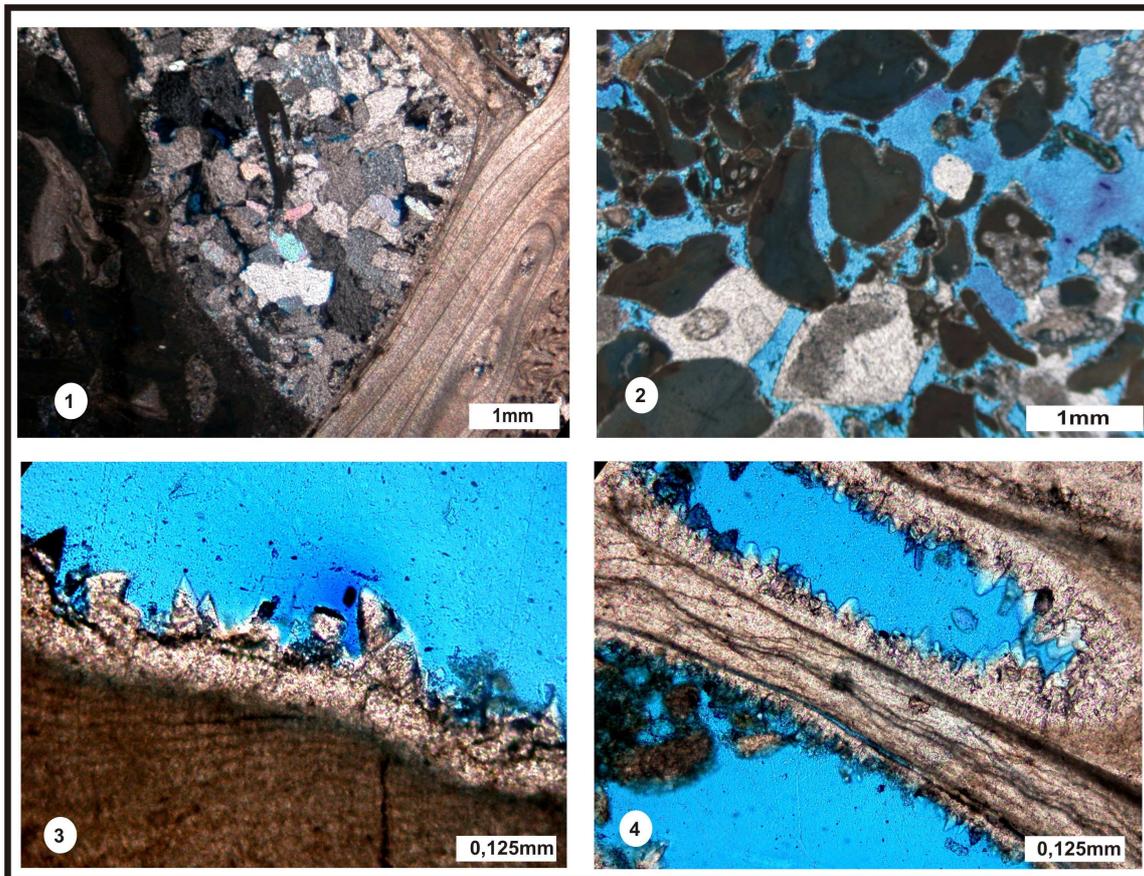


Figura 23 - 1: sedimento interno na craca formando feição geopetal. Cimento mosaico sobre a matriz geopetal. Poço C, 1265,45 m, nicóis cruzados. 2: cimentação syntaxial nos equinóides. Poço A, 1083,75 m, luz natural. 3: cimento em franja isópaca fibrosa sobre a superfície de uma alga vermelha. Cimento prismático se desenvolvendo sobre a franja fibrosa. Poço C, 1219,55 m, luz natural. 4: como na figura 3, tem-se franja fibrosa sobre a superfície da craca e cimento prismático se desenvolvendo sobre a franja. Poço C, 1187 m, luz natural.

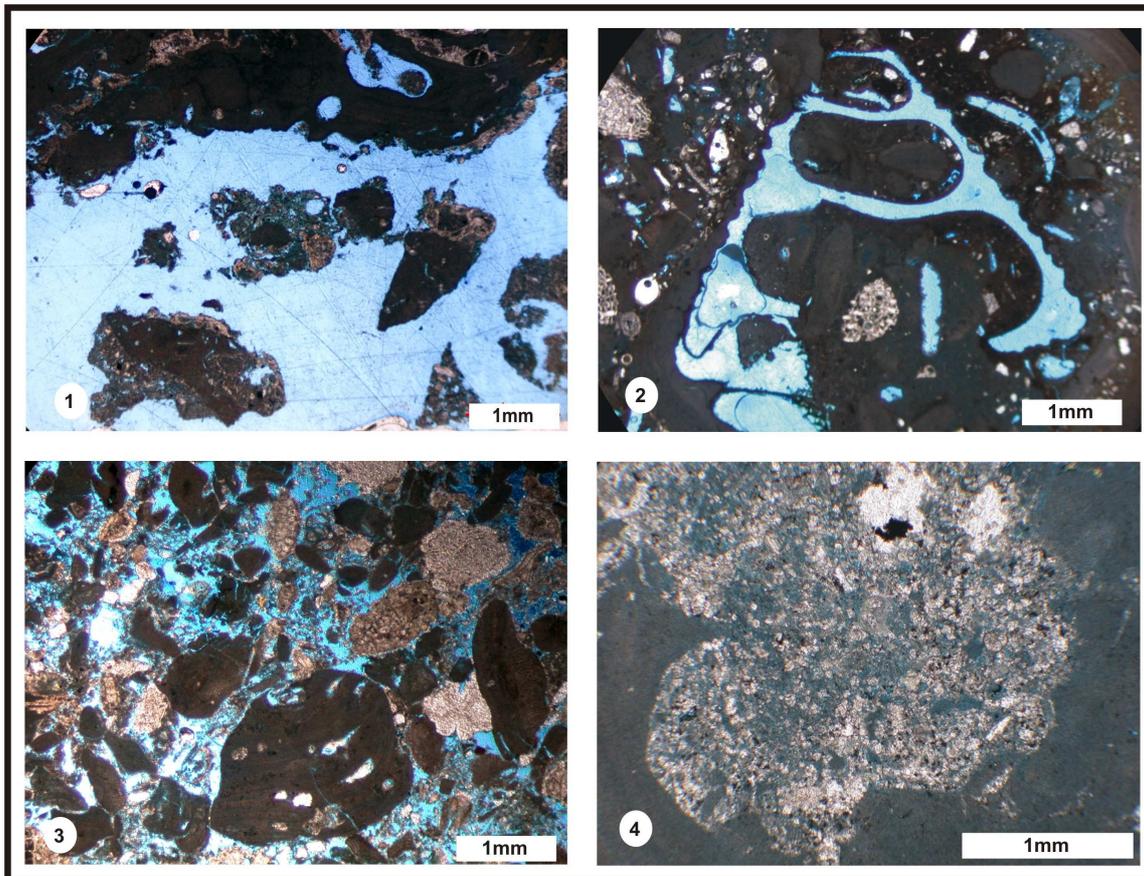


Figura 24 - 1: dissolução não seletiva e formação de porosidade do tipo *vug*. Poço C, 1191 m, luz natural. 2: dissolução da concha aragonítica de molusco gastrópode formando porosidade móldica. Poço A, 1045 m, luz natural. 3: porosidade intergranular sendo aumentada por dissolução parcial da rocha. Poço C, 1187,7 m, luz natural. 4: matriz micrítica sendo seletivamente dolomitizada. Observar que a alga vermelha não sofre dolomitização. Poço A, 1091,2 m. luz natural.

7.3- MODELO DEPOSICIONAL

Diaz (2007) e Waisman (2002) reconheceram em linhas e cubos sísmicos, respectivamente, diversas sismofácies que permitiram a caracterização do ambiente deposicional dos carbonatos do Membro Siri.

Waisman (2002) estudou estes carbonatos na área centro-sul da Bacia de Campos caracterizando três sismofácies principais ou domínios texturais. A primeira delas relaciona-se aos depósitos predominantemente siliciclásticos, que ocorrem em porções mais internas da plataforma continental. A segunda sismofácies, situada nas proximidades da borda da plataforma, possui como característica marcante o alinhamento de amplitudes positivas e negativas segundo a direção norte sul. O terceiro domínio se estende para além do sopé do talude e é constituído basicamente por folhelhos e margas depositados em ambiente profundo de bacia oceânica.

Apoiado no dado sísmico e também em investigações petrográficas Waisman (2002) identifica no ambiente de borda de plataforma (segundo domínio textural ou sismofácies), a existência de bioconstruções de algas vermelhas e de barras bioclásticas, estas últimas formadas por rudstones/grainstones de algas vermelhas e macroforaminíferos.

Segundo Diaz (2007) estas fácies compostas por rudstones ou grainstones bioclásticos formariam um complexo de bancos carbonáticos na margem da plataforma e uma fácies mais proximal, possivelmente lagunar, seria composta por wackestones bioclásticos e material siliciclástico vindo do continente. Para este autor, a reativação tectônica de estruturas geradas na fase rifte da Bacia de Campos, teria controlado a distribuição das fácies e o estabelecimento de acumulações orgânicas, enquanto que subsidência diferencial local seria a principal responsável pelas variações laterais no padrão de empilhamento

sedimentar sobre a plataforma. Paralelamente, esta subsidência local também teria contribuído na configuração das fácies formadas em ambientes mais restritos da plataforma interna.

Com base na descrição de lâminas petrográficas de amostras de calha e de testemunhos, realizou-se pesquisa visando à caracterização paleoambiental do Membro Siri, apoiando-se também nos trabalhos prévios de Waisman (2002) e Diaz (2007). Adicionalmente, será usado o modelo paleoambiental de Hallock & Glenn (1986) para distribuição de rochas carbonáticas cenozóicas ricas em macroforaminíferos.

Hallock & Glenn (1986) propuseram um modelo de distribuição de macroforaminíferos em carbonatos do Cenozóico, sendo o mesmo um suplemento ao modelo clássico de fácies carbonáticas de Wilson (1975). Observações sobre a ecologia de formas modernas forneceram as bases teóricas para que estes autores propusessem um modelo paleoecológico acerca da distribuição destes organismos em estratos do Terciário.

Diversas variáveis paleoecológicas foram utilizadas por Hallock & Glenn (1986) para propor a existência de três grupos de foraminíferos ambientalmente indicativos:

Grupo I – Macrorotalídeos com testas ovóides ou de sabida afinidade com água rasa. Exemplos são os *Amphisteginas*, numulítídeos ovóides e miogipsinídeos.

Grupo II – Foraminíferos planctônicos, macroforaminíferos com forma plana e macroforaminíferos característicos de águas mais profundas, como lepidociclinídeos, *Cycloclypeus* e *Operculina*.

Grupo III – Rotaliídeos menores e foraminíferos porcelânicos incluindo soritídeos, peneroplídeos, alveolinídeos e miliolídeos.

Segundo Hallock & Glenn (1986) as proporções destes três grupos devem indicar com alguma segurança o posicionamento de determinada fácies de acordo com o esquema de Wilson (1975) (fig. 25).

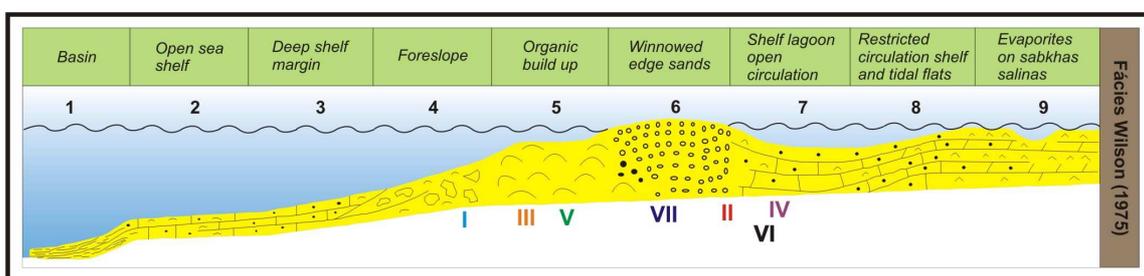


Figura 25- Modelo de fácies carbonáticas de plataformas com borda de Wilson (1975). O posicionamento das microfácies do Membro Siri está indicado. Modificado de Wilson (1975).

Nos poços aqui investigados, os calcários do Membro Siri são representados por sete diferentes fácies, cujos bioelementos mais destacados são as algas vermelhas coralináceas, os macroforaminíferos e as cracas.

A microfácies I representada por packstones de rodolitos e bioclastos de algas vermelhas coralináceas e macroforaminíferos do tipo lepidociclinídeos pode ser considerada como provável pertencente à fácies 4 do modelo de Wilson (1975) para plataformas carbonáticas com borda. Esta fácies corresponde a um ambiente de *forereef* ou *reef margin* abaixo do nível de base das ondas (fig. 25).

Haynes (1965) em trabalho clássico sobre paleoecologia de foraminíferos propôs que a forma das testas dos macroforaminíferos é provavelmente um

produto de fatores hidrodinâmicos e de processos metabólicos relativos à simbiose com as algas. Ele sugeriu que testas robustas, de máxima esfericidade, devem indicar ambientes recifais de mais alta energia, enquanto que testas finas, discóides, com razões máximas superfície/volume, seriam encontradas em ambientes calmos, com pouca iluminação (fig. 26).

Os lepidociclinídeos do Membro Siri freqüentemente possuem testas com altas razões superfície/volume, indicando desta forma a sua afinidade com ambientes mais calmos, de maior batimetria, assim como indicado acima.

Outros bioelementos que corroboram esta suposição são os foraminíferos planctônicos globigeriniformes que geralmente são mais comuns em estratos depositados em ambientes de talude e bacia oceânica e que são encontrados em maior quantidade na microfácies I (ver anexos). Os grainstones observados pontualmente podem ter sido depositados em ambiente com parcial ação de ondas, talvez mais próximos da borda rasa da plataforma.

Macroforaminíferos do tipo miogipsinídeos e amphisteginídeos são freqüentemente descritos na microfácies II (anexos). Tais macroforaminíferos têm testas robustas, com formatos ovóides, apresentando razões superfície/volume menores que os lepidociclinídeos.

Haynes (1965) e Hallock & Glenn (1986) citam em suas respectivas publicações que estas formas são notadamente comuns em ambientes deposicionais mais rasos e de maior energia, apesar de que nos carbonatos do Membro Siri, não é raro a associação dos mesmos com matriz micrítica. Hallock & Glenn (1985) registraram, nas Filipinas, a existência de bancos miocênicos formados na margem da plataforma, dominados por miogipsinídeos.

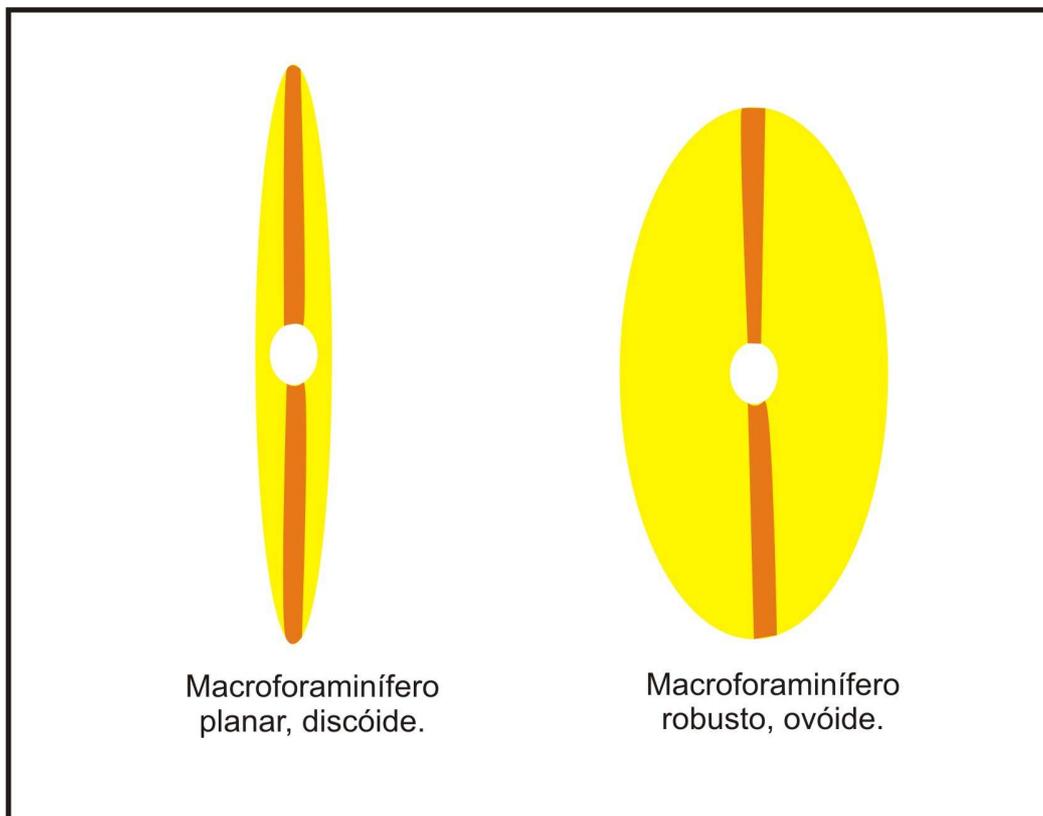


Figura 26- Desenho esquemático mostrando as distintas formas que os macroforaminíferos podem assumir.

Essa microfácies é interpretada como sendo o resultado da deposição carbonática sobre uma borda de plataforma estabilizada por algas vermelhas coralináceas, provavelmente em lâmina d'água rasa (<10m) (Hallock & Glenn, 1986). Acredita-se ainda que estes carbonatos possam ter encontrado um sítio de deposição entre os bancos de algas vermelhas, haja vista o aparecimento, por vezes, de numulítídeos do gênero *Heterostegina*, que segundo Geel (2000) e Chaproniere (1975), procura locais protegidos na margem da plataforma para habitar.

Durante os períodos de ausência de retrabalhamento, esse ambiente tornou-se calmo o suficiente para que a lama carbonática fosse depositada, formando os packstones. Por outro lado, em épocas com maior ação de ondas e marés, os grãos muito finos entraram em suspensão, possibilitando a formação dos grainstones.

As microfácies III e V são constituídas basicamente por bindstones de algas vermelhas coralináceas. Waisman (2002) afirma que estas rochas representam bioconstruções [fácies 5 de Wilson (1975)] localizadas na borda da plataforma carbonática terciária da Bacia de Campos (fig. 25).

Entretanto, a microfácies V apresenta uma característica particular em relação à microfácies III, que são as cracas, as quais aparecem incrustando e colonizando a superfície das algas vermelhas. Estes artrópodes são vistos na forma de esqueletos inteiros ou quase inteiros, geralmente posicionados entre as crostas das algas, utilizando o substrato rígido formado por elas para desenvolverem-se.

A ampla ocorrência de cracas na microfácies V indica uma deposição em ambiente muito raso, possivelmente com ampla influência de maré, haja vista a estreita relação de cracas com este tipo de ambiente (Kamp *et al.*, 1988; Távora & Pontes, 2002).

Em associação com estes bindstones de algas vermelhas e cracas encontram-se (ver anexos) rudstones/grainstones de bioclastos de cracas e rodólitos e bioclastos de algas vermelhas. Estes sedimentos pertencem a microfácies VII que parece ter sido depositada em ambiente mais raso que a microfácies V, sendo considerada, portanto, como o produto do retrabalhamento desta última sob regime hidrodinâmico de maior energia.

Dentre as fácies amostradas no conjunto deste trabalho, a microfácies VII representa o carbonato depositado em ambiente de maior energia e sob menor lâmina d'água. Por isso não é surpresa que a mesma seja responsável pela melhor porosidade observada no Membro Siri, tendo sido ajudada ainda por dissolução parcial dos grãos, que provocou o alargamento do espaço intergranular, gerando boas condições de permo-porosidade.

Somente nos poços A e F (anexo) foi identificada a microfácies VI constituída por grainstones bioclásticos, normalmente apresentando boa seleção e arredondamento. Além do aspecto textural, estes grainstones mostram uma diferenciação com relação às assembléias fossilíferas das demais microfácies. Aqui os bivalves são bem mais abundantes do que nas outras fácies mencionadas anteriormente.

Adicionalmente, pode-se afirmar que os foraminíferos porcelânicos (miliolídeos), apesar de não estarem entre os bioelementos mais importantes, também ocorrem em maior número na microfácies VI.

Este maior número de bivalves e miliolídeos pode ser evidência de um ambiente lagunar (Chaproniere, 1975; Ghose, 1977; Hallock & Glenn, 1986; Geel, 2000; Flügel, 2004) com salinidade um pouco acima do normal, possivelmente correlacionável a fácies 7 de Wilson (1975). A microfácies VI deve representar areias do *backbank* depositadas em lagunas rasas de circulação aberta (fig. 25).

A única fácies onde se observou a presença de corais foi na microfácies IV. Corais *Porites*, algas vermelhas coralináceas e cracas, são os principais grãos do arcabouço destas bioconstruções, as quais foram descritas apenas no poço A, ao longo de poucos metros de rocha.

De acordo com Waisman (2002) *patch reefs* (recifes isolados sobre a plataforma) podem ter se formado no ambiente deposicional dos calcários Siri. Com base nisto e na associação desta microfácies com a microfácies VI pode-se sugerir a existência de recifes coralgais atrás do complexo de bancos de margem de plataforma, mais precisamente numa laguna rasa.

8- ESTRATIGRAFIA QUÍMICA

8.1- ELEMENTOS QUÍMICOS MAIORES E TRAÇOS

A quimioestratigrafia baseada em elementos químicos maiores e traços vem consolidando-se nos últimos anos como uma ferramenta importante na correlação de seqüências sedimentares (Pearce *et al.*, 1993; Pearce *et al.*, 1999). Geralmente, esta metodologia é empregada em seqüências estéreis, do ponto de vista paleontológico, e que por isso apresentam um baixo controle bioestratigráfico.

Neste trabalho, amostras oriundas de três poços (C, E e I) que penetraram os carbonatos do Membro Siri foram analisadas e caracterizadas geoquimicamente em perfis, com o intuito de propor um fatiamento estratigráfico em termos de unidades e subunidades químicas, apoiando sobremaneira a correlação entre os poços da área.

Cerca de 200-300m de carbonatos do Membro Siri foram amostrados em cada um destes três poços, em intervalos de três em três metros, e analisados quimicamente, determinando-se a concentração de 10 elementos químicos maiores (Al, Si, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K e P) expressa como porcentagem dos respectivos óxidos, e de 9 elementos traços (Ba, Cr, Cu, La, Sc, Sr, Y, Zn, Zr). O poço C somente foi analisado para os elementos maiores não tendo sido feita análise de elementos traços.

Albertão *et al.* (2005) reconheceram três grandes unidades quimioestratigráficas (P1, P2 e P3) no Membro Siri, e doze subdivisões internas nas mesmas. A unidade P1 foi dividida em três subunidades, a P2 em quatro e a P3 em cinco, com base, principalmente, em variações nos conteúdos de

elementos detritais, tais como Al, Fe, K, P e Zr, e de elementos relacionados aos minerais carbonáticos, como o Ca, Sr, Mn e Mg.

Baseado no enriquecimento, empobrecimento e/ou no desenvolvimento de tendências que podem ser reconhecidas nos perfis geoquímicos, propõe-se neste trabalho a divisão do Membro Siri em três unidades químicas, que podem ser subdivididas em oito subunidades químicas (figs. 27 a 33).

A Unidade química I corresponde à porção basal do Membro Siri, onde as concentrações dos elementos químicos ligados à fase detrítica tendem a diminuir desde a base até o topo da unidade. Diferentemente, os elementos ligados à fase carbonática tendem a permanecer constantes ou aumentar levemente.

Este decréscimo na concentração dos elementos químicos maiores de origem detrítica pode ser observado, principalmente, nos perfis do Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 e Na_2O (figs. 27, 30 e 33). Já com relação aos elementos traços essa característica é notada nos perfis do Ba, Y e Zr (figs. 28 e 31) e nas razões entre Al_2O_3/CaO , K_2O/CaO , Zr/Sr e TiO_2/CaO (figs. 29 e 32).

A unidade química I pode ser separada da unidade química II por um súbito enriquecimento em Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , Al_2O_3/CaO , MgO/CaO , e uma diminuição em CaO , que logo têm as suas tendências revertidas ainda na parte mais basal da unidade II (figs. 27 a 32).

Sugeriu-se para a unidade I uma subdivisão em duas subunidades, a saber: Sq1 e Sq2. A primeira representa a base da unidade I e possui maiores quantidades de Ba, Cr, Y e Zr que a subunidade logo acima (figs. 28 e 31). A passagem entre as duas é marcada por um pequeno pico de aumento na concentração dos elementos detríticos, exemplificados pelo Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 e K_2O , assim como no Fe_2O_3 e no MnO . Tal limite entre estas subunidades também

está relacionado à base de um pico que pode ser observado tanto no perfil de raios gama quanto no perfil sônico (fig. 27).

As assinaturas geoquímicas acima assinaladas são mais bem observadas nos perfis dos poços E e I. No poço C os elementos químicos parecem possuir uma distribuição mais errática que torna difícil a individualização da unidade química I e de suas subunidades (fig. 33).

A unidade química II refere-se à parte central do Membro Siri, onde a tendência predominante dos valores de raios gama e de alguns elementos químicos maiores e traços, tais como o Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O , Ba, Sc, Y, Zn e Zr, é apresentar-se, de modo geral, sem grandes variações (figs. 27, 28, 30 e 31).

A unidade química II foi subdividida em três subunidades químicas observadas nos três poços estudados. Estas são Sq3, Sq4 e Sq5. Na base encontra-se Sq3 que é caracterizada por um evento negativo nas concentrações do Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 , Na_2O , Ba, Y, Zr e nas razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, Zr/Sr , SiO_2/CaO e $\text{K}_2\text{O}/\text{CaO}$. No poço I isto pode ser definido com mais facilidade enquanto que nos poços E e C estes eventos tendem a ser mais sutis.

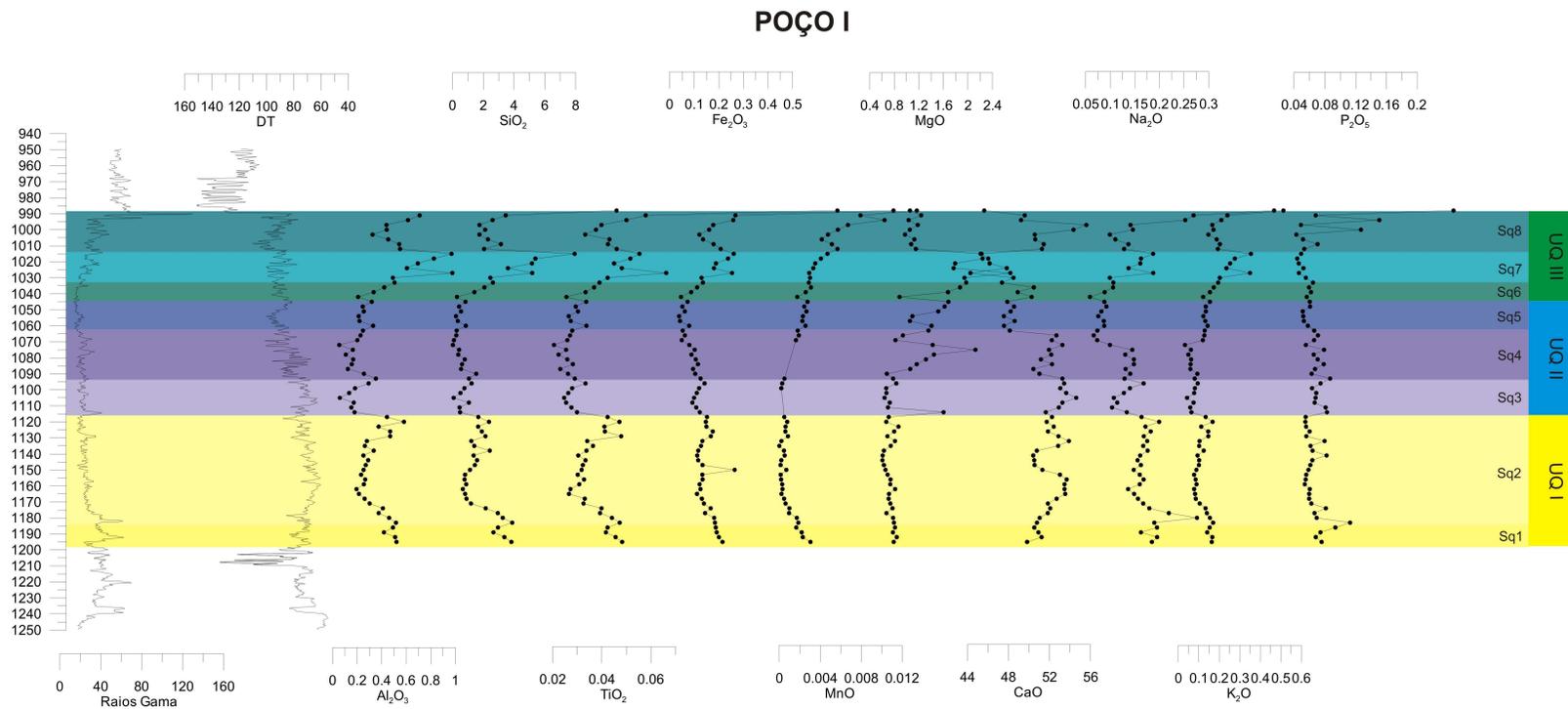


Figura 27- Perfis geoquímicos de elementos maiores para o poço I. Os dados são apresentados como porcentagens em peso dos respectivos óxidos.

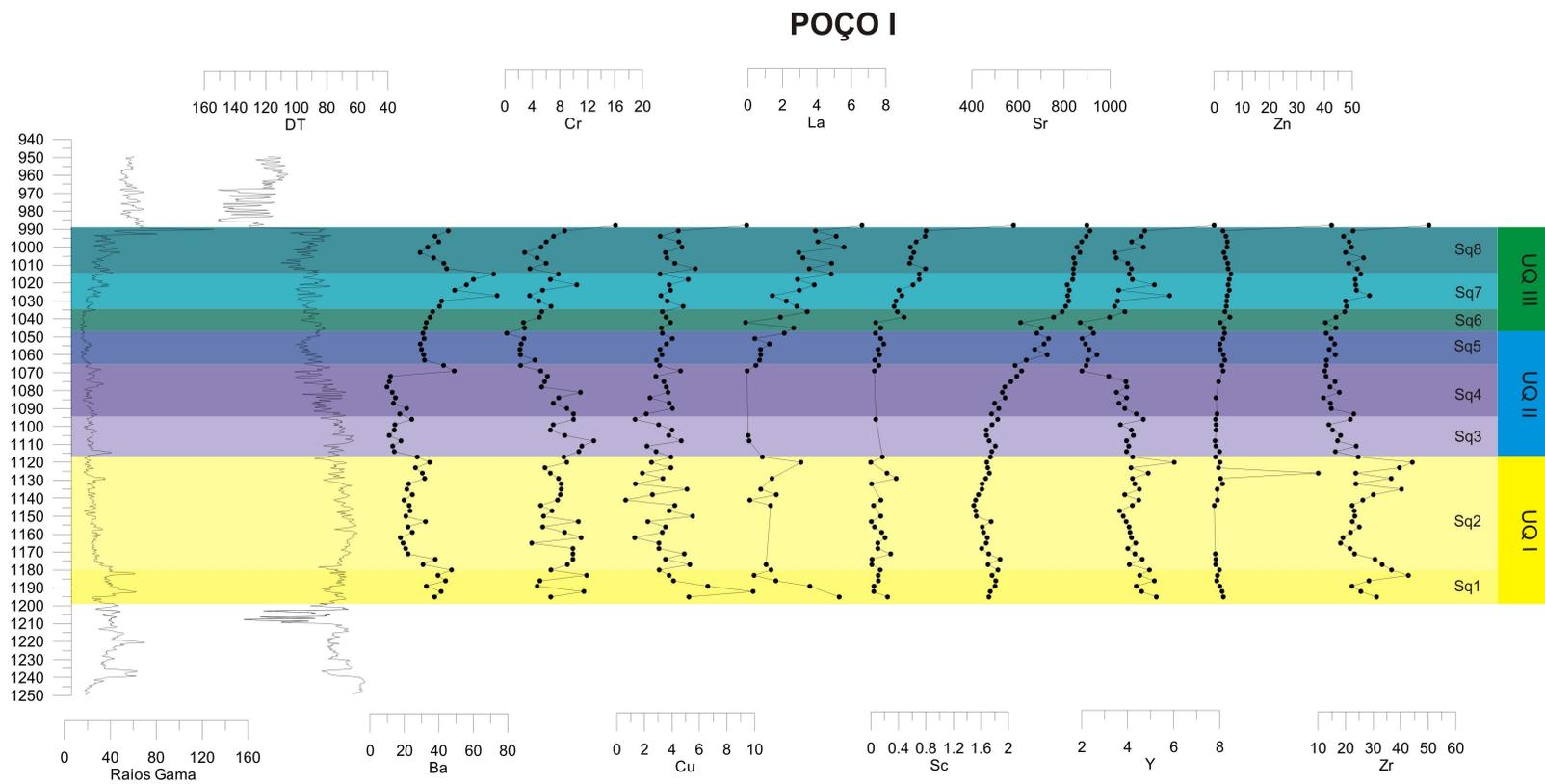


Figura 28- Perfis geoquímicos de elementos traços para o poço I. Os dados são apresentados em ppm.

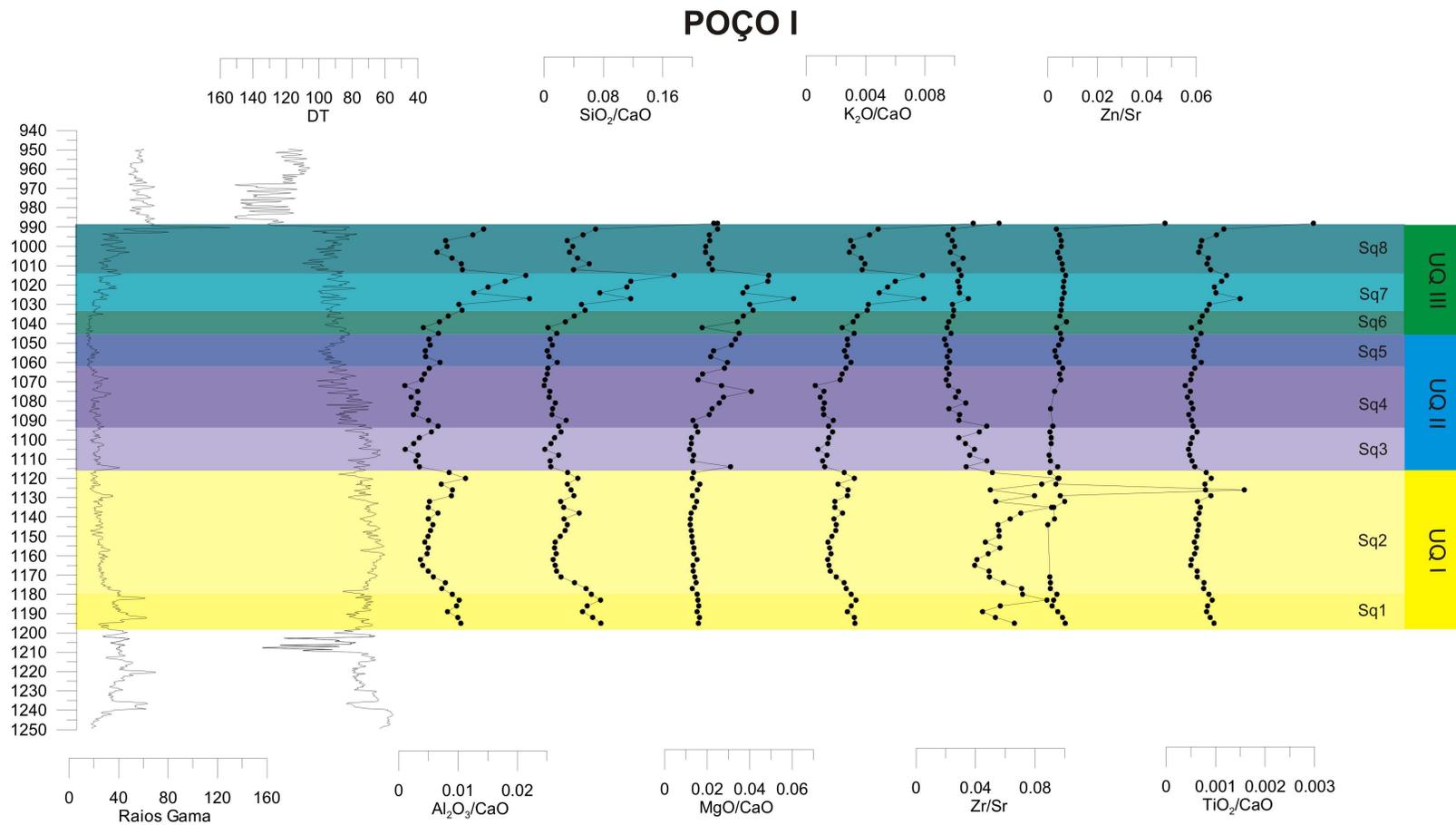


Figura 29- Perfis geoquímicos de razões entre elementos para o poço I.

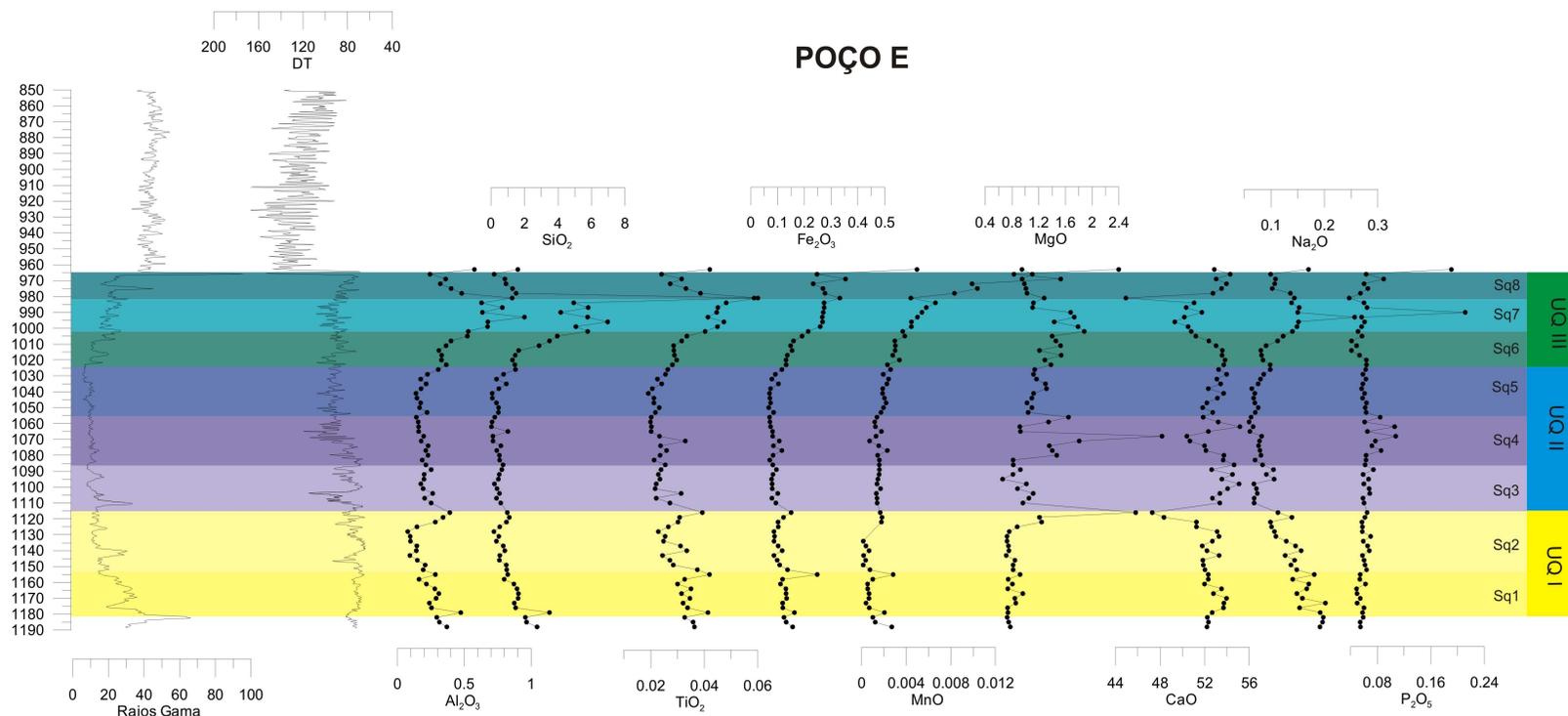


Figura 30- Perfis geoquímicos de elementos maiores para o poço E. Os dados são apresentados como porcentagens em peso dos respectivos óxidos.

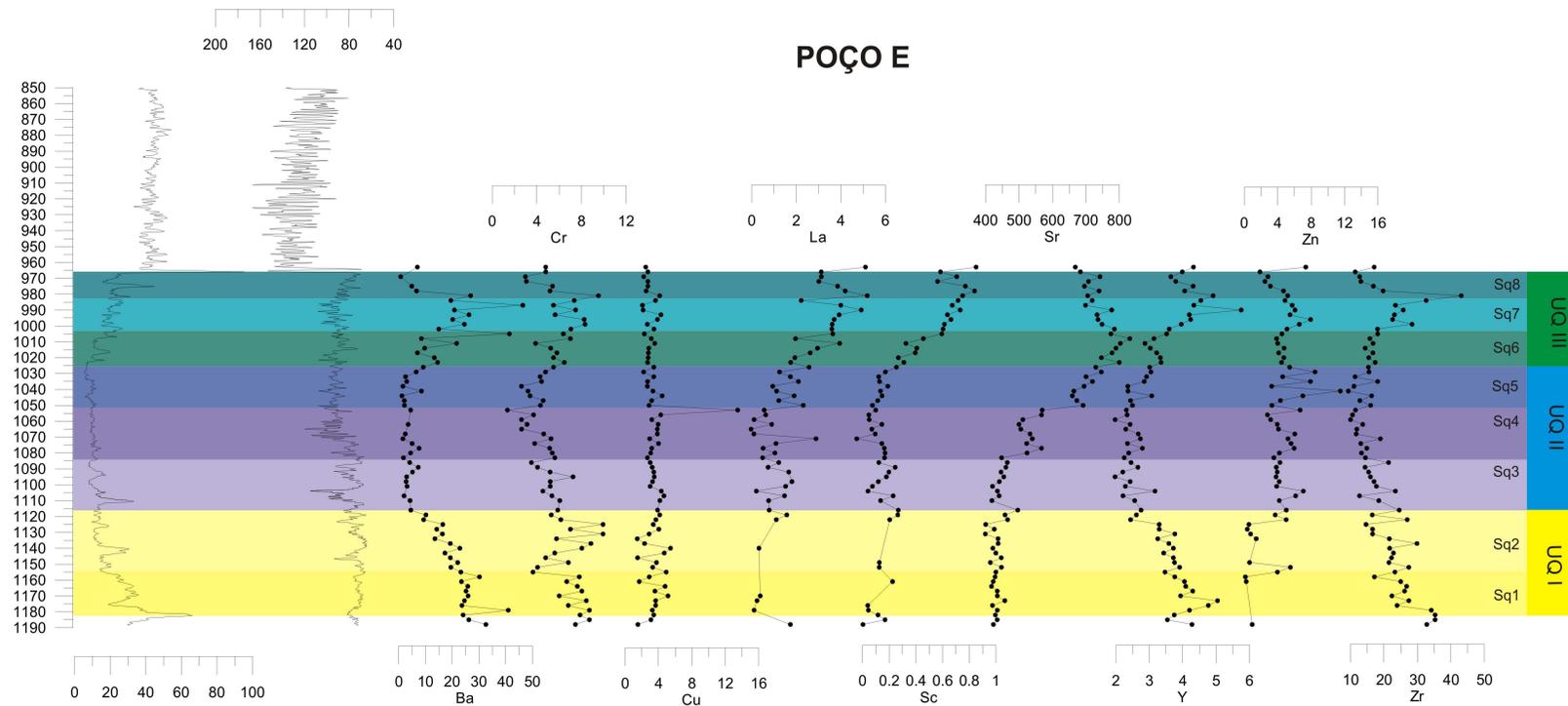


Figura 31- Perfis geoquímicos de elementos traços para o poço E. Os dados são apresentados em ppm.

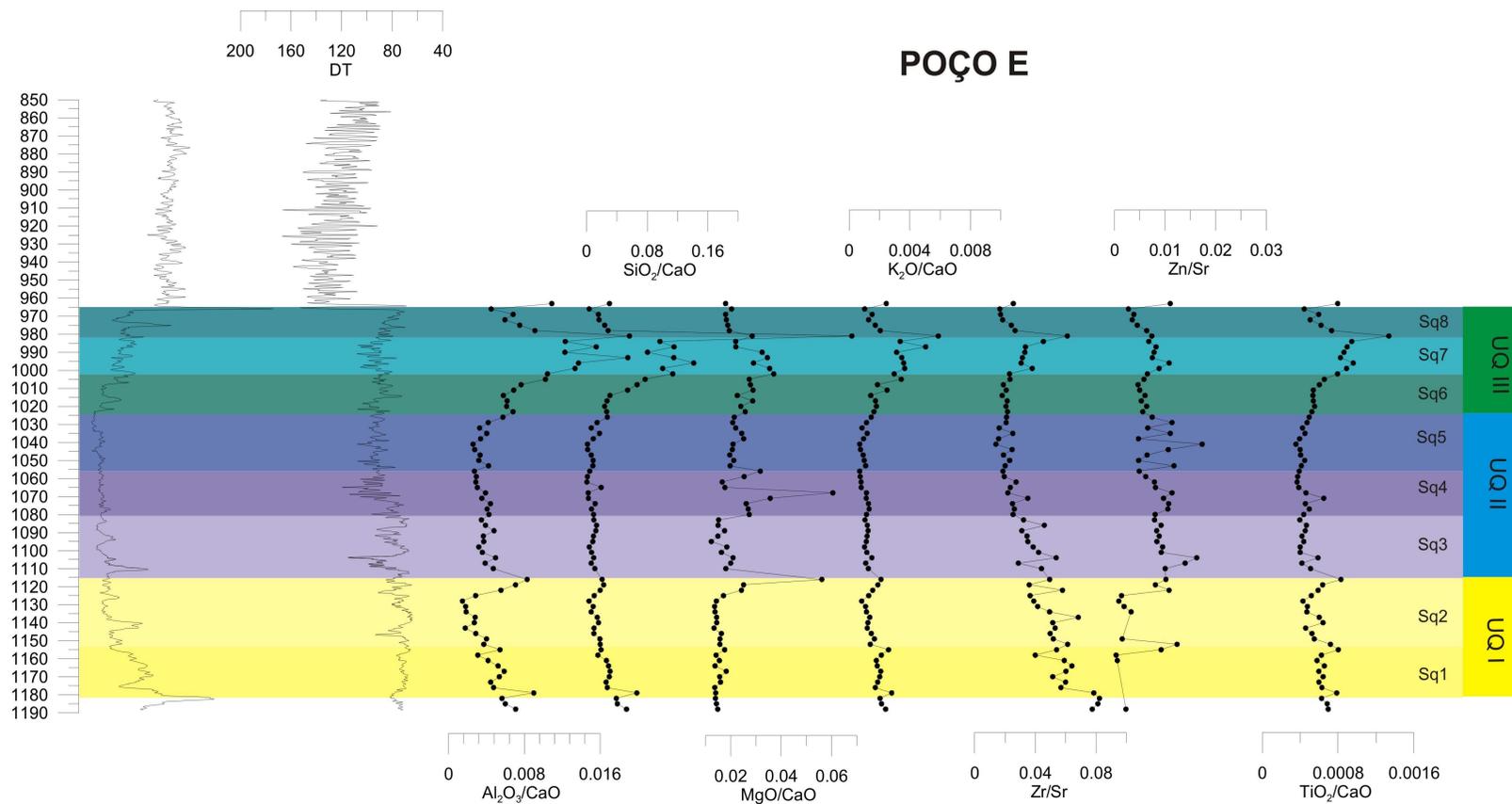


Figura 32- Perfis geoquímicos de razões entre elementos para o poço E.

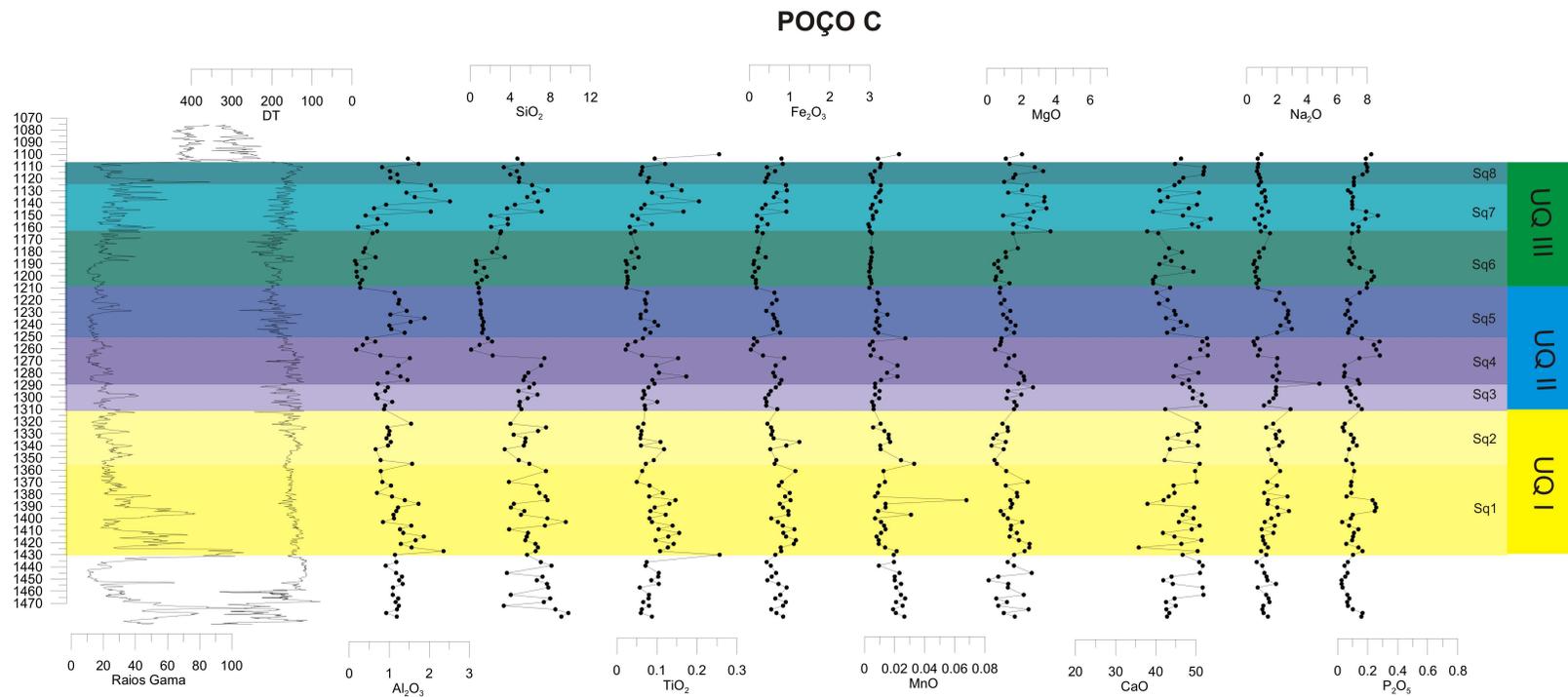


Figura 33- Perfis geoquímicos de elementos maiores para o poço C. Os dados são apresentados como porcentagens em peso dos respectivos óxidos.

Sq4 também é marcada por evento negativo na concentração dos elementos químicos ligados a fase siliciclástica. Da mesma forma que em Sq3, os perfis do CaO e do MgO em Sq4 tendem a valores mais altos. Associado a Sq4 encontra-se também grande pico no perfil de MgO que pode ser identificado nos poços E e I, porém o mesmo não é visto no poço C.

No topo da unidade química II está a subunidade química Sq5, na qual há um acréscimo no conteúdo dos elementos químicos detríticos: Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , bem como um decréscimo no CaO e no MgO. Nos elementos traços ocorrem aumento na quantidade de Ba, La, Sc e Zn. A passagem entre a unidade química II e a unidade química III se dá através de um enriquecimento cada vez maior na concentração dos elementos químicos ligados a fase siliciclástica e o inverso ocorre nos elementos com afinidade pelo carbonato (CaO, MgO, Sr). Isto fica bem evidente quando se observa os perfis com as diferentes razões geoquímicas que comparam os elementos de origem detrítica com aqueles encontrados nos minerais carbonáticos (figs. 29 e 32). Exemplos destas razões são $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, SiO_2/CaO , $\text{K}_2\text{O}/\text{CaO}$, Zr/Sr e Zn/Sr .

O aumento acentuado no conteúdo dos elementos detritais e a concomitante diminuição no CaO podem ser distinguidos na base da unidade química III, que é representada pela subunidade química Sq6. A subunidade Sq7 é aquela melhor assinalada em todos os três poços e em praticamente todos os perfis geoquímicos apresentados. A mesma constitui um grande evento positivo nos valores dos elementos químicos detritais, e no perfil de raios gama corresponde a um aumento na radioatividade da formação, indicando a entrada de material argiloso no sistema. Entretanto, o contato entre Sq7 e Sq8 é evidenciado por uma brusca diminuição na concentração destes elementos e um novo evento positivo é visto, porém desta vez, no perfil do CaO.

8.2- ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO E OXIGÊNIO

O estudo de isótopos estáveis em carbonatos pode fornecer informações das mais importantes sobre questões paleoambientais, paleoclimáticas e estratigráficas (Savin *et al.*, 1981; Loutit *et al.*, 1983; Shackleton, 1985; Shackleton, 1986). Em pesquisas sobre carbonatos do Pré-cambriano, os isótopos de carbono e oxigênio são ferramentas estratigráficas de grande valor, haja vista a escassez de fósseis nestes depósitos. A determinação de eventos isotópicos de ampla magnitude é a única maneira relativamente segura para a correlação destes estratos em nível regional, continental e global.

Paralelamente, este tipo de investigação também é bastante empregado para o Fanerozóico, especialmente para seções terciárias e quaternárias (Vincent & Berger, 1985; Azevedo *et al.*, 1997; Wright *et al.*, 1992). Emiliani (1955) foi o primeiro a utilizar a razão de isótopos estáveis de carbono e oxigênio, obtida em testas de foraminíferos, como técnica estratigráfica, aplicando a mesma em seções do Quaternário.

Freqüentemente, tais trabalhos sobre o Cenozóico concentram as análises isotópicas em testas de determinadas espécies de foraminíferos bentônicos e planctônicos (Miller & Fairbanks, 1985; Wright *et al.*, 1992). Segundo alguns autores, tais espécies estariam em um equilíbrio isotópico quase perfeito com as águas oceânicas em que habitavam, refletindo, portanto, uma composição isotópica similar à destas águas (Savin *et al.*, 1981).

De modo diferente, uma amostra de rocha calcária nada mais é do que uma mistura de diversos tipos de fósseis, espelhando, na verdade, a composição isotópica média entre os mesmos. Contudo, análise geoquímica em amostras de fósseis monoespecíficas torna-se uma tarefa dispendiosa e pouca prática, em virtude da necessidade de coleta e classificação sistemática dos mesmos.

Azevedo *et al.* (1997) apresentaram trabalho sobre a viabilidade de uso dos dados de rocha-total na identificação e correlação de eventos isotópicos. Estes autores concluíram que, apesar das limitações, os resultados demonstraram a aplicabilidade do método.

No presente estudo, foram efetuadas análises isotópicas em rocha-total de calcários oligo-miocênicos do Membro Siri no poço E, visando uma maior compreensão dos eventos estratigráficos e paleoambientais que ocorreram durante a deposição desta unidade, bem como a correlação dos mesmos com eventos cenozóicos de abrangência global.

8.2.1- Isótopos de oxigênio

A razão isotópica do oxigênio de carbonatos marinhos depende basicamente de duas variáveis, a temperatura e a composição isotópica da água do mar, na qual os mesmos foram formados (Miller & Fairbanks, 1985; Williams, 1988).

De acordo com estes autores o fracionamento isotópico entre a água do mar e os minerais carbonáticos é controlado pela temperatura. O aumento ou a diminuição da mesma favorece, respectivamente, a precipitação de carbonatos enriquecidos em O^{16} ou O^{18} .

Durante períodos de temperatura mais alta, os íons de carbonato com o isótopo O^{18} ficam mais ágeis, aumentando as suas chances de permanecerem em solução. Desta forma, os carbonatos precipitados nesta situação são relativamente mais enriquecidos no isótopo O^{16} . Em épocas onde há uma diminuição da temperatura, normalmente, o contrário ocorre.

Variações em δO^{18} também são observadas devido ao fracionamento isotópico associado à evaporação nos oceanos. Ao longo deste processo, as moléculas de água que passam do estado líquido para o vapor tendem a enriquecer no isótopo O^{16} , fazendo com que a água do mar, conseqüentemente, tenha um acréscimo em sua proporção de oxigênio pesado (O^{18}).

Posteriormente, o vapor d'água relativamente rico em O^{16} precipita e é reconduzido aos oceanos, mantendo assim a composição isotópica dos mesmos inalterada. Este ciclo é quebrado quando grandes massas de gelo são formadas sobre os continentes em períodos de glaciação. A água rica em O^{16} fica "trapeada" no gelo, provocando nos oceanos um evento isotópico positivo devido ao aumento na proporção de O^{18} (Wright *et al.*, 1992). Como normalmente as grandes glaciações geram rebaixamentos do nível do mar é possível relacionar aumentos em δO^{18} , observados em carbonatos marinhos, com abaixamentos eustáticos (Williams, 1988).

Uma terceira variável não mencionada e que pode ser muito importante em alguns casos é o efeito da diagênese sobre δO^{18} nas rochas carbonáticas. Esses efeitos irão variar em função do tempo, temperatura e profundidade de soterramento a qual os litotipos foram submetidos (Williams, 1988).

Na figura 34, registram-se as variações de δO^{18} em rocha-total para os carbonatos do Membro Siri no poço E. De um modo geral os valores de δO^{18} situam-se entre -0,5‰ e 2‰. Da base do perfil até a profundidade de 1110m a variação na razão isotópica do oxigênio possui uma baixa amplitude e freqüência, posicionando-se ao redor de -0,5‰. Diferentemente, de 1110m até a profundidade de 965m, o sinal de δO^{18} apresenta-se com maiores amplitude e freqüência, variando entre -0,5‰ e 1,5‰, de forma bastante irregular, com a curva mostrando uma clara tendência em direção a valores cada vez mais positivos. Já dentro dos

folhelhos da Formação Ubatuba o sinal isotópico do oxigênio volta a ficar estável e marcando aproximadamente $-0,5\text{‰}$.

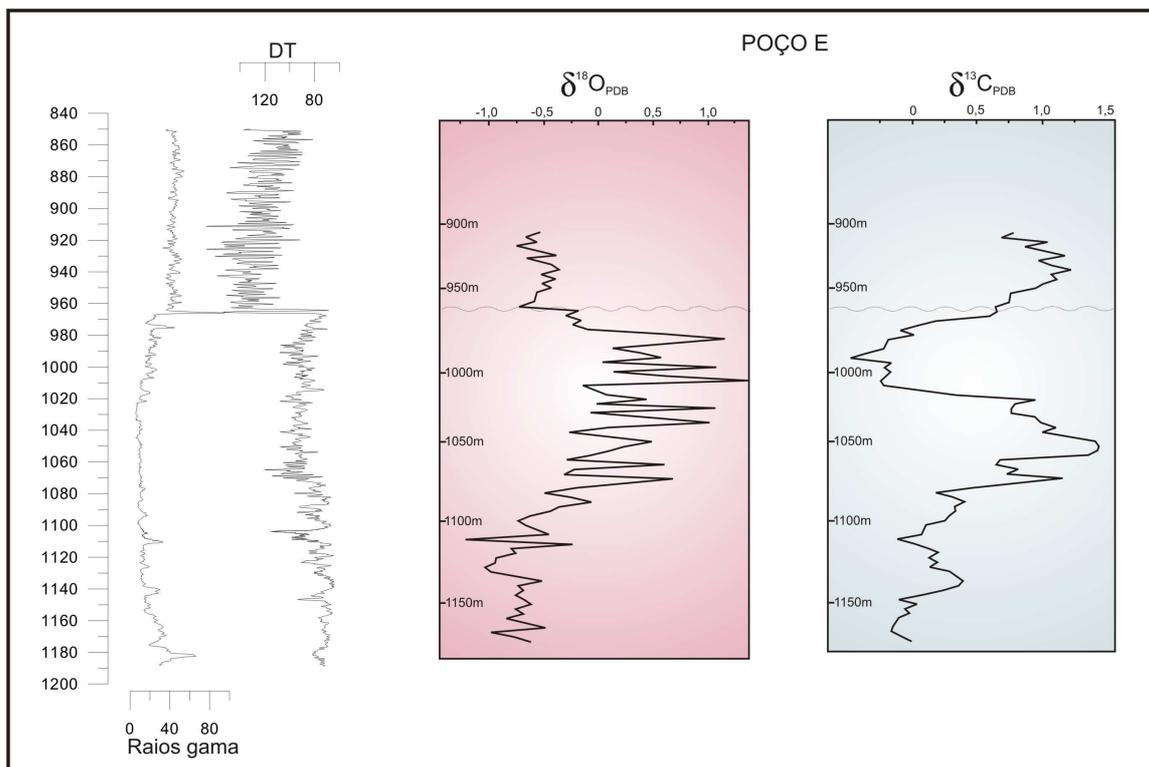


Figura 34- Curvas de razões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos do Membro Siri.

Estas mudanças na curva de $\delta^{18}\text{O}$ podem sugerir a existência de eventos isotópicos no Membro Siri. Comparando a curva de $\delta^{18}\text{O}$ do poço E com as curvas dos sítios 563 e 608 do DSDP (*Deep Sea Drilling Project*) pode-se sugerir a existência de três eventos isotópicos nestes sítios (Miller & Fairbanks, 1985) (figs. 35 e 36) que parecem ocorrer também nos carbonatos do poço E. Os dois primeiros eventos mostram um aumento de $\delta^{18}\text{O}$ em direção a valores mais positivos, que segundo Miller & Fairbanks (1985) estariam relacionados ao início da formação das capas de gelo na Antártida, levando a um resfriamento nas

águas do Atlântico. Estes autores atestam ainda que estes dois eventos estariam centrados, respectivamente, na base e no topo do Neo-oligoceno. O terceiro evento, de forma diferente, representaria um evento isotópico negativo em δO^{18} , ou seja, refletiria um acréscimo na proporção de O^{16} em relação a O^{18} . Tal evento denotaria um aquecimento nas águas oceânicas e estaria centrado na porção mais superior do Eomioceno.

Com base no exposto acima podemos sugerir que os calcários do Membro Siri depositaram-se dentro de um intervalo de tempo compreendido entre o Neo-oligoceno e o Eomioceno. Apesar disto deve-se fazer uma ressalva de que rochas calcárias depositadas em ambientes profundos, tais como os sítios amostrados pelo DSDP, expressam melhor a química dos oceanos que rochas calcárias depositadas em plataformas rasas, como é o caso do Siri. Entretanto, os eventos registrados no poço E parecem consistentes e passíveis de correlação com mudanças isotópicas de escala global.

8.2.2- Isótopos de carbono

Variações na razão de δC^{13} nas águas de fundo oceânico podem ser causadas por alterações no reservatório global de carbono (Kump & Arthur, 1999), por mudanças na circulação oceânica (Shackleton *et al.*, 1983), por mudanças locais na produtividade primária (Kump & Arthur, 1999) e por mudanças na química das áreas fonte (Mix & Fairbanks, 1984).

Contudo, pode-se dizer que o fracionamento entre os isótopos de carbono no ambiente marinho depende, basicamente, de processos biológicos que ocorrem nos estratos mais superficiais da coluna d'água dos oceanos e mares. O fitoplâncton que vive nestas zonas, durante a fotossíntese, metaboliza preferencialmente o isótopo de carbono mais leve (C^{12}), conseqüentemente provocando um aumento na proporção de C^{13} no meio.

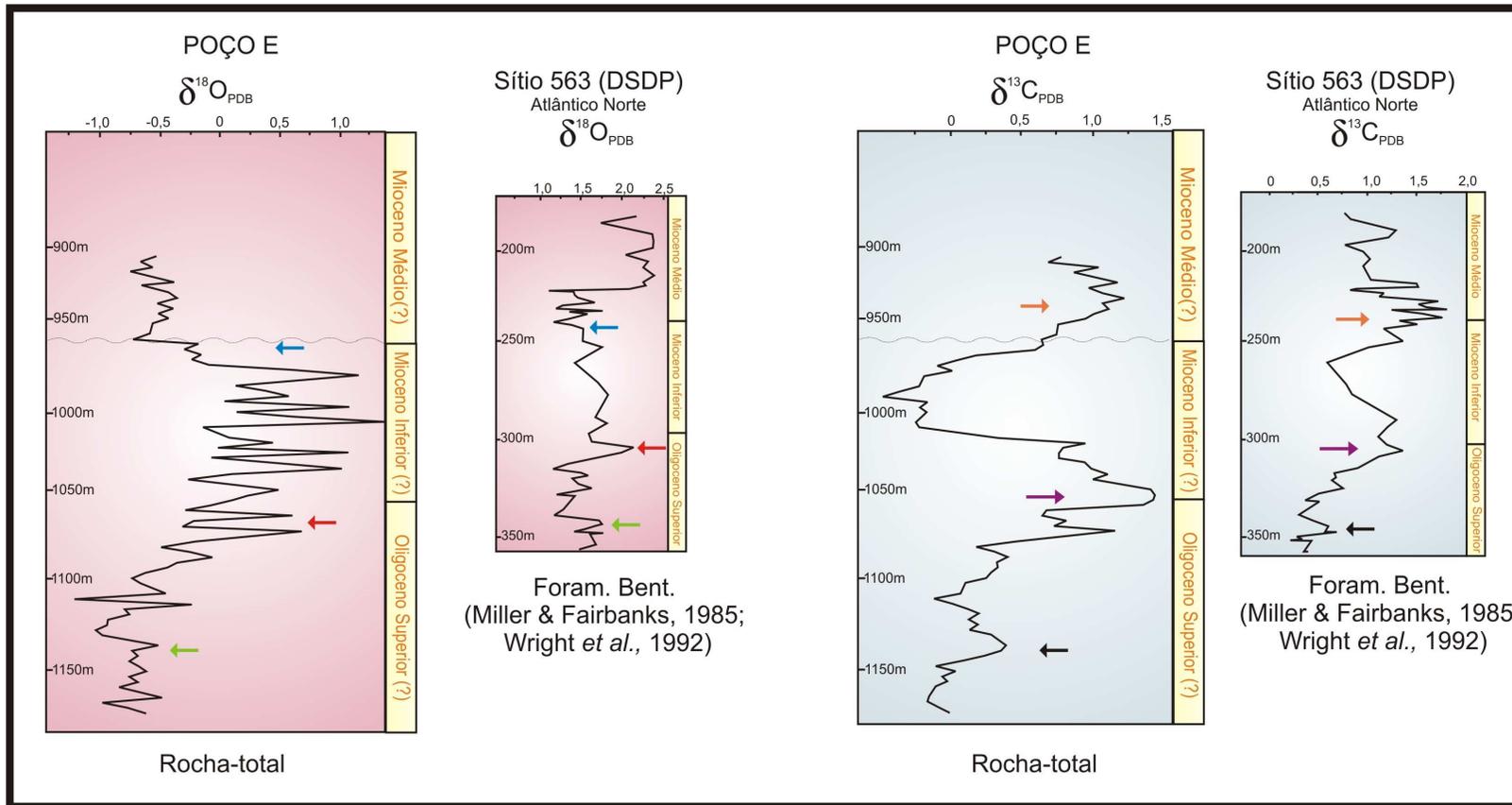


Figura 35- Comparação das curvas de razões isotópicas de oxigênio e carbono do Membro Siri com as curvas do sítio 563 do DSDP. As setas coloridas indicam os eventos assinalados.

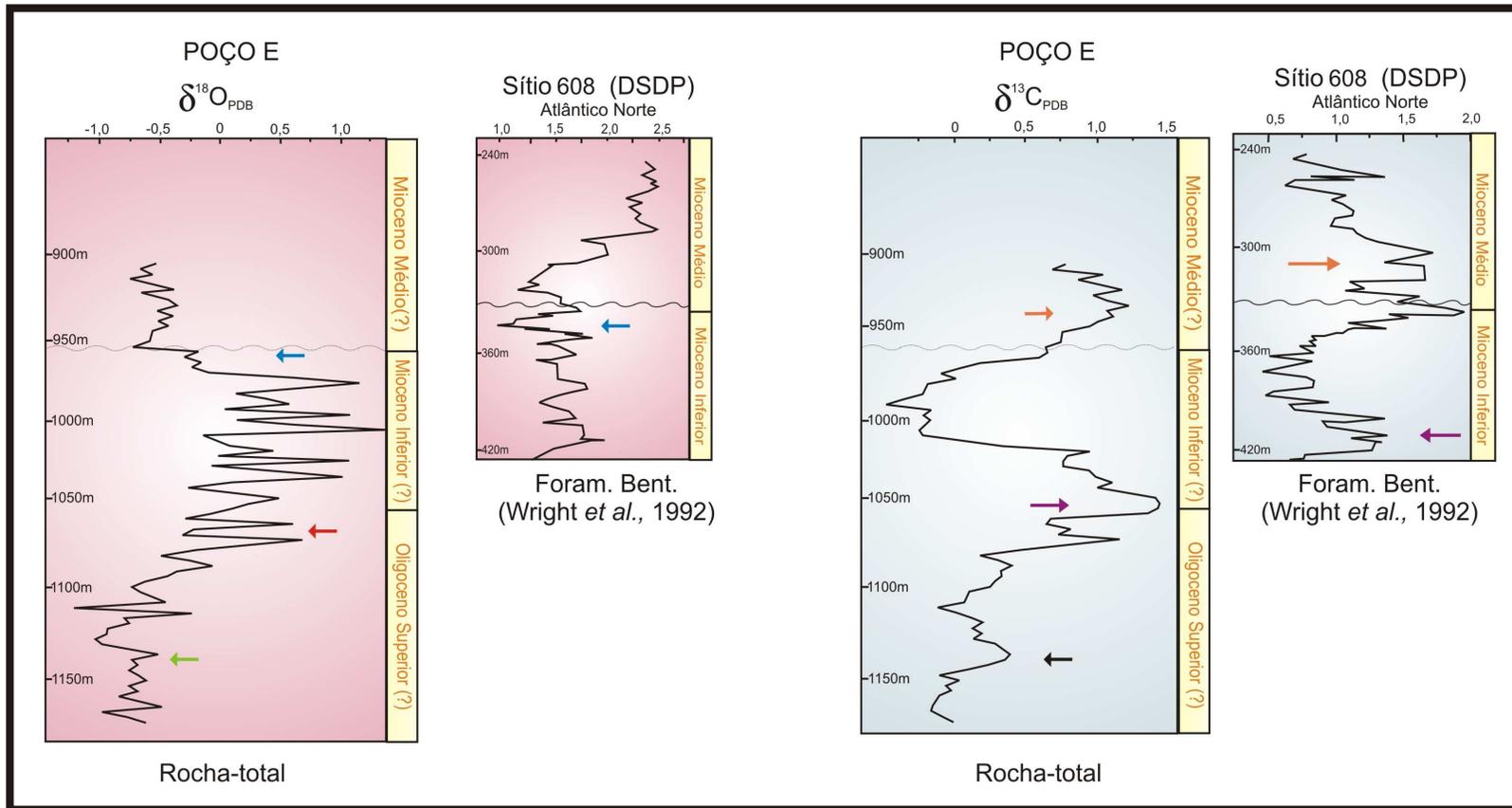


Figura 36- Comparação das curvas de razões isotópicas de oxigênio e carbono do Membro Siri com as curvas do sítio 608 do DSDP. As setas coloridas indicam os eventos assinalados.

Essa matéria orgânica quando tem o seu ciclo de vida encerrado, decanta e alcança maiores profundidades. Caso haja intensa circulação oceânica e um alto teor de oxigênio no ambiente, como existe nos oceanos modernos, haverá oxidação da mesma, e o C^{12} previamente absorvido será liberado, fazendo com que as águas de fundo tornem-se proporcionalmente mais ricas no isótopo leve do que a zona fótica.

Caso o fundo oceânico tenha um caráter anóxico, ou seja, tenha uma baixa concentração de oxigênio, a matéria orgânica será preservada não permitindo que o C^{12} seja devolvido ao sistema. Neste momento, teremos um evento positivo na razão δC^{13} , pois a coluna d'água, como um todo, estará relativamente mais concentrada no isótopo C^{13} .

No poço E os valores de δC^{13} situam-se entre $-0,5\text{‰}$ e $1,5\text{‰}$ (fig. 34). Nas figuras 35 e 36, a comparação da curva de δC^{13} para o poço E, com as curvas de δC^{13} para os sítios 563 e 608 do DSDP, leva a crer na existência de três eventos positivos na razão isotópica do carbono. O primeiro evento, e menor de todos, estaria centrado na base do Neoligoceno. O segundo evento, e bem mais expressivo, ocorre no poço E na profundidade de 1050m, alcançando valores de δC^{13} da ordem de $1,5\text{‰}$. O terceiro evento encontra-se já nos folhelhos calcíferos da Formação Ubatuba, logo acima da discordância que marca o contato entre estes e os carbonatos do Membro Siri, aonde δC^{13} chega até $1,2\text{‰}$.

Miller & Fairbanks (1985) e Wright *et al.* (1992) posicionam o segundo evento no limite Oligoceno-Mioceno e o relacionam a um possível aumento na quantidade de carbono orgânico soterrado. O terceiro evento, que no perfil apresentado aparece logo acima da discordância entre os carbonatos do Siri e os folhelhos da Formação Ubatuba, pode ser correlacionado ao evento isotópico que se iniciou na base do Mesomioceno e foi designado por Vincent & Berger (1985)

como “Evento Monterrey”, devido às rochas ricas em carbono orgânico que ocorrem na costa oeste americana, no estado da Califórnia. Essa excursão positiva de δC^{13} parece ter sido causada por uma extração em excesso de matéria orgânica do sistema oceano-atmosfera, acima das condições normais de equilíbrio dinâmico (Vincent & Berger, 1985).

De acordo com os mesmos autores a formação de gelo na Antártida pode ter levado a um resfriamento das correntes oceânicas induzindo a um forte aumento na disponibilidade de nutrientes, que em última instância provocaram maior produtividade primária e como acima referido, maior quantidade de carbono orgânico preservado.

A crescente deposição de carbono orgânico deve ter baixado sobremaneira a pressão parcial de CO_2 na atmosfera, e conseqüentemente, a temperatura global (Vincent & Berger, 1985). Savin *et al.* (1981), Vincent & Berger (1985) e Miller & Fairbanks (1985) afirmam que associado a este evento na razão isotópica do carbono tem-se uma excursão positiva na curva de δO^{18} durante o Mesomioceno, corroborando esta hipótese. No poço E este grande evento positivo na curva de δO^{18} não foi observado.

9- SEQÜÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS

A produção de sedimentos carbonáticos é diferente da de sedimentos siliciclásticos. Os sistemas carbonáticos, como são um sistema “vivo”, necessitam de uma série de condições especiais para que possam se desenvolver plenamente. Os carbonatos são produzidos diretamente ou por influência de processos biológicos e bioquímicos, ou mesmo pela precipitação direta a partir da água do mar (Wilson, 1975; Read, 1985; Tucker & Wright, 1990)

O melhor local para a formação de sedimentos carbonáticos é conhecido como “fábrica carbonática” e é definido como uma região de águas rasas e mornas, situada entre as latitudes 30° N e 30° S, ou seja, na faixa climática tropical/subtropical. A maior produtividade orgânica se dá nos primeiros metros da coluna d'água, dentro da zona fótica, muito embora possa se estender até cerca de cem metros de profundidade (Handford & Loucks, 1993).

Existem quatro principais variáveis que controlam a distribuição de litofácies e os padrões dos estratos nas rochas carbonáticas. Estas variáveis são a subsidência, a variação eustática, o volume de sedimentos produzidos e o clima, sendo este último o principal responsável pelo tipo de sedimento (Sarg, 1988).

A combinação da eustasia com a subsidência tectônica produz uma mudança no nível relativo do mar, que pode gerar, ou não, o espaço para deposição dos sedimentos. A espessura destes sedimentos é principalmente controlada pela subsidência tectônica. Os padrões dos estratos e a distribuição das litofácies, por outro lado, são controlados pela taxa de mudança no nível relativo do mar (Sarg, 1988).

Hallock & Glenn (1986), Hotinger (1997) e Geel (2000) afirmam que macroforaminíferos são excelentes indicadores ambientais em plataformas

carbonáticas. Segundo estes autores, mudanças lito e biofaciológicas são o reflexo de variações no nível relativo do mar e, conseqüentemente, no espaço de acomodação da bacia. Tendências de aprofundamento ou de raseamento podem ser definidas tomando como base o conteúdo fossilífero encontrado na rocha.

Como já comentado no capítulo 6, entendendo-se a paleoecologia dos microfósseis, como um todo, e principalmente dos foraminíferos e macroforaminíferos, a resposta dos mesmos às variações no nível relativo do mar é facilmente inferida dentro de uma sucessão sedimentar. Quando o nível relativo do mar aumenta, temos uma diminuição no número de foraminíferos típicos de plataforma interna e, conseqüentemente, um aumento na quantidade de foraminíferos adaptados a ambientes de águas mais profundas. Em uma queda no nível relativo do mar o contrário se verificaria (Geel, 2000).

Assim, tendências de aprofundamento ou aumento no nível relativo do mar, assinaladas com base na sucessão biofaciológica de rochas carbonáticas, são consideradas como Tratos de Sistemas Transgressivos (TST). De forma contrária, tendências de raseamento seriam associadas a Tratos de Sistemas de Mar Alto (TSMA). A mudança de uma tendência de aprofundamento para uma tendência de raseamento seria encarada como uma superfície de inundação máxima. Já a repentina superposição de camadas transgressivas sobre camadas progradantes representaria um limite de seqüência (Geel, 2000).

Neste capítulo os carbonatos do Membro Siri serão analisados sob o ponto de vista da estratigrafia de seqüências, procurando-se observar a resposta que o conteúdo fossilífero da rocha, principalmente os foraminíferos, dá as mudanças relativas no nível do mar. Paralelamente, serão buscadas feições características nos perfis geoquímicos que possam ser comparadas com alterações nas biofácies e com as superfícies chaves determinadas.

Para a identificação das seqüências estratigráficas do Membro Siri, nos poços da área, serviram de apoio os trabalhos de Diaz (2007) e Waisman (2002). Waisman (2002) identificou duas seqüências estratigráficas no Membro Siri, as quais denominou de OLIGO-2 e MIO-1, que teriam sido depositadas no Neoligoceno e no Eo/Mesomioceno, respectivamente. Diaz (2007) propôs a existência de três seqüências estratigráficas para os carbonatos Siri. Este autor manteve a seqüência MIO-1 de Waisman (2002) e chamou-a de Seqüência III. Contudo, desmembrou a OLIGO-2 em duas outras seqüências denominando-as de Seqüências I e II. No presente trabalho a denominação das seqüências será a utilizada por Diaz (2007).

9.1- SEQÜÊNCIA I

Representa o início do desenvolvimento da plataforma carbonática. De acordo com Diaz (2007), na base desta seqüência tem-se um trato de sistemas transgressivo (TST) de espessura relativamente pequena, separado do trato de sistemas de mar alto (TSMA) por uma superfície de inundação máxima (figs. 37 e 38).

Este TSMA é formado por parasseqüências do tipo *shallowing upwards* (figs. 37 e 38) apresentando um padrão progradacional que pode ser observado tanto em perfis elétricos quanto na sísmica (Waisman, 2002; Diaz, 2007).

O término da Seqüência I é marcado por um pico na leitura do perfil de raios gama, sugerindo um abrupto aprofundamento ou inundação. Tal feição corresponderia a uma superfície de inundação máxima, que seria correlata também ao limite de seqüência (Diaz, 2007).

A partir das características morfológicas dos refletores sísmicos, Diaz (2007) sugeriu que a seqüência em questão seria o início do desenvolvimento de

um banco carbonático levemente assimétrico e com bioacumulações locais nas margens do mesmo.

Não se obteve muitas amostras desta seqüência que pudessem ser analisadas petrograficamente, impossibilitando um exercício de comparação entre as respostas dos perfis elétricos e geoquímicos com as fácies sedimentares.

Entretanto, relacionando-se os perfis de raios gama e sônico com os perfis geoquímicos algumas considerações podem ser feitas. A seqüência estratigráfica I coincide com a Unidade química I proposta neste trabalho (figs. 27, 30, 33, 37 e 38). No perfil de raios gama, o padrão “funil” apresentado pelo mesmo indica a progradação das fácies e a passagem de carbonatos mais impuros para carbonatos mais puros em direção ao topo da seqüência, haja vista a progressiva diminuição na radioatividade medida nestas rochas.

Nos perfis geoquímicos este crescente aumento na pureza dos carbonatos é refletido na diminuição da concentração de elementos químicos tais como Al_2O_3 , SiO_2 , Ba, Y, Zr e etc. Diferentemente, nos perfis do MgO, do Sr e, principalmente, do CaO percebe-se o contrário.

9.2- SEQÜÊNCIA II

Corresponde ao apogeu da fábrica carbonática no Oligo-Mioceno da Bacia de Campos (Waisman, 2002). Aqui a produção de carbonatos predomina fortemente sobre a deposição de material siliciclástico, sendo identificado, nesta unidade, somente o Trato de Sistemas de Mar Alto (TSMA), não existindo o Trato de Sistemas Transgressivo (TST) nem o Trato de Sistemas de Mar Baixo (TSMB) (figs. 37 e 38).

O TSMA está compreendido entre a parte final de uma subida eustática e a parte inicial de uma queda eustática (Van Wagoner *et al.*, 1988). Durante este intervalo de tempo, as taxas de sedimentação comumente excedem a subsidência da bacia e a subida eustática, conduzindo à deposição de estratos com padrões de empilhamento agradacionais e progradacionais (Sarg, 1988; Handford & Loucks, 1993).

Waisman (2002) e Diaz (2007) observaram padrão de empilhamento agradacional a fortemente progradacional na Seqüência II, característicos de TSMA, como acima referido. Segundo estes autores reflexões inclinadas, representando sigmóides progradantes são muito comuns. Em direção ao continente, os estratos exibem uma geometria paralela a subparalela, que corresponderia à fácies lagunares de plataforma interna.

No perfil de raios gama, que mostra um padrão bastante homogêneo, o TSMA equivalente a Seqüência II é caracterizado por um conjunto de parasseqüências do tipo *shallowing up*, limitadas por pequenas inundações, apresentando baixos valores de radioatividade, típico de plataformas carbonáticas francas conforme Handford & Loucks (1993).

De acordo com as observações realizadas por Diaz (2007) em linhas sísmicas, os limites, inferior e superior, relativos à Seqüência II são reconhecidos através da presença de *onlaps* e *downlaps* logo acima deles. Nos perfis de poço, estas discordâncias são marcadas com base em quebras e mudanças bruscas nas respostas das curvas de radioatividade.

Ao contrário da seqüência anterior, para a Seqüência II foi possível a realização de estudo microfaciológico, haja vista a disponibilidade de amostras de seções delgadas para este intervalo. A análise das fácies e, principalmente, a

identificação dos bioelementos, também permitiu uma caracterização estratigráfica apoiada no conteúdo paleontológico da rocha.

A Seqüência II, nos poços A e F (figs. 37 e 38 e anexos) é composta em sua maioria por grainstones (microfácies VI) e mais raramente por bioconstruções (microfácies III e IV). Estes grainstones contêm uma assembléia de fósseis que se associa a plataformas marinhas rasas. Moluscos, foraminíferos miliolídeos e macroforaminíferos miogipsinídeos são encontrados nestes depósitos freqüentemente, atestando um ambiente deposicional marinho raso, possivelmente de plataforma interna.

Já nos poços C, E e I (figs. 37 e 38 e anexos) o que se observa são packstones/grainstones (microfácies II), rudstones/grainstones (microfácies VII) e bindstones (microfácies III e V), todos também associados a ambientes marinhos rasos, contudo, mais próximos à borda da plataforma. Como no TSMA o espaço de acomodação tende a diminuir devido à taxa de subida eustática ser menor (Emery & Myers, 1996), a tendência geral é que haja um progressivo raseamento. Os bindstones de algas vermelhas e cracas, que formam bancos na margem da plataforma, neste ambiente mais raso e de maior energia, tendem a sofrer um retrabalhamento gerando os rudstones da microfácies VII, que são rochas com porosidade primária intergranular, constituindo-se na melhor fácies reservatório do Membro Siri.

9.3- SEQÜÊNCIA III

No desenvolvimento desta seqüência, o aumento progressivo na radioatividade das rochas sugere um aprofundamento significativo no ambiente deposicional. Waisman (2002) e Diaz (2007) interpretaram que esta retrogradação, observada nos perfis de poços, seria característica de um TST.

Diaz (2007) reconheceu ainda a existência de um TSMA de 4º ordem logo acima do TST (figs. 37 e 38). Não se observou nesta unidade o TSMB.

O TST está compreendido entre o início e a parte final de uma subida eustática. Geralmente a taxa de criação de espaço de acomodação excede a produção de sedimento, formando estratos com padrões de empilhamento retrogradacionais, que culminam em uma superfície de inundação máxima (Handford & Loucks, 1993).

Waisman (2002) e Diaz (2007) identificaram em linhas sísmicas da área, terminações de refletores em *onlaps* e *downlaps*. Os *onlaps* estariam associados ao padrão de empilhamento retrogradacional gerado durante o TST. Os *downlaps*, por outro lado, estariam ligados à superfície de inundação máxima (SIM). Sobre esta SIM desenvolveu-se um TSMA de menor ordem.

Nos poços estudados, a mudança de fácies entre a Seqüência II e a Seqüência III é bastante evidente. Na seqüência III temos o predomínio da microfácies I que é constituída, sobretudo, por packstones de algas vermelhas e macroforaminíferos lepidociclinídeos (anexos).

Lepidociclinídeos têm uma forma planar, discóide, com alta razão superfície/volume da testa. Como já comentado nos capítulos anteriores, esta característica é indicativa de macroforaminíferos que vivem em ambientes mais profundos ou sob maior lâmina d'água. O desaparecimento quase que total das cracas e dos macroforaminíferos mais afeitos a águas rasas, de maior energia, também é indicativo da presença de um TST na porção inferior a média da Seqüência III (figs. 37 e 38).

Além disso, é observado em seções delgadas de todos os poços, o aparecimento gradual de quantidades cada vez maiores de material siliciclástico

como quartzo e argila. Isso pode ser notado também nos perfis geoquímicos que apresentam um enriquecimento nos elementos ligados a fase siliciclástica (por exemplo, Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3). Neste momento teríamos uma plataforma mista carbonática-siliciclástica.

Na parte superior do TST encontra-se uma quantidade maior de foraminíferos planctônicos, os quais são diagnósticos de ambientes marinhos de águas profundas. Ao lado disso, o aumento no conteúdo de argila, visto tanto no perfil de raios gama quanto em lâminas da rocha, também mostra um princípio de afogamento dos carbonatos.

O TST culmina com uma SIM, que pode ser identificada nos perfis elétricos e também, nitidamente, nos perfis geoquímicos sendo marcada por um pico positivo na concentração dos elementos químicos detritais e uma diminuição na quantidade de CaO. Logo acima tem-se um TSMA, relacionado a um aumento abrupto no CaO e, ao mesmo tempo, uma grande queda na concentração dos elementos químicos detritais, assinalando uma tentativa de recuperação da “fábrica carbonática”.

O final da Seqüência III ocorre em virtude de uma discordância por afogamento, provocado por uma inundação de maior ordem, possivelmente de segunda ordem, que registra o fim da deposição dos calcários do Membro Siri (Waisman, 2002).

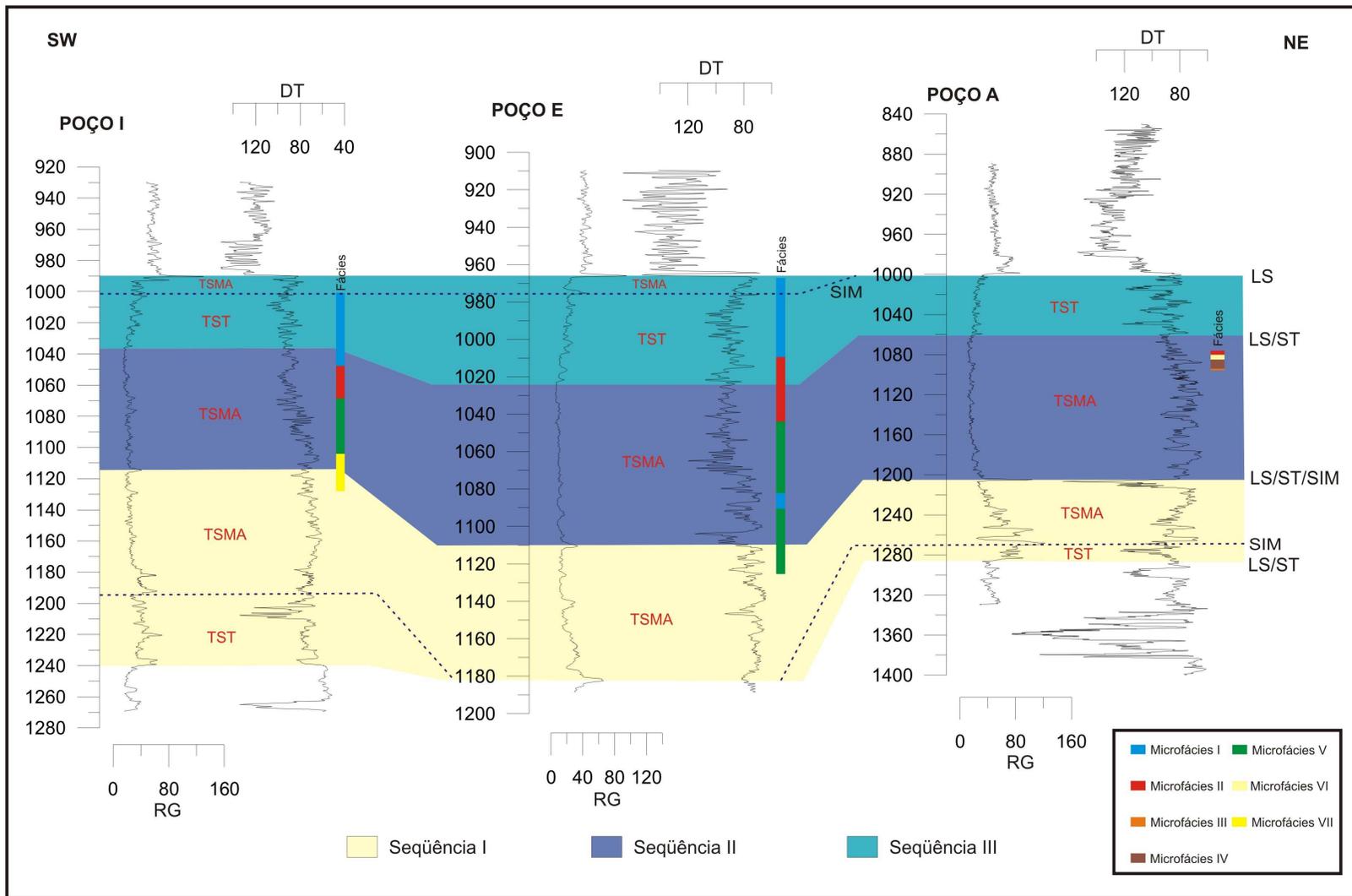


Figura 37 – Correlação entre os poços I, E e A e seqüências estratigráficas I, II e III.

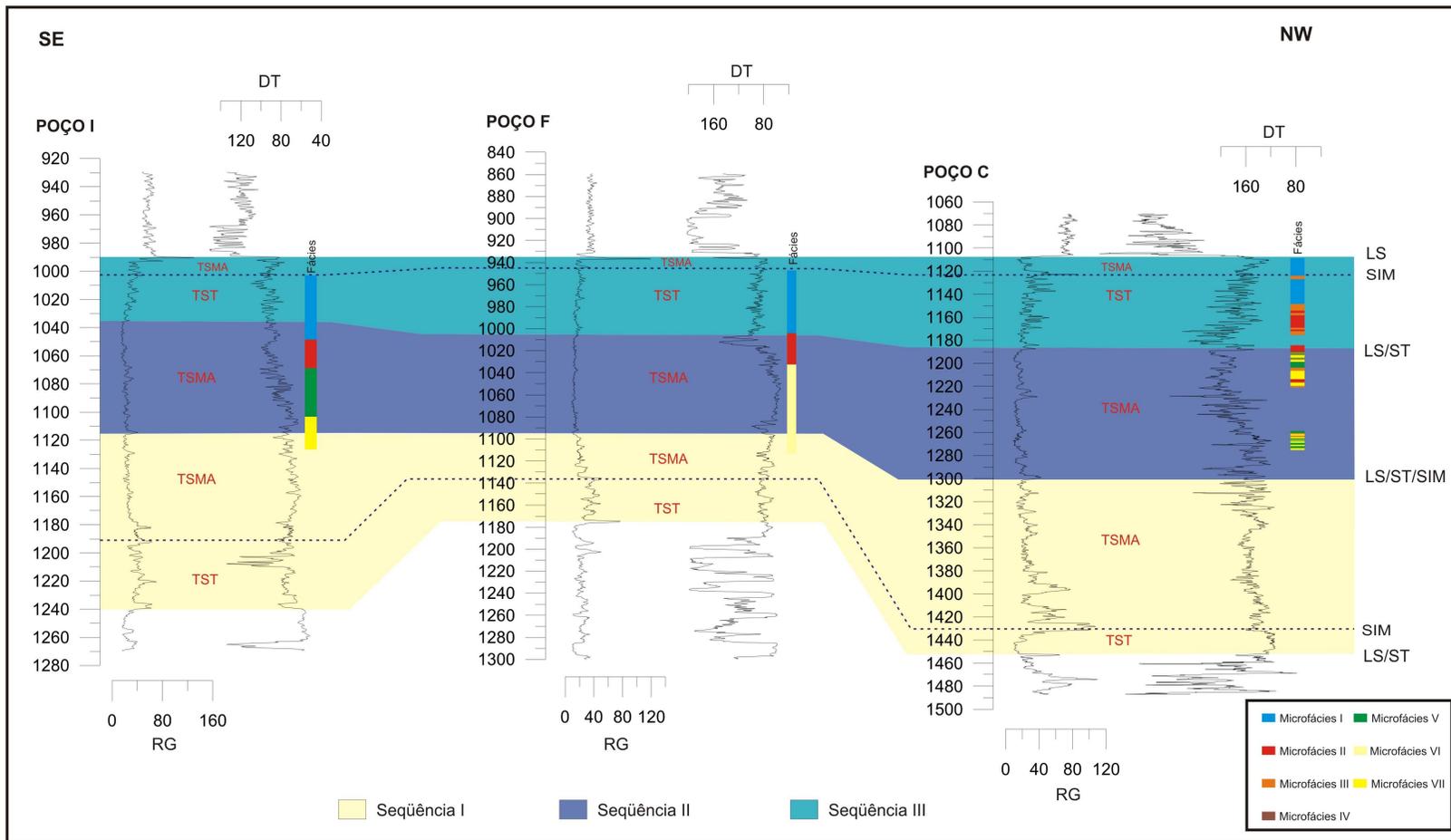


Figura 38 – Correlação entre os poços I, F e C e seqüências estratigráficas I, II e III.

10- CONCLUSÕES

As principais conclusões deste trabalho foram:

- Nas rochas carbonáticas do Membro Siri os principais componentes são algas vermelhas coralináceas que ocorrem como rodolitos, bioclastos e bioconstruções *in situ*. Também são muito importantes as cracas e os macroforaminíferos.
- Nos poços investigados foram encontradas sete microfácies, as quais representam um sistema carbonático que vai desde uma laguna rasa de circulação aberta até um *forereef/margin reef* abaixo da base de onda, passando por bioconstruções que formam um complexo de bancos algálicos na borda da plataforma.
- A microfácies VII, depositada em ambiente raso e de maior energia, apresenta as melhores condições de permo-porosidade.
- A diagênese atuou de maneira importante nas rochas do Membro Siri, ocorrendo, principalmente, em ambiente meteórico freático, o qual foi responsável por processos que aumentaram a porosidade (dissolução) da rocha, bem como, por processos que contribuíram para a diminuição (cimentação) do espaço poroso.
- Com base na variação dos elementos químicos maiores e traços subdividiu-se os carbonatos do Membro Siri em três unidades químicas e oito subunidades.
- A correlação de eventos isotópicos de δO^{18} e δC^{13} identificados no poço E, com eventos globais registrados na literatura, permitiu a sugestão de uma

idade deposicional para os calcários Siri, que vai do Neo-oligoceno ao Eomioceno.

- As três seqüências estratigráficas de terceira ordem descritas correlacionam-se com as unidades químicas definidas.
- Assembléia fossilífera constituída por organismos com afinidade a ambientes rasos como cracas, macroforaminíferos miogipsinídeos e amphisteginídeos, *Heterosteginas*, miliolídeos, moluscos e etc, dominam as fácies associadas a Tratos de Sistemas de Mar Alto.
- Assembléia fossilífera constituída por organismos com afinidade a ambientes mais profundos como macroforaminíferos lepidociclinídeos e foraminíferos planctônicos, dominam as fácies associadas a Tratos de Sistemas Transgressivos.

11- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abreu W. S. & Viviers M. C. 1993. Considerações sobre a distribuição de macroforaminíferos em estratos cenozóicos da margem continental brasileira. *In*: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 13; Simpósio Paleontológico do Cone *Boletim de Resumos*, p. 167.

Adey W. H. & Macintyre I. G. 1973. Crustose coralline algae: A re-evaluation. *Geological Society of America Bulletin*, **84**: 883-904.

Albertão G. A., Carvalho P. P., Pearce T. J., Blauth M., Sayd A. D. 2005. Aplicação da estratigrafia química no estudo de reservatórios carbonáticos da Bacia de Campos. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 10, *Resumos (CD-ROM)*.

Alexandersson T. 1972. Intragranular growth of marine aragonite and Mg-calcite: evidence of precipitation from supersaturated sea water. *Journal of Sedimentary Research*, **42**: 441-460.

Azevedo R. L. M., Rodrigues R., Takaki T. 1997. Aplicação dos dados isotópicos de carbono e oxigênio, de rocha-total, em estudos paleoambientais. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **11**: 19-32.

Azevedo R. L. M., Gomide J., Viviers M. C. 1987. Geo-história da Bacia de Campos: do Albiano ao Maastrichtiano. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**: 139-146.

Badiozamani K. 1973. The Dorag dolomitization model—application to the Middle Ordovician of Wisconsin. *Journal of Sedimentary Petrology*, **43**: 965–984.

Bassi D. 2005. Larger foraminiferal and coralline algal facies in an Upper Eocene storm-influenced, shallow-water carbonate platform (Colli Berici, north-eastern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **226**: 17-35.

Bathurst R. G. C. (Ed.) 1975. *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier, Amsterdam, 660 pp.

Bosence D. W. J. 1991. Coralline algae: mineralization, taxonomy and palaeoecology. In: R. Riding (ed.) *Calcareous algae and stromatolites*. Springer-Verlag, pp.: 98-113.

Bueno G. V. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico, *Boletim de Geociências da Petrobras*, **12**: 203-229.

Carannante G., Esteban M., Milliman J., Simone L. 1988. Carbonate facies as paleolatitude indicators: problems and limitations. *Sedimentary Geology*. **60**: 333-346.

Chaproniere G. C. H. 1975. Palaeoecology of Oligo-Miocene larger Foraminifera, Australia. *Alcheringa*, **1**: 37-58.

Cobbold P. R., Meisling K. E., Mount V. S. 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil, *AAPG Bulletin*, **85**: 1925-1944.

Dias J. L., Scarton J. L., Esteves F. R., Carminatti M., Guardado L. R. 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos, In: G.P. Raja Gabaglia & E. J. Milani (Eds.) *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*, Petrobras, pp.: 333-360.

Diaz M. R. 2007. *Geração de um arcabouço estratigráfico de alta resolução para depósitos carbonáticos terciários da Bacia de Campos*. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 128 p.

Dunham R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In: W. E. Ham (Eds.) Classification of Carbonate Rocks*, Memoir 1, American Association of Petroleum Geologists, p. 108-121.

Embry A. F. & Klovan J. E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern banks island, N. W. T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. **19**: 730-781.

Emery D. & Myers K. J. (Eds.) 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 304 pp.

Emiliani C. 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, **63**: 538-578.

Flügel E. (Ed.) 2004. *Microfacies of carbonates rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 976 pp.

Folk R. L. 1965. Some aspects of recrystallisation in ancient limestones. *In: L.C. Pray & R.C. Murray (Eds.) Dolomitization and limestone diagenesis*. SEPM Special Publications, 13, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp.: 14-48.

Gamboa L. A. P., Esteves F. R., Shimabukuro S., Carminatti M., Peres W. E., Souza Cruz C. E. 1986. Evidências de variações do nível do mar durante o Oligoceno e suas implicações faciológicas. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 34, Goiânia, *Anais*. p. 8-22.

Geel T. 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **155**: 211-238.

Ghose B. K. 1977. Paleoecology of the cenozoic reefal foraminifers and algae- A brief review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **22**: 231-256.

Guardado L. R., Gamboa L. A., Lucchesi C. F. 1989. Petroleum geology of the Campos Basin, a model for a producing Atlantic-type basin. *In*: J. D. Edwards & P. A. Santogrossi (Eds.) *Divergent/passive margin basins*, AAPG Memoir, 48, pp.: 3-79.

Halfar J. & Mutti M. 2005. Global dominance of coralline red-algal facies: A response to Miocene oceanographic events. *Geology*, **33**: 481-484.

Hallock P. & Glenn C. 1985. Numerical analysis of foraminiferal assemblages: a tool for recognizing depositional facies in Lower Miocene reef complexes. *Journal of Paleontology*, **59**: 1384-1396.

Hallock P. & Glenn C. 1986. Larger foraminifera: A tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. *Palaios*, **1**: 55-64.

Handford C. R. & Loucks R. G. 1993. Carbonate depositional sequences and systems tracts-response of carbonate platforms to relative sea-level changes. *In*: R. G. Loucks & J. F. Sarg (Eds.) *Carbonate sequence stratigraphy*. AAPG Memoir, 57, American Association of Petroleum Geologists, pp.: 3-41

Haynes J. R. 1965. Symbiosis, wall structure and habitat in foraminifera. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, **16**: 40–43.

Hottinger L. 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **168**: 491-505.

James N. P., Ginsburg R. N., Marszalek D. S., Choquette P. W. 1976. Facies and fabric specificity of early subsea cements in shallow Belize (British Honduras) reefs. *Journal of Sedimentary Research*, **46**: 523-544.

James N. P. 1984. Shallowing-upward sequences in carbonates. *In*: R. G. Walker (Eds.) *Facies Models*, Reprint Series, 1, Geological Association of Canada, pp.: 213-228.

Kamp P. J. J., Harmsen F. J., Nelson C. S., Boyle S. F. 1988. Barnacle-dominated limestone with giant cross-beds in a non-tropical, tide swept, Pliocene forearc seaway Hawke's Bay, New Zealand. *Sedimentary Geology*, **60**: 173–195.

Kump L. R. & Arthur M. A. 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chemical Geology*, **161**: 181-198.

Longman M. W. 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *AAPG Bulletin*, **64**: 461-487.

Loutit T. S., Kennett J. P., Savin S. M. 1983. Miocene equatorial and southwest pacific paleoceanography from stable isotope evidence. *Marine Micropaleontology*, **8**: 215-233.

Macintyre I. G. 1977. Distribution of submarine cements in a modern Caribbean fringing reef, Galeta Point, Panama. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**:503-516.

Meisling K. E., Cobbold P. R., Mount V. S. 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil, *AAPG Bulletin*, **85**: 1903-1924.

Mello e Sousa S. H., Fairchild T. R., Tibana P. 2003. Cenozoic biostratigraphy of larger foraminífera from the Foz do Amazonas Basin, Brazil. *Micropaleontology*, **49**: 253-266.

Milani E. J., Brandão J. A. S., Zalán P. V., Gamboa L. A. P. 2000. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas, *Revista Brasileira de Geofísica*, **18**: 351-396.

Miller K. G. & Fairbanks R. G. 1985. Oligocene to Miocene carbon isotope cycles and abyssal circulation changes. *In*: E. T. Sundquist & N. S. Broecker (Eds.) *The carbon cycle and atmospheric CO₂ –natural variations Archean to present*. Geophysical Monographies Series, 32, American Geophysical Union, pp.: 469-486

Mix A.C. & Fairbanks R.G. 1985. North Atlantic surface-ocean control of Pleistocene deep-ocean circulation. *Earth and Planetary Science Letters*, **73**: 231-243.

Mizusaki A. M. P., Thomaz Filho A., Valença J. 1988. Volcano sedimentary sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, **18**: 247-251.

Pearce T. J., Besly B. M., Wray D. S., Wright D. K. 1999. Chemostratigraphy: a method to improve interwell correlation in barren sequences- a case study using onshore Duckmantian/Stephanian sequences (West Midlands, U.K.). *Sedimentary Geology*, **124**: 197-220.

Pearce T. J., Wright D. K., Cope S., Moody R. T. J., Jarvis I. 1993. Chemostratigraphy: a tool for the correlation of barren sequences. *AAPG Bulletin*, **77**: 164.

Pomar L. 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, **13**: 313-334.

Pomar L., Brandano M., Westphal H. 2004. Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean. *Sedimentology*, **51**: 627-651.

Rangel P. R., Martins F. A. L., Esteves F. R., Feijó F. J. 1994. Bacia de Campos, *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**: 203-217.

Read J. F. 1985. Carbonate platform facies models. *AAPG Bulletin*, **69**: 1-21.

Rosendahl B. R. 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa, *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, **15**: 445-503.

Schaller H. 1973. Estratigrafia da Bacia de Campos. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, *Anais*, p. 247.

Saller A., Armin R., Ichram L. O., Glenn-Sullivan C. 1993. Sequence stratigraphy of aggrading and backstepping carbonate shelves, Oligocene, central Kalimantan, Indonesia *In*: R. G. Loucks and J. F. Sarg (Eds.). Carbonate sequence

stratigraphy; recent developments and applications, AAPG Memoir, 57, pp. 267–290.

Sarg J. F. 1988. Carbonate sequence stratigraphy. *In*: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, J. C. Van Wagoner (Eds.) *Sea level changes: an integrated approach*. SEPM Special Publications, 42, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp.: 155-181

Savin S. M., Douglas R. G., Keller G., Killingley J. S., Shaughnessy L., Sommer M. A., Vincent E., Woodruff F. 1981. Miocene benthic foraminiferal isotope records: a synthesis. *Marine Micropaleontology*, 6: 423-450.

Shackleton N. J. 1985. Oceanic carbon isotope constraints on oxygen and carbon dioxide in the Cenozoic atmosphere. *In*: E. T. Sundquist & N. S. Broecker (Eds.) *The carbon cycle and atmospheric CO₂ –natural variations Archean to present*. Geophysical Monographies Series, 32, American Geophysical Union, pp.: 412-417

Shackleton N. J. 1986. Paleogene stable isotope events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 57: 91-102.

Spadini A. R. & Marçal R. A. 2005. Porosidade em reservatórios carbonáticos: algumas considerações. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13: 129-138.

Távora V. A. & Pontes K. G. A. 2002. Paleoecologia dos cirrípedes balanomorfos da Formação Pirabas (Eomioceno)- Estado do Pará. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, *Anais*, p. 683.

Tucker M. E. & Wright V. P. (Eds.) 1990. *Carbonate sedimentology*. Blackwell Science, Oxford, 496 pp.

Tucker M. E. (Ed.) 1991. *Sedimentary Petrology*. Blackwell Publishing Limited, Oxford, 272 pp.

Van Wagoner J. C., Posamentier H. W., Mitchum R. M., Vail P. R., Sarg J. F., Loutit T. S., Hardenbol R. M. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In*: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, J. C. Van Wagoner (Eds.) *Sea level changes: an integrated approach*. SEPM Special Publications, 42, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp.: 39-45.

Vilela C. G. 2004. Foraminíferos. *In*: I.S. Carvalho (ed.) *Paleontologia-Volume 1*. Editora Interciência, pp.: 269-284.

Vincent E. & Berger W. H. 1985. Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene: the Monterey hypothesis. *In*: E. T. Sundquist & N. S. Broecker (Eds.) *The carbon cycle and atmospheric CO₂ –natural variations Archean to present*. Geophysical Monographies Series, 32, American Geophysical Union, pp.: 455-468

Viviers M. C. & Abreu W. S. 1995. Os macroforaminíferos nas bacias da margem equatorial brasileira: uma contribuição à bioestratigrafia do Neogeno. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**: 393.

Waisman G. 2002. *Análise estratigráfica de seqüências terciárias com ênfase nos carbonatos do Membro Siri. Região centro-sul da Bacia de Campos*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 192 p.

Williams D. F. 1988. Evidence for and against sea-level changes from the stable isotopic record of the Cenozoic. *In*: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, J. C. Van Wagoner (Eds.) *Sea level changes: an*

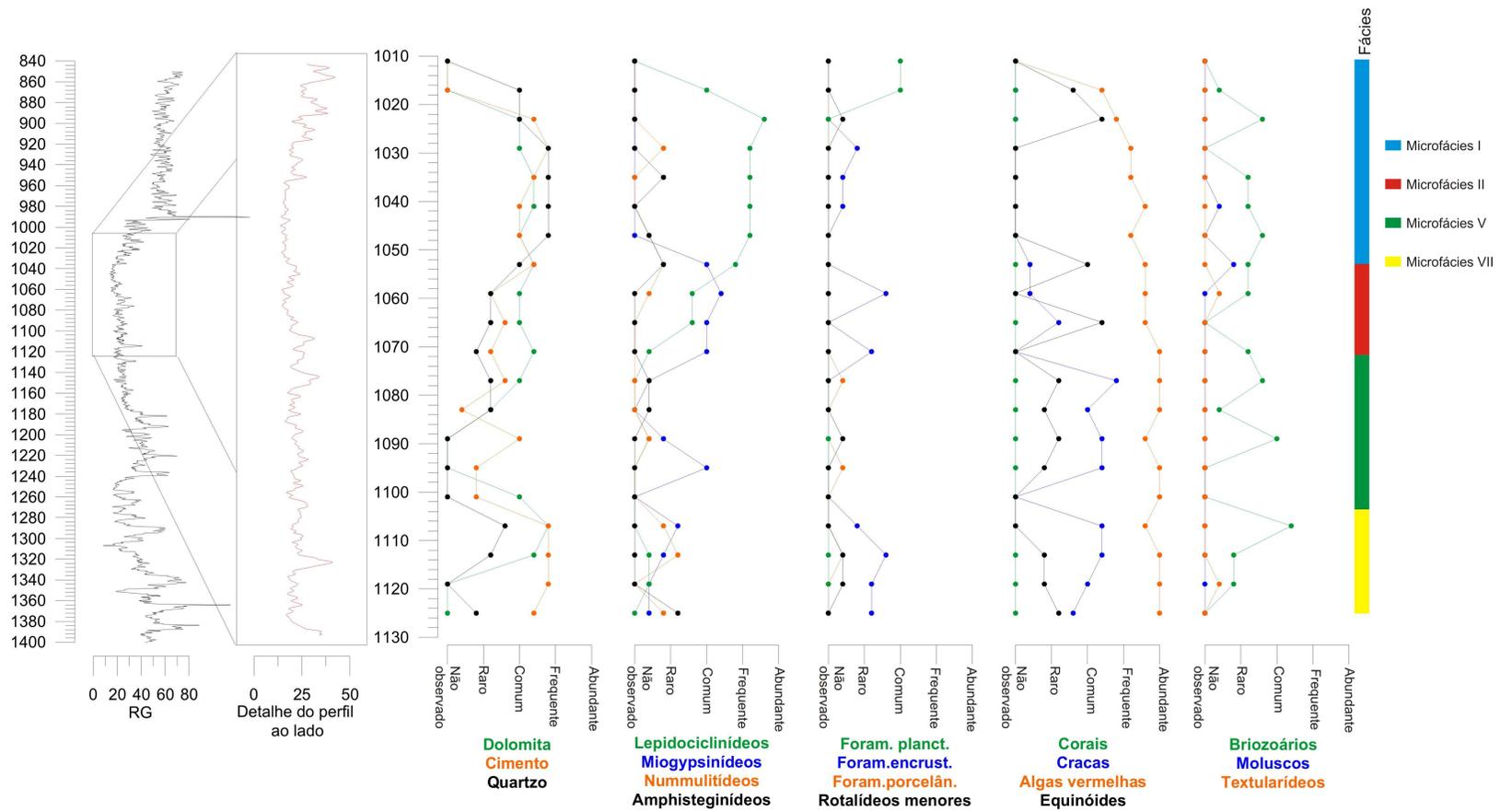
integrated approach. SEPM Special Publications, 42, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp.: 31-36.

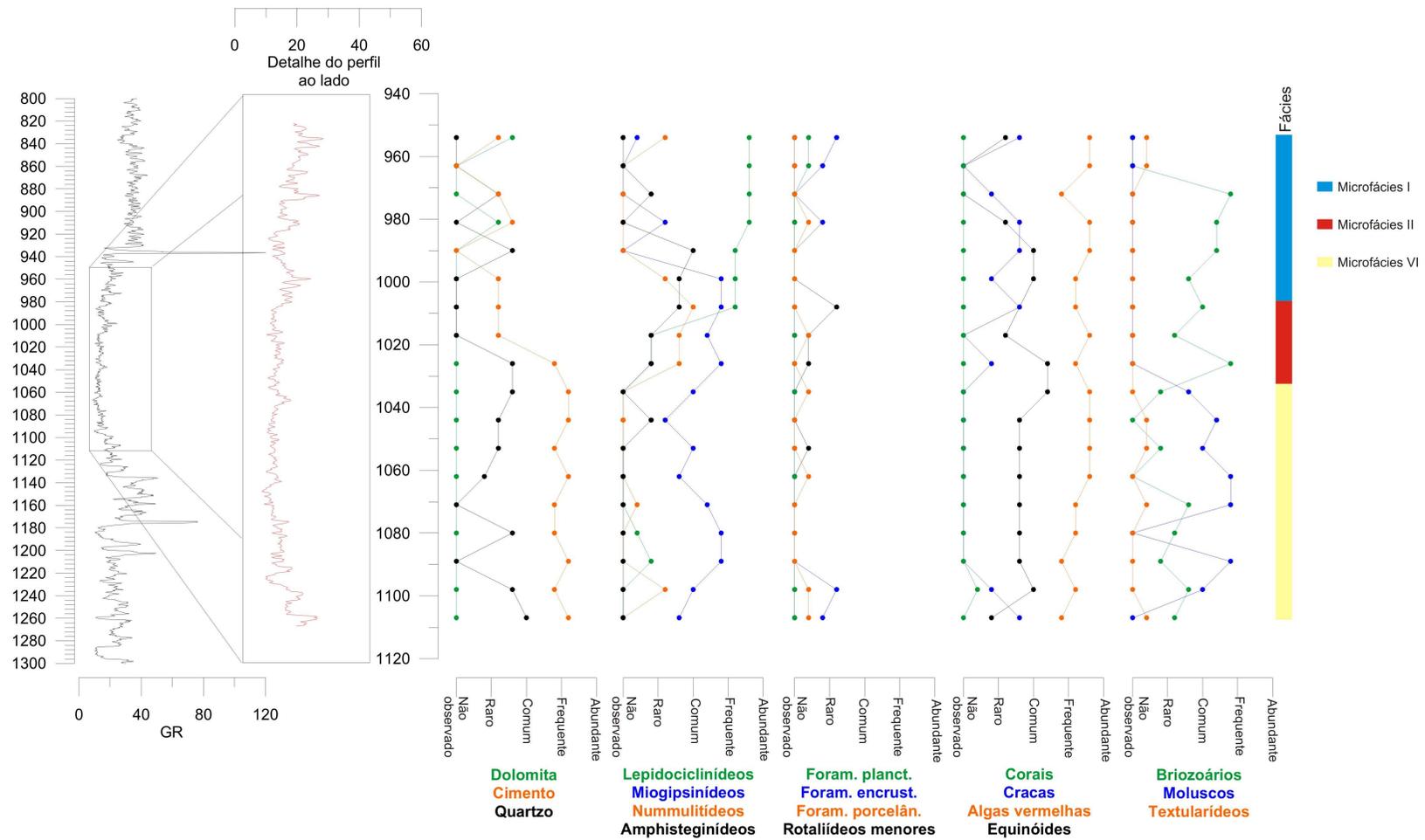
Wilson J. L. (Ed.) 1975. *Carbonate facies in geologic history*. Springer-Verlag, New York, 471 pp.

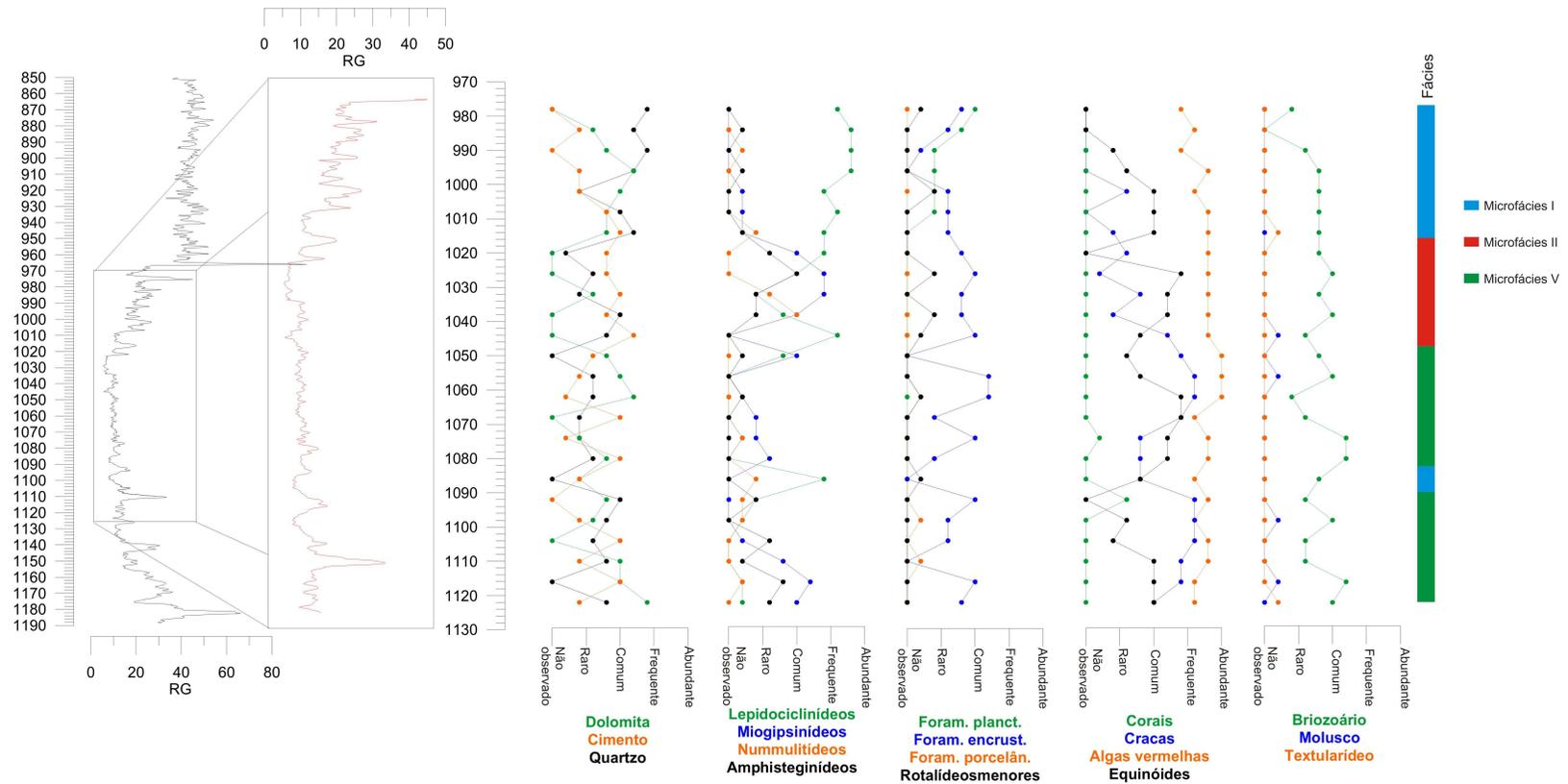
Wolff B. & Carozzi A. V. 1984. *Microfacies, depositional environments, and diagenesis of the Amapá Carbonates (Paleocene-Middle Miocene), Foz do Amazonas Basin, offshore NE Brazil*. Rio de Janeiro. Petrobras. Ciência-Técnica-Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo 13, 102 p.

Wright J. D., Miller K. G., Fairbanks R. G. 1992. Early and middle Miocene stable isotopes: implications for deepwater circulation. *Paleoceanography*, 7:357-389.

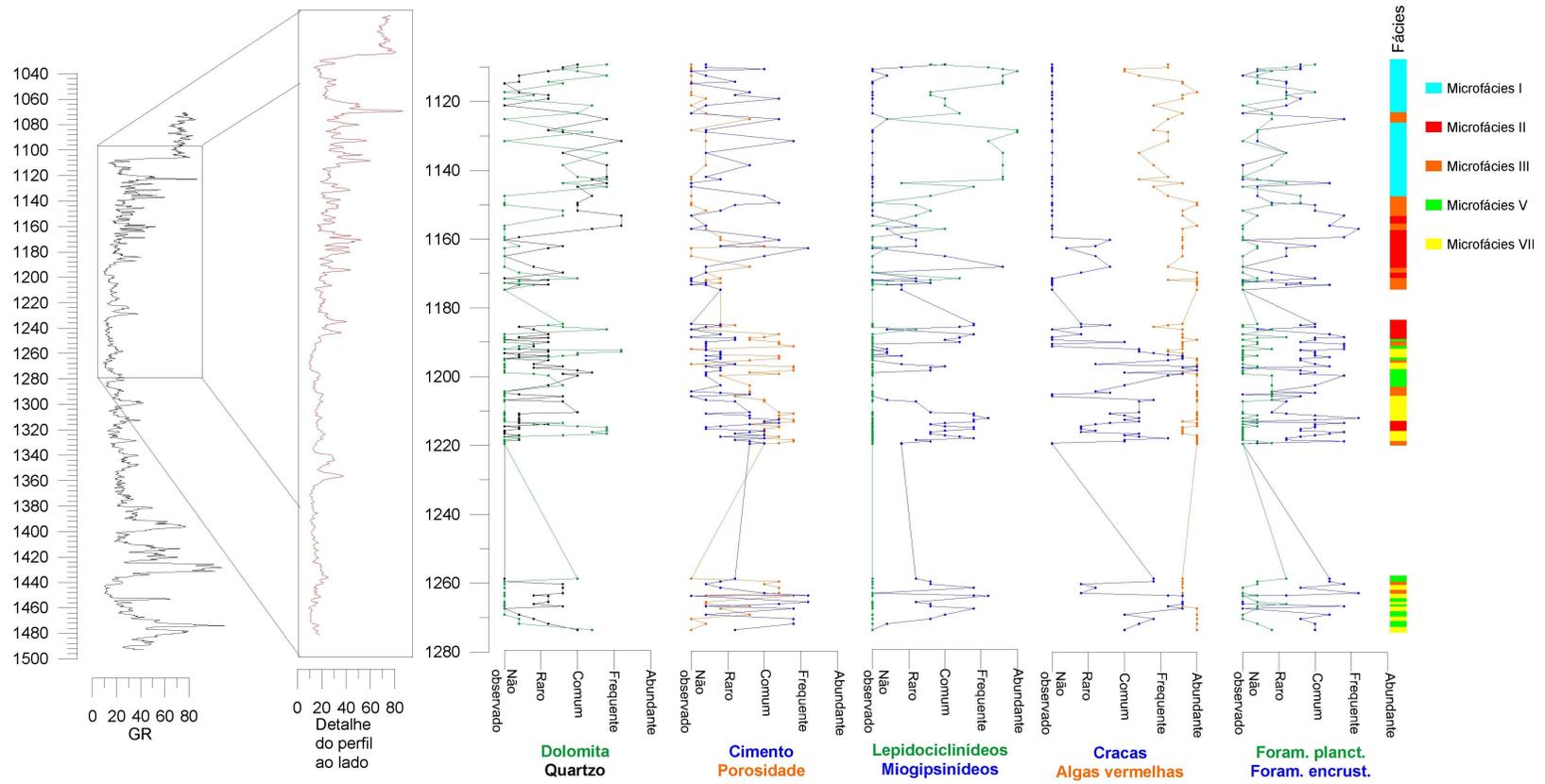
ANEXOS



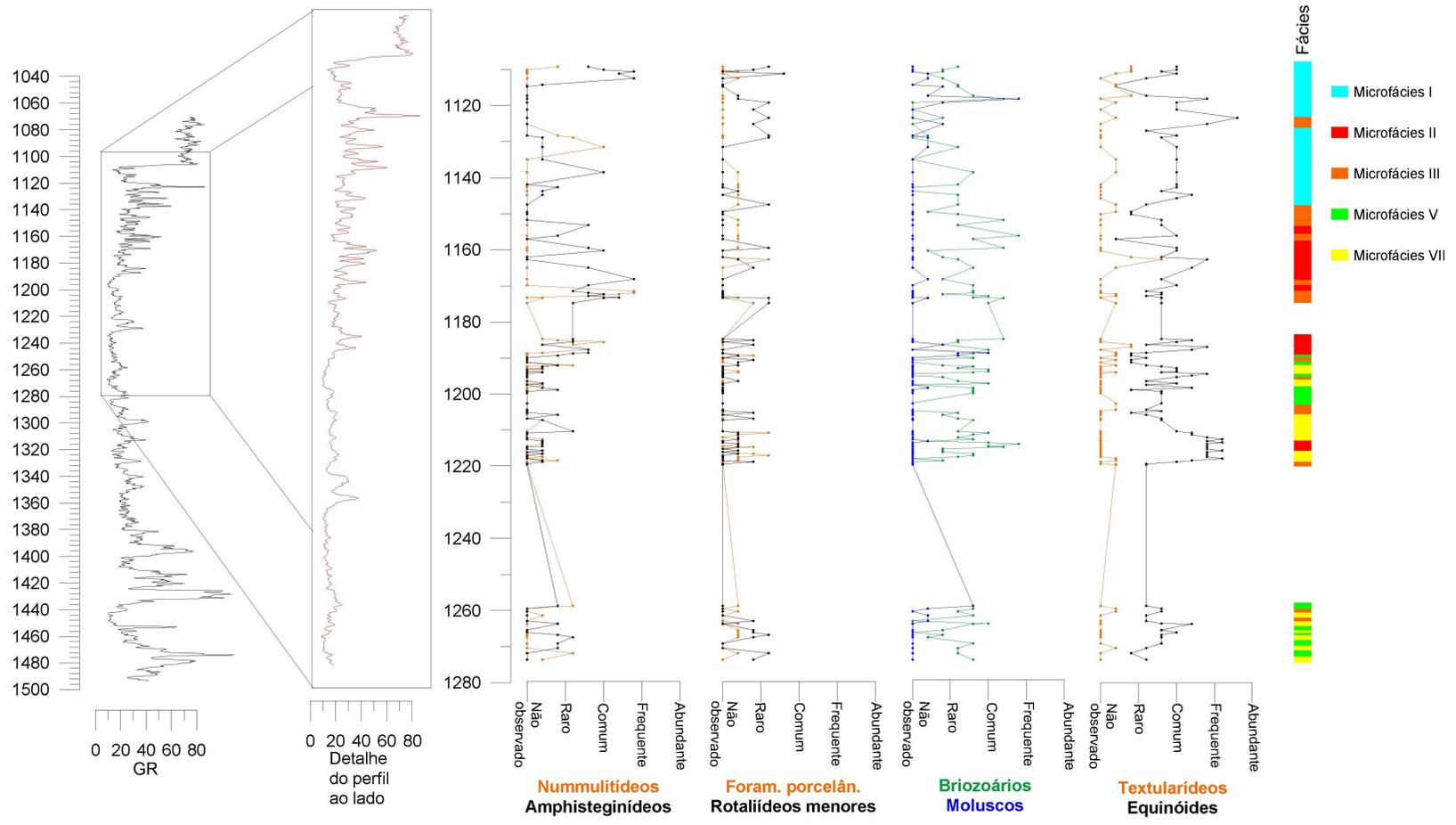




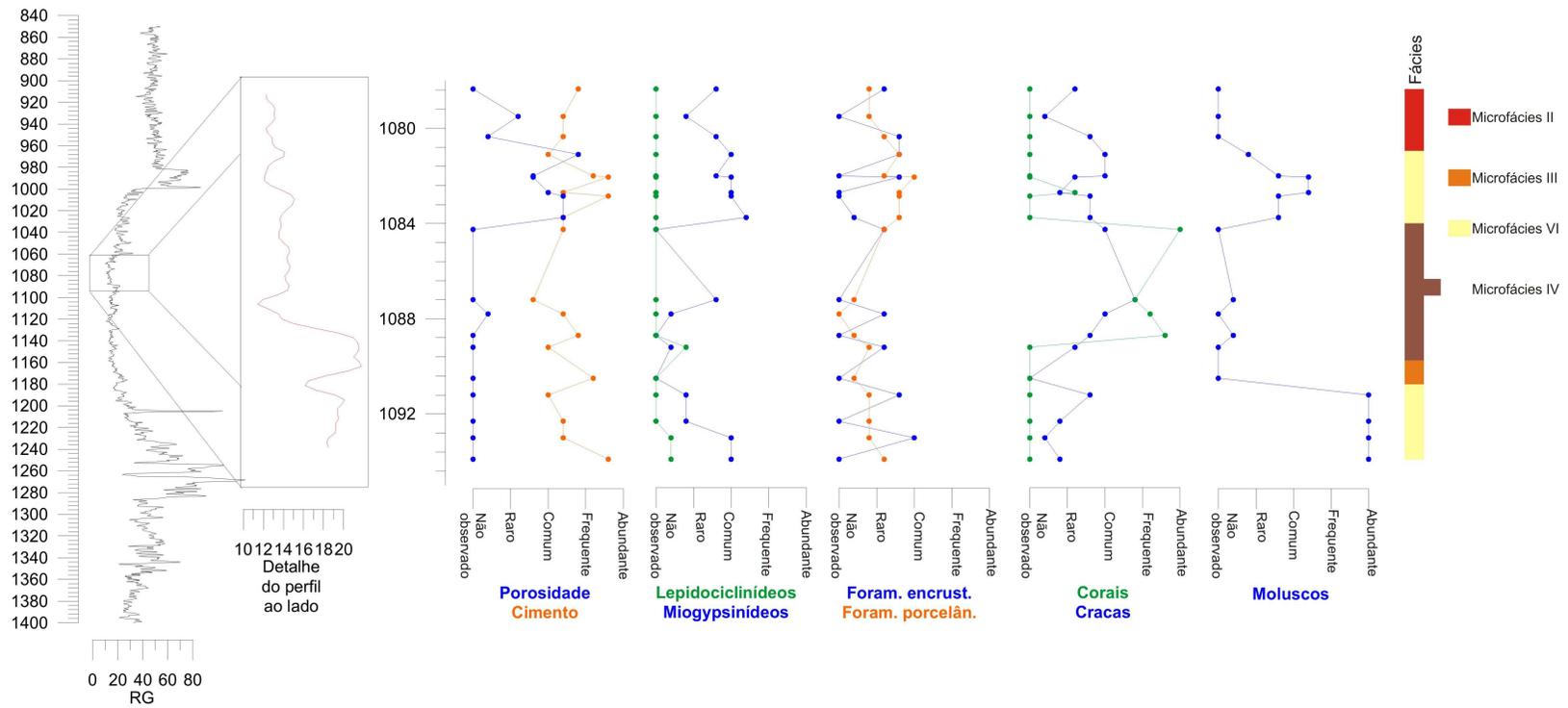
PERFIS PETROGRÁFICOS DO POÇO E.



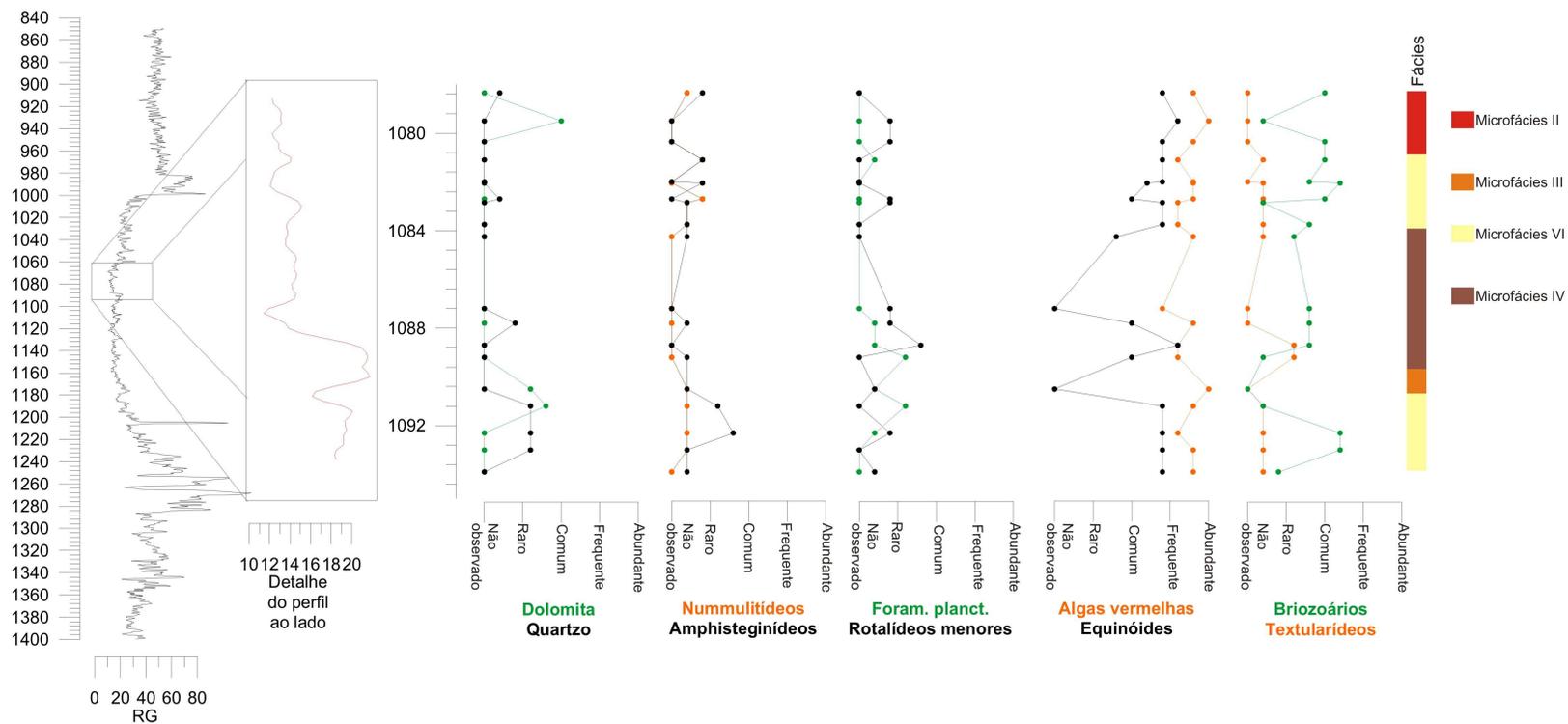
PERFIS PETROGRÁFICOS DO POÇO C.



PERFIS PETROGRÁFICOS DO POÇO C (cont.).



PERFIS PETROGRÁFICOS DO POÇO A.



PERFIS PETROGRÁFICOS DO POÇO A (cont.).

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)