

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
LABORATÓRIO DE GEOLOGIA MARINHA - LAGEMAR  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOFÍSICA  
MARINHA

PILLAR DE OLIVEIRA CARVALHO RODRIGUES

***CICLOESTRATIGRAFIA DE SEDIMENTOS MARINHOS DE ARRAIAL DO  
CABO, RIO DE JANEIRO: CARACTERIZAÇÃO E INTERPRETAÇÃO  
GEOLÓGICA E AMBIENTAL***

NITERÓI

- 2012 -

PILLAR DE OLIVEIRA CARVALHO RODRIGUES

***CICLOESTRATIGRAFIA EM SEDIMENTOS MARINHOS DE ARRAIAL DO  
CABO, RIO DE JANEIRO: CARACTERIZAÇÃO E INTERPRETAÇÃO  
GEOLÓGICA E AMBIENTAL***

Dissertação apresentada ao Curso  
de Pós- Graduação em Geologia e  
Geofísica Marinha da Universidade  
Federal Fluminense como requisito  
parcial para a obtenção do grau de  
Mestre em Geologia e Geofísica  
Marinha.

Orientador: Prof. Dr. Arthur Ayres Neto  
Co-Orientador: Dr. Daniel Ribeiro Franco

NITERÓI

- 2012 -

R696

Rodrigues, Pillar de Oliveira Carvalho

Cicloestratigrafia em sedimentos marinhos de Arraial do Cabo, Rio de Janeiro : caracterização e interpretação geológica e ambiental / Pillar de Oliveira Carvalho Rodrigues. - Niterói, RJ : [s.n.], 2012.

106 f.

Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) – Universidade Federal Fluminense, 2012.

1. Perfilagem de testemunhos. 2. Susceptibilidade magnética e densidade gama. 3. Carbono orgânico total. 4. Difração de raios-X e fluorescência de raios-X. 5. Cicloestratigrafia de sedimentos e análise espectral. I. Título

CDD 551.354

PILLAR DE OLIVEIRA CARVALHO RODRIGUES

***CICLOESTRATIGRAFIA EM SEDIMENTOS MARINHOS DE ARRAIAL DO CABO, RIO DE JANEIRO: CARACTERIZAÇÃO E INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA E AMBIENTAL***

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense como requisito parcial para a obtenção do Grau de Mestre em Geologia e Geofísica Marinha.

Aprovada em 21 de Dezembro de 2012

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Arthur Ayres Neto (Orientador)

Universidade Federal Fluminense – Departamento de Geologia

---

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Ana Luiza Espadano Albuquerque

Universidade Federal Fluminense – Departamento de Geoquímica

---

Prof. Dr. Cosme Ferreira da Ponte Neto

Observatório Nacional – Coordenação de Geofísica

---

Prof. Dr. José Antônio Baptista Neto

Universidade federal Fluminense – Departamento de Geologia

NITERÓI

- 2012 -

*“Dê-me uma amostra do fundo oceânico e eu lhe contarei sua história. - Esta é uma frase que revela a importância da amostragem geológica e o espírito investigativo que devemos ter a partir da sua análise...”*

- Professores Alberto G. Figueiredo Jr. & Isa Brehm –

# Agradecimentos

A conclusão deste trabalho não seria possível sem a ajuda de algumas pessoas que, seja no meio acadêmico, seja fora dele, estiveram comigo nos momentos difíceis, sempre prontos a me ajudar e que, portanto, tenho certeza que de uma forma ou outra, irão comemorar esta vitória.

Primeiramente gostaria de agradecer ao meu orientador Arthur Ayres Neto e ao meu co-orientador Daniel Ribeiro Franco por todo o conhecimento compartilhado, pela confiança que depositaram em mim, pelo incentivo e por, terem estado sempre prontos a me ajudar, mesmo com a vida agitada que têm, e também por terem tirado as minhas dúvidas e corrigido os vários erros que cometi muitas vezes por pura falta de atenção. Obrigada pelos ensinamentos e pela paciência!

À professora Ana Luiza Spadano Albuquerque, meu grande agradecimento pela oportunidade de trabalhar com os testemunhos do “Projeto Ressurgência”, pela grande quantidade de dados que me foi disponibilizada e pelos encontros dos quais sempre saí mais motivada por seu alto-astrol e inspirada pela sua dedicação à pesquisa. Obrigada também por aceitar participar da banca, espero estar contribuindo com o trabalho de vocês da Geoquímica também!

Ao professor José Antônio Baptista Netto, agradeço pela ajuda com a preparação das amostras para as análises à Sabrina e Paula do Laboratório de Sedimentologia também agradeço pelo auxílio com o tratamento das sub-amostras e pelo incentivo nos momentos em que parecia que o processo nunca acabaria!

Agradeço ao LAGEMAR e à COGE-ON pelo suporte e infra-estrutura necessária ao longo do desenvolvimento do projeto.

Ao professor Cosme Ferreira da Ponte Neto, por ter aceitado o convite para participar da banca.

Ao doutorando Rodrigo Abuchacra Coutinho, agradeço pela ajuda com o re-processamento dos dados de perfilagem e pelas explicações sobre o

funcionamento do perfilador. Agradeço por seu comprometimento em me entregar os melhores dados possíveis.

Meus agradecimentos também ao professor Renato Bastos Guimarães do Laboratório de Difração de Raios-x do Instituto de Física da UFF por disponibilizar o difratômetro para as análises, pela supervisão durante as medidas e pela ajuda na interpretação dos dados e à ajuda do pós-doutorando Carlos Marclei pela companhia e ajuda com as análises.

Ao Professor Fábio Barboza Passos do Laboratório de Cinética, Reatores e Catálise do Departamento de Engenharia Química da UFF, agradeço por ter permitido que as análises de fluorescência fossem feitas e ao doutorando Hugo Alvarenga Oliveira agradeço pela ajuda com as análises.

Ao estagiário de iniciação científica do Observatório Nacional Willian Miguel, agradeço pela ajuda com a confecção das figuras das análises espectral e harmônicas.

À CAPES, agradeço pelo apoio financeiro.

Às minhas amigas Marília e Ana Dalva, que compartilharam comigo durante este mestrado bons momentos dentro e fora das salas de aula e que são exemplo de amizade, determinação e preocupação com o próximo. Obrigada de coração por terem me ensinado que é preciso sempre sorrir mesmo quando achamos que não temos motivos e que as situações difíceis são sempre passageiras.

À minha amiga de todos os momentos, Clarissa, agradeço por me dar força, por me incentivar e por ter me ajudado com as análises de DRX. Obrigada por me aturar por tanto tempo, perto ou longe.

Ao meu pai, por sempre incentivar meu lado acadêmico e, apesar de tudo, sempre ter estado do meu lado. Espero que a conclusão deste trabalho possa representar mais um motivo de orgulho para ele, que desde sempre compartilhou comigo meu amor pela Geologia e meu desejo de aprofundar meus conhecimentos sobre ela.

Gostaria de agradecer à minha irmã por ter me dado grande prova de amor ficando ao meu lado nos momentos mais difíceis da minha vida. Sem o apoio dela, teria sido difícil superar as adversidades e concluir este trabalho. Te amo!

Agradeço à Rosana por ter me ensinado durante a nossa convivência que muitas vezes os laços de amizade superam os laços de parentesco e que ter o coração bom e fazer o bem as pessoas é sempre a melhor opção. Obrigada por nunca julgar as minhas escolhas e por ter estado ao meu lado quando eu mais precisei. Obrigada pelos dias e noites com o Petrus pra que eu pudesse escrever e por aturar meu mal humor!

Agradeço ao meu bebê Petrus por ter despertado em mim a necessidade e a vontade de dar o melhor de mim em tudo que eu fizer desde o momento que ele nasceu, para ser motivo de orgulho e inspiração para ele. Desejo que daqui a alguns anos quando ele (souber) ler este trabalho (e estiver fazendo geologia, rs\*) tenha a certeza de que entre todas as “pedras” que eu já vi ou estudei ou venha a ver ou estudar durante toda a minha vida, ele vai ser a mais preciosa para mim, a minha preciosidade!

Enfim... é um privilégio fazer o que gosto e poder chegar cada vez mais longe com a Geologia, muito obrigada destino, por ter me colocado em contato com ela!

# Resumo

Este trabalho teve por intuito a caracterização mineralógica e análise espectral de séries cicloestratigráficas de dois testemunhos sedimentares marinhos sub-superficiais (coletados, respectivamente, em áreas da plataforma continental média e externa) da região do Arraial do Cabo (estado do Rio de Janeiro), com o objetivo de se obter novos subsídios acerca da dinâmica sedimentar da região e os mecanismos forçantes envolvidos, bastante peculiar em virtude da ocorrência do fenômeno de ressurgência, e suas implicações e consequências ambientais.

Os resultados obtidos pela investigação mineralógica dos sedimentos indicaram a presença de quartzo e calcita como principais constituintes da matriz sedimentar, com possibilidade de ocorrência de pequena fração de hematita. Os dados obtidos por perfilagem - susceptibilidade magnética ( $K_z$ ), carbono orgânico total (COT) e densidade gama - indicaram a presença de conteúdo sedimentar de granulometria fina e constante, e maior teores de COT ao longo da espessura do testemunho coletado na plataforma média; para ambos os testemunhos, observou-se redução da granulometria em direção ao topo – indicando um possível registro na variabilidade do nível do mar, que se reflete na seleção granulométrica.

Os resultados obtidos por análise de sinais cicloestratigráficos das séries de dados obtidas por perfilagem – assumidas como *proxies* paleoclimáticos neste contexto - indicaram o registro de processos oscilatórios do acoplamento oceano-atmosfera em uma ampla faixa de escalas temporais (milênar a decadal), com destaque para sinais harmônicos remanescentes: (i) dos eventos Dansgaard-Oeschger e Heinrich (ciclos de Bond; (ii) ciclo de Hallstattzein (2,4 ka; modulador da produção de  $^{14}\text{C}$  na atmosfera); (iii) processos quase-periódicos em escala multi-centenária relacionados à atividade solar; (iv) processos centenários relacionados à circulação termohalina; e (v) processos quase-periódicos em escala multi-decadal, como a Oscilação multi-decadal do Atlântico. Nossos resultados ainda indicaram uma maior eficiência no registro de oscilações específicas por determinados proxies, de acordo com a escala temporal compreendida – cuja explicação em termos da ressurgência na região de Arraial do Cabo – o que poderia prover importantes subsídios para a compreensão dos fenômenos de circulação e seus elementos forçantes do acoplamento oceano-atmosfera para esta área.

# Abstract

In this work, we conducted mineralogical characterization and spectral analysis of cyclostratigraphic data sets carried out from two marine sedimentary cores – respectively collected at middle and outer locations of the continental shelf near at Arraial do Cabo (state of Rio de Janeiro, Brazil). Such efforts aim to provide new insights on the sedimentary dynamics involved to this upwelling zone, as well as its forcing mechanisms and paleoenvironmental implications.

Mineralogical studies evidenced quartz and calcite as the main sedimentary content, and indicated a possible occurrence of hematite as trace mineral phase. Multi-logging analysis – magnetic susceptibility ( $K_z$ ), total organic carbon (TOC) and gamma density – indicated the prevalence of fine-grained granulometry and higher TOC content throughout the middle-shelf core and a fining upward trending for both cores – which may probably suggest the record of eustatic sea-level variability.

Spectral analysis of cyclostratigraphic datasets pointed out for the recording of a multi-timescale oscillatory modes related to the ocean-atmosphere coupling. Major highlights are as follows: (i) Dansgaard-Oeschger and Heinrich events (Bond cycles); (ii) 2.4 kyr radiocarbon Hallstattzeit cycle; multi-centennial quasi-periodic modes linked to the solar activity; (iv) centennial-scale thermohaline circulation processes; and (v) multi-decadal oscillatory features – as the Atlantic Multidecadal Oscillation. Furthermore, our results indicate a major efficient recording process for specific proxies, at a given timescale. Such evidence, in light of the upwelling processes at the Arraial do Cabo region, may have the potential to provide important new insights towards the understanding of oceanic circulation and its related forcing factors for this area.

# Índice

<b>Agradecimentos</b>	<b>i</b>
<b>Resumo</b>	<b>iv</b>
<b>Abstract</b>	<b>v</b>
<b>Lista de Figuras</b>	<b>viii</b>
<b>Lista de Tabelas</b>	<b>x</b>
<b>Abreviaturas e Simbologia</b>	<b>xi</b>
<b>I- Introdução</b>	<b>pg. 1</b>
<b>II- Aspectos Geológicos</b>	<b>pg. 6</b>
II-1 Evolução tectônica e sedimentar da Margem Continental Brasileira	<b>pg. 6</b>
II-2 Setor SE-S da Margem Continental Brasileira e áreas de estudo	<b>pg. 10</b>
II-3 Sobre os padrões de circulação oceânica relacionados à área de estudo	<b>pg. 14</b>
II-4 Sistemas de ressurgência na costa brasileira: aspectos gerais	<b>pg. 17</b>
II-5 Áreas de estudo	<b>pg. 20</b>
<b>III- Procedimentos e Técnicas Experimentais</b>	<b>pg. 22</b>
III-1 Perfilagem dos testemunhos	<b>pg. 22</b>
III-1.1 Susceptibilidade Magnética	<b>pg. 24</b>
III-1.2 Densidade Gama	<b>pg. 27</b>
III-2 Análise Geoquímica	<b>pg. 29</b>
III-2.1 Carbono Orgânico Total	<b>pg. 29</b>
III-3 Análise Mineralógica	<b>pg. 30</b>
III-3.1 Difração de Raios-X	<b>pg. 30</b>
III-3.2 Fluorescência de Raios-X	<b>pg. 32</b>
III-4 Geocronologia	<b>pg. 33</b>

<b>IV-</b>	<b>Cicloestratigrafia: Técnicas e Procedimentos</b>	<b>pg. 37</b>
IV-1	Holoceno – aspectos paleoclimáticos	pg. 38
IV-2	Definição das séries de dados	pg. 39
IV-3	Técnica de análise espectral e metodologias de interpretação dos sinais cicloestratigráficos	pg. 42
<b>V-</b>	<b>Resultados Experimentais</b>	<b>pg. 45</b>
V-1	Perfilagem dos testemunhos	pg. 45
V-1.1	Susceptibilidade Magnética	pg. 45
V-1.2	Densidade Gama	pg. 47
V-2	Análise mineralógica e geoquímica	pg. 49
V-2.1	Difração de raios-X (DRX)	pg. 49
V-2.2	Fluorescência de raios-X (FRX)	pg. 58
V-2.3	Carbono orgânico total (COT)	pg. 58
V-3	Análise geocronológica	pg. 62
<b>VI-</b>	<b>Análise dos espectros de potência</b>	<b>pg. 66</b>
<b>VII-</b>	<b>Discussões e Conclusões</b>	<b>pg. 73</b>
<b>VIII-</b>	<b>Bibliografia</b>	<b>pg. 79</b>

# Lista de Figuras

2.1	Modelo evolutivo para a abertura do oceano Atlântico e a concomitante formação das bacias sedimentares marginais brasileiras. Modificado de Ponte & Asmus (1978).	pg. 8
2.2	Coluna estratigráfica para as bacias sedimentares marginais brasileiras. Modificado de Ponte <i>et al.</i> (1978).	pg. 8
2.3	Representação esquemática das peculiaridades geológicas, fisiográficas, sedimentológicas e oceanográficas da região de estudo. Modificado de Coe & Carvalho (2010).	pg. 11
2.4	Representação esquemática dos padrões de circulação oceânica de larga-escala no Atlântico Sul. Modificado de Petterson & Stramma (1991).	pg. 16
2.5	Estrutura oceanográfica das águas presentes sobre a plataforma continental sul-sudeste brasileira. Modificado de Matsuura (1986).	pg. 17
2.6	Região da plataforma continental da região de Arraial do Cabo (RJ), correspondente à área de estudo compreendida por este projeto. São indicadas as posições de coleta dos testemunhos CF-10-01D e CF-10-09A.	pg. 21
4.1	Dados de susceptibilidade magnética (A), carbono orgânico total (B) e densidade gama (C) relacionados à curva de idades obtida para o testemunho CF-10-01D, e a indicação dos segmentos de dados vinculados a cada uma das taxas de sedimentação verificadas.	pg. 40
4.2	Dados de susceptibilidade magnética (A), carbono orgânico total (B) e densidade gama (C) relacionados à curva de idades obtida para o testemunho CF-10-09A.	pg. 41
5.1	Dados de susceptibilidade magnética ( $K_z$ ) em função da profundidade para o testemunho CF-10-01D.	pg. 46
5.2	Dados de susceptibilidade magnética ( $K_z$ ) em função da profundidade para o testemunho CF-10-09A.	pg. 47
5.3	Dados de densidade gama em função da profundidade para o testemunho CF-10-01D.	pg. 48
5.4	Dados de densidade gama em função da profundidade para o testemunho CF-10-09A.	pg. 49
5.5	Difratograma para o intervalo entre 39 – 41 cm do testemunho CF-10-01D.	pg. 50
5.6	Difratograma para o intervalo entre 64 - 66 cm do testemunho CF-10-01D.	pg. 51
5.7	Difratograma para o intervalo entre 264-266 cm do testemunho CF-10-01D	pg. 52

<b>5.8</b>	Superposição dos difratogramas do testemunho CF-10-01D.	<b>pg. 53</b>
<b>5.9</b>	Difratograma para o intervalo 74-76 cm do testemunho CF-10-09A.	<b>pg. 54</b>
<b>5.10</b>	Difratograma para o intervalo 129-131 cm do testemunho CF-10-09A.	<b>pg. 55</b>
<b>5.11</b>	Difratograma para o intervalo 254-256 cm do testemunho CF-10-09A.	<b>pg. 56</b>
<b>5.12</b>	Difratograma para o intervalo 354-256 cm do testemunho CF-10-09A.	<b>pg. 56</b>
<b>5.13</b>	Superposição dos difratogramas do testemunho CF10-09A.	<b>pg. 57</b>
<b>5.14</b>	Dados de carbono orgânico total (COT) em função da profundidade para o testemunho CF10-01D.	<b>pg. 61</b>
<b>5.15</b>	Dados de carbono orgânico total (COT) em função da profundidade para o testemunho CF10-09A.	<b>pg. 61</b>
<b>6.1</b>	Análises espectral ((A), (C) e (E)) e harmônica ((B), (D) e (F)) para as séries de dados de susceptibilidade magnética (KZ), densidade gama e carbono orgânico total referentes ao segmento 1 do testemunho CF-10-01D.	<b>pg. 67</b>
<b>6.2</b>	Análises espectral ((A), (C) e (E)) e harmônica ((B), (D) e (F)) para as séries de dados de susceptibilidade magnética (KZ), densidade gama e carbono orgânico total referentes ao segmento 2 do testemunho CF-10-01D.	<b>pg. 68</b>
<b>6.3</b>	Análises espectral ((A), (C) e (E)) e harmônica ((B), (D) e (F)) para as séries de dados de susceptibilidade magnética (KZ), densidade gama e carbono orgânico total referentes ao testemunho CF-10-09A.	<b>pg. 69</b>

# Lista de Tabelas

III.1	Intervalos amostrados nos testemunhos coletados CF-10-01D e CF-10-09A na região de Arraial do Cabo (RJ).	<b>pg. 24</b>
V.1	Resultados de análise por FRX para o testemunho CF-10-01D.	<b>pg. 59</b>
V.2	Resultados de análise por FRX para o testemunho CF-10-09A.	<b>pg. 60</b>
V.3	Datações por radiocarbono para diferentes profundidades dos testemunhos CF-10-01D e CF-10-09A.	<b>pg. 63</b>
VI.1	Valores de periodicidades, em diferentes escalas temporais, provenientes das análises espectral e harmônica das séries de dados de susceptibilidade magnética ( $K_z$ ), densidade gama e carbono orgânico total referentes aos testemunhos CF-10-01D e CF-10-09A.	<b>pg. 70</b>

# Abreviaturas e Simbologia

AC:	Águas Costeiras
ACAS:	Água Central do Atlântico Sul
AIA:	Água Intermediária da Antártica
AMS:	Espectrometria de Aceleração de Massa
AP:	Água de Plataforma
A.P.:	Antes do Presente
AT:	Águas Tropicais
CB:	Corrente do Brasil
CG:	Corrente das Guianas
COT:	Carbono orgânico total
CSE:	Corrente Sul-Equatorial
D-O:	Dansgaard-Oeschger (eventos)
DRX:	Difração de Raios-X
FRX:	Fluorescência de Raios-X
H :	Heinrich (eventos)
$K_z$ :	Susceptibilidade magnética volumétrica
$K_e$ :	Susceptibilidade magnética extrínseca
$K_i$ :	Susceptibilidade magnética intrínseca
MSCL:	Multi Sensor Core Logger
OMA :	Oscilação multi-decadal do Atlântico
R :	Efeito Reservatório
SST :	Sea-surface temperature
TFLS :	Transformada de Fourier de Lomb-Scargle
ZCIT :	Zona de Convergência Intertropical
$\Delta R$ :	Diferença regional do efeito reservatório

# CAPÍTULO I

## Introdução

Nas últimas décadas, grandes esforços vêm sendo conduzidos com o intuito de se compreender os processos naturais via mecanismos de forçagem, bem como a variabilidade temporal relacionáveis ao sistema climático. Tais questões têm se revelado como extremamente difíceis de serem respondidas, tanto sob o ponto de vista teórico quanto observacional. Devido à sua característica não-linear – os processos climáticos são frequentemente episódicos e abruptos em vez de lentos e graduais, e equilíbrios climáticos múltiplos são verificados como sendo a norma (e.g. GANOPOLSKI & RAHMSTORF, 2001; RIAL *et al.*, 2004) – muitas das hipóteses acerca do clima na Terra ainda carecem de maior entendimento sobre os diferentes tipos de não-linearidades, e como estes fatores se manifestariam sob diferentes condições. Assim, faz-se clara a necessidade premente de maiores esforços no sentido de se compreender os mecanismos quase-periódicos, não-lineares relacionados à interação oceano-atmosfera, operantes sob diferentes escalas de tempo, e a possível influência humana em seus limiares (e.g. BARD, 2002; ALLEY, 2003; FRANCO *et al.*, 2012).

Neste ínterim, novos trabalhos vêm sendo realizados no sentido de se compreender os processos deposicionais envolvidos nos mais diferentes compartimentos marinhos. Tal importância se deve ao fato de que os oceanos – tidos como componentes fundamentais do sistema climático global – apresentam padrões de circulação que atuam como moduladores dos processos de distribuição térmica e interação biogeoquímica em escala global, entre outros fatores (FERNANDES, 2010). Assim, estudos baseados em estratigrafia de sedimentos marinhos têm o potencial de fornecer informações sobre o registro das variabilidades temporais, resultantes destes mecanismos,

bem como auxiliar a compreensão das diversas formas através das quais os componentes do sistema climático atuam sobre os processos sedimentares em um determinado contexto geológico.

De importância central neste tipo de investigação, a caracterização mineralógica de depósitos sedimentares marinhos, através de procedimentos geofísicos e/ou geoquímicos, provê a aquisição de parâmetros mineralógicos de diferentes tipos, e que vêm sendo correlacionados às mudanças climaticamente moduladas e condições ambientais de deposição (BANERJEE, 1994; VIGLIOTTI, 1997; KÖSSLER *et al.*, 2001). A variabilidade de tais *proxies* proporciona a avaliação cicloestratigráfica do perfil sedimentar, e permite inferências sobre a natureza dos padrões harmônicos observados ao longo do registro (WAGNER *et al.*, 2004 *apud* CRUZ, 2012). Dentre os métodos de avaliação de mais amplo emprego neste tipo de estudo, merecem destaque aqueles baseados em análise espectral de séries de *proxies* paleoclimáticos.

As ferramentas em análise espectral são consideradas como fundamentais nos esforços em que se busca a decodificação de informações a partir de séries temporais no domínio da frequência, permitindo a detecção e distinção de componentes de sinais harmônicos (SCHULZ & STATTEGGER, 1997; SCHUMWAY & STOFFLER, 2000; FRANCO *et al.*, 2012).

Dentre os ambientes de sedimentação que apresentam grande potencial em estudos desta natureza, destaca-se a plataforma continental, um dos compartimentos marinhos mais sensíveis às mudanças ambientais de cunho climático – especialmente, segundo Martinez *et al.* (1996), àquelas relacionadas às variações de nível do mar por mudanças nos padrões de circulação oceânica, proporcionando registros das oscilações tanto em escala temporal (representada pela sucessão vertical de sedimentos) quanto em escala espacial. É importante também salientar que, em fundos marinhos de regiões costeiras e plataformas continentais, a sedimentação também é fortemente marcada pela interação entre processos astronômicos, meteorológicos e oceanográficos, que influenciam profundamente os agentes

de transporte e de retrabalhamento hidrodinâmico – como, por exemplo, ondas, marés e correntes (SUGUIO *et al.*, 1985; TESSLER & MAHIQUES, 2003, TESSLER & GOYA, 2005).

De maneira geral, a cobertura sedimentar presente na plataforma continental é representada por componentes terrígenos – incorporados ao sistema marinho, predominantemente por transporte fluvial através de tração (grânulos e areias) e/ou suspensão (argilas e siltes) – e carbonáticos (formados quando há alta produtividade biológica e/ou condições físico-químicas adequadas) (DOMINGUEZ & BITTENCOURT, 1994; MUEHE & CARVALHO, 1993).

Dentre os fenômenos que controlam os processos genéticos deste tipo de depósito, a ressurgência – fenômeno que trás águas profundas, frias e depletadas em radiocabono para a superfície do oceano Sul Americano (CARBONEL & VALENTIN, 1999) e que atua do início da primavera até o final do verão - primariamente forçado pelo regime de ventos costeiros NE e relacionado ao avanço onshore/offshore da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) (LORENZZETTI & GAETTA, 1996; RODRIGUES & LORENZZETTI, 2001; CASTELAO & BARTH, 2006), merece importante destaque, uma vez que, devido à ascensão das águas frias, trazidas até regiões mais rasas da coluna d'água, verifica-se frequentemente um maior nível de produtividade e enriquecimento em biomassa de fitoplâncton (VALENTIN *et al.*, 1987; GAETA *et al.*, 1994, MACIAS *et al.*, 2012). Sob o ponto de vista sedimentar, os altos teores de nutrientes também acarretam em taxas de deposição relativamente elevadas de matéria orgânica no assoalho submarino, devido à maior presença de vida marinha. (PARRISH *et al.*, 2001; MAHIQUES *et al.*, 2002).

No caso da plataforma sudeste brasileira, a determinação da distribuição dos sedimentos na plataforma a diferentes taxas de sedimentação se deve, especialmente, à dinâmica de circulação oceânica (MAHIQUES *et al.*, 2005, 2010; CAMPOS *et al.*, 2000). Sob o ponto de vista deposicional, as regiões afetadas por este fenômeno são diferenciadas das demais porções costeiras devido às expressivas taxas de sedimentação verificadas (MAHIQUES *et al.*,

2005; MACIAS *et al.*, 2012) – propiciando, desta maneira, registros sedimentares de alta resolução acerca da evolução dos processos de circulação oceânica e a influência da contribuição de outros processos sedimentares relacionados ao sistema (McMANUS *et al.*, 2006; CAMPOS *et al.*, 2000). Desta maneira, regiões de plataforma continental afetadas por ressurgência podem ser consideradas áreas-chave para o entendimento das mudanças climáticas ocorridas no Quaternário. Segundo Mahiques *et al.* (2002), a análise da coluna sedimentar rasa da região sudeste da plataforma continental brasileira é bastante adequada a avaliação da ocorrência de mudanças ambientais nos processos de ressurgência no passado geológico recente. Ademais, seu controle hidrodinâmico, sua relativa estabilidade tectônica e a ausência de rebound pós-glacial são fatores que tornam tal área como de interesse para estudos deste tipo (MAHIQUES *et al.*, 2011).

Assim, estudos que teriam por objetivo a identificação de padrões de variabilidade climática (operantes em diferentes escalas temporais) e presentes no registro sedimentar marinho sub-superficial de regiões sob ação do fenômeno da ressurgência – como o caso de Arraial do Cabo (RJ), objeto de estudo neste trabalho –, apresentariam uma oportunidade singular de contribuição para os esforços que visam compreender os mecanismos de oscilação do sistema oceano-atmosfera, operantes sobre a dinâmica da ressurgência na costa brasileira – em um tipo de abordagem em Ciências da Terra que ainda carece de importantes subsídios (MAHIQUES *et al.*, 2004, 2010).

Neste sentido, este trabalho tem por objetivo realizar a caracterização mineralógica e avaliação cicloestratigráfica de colunas de sedimentos marinhos sub-superficiais da região de Arraial do Cabo, litoral do Estado do Rio de Janeiro, através de perfis de susceptibilidade magnética ( $K_z$ ), carbono orgânico total (COT) e densidade gama provenientes de dois testemunhos da cobertura marinha retirados da plataforma da continental da região de Arraial do Cabo (estado do Rio de Janeiro), nas proximidades da Ilha do cabo Frio, visando

uma melhor compreensão da dinâmica sedimentar da região, bastante peculiar em virtude da ocorrência do fenômeno de ressurgência, e suas implicações e consequências ambientais. De maneira geral, as etapas envolvidas no desenvolvimento deste projeto foram, a saber: (i) determinação das fases mineralógicas relacionadas aos parâmetros empregados como *proxies* paleoclimáticos; (ii) análise espectral de séries de dados cicloestratigráficos e identificação dos padrões harmônicos detectados; (iii) interpretação relacionada à variabilidade cicloestratigráfica.

## CAPÍTULO II

### Aspectos Geológicos

#### II.1 Evolução tectônica e sedimentar da Margem Continental Brasileira

A margem continental brasileira possui um litoral com mais de 8.000 km de extensão e compreende diferentes tipos de sistemas costeiros como, por exemplo, praias arenosas, falésias ígneas e sedimentares, estuários, dunas e manguezais (TESSLER & GOYA, 2005).

A concepção desta margem foi originada pela formação polifásica do Oceano Atlântico Sul ocorrida entre o Cretáceo Superior e o Jurássico Inferior (Asmus & Porto, 1980; Asmus & Baisch, 1983; Szatmari *et al.* 1985; Chang *et al.*, 1989), produto da fragmentação do Supercontinente Gondwana e consequente instalação de movimento divergente entre as atuais placas Sul-Americana e Africana. Este evento foi chamado por Almeida & Carneiro (1987) de reativação pós-paleozóica.

A evolução tectônica de margens continentais do tipo Atlântica, como a do Brasil, se dá, segundo Asmus & Baisch (1983), seguindo três eventos fundamentais: soerguimento e domeamento da crosta continental, fragmentação crustal (rifteamento) e desligamento lateral dos blocos continentais acompanhado por progressivo espalhamento do fundo oceânico e subsidência das bacias marginais resultantes. De forma semelhante, Ponte & Asmus (1978) criaram um modelo para a abertura do oceano Atlântico e a concomitante formação das bacias sedimentares marginais brasileiras (Fig. 2.1). Posteriormente, a fragmentação crustal foi acompanhada pelo estabelecimento de diversos *riftes* sendo que alguns evoluíram até a formação

das bacias sedimentares marginais e outros tiveram sua evolução abortada em direção ao continente (MOHRIACK, 2003).

Segundo alguns autores (e.g. Asmus & Ponte, 1973; Asmus, 1982), o registro tectono-estratigráfico das bacias marginais brasileiras divide-se em quatro megassequências, conforme a representação de evolução do registro estratigráfico (Fig. 2.2) proposta por Ponte *et al.* (1978): (i) pré-rifte, que é representada por sedimentos depositados em águas rasas, ainda na fase intracratônica do Supercontinente Gondwana; (ii) sinrifte, composta basicamente por deposição continental em ambientes fluviais e lacustrinos, bem como por derrames de lavas basálticas resultantes da ruptura da crosta continental; (iii) transicional constituída por siliciclásticos e evaporitos depositados na passagem de condições de estiramento litosférico para uma fase de deriva continental para condições marinhas; (iv) megassequência pós-rifte, registrando a deposição gradacional de sedimentos, que variam de carbonáticos (depositados em ambiente marinho raso na plataforma e marinho profundo na bacia sob um contexto transgressivo) a siliciclásticos (depositados sob condições de mar aberto). É importante salientar que, apesar de sua origem tectônica, a manutenção e evolução da linha de costa se devem a processos quaternários dominados pelas variações relativas do nível do mar e à ação da dinâmica sedimentar que atuam no presente (TESSLER & GOYA, 2005).

Considerando-se a ampla extensão do litoral brasileiro relacionada a tais processos de origem e evolução tectono-estratigráfica, é possível delimitar-se regiões costeiras e margens continentais adjacentes, através de características marcantes que compreendam a fisiografia das plataformas continentais, depósitos e dinâmicas sedimentares distintas. Assim sendo, diversos autores (e.g. BAPTISTA NETO & SILVA (2004); TESSLER & MAHIQUES (2003); ZEMBRUSCKI *et al.* (1972) e PALMA (1984) subdividiram a margem continental brasileira de acordo com suas características e peculiaridades, em termos geológicos, morfológicos, fisiográficos – e consequentemente, também

sedimentológicos e oceanográficos. Neste trabalho, considerou-se a interpretação proposta por Zembruski *et al.* (1972) e Palma (1984), que individualizaram três grandes setores na margem continental brasileira: Norte, Nordeste-Leste e Sudeste-Sul.

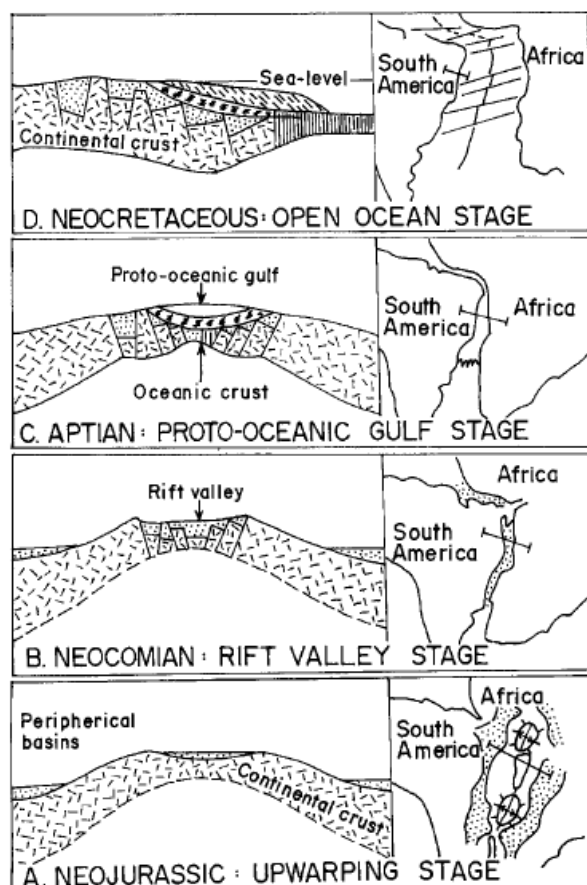


Figura 2.1: Modelo evolutivo para a abertura do oceano Atlântico e a concomitante formação das bacias sedimentares marginais brasileiras. Modificado de Ponte & Asmus (1978).

AGE	LITHOLOGY		SEDIMENTARY ENVIRONMENT	DEPOSITIONAL SEQUENCE
Cretaceous	Upper	Terrigenous regressive deposits	Littoral and continental shelf and slope	Marine
		Transgressive shales	Continental slope	
	Middle	Limestones	Shallow continental shelf	
	Lower	Evaporites	Restricted marine and transitional	Gulf
		Conglomerates, sandstones and pelites	Lacustrine/deltaic	Lacustrine
Jurassic		Terrigenous deposits	Fluvial-lacustrine	Continental

Figura 2.2: Coluna estratigráfica para as bacias sedimentares marginais brasileiras. Modificado de Ponte *et al.* (1978).

Estendendo-se do cabo Orange, no Amapá, até a baía de São Marcos no Maranhão, o setor Norte é constituído por plataforma continental, talude, sopé e pela feição sedimentar do Cone do Rio Amazonas, e corresponde ao setor de maior largura da plataforma brasileira. Com pequenas variações de revelo, sua plataforma é plana, enquanto que o talude apresenta-se como descontínuo – devido à presença do Cone do Rio Amazonas - e bastante íngreme com a presença marcante de vales e cânions. Por fim, o sopé deste compartimento inclina-se de forma suave em direção à Cadeia Norte-Brasileira, de acordo com o discutido por Zembruscki *et al.* (1972). Ainda segundo estes autores, o setor Nordeste-Leste estende-se desde a Baía de São Marcos até o cabo São Tomé, no Rio de Janeiro e, diferentemente dos outros dois setores, possui um relevo caracteristicamente complexo que resulta de intensas atividades vulcânicas e tectônicas basicamente com terraços (principalmente na transição da plataforma para o talude) e platôs e montes submarinos (principalmente no talude e no sopé). A largura da plataforma diminui significativamente em direção a sul enquanto que a presença de recifes de corais, bancos de algas e recifes de arenitos (*beach-rocks*) aumenta nesta direção.

Por fim, o mais amplo setor, – o setor SE-S – de interesse neste projeto de pesquisa – estende-se desde o Cabo de São Tomé em direção ao sul, e possui uma plataforma continental caracteristicamente progradante e subsidente, com relevo regular e monótono. A mesma monotonia e regularidade de relevo são observadas também nas regiões do talude (com diversos cânions submarinos e feições de ravinamento e erosão, cuja existência é limitada pelo Terraço do Rio Grande (RS)) e do sopé continental (com montes submarinos isolados e cadeias vulcânicas submarinas). O sopé é separado das bacias oceânicas adjacentes pela Elevação do Rio Grande. Estas características se devem ao considerável aporte sedimentar de origem continental, que gerou uma transição suave entre a plataforma e o talude. Este significativo aporte de terrígenos também desenvolveu uma importante feição conhecida como *Plateau* de São Paulo (ZEMBRUSCKI *et al.*, 1972).

## II.2 Setor SE-S da Margem Continental Brasileira

Segundo Zembruski (1979), a plataforma sul da Margem Continental Brasileira – localizada entre 22°S e 44°S e com uma extensão de cerca de 270.000 km<sup>2</sup> (MAHIQUES *et al.*, 2010) – pode ser dividida em quatro setores distintos, de acordo com suas individualidades geomorfológicas: Cabo Frio – Cabo de São Tomé, Embaimento de São Paulo, Florianópolis – Mostardas e Cone do Rio Grande. Rocha *et al.* (1975) destacaram o fato desta ser a única porção da plataforma do Brasil sob influência de clima tanto tropical quanto temperado.

Atualmente, a sedimentação genérica nesta região da plataforma brasileira é regida pela dinâmica das massas d'água e pela circulação oceânica; são observadas proeminentes diferenças latitudinais, bem como sob o ponto de vista batimétrico, no que diz respeito à sedimentação de conteúdo orgânico/inorgânico. Em termos latitudinais, as áreas ao sul da Ilha de São Sebastião são susceptíveis à interferência das águas da Pluma do Rio de La Plata (com águas frias, de baixa salinidade e carregadas de sedimentos) – que, em associação com os meandros da Corrente do Brasil, favorecem uma maior deposição orgânica. A influência da Pluma do Rio de La Plata estende-se de forma direta na direção norte (até aproximadamente 28°S), com uma zona de transição entre 28°S - 24°S. Ao norte desta zona de transição, a dinâmica sedimentar é bem mais complexa devido à morfologia do fundo além da presença de ilhas e devido à dinâmica da costa em forma de arco (MAHIQUES *et al.*, 2010). Em termos batimétricos, o relevo irregular da plataforma interna, desenvolvida durante um nível de mar mais baixo e preenchido por sedimentação holocênica, apresenta grande variação granulométrica e composicional, enquanto que a sedimentação da plataforma externa materializa a ação do meandramento da Corrente do Brasil com seu comportamento de enceradeira que expõe e retrabalha sedimentos relíctos (MAHIQUES *et al.*, 2002; 2010).

As taxas de sedimentação atuais na plataforma externa sul-brasileira, relativamente baixas, variam entre 5 mm.ka<sup>-1</sup> e 600 mm.ka<sup>-1</sup>, sendo maiores

somente devido à ressurgência e/ou grande aporte sedimentar (MAHIQUES *et al.*, 2010). Entretanto, estes mesmos autores discutem que, devido às inúmeras e marcantes diferenças existentes entre o setor Cabo Frio – Cabo de São Tomé no tocante a geomorfologia, hidrodinâmica e sedimentação e os outros setores considerados pertencentes à plataforma sul do Brasil, sua inclusão no mesmo compartimento que os outros setores, com diferenças menos contrastantes, é um tanto quanto controversa.

A rigor, a porção específica do litoral que compreende a região entre o cabo Frio e o cabo de São Tomé, na qual está localizada a área de estudo compreendida por este trabalho, representa o limite norte de Embaiamento de São Paulo, marcando o limite entre duas províncias com características morfológicas da plataforma continental, bastante distintas: a norte ela é mais estreita e íngreme, enquanto que ao sul apresenta maior alargamento. Adicionalmente, é importante salientar que esta região possui importantes peculiaridades geológicas, fisiográficas, sedimentológicas e oceanográficas (MAHIQUES *et al.*, 2005) (Fig. 2.3).

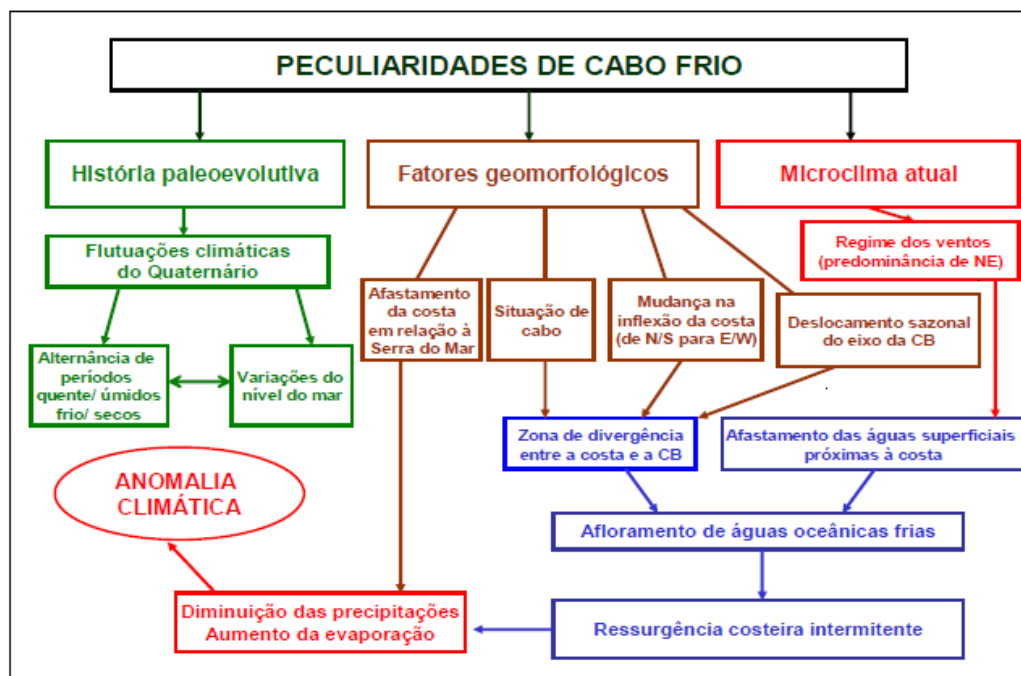


Figura 2.3: Representação esquemática das peculiaridades geológicas, fisiográficas, sedimentológicas e oceanográficas da região de estudo. Modificado de Coe & Carvalho (2010).

A região apresenta ainda um complexo e peculiar quadro geológico e fisiográfico. Segundo Schmitt (2001), está inserida no chamado Domínio Tectônico Cabo Frio e representa o último terreno amalgamado à Faixa Ribeira, sendo representado por sequências supracrustais pré-Brasilianas de paragneisses originados de depósitos marinhos pelíticos muito antigos e intemperizados (SCHIMTT *et. al.*, 2004). Estes depósitos são embasados pelo Complexo Região dos Lagos (FONSECA, 1989), que é constituído por um conjunto de rochas ortoderivadas (ortogneisses e ortoanfibolitos) de idade Paleoproterozóica. Em termos estruturais, possui particularidades que a diferenciam do restante do entorno do Vale do Paraíba do Sul e Serra dos Órgãos já que seu arcabouço apresenta *trend* preferencial NW-SE, bastante visível principalmente no litoral, além de contatos graduais entre diferentes unidades litológicas, ao contrário do *trend* brasileiro NE-SW originado pela tectogênese do Cinturão Ribeira e dos contatos litológicos abruptos, indicando, portanto, que a região teria sido pouco afetada pelos eventos tectônicos do Paleoproterozóico Superior (ZIMBRES *et. al.* 1990).

Na altura da Ilha do Cabo Frio (ou Ilha do Farol), ocorre o ponto máximo de inflexão da costa brasileira (em torno de 23° S 42° W), e então a morfologia da costa entre a Ilha de Cabo Frio e as proximidades da Baía de Guanabara – que é orientada no sentido E-W e teria ligação genética com a Zona de Fratura Rio de Janeiro (KUMAR *et al.*, 1977) – assume sentido N-S entre Arraial do Cabo e Búzios. Mais ao norte, entre Búzios e o Cabo de São Tomé, o alinhamento da costa assume então o sentido NE-SW, que representa aos alinhamentos estruturais do Cinturão Ribeira. A partir daí, a costa segue o alinhamento geral N-S (SILVA, 1997). A existência desta inflexão na linha de costa também origina na área uma mudança na configuração das curvas batimétricas, que possuem posicionamento mais frontal a oeste da Ilha do Cabo frio e sofrem forte inflexão para oeste a leste desse ponto além de também influenciar uma inflexão nas curvas de anomalias magnéticas.

A presença do cabo Frio também origina duas regiões morfodinamicamente distintas: uma em direção norte, caracterizada pela presença de sucessivos arcos de praia formados por campos de dunas encaixados entre promontórios rochosos do embasamento cristalino (FERNANDEZ *et al.*, 2006), e outra à oeste desta península, onde há grandes lagoas de água salgada ou salobra que foram isoladas do oceano por longos pontais distanciados do litoral, criadas por variações relativas do nível do mar/flutuações climáticas ocorridas durante o Quaternário (COE & CARVALHO, 2010).

As características morfológicas particulares da área refletem sobre os processos oceanográficos e climáticos atuantes (MUEHE, 1983) – que, por sua vez, tornam esta região peculiar no tocante ao aporte e transporte de sedimentos (MUEHE & CARVALHO, 1993). Tais feições limitam duas regiões da plataforma com sedimentações de natureza distinta, já que, ao norte do cabo Frio, há o predomínio de sedimentação carbonática com poucos rios contribuindo com o aporte sedimentar terrígeno enquanto que na porção mais larga, localizada ao sul do cabo Frio, a sedimentação é predominantemente terrígena (pretérita) (MAHIQUES *et al.*, 2005). É importante ressaltar que a atual sedimentação terrígena sobre o assoalho da plataforma continental interna é de natureza reliquiar, depositada originalmente por antigas drenagens Pleistocênicas. Isto se deve ao fato de que a construção de um sistema duplo de cordões litorâneos transgressivos Holocênicos passou a funcionar como uma verdadeira barreira às desembocaduras fluviais quando houve a instalação das barreiras mais interiores (DILLENBURG & HESP, 2009).

Assim sendo, estes sedimentos reliquiais são resultado do retrabalhamento de depósitos aluvionares e da incorporação de sedimentos do Grupo Barreiras erodidos durante a última transgressão marinha (MUEHE & CARVALHO, 1993). De forma geral e ampla, a sedimentação da margem continental brasileira é representada pela presença de quartzo, areia e lama (BAÊTA, 2008), predominando um cenário com escassez de aporte de terrígenos e taxas de sedimentação muito baixas (MAHIQUES *et al.*, 2005). Entretanto,

regiões de ressurgência representam exceções a este quadro, ou seja, em Arraial do Cabo, as taxas de sedimentação podem ser consideradas como mais elevadas.

Em termos de granulometria, quando se trata especificamente do setor sudeste-sul da plataforma continental, é possível constatar que este apresenta sedimentação predominantemente constituída por cascalhos e areias, com concentrações locais de lamas ricas em matéria orgânica assim como ocorre nas proximidades do Cabo Frio (ANDRADE, 2008). Saavedra *et. al.* (1999) observaram fortes evidências da contribuição do rio Paraíba do Sul e da Baía de Guanabara para a formação deste depósito lamoso, sendo que tais partículas finas seriam transportadas em direção à costa e à porção norte por correntes de fundo e de sudoeste para sudeste por fluxos superficiais. Na área de estudo, há o predomínio de areias finas, sendo que a areia muito fina passa a predominar em profundidades maiores que a batimétrica de 50 m (MUEHE & CARVALHO, 1993).

Além disso, observa-se ainda que a toda a área de ocorrência do Complexo Região dos Lagos é morfologicamente arrasada, constituindo uma planície litorânea com sedimentos marinhos Quaternários cobrindo grande parte do terreno. Pontualmente também ocorrem *beach rocks*.

### **II.3 Sobre os padrões de circulação oceânica relacionados à área de estudo**

Segundo Mahiques *et al.* (2002), os fatores hidrodinâmicos que mais influenciam a sedimentação nesta área são a circulação dirigida pelo vento e o meandramento da Corrente do Brasil que agem nas plataformas interna e externa, respectivamente.

São notórias as diferenças entre as características oceanográficas entre as margens ocidentais e orientais dos oceanos, devido à atuação diferenciada dos ventos sobre as águas dos oceanos e a consequente formação de correntes

oceânicas (LORENZETTI & GAETA, 1996). Ao sopraem na direção oeste, os ventos alísios empurram as águas em direção às margens ocidentais dos continentes, favorecendo assim as correntes equatoriais. Tal ação acarreta em maior influxo de massas de água para direção oeste dos continentes. Ao encontrarem os continentes, que funcionam como barreiras à circulação, as correntes equatoriais são desviadas para norte e para sul.

Assim sendo, no litoral brasileiro a dinâmica hidrológica é regida pela movimentação da Corrente do Brasil (CB) e da Corrente das Guianas (CG) (MAHIQUES *et al.*, 2005). Estas correntes são originadas a partir do desmembramento que a corrente quente e superficial denominada Corrente Sul-Equatorial (CSE) sofre ao atingir a costa brasileira. A CSE desloca-se no sentido E-W na altura do equador, sendo que, após seu desmembramento, a porção de massas d'água que migra na direção sul, margeando o continente sobre o talude, originando a CB (Fig. 2.4), enquanto que parte da circulação remanescente, que com direção NE, recebe o nome de CG.

As águas movimentadas pela CB, componentes da porção ocidental do Oceano "Atlântico Sul e que banham o litoral brasileiro, têm, segundo Ferraz (2003), seus baixos níveis de nutrientes, biomassa e produtividade associados, basicamente, às características da massa d'água quente, de alta salinidade, e que flui em direção SE ocupando os 200 m mais superficiais do oceano – as chamadas “Águas Tropicais” (AT). Suas características de temperatura e salinidade se devem ao balanço precipitação- evaporação negativo presente no Atlântico Tropical (*e.g.* VALENTIN, 1984; SILVEIRA *et al.*, 2000).

Entretanto, existem ainda na plataforma continental ao largo da região de estudo, outras massas d'água com características distintas entre si (Fig. 2.5). A chamada “Água Costeira” (AC) está presente na plataforma continental interna (até a isóbata de 50 m) e desloca-se em direção sul. Possui temperaturas relativamente variáveis e baixa salinidade devido à diluição causada pelo aporte das águas de pequenos rios da região (FERRAZ, 2003). A “Água de Plataforma” (AP) encontra-se na porção média e na borda externa da

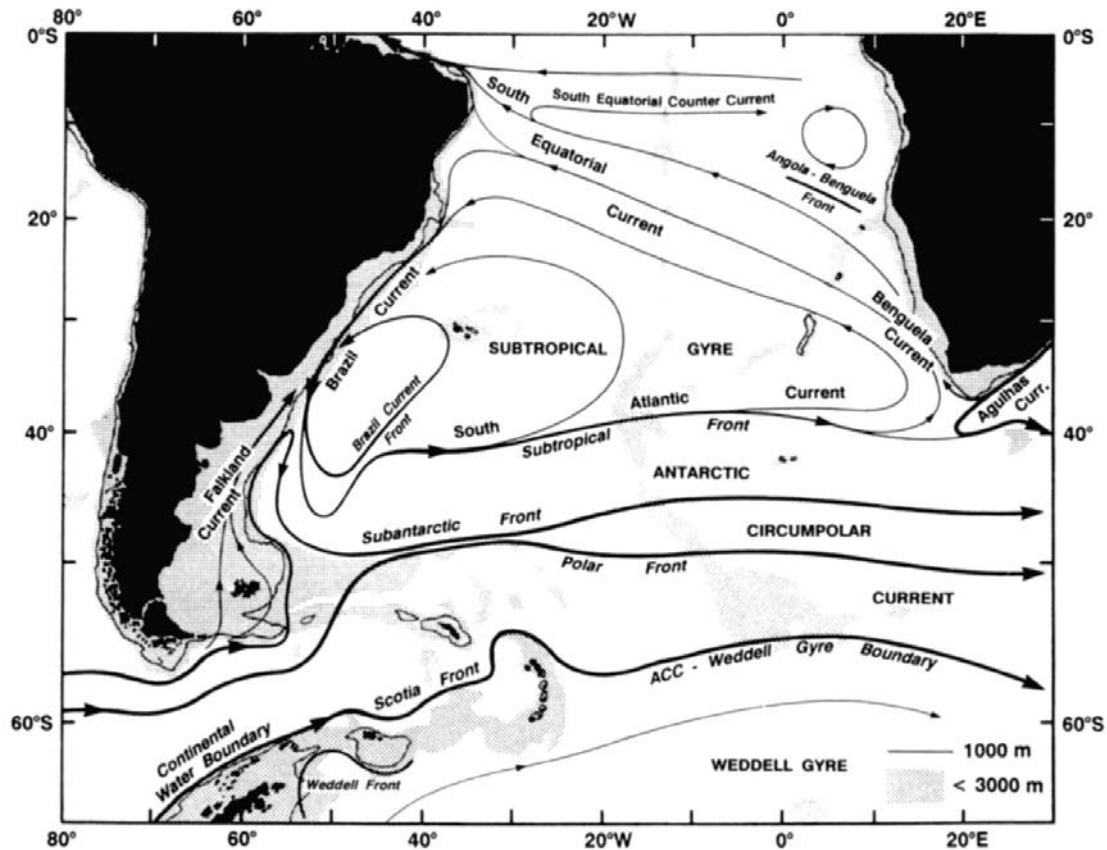


Figura 2.4: Representação esquemática dos padrões de circulação oceânica de larga-escala no Atlântico Sul. Modificado de Pettersen & Stramma (1991).

plataforma e é formada por uma mistura da Água Costeira, da Água Tropical e da Água Central do Atlântico Sul. A “Água Central do Atlântico Sul” (ACAS) ( $T_m = 9 - 18^\circ \text{C}$  e  $S = 34,5 - 36,0^\circ$ ) se forma na zona de convergência subtropical pela confluência da CB e da Corrente das Malvinas, que fluem em direção leste até as proximidades da foz do Rio de la Plata, com a segunda mergulhando sob a primeira devidos às diferenças de densidade existentes entre elas. A ACAS ocupa a região da pincolina da coluna d’água nas áreas de oceano aberto (estão posicionadas entre 200 e 600 m de profundidade). A porção mais inferior da coluna d’água é ocupada pela “Água Intermediária da Antártica” (AIA), uma massa fria e densa.

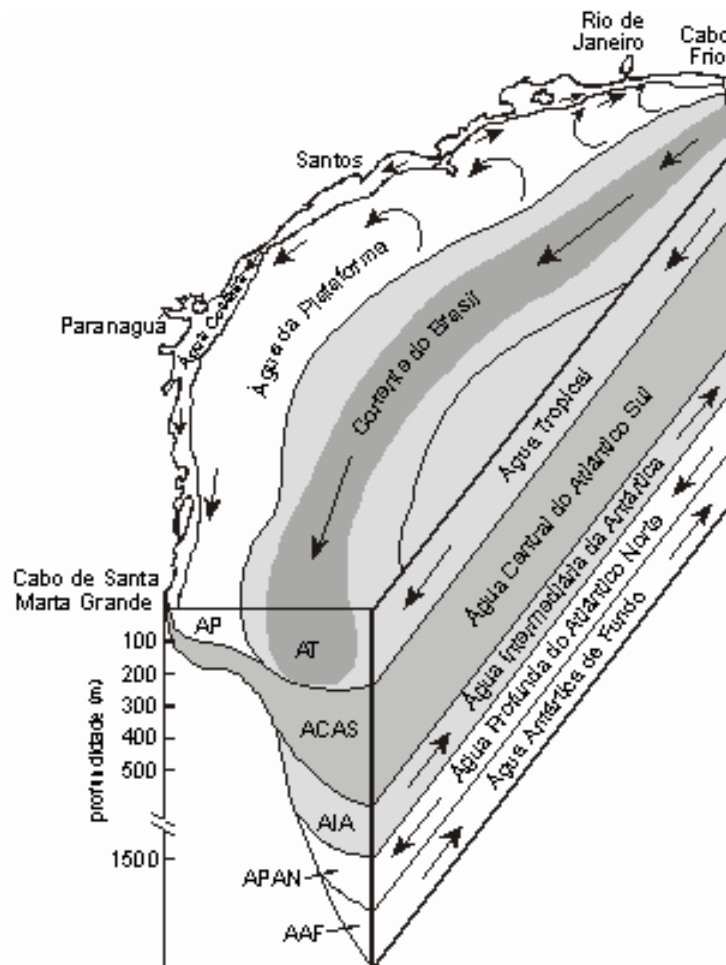


Figura 2.5: Estrutura oceanográfica das águas presentes sobre a plataforma continental sul-sudeste brasileira. Modificado de Matsuura (1986).

#### II.4 Sistemas de ressurgência na costa brasileira: aspectos gerais

A existência de um sistema de ressurgência representa a principal característica oceanográfica existente na região (BAÊTA, 2008). Alterações da quantidade de nutrientes na plataforma continental estão associadas à ascensão das águas frias da ACAS com teores de nitrato e clorofila aumentados na ordem de aproximadamente 10 vezes (ANDRÉ, 1990) – favorecendo, portanto, a produtividade e a atividade pesqueira, e agregando, conseqüentemente, importância econômica a tais regiões. São também consideradas áreas de interesse científico por diversos fatores, dentre os quais este a presença de grandes fluxos dos elementos biogênicos (NAIK & CHEN, 2008).

Rotineiramente, estudos científicos com enfoque em regiões de ressurgência são baseados na aplicação de técnicas que permitam a caracterização da dinâmica do fenômeno durante a deposição da coluna sedimentar. No Brasil, as áreas de ressurgência ocorrem na extensão da costa entre o Cabo de Santa Marta, Santa Catarina (28°S) até Cabo Frio, Rio de Janeiro (23°S) (ANDRADE, 2008).

Na região do cabo Frio, é possível observar na região da plataforma continental dois tipos principais de ressurgência: um que atua mais próximo à costa e outro que atua mais próximo à borda da plataforma. Na região costeira, o fenômeno é induzido principalmente pela ação dos ventos e/ou pelo Efeito *Coriolis*, enquanto que na quebra da plataforma e no talude, a formação de meandros e vórtices ciclônicos na CB atuam como os mecanismos dominantes na geração dos deslocamentos verticais das águas (CASTRO & MIRANDA, 1998; CAMPOS *et al.*, 2000; CASTELAO *et al.*, 2004).

O efeito direto dos ventos sobre as massas d'água que ocupam as regiões próximas à costa é restrito apenas às suas porções mais superficiais, causando um deslocamento no seu fluxo de cerca de 45° no Hemisfério Sul (DIETRICH *et al.*, 1980). Consequentemente, as lâminas subsuperficiais adjacentes, devido à fricção resultante do deslocamento, começam a se deslocar com uma velocidade inferior às superficiais sofrendo também pequenos desvios em sua direção em um mecanismo conhecido como Espiral de Ekman (CASTELÃO & BARTH, 2006). Segundo Knoppers *et al.* (2002), este mecanismo gera zonas de baixa pressão que permitem a ascensão de águas mais profundas e é capaz de deslocar até 100 m da coluna d'água.

Assim sendo, estes ventos essenciais no deslocamento das massas d'água e que sopram em direção NE permitem que, devido à dinâmica do transporte de Ekman, a AC seria “empurrada” e passe a fluir em direção ao oceano da mesma forma que a AT é impedida de penetrar na plataforma. Como resultado a ACAS consegue alcançar a plataforma continental interna próximo do fundo do oceano e emerge eventualmente até a superfície nas proximidades da costa

devido às suas características físico/ químicas. Conforme as massas mais superficiais são afastadas da costa, o nível do mar tende a cair próximo ao litoral causando uma consequente subida da termoclina que, por sua vez, permite a ascensão da massa fria (MAHIQUES *et al.*, 2005).

A constância da direção dos ventos NE em função do tempo seria diretamente proporcional à efetividade e a intensidade do fenômeno (MAHIQUES, 2005) e, apesar de sua direção preferencial no quadrante leste (predominantemente para NE) persistir ao longo de todo o ano, entre os meses de agosto/setembro e março, sua intensidade é maior, ao contrário do que ocorre entre os meses de abril e outubro, quando sua intensidade é menor (MAHIQUES *et. al.*, 1999; 2004). Consequentemente, durante o verão e primavera austrais, a ressurgência de águas frias na plataforma continental ao longo da costa de Cabo Frio seria favorecida. Segundo Valentin (2001), para o afloramento da ACAS na superfície, são necessários apenas 2 a 3 dias de ventos NE soprando a 10 m/s, por outro lado, o fenômeno pode ser completamente revertido com frentes frias atuando no período de 8 a 10 dias.

No caso da quebra da plataforma, os meandros surgem devido ao encontro da ACAS com as águas quentes da CB próximo da isóbata de 200 m. O contato entre estas duas massas d'água gera uma instabilidade baroclínica, com as águas frias empurrando as mais quentes, e levando à formação de uma rotação ciclônica causada por fricção. Com o evoluir do processo, as águas frias se separam completamente e então, os vórtices são formados. No lado convergente do vórtice, as águas tendem a descender enquanto que do lado divergente elas tendem a ascender gerando então a ressurgência. Na região do cabo Frio, o lado divergente dos vórtices e meandros, ou seja, àquele onde ocorre à ressurgência, está posicionado na direção sul e empurra as águas mais frias em direção à costa (CAMPOS *et al.*, 2000)

Turcq *et al.* (1999) destacam ainda a importância da mudança brusca da orientação da linha de costa e do posicionamento da CB que atuam em conjunto com o regime de ventos NE. Segundo estes autores, a existência

destes ventos NE, assim como de toda a circulação atmosférica é controlada pela ação do Anticiclone Subtropical Marítimo do Atlântico Sul (ASMAS).

Rodrigues & Lorenzzetti (2001) consideraram em seu trabalho que irregularidades da linha de costa além da topografia do fundo oceânico também influenciam a ocorrência da ressurgência. Campos *et al.* (2000) citam, além da brusca inflexão da linha de costa e dos ventos NE, as condições batimétricas da plataforma continental como um fator condicionante da ressurgência, já que favorece a proximidade de águas profundas das porções mais rasas da plataforma. Silva (1978) também acredita que a morfologia da plataforma continental, juntamente com o regime de ventos e a inflexão da costa seja responsável pela emersão de águas profundas.

## **II.5 Áreas de estudo**

Os sedimentos analisados neste trabalho correspondem a dois testemunhos da cobertura marinha retirados da plataforma continental da região de Arraial do Cabo, extremo leste do Estado do Rio de Janeiro, nas proximidades da Ilha do cabo Frio. Estes testemunhos foram denominados como CF-10-01D e CF-10-09A (23° 24.23' S; 041° 35.41' W e 23° 12.08'; 041° 44.17', respectivamente) (Fig. 2.6). O testemunho CF-10-01D foi coletado em profundidades correspondentes à plataforma continental externa em uma lâmina d'água de 128 m, enquanto o testemunho CF-10-09A foi coletado em uma lâmina d'água de 120 m em profundidades pertencentes à plataforma continental interna.

Dadas as diferentes porções da plataforma às quais pertencem os sedimentos, é importante salientar que há consideráveis diferenças no que diz respeito aos fatores que influenciam os processos de deposição sedimentar em cada um dos casos. Assim sendo, o material sedimentar que compõe o testemunho CF-10-01D tem sua deposição influenciada por fatores que agem em meso-escala, especialmente àqueles relacionados à variabilidade da Corrente do Brasil enquanto o material do testemunho CF-10-09A reflete principalmente o comportamento de processos limitados à escalas mais locais como a

ressurgência que é um fenômeno que atinge as plataformas interna e média (LORENZZETTI & GAETA, 1996). Tal diferenciação implica na necessidade de se tratar os testemunhos de forma distinta no que diz respeito à sedimentologia e oceanografia, apesar de pertencerem a um mesmo sistema deposicional.

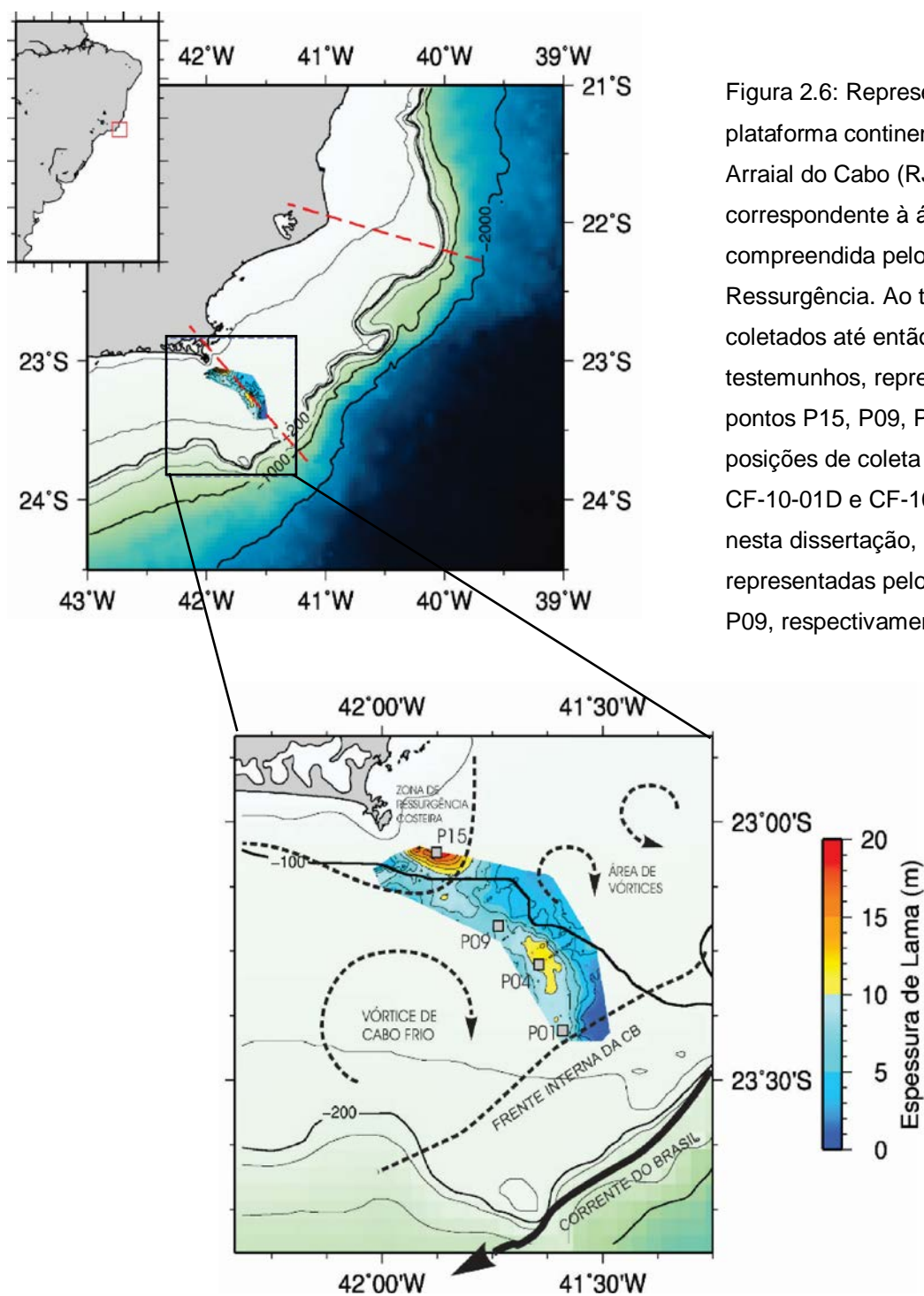


Figura 2.6: Representação da plataforma continental da região de Arraial do Cabo (RJ), correspondente à área de estudo compreendida pelo Projeto Ressurgência. Ao todo, foram coletados até então para o projeto 4 testemunhos, representados pelos pontos P15, P09, P04 e P01. As posições de coleta dos testemunhos CF-10-01D e CF-10-09A, analisados nesta dissertação, são representadas pelos pontos P01 e P09, respectivamente.

## CAPÍTULO III

### Procedimentos e Técnicas Experimentais

#### III-1 Coleta e Perfilagem dos Testemunhos

Os testemunhos analisados neste trabalho foram coletados em atividades relacionadas ao “Projeto Ressurgência: Produtividade na região costeira de Cabo Frio e seu potencial de acúmulo de matéria orgânica - Interação hidrosfera - biosfera”, projeto coordenado pelo Departamento de Geoquímica do Instituto de Química da UFF e financiado pela Petrobrás.

A coleta dos testemunhos foi conduzida através do emprego de um amostrador do tipo *Piston-Corer* – eficaz na recuperação de sedimentos inconsolidados e recuperação de testemunhos virtualmente não perturbados – e que opera através do disparo de um pistão localizado no interior de um tubo (coletor) com diâmetro variável quando o mesmo atinge o assoalho oceânico. Posiciona-se, acima do coletor, um peso que facilita sua penetração nos sedimentos. A retração do pistão retém a amostra por meio de vácuo parcial e ajuda a preservá-la sem contrações e distúrbios significativos – o que é essencial para as etapas subsequentes de perfilagem e a consequente obtenção de dados de boa qualidade (HAMILTON, 1976). Para a coleta dos testemunhos compreendidos por este trabalho, empregou-se um coletor de 6 m de comprimento e 10 cm de diâmetro, e um peso de 750 kg, e que foram extraídos das áreas de estudo discutidas na seção II.5 deste trabalho (cf. Fig. 2.6).

O material foi perfilado no Laboratório de Sedimentologia da UFF com um equipamento Multi Sensor Core Logger (MSCL) da empresa GEOTECK para que alguns de seus parâmetros físicos – dentre eles a susceptibilidade

magnética e a densidade gama, de interesse neste trabalho – pudessem ser obtidos. De maneira geral, o MSCL executa medidas de forma contínua, simultânea e não destrutiva, obedecendo a uma resolução espacial centimétrica (em torno de 0,5 cm) e fornecendo perfis que permitem a associação das medidas obtidas com a profundidade das mesmas ao longo do testemunho.

Uma questão que afeta os estudos em ambientes marinhos é a dificuldade de se obter dados *in situ* (BUCKINGHAM, 2005); portanto, esforços de pesquisa relacionados a ferramentas de trabalho que são consideravelmente precisas e sensíveis, oferecendo oportunidades de estabelecer relações entre os resultados provenientes de diferentes regiões (permitindo, assim, a criação de modelos para determinados parâmetros), são de grande valia. Neste sentido, equipamentos de múltiplos sensores permitem a obtenção de grande quantidade de informações que auxiliam na descrição visual bem como na escolha de locais para que sejam feitas subamostragens. A perfilagem resulta em perfis através dos quais é possível visualizar mudanças sutis nas propriedades dos sedimentos de significado geológico (SCHULTHEISS & WEAVER, 1992).

Neste trabalho, os dados fornecidos pela perfilagem foram processados e os intervalos com dados considerados como de baixa confiabilidade foram excluídos dos registros. Posteriormente, a partir dos perfis resultantes, foram escolhidos pontos para sub-amostragens que representassem, de forma genérica, a variação dos parâmetros físicos com a profundidade (cf. Tabela III.1). No caso das análises mineralógicas, após confecção dos perfis *proxy* x profundidade, foram selecionadas as profundidades ao longo da curva que fossem capazes de representar a tendência de variações dos valores. Assim sendo, a partir da determinação destas profundidades, os testemunhos foram sub-amostrados com intervalos de 1 cm acima e 1 cm abaixo da profundidade de interesse - ou seja, foram selecionados intervalos de 2 cm de espessura ao longo do testemunho.

A seguir, serão discutidos os tipos de medidas realizadas durante o processo de perfilagem – susceptibilidade magnética e densidade gama – e que foram empregadas para as etapas subsequentes deste trabalho.

Tabela III.1: Intervalos amostrados nos testemunhos coletados CF-10-01D e CF-10-09A na região de Arraial do Cabo (RJ).

Testemunho	Intervalo amostrado (cm)
<b>CF-10-01D</b>	0 – 2
	14 – 16
	39 – 41
	64 – 66
	129 – 131
	179 – 181
	264 – 266
<b>CF-10-09A</b>	0 – 2
	14 – 16
	74 – 76
	169 – 171
	254 – 256
	354 – 356

### III-1.1 Susceptibilidade Magnética

A susceptibilidade magnética é uma propriedade inerente a todos os materiais e, especificamente com relação aos geomateriais, se evidencia como sendo facilmente influenciada pelas condições diagenéticas e transformações posteriores que o material venha a sofrer (JELEŃSKA & KĄDZIAŁKO-HOFMOKL, 1990).

Desde que mensurada em condições de campo aplicado  $B$ , em uma direção determinada e/ou em material magneticamente isotrópico, a susceptibilidade magnética de um espécime, de material de volume conhecido - ou susceptibilidade magnética volumétrica ( $K_z$ ) - é determinada pela razão entre a magnetização induzida  $M_i$  e o campo aplicado  $B$ , conforme a relação  $K_z = M_i/B$

(THOMPSON *et al.*, 1975; NOWACZYK, 2001).  $K_z$  independe do campo em materiais paramagnéticos e diamagnéticos, e é discutido como sendo uma função complexa do campo em materiais ferromagnéticos *sensu lato* – entretanto, em condições de baixo campo aplicado, a susceptibilidade magnética apresenta comportamento praticamente constante para estes materiais (GUBBINS & HERRERO-BERVERA, 2007).

Esta propriedade física, de simples mensuração, vem sendo aplicada de maneira crescente, por exemplo, em estudos de evolução paleoambiental baseados em rochas sedimentares e sedimentos inconsolidados, por ser considerada um eficiente *proxy* paleoclimático quando a concentração de minerais ferromagnéticos durante o processo sedimentar se encontra sob a influência de processos de variabilidade climática em diferentes escalas (VEROSUB & ROBERTS, 1995; RETALLACK *et al.*, 2003; RIVAS *et al.*, 2006; ROTHWELL & RACK, 2006; FRANCO *et al.*, 2012). Além disto, mudanças relativas nos valores medidos de susceptibilidade magnética assim como seus valores absolutos, podem fornecer importantes informações para estudos de proveniência sedimentar, condições de fluxos de correntes de fundo e estratigrafia regional (ROTHWELL & RACK, 2006; FRANCO & HINNOV, 2012). Em testemunhos relativamente curtos (< 10 m), é possível ainda inferir, através da comparação dos sinais de susceptibilidade magnética com parâmetros geoquímicos, mineralógicos e sedimentológicos, o papel desempenhado pela diagênese, dissolução carbonática e presença de material turbidítico no sedimento (LARRASOÑA *et al.*, 2008; SILVA *et al.*, 2009).

Como discutido por diversos autores (e.g., THOMPSON *et al.*, 1975; THOMPSON & OLDFIELD, 1986; TARLING & HROUDA, 1993; BLUM, 1997; SHÖN, 2004), a susceptibilidade magnética medida em espécimes de rochas e sedimentos é considerada como de valor *aparente*, devido ao efeito de auto-desmagnetização relacionado à anisotropia cristalina dos grãos minerais – quando um espécime é magnetizado, o campo magnético interno é menor que o campo aplicado. Desta forma, a *susceptibilidade intrínseca* ( $K_i$ ) relaciona a

magnetização induzida  $M_i$  ao campo magnético interno, enquanto que a *susceptibilidade extrínseca ou aparente* ( $K_e$ ) – que é de fato observada – corresponde à magnetização induzida ao campo aplicado (BLUM, 1997). Portanto, segundo Thompson *et al.* (1975), a relação entre ambas as susceptibilidades é dada pela relação:

$$K_e = K_i / (1 + N.K_i)$$

onde  $N$  é o fator de desmagnetização médio dos minerais individuais. Assim, é possível observar-se que a susceptibilidade aparente é proporcional ao tipo e quantidade de minerais magnéticos presentes na amostra, da anisotropia cristalina das partículas e da susceptibilidade magnética dos minerais presentes (THOMPSON *et al.*, 1975; PETERSEN & BLEIL, 1982). Neste trabalho, trataremos a susceptibilidade extrínseca ou aparente como equivalente a  $K_z$ .

Com relação à contribuição sobre  $K_z$ , merecem destaque os minerais ferrimagnéticos – que, apesar de raramente ultrapassarem 10% do conteúdo total de minerais presentes em rochas e sedimentos (ONIKU *et al.*, 2008), podem apresentar uma proeminente resposta a um campo externo aplicado, frequentemente se superpõem à fraca susceptibilidade do conteúdo paramagnético e diamagnético (CAITCHEON, 1998) e são relacionados frequentemente à magnetização remanente natural observada em rochas e sedimentos (MCELHINNY & MCFADDEN, 2000; TAUXE, 2005). Como exemplo, a magnetita, que é reconhecida como um dos minerais ferrimagnéticos mais comum em sedimentos marinhos (HORNG & CHEN, 2006), tem por origem frequente diversos tipos de transporte, como fluvial, eólico, glacial, ou mesmo a atividade biogênica (CHANG & KIRSCHVINK, 1984). Com respeito à fração paramagnética/diamagnética comumente encontrada em sedimentos marinhos, são bastante comuns as argilas ricas em ferro como a clorita, a esmectita e a illita, além da calcita e do quartzo (FALCÃO & AAES, 2010). Comumente, a susceptibilidade de sedimentos marinhos pode variar de no mínimo  $15 \times 10^{-6}$  SI, representando predominância de minerais

diamagnéticos como quartzo e calcita até valores máximos em torno de  $10.000 \times 10^{-6}$  SI representando minerais ferromagnéticos (FREDERICHS *et al.*, 1996).

As séries de dados de susceptibilidade magnética obtidos por este estudo foram obtidas através dos seguintes procedimentos: dois sensores adaptados ao perfilador, que permitiram as medidas em 'loop' (através da realização de leituras em testemunhos fechados) e diretamente em seções dos testemunhos, cortadas horizontalmente. Tais medidas foram feitas sob aplicação de campo alternados de baixa intensidade, com resolução espacial das leituras da ordem de 3 cm (ROBINSON, 1993).

### III-1.2 Densidade Gama

Através de medidas de densidade de geomateriais, é possível obter-se informações sobre propriedades como tamanho de grão e mineralogia - portanto, sendo rotineiramente empregadas pelas mais diferentes modalidades de pesquisa em Ciências da Terra (BREITZKE, 2000; ST-ONGE *et al.*, 2007). Sua definição *sensu stricto* é dada pela razão entre a massa de uma determinada substância e o volume ocupado pela mesma (SCHÖN, 2004; TIAB & DONALDSON, 2004; ABUCHACRA, 2010).

A atenuação de raios-gama que perpassam radialmente um testemunho sedimentar é um dos efeitos de mais amplo emprego na avaliação de densidades e porosidades de maneira não-destrutiva (BREITZKE, 2000). Em geral, são utilizadas fontes emissoras de  $^{137}\text{Cs}$ , que produzem radiação gama com energia de 662 keV, e que são atenuados por espalhamento Compton. Segundo Ellis (1987), a intensidade  $I$  do feixe de raios gama atenuados depende da intensidade da fonte ( $I_0$ ), a densidade da substância ( $\rho$ ), o comprimento do trajeto do feixe gama ( $d$ ) e o coeficiente Compton de atenuação de massa ( $\mu$ ), e que é dada pela relação:

$$I = I_0 \cdot \exp(-\mu \rho d)$$

É importante aqui salientar que o comprimento do trajeto do feixe gama ( $d$ ), em estudos de perfilagem como o presente trabalho, ao equivale diâmetro do sedimento ou testemunho. O coeficiente Compton  $\mu$  de atenuação de massa é tido como uma constante do material, e que depende da energia dos raios gama e da taxa  $Z/A$  (razão entre o número de elétrons ( $Z$ ) pela massa atômica ( $A$ ) da substância). Em outras palavras, a radiação gama sofre espalhamento após colisão com os elétrons presentes na amostra, com atenuação da intensidade original  $I_0$  proporcional a esta constante. Assim, como discutido por alguns autores (e.g. FALCÃO & AYRES NETO, 2010), a comparação entre a intensidade  $I_0$  e a intensidade de saída do feixe gama é relativa à densidade do sedimento, uma vez que a atenuação está diretamente relacionada à densidade eletrônica presente no material; esta relação é dada pelo desenvolvimento da equação anterior, fornecendo:

$$\rho = (1/\mu d) \cdot \ln(I_0/I)$$

As medidas de densidade do material sedimentar realizadas por este estudo foram obtidas pela utilização do sensor de medição de densidade gama do perfilador multi-sensores (MSCL). Este aparato consiste em: (i) um emissor de radiação gama na faixa de 662 keV (cápsula de  $^{137}\text{Cs}$  com atividade de 10 mCi, protegida por um invólucro de chumbo, com colimadores de 2,5 e 5 mm de diâmetro que limitam a abertura do feixe de radiação), permitindo a incidência de radiação sobre o material sedimentar; (ii) um detector de cintilação que acusava a contagem de fótons do feixe gama não espalhados após a incidência, através da contagem de fótons apenas com a mesma energia de emissão gama proporcionada pelo  $^{137}\text{Cs}$  (SCHULTHEISS, 2006; FIGUEIREDO Jr. *et al.*, 2008).

## III-2 Análise Geoquímica

### III-2.1 Carbono Orgânico Total (COT)

O carbono orgânico, juntamente com o nitrogênio orgânico, são considerados os principais constituintes da matéria orgânica, tanto terrígena quanto marinha, cujos maiores depósitos do planeta encontram-se nos oceanos (BARCELLOS & FURTADO, 1999). A matéria orgânica de origem terrígena é originada, principalmente, a partir de vegetais superiores continentais (FAGANELLI *et al.*, 1988) enquanto que a matéria orgânica marinha é originada tanto a partir da excreção de organismos vivos quanto da decomposição de organismos mortos que, quando não são degradados lenta e gradualmente por ação microbiana na própria coluna d'água, depositam-se no assoalho oceânico por processos biogeoquímicos ou como partículas biológicas remanescentes (ANDRADE, 2008).

O fato de o carbono orgânico marinho ter como fonte principal a matéria orgânica que constitui os organismos deste ambiente acarreta na forte correlação entre produtividade e conteúdo de COT – portanto, análises desta natureza apresentam o potencial de fornecer importantes informações acerca da variabilidade na paleoprodutividade do sistema (FREUDENTHAL *et al.*, 2001). Neste ínterim, regiões de ressurgência apresentam, especialmente, altas taxas de carbono orgânico; isto se deve principalmente pela rápida ciclagem de nutrientes resultante da mistura vertical de águas, que favorece altas taxas de produtividade primária, bem como devido às altas taxas de sedimentação (ANDRADE, 2008). Uma vez que o conteúdo de carbono orgânico sedimentar é resultado da característica dos sedimentos, da produtividade da coluna d'água, da taxa de degradação por microrganismos e das condições oceanográficas do local (RASHID, 1985), mesmo entre áreas de ressurgência, dependendo do comportamento e características destes fatores ao atuarem na deposição do carbono orgânico, o conteúdo de COT pode apresentar variações significativas.

As medidas de COT compreendidas por este estudo foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Davis (Califórnia, EUA) com um equipamento de análise elementar de CHNS/O ANCA-GSL, acoplado a um espectrômetro de massa PDZ Europa 20-20 (Sercon Ltd.).

As amostras foram previamente descarbonatadas através de reação com HCl (1M), secas em estufa a 40°C durante 48 horas, e posteriormente maceradas em graal de ágata. Aproximadamente 0,01g de cada amostra foi acondicionada em cápsula de estanho para análise. A obtenção dos teores de COT das amostras seguiu o seguinte procedimento: todo o carbono foi oxidado por meio de digestão de alta temperatura e oxidação catalítica pós-combustão. Posteriormente, o CO<sub>2</sub> obtido foi purificado através de um separador de halogênio com um sistema subsequente de drenagem de gás em três estágios. A detecção do CO<sub>2</sub> foi então realizada por intermédio de detector não dispersivo de infravermelho. Em seguida, o material colocado nos cadinhos foi submetido ao processo de combustão sob uma temperatura de 1020°C, em um forno envolvido por óxido de cromo e cobalto. Através de injeção de oxigênio no forno, criou-se um fluxo turbulento ao redor da amostra, e os gases resultantes da combustão foram retidos em um reator (com Cu reduzido a temperaturas em torno de 650°C), sofrendo redução. Por fim, os gases reduzidos foram então conduzidos por He até um separador de água (perclorato de magnésio), e os gases N<sub>2</sub> e CO<sub>2</sub> obtidos por um separador de adsorção molecular Carbosieve GC (65°C/ 65 ml. min<sup>-1</sup> antes de entrarem no espectrômetro de massa.

### **III-3 Análise Mineralógica**

#### **III-3.1 Difração de Raios-X**

Considerada como uma das mais tradicionais técnicas de caracterização empregada em Ciências da Terra, a difração de raios-X (DRX) implica na interação de radiação eletromagnética, de comprimento de onda da ordem de

0,1 a 0,5 mm, com átomos de sistemas cristalinos que apresentam ordem estrutural de longo alcance – portanto, permitindo a distinção entre diferentes formas mineralógicas (CORNELL & SCHWERTMANN, 1996).

Os raios-X são produzidos pela emissão de elétrons um catodo aquecido, sendo acelerados em forma de feixe por intermédio de uma tensão elétrica aplicada entre catodo e anodo, provocando a colisão dos elétrons com o anodo. Devido (i) à interação coulombiana entre os elétrons do feixe e os elétrons dos átomos do anodo; e (ii) pelo efeito de "frenagem" que os elétrons do feixe eletrônico sofrem pelo espalhamento produzido pelos núcleos dos átomos do anodo (efeito conhecido como "*bremsstrahlung*"), ocorre a emissão de um espectro de radiação X, e que depende da energia do feixe de elétrons e da natureza dos átomos constituintes do anodo (WARREN, 1990). Assim sendo, um feixe de raios-X que incide sobre uma amostra interage com os elétrons que compõem o material e sofre um espalhamento coerente que ocorre segundo a Lei de Bragg:

$$m\lambda = 2d.\text{sen}(\theta)$$

onde  $m$  é um número inteiro associado ao comprimento de onda,  $\lambda$  é comprimento de onda do feixe monocromático incidente no plano cristalino;  $d$  é a distância entre planos cristalinos adjacentes e  $\theta$  é o chamado "ângulo de Bragg" - ângulo de incidência da radiação no plano cristalino.

De maneira geral, a Lei de Bragg permite informações acerca do tipo de estrutura dos materiais presentes na amostra pela avaliação das distâncias interplanares  $d$ , calculadas em função do ângulo de incidência  $\theta$ . Isto é feito através do difratograma, que representa o feixe de raios-X difratado, pela verificação de picos que se destacam do *background*, registrados na forma intensidade *versus* ângulo  $2\theta$  (ou  $d$ ). A identificação de cada composto cristalino que constitui a amostra é possível devido ao fato de que cada um deles apresenta um padrão difratométrico característico. Assim sendo, sua individualização é feita através da observação das posições angulares e

intensidades relativas dos picos difratados sendo que estas últimas representam um determinado conjunto de planos do cristal que possuem mesma distância interplanar, cada qual com índices de Miller  $hkl$  (reflexões  $hkl$ ). (KITTEL, 1996).

As medidas foram realizadas no Laboratório de Difração de Raios-X (LDRX) do Departamento de Física da UFF, sob supervisão do prof. Dr. Renato Bastos Guimarães, com amostras pulverizadas, provenientes dos dois testemunhos, que foram fixadas sobre uma lâmina. Foi utilizado um difratômetro D8 Advanced (Bruker AXS Ltd.), associado a um detector PSD (modelo LynxEye), com abertura de  $3^\circ$ . O difratômetro empregado é constituído por dois goniômetros circulares, dispostos em blindagem; a fonte dos raios-x é composta de um ânodo de Cu de 2,2 kW, associado a duas fendas Soller de  $2.5^\circ$  (uma para o feixe de dispersão e a outra para o feixe difratado). O feixe de raios-X era colimado e o espectro de radiação X limitado por um espelho de Göbel – um espelho multicamadas para raios X em uma superfície parabólica de alta precisão – e por um “V-Groove” – cristal de germânio de alta pureza com um sulco em forma de “V”. Os difratogramas foram obtidos no intervalo entre  $5^\circ$  e  $80^\circ$ , em passos de  $2\theta = 0,04^\circ$ , e  $t_m = 0,5$  s.

As análises qualitativas das fases minerais foram feitas com o programa Bruker AXS DIFFRACT.EVA (versão 9.0), através da comparação dos picos obtidos com os padrões difratométricos pertencentes ao banco de dados PDF-2 do *International Center for Diffraction Data*, antigo JCPDS-Joint Committee of Powder Diffraction Standards (ICDD).

### **III-3.2 Fluorescência de Raios-X**

A espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX) se apresenta atualmente como uma importante técnica na determinação de elementos materiais naturais. Esta técnica foi escolhida para os estudos em função de ser uma metodologia de ampla utilização na determinação de teores de isótopos presentes em amostras dos mais distintos arcabouços geológicos. A FRX é um

método não destrutivo, e vem sendo amplamente empregada em análises quantitativas e qualitativas de compostos sólidos, líquidos ou em pó, podendo ser empregada independentemente da composição do composto (MÜLLER & KEIL, 1972).

Durante a análise, a amostra é excitada por raios-X primários, provenientes de um tubo de raios-X. No processo de excitação, ocorre a ionização dos elétrons das camadas próximas do núcleo. O átomo assim excitado é extremamente instável, e elétrons das camadas eletrônicas mais externas preenchem os buracos deixados. Neste processo, é emitida uma radiação X secundária, de energia definida pela diferença energética entre as posições inicial e final do elétron que ocupou a vaga deixada. O espectrômetro identifica as energias emitidas e, portanto, quais elementos químicos estão presentes na amostra. Além disto, ele também mede as intensidades das energias emitidas, que são proporcionais às quantidades dos elementos presentes na amostra (FRANCO, 2002).

Esta técnica analítica foi considerada por este estudo para a realização de análise qualitativa dos elementos químicos, com o intuito de se restringir a identificação das fases minerais presentes através das análises de DRX, e foi realizada no Laboratório de Reatores, Cinética e Catálise do Departamento de Engenharia Química da UFF, sob supervisão do prof. Dr. Fabio Barboza Passos, pelo emprego do espectrômetro de energia dispersiva EDX-720 (Shimadzu Ltd.), que opera com a emissão de feixes colimados de raios-X (produzidos por feixe de elétrons por aplicação de corrente de 35  $\mu$ A e tensão de 50 kV), e associado a detectores Si (Li). As análises foram conduzidas em ambiente a vácuo – indicado quando se tem a intenção de aumentar a sensibilidade nas medidas de elementos leves.

### **III-4 Geocronologia**

A técnica de datação por radiocarbono é um método bem estabelecido para a determinação da idade do conteúdo de carbono em uma amostra, e é

considerada como uma poderosa ferramenta para pesquisas em Ciências da Terra (TAYLOR, 1995). O fundamento deste método baseia-se na perda do radioisótopo  $^{14}\text{C}$  em um espécime ao longo do tempo, devido ao decaimento beta deste, com uma meia-vida de 5730 anos – portanto, amostras mais antigas resultariam em menores conteúdos de  $^{14}\text{C}$  em comparação a materiais mais jovens (RUFF, 2008). O  $^{14}\text{C}$ , membro dos nuclídeos cosmogênicos, forma-se na atmosfera como resultado de interações de raios cósmicos com núcleos de  $^{14}\text{N}$  (VASILIEV & DERGACHEV, 2002), e sua variabilidade ao longo do tempo, devido aos mais diversos fatores ambientais, tem sido amplamente comprovada por diferentes estudos (e.g., TAYLOR, 1995; DAMON *et al.*, 1998; RASPOPOV *et al.*, 2001; VERSTEEGH, 2005; KLETETSCHKA *et al.*, 2007).

Especificamente à aplicação desta técnica para a datação de testemunhos sedimentares, este método vem se afirmando como uma importante ferramenta para o estudo de regiões costeiras (SANTOS *et al.*, 2008). Neste ínterim, Telford *et al.* (2004) consideram como crucial o uso de idades calibradas para a determinação de taxas de sedimentação obtidas através de correlações do tipo idade  $\times$  profundidade. As idades calibradas de um determinado material depositado em ambiente marinho são obtidas a partir de datações por  $^{14}\text{C}$ , sobre as quais são feitas correções referentes ao chamado efeito reservatório ( $R$ ) dos oceanos, incluindo as variações temporais da quantidade de  $^{14}\text{C}$  atmosférico ANGULO *et al.*, 2005). Os valores de  $R$  variam significativamente de região para região por causa da complexidade das circulações oceânicas, sendo conhecida como  $\Delta R$  a diferença entre as idades de  $^{14}\text{C}$  regionais e globais (STUIVER & BRAZIUNAS, 1993). Deste modo, para que sejam efetuadas as conversões de idades marinhas convencionais de  $^{14}\text{C}$  para idades calibradas, é necessário que se conheça o  $\Delta R$  regional bem como sua variabilidade temporal (EASTOE *et al.*, 2002).

Os resultados geocronológicos empregados por este estudo foram obtidos por amostras provenientes dos dois testemunhos, através da determinação do conteúdo de  $^{14}\text{C}$  presente na fração orgânica dos sedimentos utilizando o

método de Espectrometria de Aceleração de Massa (AMS). Esta etapa do trabalho foi realizada por intermédio de um acelerador de partículas NEC Pelletron, do tipo “tandem” (National Electrostatics Corp.) com faixa de operação de 3 MV, e pertencente ao ‘Accelerator Mass Spectrometry Laboratory’ da Universidade do Arizona (EUA). Esta estrutura permite medidas de  $^{14}\text{C}$ ,  $^{10}\text{Be}$  e  $^{129}\text{I}$ , entre outros, através da aceleração de íons provenientes de amostras pela aplicação de altas tensões (DONAHUE *et al.*, 1990). Para a medição do  $^{14}\text{C}$ , empregaram-se detectores com superfície de retenção de silício.

Basicamente, o procedimento experimental associado à preparação de amostras e posterior aquisição de dados seguiu os seguintes procedimentos: as amostras selecionadas foram preparadas por tratamento ácido e básico, sofrendo em seguida lavagem com água destilada para a remoção de carbonatos, impurezas e demais compostos orgânicos solúveis (uma vez que a presença destes materiais poderia exercer um efeito considerável sobre o processo de datação). Em seguida, as amostras foram convertidas em  $\text{CO}_2$  através de acréscimo de óxido de zinco e aquecimento a temperaturas em torno de  $400^\circ\text{C}$ . O  $\text{CO}_2$  produzido foi então grafitizado pela conversão  $\text{CO}_2 - \text{CO}$  em zinco aquecido, sendo o gás produzido subsequentemente convertido em grafita sobre ferro aquecido a temperaturas em torno de  $600^\circ\text{C}$ , e que foi, posteriormente disposto em cadinhos para a análise por espectrometria de massa.

A calibração das idades obtidas foi realizada no Laboratório de Estudos Paleoambientais do Instituto de Química da UFF, por intermédio do software de calibração “Calib 5.0.0” (STUIVER & REIMER, 1993). A correção marinha padrão para as águas marinhas superficiais do Atlântico Sudoeste foi feita usando-se  $R = 408$  anos (HUGHEN *et al.*, 2004; ANGULO *et al.*, 2008; MAHIQUES *et al.*, 2009) e, a partir da curva “Marine 04”, foi aplicado um valor  $\Delta R = (8 \pm 17)$  anos que, segundo Angulo *et al.* (2005), é válido para a costa sul/sudeste brasileira desde o Estado de Santa Catarina até o Estado do Rio de

Janeiro. A idade calibrada corresponde à representação das idades de maior probabilidade. Os modelos geocronológicos foram determinados através de funções lineares e polinomiais, ligando os pontos datados por interpolação simples (intervalo de confiança =  $2\sigma \approx 95.4\%$ ), e as taxas de sedimentação foram calculadas a partir das curvas de decaimento das idades em relação à profundidade.

## CAPÍTULO IV

### Cicloestratigrafia: técnicas e procedimentos

A cicloestratigrafia é considerada como sendo uma subdisciplina da estratigrafia que lida com a identificação, caracterização, correlação e interpretação de variabilidades ambientais cíclicas no registro estratigráfico (PERLMUTTER & MATTEWS, 1989; FISCHER *et al.*, 1990; WEEDON, 2003; STRASSER *et al.*, 2006).

Esta classe de métodos vem sofrendo um grande avanço nas últimas décadas, com a disponibilização de correlações mais precisas entre registros estratigráficos e variabilidades ambientais (interna e/ou externamente ligadas ao sistema sedimentar estudado) (SCHWARZACHER, 2000; LEVER, 2004; ROTH & REIJMER, 2005; FRANCO, 2007).

O comportamento do sistema climático, variante sob um *continuum* de escalas temporais – desde oscilações em escala diária às periodicidades em escala orbital ( $10^4$  –  $10^5$  anos), e mesmo alcançando aquelas associadas com a evolução tectônica da Terra (MITCHELL, 1976; HINNOV, 2000; DELMONTE, 2003; BERGER & LOUTRE, 2004) – apresentam uma forte natureza não-linear – são amplamente discutidos na literatura os frequentes episódios de mudanças climáticas episódicas e abruptas, com padrões de múltiplos equilíbrios observáveis ao longo do tempo geológico (e.g., ALLEY *et al.*, 1999; BROECKER, 2000; STOCKER, 1999; GANOPOLSKI & RAHMSTORF, 2002; TIMMERMAN *et al.*, 2003; RIAL, 2004). Neste cenário, de alta complexidade, vêm sendo empreendidos grandes esforços no sentido de se propor modelos que levem em conta (i) as diferentes componentes de forçagem sobre o sistema oceano-atmosfera; (ii) os mecanismos de interação entre tais componentes; e (iii) os possíveis limiares dos processos naturais que conduzem a tais mudanças.

Neste íterim, os métodos de análise espectral representam ferramentas fundamentais para a decodificação do conteúdo harmônico em séries de dados cicloestratigráficos – tanto compostos no domínio da frequência ou no domínio da altura estratigráfica – e que permitem a detecção e identificação de componentes harmônicos no espectro de potência (SHUMWAY & STOFFLER, 2000; WEEDON, 2003).

Neste capítulo, apresentaremos aspectos básicos sobre padrões de variabilidade comuns a diferentes registros holocênicos, os processos de definição das séries de dados cicloestratigráficos empregadas neste estudo, bem como as técnicas de análise de sinais envolvidas na identificação do conteúdo harmônico registrados pelos testemunhos sedimentares.

#### **IV-1 Holoceno – aspectos paleoclimáticos**

Ao longo do Holoceno – época na qual os sedimentos investigados por este projeto foram depositados – estudos paleoambientais realizados nas duas últimas décadas identificaram padrões de oscilação climática operantes em escala milenar a decadal (WEEDON, 2003; SKILBECK, 2005; WANNER *et al.*, 2011).

Segundo Wanner *et al.* (2011), a variabilidade climática em escala milenar indica que esta época foi significativamente influenciada por padrões climáticos opostos, em termos de comportamento hemisférico – por exemplo, deslocando em direção sul a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT; resultado da circulação e convergência dos ventos alísios de NE, no Hemisfério Norte, e de SE, no Hemisfério Sul, e que, segundo Nagai (2009), caracteriza-se por altos níveis de precipitação), e um enfraquecimento dos sistemas de monções do Hemisfério Norte (BRACONNOT *et al.*, 2007). Dentre tais periodicidades, merece destaque o padrão de oscilações climáticas em escala milenar conhecidas como “eventos Dansgaard-Oeschger” (D-O), exibindo uma quase-periodicidade em torno de 1470 anos (DANSGAARD *et al.*, 1993; BOND *et al.*,

2001; BRAUN *et al.*, 2005), com efeitos possivelmente inter-hemisféricos (CLARK *et al.*, 1999).

Com respeito às oscilações sub-milenares, merecem destaque as feições multi-decais a multi-centenárias provenientes de registros holocênicos, e que teriam proporcionado ampla flutuação climática entre períodos quentes e frios, com alternância de estados de aridez e de grande umidade (STUIVER & BRAZIUNAS, 1993; POORE, 2003; WANNER *et al.*, 2011). São relativamente bem documentados, através de investigações paleoclimáticas de registros holocênicos, determinados mecanismos de indução associados a oscilações da atividade solar como os ciclos de Schwabe de 11 anos e de Hale (~ 22 anos) (WEEDON, 2003) – e as quase-periodicidades de mais longo período dos ciclos de manchas solares, como o ciclo heliomagnético de Wolf-Gleissberg (80-120 anos) e o de King Hele/Seuss (205-210 anos) (BRAUN *et al.*, 2005; CLEMENS, 2005; EKDAHL *et al.*, 2008; FRANCO *et al.*, 2011).

Entretanto, é importante salientar que, particularmente para as feições harmônicas em escala multi-centenária, alguns estudos (e.g., YU, 2003) sugerem que tais periodicidades seriam, possivelmente, relacionadas às variações eustáticas do nível do mar durante este período; no entanto, não há consenso na literatura se tais mudanças climáticas em escala multi-centenária obedeceram, de fato, padrões harmônicos de quase-periodicidade (WANNER *et al.*, 2008), ou se os eventos de variação eustática no nível do mar registrados corresponderam a eventos não regulares (BIRD *et al.*, 2010).

#### **IV-2 Definição das séries de dados**

As séries de dados empregadas nos estudos de análise espectral foram constituídas em resolução de 1 cm com base nos dados obtidos de

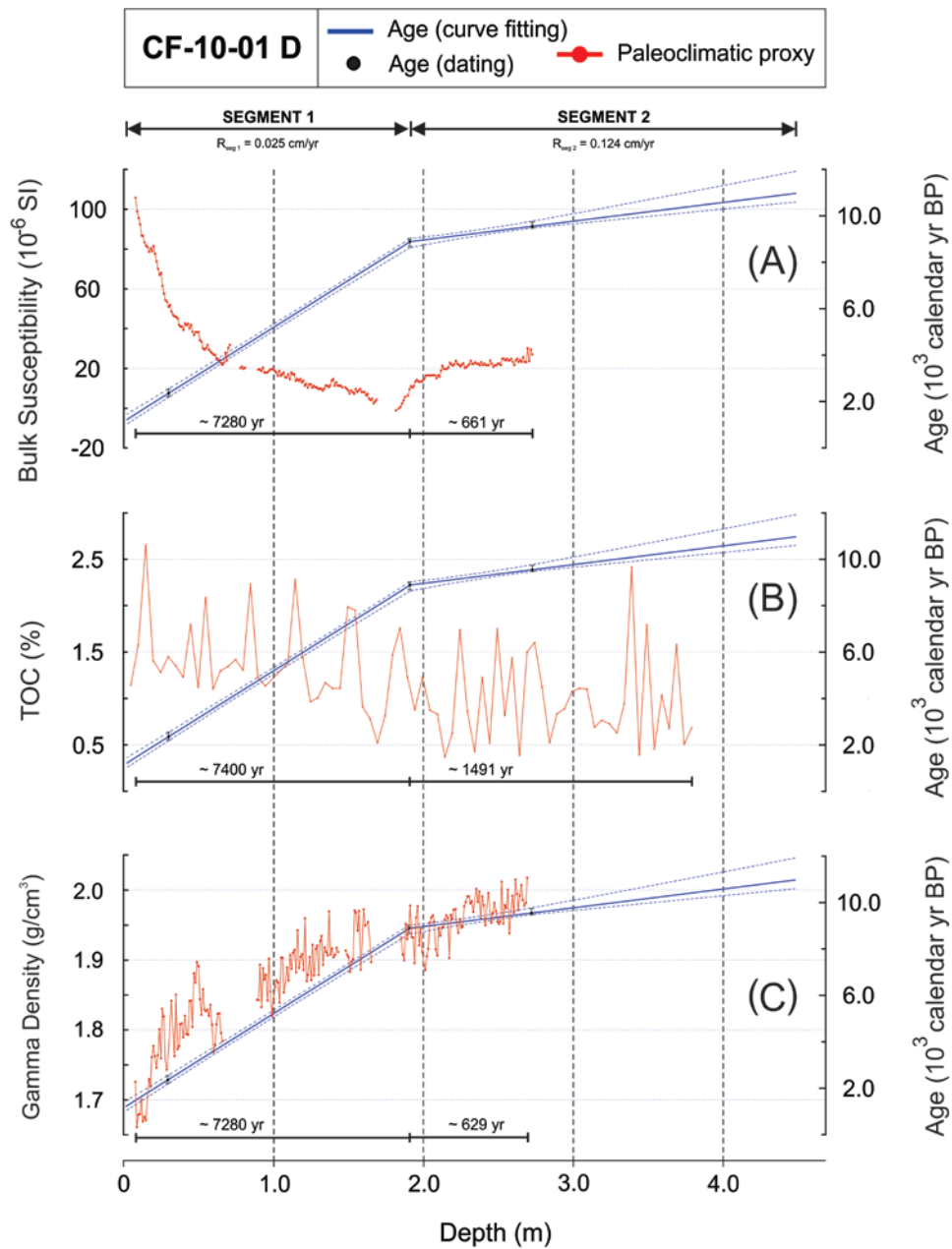


Figura 4.1: Dados de susceptibilidade magnética (A), carbono orgânico total (B) e densidade gama (C) relacionados à curva de idades obtida para o testemunho CF-10-01D, e a indicação dos segmentos de dados vinculados a cada uma das taxas de sedimentação verificadas.

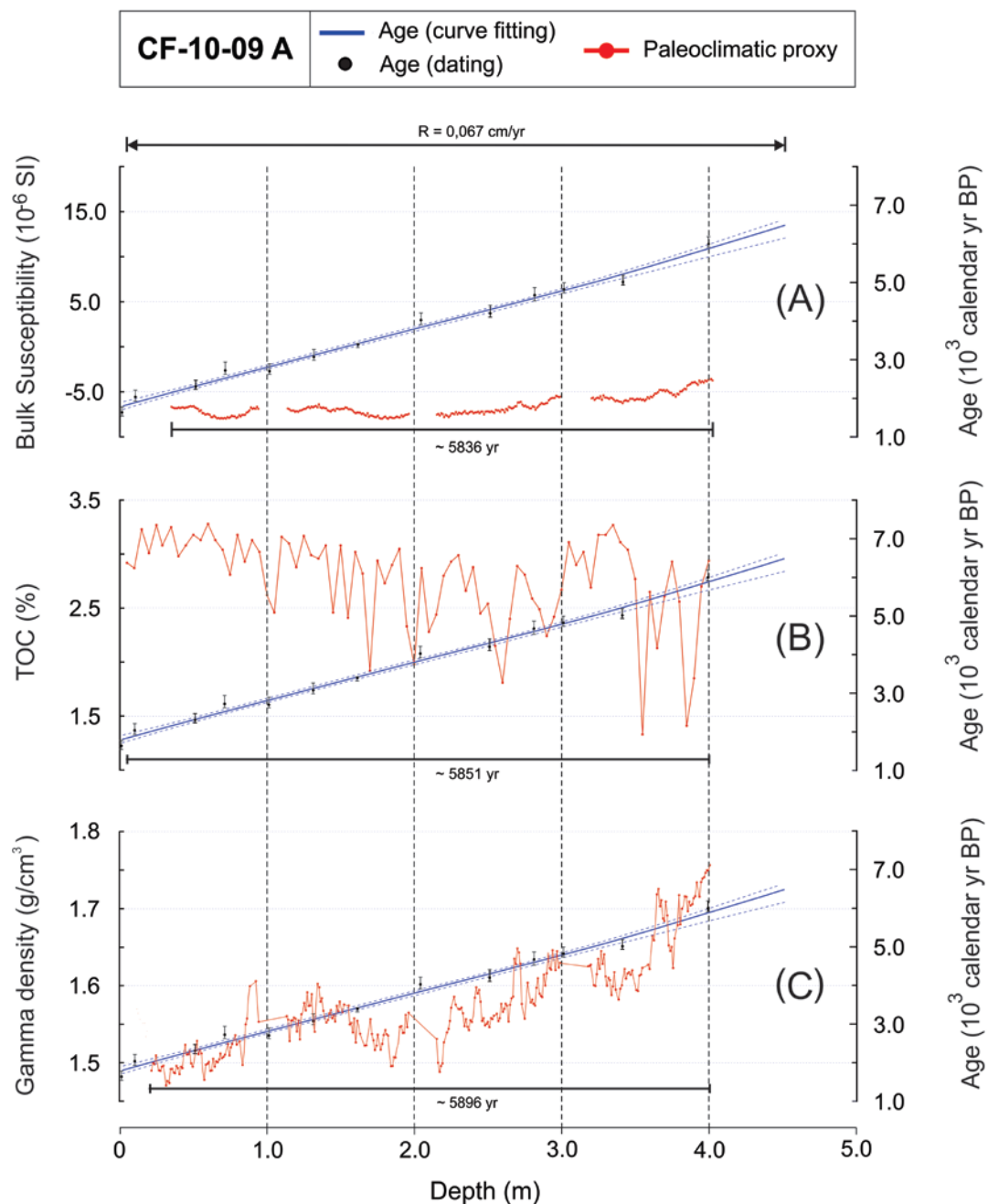


Figura 4.2: Dados de susceptibilidade magnética (A), carbono orgânico total (B) e densidade gama (C) relacionados à curva de idades obtida para o testemunho CF-10-09A.

susceptibilidade magnética volumétrica, densidade gama e carbono orgânico pelos trabalhos de perfilagem e de análise geoquímica de acordo com os procedimentos descritos, respectivamente, nas seções III-1 e III-2.1.

Para que a avaliação dos sinais harmônicos fosse vinculada a intervalos com taxa de sedimentação constante – o que preveniria imprecisões durante o processo de conversão para o domínio do tempo das periodicidades encontradas na análise espectral, foi feita uma superposição dos gráficos de cada um dos proxies com as curvas de idades (Figs. 3.1 e 3.2). Em particular, é possível observar-se claramente o padrão de mudança na taxa de sedimentação para o testemunho sedimentar CF-10-01D (Fig. 3.1), resultando em dois valores médios desta avaliação. Esta evidência nos levou a dividir cada uma das três séries de *proxies* deste testemunho em dois segmentos distintos, cada um dos quais contendo dados referentes apenas a um valor de taxa de sedimentação. O registro contido nos segmentos 1 para os três proxies equivale a um período médio de 7320 anos, enquanto que para os segmentos 2, devido à razoável variabilidade do comprimento total destes intervalos, verificam-se períodos de deposição total entre 629 anos e 1491 anos.

#### **IV-3 Técnica de análise espectral e metodologias de interpretação dos sinais cicloestratigráficos**

Um grande número de métodos empregados em análise espectral nas mais diferentes áreas baseiam-se na consideração de séries de dados igualmente espaçados no domínio do tempo (e.g., transformada rápida de Fourier, métodos de Blackman-Tukey e de máxima entropia; para uma revisão destas metodologias, cf. WEEDON, 2003). No entanto, em problemas relacionados a séries incompletas, com intervalos de interrupção e/ou desigualmente espaçados no domínio do tempo - o que ocorre frequentemente para séries de dados geológicos (KONDRASHOV & GHIL, 2006) – o emprego de ferramentas convencionais de análise espectral torna-se inapropriado, o que requer a escolha de metodologias que possam contornar tais inconvenientes, com minimização na geração de artefatos associados ao conteúdo espectral (SCHULZ & STTATEGGER, 1997; BAISCH & BOKELMANN, 1999; BROERSEN, 2006; FRANCO, 2007).

Neste contexto – no qual as séries de dados de proxies compreendidos por este trabalho se adequam – uma classe de métodos de análise de sinais é a análise de periodogramas (HERNANDEZ, 1999; BABU & STOICA, 2010), dentre os quais se destaca a transformada de Fourier de Lomb-Scargle (TFLS). A TFLS, desenvolvida a partir do estimador de Fourier para dados irregulares, proposto por Lomb (1976) e posteriormente aprimorado por Scargle (1982), possibilita a avaliação de séries desigualmente espaçadas no domínio do tempo, e vem sendo empregada em diferentes tipos de investigação (e.g., LOMB, 1976; SCARGLE, 1982; PRESS & RYBICKI, 1989; SCHULZ & STTATEGGER, 1997; KÖSSLER *et al.*, 2001; THONG *et al.*, 2004).

Essencialmente, a TFLS permite o cálculo de um coeficiente de Fourier para cada frequência, viabilizando a obtenção da densidade espectral pelas amplitudes dos ajustes de mínimos quadrados das observações disponíveis (BROERSEN, 2006). Permite a análise de dados irregularmente espaçados no domínio considerado, o que previne a efetuação de interpolações às séries – e, consequentemente, os desvios estatísticos provenientes do fato de que os dados interpolados não são estatisticamente independentes. Entretanto, um efeito adicional que pode ser considerado como associado ao conteúdo espectral em análises cicloestratigráficas é o efeito de “ruído vermelho”, que se reflete, respectivamente, no aumento e diminuição na amplitude média das componentes de baixa e alta frequência no conteúdo espectral, devido ao processo de compactação dos sedimentos (gerando um efeito pronunciado de redução dos mais longos comprimentos de onda e aumento da amplitude do sinal).

Desta maneira, foi empregado para a etapa de análise espectral das séries de dados de proxies provenientes dos dois testemunhos sedimentares o software REDFIT, desenvolvido por Schulz e Mudelsee (2002), e que se baseia na TFLS para dados desigualmente espaçados, em combinação com o método WOSA ("Welch-Overlapped-Segment-Averaging"), e que, de maneira geral, opera através da supressão de sinais randômicos através da divisão da série de

dados, multiplicação dos segmentos por funções janela, estimativa espectral de cada um dos segmentos e posterior cálculo do periodograma médio. De maneira a compensar o efeito de *reddening*, o programa efetua o ajuste dos níveis de confiança baseado em um modelo que leva em conta o efeito de "ruído vermelho" nos dados como um processo auto-regressivo de primeira ordem. Adicionalmente, para a verificação da ocorrência, de fato, de componentes de sinal periódico em uma série temporal na presença de ruído branco, foi empregado o software SPECTRUM (SCHULZ & STATTEGGER, 1997).

Uma vez que as séries de dados empregadas foram constituídas no domínio da altura estratigráfica, o conteúdo espectral dos espectros obtidos revelou picos espectrais, cujos comprimentos de onda eram descritos por unidades de distância. Assim, a conversão de tais periodicidades para a escala do tempo obedeceu, de maneira simplificada, à seguinte relação:

$$P' = P/R$$

onde  $P'$  e  $P$  são, respectivamente, o período de um determinado sinal espectral em unidades de tempo e de distância (altura estratigráfica), e  $R$  é a taxa de sedimentação relacionada à série de dados investigada.

## CAPÍTULO V

### Resultados Experimentais

#### V-1 Perfilagem dos testemunhos

A perfilagem dos testemunhos permitiu a compreensão do comportamento da susceptibilidade magnética e da densidade gama ao longo do perfil sedimentar, lembrando que os parâmetros geofísicos são controlados pelas propriedades dos constituintes sedimentares bem como pela proporção em que estes ocorrem (HAMILTON & BACHMAN, 1982).

Assim sendo, ao considerar estas propriedades físicas como *proxies* paleoambientais, a observação de suas variações ao longo dos perfis deve fornecer informações sobre possíveis mudanças nas características ambientais exercendo influência sobre o comportamento dos fatores que determinam os valores medidos.

##### V-1.1 Susceptibilidade magnética

De forma geral, a partir de análises das mudanças relativas e absolutas nos valores de susceptibilidade magnética, é possível obter informações fundamentais sobre fatores como proveniência sedimentar, paleoclima, condições de fluxos d'água e estratigrafia regional uma vez que estes parâmetros estão relacionados à composição dos sedimentos (ROTHWELL & RACK, 2005).

Os dados de susceptibilidade magnética para o perfil do testemunho CF10-01D (Fig. 5.1) apresentam valores bastante distintos ao longo da seção com

medidas mínimas em torno de  $4 \times 10^{-6}$  SI e máximas em torno de  $100 \times 10^{-6}$  SI.

Foi possível observar também a existência de duas tendências principais de variação das medidas cujo limite se dá na profundidade aproximada de 1,0 m. Desde a base até esta altura, os valores variam quase linearmente com valores entre  $4,0$  e  $20 \times 10^{-6}$  SI. Entretanto, a partir desta profundidade, até o topo do testemunho, passam a aumentar significativamente chegando a atingir valores próximos de  $100 \times 10^{-6}$  SI.

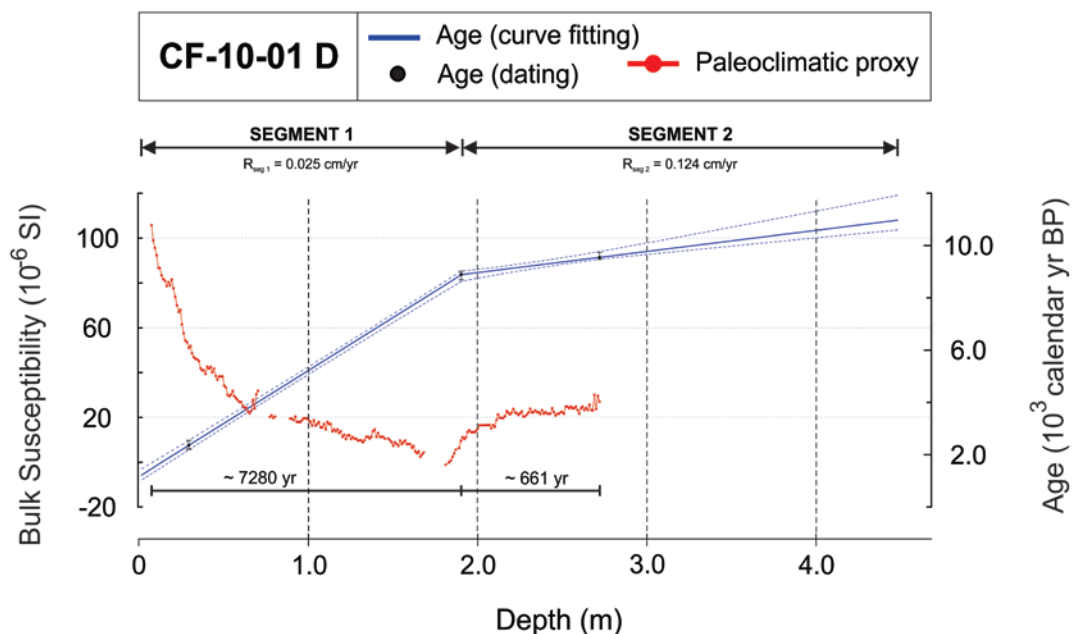


Figura 5.1: Dados de susceptibilidade magnética ( $K_z$ ) em função da profundidade para o testemunho CF-10-01D.

Diferentemente do discutido acima, é possível verificar um padrão de menor grau de variabilidade nos dados de  $K_z$  para o testemunho CF-10-09A (Fig. 5.2) 10-01D. Neste caso, os valores encontrados foram todos negativos.

Na porção mais inferior da sucessão sedimentar, até a profundidade de aproximadamente 3,91 m, os valores apresentam uma suave redução em direção ao topo da seção sedimentar estando, a princípio, em torno de  $-3,7 \times 10^{-6}$  e diminuindo até atingirem cerca de  $-6 \times 10^{-6}$ . É neste trecho que estão os

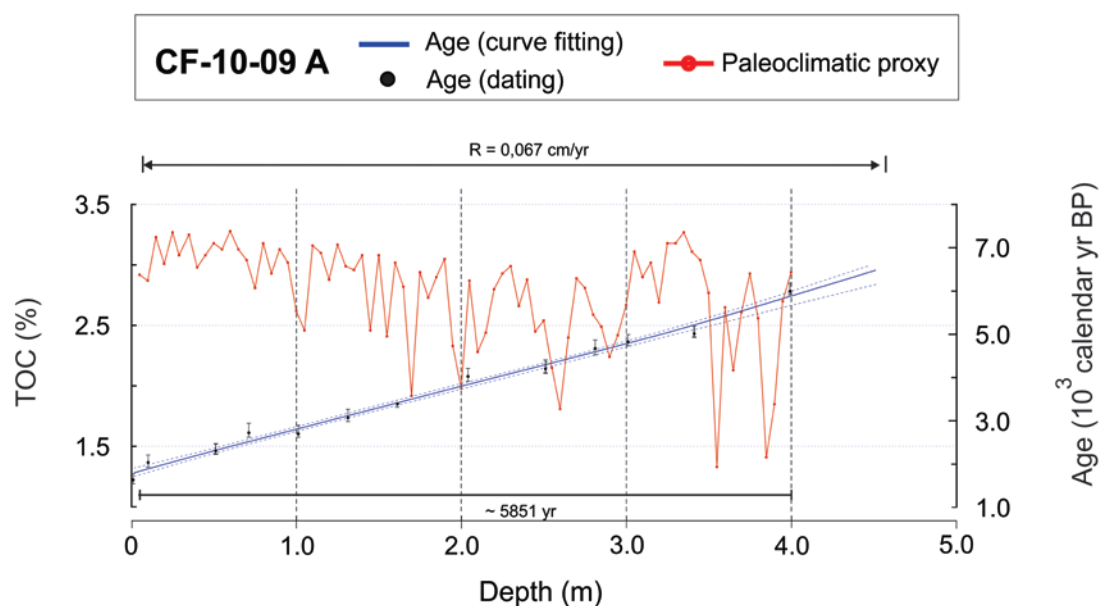


Figura 5.2: Dados de susceptibilidade magnética ( $K_z$ ) em função da profundidade para o testemunho CF-10-09A.

valores mais baixos encontrados. A partir aproximadamente deste ponto até o topo do perfil os valores tendem a ser bastante uniformes em variando em torno de  $-6 \times 10^{-6}$  e  $-7 \times 10^{-6}$  SI.

Para este testemunho, não é possível inferir de forma segura a respeito de longos comprimentos de onda devido às lacunas existentes na série de dados. Entretanto, de forma similar ao que ocorre no testemunho C-10-01D, pode-se notar um possível padrão de comprimento de onda em torno de 10-15 cm.

### V-1.2 Densidade Gama

A análise dos perfis de densidade gama  $\times$  profundidade dos dois testemunhos também apresenta uma tendência geral de redução dos valores em direção ao topo dos perfis.

O perfil do testemunho CF-10-01D (Fig. 5.3) apresenta, em sua base, valores em torno de  $2,0 \text{ g/cm}^3$  que diminuem de forma praticamente constante e enquanto que mais no topo as medidas são, em média de  $1,7 \text{ g/cm}^3$ .

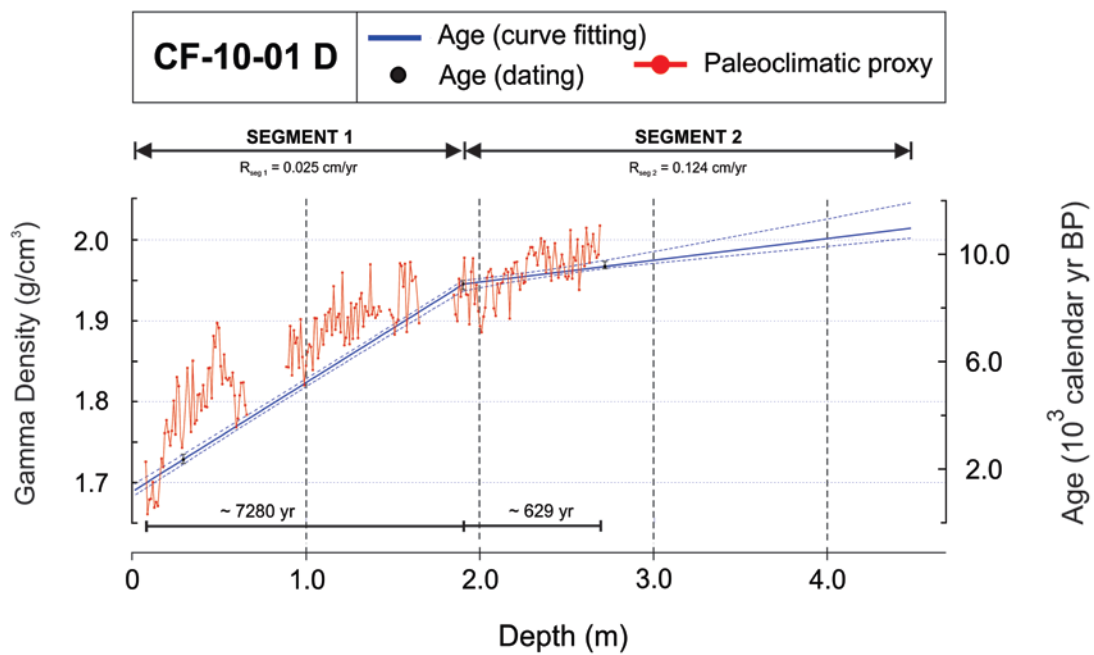


Figura 5.3: Dados de densidade gama em função da profundidade para o testemunho CF-10-01D.

De forma semelhante, o perfil do testemunho CF-10-09 (Fig. 5.4) apresenta, em profundidades mais próximas à base do testemunho, valores de cerca de  $1,75 \text{ g/cm}^3$  enquanto que naquelas mais próximas do topo, os valores são de cerca de  $1,5 \text{ g/cm}^3$ .

Foi possível observar que, de uma forma geral, os valores de densidade encontrados estão de acordo com aqueles propostos por Schön (2004) para sedimentos argilosos (entre  $1,3$  e  $2,3 \text{ g/cm}^3$ ) e arenosos (entre  $1,4$  e  $2,3 \text{ g/cm}^3$ ) o que funciona como um indicativo de que sejam estes os tipos de materiais predominantes ao longo do perfil de deposição.

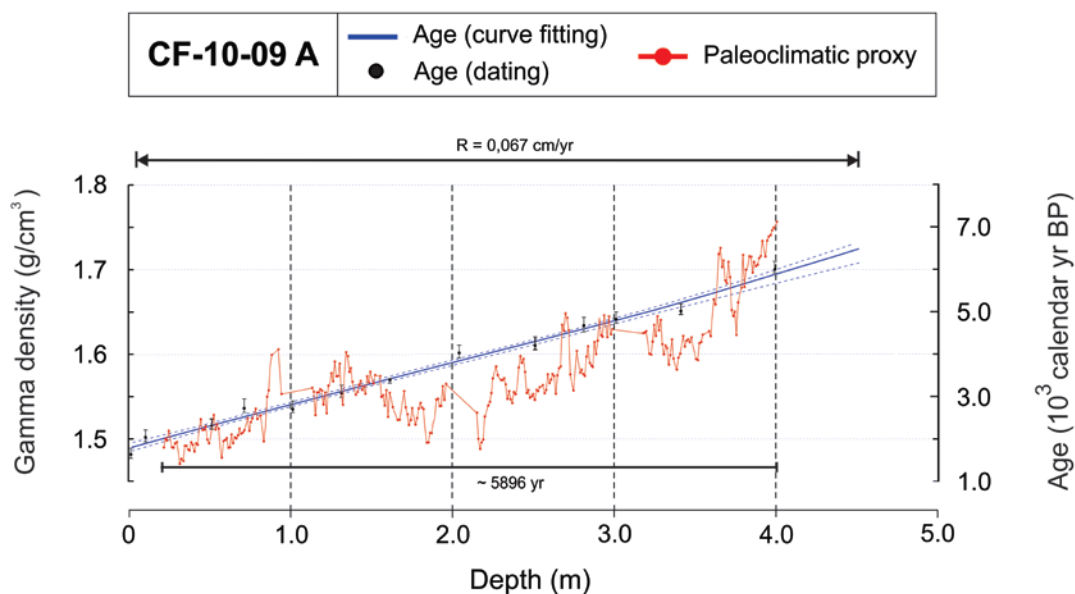


Figura 5.4: Dados de densidade gama em função da profundidade do testemunho CF-10-09A.

As medidas encontradas, como um todo, indicam que o testemunho CF-10-01D apresenta um percentual de areia um pouco mais acentuado que o testemunho CF-10-09A, fato este que pode estar relacionado à seu posicionamento mais distal na plataforma e mais periférico em relação ao banco lamoso encontrado na área.

Além disso, os padrões de variação ao longo de cada um dos perfis podem indicar mudanças na granulometria do material depositado que, por sua vez, podem refletir mudanças na capacidade dos agentes de transporte e/ou mudança da área fonte ao longo do processo deposicional.

## V-2 Análise mineralógica e geoquímica

### V-2.1 Difração de raios-X (DRX)

A importância de se conhecer a assembleia mineralógica de um determinado material sedimentar é dada pelo fato de que a variação de determinados minerais, tanto litogênicos quanto biogênicos, pode funcionar como importantes ferramentas de interpretação sobre as relações existentes entre processos

marinhos e continentais, bem como servir como base para inferências climáticas em estudos paleoambientais. (ANDRADE, 2008). Para esta etapa do estudo, foram preparadas amostras provenientes de trechos representativos dos testemunhos CF-10-01D (3 amostras) e CF-10-09 A (4 amostras) (cf. Tabela III.1).

Assim sendo, abaixo são apresentados os resultados do testemunho CF-10-01D do qual foram analisados os intervalos entre 39 – 41 cm (Fig. 5.5); 64 – 66 cm (Fig. 5.6) e 264 – 266 cm (Fig. 5.7).

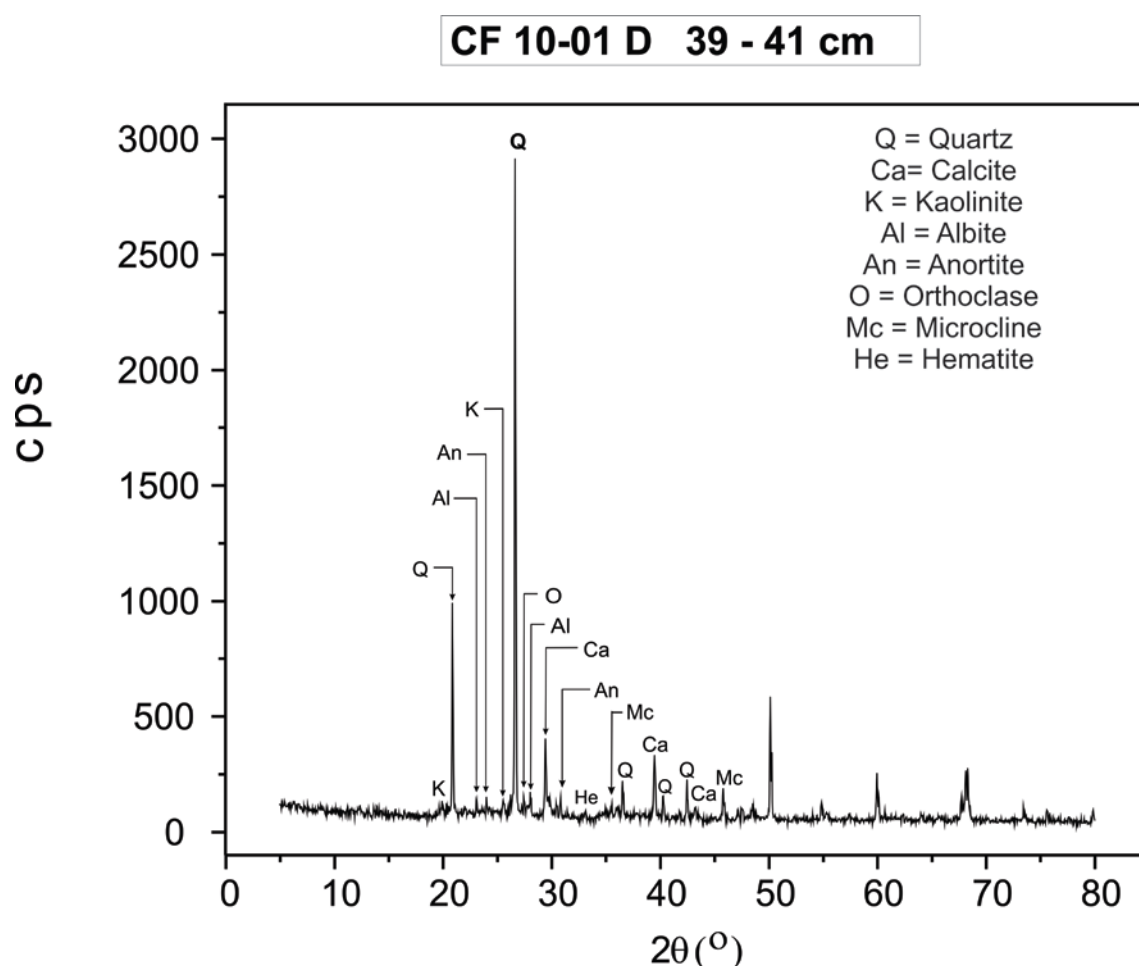


Figura 5.5: Difratoograma para o intervalo entre 39 – 41 cm do testemunho CF-10-01D.

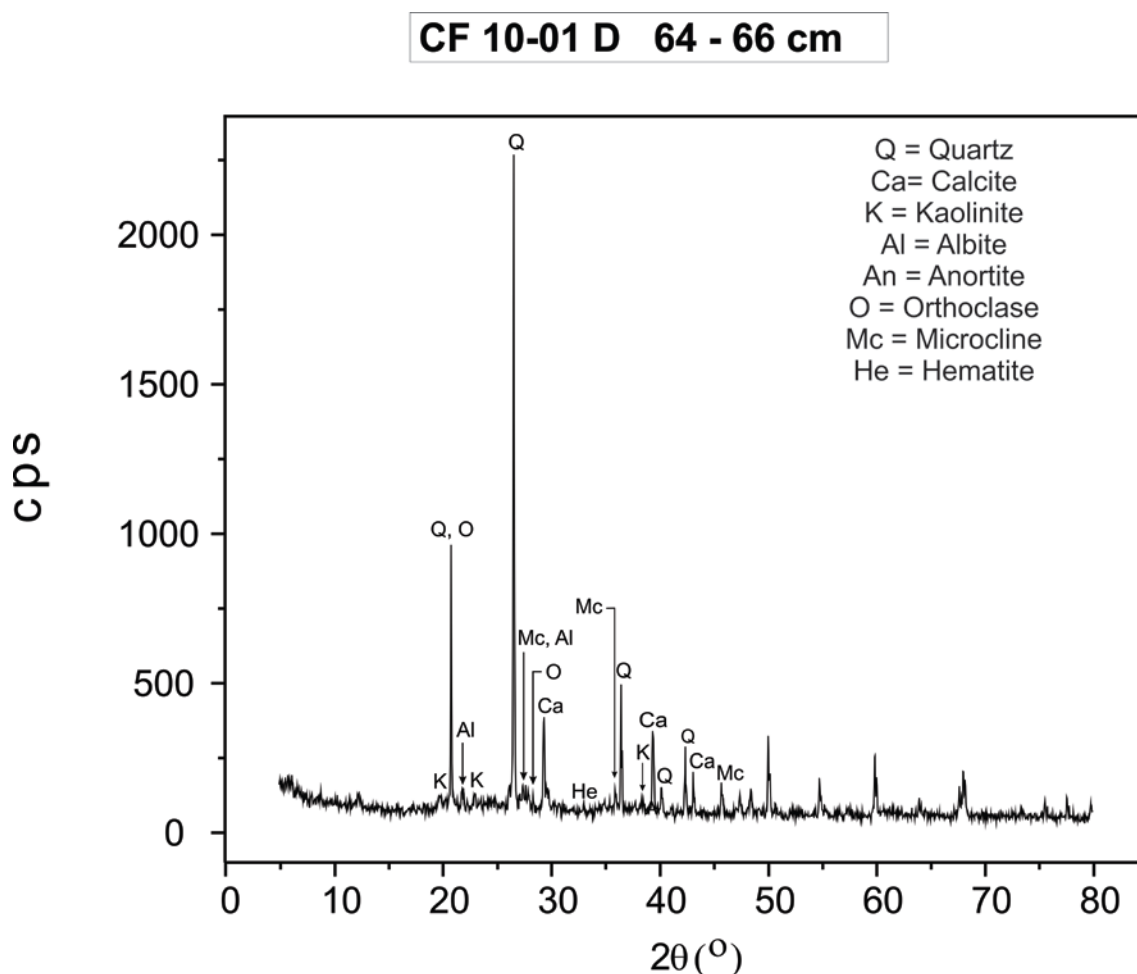


Figura 5.6: Difratoograma para o intervalo entre 64 - 66 cm do testemunho CF-10-01D.

É possível observar que não há uma variação significativa da mineralogia ao longo do testemunho CF-10-01D, uma vez que as espécies minerais encontradas foram praticamente as mesmas para todos os intervalos, salvo a possibilidade de ocorrência de hematita em duas das amostras e da anortita – evidente apenas no intervalo 39-41 cm, como se pode observar através da superposição dos difratogramas (Fig. 5.8).

De forma geral, a mineralogia indicada como constituinte da matriz sedimentar do testemunho CF-10-01D é representada principalmente por quartzo, calcita, albite, anortita, ortoclásio, caulinita, microclina e hematita (em quantidades traço).

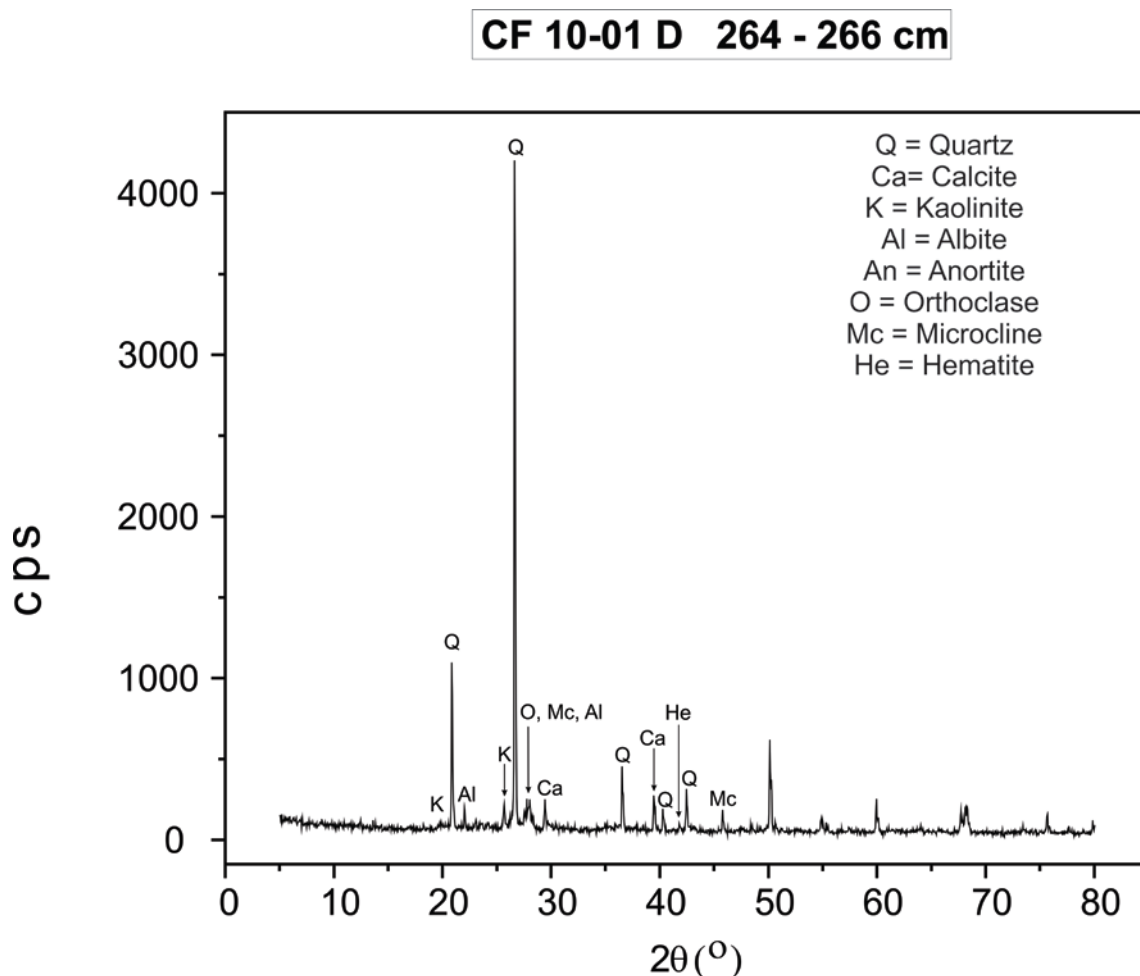


Figura 5.7: Difratoograma para o intervalo entre 264-266 cm do testemunho CF-10-01D.

Adicionalmente, observa-se também que o intervalo entre 264-266 cm possui os picos mais intensos relacionados ao quartzo e os menos intensos de calcita, o que se explicaria por uma maior quantidade de sedimentos terrígenos e menor contribuição de sedimentos carbonáticos que os intervalos mais superficiais. A posição batimétrica deste testemunho na plataforma (~ 128 m) indica possivelmente que, nos momentos iniciais de sua deposição, o material sedimentar estivesse sendo depositado próximo ao paleonível do mar (anterior à transgressão Holocênica). Condições um pouco mais agitadas no ambiente de sedimentação podem justificar este predomínio de materiais terrígenos em detrimento dos carbonáticos.

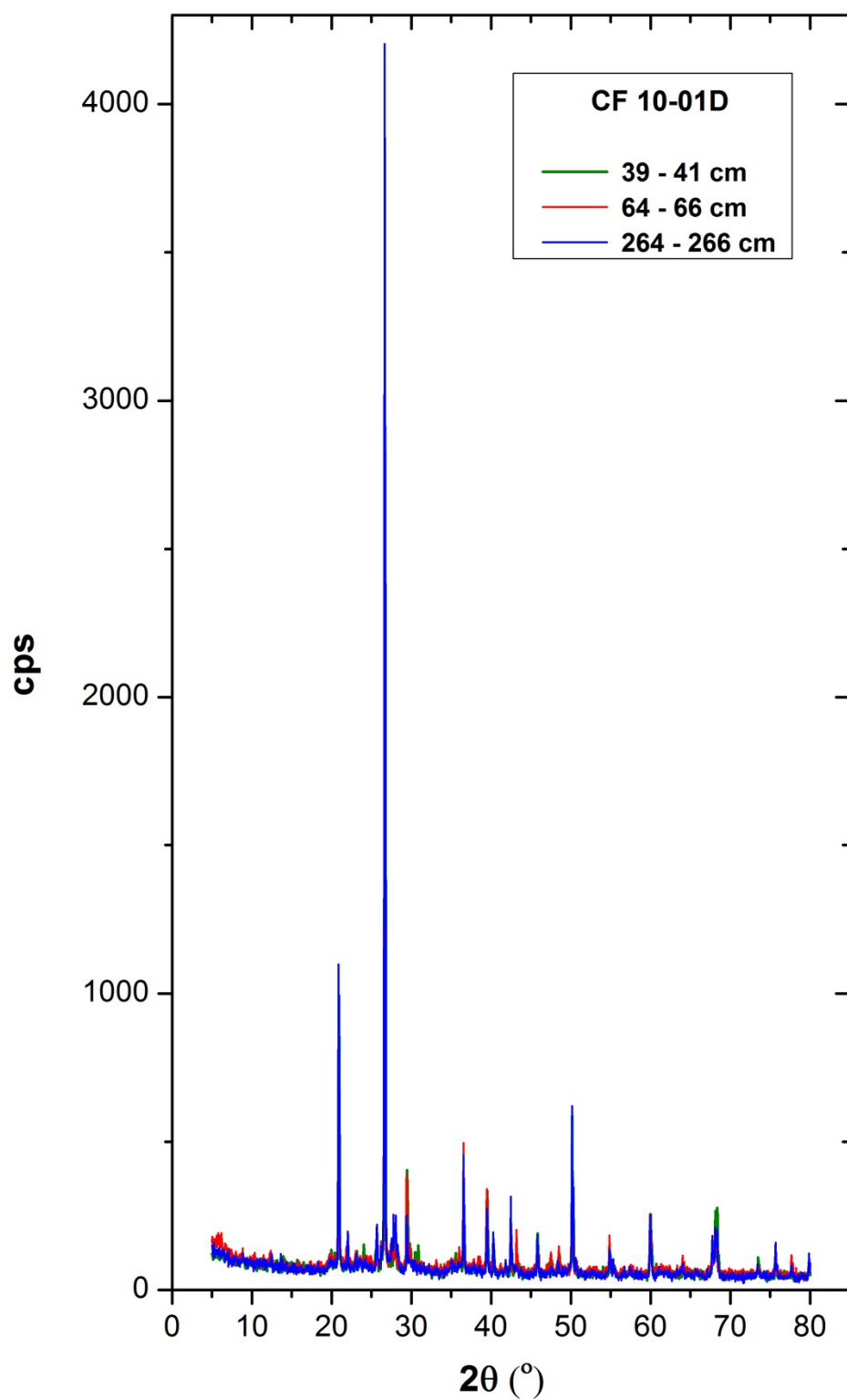


Figura 5.8: Superposição dos difratogramas do testemunho CF10-01D.

Em relação aos difratogramas do testemunho CF-10-09A, que teve os intervalos entre 74-76 cm (Fig. 5.9); 129-131 cm (Fig. 5.10); 254-256 cm (Fig. 5.11) e 354-356 cm (Fig. 5.12) analisados, também foi possível observar grande semelhança mineralógica ao longo do perfil sedimentar, de acordo com a superposição destes difratogramas (Fig. 5.13).

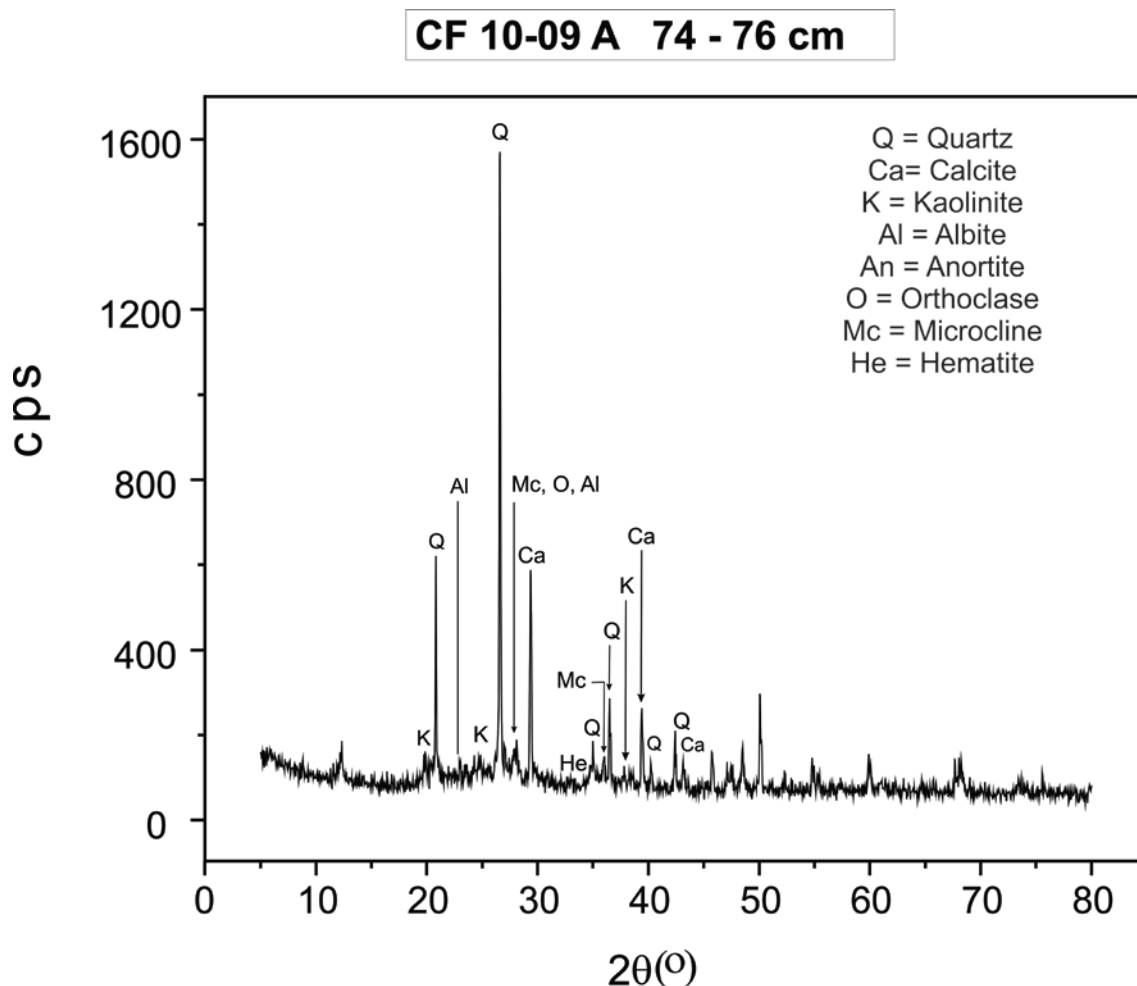


Figura 5.9: Difratograma para o intervalo 74-76 cm do testemunho CF-10-09A.

Apesar da grande semelhança, foi possível observar que o pico característico da anortita não foi registrado nos intervalos 74-76 cm e 254-256 cm. Nestes intervalos, a intensidade dos picos de quartzo também são um pouco menores que nos outros. No intervalo 354-356 cm, o único pico que poderia ser correlacionado à ocorrência da hematita seria o que se observa a  $2,70 \text{ \AA}$  –

portanto, acredita-se que a quantidade deste mineral no intervalo mais inferior seja um pouco menor que nas outras três amostras.

No intervalo entre 129-131 cm, foram encontrados picos de calcita mais intensos que nos outros intervalos o que pode ser um indício de uma quantidade de carbonatos um pouco mais elevada.

A mineralogia que compõe a matriz sedimentar do testemunho CF-10-09A, assim como aquela encontrada para o testemunho CF-10-01D é composta principalmente por quartzo, calcita, albita, anortita, ortoclásio, caulinita, microclina e hematita (em quantidades traço).

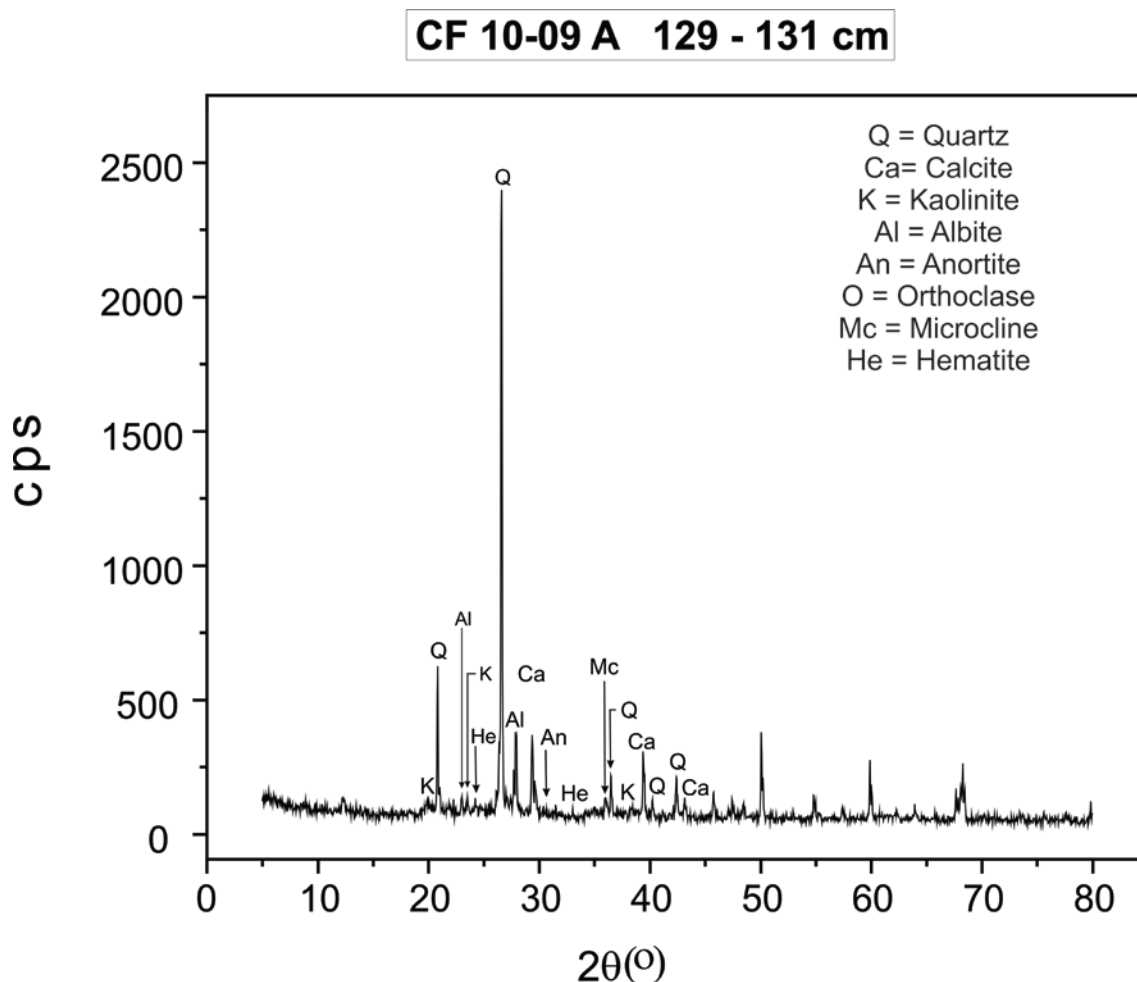


Figura 5.10: Difratoograma para o intervalo 129-131 cm do testemunho CF-10-09A.

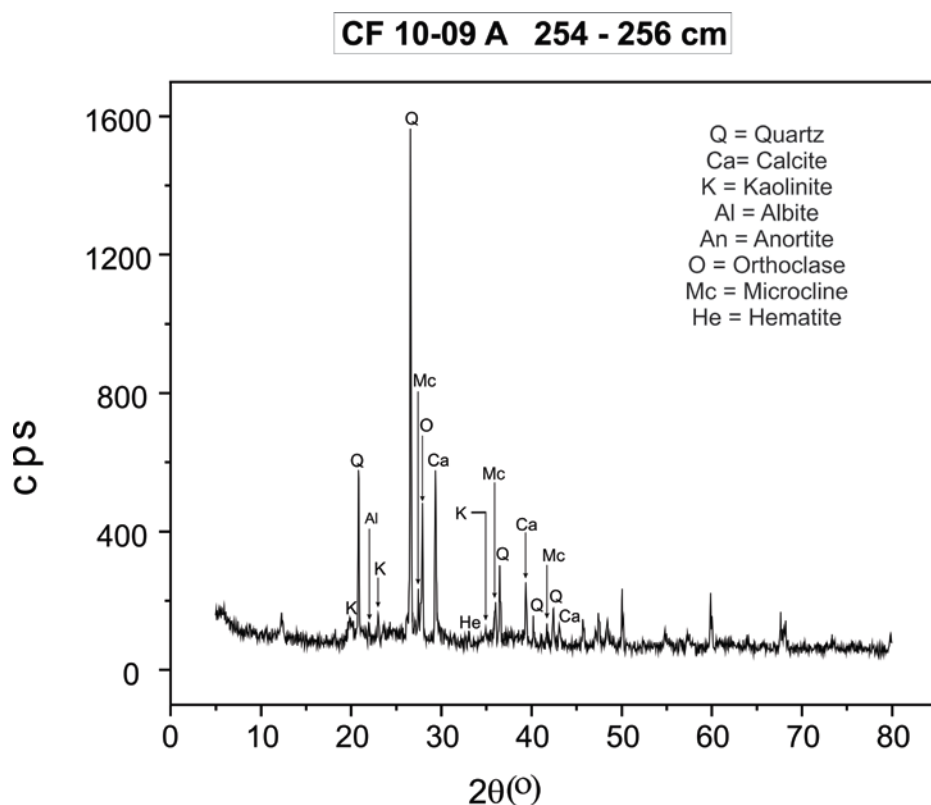


Figura 5.11:  
Difratograma  
para o  
intervalo  
254-256 cm  
do  
testemunho  
CF-10-09A.

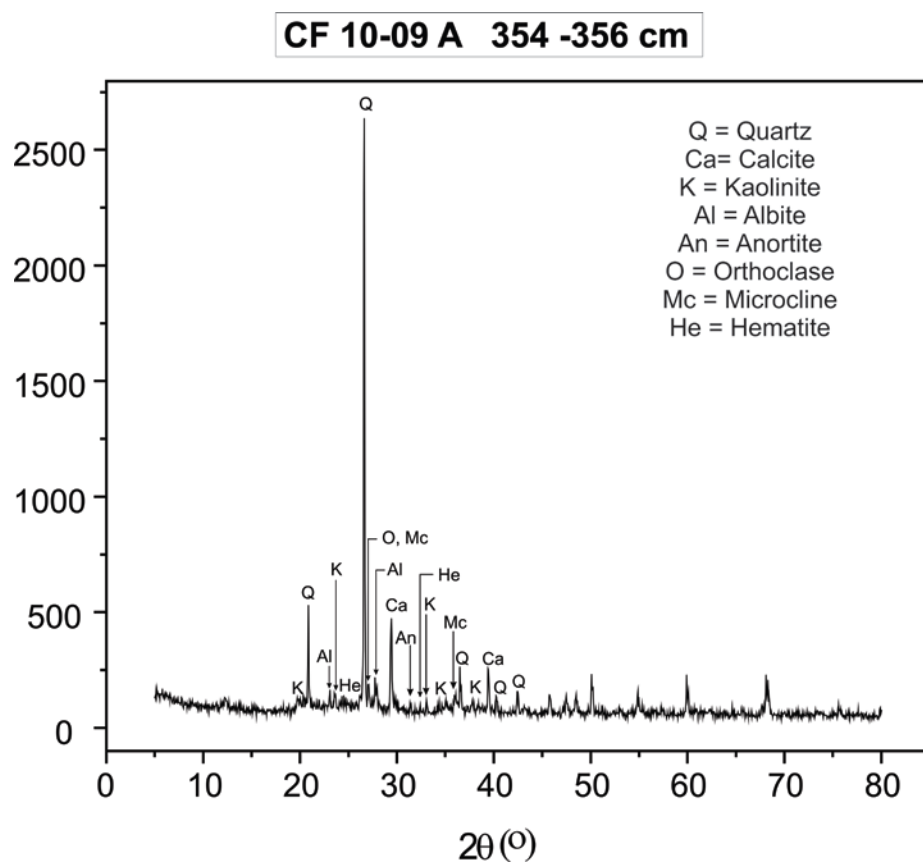


Figura 5.12:  
Difratograma  
para o  
intervalo  
354-256 cm  
do  
testemunho  
CF-10-09A.

Conforme descrito anteriormente, a semelhança observada através da superposição dos difratogramas, também indica uniformidade mineralógica ao longo da sucessão sedimentar. Quando considerada a intensidade dos picos, é possível identificar que entre 129-131 cm há picos característicos da caulinita um pouco mais intensos que os dos outros intervalos.

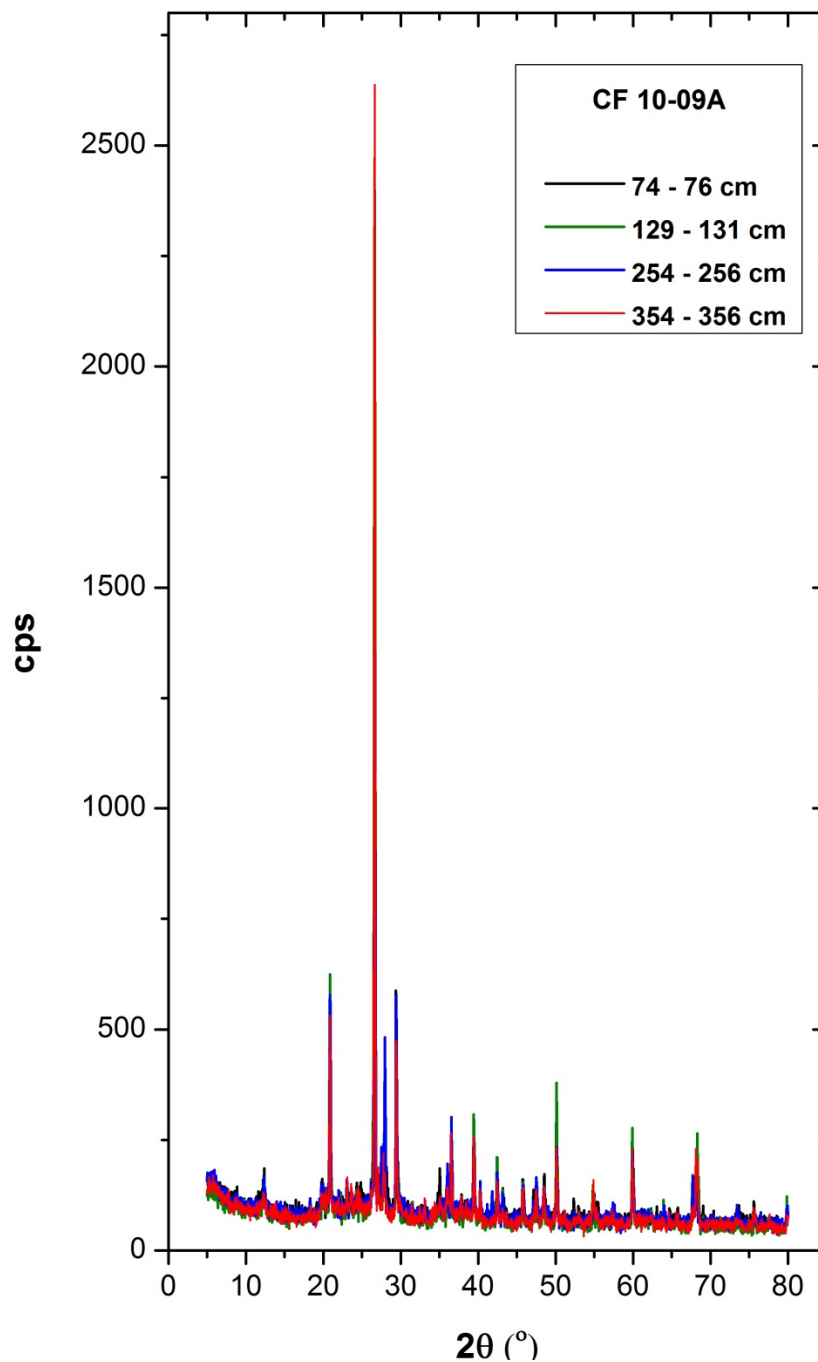


Figura 5.13: Superposição dos difratogramas do testemunho CF10-09A.

### **V-2.2 Fluorescência de raios-X (FRX)**

As análises de FRX permitiram a identificação dos elementos químicos presentes nas estruturas dos minerais que constituem o material sedimentar, restringindo, portanto, a busca de espécies para as análises de DRX. Os resultados obtidos se encontram dispostos a seguir (Tabelas V.1 e V.2).

Pela análise quantitativa dos elementos, pode-se inferir que o material sedimentar que compõem os testemunhos é predominantemente terrígeno, uma vez que o elemento mais abundante, nos dois casos, é o silício, que participa da constituição dos silicatos. Os altos teores de Ca também reforçam os resultados das análises de DRX que indicam a calcita (carbonato) como outro mineral importante na assembleia mineral.

No caso do testemunho CF-10-01D, verificam-se teores de Si entre 264-266 cm maiores que nos outros dois intervalos analisados. Tal fato reforçaria os resultados das análises de DRX para este mesmo intervalo (Fig. 5.7), e que exibe picos mais intensos de quartzo – sendo, portanto, um indicativo de maior abundância de quartzo. O mesmo acontece com a Ca, cujos teores mais baixos podem reforçar o indício de menores quantidades de Ca.

Os dois testemunhos apresentam percentuais elementares muito semelhantes entre si, o que também reforça a semelhança mineralógica entre eles.

### **V-2.3 Carbono Orgânico Total (COT)**

A quantidade total e a distribuição de carbono nos oceanos têm relação com a produtividade biológica, com o soterramento e com a degradação da matéria orgânica e do carbonato de cálcio e com os padrões de circulação oceânica (MIX, 1989).

Tabela V.1: Resultados de análise por FRX para o testemunho CF-10-01D.

CF-10-01D			
	Interval (cm)	Interval (cm)	Interval (cm)
Element (wt.%)	39 – 41	64 – 66	264 – 266
Si	36.153	31.388	41.869
Ca	33.829	36.421	27.601
Fe	12.571	14.410	12.443
Al	8.976	9.684	8.058
K	3.966	3.510	4.844
Ti	2.201	2.129	3.052
Cu	—	—	—
P	0.707	0.806	0.763
Mg	0.588	0.645	—
Sr	0.357	0.424	0.339
Zr	0.268	0.213	0.605
S	0.211	0.192	0.156
Mn	0.091	0.098	0.100
Rb	0.043	0.046	0.048
Zn	0.038	0.034	—
Sn	—	—	0.105
Y	—	—	0.017

Tabela V.2: Resultados de análise por FRX para o testemunho CF-10-09A.

**CF-10-09A**

	Interval (cm)	Interval (cm)	Interval (cm)	Interval (cm)
Element (wt.%)	74 – 76	129 – 131	254 – 256	354 – 356
<b>Si</b>	30.688	32.685	30.935	31.612
<b>Ca</b>	33.155	35.290	35.161	36.207
<b>Fe</b>	17.121	14.153	16.716	15.258
<b>Al</b>	10.253	9.567	9.915	9.702
<b>K</b>	3.908	3.365	3.698	3.599
<b>Ti</b>	2.126	2.063	2.139	2.053
<b>Cu</b>	---	0.065	---	---
<b>P</b>	0.650	0.758	---	---
<b>Mg</b>	0.754	0.649	0.666	0.570
<b>Sr</b>	0.368	0.408	0.291	0.420
<b>Zr</b>	0.210	0.285	0.109	0.194
<b>S</b>	0.521	0.202	0.171	0.212
<b>Mn</b>	0.144	0.108	0.112	0.096
<b>Rb</b>	0.050	0.041	0.038	0.044
<b>Zn</b>	0.040	0.045	0.039	0.034
<b>Sn</b>	---	---	---	---
<b>Y</b>	0.012	0.016	0.011	---



Considerando-se que tais sedimentos foram coletados em regiões de ressurgência, os valores médios de COT obtidos corroboram as taxas de produtividade esperadas, conforme os resultados expostos a seguir.

De forma geral, as medidas apresentam uma tendência de aumento em direção ao topo que pode ser observada em ambos os perfis sedimentares. Para o testemunho CF-10-01D, o perfil COT x profundidade (Fig. 5.13), os valores encontrados variam entre 0,3 a 2,6%.

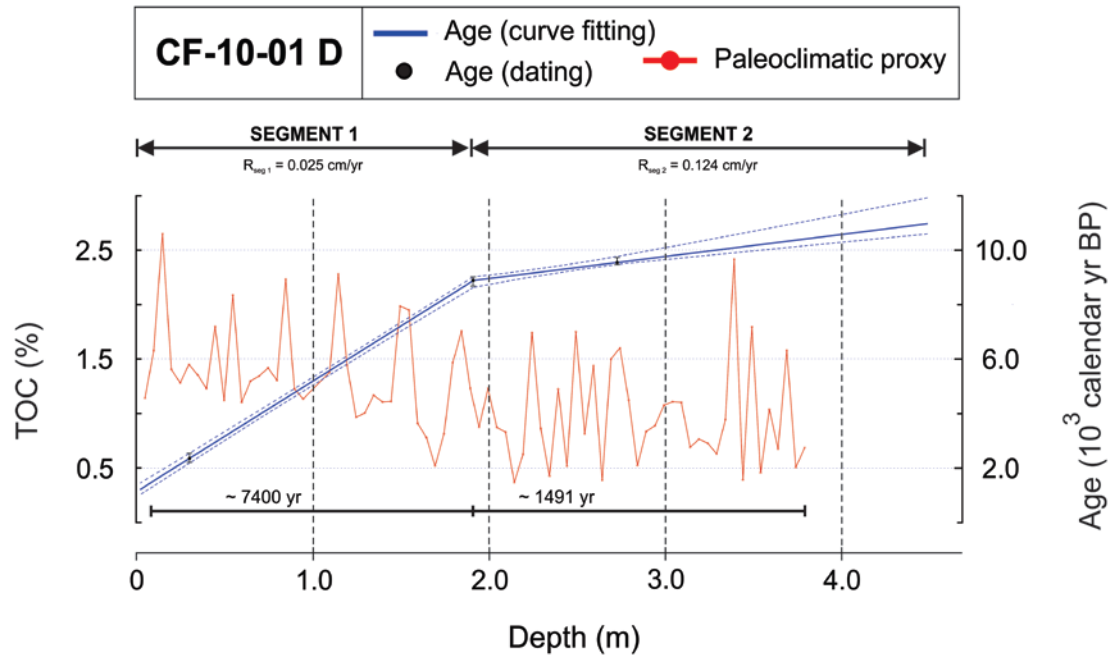


Figura 5.14: Dados de carbono orgânico total (COT) em função da profundidade para o testemunho CF10-01D.

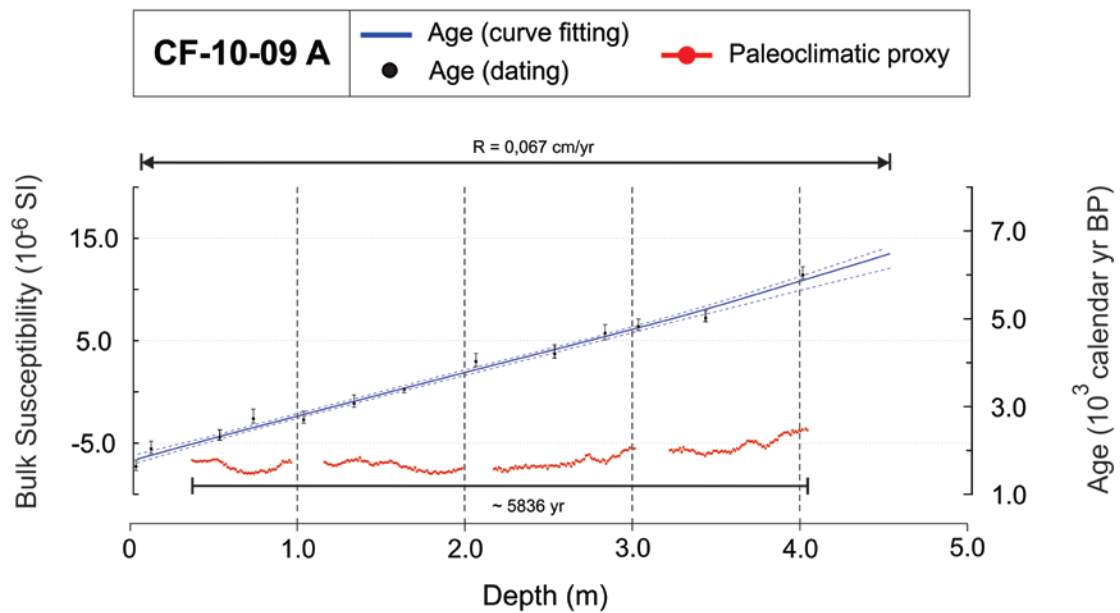


Figura 5.15: Dados de carbono orgânico total (COT) em função da profundidade para o testemunho CF10-09A.

De forma semelhante, o perfil COT x profundidade do testemunho CF-10-09A (Fig. 5.14) apresenta valores de COT que variam de 1,65% (na região da base do testemunho), e chegam a atingir cerca de 2,8% (próximo ao topo do testemunhos).

Ao comparar os resultados obtidos para os dois testemunhos, é possível observar que os sedimentos do perfil CF10-09A apresentam um teor de COT maior que àqueles encontrados para o perfil CF-10-01D, o que pode ser explicado pelo fato de estar mais próximo do banco de lama presente na região.

É possível observar que há um marcante padrão de comportamento harmônico similar entre os dois testemunhos nas medidas deste *proxy*, com um comprimento de onda aparente em torno de 10-15 cm, e que será interpretado no capítulo VI deste trabalho.

### **V-3 Análise Geocronológica**

As idades de  $^{14}\text{C}$  tradicionais (em a. A.P.) e as idades calibradas/calendário (em a. cal. A.P.) são apresentadas abaixo (Tabela V.3).

As idades calibradas em negrito representam as de maior probabilidade e, portanto, foram usadas na elaboração dos modelos geocronológicos bem como para a interpolação.

Foi realizado um ajuste linear com relação ao conjunto de dados com a finalidade de retratar o comportamento das idades ao longo de toda a coluna sedimentar de cada um dos testemunhos a partir da obtenção de datações a cada centímetro, originando um modelo geocronológico para cada um dos perfis (Figs. 4.1 e 4.2).

A elaboração dos modelos geocronológicos apresentou, para o testemunho CF-10-01 D, idades variando aproximadamente entre 1700 e 11.000 a. cal.

Tabela V.3: Datações por radiocarbono para diferentes profundidades dos testemunhos CF-10-01D e CF-10-09A.

Testemunho	Amostra	Profundidade (cm)	Material	Idade $^{14}\text{C}$	Idade Calendário
<b>CF-10-01D</b>	AA89731	29	M.O.	$2,660 \pm 43$	2,188 – <b>2,333</b> – 2,484
	AA89732	191	M.O.	$8,297 \pm 45$	8,670 – <b>8,880</b> – 8,987
	AA89733	273	M.O.	$8,923 \pm 44$	9,469 – <b>9,530</b> – 9,704
<b>CF-10-09A</b>	AA90188	1	M.O.	$1,364 \pm 37$	784 – <b>910</b> – 993
	AA89740	10	M.O.	$1,924 \pm 48$	1,335 – <b>1,480</b> – 1,590
	AA90189	51	M.O.	$2,275 \pm 38$	1,759 – <b>1,870</b> – 1,988
	AA90190	71	M.O.	$2,759 \pm 45$	2,336 – <b>2,460</b> – 2,653
	AA90191	101	M.O.	$2,737 \pm 35$	2,324 – <b>2,430</b> – 2,603
	AA90192	131	M.O.	$3,179 \pm 40$	2,836 – <b>2,960</b> – 3,117
	AA90193	161	M.O.	$3,548 \pm 41$	3,329 – <b>3,420</b> – 3,549
	AA89741	204	M.O.	$4,225 \pm 41$	4,160 – <b>4,320</b> – 4,430
	AA90194	251	M.O.	$4,425 \pm 42$	4,434 – <b>4,570</b> – 4,733
	AA90195	281	M.O.	$4,893 \pm 43$	5,033 – <b>5,250</b> – 5,309
	AA90196	301	M.O.	$5,103 \pm 44$	5,322 – <b>5,460</b> – 5,565
	AA90197	341	M.O.	$5,381 \pm 45$	5,624 – <b>5,730</b> – 5,874
	AA89742	399	M.O.	$6,635 \pm 42$	7,020 – <b>7,150</b> – 7,260

M.O. : Matéria orgânica.

A.P. para o testemunho CF-10-09 A, idades entre 500 e 6500 a. cal. A.P., indicando que nos dois casos, os sedimentos tiveram sua deposição ocorrendo durante o Holoceno.

As datações mostram que o testemunho CF-10-01D possui sedimentos que, em sua base, podem refletir, as mudanças que marcaram a transição entre o Pleistoceno e o Holoceno, onde uma ampla transgressão marinha se instalou. Por outro lado, os sedimentos do testemunho CF-10-09A foram depositados em um momento em que teoricamente o processo transgressivo já estava mais bem instalado, uma vez que o mar já tinha alcançado posições mais intermediárias da plataforma.

Em relação às taxas de sedimentação calculadas pela interpolação simples das datações de radiocarbono, os resultados encontrados indicam consideráveis diferenças para cada um dos perfis sedimentares; entretanto, os resultados são compatíveis com as discussões apresentadas por Mahiques *et al.* (2004), em que se apresentam taxas de sedimentação entre 5 e 660 mm.ka<sup>-1</sup> para sedimentos da plataforma e talude superior no Sudeste do Brasil. Estes autores também encontraram uma relação direta entre as taxas de sedimentação e o conteúdo de carbono dos sedimentos. De acordo com este estudo, quanto maior a taxa de sedimentação observada, maiores são os valores de COT, além de exibirem forte relação com áreas de alta produtividade primária e/ou aporte de sedimentos terrígenos, bem como com o fluxo da CB (de sul para norte).

Ao longo do testemunho CF-10-01D é possível identificar uma brusca mudança na taxa de sedimentação. Da base do testemunho em direção ao topo até a profundidade de 190 cm esta taxa é de 0,124 cm.a<sup>-1</sup>. Entretanto, a partir de 191 cm até o topo do testemunho a taxa de sedimentação muda para 0,025 cm.

Interessante é observar também que, para o testemunho CF-10-01D, segundo representa a figura 3.1, há uma clara mudança nos padrões dos três *proxies* praticamente na mesma profundidade que marca a mudança da taxa de sedimentação sedimentar. Esta mudança materializa valores praticamente constantes após a inflexão da curva de idades.

Para o testemunho CF-10-09A a taxa de sedimentação encontrada foi de 0,067 cm.a<sup>-1</sup> ao longo de toda a coluna sedimentar.

## CAPÍTULO VI

### Análise dos Espectros de Potência

A seguir, apresentam-se as figuras 6.1 a 6.3, em que se apresentam, para ambos os testemunhos, os espectros de potência para as séries de dados de *proxies* (susceptibilidade magnética, densidade gama e carbono orgânico total), respectivamente associados aos níveis de confiança (80%, 90%, 95% e 99%) e respectivas análises harmônicas. Também proveniente deste trabalho de análise espectral, as periodicidades encontradas se encontram descritas na tabela VI.1.

É possível observar-se, para ambos os testemunhos, o registro de uma ampla faixa de periodicidades – desde oscilações em escala decadal, até eventos de quase-periodicidade na faixa milenar e sub-orbital – o que é evidente de forma especial para o testemunho CF-10-01D; não foram observados picos espectrais em escala decadal para nenhum dos registros de *proxies* do testemunho CF-10-09A. Tal característica poderia ser explicada pela mais alta taxa de sedimentação relativa ao segmento 2 do testemunho CF-10-01D (Fig. 6.2), propiciando o registro de processos harmônicos de maior frequência.

Ainda com relação a este testemunho sedimentar, é importante salientar que, a despeito de seu comprimento total (equivalente a, aproximadamente, 8 ka de sedimentação), foi possível observar o registro, em análise espectral e harmônica (Fig. 6.1(A) e Fig. 6.1(D)) para *proxies* distintos, de picos espectrais com valores em torno de 9,7 ka. Devido à menor altura que a necessária para, em tais condições de sedimentação, registrar de maneira inequívoca comprimentos de onda em torno de 10 ka, ciclos em escala milenar, sub-orbital são frequentemente descritos com respeito à variabilidade climática que

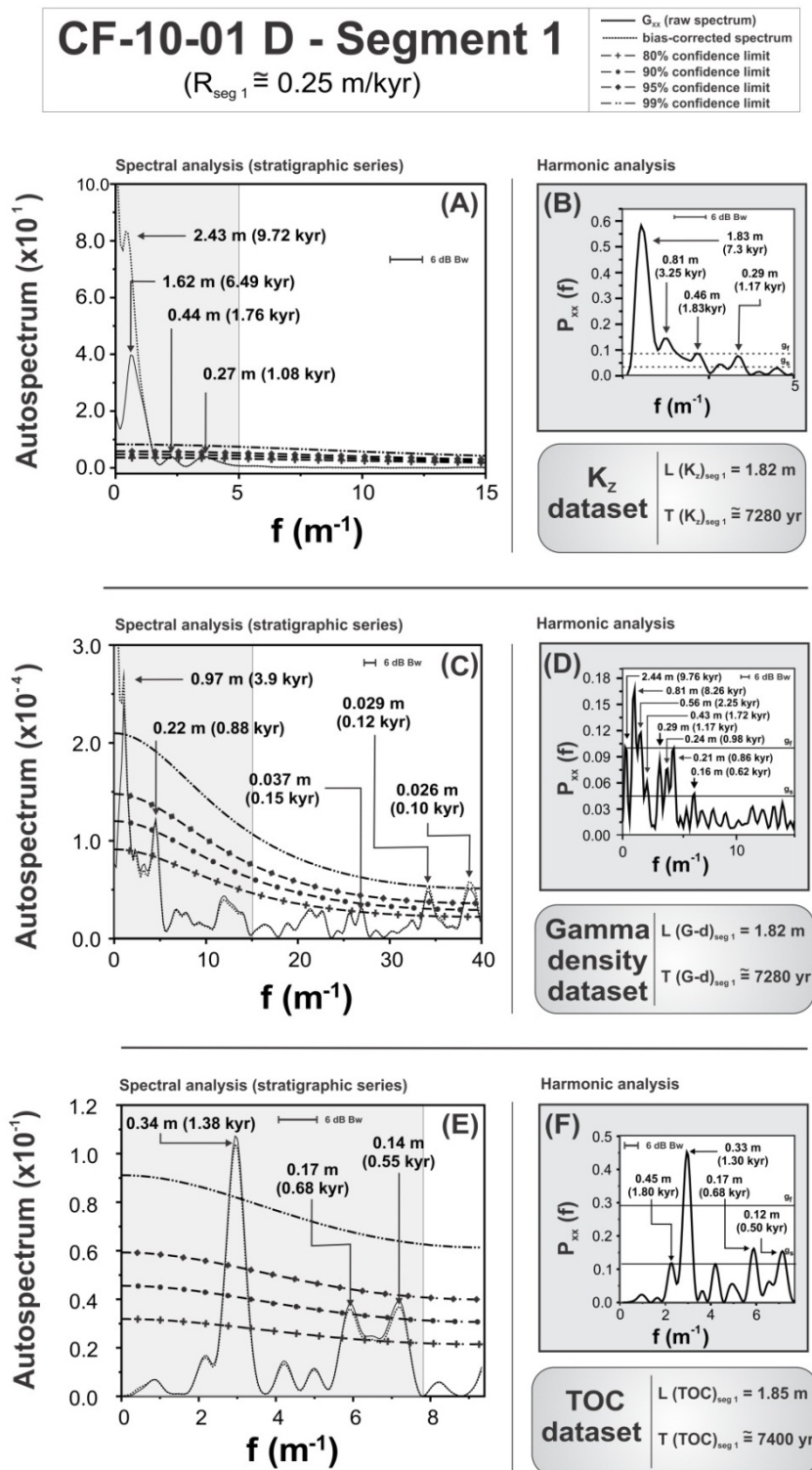


Figura 6.1: Análises espectral ((A), (C) e (E)) e harmônica ((B), (D) e (F)) para as séries de dados de susceptibilidade magnética ( $K_z$ ), densidade gama e carbono orgânico total referentes ao segmento 1 do testemunho CF-10-01D.

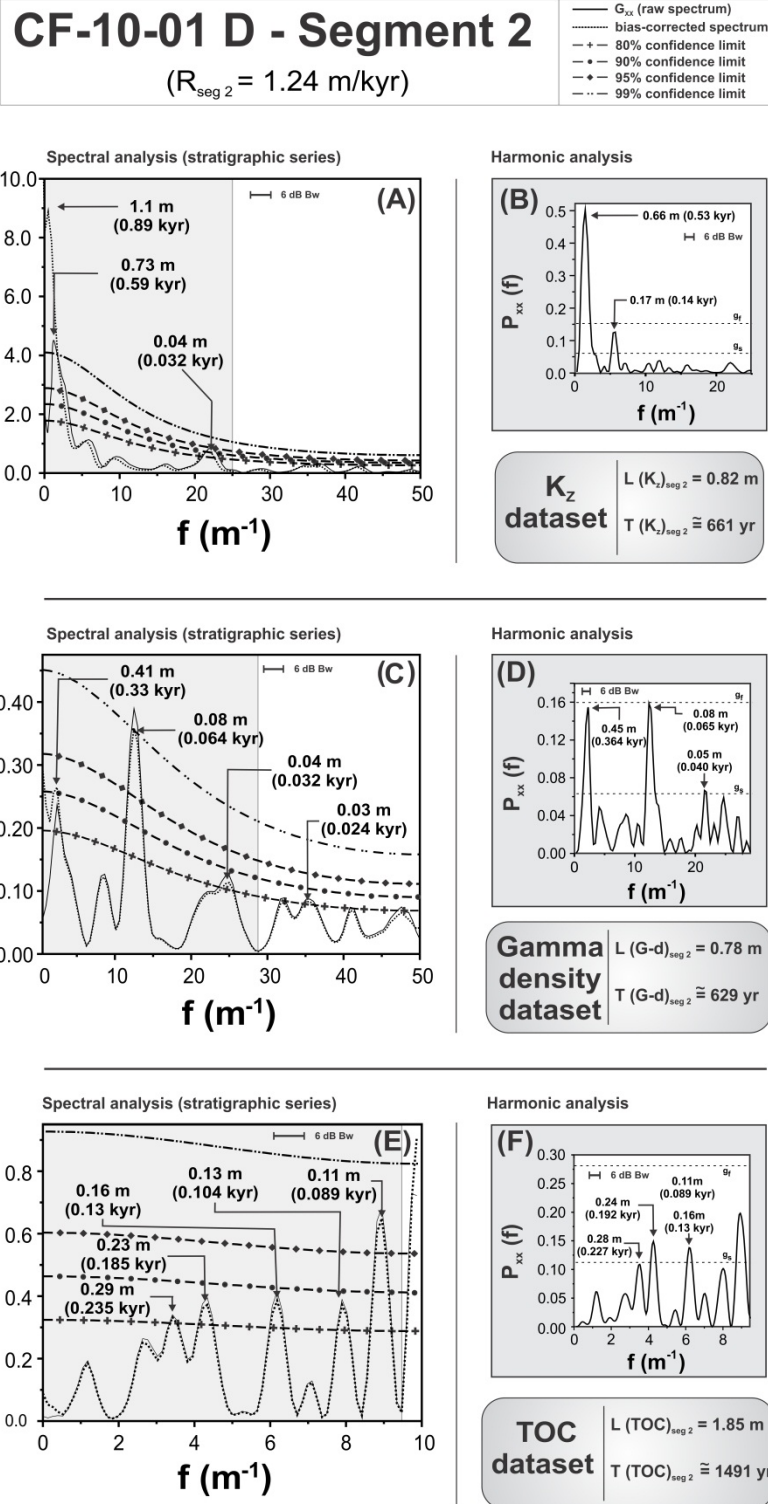


Figura 6.2: Análises espectral ((A), (C) e (E)) e harmônica ((B), (D) e (F)) para as séries de dados de susceptibilidade magnética ( $K_z$ ), densidade gama e carbono orgânico total referentes ao segmento 2 do testemunho CF-10-01D.

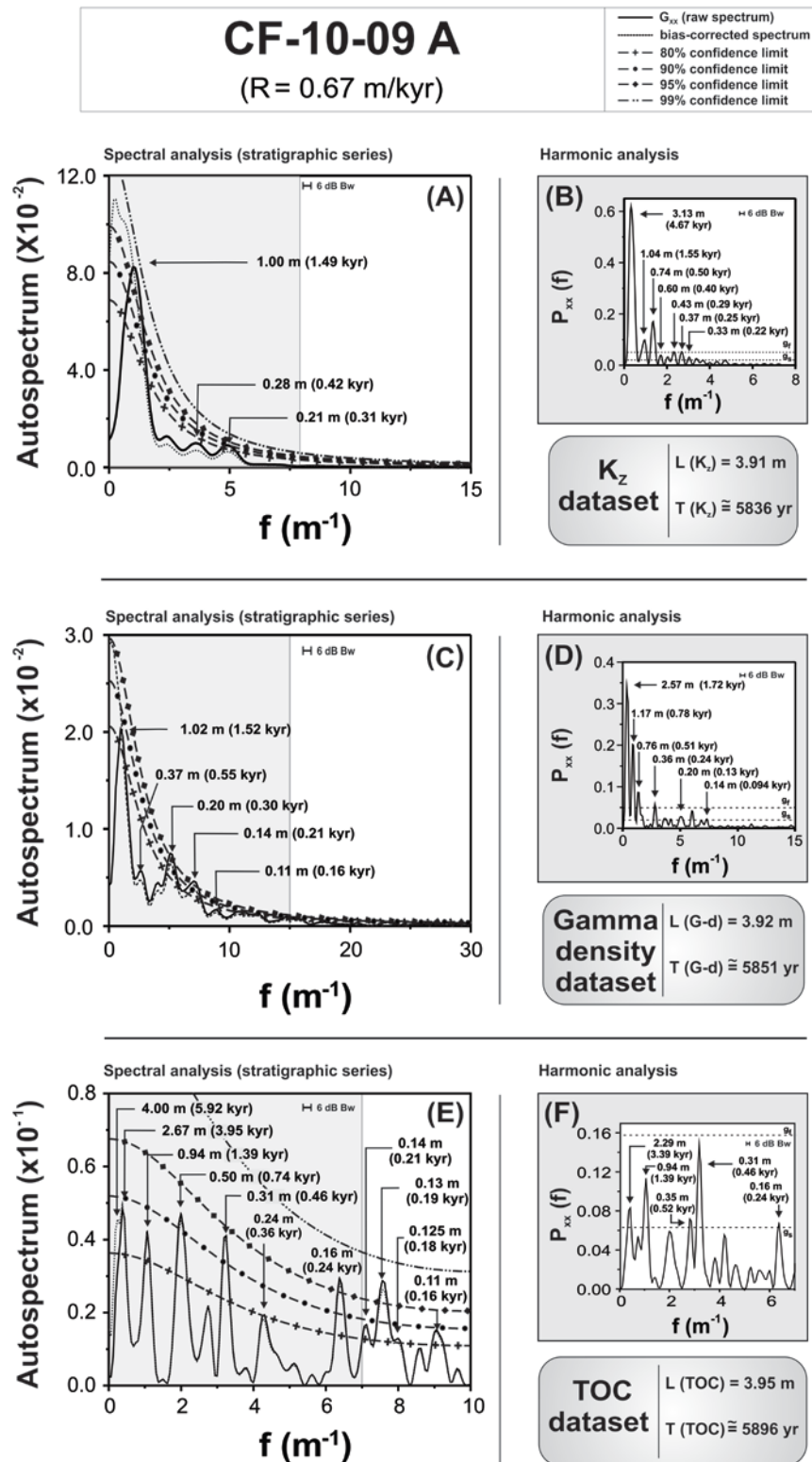


Figura 6.3: Análises espectral ((A), (C) e (E)) e harmônica ((B), (D) e (F)) para as séries de dados de susceptibilidade magnética ( $K_z$ ), densidade gama e carbono orgânico total referentes ao testemunho CF-10-09A.

Tabela VI.1: Valores de periodicidades, em diferentes escalas temporais, provenientes das análises espectral e harmônica das séries de dados de susceptibilidade magnética (K<sub>z</sub>), densidade gama e carbono orgânico total referentes aos testemunhos CF-10-01D e CF-10-09A.

			<b>CF-10-01D</b>		<b>CF-10-09A</b>	
			<b>Picos espectrais convertidos</b>		<b>Picos espectrais convertidos</b>	
			<b>A.S.</b>	<b>A.H.</b>	<b>A.S.</b>	<b>A.H.</b>
<b>Escala temporal milenar</b>	<b>Faixa sub-orbital</b>		9.72ka (> 99% ; KZ)	9.76ka (DG)	----	----
	<b>Faixa de eventos H</b>	<b>3.0–8.5ka</b>	3.9ka (> 99% ; DG) 6.49ka (> 99% ; KZ)	7.30ka (KZ) 3.25ka (KZ) 8.26ka (DG)	3.95ka (> 80% ; COT) 5.92ka (> 80% ; COT)	3.39ka (COT) 4.67ka (KZ)
	<b>Faixa de eventos D-O</b>	<b>1.0–1.8ka</b>	1.08ka (> 90% ; KZ) 1.38ka (> 99% ; COT) 1.76ka (> 90% ; KZ)	1.17ka (KZ   DG) 1.30ka (COT) 1.72ka (KZ) 1.80ka (COT) 1.83ka (KZ)	1.39ka (> 80% ; COT) 1.49ka (> 95% ; KZ) 1.52ka (> 95% ; DG)	1.39ka (COT) 1.55ka (KZ) 1.72ka (DG)
	<b>Ciclo de Hallstattzein</b>	<b>2.4–2.3ka</b>	----	2.25ka (DG)	----	----
<b>Escala temporal centenária</b>		<b>800–980a</b>	880a (> 90% ; DG)	860a (DG) 980a (DG)	----	----
		<b>400–750a</b>	550a (> 90% ; COT) 590a (> 99% ; KZ) 680a (> 90% ; COT)	500a (COT) 530a (KZ) 620a (DG) 680a (COT)	420a (< 80% ; KZ) 460a (> 90% ; COT) 550a (< 80% ; DG) 740a (> 90% ; COT)	400a (KZ) 460a (COT) 500a (KZ) 510a (DG) 520a (COT)
	<b>Ciclo de Suess</b>	<b>360–290a</b>	330a (> 90% ; DG)	364 a (DG)	310a (> 80% ; K <sub>z</sub> ) 300a (> 95% ; DG) 360a (> 80% ; COT)	290a (K <sub>z</sub> )
		<b>250–190a</b>	235a (> 80% ; COT)	227 a (COT) 192 a (COT)	190a (> 95% ; COT) 210a (> 99% ; DG   > 95% ; COT) 240a (> 95% ; COT)	220a (K <sub>z</sub> ) 250a (K <sub>z</sub> ) 240a (DG   COT)
	<b>Ciclo de Wolf-Gleissberg</b>	<b>185–80a</b>	89a (> 95% ; COT) 100a (> 99% ; DG) 104a (> 80% ; COT) 120a (> 99% ; DG) 130a (> 90% ; COT) 150a (> 90% ; DG)	94a (DG) 130a (COT) 140a (K <sub>z</sub> )	160a (> 80% ; DG   > 90% ; COT) 180a (> 80% ; COT) 185a (> 80% ; COT)	130 a (DG)
<b>Escala temporal decadal</b>		<b>~ 65a</b>	64a (> 99% ; DG)	65a (DG)	----	----
		<b>40a</b>	----	40a (DG)	----	----
		<b>~ 30a</b>	32a (> 80% ; DG)	----	----	----
	<b>Ciclo de Hale</b>	<b>19–25a</b>	24a (> 80 % ; DG)	----	----	----

A.S. e A.H. : Análises espectral e harmonica, respectivamente; DG : densidade gama; COT : carbono orgânico total; K<sub>z</sub> : susceptibilidade magnética; eventos H: eventos de Heinrich; eventos D-O: eventos Dansgaard-Oeschger.

surtem por efeito de indução não linear, na forma de harmônicos ou tons combinados (gerados por intermodulação e/ou mistura de frequências dos ciclos orbitais (KING, 1996; ELRICK & HINNOV, 1996; KLEIVEN *et al.*, 2003). São similares às periodicidades de ~ 10 ka os registros do primeiro harmônico do ciclo de precessão de curto período (~ 17,5 ka), sugeridos para registros sedimentares de diferentes idades geológicas (e.g., HSIEH & MURRAY, 1996; VAN DER ZWAN, 2002; FRANCO *et al.*, 2012) – embora a influência de tais variações ainda seja alvo de debate na literatura (e.g. KRUIVER *et al.*, 2000; VERSTEEGH, 2005).

Também é possível observar a presença, para ambos os testemunhos sedimentares, uma ampla faixa de quase-periodicidades em escala centenária, entre 130–980 anos, e que vêm sendo também discutidas por estudos cicloestratigráficos multi-proxy para diferentes contextos geológicos (e.g., CHAPMAN & SHACKLETON, 2000; BATTARBEE *et al.*, 2001; NEFF *et al.*, 2001; ROTH & REIJMER, 2005; EKDAHL *et al.*, 2008). Também é importante salientar que, para ambos os testemunhos, há expressivos registros de variações em escala milenar remanescentes de oscilações climáticas abruptas frequentemente descritas para o Quaternário Superior, conhecidas como “Ciclos de Bond” – uma relação recíproca entre eventos Dansgaard-Oeschger (D-O), de periodicidades em torno de 1470 anos, e eventos de resfriamento abrupto, conhecidos como “eventos de Heinrich”, que exibe oscilações entre 3,0 – 8,0 ka (BOND *et al.*, 1993; 2001; STOCKER, 1999; BARD, 2002; BERGER & VON RAD, 2002; RIND, 2002). Uma ocorrência especial nesta escala temporal seria a evidência, através do pico espectral de 2,25 ka revelado pela análise harmônica da série de dados de densidade gama do segmento 1 (Fig. 6.1(D)), de um possível registro do ciclo de atividade solar conhecido como “ciclo de Hallstattzein”. Também é possível observar para o conteúdo harmônico referente ao testemunho CF-10-01D periodicidades em escala multidecadal e que são discutidos como um importante fator de oscilação na variabilidade climática na região do Atlântico Sul para o acoplamento oceano-atmosfera (WAINER & VENEGAS, 2002). Maiores

discussões acerca das oscilações aqui discutidas se encontram dispostas no capítulo VII desta dissertação.

## CAPÍTULO VII

### Discussões e Conclusões

Em relação a este trabalho, ao dispor os dados de susceptibilidade magnética, obtidos pela perfilagem em gráficos relacionando este *proxy* à profundidade foi possível observar marcantes e significativas diferenças nos valores encontrados entre os dois testemunhos bem como entre o comportamento das variações destes valores ao longo dos perfis sedimentares.

A posição dos sedimentos compreendidos pelo testemunho CF-10-01D durante a deposição de sua porção mais profunda (segmento 2; cf. Fig. 4.1) equivaleria a posições mais próximas do nível máximo do mar. Desta forma, os processos sedimentares atuantes envolviam maior energia, com progressivo aumento do nível do mar. Tal hipótese explicaria: (i) um possível maior aporte de material terrígeno, com maior contribuição de minerais ferrimagnéticos - explicando, assim, a taxa de sedimentação média maior para este segmento, bem como os maiores valores de densidade gama observados para este segmento, em comparação ao segmento 1; (ii) uma maior tendência ao retrabalhamento em detrimento do processo deposicional da matéria orgânica – o que se evidenciaria pela tendência praticamente linear da curva de COT para o segmento 2.

Conforme o processo de transgressão holocênica se instalou na plataforma de maneira efetiva – o que corresponderia ao segmento 1 do testemunho CF-10-01D – o regime deposicional envolveria menores energias de deposição (com menores taxas médias de sedimentação), com tendência praticamente linear em relação ao topo da coluna de sedimentos nos dados de densidade gama (tendência fortemente linear de redução de valores entre 1,7 – 1,9 g/cm<sup>3</sup> – possivelmente indicando redução de granulometria pelo aumento da lâmina d'água, obedecendo este padrão) e ligeiro aumento (0,6 – 1,4%) nos valores de

COT (deposição de material de granulometria mais fina, frequentemente associado ao carbono orgânico total).

Com relação ao registro exibido pelo testemunho CF-10-09A, pode se observar claramente uma tendência mais tênue de evolução das curvas dos proxies em função da profundidade, com os seguintes aspectos marcantes: valores de  $K_z$  exibindo valores negativos ao longo de todo o registro, sem variações significativas como as verificadas para o outro testemunho; faixa de valores para o registro de COT mais alto (1,5 – 3,5%) que os observados para o outro caso; tendência de redução linear dos valores de densidade gama (1,45 – 1,75 g/cm<sup>3</sup>).

É importante salientar que o período de sedimentação compreendido por este testemunho seria equivalente, aproximadamente, aos últimos dois terços de deposição para o testemunho CF-10-01D – que, em outras palavras, apresentaria um registro de variação eustática do nível do mar mais extenso que o testemunho CF-10-09A. Entretanto, é importante avaliar que este registro, por exibir um valor de taxa de sedimentação médio bem comportado ao longo do registro, e se encontrar em uma região mais proximal com relação ao continente, poderia ser considerado como um melhor registro para a evolução da ressurgência, uma vez que os fatores de controle sedimentar seriam fortemente relacionados aos processos de circulação costeira.

Variabilidades decadais e multi-decadais vêm sendo discutidas como proeminentes na variabilidade climática do Atlântico Sul, com grande impacto sobre a interatividade e previsibilidade do sistema oceano-atmosfera, e ainda não são bem compreendidas (Wainer & Venegas, 2002), e várias das mudanças de circulação oceânica e padrões de temperatura de superfície do mar (SST; sigla em inglês para *sea-surface temperature*) seguem tais intervalos.

É interessante notar a notável similaridade dos padrões harmônicos em escala multi-milenar e multi-centenária encontrados por este estudo e os discutidos

por outros trabalhos, relacionados à variabilidade nos padrões de sedimentação em registros costeiros – como o reportado por Skilbeck *et al.* (2005) para sedimentos costeiros do sul da Austrália, e que identificou periodicidades de ~ 360 anos, ~ 500 – 530 anos, ~ 270 – 290 anos, ~ 420 – 450 anos e ~ 210 anos, bem como quase-periodicidades de mais longo período, como ~ 650 anos, 1200 – 1400 anos e ~ 1800 anos. Com respeito à faixa multi-centenária, Poore *et al.* (2003) salientam o grande número de trabalhos na literatura que indicam a presença de uma substancial variabilidade em escala centenária em registros holocênicos das mais diversas naturezas. Dentre elas, várias das quase-periodicidades reportadas são razoavelmente descritas na literatura as oscilações relacionadas à atividade solar – como o ciclo heliomagnético de Wolf-Gleissberg (~ 80 – 120 anos; BRAUN *et al.*, 2005), o ciclo de Suess, de ~ 205 – 210 anos (HOYT & SCHATTEN, 1997; OGURTSOV *et al.*, 2002; USOSKIN & MURSULA, 2003). Entretanto, as periodicidades observadas na faixa entre 250 – 680 anos são bastante intrigantes e também têm sido discutidas na literatura como de origem incerta. Stuiver & Braziunas (1993) sugerem uma quase-periodicidade de 512 anos como um efeito de variabilidade na circulação termohalina, enquanto que outros (e.g., GANOPOLSKI & RAHMSTORF, 2002; RAHMSTORF, 2003) indicam uma possível origem em oscilações oceânicas internas devido à ressonância estocástica.

Os expressivos registros de variações em escala milenar reminiscentes de oscilações climáticas abruptas, frequentemente descritas para o Quaternário Superior, como os ciclos Dansgaard-Oeschger (D-O), de periodicidades em torno de 1470 anos, e que são frequentemente descritos em processos relacionados à circulação oceânica no Hemisfério Norte, são também documentados registros do ciclo D-O para o Hemisfério Sul - por exemplo, através de sedimentos provenientes de descarga de icebergs da península antártica (KANFOUSH *et al.*, 2000) e análises palinológicas de sedimentos quaternários do nordeste brasileiro (BEHLING *et al.*, 2000) – sugerindo um comportamento climático inter-hemisférico. Conforme discutido anteriormente,

os eventos de resfriamento abrupto de Heinrich também seriam evidentes pelo conteúdo espectral revelado para ambos os testemunhos, com oscilações discutidas entre 3,0 – 8,0 ka. Como mecanismos de deflagração e amplificação para estes eventos, são sugeridos, entre outras hipóteses, a ação de processos oceânicos como os relacionados à variação eustática do nível do mar (FLÜCKIGER *et al.*, 2006). Em conjunto, o processo em escala milenar de ambas as quase-periodicidades tem sido apresentado pela literatura como geradores de ciclos de estágios/inter-estágios, com duração e amplitude decrescente a cada estágio, e que são denominados como "Ciclos de Bond" (BOND *et al.*, 1993; 2001; STOCKER, 1999; BARD, 2002; BERGER & VON RAD, 2002; RIND, 2002).

Ainda com relação aos sinais em escala milenar, a ocorrência de um pico espectral de 2,25 ka indicaria um possível registro do ciclo de atividade solar conhecido como "ciclo de Hallstattzeit". Com periodicidades em torno de 2,3 – 2,4 ka, relacionado à modulação na produção de  $^{10}\text{Be}$  e  $^{14}\text{C}$  na atmosfera (THOMPSON, 1990; VASILIEV & DERGACHEV, 2002; CLILVERD *et al.*, 2003; VASILIEV *et al.*, 2012) e com evidências de registro alcançando o Paleozóico Superior (FRANCO *et al.*, 2012), sua origem ainda é debatida na literatura. Como exemplo, Clilverd *et al.* (2003) sugerem que sua origem estaria relacionada à modulação de longo período da atividade magnética, enquanto que Charvátová (2000) indica uma possível origem no movimento inercial solar. Em um estudo baseado em dados de alta resolução de registros holocênicos de SST e intensidade de ressurgência do noroeste da África, Kim *et al.* (2007) encontraram evidências para padrões de resfriamento de longo período, seguindo variações periódicas em torno de 2 – 3 ka, e sugerem que a circulação oceânica, em resposta à forçagem solar, desempenharia um papel proeminente na geração destas oscilações.

De acordo com Wainer & Venegas (2002), oscilações significativas com periodicidades entre 25 – 30 anos são observadas através de registros de SST e pressão ao nível do mar para a região do Atlântico Sul, compatíveis com os

picos espectrais obtidos para o espectro de potências da série de dados de densidade gama na faixa de 19 - 30 anos para o testemunho CF-10-01D. Baseados em dados de SST e pressão ao nível do mar do Atlântico Sul, Venegas *et al.* (1998) apontam a existência de flutuações interdecadais no acomplamento oceano-atmosfera da ordem de 20 anos, e sugerem que os processos físicos dominantes envolvidos na geração desta quase-periodicidade incluiriam a advecção horizontal de calor pelas correntes oceânicas e mudanças no fluxo de calor oceano-atmosfera através de interações ar-oceano. Além disto, os autores apontam a similaridade destas flutuações com outros padrões harmônicos bem conhecidos, como a faixa de baixas frequências na Oscilação do Atlântico Norte, e sugerem este padrão bi-decadal como um aspecto regional da variabilidade interdecadal global.

O ciclo de ~ 65 anos, observado para a série de dados de densidade gama, é curiosamente compatível com o processo harmônico de larga escala conhecido como “Oscilação Multi-decadal do Atlântico” (OMA), cujas periodicidades são discutidas na literatura entre 65 – 80 anos (ENFIELD *et al.*, 2001). Knight *et al.* (2006) define a Oscilação Multidecadal do Atlântico como um modo em escala quase global da variabilidade climática multi-decadal com fases alternadas quentes e frias, e discutem como um dos mais importantes exemplos de ocorrência de oscilações climáticas nesta escala, possivelmente relacionada à OMA, como os processos de precipitação no nordeste brasileiro. Segundo Capistrano & Kayano (2012), as condições térmicas de águas superficiais do Atlântico tropical, interligados à variabilidade multidecadal do Atlântico sul, relacionam-se com o posicionamento e os processos de convecção da ZCIT.

Com relação às características de registro de sinais periódicos de cada um dos proxies, emergem deste trabalho alguns subsídios bastante promissores para a interpretação da evolução paleoambiental da zona de ressurgência na região de Cabo Frio, e de complexa compreensão. Através dos resultados das periodicidades dos picos espectrais para todos os três proxies envolvidos (Tabela VI.1), verifica-se que as evidências para registro de oscilações em

escala milenar baseiam-se predominantemente nos espectros de potência e análise espectral das séries de susceptibilidade magnética ( $K_z$ ), em ambos os testemunhos. Ainda com relação a este proxy, nota-se maior registro de periodicidades entre 500 – 590 anos (compatíveis, como se discutiu anteriormente, à variabilidade na circulação termohalina e/ou oscilações oceânicas internas por ressonância estocástica) e entre 220 – 290 e 140 anos (equivalente às periodicidades do ciclo solar de Suess e de Wolf-Gleissberg, respectivamente). A análise de sinais cicloestratigráficos provenientes das séries de dados de densidade gama revela sua eficiência para toda a ampla faixa de escalas temporais alcançadas por este trabalho. Esta afirmação é especialmente salientada para o caso do testemunho CF-10-01D, cujos dados forneceram os únicos resultados multi-decadais provenientes deste *proxy*. O registro menos expressivo, proveniente do testemunho CF-10-09A por densidade gama, poderia se explicar pela maior uniformidade granulométrica de seus sedimentos. Com relação aos registros por carbono orgânico total (COT), nota-se sua eficiência como *proxy*, neste contexto, para: (i) ciclos em torno de 460 – 740 anos, com predominância em picos espectrais de ~ 500 anos, com explicação similar ao sugerido para sinais similares verificados para  $K_z$ ; (ii) oscilações em escala centenária na faixa entre 190 – 250 anos (compatíveis com o ciclo de Suess); e (iii) registro de periodicidades em escala milenar entre 3,9 – 5,9 ka para o testemunho CF-10-09A (e que se encontram na faixa de quase-periodicidades frequentemente descritas na literatura como relacionadas aos eventos de Heinrich).

É evidente, através deste trabalho, a necessidade de maiores esforços para uma melhor compreensão da aparente eficiência destes parâmetros paleoambientais como proxies paleoclimáticos, com dependência da escala temporal de registro destas periodicidades, à luz do contexto da ressurgência na região de Arraial do Cabo – o que poderia prover importantes subsídios para a compreensão dos fenômenos de circulação e seus elementos forçantes do acoplamento oceano-atmosfera para esta área.

## Bibliografia

- ABUCHACRA, R.C., Relação do Teor de Minerais Pesados com a Densidade Gama e Susceptibilidade Magnética em Testemunhos da Planície Costeira do Norte do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal Fluminense, 134 p. (2010).
- ACHA, E.M., MIANZAN, H.W, GUERRERO, R.A., FAVERO, M., BAVA, J., Marine fronts at the continental shelves of austral South America - Physical and ecological processes, **J. Mar. Syst.** 44, 83-105 (2004).
- ALLEY, R.B., CLARK, P.U., KEIGWIN, L.D., WEBB, R.S., Making sense of millennial-scale climate change. *In*: CLARK, P.U., WEBB, R.S., KEIGWIN, L.D. (Eds.), Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales, **Geophysical Monograph** 112, American Geophysical Union, Washington DC, pp. 385-394 (1999).
- ALLEY, R. B., ANANDAKRISHNAN, S, JUNG, P., Stochastic resonance in the North Atlantic, **Paleoceanography** 16, 190-198 (2001).
- ALVES, E.C, SPERLE, M., MELLO SLMSICHEL ,S.E., Compartimentação tectônica do sudeste do Brasil e suas relações com as zonas de fraturas oceânicas. *In*: 5<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society (Acta), São Paulo, pp. 48-50 (1997).
- ANDRÉ, D.L., Análise dos Parâmetros Hidroquímicos na Ressurgência de Cabo Frio. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal Fluminense, 205 p. (1990).
- ANDRADE, M.M., Paleoprodutividade costeira na região de Cabo Frio, Rio de Janeiro, o longo dos últimos 13.000 anos AP. Tese de doutorado, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 275 p. (2008).
- ANGULO, R.J., SOUZA, M.C., REIMER, P., SASAOKA, S.K., Reservoir effect of the southern and southeastern Brazilian coast. **Radiocarbon** 47, 67-73 (2005).
- ANGULO, R.J., SOUZA, M.C., ASSINE, M.L., PESSEDA, L.C.R., DISARÓ, S.T., Chronostratigraphy and radiocarbon age inversion in the Holocene regressive barrier of Paraná, southern Brazil, **Mar. Geol.** 252, 111-119 (2008).
- AYRES NETO, A. 1998. Relationships Between Physical Properties and Sedimentological Parameters of Near Surface Marine Sediments and their Applicability in the Solution of Engineering and Environmental Problems. Tese de Doutorado. University of Kiel, Germany, 126 p. (1998).
- ASMUS, H.E., PONTE, F.C., The Brazilian Marginal Basins in the Ocean Basins and Margins. *In*: NAIRN, A.E.M., STEHILI, F.G. (Eds.), The South Atlantic v. 1, Plenum Press, Nova York, pp. 87-133 (1973).
- ASMUS, H.E., PORTO, R., 1980. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: Possíveis causas e implicações. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia 31 (Acta), Camboriú, pp. 225-239 (1980).
- ASMUS, H.E., Significado das feições estruturais das bacias, das margens continentais e das áreas adjacentes. *In*: 32º Congresso Nacional De Geologia 4 (Acta), Salvador, pp. 1547-1557 (1982).
- ASMUS, H.E., BAISCH, P.R., Geological Evolution of the Brazilian Continental Margin. **Episodes** 6, 3-9 (1983).

- BABU, P., STOICA, P., Spectral analysis of nonuniformly sampled data - a review, **Digit. Signal Process.** 20, 359-378 (2010).
- BAÊTA, A.P., Caracterização da Matéria Orgânica Sedimentar no Sistema de Ressurgência de Cabo Frio. Tese de Doutorado, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 322 p. (2008).
- BAISCH, S., BOKELMANN, G.H.R., Spectral analysis with incomplete time series: an example from seismology, **Comput. Geosci.** 25, 739-750 (1999).
- BANERJEE, S.K., Contributions of fine-particle magnetism to reading the global paleoclimate record, **J. Appl. Phys.** 75 (10), 5925-5930 (2004).
- BARD, E., Climate shock: Abrupt changes over millennial time scales. **Phys. Today** 55, 32-38 (2002).
- BARD, E., FRANK, M., Climate change and solar variability: What's new under the sun?, **Earth Planet. Sci. Lett.** 248, 1-14 (2006).
- BATTARBEE, R.W., CAMERON, N.G., GOLDING, P., BROOKS, S.J., SWITSUR, R., HARKNESS, D., APPLEBY, P., OLDFIELD, F., THOMPSON, R., MONTIETH, D.T., Evidence for Holocene climate variability from the sediments of a Scottish remote mountain lake, **J. Quat. Sci.** 16, 339-346 (2001).
- BEHLING, H., ARZ, H.W., PÄTZOLD, J., WEFER, G., Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1, **Quat. Sci. Rev.** 19, 981-994 (2000).
- BERGER, A., LOUTRE, M.F., Astronomical theory of climate change, **J. Phys. IV France** 121, 1-35 (2004).
- BERGER, W.H., von RAD, U., Decadal to millennial cyclicity in varves and turbidites from the Arabian Sea: hypothesis of tidal origin, **Global Planet. Change** 34, 313-325 (2002).
- BIRD, M.I., AUSTIN, W.E.N., WURSTER, C.M., FIFIELD, L.K., MOJTAHID, M., SARGEANT, C., Punctuated eustatic sea-level rise in the early mid-Holocene, **Geology** 38, 803-806 (2010).
- BLUM, P., Physical properties handbook: a guide to the shipboard measurement of physical properties of deep-sea cores. In: ODP Tech. Note 26, Ocean Drilling Program, College Station. Disponível em: <http://www.odp.tamu.edu/publications/tnotes/tn26/INDEX.HTM>.
- BOND, G., BROECKER, W., JOHNSEN, S., MCMANUS, J., LABEYRIE, L., JOUZEL, J., BONANI, G., Correlations between climate records from the North Atlantic sediments and Greenland ice, **Nature** 365, 143-147 (1993).
- BOND, G., KROMER, B., BEER, J., MUSCHELER, R., EVANS, M.N., SHOWERS, W., HOFFMANN, S., LOTTI-BOND, R., HAJDAS, I., BONANI, G., Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene, **Science** 294, 2130-2136 (2001).
- BRACONNOT, P., OTTO-BLIESNER, B., HARRISON, S., JOUSSAUME, S., PETERCHMITT, J.-Y., ABE-OUCHI, A., CRUCIFIX, M., DRIESSCHAERT, E., FICHEFET, T., HEWITT, C.D., *et al.*, Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum – Part 1: experiments and large-scale features, **Clim. Past** 3, 261-277 (2007).
- BRAUN, H., CHRISTL, M., RAHMSTORF, S., GANOPOLSKI, A., MANGINI, A., KUBATZKI, C., ROTH, K., KROMER, B., Possible solar origin of the 1,470-year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model, **Nature** 438, 208-211 (2005).

- BREITZKE, M., Physical Properties of Marine Sediments. *In*: Zabel, M. (Ed.), Marine Geochemistry, Springer, Berlin, pp. 29-72 (2000)
- BROECKER, W.S., Abrupt climate change: causal constraints provided by the paleoclimate record, **Earth Sci. Rev.** 51, 137-154 (2000).
- BROERSEN, P.M.T., Automatic spectral analysis with missing data, **Digit. Signal Process.** 16, 754-766 (2006).
- BUCKINGHAM, M.J., Compressional and shear wave properties of marine sediments: comparisons between theory and data, **J. Acoust. Soc. Am.** 117 (1), 137-152 (2005).
- CAMPOS, E.J.D., VELHOTE, D., SILVEIRA, I.C.A., Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders, **Geoph. Res. Lett.** 27, 751-754 (2000).
- CARBONEL, C.A.A., VALENTIN, J.L., Numerical modeling of phytoplankton bloom in the upwelling ecosystem of Cabo Frio (Brazil), **Ecol. Model.** 116 (2-3), 135-48 (1999).
- CASTELÃO, R.M., CAMPOS, E.J.D., MILLER, J.L., A Modelling Study of Coastal Upwelling Driven by Wind and Meanders of the Brazil Current, **J. Coast. Res.** 20 (3), 662-671 (2004).
- CASTELÃO, R.M., BARTH, J.A., Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl, **Geophys. Res. Lett.** 33, L03602 (2006).
- CASTRO, B.M., MIRANDA, L.B., Physical oceanography of the Western Atlantic Continental Shelf located between 4°N and 34°S coastal segment (4°W), **The Sea** 11 (8), 209-251 (1998).
- CAITCHEON, G.G., The Application of Environmental Magnetism to Sediment Source Tracing: A New Approach, CSIRO Land and Water Technical Report 21/98 (1998).
- CHANG, S.B.R., KIRSCHVINK, J.L., Magnetofossils, the Magnetization of sediments, and the evolution of magnetite biomineralization, **Ann. Rev. Earth Planet. Sci.** 17, 169-195 (1989).
- CHAPMAN, M.R., SHACKLETON, N.J., Evidence of 550-year and 1000-year cyclicities in North Atlantic circulation patterns during the Holocene, **Holocene** 10, 287-291 (2000).
- CLARK, U., WEBB, S., KEIGWIN, D. (Eds.), Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales, **Geophys. Monogr. Ser.** 112, 394 pp., AGU, Washington DC, doi: 10.1029/GM112 (1999).
- CLEMENS, S.C., Millennial-band climate spectrum resolved and linked to centennial-scale solar cycles, **Quat. Sci. Rev.** 24, 521-531 (2005).
- CLILVERD, M.A., CLARKE, E., RISHBETH, H., CLARK, T.D.G., ULICH, T., Solar activity levels in 2100, **Astron. Geophys.** 44 (5), 5.20-5.22 (2003).
- COE, H.H.G., CARVALHO, C.N., Seria Cabo Frio um enclave semiárido no litoral úmido do Estado do Rio de Janeiro? *In*: VI Seminário Latino-Americano de Geografia Física/ II Seminário Ibero-Americano de Geografia Física (Acta), Universidade de Coimbra, Portugal (2010).
- CORNELL, R.M., SCHWERTMANN, U., The Iron Oxides – Structure, Properties, Reactions, Occurrence and Uses, VCH Publishers, New York, 703 pp. (1996).
- CAMPOS, E.J.D., VELHOTE, D., SILVEIRA, I.C.A., Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders, **Geophys. Res. Lett.** 27, 751-754 (2000).

- CAPISTRANO, V.B., KAYANO, M.T., Influências da Oscilação Multidecenal do Atlântico na precipitação do norte da região nordeste do Brasil. *In: XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia (Acta)*, Gramado (2012).
- CRUZ, A.P.S., Variações seculares de fácies sedimentares de lama da plataforma continental de Cabo Frio, RJ. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 87 p. (2012).
- DAMON, P.E., EASTOE, C.J., HUGHES, M.K., KALIN, R.M., LONG, A., PERISTYKH, A.N., Secular variations of  $\Delta^{14}\text{C}$  during the medieval solar maximum: a progress report, **Radiocarbon** 40 (1), 343-350 (1998).
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DAHL-JENSEN, D. GUNDESTRUP, N.S., HAMMER, U., HVIDBERG, C.S., STEFFENSEN, J.P., SVEINBJORNSDOTTIR, A.E., JOUZEL, J., BOND, G., Evidence for general instability of past climate from a 250-ky ice-core record, **Nature** 364, 218-220 (2003).
- DELMONTE, B., Quaternary Variations and Origin of Continental Dust in East Antarctica, Tese de Doutorado, Universidade de Milano-Bicocca, Milano, 274 p. (2003).
- DIETRICH, G., KALLE, K., KRAUSS, K., SIEDLER, G., General Oceanography, Wiley, New York, USA, 626 pp. (1980).
- DILLENBURG, S.R., HESP, P.A. (Eds.), Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil, Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, Berlin, 380 p. (2009).
- DITLEVSEN, P.D., ANDERSEN, K.K., SVENSSON, A., The DO-climate events are probably noise induced: statistical investigation of the claimed 1470 years cycle, **Clim. Past.** 3, 129-134 (2007).
- DONAHUE, D.J., JULL, A.J.T., TOOLIN, L.J., Radiocarbon measurements at the University of Arizona AMS facility, **Nucl. Instrum. Meth. B** 52 (3-4), 224-228 (1990).
- EASTOE, C.J., FISH, P., DULCE GASPAR, M., LONG, A., Reservoir corrections for marine samples from the south Atlantic coast, Santa Catarina State, Brazil, **Radiocarbon** 44 (1), 145-148 (2002).
- EKDAHL, E.J., FRITZ, S.C., BAKER, P.A., RIGSBY, C.A., COLEY, K., Holocene multidecadal-to millennial-scale hydrologic variability on the South American Altiplano, **The Holocene** 18, 867-876 (2008).
- ELLIS, D.V., Well Logging for Earth Scientists, Elsevier, Amsterdam, 532 p. (1987).
- ENFIELD, D.B., MESTAS-NUÑEZ, A.M., TRIMBLE, P.J., The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S., **Geophys. Res. Lett.** 28 (10), 2077-2080 (2001).
- ELRICK, M., HINNOV, L.A., Millennial-scale origins for stratification in Cambrian and Devonian deep-water rhythmites, western USA. 1996. **Palaeog. Palaeoclim. Palaeoecol.** 123, 353-372 (1996).
- FAGANELLI, I., MALEJ, A., PEZDIC, J., MALACIC, V., C: N: P ratios and stable C isotopic ratios as indicator of sources of organic matter in the Gulf of Trieste (northern Adriatic), **Oceanologia Acta** 11 (4), 377-382 (1988).
- FALCÃO, L.C., AYRES NETO, A., Parâmetros físicos de sedimentos marinhos superficiais da região costeira de Caravelas, Sul da Bahia, **Rev. Bras. Geof.** 28 (2), 279-289 (2010).

- FERNANDEZ, G.B., PEREIRA, T.G., MUEHE, D., ROCHA, T.B., Aplicação de critérios morfodinâmicos na diferenciação de setores ao longo do arco praial entre Cabo Frio e Arraial do Cabo – RJ. *In: V Simpósio Nacional de Geomorfologia (Acta)*, Goiânia (2006).
- FERRAZ, K.C., Origem e Transferência para a Produção Primária de *Ulva sp.* na Ressurgência de Arraial do Cabo: Utilização de Composições Isotópicas Naturais de C e N ( $^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{14}\text{C}$  e  $^{15}\text{N}$ ). Dissertação de Mestrado, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 93 p. (2003).
- FIGUEIREDO Jr., A.G., ABUCHACRA, R.C., VASCONCELOS, S.C., SANTOS, R.A., SAMPAIO, M.B., VIANNA, P.J.A., SILVA, F.T., TOLEDO, M.B., Perfilador multi-sensor Geotek para testemunhos (aplicação em análises não destrutivas de testemunhos sedimentares). *In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia (1)*, Curitiba (2008).
- FISCHER, A.G., DE BOER, P.L., PREMOLI SILVA, I., Cyclostratigraphy. *In: GINSBURG, R.N., BEAUDOIN, B. (Eds.), Cretaceous, Resources, Events and Rhythms*, Kluwer, Dordrecht, pp. 139-172 (1990).
- FLÜCKIGER, J., KNUTTI, R., WHITE, J.W.C., Oceanic processes as potential trigger and amplifying mechanisms for Heinrich events, **Paleoceanography** 21, PA2014 (2006).
- FONSECA, M.J.C., O Cinturão Ribeira e o Bloco Cabo Frio. *In: An. I Simp. Geol. Sud. Bol. Res.*, 132-133 (1989).
- FRANCO, D.R., Caracterização Magnética e Estrutural das Fases de Ferro em Sedimentos da Barragem de Taiaçupeba, São Paulo. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 135 p. (2002).
- FRANCO, D.R., Magnetoestratigrafia e Análise Espectral de Ritmitos Permocarboníferos da Bacia do Paraná: Influências dos Ciclos Orbitais no Regime Depositional. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 192 p. (2007).
- FRANCO, D.R., BERQUÓ, T.S., IMBERNON, R.A.L., PARTITI, C.S.M., ENZWEILER, J., Environmental monitoring of magnetic iron phases of urban water reservoir lake sediments (Taiaçupeba lake, Great São Paulo, Brazil) by using Mössbauer Spectroscopy, **Env. Geol.** 52 (5), 831-842 (2007).
- FRANCO, D.R., HINNOV, L.A., ERNESTO, M., Spectral analysis and modeling of microcyclostratigraphy in Late Paleozoic glaciogenic rhythmites, Paraná Basin, Brazil, **Geochem. Geophys. Geosys.** 12 (9), Q09003, doi: 10.1029/2011GC003602 (2011).
- FRANCO, D.R., HINNOV, L.A., ERNESTO, M., Millennial-scale climate cycles in Permian-Carboniferous rhythmites: Permanent feature throughout geologic time? **Geology** 40 (1), 19-22 (2012).
- FRANCO, D.R., HINNOV, L.A., Anisotropy of magnetic susceptibility and sedimentary cycle data from Permo-Carboniferous rhythmites (Paraná Basin, Brazil): a multiple proxy record of astronomical and millennial scale palaeoclimate change in a glacial setting. *In: Jovane, L., Herrero-Bervera, E., Hinnov, L.A., Housen, B.A. (Eds.), Magnetic Methods and the Timing of Geological Processes*, **Geol. Soc. London Spec. Pub.** 373. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1144/SP373.11> (2012).
- FREDERICH, T., SCHMIEDER, F., HUBSCHER, C., FIGUEIREDO, A., COSTA, E. Physical Properties Studies. *In: Report and preliminary results of METEOR- Cruise M 34/4 80*, Recife – Bridgetown (1996).
- FREUDENTHAL, T., WAGNER, T., WENZHÖFER, F., ZABEL, M., WEFER, G., Early diagenesis of organic matter from sediments of the eastern subtropical Atlantic: Evidence

- from stable nitrogen and carbon isotopes, **Geochim. Cosmochim. Acta** 65 (11), 1795-1808 (2001).
- GANOPOLSKI, A., RAHMSTORF, S., Rapid changes of glacial climate oscillations simulated in a coupled climate model, **Nature** 409, 153-158 (2001).
- GUBBINS, D., HERRERO-BERVERA, E. (Eds.), Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism, Springer, Dordrecht, 1054 p. (2007).
- HAMILTON, E.L., Variations of density and porosity with depth in deep-sea sediments, **J. Sediment. Res.** 46 (2), 280-300 (1976).
- HERNANDEZ, G., Time series, periodograms, and significance. **J. Geophys. Res.** 104 (A5), 10355-10368 (1999).
- HINNOV, L.A., New perspectives on orbitally forced stratigraphy, **Annu. Rev. Earth Sci.** 28, 419-475, (2000).
- HAMILTON, E.L., BACHMAN, R.T., Sound Velocity and Related Properties of Marine Sediments, **J. Acoust. Soc. Am.** 72 (6), 1891-1904 (1982).
- HORNG, C.S., CHEN, K.H., Complicated Magnetic Mineral Assemblages in Marine Sediments Offshore of Southwestern Taiwan: Possible Influence of Methane Flux on the Early Diagenetic Process. **Terr. Atmos. Ocean. Sci.** 17 (4), 1009-1026 (2006).
- HOYT, D.V., SCHATTEN, K.H., The role of the Sun in climate change, **Oxford University Press, New York**, 279 p. (1997).
- HSIEH, J.C.C., MURRAY, B., A ~ 24000 year period climate signal in 1.7 - 2.0 million year old Death Valley strata, **Earth Planet. Sci. Lett.** 141, 11-19 (1996).
- HUGHEN, K.A., BAILLIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BERTRAND, C.J.H., BLACKWELL, P.G., BUCK, C.E., *et al.*, Marine04: Marine radiocarbon age calibration, 26–0 ka BP, **Radiocarbon** 46, 1059-1086 (2004).
- JELEŃSKA, M., KĄDZIAŁKO-HOFMOKL, M., Dependence of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks on temperature, **Phys. Earth Planet. Inter.** 62, 19-31 (1990).
- KANFOUSH, S.L., HODELL, D.A., CHARLES, C.D., GUILDERTSON, T.P., MORTYN, P.G., NINNEMANN, U.S., Millennial-scale instability of the Antarctic ice sheet during the last glaciation, **Science** 288, 1815-1819 (2000).
- KIM, J.-H., MEGGERS, H., RIMBU, N., LOHMANN, G., FREUDENTHAL, T., MÜLLER, P.J., SCHNEIDER, R.R., Impacts of the North Atlantic gyre circulation on Holocene climate off northwest Africa, **Geology** 35 (5), 387-390 (2007).
- KING, T., Quantifying nonlinearity and geometry in time series of climate, **Quat. Sci. Rev.** 15, 247-266 (1996).
- KITTEL, C., Introduction to Solid State Physics, 7<sup>th</sup> edition, Wiley & Sons, New York, 673 p. (1996).
- KLEIVEN, H.F., JANSEN, E., CURRY, W.B., HODELL, D.A., VENZ, K., Atlantic Ocean thermohaline circulation changes on orbital to suborbital timescales during the mid-Pleistocene, **Paleoceanography** 18 (1) doi: 10.1029/2001PA000629 (2003).
- KLETETSCHKA, G., PRUNER, P., VENHODOVA, D., KADLEC, J., Magnetic record associated with tree ring density: Possible climate proxy, **Geochem. Trans.** 8 (2), doi: 10.1186/1467-4866-8-2 (2007).

- KONDRASHOV, D., GHIL, M., Spatio-temporal filling of missing points in geophysical data sets, **Nonlin. Processes Geophys.** 13, 151-159 (2006).
- KÖSSLER, P., HERRLE, J.O., APPEL, E., ERBACHER, J., HEMLEBEN, C., Magnetic records of climatic cycles from mid-Cretaceous hemipelagic sediments of the Vocontian Basin, SE France, **Cretac. Res.** 22, 321-331 (2001).
- KNIGHT, J.R., FOLLAND, C.K., SCAIFE, A.A., Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation, **Geophys. Res. Lett.** 33, L17706 (2006).
- KNOPPERS, B., EKAU, W., FIGUEIREDO Jr., A.G., SOARES-GOMES, A., Zona Costeira e Plataforma Continental do Brasil. *In*: PEREIRA, R.C., SOARES-GOMES, A. (Eds.), Biologia Marinha, Interciência, Rio de Janeiro, pp. 353-362 (2002).
- KUMAR, N., GAMBÔA, L.A.P., SCHREIBER, B.C., MASCLE, J., Geologic history and origin of São Paulo plateau southeastern Brazilian margin, comparison with the Angolan margin, and the early evolution of the northern South Atlantic. *In*: SUPKO, P.R., PERCH-NIELSEN, K. *et al.*, **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.**, Washington, U.S. Government Printing Office 39., pp. 927-945 (1977).
- LARRASOÑA, J.C., GONZALVO, C., MOLINA, E., MONECHI, S., ORTIZ, S., TORI, F., TOSQUELLA, J., Integrated magnetobiochronology of the Early/Middle Eocene transition at Agost (Spain): Implications for defining the Ypresian/Lutetian boundary stratotype, **Lethaia** (41), 395-415 (2008).
- LEVER, H., Climate Changes and Cyclic Sedimentation in the Mid-Late Permian: Kennedy Group, Carnarvon Basin, Western Australia, **Gondwana Res.** 7 (1), 135-142 (2004).
- LOMB, N.R., Least-squares frequency analysis of unequally spaced data, **Ap. Space Sci.** 39, 447-462 (1976).
- LORENZZETI, J.A., GAETA, S.A, The Cape Frio Upwelling effect over the South Brazil Bight northern sector shelf waters: a study using AVHRR images, **International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing** 31 (B7), 448-453 (1996).
- MAHIQUES, M.M., SILVEIRA, I.C.A., SOUSA, S.H.M., RODRIGUES, M., Post-LGM sedimentation on the outer shelf - upper slope of the northernmost part of the São Paulo Bight, southeastern Brazil. **Mar. Geol.** 181, 387-400 (2002).
- MAHIQUES, M.M., BÍCEGO, M.C., SILVEIRA, I.C.A., SOUZA, S.H.M., LOURENÇO, R.A., FUKUMOTO, M. M., Modern sedimentation in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern Brazilian shelf, **An. Acad. Bras. Ciênc.** 77 (3), 535-578 (2005).
- MAHIQUES, M.M., WAINER, I.K.C., BURONE, L., NAGAI, R., SOUZA, S.H.M., FIGUEIRA, R.C.L., SILVEIRA, I.C.A.; BÍCEGO, M.C., ALVES, D.P.V., HAMMER, O., A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: paleoenvironmental implications, **Quat. Int.** 206, 52-61 (2009).
- MAHIQUES, M.M., MELLO, S.H.S., FURTADO, V.V., TESSLER, M.G., TOLEDO, F.A.L., BURONE, L., FIGUEIRA, R.C.L., KLEIN, D.A., MARTINS, C.C., ALVES, D.P.V., The Southern Brazilian shelf: general characteristics, quaternary evolution and sediment distribution. **Braz. J. Oceanogr.** 58 (2), 25-34 (2010).
- MAHIQUES, M.M., SOUSA, S.H.M., BURONE, L., NAGAI, R.H., SILVEIRA, I.C.A., FIGUEIRA, R.C.L., SOUTELINO, R.G., PONSONI, L., KLEIN, D.A., Radiocarbon geochronology of the sediments of the São Paulo Bight (southern Brazilian upper margin), **An. Acad. Bras. Ciênc.** 83 (3), 817-834 (2011).

- MARTINEZ, P., BERTRAND, P., BOULOUBASSI, I., BAREILLI, G., SHIMMIELDI, G., VAUTRAVES, B., GROUSSETE, F., GICHARD, S., TERNOIS, Y., SICRE, M.A., An integrated view of inorganic and organic biogeochemical indicators of paleoproductivity in a coastal upwelling area, **Org. Geoch.** 24, 411-420 (2006).
- MATSUURA, Y., Contribuição ao estudo da estrutura oceanográfica da região sudeste entre Cabo Frio (RJ) e Cabo de Santa Marta Grande (SC), **Ciênc. Cult.** 38, 1439 -1450 (1986).
- MCELHINNY, M.W., MCFADDEN, P.L., Paleomagnetism - Continents and Oceans, Academic Press, London, 386 p. (2000).
- MCMANUS, J., BERELSON, W.M., SEVERMANN, S., POULSON, R.L., HAMMOND, D.E., KLINKHAMMER, G.P., HOLM, C., Molybdenum and uranium geochemistry in continental margin sediments: Paleoproxy potential, **Geoch. Cosmoch. Acta** 70 (18), 4643–4662 (2006).
- MITCHELL, J.M., An overview of climatic variability and its causal mechanisms, **Quat. Res.** 6, 481-493 (1976).
- MOHRIACK, W.U., Bacias sedimentares da margem continental brasileira. In: BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R.M., GONÇALVES, J.H. (Eds.), Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil, CPRM, Brasília, pp. 87-165 (2003).
- MUEHE, D., Consequências hidroclimáticas das glaciações quaternárias no relevo costeiro a leste da Baía de Guanabara, **Rev. Brasil. Geoc.** 13 (4), 245-252 (1983).
- MUEHE, D., CARVALHO, V.G., Geomorfologia, cobertura sedimentar e transporte de sedimentos na plataforma continental interna entre a Ponta de Saquarema e o Cabo Frio (RJ), **Braz. J. Oceanogr.** 41(1/2), 1-12 (1993).
- MÜLLER, R.O., KEIL, K., Spectrochemical Analysis by X-Ray Fluorescence, Plenum Press, New York, 326 p. (1972).
- NAGAI, R.H., Variações de paleoprodutividade na plataforma interna de Cabo Frio, RJ, durante o Holoceno. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 116 p. (2009).
- NAIK, H., CHEN, C.T.A., Biogeochemical cycle in Taiwan Strait, **Est., Coast. Shelf Scienc.** 78, 603-612 (2008).
- NEFF, U., BURNS, S.J., MANGINI, A., MUDELSEE, M., FLEITMANN, D., MATTER, A., Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago, **Nature** 411, 290-293 (2001).
- NOWACZYK, N.R., Logging of magnetic susceptibility. In: W.M. LAST, W.M., SMOL, J.P. (Eds.), Tracking Environmental Changes in Lake Sediments: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques, Kluwer, Dordrecht, Netherlands, pp. 155-170 (2001).
- ONIKU, S.A., OSAZWA, I.B., MELUDU, O.C., Preliminary report on magnetic susceptibility measurements on rocks within the Zaria granite batholith, Nigeria. **GEOFIZIKA** 25 (2), 203-213 (2008).
- OGURTSOV, M.G., NAGOVITSYN, Y.A., KOCHAROV, G. E., JUNGNER, H., Long-period cycles of the sun's activity recorded in direct solar data and proxies, **Solar Phys.** 211, 371-394 (2002).
- PALMA, J.J.C., Fisiografia da área oceânica. In: SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D.A., DERZE, G.R., ASMUS, H.E. (Eds.), **Geologia do Brasil**, DNPM, Brasília, pp. 429-441 (1984).

- PARRISH, J.K., MARVIER, M., PAINE, R.T., Direct and indirect effects: interactions between bald eagles and common murre, **Ecol. App.** 11 (6), 1858-1869 (2001).
- PERLMUTTER, M.A., MATTHEWS, M.D., Global cyclostratigraphy – a model. *In*: Cross, T.A. (Ed.), Quantitative dynamic stratigraphy, Prentice Hall, New Jersey, pp. 233-260 (1989).
- PETERSEN, N., BLEIL, U., Magnetic properties of rocks. *In*: Angenheister, G. (Ed.), Landolt-Börnstein, New Series V (I-b), (Springer-Verlag), Heidelberg, pp. 308-365 (1982).
- PETERSON, R., STRAMMA, L., Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, **Progr. Oceanogr.** 26 (1), 1-73 (1991).
- PONZI, V.R.A., Sedimentação Marinha. *In*: BAPTISTA NETO, J.A., PONZI, V.R.A., SICHEL, S.E. (Eds.), Introdução à Geologia Marinha, Interciência, Rio de Janeiro, pp. 219-241 (2004).
- POORE, R.Z., DOWSETT, H.J., VERARDO, S., QUINN, T.M., Millennial- to century-scale variability in Gulf of Mexico Holocene climate records, **Paleoceanography** 18, doi: 10.1029/2002PA000868 (2003).
- PRESS, W.H., RYBICKI, G.B., Fast Algorithm for spectral analysis of unevenly sampled data, **Astrophys. J.** 338, 277-280 (1989).
- RAHMSTORF, S., Thermohaline circulation: The current climate, **Nature** 421, 699 (2003).
- RASHID, M.A., Geochemistry of marine humic compounds. Springer-Verlag, New York, 300p. (1985).
- RASPOPOV, O.M., DERGACHEV, V.A., SHUMILOV, O.I., KOLSTRÖM, T., LINDHOLM, M., MERILÄINEN, J., EGGERTSSON, O., VASILIEV, S.S., KUZMIN, A.V., KIRTSIDELY, I.Y., KASATKINA, E.A., Dendrochronological evidence of long - term variations in solar activity and climate. *In*: KAENNEL DOBBERTIN, M., BRÄKER, O.U. (Eds.), International Conference Tree Rings and People, Davos, pp. 22-26 (2001).
- RETALLACK, G.J., SHELDON, N.D., COGOINIB, M., ELMOREB, R.D., Magnetic susceptibility of early Paleozoic and Precambrian paleosols, **Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.** 198 (3-4), 373-380 (2003).
- RIND, D., The Sun's Role in Climate Variations, **Science** 296, 673-677 (2002).
- RIVAS, J., ORTEGA, B., SEDOV, S., SOLLEIRO, E., SYCHER, S., Rock magnetism and pedogenetic processes in Luvisol profiles: Examples from Central Russia and Central Mexico, **Quat. Inter.** 156-157, 212-223 (2006).
- ROBINSON, S.G., Lithostratigraphic applications for magnetic susceptibility logging of deep-sea sediment cores: examples from ODP Leg 115. *In*: HAILWOOD, E.A., KIDD, R.B. (Eds.), High Resolution Stratigraphy, **Geol. Soc. London Spec. Pub.** 70, 65-68 (1993).
- ROCHA, J., MILLIMAN, J.D., SANTANA, C.I., VICALVI, M.A., Southern Brazil. Upper continental margin sedimentation off Brazil, **Contr. Sedimentol.** 4, 117-150 (1975).
- RODRIGUES, R.R., LORENZZETI, J.A., A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling, **Cont. Shelf Res.** 21, 371-394 (2001).
- ROTH, S., REIJMER, J.J.G., Holocene millennial to centennial carbonate cyclicity recorded in slope sediments of the Great Bahama Bank and its climatic implications, **Sedimentology** 52, 161-181 (2005).

- ROTHWELL, R.G., RACK, F.R., New Techniques in sediment core analysis: an introduction. Rothwell, R.G. 2006. New Techniques in Sediment Core Analysis, **Geol. Soc. London Spec. Pub.** 267, 1-29 (2006).
- RUFF, M., Radiocarbon Measurement of Micro-Scale Samples - A Carbon Dioxide Inlet System for AMS. Tese de Doutorado, Universidade de Bern, 121 p. (2008).
- SAAVEDRA, L., DORNELES, L.M.A., SANTOS, S.B., ABSALÃO, R., ANJOS, S.M.C., MELO, G.V., STANTON, N.S.G., FONSECA, E.M., LIMA, L.M., KÜSEL, E.T., RIBEIRO, E.O., LAZIOLLOTA, A.A.A., ESTEVES, F.A., Caracterização oceanográfica da plataforma continental interna adjacente ao Cabo Frio – RJ, no inverno de 1995. *In*: SILVA, S.H.G., LAVRADO, H.P. (Eds.), Ecologia dos Ambientes Costeiros do Estado do Rio de Janeiro, Ser. Oecol. Bras. VII, pp. 245-271 (1999).
- SANTOS, I.R., BURNETT, W.C., GODOY, J.M., Radionuclides as tracers of coastal processes in Brazil: Review, Synthesis and Perspectives, **Braz. J. Oceanogr.** 56 (2), 115-131 (2008).
- SANTOS, T.P., BARBOSA, C.F., BELEM, A.L., DOKKEN, D., ALBUQUERQUE, A.L.S., Tropical South Atlantic response to millennial-scale cooling events in the North Atlantic during the Holocene, **Palaeog. Palaeoclim. Palaeoecol.** (2012; in review).
- SCARGLE, J.D., Studies in astronomical time series analysis. II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data, **Astrophys. J.** 263, 835-853 (1982).
- SCHMITT, R.S., Orogenia Búzios – Um evento tectono-metamórfico cambro ordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira – sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 273 p. (2001).
- SCHMITT, R.S., TROW, R.A.J., SCHMUS, W.R.W., PASSCHIER, C.W., Late amalgamation in the crustal part of West Gondwana: new chronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil), **Precamb. Res.** 133, 29-61 (2004).
- SCHÖN J.H., Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics. *In*: HELBIG, K., TREITEL, S. (Eds.), Handbook of Geophysical Exploration: Seismic Exploration 18, Pergamon-Elsevier, New York, 583 p. (2004).
- SCHULTHEISS, P.J., WEAVER, P.P.E., Multi-Sensor Core Logging for Science and Industry. *In*: Proceedings Oceans 92, Mastering the Oceans Through Technology 2, pp. 608-613, Inst. of Electr. and Electron. Eng., New York (1992).
- SCHULTHEISS, P.J., FRANCIS, T.J.G., HOLLAND, M., ROBERTS, J.A., AMANN, H., THJUNJOTO, PARKE, R.J., *et al.*, Pressure coring, logging and subsampling with the HYACINTH system. *In*: Rothwell, G. (Ed.), New Techniques in Sediment Core Analysis, **Geol. Soc. London, Spec. Pub.** 267, 151-163 (doi: 10.1144/GSL.SP.2006.267.01.11) (2006).
- SCHULZ, M., BERGER, W.H., SARNTHEIN, M., GROOTES, P.M., Amplitude variations of 1470- year climate oscillations during the last 100,000 years linked to fluctuations of continental ice mass, **Geophys. Res. Lett.** 26 (22), 3385-3388 (1999).
- SCHULZ, M., PAUL, A., TIMMERMAN, A., Glacial-interglacial contrast in climate variability at centennial-to-millennial timescales: observations and conceptual model, **Quat. Sci. Rev.** 23, 2219-2230 (2002).
- SCHULZ, M., STATTEGGER, K., SPECTRUM: Spectral analysis of unevenly spaced paleoclimatic time series, **Comput. Geosci.** 23, 929-945 (1997).

- SCHULZ, M., MUDELSEE, M., REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series, **Comput. Geosci.** 28, 421-426 (2002).
- SCHWARZACHER, W., Repetitions and cycles in stratigraphy, **Earth Sci. Rev.** 50, 51-75 (2000).
- SHARMA, M., Variations in solar magnetic activity during the last 200,000 years: is there a Sun-climate connection?, **Earth Planet. Sci. Lett.** 199, 459-472 (2003).
- SHUMWAY, R.H., STOFFLER, D.S. Time series analysis and its applications, Springer-Verlag, New York, 547 p. (2000).
- SILVA, P.M., Usos do Mar. In: Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM), Instituto de Pesquisas da Marinha (IPqM/MB), Rio de Janeiro, 303 p. (1978).
- SILVA, A.-C., POTMA, K., WEISSENBERGER, J.A.W., WHALEN, M.T., HUMBLET, M., MABILLE, C., BOULVAIN, F., Magnetic susceptibility evolution and sedimentary environments on carbonate platform sediments and atolls, comparison of the Frasnian from Belgium and Alberta, Canada, **Sediment. Geol.** 214, 3-18 (2009).
- SILVA, A.S. Influência da morfologia continental fluminense sobre as circulações locais na região de Cabo Frio (RJ). Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 124 p. (1997).
- SILVEIRA, I.C.A. SCHIMIDT, A.C.K., CAMPOS, E.J.D., GODOI, S.S.G., IKEDA, Y., The Brazil Current off the Eastern Brazilian Coast, **Rev. Bras. Oceanogr.**, 48 (2), 171-183 (2000).
- SKILBECK, C.G., ROLPH, T.C., HILL, N., WOODS, J., WILKENS, R.H., Holocene millennial/centennial-scale multiproxy cyclicity in temperate eastern Australian estuary sediments, **J. Quaternary Sci.** 20, 327-347 (2005).
- SUGUIO, K., MARTIN, L., BITTENCOURT, A.C.S.P., DOMINGUES, J.M.L., FLEXOR, J.M., AZEVEDO, A.E.G., Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira, **Rev. Bras. Geoc.** 15 (4), 273-286 (1985).
- ST-ONGE, G., MULDER, T., FRANCUS, P., LONG, B., Continuous physical properties of cored marine sediment. In: Hillaire-Marcel, A., deVernal, A. (Eds.), *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography (Developments in Marine Geology)* (1), Elsevier, pp.99-138 (2007).
- STOCKER, T.F., Abrupt climate changes: from the past to the future – a review, **Int. J. Earth Sci.** 88, 365-374 (1999).
- STRASSER, A., HILGEN, F.J., HECKEL, P.H., Cyclostratigraphy – concepts, definitions, and applications, **Newsletters Stratigraphy** 42 (2), 75-114 (2006).
- STUIVER, M., BRAZIUNAS, T.F., Sun, ocean, climate and atmospheric  $^{14}\text{C}$  an evaluation of causal and spectral relationships, **The Holocene** 3, 289-305 (1993).
- STUIVER, M., REIMER, P.J., Extended  $^{14}\text{C}$  data base and revised Calib 3.0  $^{14}\text{C}$  age calibration program. **Radiocarbon** 35 (1), 215-230 (1993).
- TARLING, D.H., HROUDA, F., The Magnetic Anisotropy of Rocks, Chapman & Hall, London, 217 pp. (1993).
- TAUXE, L., Lectures in Paleomagnetism, Essayo Press, Electronic Edition (2005).
- TAYLOR, R.E., Radiocarbon Dating: The Continuing Revolution, **Evol. Anthropol.** 4 (5), 169-181 (1995).

- TELFORD, R.J., HEEGAARD, E., BIRKS, H.J.B., The intercept is a poor estimate of a calibrated radiocarbon age, **The Holocene** 14 (2), 296-298 (2004).
- TESSLER, M.G., MAHIQUES, M.M., Processos oceânicos e a fisiografia do fundo submarino. *In*: TEIXEIRA, W., TOLEDO, M.C., FAIRCHILD, T.R., TAIOLI, F. (Eds.), *Decifrando a Terra*, Oficina de Textos, São Paulo, pp. 261-284 (2003).
- TESSLER, M.G., GOYA, S.C., Processos condicionantes do litoral Brasileiro, **Rev. Dep. Geogr., USP** 17, 11-23 (2005).
- THOMPSON, R., BATTARBEE, R.W., O'SULLIVAN, P.E., OLDFIELD, F., Magnetic susceptibility of lake sediments, **Limnol. Oceanogr.** 20 (5), 687-698 (1975).
- THOMPSON, R., OLDFIELD, F., *Environmental Magnetism*, Allen & Unwin, 227 p. (1986).
- THOMSON, D.J., Time Series Analysis of Holocene Climate Data, **Phil. Trans. R. Soc. Lond. A** 330 (1615) 601-616 (1990).
- THONG, T., McNAMES, J., ABOY, M., Lomb-Wech Periodogram for non-uniform sampling. *In*: *Proceedings of the 26<sup>th</sup> Annual International Conference of the IEEE*, San Francisco, pp. 271-274 (2004).
- TIAB, D., DONALDSON, E.C., *Petrophysics – theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport*, 2<sup>nd</sup> edition, Elsevier, Boston, 889 p. (2004).
- TIMMERMAN, A., GILDOR, H., SCHULZ, M., TZIPERMAN, E., Coherent resonant millennial-scale climate oscillations triggered by massive meltwater pulses, **J. Climat.** 16, 2569-2585.(2003).
- TURCQ, B., MARTIN, L., FLEXOR, J.M., SUGUIO, K., PIERRE, C., TASAYACO-ORTEGA, L., Origin and evolution of the quaternary coastal plain between Guaratiba and Cabo Frio, State of Rio de Janeiro, Brazil, **Env. Geoch. Coast. Lagoon Syst.** 6, 25-46 (1999).
- USOSKIN, I.G., MURSULA, K., Long-term solar cycle evolution: Review of recent developments, **Solar Phys.** 218, 319-343 (2003).
- VALENTIN, J.L., Spatial structure of the zooplankton community in the Cabo Frio Region (Brazil) influenced by coastal upwelling, **Hydrobiologia** 113, 183-199 (1984).
- VALENTIN, J.L., The Cabo Frio upwelling system, Brazil. *In*: SEELIGER, U., KJERFVE, B. (Eds), *Coastal marine ecosystem of Latin America*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 97-105 (2001).
- VAN DER ZWAN, C.J., The impact of Milankovitch-scale climatic forcing on sediment supply, **Sediment. Geol.** 147, 271-294 (2002).
- VASILIEV, S.S., DERGACHEV, V.A., The ~2400-year cycle in atmospheric radiocarbon concentration: bispectrum of <sup>14</sup>C data over the last 8000 years, **Ann. Geophys.** 20, 115-120 (2002).
- VASILIEV, S.S., DERGACHEV, V.A., RASPOPOV, O.M., JUNGNER, H., Long-Term Variations in the Flux of Cosmogenic Isotope <sup>10</sup>Be over the Last 10000 Years: Variations in the Geomagnetic Field and Climate, **Geomagn. Aeronomy** 52 (1), 121-128 (2012).
- VENEGAS, S.A., MYSAK, L.A., STRAUB, D.N., An interdecadal climate cycle in the South Atlantic and its links to other ocean basins, **J. Geophys. Res.** 103 (C11), 24723 (1998).
- VEROSUB, K.L., ROBERTS, A.P., *Environmental magnetism: Past, present, and future*, **J. Geophys. Res.** 100 (B2), 2175-2192 (1995).

- VERSTEEGH, G.J.M., Solar Forcing of Climate. 2: Evidence from the Past, **Space Sci. Rev.** 120, 243-286 (2005).
- VIGLIOTTI, L., Magnetic properties of light and dark sediment layers from the Japan Sea: diagenetic and paleoclimatic implications, **Quat. Sci. Rev.** 16, 1093-1114 (1997).
- WAINER, I., VENEGAS, S.A., South Atlantic multidecadal variability in the climate system model, **J. Clim.** 15, 1408-1420 (2003).
- WANNER, H., BEER, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., *et al.*, Mid- to Late Holocene climate change: an overview, **Quat. Sci. Rev.** 27, 1791-1828 (2008).
- WANNER, H., SOLOMINA, O., GROSJEAN, M., RITZ, S.P., JETEL, M., Structure and origin of Holocene cold events, **Quat. Sci. Rev.** 30, 3109-3123 (2011).
- WARREN, B.E., X-Ray Diffraction, Dover Publications, New York, 381 pp. (1990).
- WEEDON, G.P., Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy - Examining stratigraphic records of environmental cycles, Cambridge University Press, Cambridge, 259 p. (2003).
- WHITE, W.B., LIU, Z., Resonant excitation of the quasi-decadal oscillation by the 11-year signal in the Sun's irradiance, **J. Geophys. Res.** 113, C01002, doi:10.1029/2006JC004057 (2008).
- WITT, A., SCHUMANN, A.Y., Holocene climate variability on millennial scales recorded in Greenland ice cores, **Nonlin. Proc. Geophys.** 12, 345-352 (2005).
- YU, S.-Y., Centennial-scale cycles in middle Holocene sea level along the southeastern Swedish Baltic coast, **GSA Bull.** 115 (11), 1404-1409 (2003).
- ZEMBRUSKI, S.G., BARRETO, H.T., PALMA, C.J., MILLIMAN, J.D., Estudo preliminar das províncias geomorfológicas da margem continental brasileira. *In*: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia (2), Belém, pp. 187-209 (1972).
- ZEMBRUSKI, S.G., Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. *In*: Chaves, H.A.F., (Ed.), Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes Relatório Final, Série Projeto REMAC/PETROBRAS/CENPES/DINTEP, Rio de Janeiro, 177 p. (1979).
- ZIMBRES E., KAWASHITA K., VAN SCHMUS W.R., Evidências de um núcleo transamazônico na região de Cabo Frio RJ, e sua conexão com o cráton de Angola. *In*: 36º Congresso Brasileiro de Geologia (Acta), Natal (RN), pp. 2735-2743 (1990).