

Vicente de Azevedo Tang

**ANÁLISE CICLOESTRATIGRÁFICA DO INTERVALO CENOMANIANO
SUPERIOR-TURONIANO INFERIOR (FORMAÇÃO COTINGUIBA) DA
BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS**

Trabalho de Conclusão de Curso

Geologia

UFRJ
Rio de Janeiro
2017



UFRJ

Vicente de Azevedo Tang

**ANÁLISE CICLOESTRATIGRÁFICA DO INTERVALO CENOMANIANO SUPERIOR-
TURONIANO INFERIOR (FORMAÇÃO COTINGUIBA) DA BACIA DE SERGIPE-
ALAGOAS**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Rio de Janeiro

Julho de 2017

Tang, Vicente de Azevedo

Análise cicloestratigráfica do intervalo Cenomaniano superior-Turoniano inferior (Formação Cotinguiba) da Bacia de Sergipe-Alagoas: Vicente de Azevedo Tang - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGEO, 2017.

xvi, 91 f. : il. ; 30 cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2017.

Orientador: Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

1. Geologia. 2. Estratigrafia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Cicloestratigrafia da Formação Cotinguiba, Bacia de Sergipe-Alagoas.

Vicente de Azevedo Tang

ANÁLISE CICLOESTRATIGRÁFICA DO INTERVALO CENOMANIANO SUPERIOR-
TURONIANO INFERIOR (FORMAÇÃO COTINGUIBA) DA BACIA DE SERGIPE-
ALAGOAS

Trabalho de Conclusão de Curso de
Graduação em Geologia do Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Rio
de Janeiro – UFRJ, apresentado como
requisito necessário para obtenção do grau
de Bacharel em Geologia.

Orientador:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Aprovada em: 11 de Agosto de 2017

Por:

Orientador: Dr. Leonardo Borghi (UFRJ)

Dr. Aristóteles Rios Netto (UFRJ)

Bruno Valle de Oliveira (UFRJ)

Dedico este trabalho à minha mãe, Teresa, pelo apoio, incentivo e compreensão durante todos esses anos, assim como sua dedicação em proporcionar uma sólida educação.

Agradecimentos

Agradeço à minha mãe, Teresa, por toda a compreensão e incentivo redobrados durante a realização deste trabalho, pelo esforço em sempre proporcionar educação de qualidade e pelo apoio e carinho mútuo durante períodos de grandes dificuldades pessoais.

À minha família, especialmente minha irmã Clara, pela união e pelo suporte durante todos esse anos.

A todos meus amigos, pelos incríveis momentos compartilhados todos esses anos e pela imensa compreensão, incentivo e companheirismo.

Ao Cadu, pelo carinho, apoio e inspiração que foram essenciais na superação de desafios pessoais e acadêmicos neste último ano.

Ao professor e orientador Dr. Leonardo Borghi, pelos ensinamentos e pela compreensão durante a execução deste trabalho.

Ao Projeto SACL [Análise geológica sedimentar de sucessões carbonáticas cretácicas em uma bacia sedimentar brasileira (ANP autorização n.551/2012; BG E&P Brasil projeto BG-04; Fundação COPPETEC projeto IGEO-15.981)] pela cessão dos dados necessários à realização deste trabalho.

Ao geólogo Bruno Valle, por disponibilizar dados para a análise realizada neste trabalho.

Ao professor Dr. Luis Paulo Braga, pelo auxílio e atenção dados nas fases iniciais da elaboração deste trabalho.

A todo o corpo docente do Departamento de Geologia da UFRJ, pelos ensinamentos, experiências e conhecimentos transmitidos ao longo da minha vida acadêmica.

Resumo

Tang, Vicente de Azevedo. **Análise cicloestratigráfica do intervalo Cenomaniano auperior-Turoniano inferior (Formação Cotinguiba) da Bacia de Sergipe-Alagoas**. 2017. xvi, 91f. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A Formação Cotinguiba compreende depósitos de águas profundas de uma grande fase transgressiva da Bacia de Sergipe-Alagoas. Inserida no estágio Drifte da Bacia quando da formação do Atlântico Sul, a Formação Cotinguiba foi formada predominantemente pela sedimentação carbonática do Cenomaniano ao Coniaciano. Duplas (*couplets*) de margas e lamitos carbonáticos, assim como fácies similares a varves são característicos da sucessão, sendo sua ciclicidade atribuída ao Ciclos de Milankovitch. Uma análise cicloestratigráfica foi realizada através da análise espectral de um perfil de raios-gama obtido entre 4,35 e 405,9 m de profundidade, localizado na Pedreira Votorantim, a 17 km noroeste da capital Aracaju. Um intervalo de análise foi definido (50-250 m) e sub-dividido em seções de 40 m para que seus valores fossem usados na elaboração de periodogramas. Em seguida, as espessuras identificadas foram correlacionadas aos ciclos astronômicos. O objetivo deste trabalho é reconhecer os padrões dos Ciclos de Milankovitch no pacote estudado, discutir os mecanismos pelos quais os ciclos astronômicos induzem mudanças nos padrões climáticos e conseqüentemente nos padrões de sedimentação e verificar a análise cicloestratigráfica como ferramenta estratigráfica de alta resolução. As correlações permitiram o cálculo de taxas de acumulação e tempos de deposição dos intervalos e da sucessão completa. Foram detectados ciclos de excentricidade curta; obliquidade curta e longa; e precessão curta, longa e *double-beat*. A média da taxa mínima de acumulação para o intervalo completo foi de 19 ± 3 cm/k.a. e seu tempo mínimo de deposição de 1,0 m.a.. Variações glacioeustáticas, ressurgências, variações nas taxas de erosão continental e na produtividade primária oceânica foram os fatores responsáveis pela ciclicidade dos sedimentos da Formação Cotinguiba, todos induzidos pelos ciclos orbitais. Por fim, ciclos da ordem de 100 k.a. legitimam a Cicloestratigrafia como importante ferramenta na melhoria de resoluções geocronológicas e auxílio em correlações, particularmente para as bacias da margem continental leste do Brasil.

Palavras-chave: Bacia de Sergipe-Alagoas; Formação Cotinguiba; Cicloestratigrafia; Ciclos de Milankovitch.

Abstract

Tang, Vicente de Azevedo. **Análise cicloestratigráfica do intervalo Cenomaniano superior-Turoniano inferior (Formação Cotinguiba) da Bacia de Sergipe-Alagoas**. 2017. xvi, 91p. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Cotinguiba Formation encompasses deep water deposits of a major transgressive stage in the Sergipe-Alagoas Basin. Placed in the Drift stage context during South Atlantic Ocean formation, the Cotinguiba Formation was deposited through carbonate sedimentation from Cenomanian to Coniacian. Marl and carbonate mudstones couplets, as well as varve like facies are one of the formation's particular traits, and its periodicity is induced by Milankovitch cycles. A cyclostratigraphic analysis was carried out using spectral analysis of a gamma-ray log acquired between the depths of 4.35 and 405.9 m, at the Votorantim Quarry located 17 km northwest of Aracaju, Sergipe. An interval was set in the gamma-ray log (50-250 m) and split into 40 m sections on which were applied spectral analysis and periodograms were built. Then, period values were identified and correlated with astronomical cycles. The aim of this study is to identify Milankovitch cycles in the stipulated interval and discuss the mechanisms through which orbital forcing alters global climate and therefore sedimentation patterns, as well as to verify Cyclostratigraphy as a high resolution stratigraphic tool. The correlations enabled calculations of accumulation rates and deposition timespans of all intervals as well as the complete section. The analysis detected short eccentricity cycles, short and long obliquity cycles and short, long and double-beat precession cycles. Additionally, the mean accumulation rate for the whole section was 19 ± 3 cm/k.y. and its deposition timespan was 1.0 m.a.. Furthermore, factors inducing cyclicity of the Cotinguiba Formation deposits were: glacioeustatic oscillations, oceanic upwelling, oscillations in continental erosion rates and varying oceanic primary productivity. Orbital forcing induced all factors accountable for causing cyclicity of sedimentation. Lastly, the cyclostratigraphic science asserts itself as a relevant tool for refining geochronological resolution and for assisting correlations, particularly for the Brazilian east continental margin basins.

Keywords: Sergipe-Alagoas Basin; Cotinguiba Formation; Cyclostratigraphy; Milankovitch cycles.

Lista de figuras

Figura 1 – Localização geográfica da Bacia de Sergipe-Alagoas e suas respectivas sub-bacias (Souza-Lima <i>et al.</i> , 2002).....	4
Figura 2 – Mapa que ilustra as principais feições estruturais e compartimentos tectônicos da Bacia de Sergipe-Alagoas (Lana, 1985).....	6
Figura 3 – Diagrama estratigráfico da Sub-bacia de Sergipe (Neto <i>et al.</i> , 2007).....	10
Figura 4 – Diagrama estratigráfico da Sub-bacia de Alagoas (Neto <i>et al.</i> , 2007).....	11
Figura 5 – Diagrama estratigráfico da seção marinha do Cretáceo da Sub-bacia de Sergipe; Grupo Sergipe em destaque (modificado de Souza-Lima <i>et al.</i> , 2002 <i>apud</i> Santos, 2008).....	12
Figura 6 – Reconstrução paleogeográfica do Turoniano inferior da Sub-bacia de Sergipe. A Formação Cotinguiba foi depositada sobre os depósitos plataformais da Formação Riachuelo (Traduzido de Koutsoukos <i>et al.</i> , 1991).....	13
Figura 7 – Localização da Pedreira Votorantim, na qual o testemunho 2-LJ-1-SE foi coletado e o perfil de raios-gama levantado [Bengtson (1983) <i>apud</i> Oliveira (2014)]......	17
Figura 8 – Fotos do testemunho UFRJ 2-LJ-1-SE retirado na Pedreira Votorantim. O perfil de raios-gama foi levantado no mesmo poço (Projeto SAACL).....	18
Figura 9 – Eventos geológicos e ciclos astronômicos com suas respectivas periodicidades e escalas de tempo. Os Ciclos de Milankovitch estão destacados (Enseile <i>et al.</i> 1991 <i>apud</i> Cunha, 2005).....	23
Figura 10 – Ciclos de excentricidade. (a) Oscilações no valor de excentricidade da elipse orbital e os principais períodos (Traduzido de Ruddiman, 2001); (b) Esquema ilustrando a variação espacial da elipse orbital (Traduzido de Maslin, 2016).....	26
Figura 11 – (a) Esquema ilustrando o movimento de precessão do eixo de rotação da Terra (Traduzido de Ruddiman, 2001); (b) Periodicidade do movimento angular de precessão (Traduzido de Ruddiman, 2001).....	27
Figura 12 – Esquemas ilustrando o movimento de precessão orbital; (a) Traduzido de Ruddiman, 2001; (b) Modificado de Maslin, 2016.....	28
Figura 13 – Esquema que ilustra a mudança do posicionamento dos solstícios e equinócios (Traduzido de Ruddiman, 2001).....	28
Figura 14 – Periodicidades dos movimentos de precessão e excentricidade. A precessão modulada pela excentricidade evidencia a oscilação na intensidade dos efeitos de precessão (Traduzido de Ruddiman, 2001).....	30

Figura 15 – Obliquidade: (a) Esquema ilustrando os parâmetros do ângulo de obliquidade em relação ao polo celestial e ao plano de órbita (Traduzido de Ruddiman, 2001); (b) Periodicidade da oscilação do ângulo de inclinação da Terra evidenciando ciclos primários de 41 k.a. (Traduzido de Ruddiman, 2001).....	31
Figura 16 – Esquema ilustrando de maneira simplificada os principais ciclos orbitais da Terra e suas respectivas características oscilatórias (Traduzido de Maslin, 2016).....	32
Figura 17 – Perfil de RG total do testemunho 2-LJ-1-SE, com unidades CPS e profundidade.	37
Figura 18 – Correlação entre os perfis de raios-gama do poço exploratório SE-1 e o perfil do testemunho 2-LJ-1-SE. Intervalo utilizado para análise espectral está demarcado.....	40
Figura 19 – Correlação entre os perfis de raios gama do poço exploratório SE-2 e o perfil obtido na Pedreira Votorantim. Intervalo utilizado para análise espectral está demarcado.	42
Figura 20 – Intervalo estabelecido para aplicação da análise orbital do perfil de raios-gama.	44
Figura 21 – Periodograma do intervalo de 50 a 90 m de profundidade elaborado com valores de raios gama. Os picos representam valores de frequência de maior potência.....	47
Figura 22 – Intervalo de 50 a 90 m do perfil de raios-gama do testemunho 2-LJ-1-SE, em unidades CPS.....	52
Figura 23 – Periodograma dos valores de raios-gama do intervalo 50-90m com seus picos identificados.....	52
Figura 24 –Valores do perfil de raios-gama do testemunho 2-LJ-1-SE para o intervalo de 90 a 130m, em unidades CPS.....	58
Figura 25 – Periodograma dos valores de raios-gama de 90 a 130m com seus picos identificados.....	58
Figura 26 – Valores de raios-gama do testemunho 2-LJ-1-SE para o intervalo de 130 a 170 m de profundidade, em unidades CPS.....	65
Figura 27 – Periodograma gerado com os valores do intervalo 130-170 m com seus picos identificados.....	65
Figura 28 – Seção do perfil de raios-gama entre as espessuras 170 e 210 m em unidades CPS.	69
Figura 29 – Periodograma dos valores de raios-gama do intervalo 170-210 m e seus picos assinalados.....	70

Figura 30 – Valores de raios-gama para o intervalo de 210 a 250 m do testemunho 2-LJ-1-SE, em unidades CPS. 75

Figura 31 – Periodograma dos valores de raios-gama do intervalo 210-250 m com seus picos assinalados. 75

Lista de tabelas

Tabela 1 – Classificação das sequências e ciclos sedimentares (Chaves, 2000).....	24
Tabela 2 – Duração dos ciclos deposicionais (Vail <i>et al.</i> 1977 e Vail <i>et al.</i> 1991 segundo Silva, 2001)	24
Tabela 3 – Valores dos períodos longos e curtos de obliquidade e precessão, com resultados dos últimos 440 m.a. e dos últimos 2,5 b.a. Em destaque os valores mais próximos para a Formação Cotinguiba (Modificado de Berger e Loutre, 1994).....	34
Tabela 4 – Valores dos ciclos orbitais definidos para a correlação em k.a.....	48
Tabela 5 – Matriz com as razões entre períodos (10^3 anos) dos Ciclos de Milankovitch, usadas como referência para correlação.....	48
Tabela 6 – Valores de frequência e espessura dos picos identificados no periodograma para o intervalo 50-90m.....	53
Tabela 7 – Matriz de espessura para valores de espessura em metros, identificados no intervalo 50-90m.....	53
Tabela 8 – À esquerda estão os valores em metros dos pares de espessuras e suas razões correspondentes. As razões dentro do parâmetro de similaridade de 95% estão destacadas. ..	54
Tabela 9 – À direita, razões dos pares de ciclos orbitais cujos valores foram contrapostos com as razões de espessura da Tabela 8. Em destaque os pares e razões que foram correlacionados.	54
Tabela 10 – Espessuras e seus respectivos ciclos correlacionados e taxas de acumulação calculadas. As correlações que resultaram em valores de taxas de acumulação dentro da faixa admissível estão destacadas.....	55
Tabela 11 – Espessuras, Ciclos de Milankovitch correlacionados e respectivas taxas de acumulação para o cálculo da média das taxas e o tempo mínimo de deposição do intervalo 50-90m.....	57
Tabela 12 – Valores de frequência e espessura dos picos do periodograma para o intervalo 90-130m.	59
Tabela 13 – Matriz de espessuras montada usando os valores de espessuras identificadas do intervalo 90-130m.....	59
Tabela 14 – À esquerda, a tabela demonstra os valores em metros dos pares de espessuras e suas razões correspondentes. As razões dentro do parâmetro de similaridade de 95% estão destacadas.	60

Tabela 15 – À direita, razões dos pares de ciclos orbitais cujos valores foram contrapostos com as razões de espessura da Tabela 14. Em destaque os pares e razões que foram correlacionados.....	60
Tabela 16 – Correlação entre espessuras e ciclos orbitais para o intervalo 90-130m. As correlações que resultaram em valores de taxas de acumulação dentro da faixa admissível estão destacadas.....	61
Tabela 17 – Espessuras, Ciclos de Milankovitch correlacionados e respectivas taxas de acumulação para o cálculo da média das taxas e o tempo mínimo de deposição do intervalo 90-130m.....	63
Tabela 18 – Picos identificados, frequências correspondentes e espessuras calculadas para o intervalo 130-170m.....	65
Tabela 19 – Matriz de espessura montada com valores identificados no periodograma do intervalo 130-170 m.....	66
Tabela 20 – À esquerda, a tabela demonstra os valores em metros dos pares de espessuras e suas razões correspondentes. As razões dentro do parâmetro de similaridade de 95% estão destacadas.....	66
Tabela 21 – À direita, razões dos pares de ciclos orbitais cujos valores foram contrapostos com as razões de espessura da Tabela 20. Em destaque os pares e razões que foram correlacionados.....	66
Tabela 22 – Espessuras, Ciclos de Milankovitch correlacionados e taxas mínimas de acumulação calculadas. Valores em destaque satisfazem os requisitos para a próxima etapa da correlação.....	67
Tabela 23 – Espessuras, Ciclos de Milankovitch correlacionados e respectivas taxas de acumulação para o cálculo da média das taxas e o tempo mínimo de deposição do intervalo 130-170 m.....	69
Tabela 24 – Picos, frequências correspondentes e valores calculados de espessura do intervalo 170-210 m.....	70
Tabela 25 – Matriz com espessuras identificadas e suas razões para o intervalo 170-210 m.....	70
Tabela 26 – À esquerda, valores em metros dos pares de espessuras e suas razões. As razões dentro do parâmetro de similaridade de 95% estão destacadas.....	71
Tabela 27 – À direita, razões dos pares de Ciclos de Milankovitch cujos valores foram contrapostos com as razões de espessura da Tabela 26. As linhas em destaques representam pares e razões correlacionados.....	71

Tabela 28 – Espessuras, Ciclos de Milankovitch correlacionados e taxas mínimas de acumulação calculadas. Linhas destacadas correspondem às correlações cujas taxas resultantes estão dentro do parâmetro.	72
Tabela 29 – Espessuras, Ciclos de Milankovitch correlacionados e respectivas taxas de acumulação para o cálculo da média das taxas e o tempo mínimo de deposição do intervalo 170-210 m.	74
Tabela 30 – Frequências dos picos do periodograma para o intervalo 210-250m e suas espessuras correspondentes.	75
Tabela 31 – Matriz de espessura do intervalo 210-250 m dispondo as razões entre valores obtidos pelo periodograma.	76
Tabela 32 – À esquerda, valores em metros dos pares de espessuras e suas razões. As razões dentro do parâmetro de similaridade de 95% estão destacadas.	77
Tabela 33 – À direita, razões dos pares de Ciclos de Milankovitch cujos valores foram contrapostos às razões de espessura da Tabela 32. As linhas em destaques representam pares e razões correlacionados.	77
Tabela 34 – Espessuras, Ciclos de Milankovitch correlacionados e taxas mínimas de acumulação calculadas para o intervalo 210-250 m. Valores marcados satisfazem a janela de taxa de acumulação.	78
Tabela 35 – Tabela contendo as duas correlações finais para o intervalo 210-250m, suas respectivas taxas de acumulação, média harmônica das taxas e tempo mínimo de deposição para o pacote.	78

Lista de quadros

Quadro 1 – Resultados da análise organizados: correlações entre ciclos e espessuras, taxas mínimas de acumulação e tempos mínimos de deposição para cada intervalo e para o pacote completo.	80
---	----

Sumário

Agradecimentos	v
Resumo	vi
Abstract.....	vii
Lista de figuras	viii
Lista de tabelas	xi
Lista de quadros.....	xiv
1 INTRODUÇÃO	1
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	3
2.1 Revisão bibliográfica	3
2.2 Aspectos gerais e localização	4
2.3 Embasamento e arcabouço estrutural	5
2.4 Evolução tectônica e estratigrafia	6
2.5 Formação Cotinguiba	12
3 MATERIAIS E MÉTODOS	17
3.1 Dados do testemunho.....	17
3.2 Ciclicidade na Estratigrafia	19
3.2.1 Conceito.....	19
3.2.2 Ciclos sedimentares	20
3.2.3 Hierarquia dos ciclos sedimentares	24
3.2.4 Ciclos de Milankovitch.....	25
3.2.5 Periodicidade dos ciclos no tempo geológico.....	33
3.2.6 Análise espectral.....	34
3.3 Perfil de raios-gama total (RG)	36
3.4 Correlação do perfil de raios-gama	38
3.5 Intervalo analisado	43
3.6 Análise espectral do intervalo.....	45
3.6.1 Transformada rápida de Fourier e periodogramas.....	45
3.6.2 Matriz de Milankovitch	47
3.6.3 Parâmetros de correlação.....	49

3.7 Ciclos e taxas identificados	50
3.8 Taxa de acumulação vs. taxa de sedimentação	51
4 RESULTADOS	52
4.1 Intervalo 50-90 m.....	52
4.2 Intervalo 90-130 m.....	58
4.3 Intervalo 130-170m.....	64
4.4 Intervalo 170-210 m.....	69
4.5 Intervalo 210-250 m.....	74
4.6 Pacote completo: 50 a 250 m.....	79
5 DISCUSSÃO	81
6 CONCLUSÃO.....	85
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	86

1 INTRODUÇÃO

Os padrões repetitivos no registro sedimentar são um tema fundamental da Estratigrafia, principalmente na Estratigrafia de Sequências e na Cicloestratigrafia. A interação entre padrões climáticos globais e atividade tectônica são motores primários que engatilham um complexo mecanismo capaz de criar ciclos sedimentares. O estudo cicloestratigráfico origina-se da observação da ciclicidade nas rochas sedimentares, evidentes em padrões sequenciais e repetitivos nas sucessões de litologias ou fácies e na variação de espessuras estratais em uma sucessão estratigráfica. Ciclos sedimentares são intervalos estratigráficos que, quando gerados por ciclos climáticos induzidos por ciclos astronômicos, proporcionam uma escala de tempo mais acurada que aquela fornecida pela Bioestratigrafia (Silva, 2001).

Ciclos tectônicos globais desencadeiam a formação de ciclos sedimentares de períodos que variam de $10 \cdot 10^6$ a $500 \cdot 10^6$ anos, enquanto Ciclos de Milankovitch produzem ciclos de $0,01 \cdot 10^6$ a $2 \cdot 10^6$ anos (Chaves, 2000). Os ciclos astronômicos representam oscilações dos componentes orbitais da Terra, resultantes da interação gravitacional entre Sol, Lua e outros planetas. Sua influência nos padrões climáticos e de sedimentação ainda é um tema bastante discutido, e leva em consideração o balanço de insolação terrestre, mecanismos retroativos globais, glacioeustasia, produtividade primária oceânica e taxas de erosão (Schwarzacher, 2000).

A Bacia de Sergipe-Alagoas faz parte da história da abertura do Oceano Atlântico Sul, quando da quebra do Gondwana durante o Mesozoico. Inserida no contexto da Margem Continental Brasileira, suas formações da fase Pré-rifte à Drifte têm idades do Jurássico ao Pleistocênio (Neto *et al.*, 2007). A Formação Cotinguiba faz parte da fase Drifte da Bacia de Sergipe-Alagoas e representa depósitos distais de uma plataforma carbonática com influência

terrígena durante uma grande fase transgressiva em um contexto de transição de mar restrito ao mar aberto (Souza-Lima *et al.*, 2002).

O intervalo Cenomaniano a Coniaciano tem como característica marcante a ciclicidade observada na sucessão de fácies de lâminação fina similares a varves, níveis ricos em matéria orgânica e pares de calcilito e marga da Formação Cotinguiba. Análises anteriores sugerem que este padrão de repetição é induzido pelos Ciclos de Milankovitch, como por exemplo o estudo de Cunha e Koutsoukos (2001), importante referência neste trabalho. Ambientes de sedimentação de baixa energia nos quais fatores climáticos tiveram grande influência resultando em poucas discordâncias sedimentares são ideais para o estudo da cicloestratigrafia orbital. O intervalo Cenomaniano-Turoniano analisado neste estudo é um exemplo.

Este trabalho tem como **objetivo** identificar padrões de Ciclos de Milankovitch em um intervalo da Formação Cotinguiba, Bacia de Sergipe-Alagoas. A identificação é realizada com as técnicas da análise espectral, recurso utilizado intensivamente na Cicloestratigrafia e que viabiliza destrinchar sinais complexos em seus componentes primários. No caso deste estudo, o sinal complexo é representado por um perfil de raios-gama. Os resultados permitiram também calcular taxas mínimas de acumulação e tempos mínimos de deposição dos pacotes analisados.

Portanto, este trabalho também tem como propósito verificar como a Cicloestratigrafia é um instrumento de Estratigrafia de alta resolução e de correlação entre bacias da Margem Continental Leste Brasileira, especialmente durante o grande episódio transgressivo que ocorreu do Cenomaniano ao Turoniano. Além de refinar resoluções estratigráficas do intervalo e corroborar em correlações, o estudo aqui realizado aborda os mecanismos pelos quais os ciclos orbitais induzem mudanças climáticas e alteram padrões de sedimentação.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Revisão bibliográfica

A primeira grande revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas foi um estudo realizado pela Petrobras e liderado pela “Comissão de Revisão Estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas”, instituída pelo então Chefe da Divisão de Exploração da Região de Produção do Nordeste (Schaller, 1970). Segundo diretrizes estabelecidas, a revisão resultou na confecção de uma coluna litoestratigráfica independente, em uma coluna bioestratigráfica local e uma coluna cronoestratigráfica (Schaller, 1970).

Já a segunda revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas foi realizada por Feijó (1994). O trabalho de revisão estratigráfica de Neto *et al.* (2007) é a obra mais recente neste âmbito e também foi construído utilizando conceitos da Estratigrafia de Sequências. Ambas as revisões estratigráficas realizadas por Feijó (1994) e Neto *et al.* (2007) foram coordenadas e suas diretrizes definidas pela Petrobras. As revisões estratigráficas da Companhia foram padronizadas e disponibilizadas em uma única obra pela primeira vez em 1994 no Boletim de Geociências da Petrobras, e novamente em 2007 (Milani *et al.*, 2007).

Feijó (1994) individualizou as bacias de Sergipe e Alagoas segundo diferenças significativas de natureza estrutural e estratigráfica, considerando o limite entre elas o Alto de Jaboatã-Penedo. Entretanto, Neto *et al.* (2007) trata a Bacia de Sergipe-Alagoas como uma bacia única, descaracterizando o Alto de Jaboatã-Penedo como divisor de bacias; este estando restrito apenas na porção emersa e de águas rasas. Portanto não são encontradas feições de limite de bacias em águas profundas, apesar de características distintas entre as Bacias no que diz respeito à evolução do preenchimento sedimentar e à tectônica (Neto *et al.*, 2007). Em razão dessas peculiaridades, dois diagramas estratigráficos foram construídas para as Bacias. A Bacia de Sergipe-Alagoas será tratada como uma única bacia no trabalho a seguir.

2.2 Aspectos gerais e localização

A Bacia de Sergipe-Alagoas faz parte do contexto de bacias da Margem Continental Leste Brasileira, na região Nordeste (Figura 1) e ocupa uma área de aproximadamente 55.000 km², dos quais 40.000 km² correspondem à área submersa e 15.000 km² à área emersa (Santos, 2008). A bacia se configura como uma faixa alongada delimitada pelos paralelos 8° e 12°, alongada sobre a direção 45°N com aproximadamente 350 km de extensão e 35 km de largura média na parte emersa (Santos, 2009).



Figura 1 – Localização geográfica da Bacia de Sergipe-Alagoas e suas respectivas sub-bacias (Souza-Lima *et al.*, 2002).

Sua formação está ligada à abertura do Atlântico Sul durante o Mesozoico, contendo características estratigráficas e de evolução tectônica correlacionáveis às diversas bacias inseridas no mesmo contexto (Souza-Lima *et al.*, 2002). Entretanto, a Bacia de Sergipe-Alagoas destaca-se pela abundância de afloramentos em sua porção terrestre, com boa preservação da sucessão carbonática cretácea (Souza-Lima *et al.*, 2002). Entre as bacias da porção divergente da Margem Continental Brasileira, a de Sergipe-Alagoas é a com registro

mais completo com todas as sequências das fases Rifte e pós-Rifte representadas (Koutsoukos, 1989).

Neto *et al.* (2007) e Souza-Lima *et al.* (2002) consideram o Alto de Japoatã-Penedo o limite entre as Sub-bacias de Sergipe e Alagoas enquanto Feijó (1994) as considera duas bacias distintas. Já Souza-Lima *et al.* (2002) divide a Bacia de Sergipe-Alagoas em quatro sub-bacias (Figura 1) e consideram o Alto do Rio Real como o limite entre a Sub-bacia de Sergipe a Sub-bacia do Jacuípe, enquanto o Alto de Maragogi divide a Sub-bacia de Alagoas e a Sub-bacia do Cabo.

2.3 Embasamento e arcabouço estrutural

O embasamento da Sub-bacia de Sergipe consiste em duas unidades estruturais de idade Proterozoica, o Grupo Miaba e o Grupo Vaza-Barris, ambos compostos de rochas metamórficas de baixo grau e que estão inseridos no contexto da Faixa Sergipana (Neto *et al.*, 2007). O Grupo Estância também faz parte do embasamento da bacia e consiste em metassedimentos Cambrianos. Já o embasamento da Sub-bacia de Alagoas é composto por rochas proterozoicas graníticas do Maciço Pernambuco-Alagoas (Neto *et al.*, 2007).

A Bacia de Sergipe-Alagoas forma um semi-gráben que mergulha em média 10° a 15° para noroeste e seu arcabouço estrutural é delineado majoritariamente por falhas normais de direção NE-SO, N-S e E-O (Lana, 1985). As principais feições estruturais e unidades tectônicas estão ilustradas na Figura 2. Falhas sintéticas têm mergulho com sentido SE enquanto as antitéticas mergulham para NO. A direção de falha NE-SO compõe o conjunto de falhas responsáveis pelo basculamento com mergulho SE da bacia (Dantas, 2011).

O conjunto de falhas de direção NO-SE são caracterizadas por serem falhas de alívio com rejeitos verticais e falhas de transferência com rejeitos horizontais, em ambos os casos

este conjunto de falhas aloja os diferentes esforços tectônicos em um embasamento heterogêneo (Dantas, 2011). Em resumo, zonas de fraqueza pré-cambrianas como zonas de dobramento e limites de crátons antigos foram a causa dos *trends* principais da Bacia de Sergipe-Alagoas (Koutsoukos, 1989).

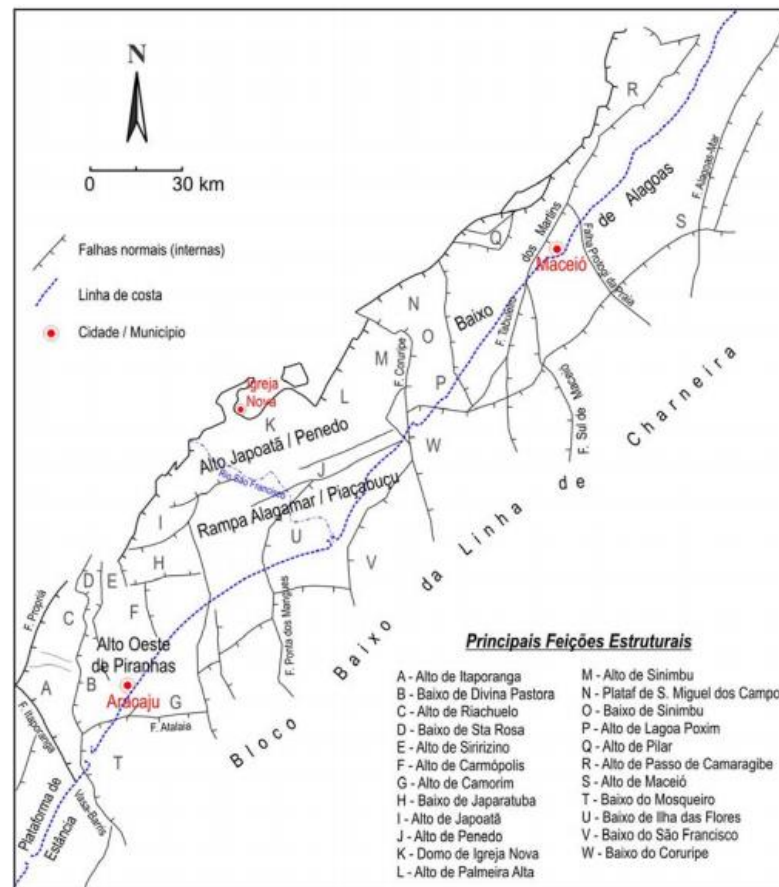


Figura 2 – Mapa que ilustra as principais feições estruturais e compartimentos tectônicos da Bacia de Sergipe-Alagoas (Lana, 1985).

2.4 Evolução tectônica e estratigrafia

O regime tectônico da formação da Bacia de Sergipe-Alagoas pode ser separado em duas fases. A primeira fase é caracterizada por cisalhamento lateral ao longo da direção NE entre o atual continente Sul-Americano e Africano, que desenvolveu depocentros e altos estruturais a partir da formação de um sistema de grabens *pull-apart* e semi-grábens, resultantes de falhas transcorrentes (Milani *et al.*, 1988). A segunda fase de regime tectônico

configura um cenário unicamente extensional, sem componentes transformantes, que criou o *trend* principal de falhas NE-SO (Milani *et al.*, 1988).

Koutsoukos (1989) define cinco fases tectonossedimentares da Bacia de Sergipe-Alagoas: (i) Intracratônica (Permo-Carbonífera); (ii) Pré-rifte – (fim do Jurássico ao início do Cretáceo); (iii) Rifte (Cretáceo Inicial); (iv) Protomarinha evaporítica (Aptiano/Alagoas); (v) Marinha (Aptiano ao recente). Utilizando princípios da Estratigrafia de Sequências, Neto *et al.* (2007) definiram quatro supersequências deposicionais contendo vinte e três sequências no total. As quatro supersequências são Pré-rifte, Rifte, Pós-rifte e Drifte, representando o preenchimento sedimentar da bacia; contudo, entre o embasamento pré-cambriano e as rochas da Bacia de Sergipe Alagoas, existem rochas de idade neocarbonífera a eopermiana (Souza-Lima *et al.*, 2002). A fase intracratônica (Supersequência Paleozoica) contém registros sedimentares de sinéclises paleozoicas durante a evolução do Gondwana (Neto *et al.*, 2007).

A fase **Pré-rifte** é a primeira megassequência e é composta por unidades depositadas em condições intracratônicas do início do Jurássico ao Cretáceo Inicial, em um contexto de um entumescimento mantélico com posterior soerguimento da crosta (Koutsoukos, 1989). A criação de depressões ao redor da área soerguida causou o preenchimento por sedimentos lacustres e fluviais em regiões que originalmente extrapolam a Bacia de Sergipe-Alagoas (Souza-Lima *et al.*, 2002). As formações sedimentares depositadas durante a fase Pré-rifte fazem parte do Grupo Perucaba.

A fase **Rifte** representa a fase tafrogênica de mais intensa atividade tectônica. Um sistema de vales de rifte estabeleceu-se e depressões tectônicas foram preenchidas por sedimentos siliciclásticos e carbonáticos em ambiente continental e marinho restrito (Neto *et al.*, 2007). O preenchimento sedimentar da bacia durante a fase Rifte compreende principalmente formações de depósitos alúvio-flúvio-deltaicos, lacustres e de *sabkha*, todos

relacionados ao intenso controle tectônico em um sistema de *rift-valley* (Neto *et al.*, 2007; Souza-Lima *et al.*, 2002).

As formações sedimentares da fase Rifte correspondem ao Grupo Coruripe e foram depositadas entre o Berriasiano (Rio da Serra) e o Aptiano (Alagoas). A transição para a fase Pós-rifte (também denominada fase transicional ou evaporítica) é marcada por um grande evento erosional resultante de uma regressão regional que causou a discordância “Pre-Neo-alagoas” (Souza-Lima *et al.*, 2002). Segundo Neto *et al.* (2007), o término da fase Rifte se deu no início do Alagoas (116 Ma).

A fase **Pós-rifte** é caracterizada por ser um estágio de transição entre um cenário tectônico altamente ativo para um de subsidência térmica e é primeiramente representado pela deposição da Formação Muribeca, de idade “Neo-alagoas” (Neto *et al.*, 2007). A Formação Muribeca evidencia a primeira grande incursão marinha da Bacia de Sergipe-Alagoas, além de sequências progradantes intercaladas por sequências de transgressão marinha (Souza-Lima *et al.*, 2002). Os depósitos evaporíticos e carbonáticos dos diferentes membros da Formação Muribeca demonstram a mudança entre um ambiente transicional e outro de mar restrito (Feijó, 1994).

Por fim, a fase **Drifte** da Bacia de Sergipe-Alagoas retrata o estabelecimento de um ambiente de mar aberto, com início em um ambiente de mar restrito (Neto *et al.*, 2007). Esta fase é marcada inicialmente por uma sucessão carbonática marinha, o Grupo Sergipe, composto por dois sistemas deposicionais representados pelas formações Cotinguiba e Riachuelo (Andrade, 2005). O estágio Drifte teve seu início após a idade Alagoas e compreende registros Cretáceos e Terciários, formados pela evolução dos ambientes costeiros, neríticos, batiais e abissais em eventos transgressivos e regressivos (Feijó, 1994). O registro

sedimentar de tais ambientes de deposição é caracterizado por leques aluviais, plataformas e rampas carbonáticas, leques subaquosos, taludes, lagunas e deltas (Neto *et al.*, 2007).

Após o cenário de estiramento crustal que culminou na quebra do Gondwana e formação do Atlântico Sul, a subsidência térmica da Bacia de Sergipe-Alagoas resultou em diferentes graus de subsidência devido ao arrefecimento diferencial conforme a proximidade do Cráton (Souza-Lima *et al.*, 2002). Estas diferenças de subsidência em conjunto com um evento transgressivo no início do Coniaciano causaram um basculamento para sudeste que foi capaz de soerguir e expor sucessões sedimentares nas áreas marginais da Bacia de Sergipe-Alagoas (Souza-Lima *et al.*, 2002).

A sucessão analisada neste trabalho está inserida na Formação Cotinguiba, unidade exposta na porção terrestre da bacia. As Figuras 3 e 4 são os diagramas estratigráficos das Sub-bacias de Sergipe e Alagoas, expostas no trabalho de Neto *et al.* (2007).

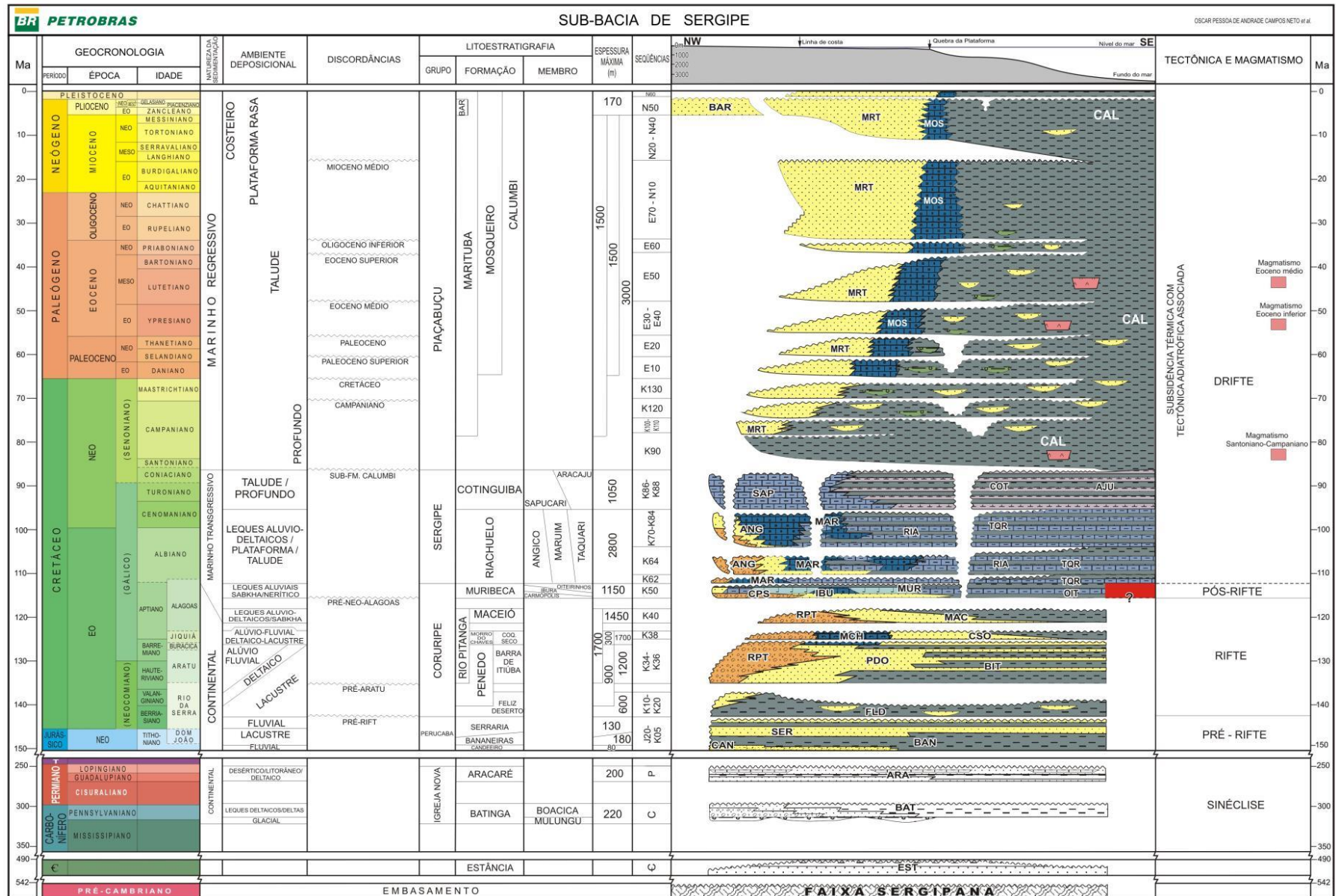
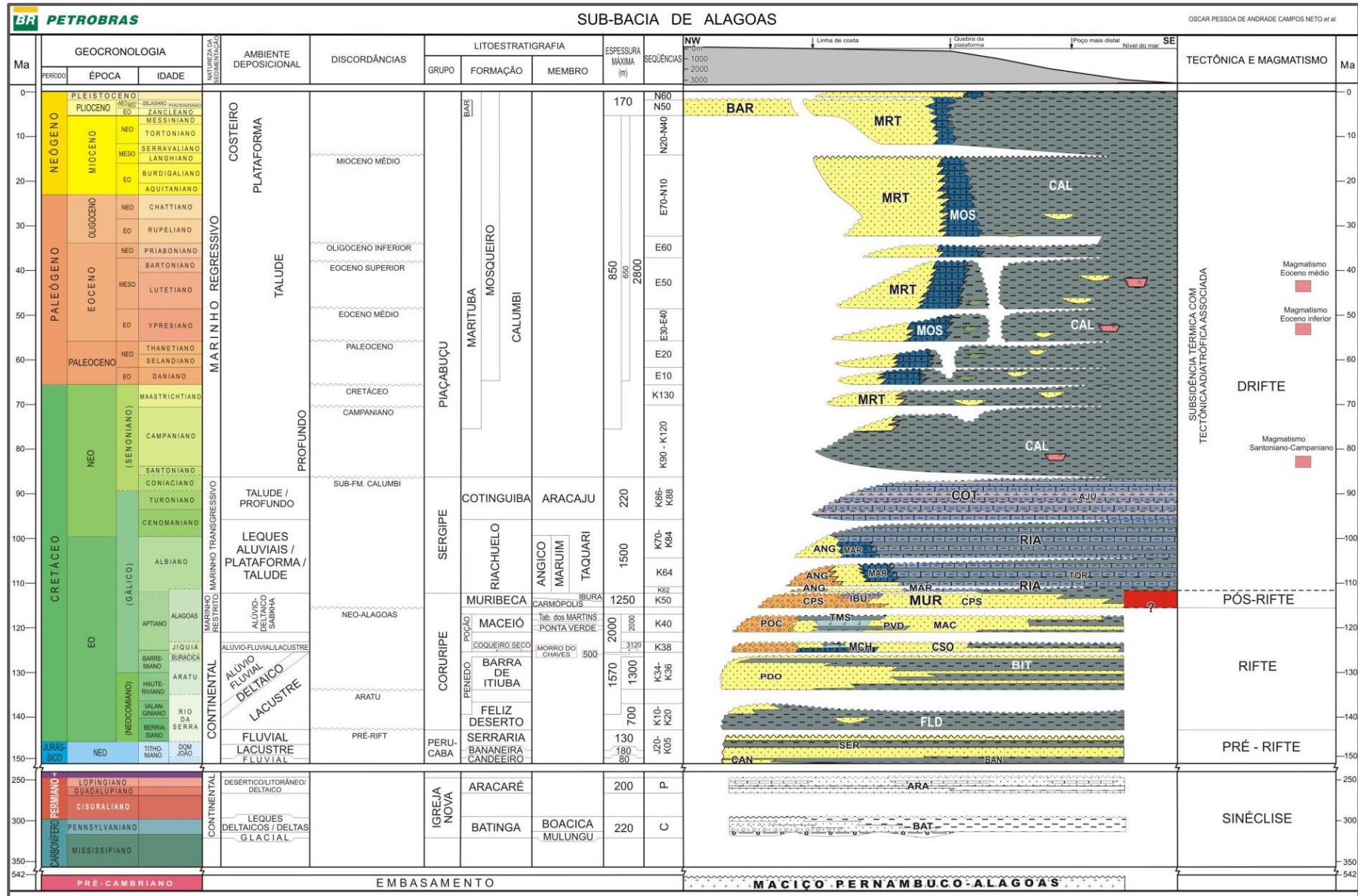


Figura 3 – Diagrama estratigráfico da Sub-bacia de Sergipe (Neto et al., 2007).



2.5 Formação Cotinguiba

A transição da fase Pós-ripte para o estágio Drifte foi marcada pelo estabelecimento de um mar epicontinental e seu registro sedimentar é composto de plataformas e taludes carbonáticos que compõem o Grupo Sergipe (Koutsoukos *et al.*, 1993). O Grupo Sergipe contém as formações Riachuelo e Cotinguiba, que correspondem aos depósitos do início do Alagoas ao Coniaciano de dois principais sistemas deposicionais (Figura 5). Ambos estão expostos na porção terrestre da Sub-bacia de Sergipe, sobre uma faixa alongada de aproximadamente 40 km de largura e 200 km de comprimento (Koutsoukos *et al.*, 1993).

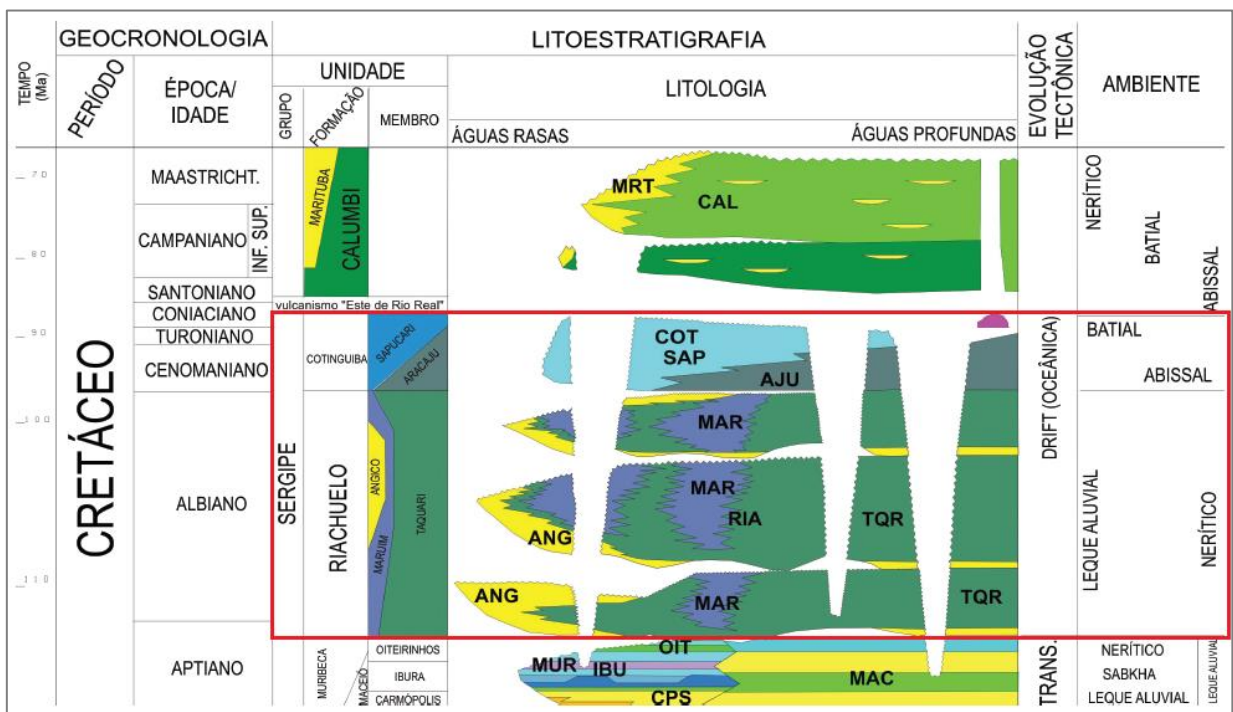


Figura 5 –Diagrama estratigráfico da seção marinha do Cretáceo da Sub-bacia de Sergipe; Grupo Sergipe em destaque (modificado de Souza-Lima *et al.*, 2002 *apud* Santos, 2008).

A Formação Riachuelo é o primeiro registro essencialmente marinho da Sub-bacia de Sergipe e foi depositada em um ambiente de rampa carbonática (Feijó, 1994), formado por uma sucessão de rochas siliciclásticas e carbonáticas com espessura média de 500 m, localmente chegando a 1700 m (Koutsoukos *et al.*, 1993). Os membros da Formação

Riachuelo são Angico (depósitos de leques deltaicos), Taquari (folhelhos e rochas carbonáticas de plataforma e talude) e Maruim (depósitos carbonáticos de água rasas) segundo Koutsoukos *et al.*, 1993 *apud* Liliane, 2008.

Segundo Souza-Lima *et al.* (2002), a sedimentação da Formação Cotinguiba ocorreu durante uma transgressão marinha responsável por afogar todo o sistema plataformal do Cenomaniano (Figura 6). A transgressão teve seu ápice no Turoniano, registrada pelos sedimentos carbonáticos finos de águas profundas (Koutsoukos e Bengtson, 1993). A espessura média da Formação Cotinguiba é de 200 m, localmente chegando a 1000 m. A sucessão contém dois membros depositados em ambientes neríticos, batiais e abissais, os membros Sapucari e Aracaju (Koutsoukos *et al.*, 1993; Neto *et al.*, 2007).

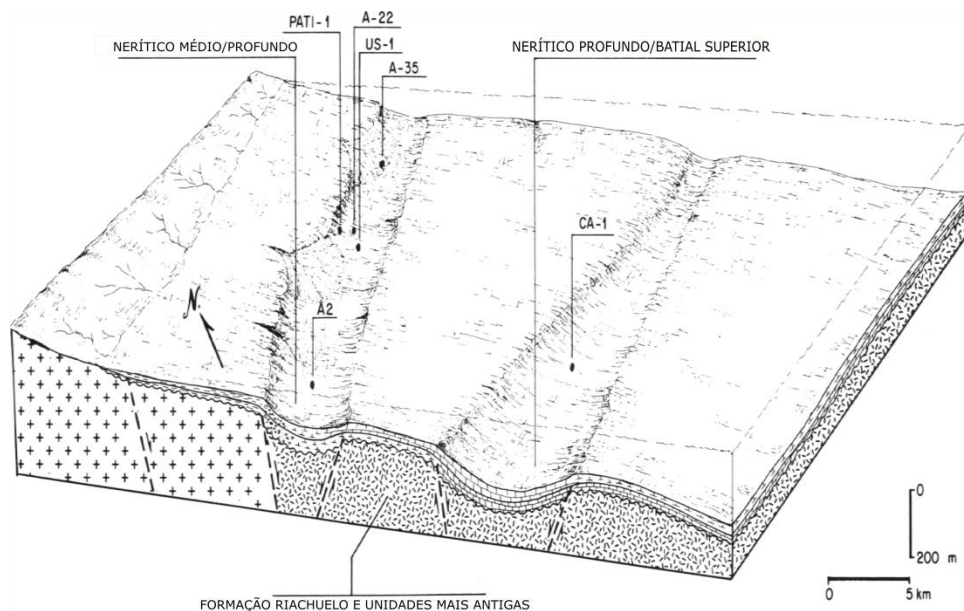


Figura 6 –Reconstrução paleogeográfica do Turoniano inferior da Sub-bacia de Sergipe. A Formação Cotinguiba foi depositada sobre os depósitos plataformais da Formação Riachuelo (Traduzido de Koutsoukos *et al.*, 1991).

Berthou e Bengtson (1988) realizaram um estudo microfaciológico e concluíram que o Membro Sapucari e o Membro Aracaju são fácies laterais equivalentes da Formação Cotinguiba, ambos representando depósitos distais da plataforma carbonática. O Membro

Sapucari é constituído de intercalações cíclicas e pacotes bem estratificados de calcilutitos, brechas carbonáticas, lamitos carbonáticos de coloração cinza-esverdeada, lamitos carbonáticos de coloração cinza e margas (Koutsoukos *et al.*, 1993; Neto *et al.*, 2007). O padrão cíclico de margas e calcilutitos de diferentes colorações revela a alternância de ciclos climáticos, causados por ciclos orbitais (Carmo, 1997 *apud* Santos, 2008).

O Membro Aracaju é composto por uma intercalação de folhelhos carbonáticos ricos em matéria orgânica, margas e calcilutitos (Koutsoukos *et al.*, 1993). Representando a fácies mais distal da Formação Cotinguiba, o Membro Aracaju corresponde a depósitos de regiões com maior lamina d'água em ambientes de baixa energia enquanto o Membro Sapucari corresponde a depósitos plataformais e de talude. O contato entre os dois membros é lateralmente gradual.

A ciclicidade dos depósitos da Formação Cotinguiba é evidenciada em duas fácies: camadas com laminação fina similares a varves e pares (*couplets*) de calcilutito e marga (Cunha e Koutsoukos, 2001). Cunha e Koutsoukos (2001) relacionaram tais ciclos de variação de matéria orgânica, conteúdo de argila e produção de carbonatos aos ciclos orbitais de Milankovitch. Utilizando métodos de análise espectral, os autores associaram os ciclos climático-orbitais aos ciclos de variação de produção primária no oceano. Os principais mecanismos pelos quais os ciclos climático-orbitais controlariam a deposição cíclica da Formação Cotinguiba seriam: oscilações na produção de fitoplâncton e na concentração de carbonato de cálcio no oceano (Cunha e Koutsoukos, 2001).

Os mecanismos de sedimentação responderiam às alternâncias entre os períodos de clima mais úmido, nos quais o *input* de argilominerais continentais aumentaria e portanto a produção primária também, e períodos mais secos quando a produção de matéria orgânica seria menor e a deposição de carbonatos maior. Carmo e Pratt (1999) demonstraram que

períodos mais úmidos causariam um grande aumento no aporte de sedimentos terrígenos na plataforma. Conseqüentemente, a população de fitoplâncton cresceria consideravelmente, e, uma vez que as configurações paleobatimétricas e paleogeográficas condicionavam a escassez ou total depleção de oxigênio no fundo oceânico, a matéria orgânica produzida em excesso seria depositada e preservada.

Entretanto, fundamentados em resultados geoquímicos recentes, Santos *et al.* (2013) sugeriram que os pares cíclicos da Formação Cotinguiba não foram causados por variações no aporte terrígeno, e sim por eventos de ressurgência oceânica nos quais estratos da lâmina d'água anóxicos subiriam de nível na plataforma. Para Carmo e Pratt (1999), as intercalações de pares seriam produzidos pelas variações na produtividade de carbono, produtividade primária oceânica, dissolução carbonática oceânica, concentração de siliciclásticos, produção de matéria orgânica e ressurgências. Já para Santos *et al.* (2013) apenas as ressurgências seriam um fator condicionante. Porém, ambos os trabalhos citados sugerem que o motor principal da ciclicidade dos fatores responsáveis pelos pares de margas e calcilito assim como níveis ricos em matéria orgânica é a oscilação dos componentes climáticos induzidos pelos Ciclos de Milankovitch.

Além do estudo da ciclicidade da Formação Cotinguiba, registros de eventos anóxicos também são identificáveis (Koutsoukos *et al.*, 1991; Koutsoukos *et al.*, 1993). Os eventos anóxicos da sucessão marinha do Cretáceo na Bacia de Sergipe-Alagoas ocorreram por diversos fatores (i) a paleogeografia e paleobatimetria marinha continha áreas restritas, com circulação de fundo oceânico debilitada e águas relativamente quentes; (ii) episódios de estratificação salina da lâmina d'água devido a alta taxa de evaporação em conjunto com a deficiente circulação oceânica; (iii) mudanças significativas no padrão de produtividade primária criando condições eutróficas; (iv) eventos de aumento do nível do mar causando a

elevação das massas de água anóxicas porém ricas em nutrientes, e portanto aumentando a produtividade primária (Koutsoukos *et al.*, 1991).

Portanto, a ciclicidade no registro da Formação Cotinguiba seria o resultado conjunto da influência de variações climáticas e sazonais de produção de carbonato, variações no *input* terrígeno continental, eventos anóxicos e variações no nível do mar (Koutsoukos *et al.*, 1991). Durante o final do Coniaciano e início do Santoniano, as sucessões carbonáticas tiveram seu fim devido à ruptura final entre os continentes Sul-Americano e Africano, quando se estabeleceu um padrão de circulação de fundo oceânico diferente (Koutsoukos *et al.*, 1993). Alterações na dinâmica de circulação oceânica e mudanças nos padrões climáticos globais aumentaram o *run-off* terrígeno e inibiram a produção de carbonatos (Koutsoukos *et al.*, 1993).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Dados do testemunho

O testemunho UFRJ 2-LJ-1-SE foi coletado e seus dados fornecidos pelo Projeto SACL, que consiste na “Análise geológica sedimentar de sucessões carbonáticas cretácicas em uma bacia sedimentar brasileira” (ANP autorização n.551/2012; BG E&P Brasil projeto BG-04; Fundação COPPETEC projeto IGEO-15.981). O presente estudo se baseia em um perfil de raios-gama obtido pela perfilagem do poço do testemunho 2-LJ-1-SE; realizada nas coordenadas $10^{\circ} 50' 49.79''$ S / $37^{\circ} 10' 2.3''$ W na área da Pedreira Votorantim, a aproximadamente 17 km noroeste da capital Aracaju (figuras 7 e 8).

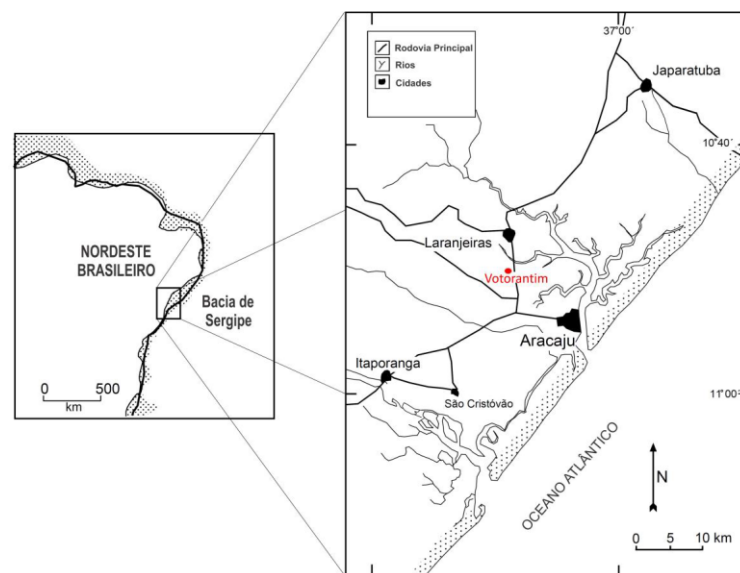


Figura 7 – Localização da Pedreira Votorantim, na qual o testemunho 2-LJ-1-SE foi coletado e o perfil de raios-gama levantado [Bengtson (1983) *apud* Oliveira (2014)].

Localizada próxima ao município de Laranjeiras, a Pedreira Votorantim faz parte da empresa Votorantim Cimentos e tem se expandido desde os anos 1990 (Andrade, 2005). Na pedreira estão expostos mais de 110 m da sequência sedimentar da Formação Cotinguiba. Em conjunto com a Pedreira Nassau situada nos arredores, mais de 200 m de sucessão sedimentar estão expostos (Andrade, 2005).

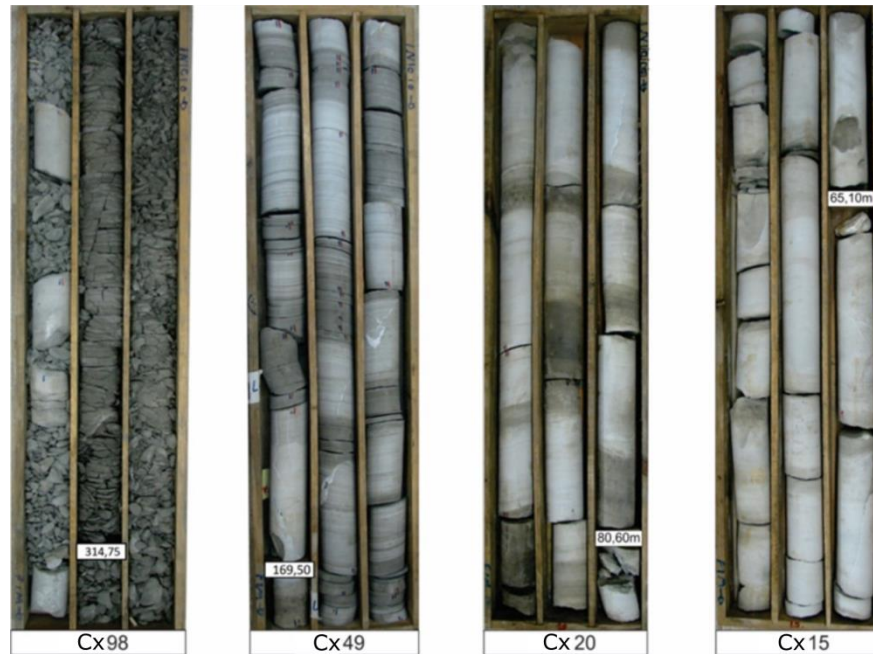


Figura 8 – Fotos do testemunho UFRJ 2-LJ-1-SE retirado na Pedreira Votorantim. O perfil de raios-gama foi levantado no mesmo poço (Projeto SACL).

Segundo dados fornecidos pelo Projeto SACL, o testemunho compreende em sua maior parte depósitos da Formação Cotinguiba, contendo calcilitos com intervalos de laminação fina, brechas carbonáticas e intercalações com níveis de maior concentração de matéria orgânica. Roberto Pereira da Silva Junior (comunicação verbal), pesquisador do Projeto SACL, também identificou um intervalo dolomitizado que corresponde ao trecho de 150 a 200 m de profundidade, e, utilizando a Bioestratigrafia, reconheceu o limite Cenomaniano/Turoniano a 222 m de profundidade.

A ciclicidade da sucessão sedimentar é visualmente distinguível por meio de trechos com alternâncias de bandas claras e escuras (ricas em matéria orgânica), tanto de laminações quanto de conjunto de laminações. A variação de tons de cinza e a intercalação entre intervalos de coloração escura e clara ocorre em diferentes escalas. As feições cíclicas são visíveis na Figura 8.

3.2 Ciclicidade na Estratigrafia

3.2.1 Conceito

A Estratigrafia é a ciência geológica que observa, descreve e interpreta a distribuição temporal e espacial dos estratos e unidades geológicas através de evidências diretas e indiretas. O termo Estratigrafia foi cunhado em 1852 pelo naturalista francês Alcide d'Orbigny; contudo o conceito abstrato nasceu do Princípio de Superposição dos Estratos de Nicolaus Steno em 1667 (Nichols, 1999). A ciência estratigráfica se encarregá-se de estabelecer relações de tempo e espaço entre diferentes unidades de rocha; nomear e correlacionar tais unidades; fornecer as evidências para as interpretações sobre a evolução da Terra; e ,portanto, formular modelos que possam aplicados em diversas áreas das geociências.

Os eventos que causam o registro geológico ao longo do tempo são, em sua classificação, limitados por um número específico de fenômenos (Schwarzacher, 2000). A repetição de tais eventos em diferentes escalas resulta em diferentes fácies litológicas. Sendo assim, os fenômenos naturais repetem-se e ,consequentemente, o registro geológico também, quer de maneira regular, irregular ou aleatória (Schwarzacher, 2000). Os padrões de repetição no registro sedimentar são interpretados como ciclos, tema central da Cicloestratigrafia.

A Cicloestratigrafia estuda os padrões de repetição da acumulação sedimentar no registro geológico, suas causas e mecanismos em todas as escalas. Uma das grandes propostas da Cicloestratigrafia é a tentativa de estabelecer relações entre os ciclos sedimentares e os ciclos do planeta em sua órbita dinâmica no contexto do sistema solar (Silva, 2001). Dispondo de inúmeras ferramentas, a Cicloestratigrafia é o estudo dos efeitos nos padrões de sedimentação causados por mudanças climáticas globais resultantes de mecanismos alocíclicos tais como ciclos orbitais e ciclos tectônicos globais.

Assim sendo, a Cicloestratigrafia aborda e permite o estudo de dois temas principais: identificação e descrição da relação entre os padrões de sedimentação e os ciclos globais de mudanças climáticas e de variações do nível do mar, causados por ciclos tectônicos e por ciclos astronômicos que causam mudanças no grau de insolação sazonal terrestre (Perlmutter e Azambuja Filho, 2005) e a quantificação e medição dos ciclos globais através dos ciclos sedimentares na tentativa de encontrar coerência espacial e temporal (Schwarzacher, 1993). Em outras palavras, a Cicloestratigrafia busca periodicidade e reconhecimento global dos ciclos no registro geológico em conjunto com o desenvolvimento de arcabouços geocronológicos de alta resolução temporal (Perlmutter e Azambuja Filho, 2005).

Unir os dois principais temas de estudo da Cicloestratigrafia é fundamental para que se possa entender a frequência, a causa, e a relação dos padrões do registro sedimentar com os ciclos globais (Perlmutter e Azambuja Filho, 2005). Além destes temas, o estudo da Cicloestratigrafia também busca separar os sinais aleatórios daqueles gerados pela diagênese das feições que representam ciclos de sedimentação (Einsele *et al.*, 1991).

3.2.2 Ciclos sedimentares

A ciclicidade no registro sedimentar é evidenciada por repetições regulares de diferentes litologias ou espessuras estratais diferentes de uma única litologia (Chaves, 2000). A repetição ordenada de elementos litológicos define um ciclo sedimentar. Sendo assim, os padrões repetitivos são causados por diversas variáveis de escalas temporais distintas, quer seja por processos episódicos ou causados por eventos oscilatórios (Chaves, 2000). As variáveis oscilatórias são as responsáveis pelos ciclos sedimentares descritos e estudados pela Cicloestratigrafia (Schwarzacher, 1993).

De maneira geral, as causas principais da geração de ciclicidade no registro sedimentar são: variação do nível do mar, tectonismo e mudanças climáticas (Perlmutter e Azambuja Filho, 2005). O tectonismo está associado à geração de repetições no registro sedimentar devido aos movimentos de soerguimento e subsidência que alteram depocentros, taxas de erosão e transporte sedimentar em uma região (Perlmutter e Azambuja Filho, 2005). Ciclos de Wilson, ou ciclos de supercontinentes, também influenciam no padrão de sedimentação global em frequências muito baixas. Já as variações globais de nível do mar são resultantes de mudanças no volume de gelo das regiões polares, magmatismo das dorsais meso-ocênicas, tectonismo e processos climáticos (Perlmutter e Azambuja Filho, 2005).

Segundo Perlmutter e Azambuja Filho (2005), as oscilações nos padrões climáticos globais causam padrões cíclicos no registro sedimentar por meio de variações do nível do mar devido às oscilações do volume de gelo nos polos e cordilheiras; variações no nível de lagos resultante de alterações no balanço hídrico; mudanças nas taxas de erosão, intemperismo, produção de sedimento, mineralogia e granulometria; mudanças na dinâmica do transporte sedimentar em bacias; e alteração do clima nas áreas de deposição sedimentar.

O mais significativo controle das variações climáticas globais trata da intensidade de insolação da superfície terrestre; ou seja, da quantidade de energia solar recebida pela Terra por unidade de área (Schwarzacher, 2000). A insolação depende da latitude e da orientação do eixo da Terra em sua órbita em torno do sol; entretanto, os mecanismos exatos pelos quais as mudanças das taxas de insolação imprimem suas assinaturas nos processos climáticos e, por consequência, no registro sedimentar ainda são uma questão bastante discutida (De Boer e Smith, 1994).

Os ciclos de intensidade de insolação mais significativos no estudo da Cicloestratigrafia são os Ciclos de Milankovitch (Figura 9). Em muitos casos, os ciclos orbitais podem fornecer uma resolução geocronológica mais detalhada e de maior escala em

comparação àquela gerada pela Bioestratigrafia. Tais ciclos são de natureza astronômica, gerados por variações de diferentes componentes orbitais da Terra no contexto do sistema solar e serão detalhados em seção posterior.

Berger e Loutre (1997) apontam que o fator fundamental para que os ciclos de insolação influenciem no padrão climático global é a evolução temporal da distribuição latitudinal das taxas de insolação. A distribuição e a evolução diferenciadas durante as estações do ano em ambos os hemisférios permitem que massas de gelo não derretam por completo em regiões de alta latitude durante verões amenos, provocando um efeito de *feedback* positivo do sistema de interação entre volumes de gelo e o albedo

Assim sendo, não é a média global de insolação que provoca ciclos glaciais e, por consequência, climáticos, mas sim mudanças de distribuição da insolação ao longo do ciclo anual. Em conjunto com as variações anuais da insolação, as variações latitudinais e geográficas – proporção de massas oceânicas distintas dos hemisférios – promovem o crescimento ou a retração dos volumes de gelo das calotas polares. O mecanismo de *feedback* positivo é controlado por componentes tais como a taxa de insolação, taxa de albedo e taxa de concentração de dióxido de carbono da atmosfera.

Elementos como a circulação atmosférica e correntes oceânicas, que estão ligados diretamente aos processos climáticos, são perturbados pelas variações glacioeustáticas causadas pelos ciclos de insolação, que, por sua vez, provocam alterações nos padrões climáticos globais (Perlmutter e Azambuja Filho, 2005). Além das mudanças climáticas, as próprias oscilações glacioeustáticas são responsáveis por alterar taxas de sedimentação e acumulação, dinâmicas de transporte sedimentar, produção de sedimento, áreas fontes, ambientes de deposição e outras variáveis responsáveis pelos ciclos sedimentares.

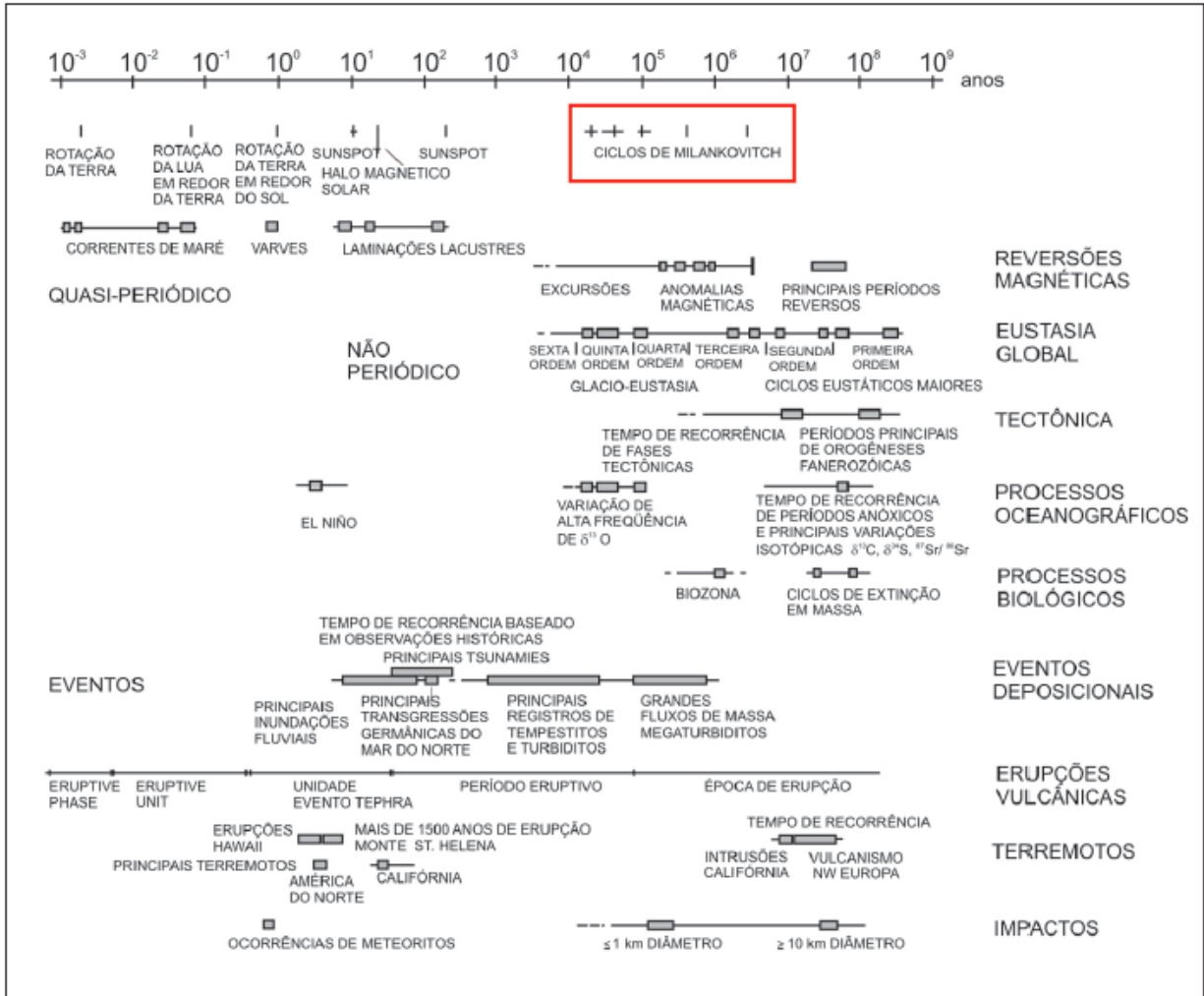


Figura 9– Eventos geológicos e ciclos astronômicos com suas respectivas periodicidades e escalas de tempo. Os Ciclos de Milankovitch estão destacados (Enseile *et al.* 1991 *apud* Cunha, 2005).

3.2.3 Hierarquia dos ciclos sedimentares

No âmbito da Cicloestratigrafia e da Estratigrafia de Sequências, existem classificações hierárquicas das sequências estratigráficas e, portanto, dos ciclos sedimentares. Segundo Chaves (2000), a hierarquização da ordem de ciclos de variações eustáticas foi proposta primeiramente por Vail et al. (1977). Vail et al. (1977) e outros autores classificaram os ciclos deposicionais em intervalos de tempo definidos (tabelas 1 e 2). A Tabela 1 foi estruturada por Chaves (2000) e demonstra as classificações das sequências sedimentares segundo diversos autores.

Tabela 1 – Classificação das sequências e ciclos sedimentares (Chaves, 2000).

Tipo de ciclos	Duração(m.a.)	Outras terminologias
A. Ciclos globais de supercontinentes	200-500	Ciclos de 1ª ordem (Vail e outros 1977)
B. Ciclos gerados por processos termais do manto (topografia dinâmica) e pela cinemática das placas, incluindo: 1. Ciclos eustáticos induzidos por mudanças de volume, nos centros de abertura meso-oceânica global; 2. Ciclos regionais de movimento do embasamento induzidos por arqueamento extensional e carga crustal	10 -100	Ciclos de 2ª ordem (Vail e outros 1977) Superciclos (Vail e outros 1977) Seqüência (Sloss,1963)
C. Ciclos regionais a locais de movimentos causados por cinemática da placa de carácter regional, incluindo mudanças no regime de tensão intraplaca.	0.01 10	Ciclos de 3ª a 5ª ordem (Vail e outros 1977) Ciclos de 3ª ordem ou megaciclótema (Heckel, 1986)
D. Ciclos globais gerados por forças orbitais, incluindo glacio-eustasia, ciclos de produtividade, etc.	0.01 - 2	Ciclos De Milankovitch, Ciclotemas (Wanless e Weller, 1932) Ciclos maiores e menores (Heckel, 1986)

Tabela 2 – Duração dos ciclos deposicionais (Vail et al. 1977 e Vail et al. 1991 segundo Silva, 2001)

CICLOS DEPOSICIONAIS		
Autor	Vail et alii (1977b)	Vail et alii (1991)
1ª ordem	200 a 300 m.a.	> 50 m.a.
2ª ordem	10 a 80 m.a.	3 a 50 m.a.
3ª ordem	1 a 10 m.a.	0,5 a 3 m.a.
4ª ordem	-----	0,08 a 0,5 m.a.
5ª ordem	-----	0,03 a 0,08 m.a.
6ª ordem	-----	0,01 a 0,03 m.a.

Existem argumentos contrastantes acerca da real aplicação e importância de uma classificação hierárquica dos ciclos deposicionais; entretanto, ela é utilizada para facilitar a organização, distinção e correlação entre ciclos. Variações no nível do mar correspondentes aos ciclos deposicionais de quarta e quinta ordem são resultantes da acumulação ou retração das massas de gelo polares; ou seja, da variação glacioeustática (Chaves, 2000). Portanto, ciclos sedimentares de maior ordem são correlacionados aos ciclos astronômicos da banda dos Ciclos de Milankovitch, os quais correspondem aos de maior frequência.

3.2.4 Ciclos de Milankovitch

A variação do gradiente de insolação entre regiões de alta e baixa latitude controlam o clima por permitir o crescimento de calotas polares em altas latitudes. A expansão do volume de gelo e as diferenças de insolação no globo terrestre controlam o fluxo atmosférico de calor, a umidade atmosférica e correntes oceânicas e portanto as variações climáticas.

O primeiro trabalho com embasamento matemático que propõe que variações nos componentes orbitais da Terra resultariam em mudanças no equilíbrio de insolação recebida e portanto variações no clima global foi realizado por Milutin Milanković em 1941 (Schwarzacher, 2000). O estudo indicava que a formação de ciclos climáticos globais e eras glaciais é determinada por ciclos observados nos parâmetros orbitais terrestres, os quais foram denominados Ciclos de Milankovitch. Os três principais parâmetros orbitais que oscilam são **excentricidade, obliquidade e precessão**. Os três parâmetros são quasi-periódicos e possuem inúmeros períodos resultantes da complexidade da interação orbital da Terra com o Sol e outros planetas (Schwarzacher, 2000). Entretanto, através de análises matemáticas, é possível a identificação de períodos mais relevantes no estudo da Cicloestratigrafia, como será mostrado a seguir.

Excentricidade – A órbita da Terra em torno do Sol é definida por uma elipse e sua excentricidade oscila de acordo com interações gravitacionais com outros planetas do sistema solar. Espacialmente portanto, o valor da excentricidade da órbita terrestre é definida pela relação entre o componente do semi-eixo maior da elipse orbital e a distância entre o Sol (um dos focos da elipse) e o centro da elipse (Chaves, 2000).

A oscilação da excentricidade (Figura 10) resulta na mudança da órbita terrestre entre períodos nos quais se encontra mais elíptica ou mais circular (Perlmutter e Azambuja Filho, 2005). Tais oscilações configuram ciclos que têm periodicidade primárias de aproximadamente 413, 123, 100 e 95 mil anos (Chaves, 2000). Dentre os valores, os dois principais períodos de ciclos de excentricidade são os de valores entre 123 e 95 k.a. – conhecidos como ciclos de 100 k.a. – e os períodos de 413 k.a. (Schwarzacher, 2000). Também existem picos de comprimento de onda secundários de 53 e 50 k.a., além de outros resultantes de interferências construtivas e destrutivas de ciclos, com picos que variam de 1,2 a 3,4 m.a. (Perlmutter e Azambuja Filho, 2005).

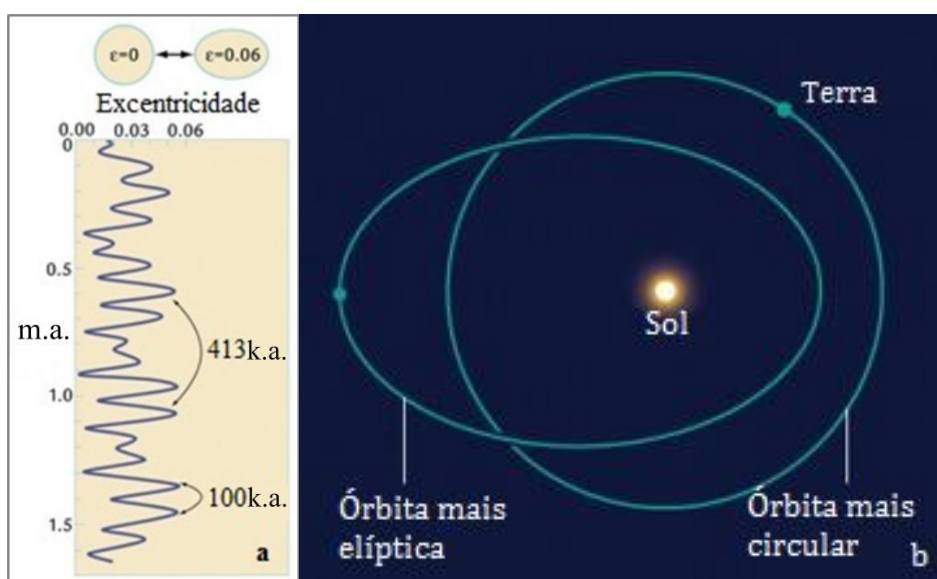


Figura 10 – Ciclos de excentricidade. (a) Oscilações no valor de excentricidade da elipse orbital e os principais períodos (Traduzido de Ruddiman, 2001); (b) Esquema ilustrando a variação espacial da elipse orbital (Traduzido de Maslin, 2016).

Os ciclos de excentricidade, por consequência, alteram as distâncias máximas e mínimas entre a Terra e Sol durante a translação, respectivamente o afélio e o periélio. As alterações nas distâncias absolutas do periélio e afélio (ciclos de excentricidade) em conjunto com as mudanças nas posições relativas das estações do ano em relação a essas distâncias máximas e mínimas (ciclos de precessão) são as responsáveis principais pelos mecanismos que geram mudanças climáticas globais (Silva, 2001).

Precessão – Os ciclos de precessão são causados principalmente pela oscilação do eixo da Terra em movimento circular, como o movimento de um pião (Chaves, 2000). O movimento de precessão do eixo de rotação (Figura 11) é responsável pelo deslocamento das posições dos equinócios e solstícios em relação ao afélio e ao periélio, e consequentemente as variações anuais de insolação (Silva, 2001). Por mudar as posições orbitais dos solstícios e equinócios, os ciclos de precessão de eixo nos hemisférios estão defasados em 180° resultando em uma diferença de 10 mil anos nos respectivos ciclos sedimentares (Perlmutter e Azambuja Filho, 2005).

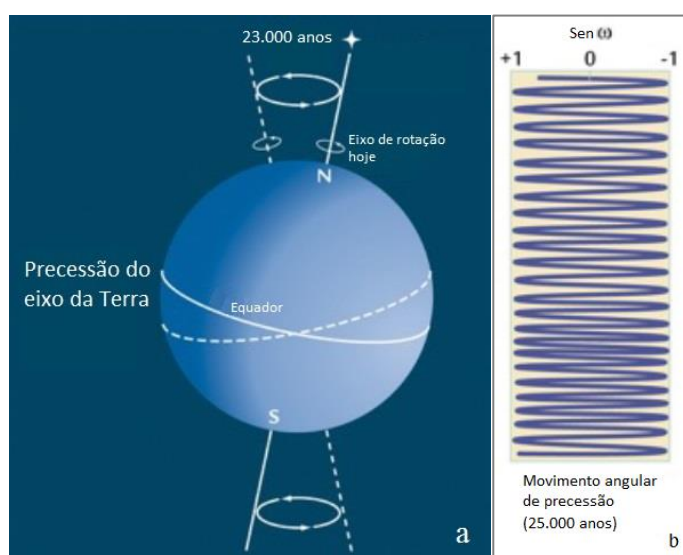


Figura 11 – (a) Esquema ilustrando o movimento de precessão do eixo de rotação da Terra (Traduzido de Ruddiman, 2001); (b) Periodicidade do movimento angular de precessão (Traduzido de Ruddiman, 2001).

Além da precessão do eixo de rotação, a órbita terrestre ao redor do Sol também oscila em movimentos de precessão (Figura 12), ou seja, as posições do afélio e do periélio da órbita elíptica variam com o tempo e, em conjunto com os períodos de precessão do eixo da Terra, resultam nos ciclos de precessão (Ruddiman, 2001). Os principais períodos são os 19 e 23 k.a., comumente denominados ciclos de 21 k.a. (Schwarzacher, 2000). Também ocorrem ciclos secundários de 30 e 15 k.a. (Chaves, 2000).

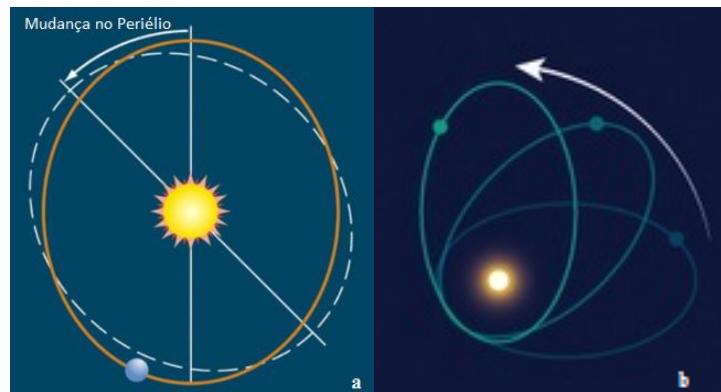


Figura 12 – Esquemas ilustrando o movimento de precessão orbital; (a) Traduzido de Ruddiman, 2001; (b) Modificado de Maslin, 2016.

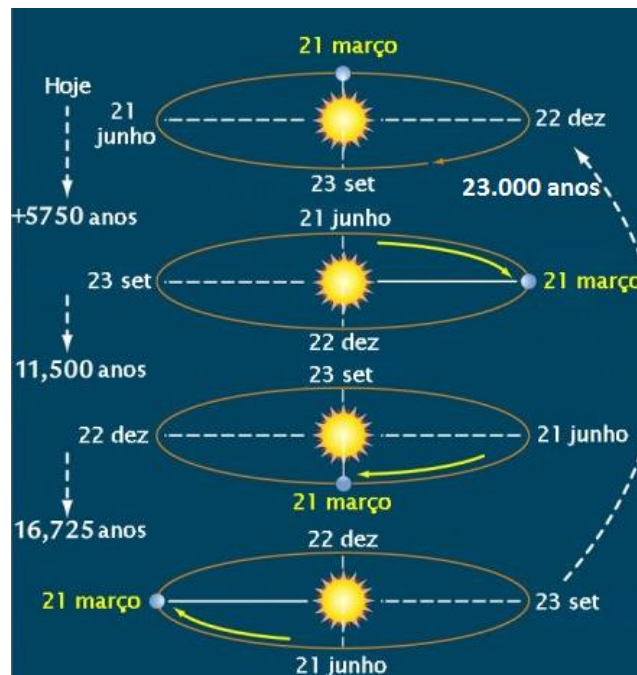


Figura 13 – Esquema que ilustra a mudança do posicionamento dos solstícios e equinócios (Traduzido de Ruddiman, 2001).

O mecanismo pelo qual os ciclos de precessão alteram balanços de insolação ao longo do tempo é a mudança do posicionamento dos solstícios e equinócios em relação ao afélio e periélio (Figura 13). Os ciclos de precessão também são denominados de precessão dos equinócios, alterando as posições das estações na órbita.

As configurações de posição mais críticas são quando os solstícios de inverno e verão dos hemisférios coincidem com o afélio e periélio. Quando em um hemisfério o verão coincide com o periélio e os valores de excentricidade são altos, ou seja, as diferenças entre o afélio e periélio são maiores, ocorre um máximo climático (Silva, 2001). Enquanto isso, um mínimo climático ocorre quando em um hemisfério o inverno coincide com o periélio e os valores de excentricidade são altos (Silva, 2001). Esse processo cíclico é essencial em desencadear os ciclos de *feedback* positivo a partir do crescimento de geleiras e, por conseguinte, ciclos climáticos.

Os máximos e mínimos climáticos resultantes da combinação dos ciclos de precessão e excentricidade correspondem respectivamente a dois cenários: (1) verões quentes e invernos frios e (2) verões frescos e invernos amenos (Perlmutter e Azambuja Filho, 2005). De maneira simplificada, durante verões frescos em altas latitudes as massas de gelo geradas no inverno não sofrem fusão por completo, desencadeando uma acumulação crescente no ano seguinte e conseqüentemente o início de uma era glacial pelo mecanismo de *feedback* positivo de albedo (Silva, 2001).

Enquanto os ciclos de excentricidade controlam as distâncias absolutas do afélio/periélio, os ciclos de precessão controlam a posição relativa desses parâmetros com os equinócios e solstícios. Segundo Schwarzacher (2000), a excentricidade modula a intensidade dos efeitos climáticos e de insolação dos ciclos de precessão (Figura 14). Os ciclos de

obliquidade, abordados a seguir, também modulam os ciclos de precessão controlando a intensidade dos efeitos climáticos (Perlmutter e Azambuja Filho, 2005).

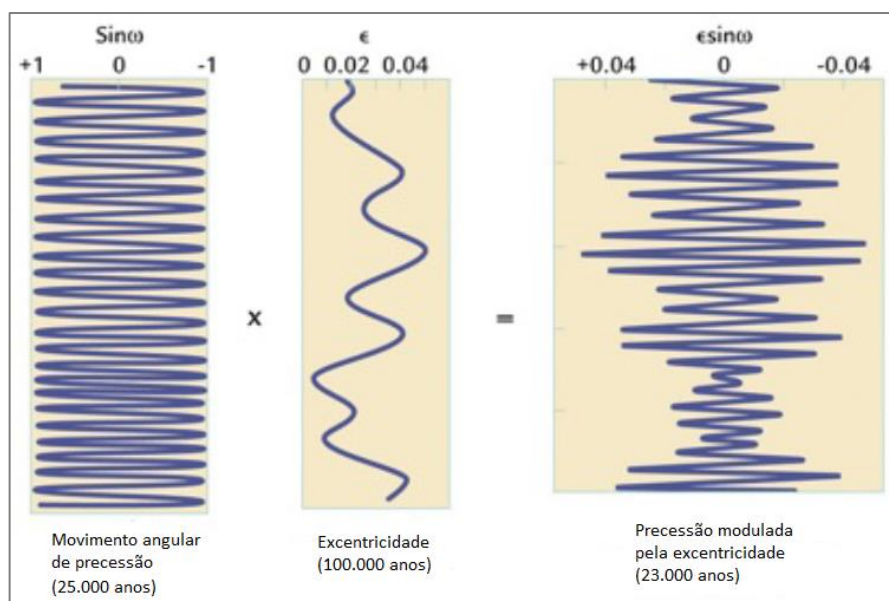


Figura 14 – Periodicidades dos movimentos de precessão e excentricidade. A precessão modulada pela excentricidade evidencia a oscilação na intensidade dos efeitos de precessão (Traduzido de Ruddiman, 2001).

Obliquidade – Em termos astronômicos, a obliquidade é o ângulo entre o Polo Norte terrestre e o polo celestial; ou seja, o ângulo entre o plano de órbita da Terra e o Equador (Schwarzacher, 2000). Em outras palavras, a obliquidade é o ângulo de inclinação do eixo da Terra (Figura 15). O valor deste ângulo varia de $21^{\circ} 39'$ a $24^{\circ} 36'$ ao longo do tempo geológico, configurando os ciclos de obliquidade.

Os ciclos de obliquidade têm periodicidades que variam de 40 k.a. a 60 k.a., com periodicidade primária de 41 k.a. e um pico secundário de 56 k.a. (Chaves, 2000). O movimento de oscilação da inclinação do eixo terrestre deve-se à interação gravitacional entre Sol, Lua e a Terra, variando com a velocidade de rotação do planeta (Schwarzacher, 2000). Portanto, ao longo do tempo geológico, os períodos dos ciclos de obliquidade se alteram-se devido à diminuição da velocidade de rotação da Terra e o aumento da distância entre o

planeta e a Lua (Schwarzacher, 2000). Tal variação de periodicidade devido a mudanças de intensidade de forças astronômicas também afeta os ciclos de precessão.

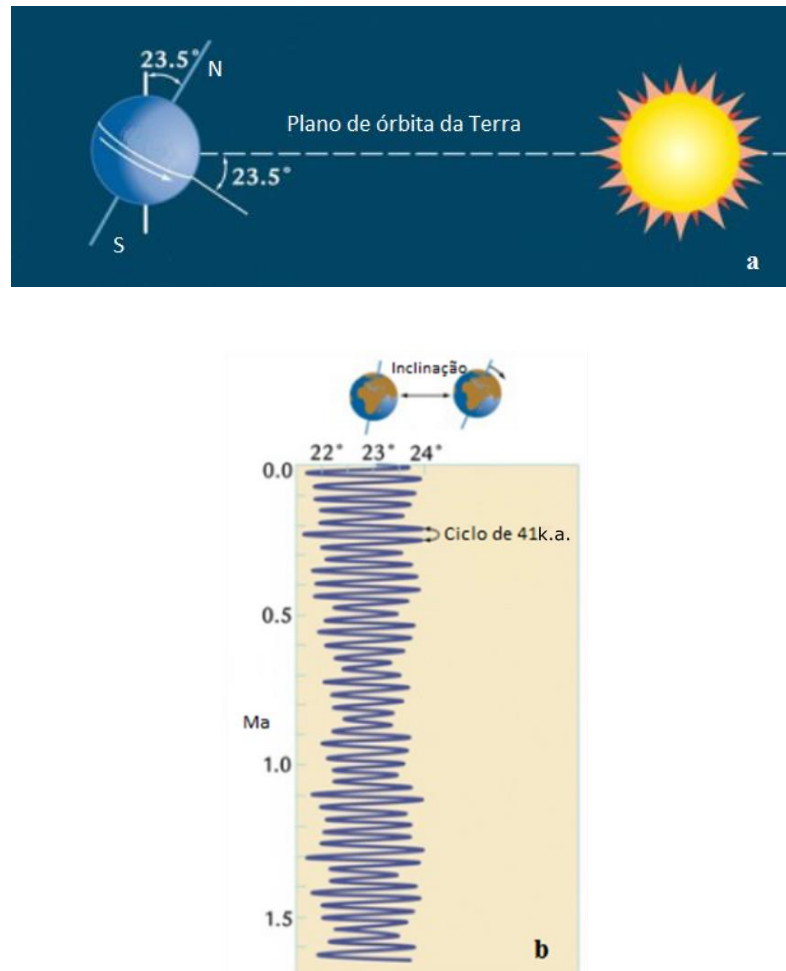


Figura 15 – Obliquidade: (a) Esquema ilustrando os parâmetros do ângulo de obliquidade em relação ao polo celestial e ao plano de órbita (Traduzido de Ruddiman, 2001); (b) Periodicidade da oscilação do ângulo de inclinação da Terra evidenciando ciclos primários de 41 k.a. (Traduzido de Ruddiman, 2001).

A variação no ângulo do eixo da Terra resulta em uma maior diferença de insolação entre os verões e invernos em cada hemisfério, e, portanto, quanto maior o ângulo do eixo e a latitude, maior será esta diferença entre estações. Entretanto, em um ciclo anual, as diferenças de insolação em cada hemisfério anulam-se. Segundo Schwarzacher (2000), os ciclos de obliquidade alteram os padrões de insolação em uma dinâmica de interação com os outros

ciclos principais, resultando em interferências negativas e positivas que contribuem para alterações climáticas através do mecanismo anteriormente discutido.

Os três Ciclos de Milankovitch (Figura 16) – *precessão, obliquidade e excentricidade* – constroem uma dinâmica de interferência oscilatória responsável pelos balanços de insolação e energia calorífica das massas continentais e oceânicas (Silva, 2001). Segundo Berger (1980) e sua interpretação da teoria de Milankovitch, as glaciações são induzidas quando três fatores atuam em conjunto: o verão está posicionado no afélio; o valor de excentricidade é máximo; e a obliquidade é baixa – os contrastes latitudinais e entre estações são menores (Silva, 2001). Os três fatores desencadeiam ciclos climáticos e de glaciação globais, e por consequência, ciclos sedimentares são impressos no registro geológico.

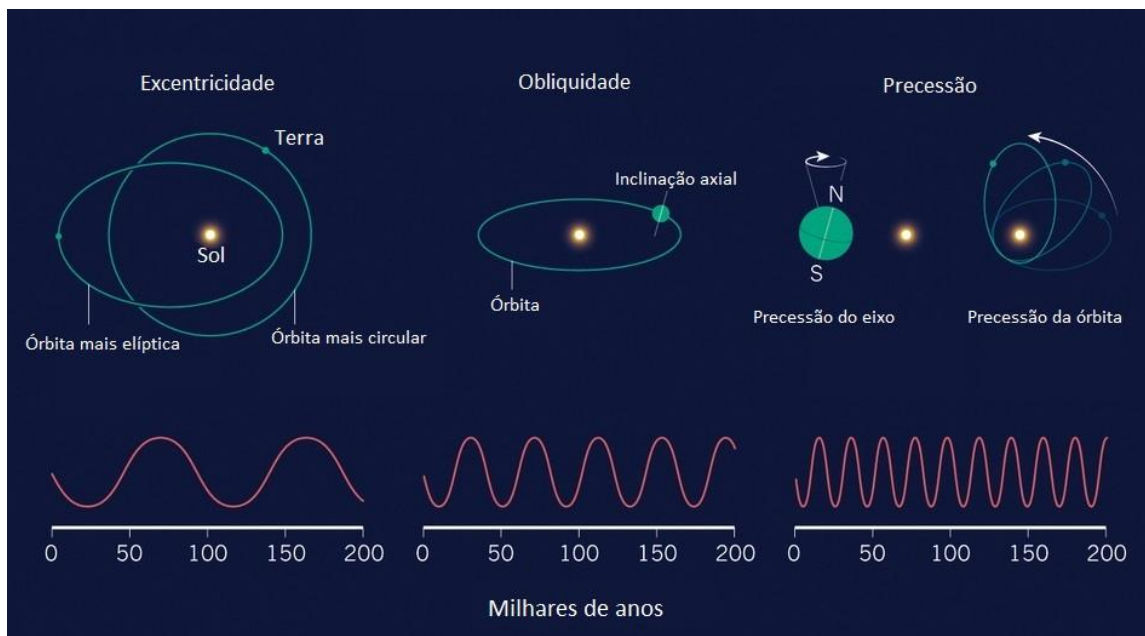


Figura 16 – Esquema ilustrando de maneira simplificada os principais ciclos orbitais da Terra e suas respectivas características oscilatórias (Traduzido de Maslin, 2016).

3.2.5 Periodicidade dos ciclos no tempo geológico

Os Ciclos de Milankovitch são resultados das interações astronômicas entre a Terra, o Sol e a Lua e portanto suas frequências e periodicidades se alteram ao longo do tempo geológico. Entretanto, o registro geológico mostra evidências de que o movimento de translação da Terra ao redor do sol se manteve quase constante desde o Proterozoico; ou seja, os ciclos de excentricidade não tiveram suas periodicidades alteradas significativamente (Schwarzacher, 2000). Berger e Loutre (1994) esclareceram as variáveis orbitais ligadas aos Ciclos de Milankovitch e demonstraram que os parâmetros responsáveis pelos ciclos de excentricidade variam pouco.

Já as periodicidades dos ciclos de precessão e obliquidade variam no tempo geológico devido à variação dos componentes astronômicos responsáveis por tais ciclos. Tanto a precessão quanto a obliquidade são resultantes de interações significativas entre a Lua e a Terra e dependem da velocidade de rotação da Terra e o seu momento rotacional (Schwarzacher, 2000). Desde sua formação, a velocidade de rotação da Terra diminuiu e a distância entre a Terra e Lua aumenta, causando variações nos parâmetros de obliquidade e precessão ao longo do tempo (Schwarzacher, 2000).

Utilizando parâmetros variáveis, Berger e Loutre (1994) calcularam os valores para os ciclos de precessão e obliquidade com base em fontes diferentes sobre a variação dos parâmetros astronômicos. Dois resultados foram alcançados (Tabela 3): valores para os últimos 440 m.a. e para os últimos 2,5 b.a. (Silva, 2001). Em destaque na tabela estão os valores dos períodos de precessão e obliquidade mais próximos para a Formação Cotinguiba, do Cretáceo Superior, utilizando os dados para os últimos 440 m.a..

Tabela 3 – Valores dos períodos longos e curtos de obliquidade e precessão, com resultados dos últimos 440 m.a. e dos últimos 2,5 b.a.. Em destaque os valores mais próximos para a Formação Cotinguiba (Modificado de Berger e Loutre, 1994).

	(Ma)	Períodos de precessão (anos)		Períodos de obliquidade (anos)	
		19000	23000	41000	54000
1	0	19000	23000	41000	54000
	72	18645	22481	39381	51226
	270	17638	21034	35145	44284
	298	17421	20725	34291	42936
	380	16824	19886	32053	39484
	440	16399	19296	30546	37222
2	0	19000	23000	41000	54000
	72	18622	22449	39280	51055
	270	17545	20902	34778	43703
	298	17387	20678	34163	42736
	380	16916	20015	32390	39997
	440	16567	19529	31134	38099
	500	16207	19029	29885	36245
	1000	14832	17162	25522	30021
	1500	13765	15750	22520	25951
	2000	12612	14258	19590	22136
	2500	11345	12659	16693	18507

3.2.6 Análise espectral

A análise espectral é a etapa do estudo cicloestratigráfico que tem como objetivo identificar periodicidades temporais constantes; ou seja, reconhecer ciclos em um intervalo de amostragem (Silva, 2001). Os métodos de análise espectral são métodos objetivos e estatísticos, que extraem informações importantes a partir de sinais e bases de dados numéricas (Cunha, 2005). Grande parte dos trabalhos atuais na área de Cicloestratigrafia e controle orbital trabalha com técnicas de análises de séries temporais, nas quais são identificados harmônicos e componentes de ciclos (Azambuja Filho e Perlmutter, 2005).

A análise temporal consiste no uso de ferramentas matemáticas e estatísticas para obtenção de sinais simples inseridos em sinais complexos. Os dados a serem analisados podem ser considerados séries temporais se a amostragem estiver definida em intervalos igualmente espaçados (Chaves, 2000). Os dados consistem usualmente de valores com significado geológico, levantados por geofísica ou geoquímica e devem ser amostrados em intervalos de espaço iguais ou serem interpolados para um espaçamento definido. A partir

disso, o método de análise temporal quantitativo escolhido será responsável por decompor o sinal complexo, filtrando os diferentes harmônicos (Azambuja Filho e Perlmutter, 2005).

O princípio do método de análise temporal mais utilizado na Cicloestratigrafia é a Transformada Rápida de Fourier (FFT). Como ferramenta matemática, a FFT possibilita a desconstrução de uma função complexa em um somatório de funções cosenoidais-senoidais. A partir de informações estratigráficas de espessura e características físicas, químicas, visuais ou composicionais, a FFT calcula a potência espectral das diferentes frequências dos elementos da série temporal (Cunha e Azambuja Filho, 2005; Azambuja Filho e Perlmutter, 2005). A presente análise emprega os princípios da FFT, a qual será elucidada posteriormente.

3.3 Perfil de raios-gama total (RG)

Extrair informações geológicas através do estudo das propriedades físicas das rochas, solos e sedimentos é um dos objetivos da geofísica. Existem inúmeras maneiras de analisar indiretamente uma sucessão sedimentar, a gamaespectrometria é uma delas. O processo de decaimento radioativo dos elementos é responsável por emitir partículas e radiação, esta sendo detectável por instrumentos sensíveis de medição. A gamaespectrometria trabalha com a banda de radiação dos raios gama (γ), identificando variações na radiação natural das rochas e possibilitando a interpretação geológica.

A medição detecta os raios-gama naturais emitidos pelo decaimento radioativo dos elementos Urânio (U), Tório (Th) e Potássio (K) em rochas, solos e sedimentos (Nascimento *et al.*, 2008). Diferentes minerais têm concentrações diferentes de tais elementos em sua estrutura cristalina, portanto, o levantamento de gamaespectrometria identifica diferenças na mineralogia no perfil analisado (Davies e Elliott, 1996). Neste trabalho a interpretação dos valores absolutos obtidos no levantamento não é necessária pois a análise está focada em obter relações de ciclicidade entre os valores através da análise espectral.

A medição dos raios-gama é executada utilizando um equipamento gamaespectrométrico, que transforma a radiação em pulsos luminosos ou cintilações, e em seguida os converte em sinais elétricos proporcionais à intensidade dos pulsos (Nascimento *et al.*, 2008). O perfil de RG usado neste trabalho foi adquirido através da perfilagem a cabo do poço no qual o testemunho foi retirado. O levantamento RG de *wireline* levantou dados em um espaçamento igualado de 1 cm na unidade CPS (*counts per second*) entre as profundidades de 4,35 m e 405,9 m (Figura 17).

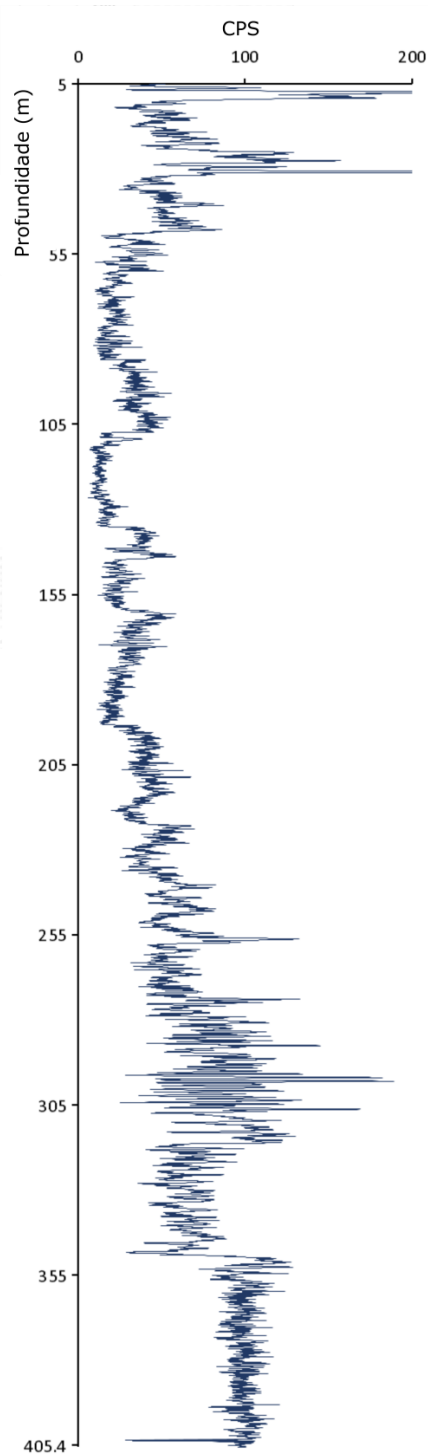
2-LJ-1-SE

Figura 17 – Perfil de RG total do testemunho 2-LJ-1-SE, com unidades CPS e profundidade.

A unidade ‘contagem por segundo’ (CPS) é a medida original obtida por um aparelho de gamaespectrometria, e por isso é diferenciada para cada máquina (Manso e Arruda, 2015).

Para a conversão de unidades CPS para outras como a API (*American Petroleum Institute*), é necessário conhecer os parâmetros do instrumento e realizar a calibração necessária (Manso e Arruda, 2015). Novamente, como o objetivo neste momento é identificar relações de ciclicidade, a conversão e o processamento de dados de CPS para API não foram executados.

3.4 Correlação do perfil de raios-gama

Após a plotagem das medições de raios-gama em um perfil, este foi correlacionado com dois perfis de Cunha e Koutsoukos (2001). O trabalho de Cunha e Koutsoukos (2001) trata-se de uma análise do controle orbital de uma sequência da Formação Cotinguiba, que inclui análise espectral dos perfis de raios-gama e sônicos de dois poços exploratórios da Petrobras na Bacia de Sergipe-Alagoas. Os perfis correlacionados correspondem aos poços exploratórios SE-1 e SE-2, localizados aproximadamente 5 km ao sul e 10 km a leste da Pedreira Votorantim.

É importante mencionar que os perfis de raios-gama utilizado por Cunha e Koutsoukos (2001) estão configurados em unidades API, enquanto o perfil aqui trabalhado está em unidades CPS, próprio do aparelho de levantamento espectrométrico. A conversão de CPS para API não é linear e depende de parâmetros específicos, não sendo executada nesta análise. Consequentemente, a correlação não se baseou em horizontes e fácies gamaespectrométricos, e sim em um datum em comum, o limite Cenomaniano/Turoniano. O Projeto SACL identificou o datum através da descrição e análise do testemunho do poço no qual o perfil de raios gama foi levantado Como mencionado anteriormente, a profundidade do datum para o perfil foi de 222 m, assinalado na Figura 18.

Ambos os poços SE-1 e SE-2 utilizados por Cunha e Koutsoukos (2001) contêm dados bioestratigráficos e suas biozonas definidas com base em nanofósseis calcáreos. Para o poço SE-1, segundo os autores, a base da sucessão se encontra na biozona UC5c/b e o topo da sequência na biozona UC9. Poucos nanofósseis foram identificados na base da sucessão, e a ausência de *Axopodorhabdulus albianus* indicou que a biozona UC5c/b era a mais antiga do perfil. Por outro lado, no topo do perfil, abundantes nanofósseis bem preservados eram característicos das biozonas UC8 e UC9 (Cunha e Koutsoukos, 2001).

No poço SE-1, o perfil de raios-gama é limitado por discordâncias erosivas e compreende registros do Cenomaniano Superior ao Turoniano Superior (Cunha e Koutsoukos, 2001). Os mesmos autores fazem referência ao trabalho de Bengtson (1983), que atribui ao Turoniano inferior ao Turoniano médio os sedimentos expostos da Pedreira Votorantim. Em sua tese, Koutsoukos (1989) discursa que as rochas expostas na Pedreira Votorantim encaixam-se nas idades propostas por Bengtson (1983). Entretanto, a correlação baseada no datum do perfil aqui estudado compreende registros mais antigos.

A Figura 18 demonstra a correlação entre os perfis do poço SE-1 e o perfil analisado da Pedreira Votorantim. Após o ajuste de equivalência das escalas verticais e a demarcação do datum, é possível visualizar a posição estratigráfica aproximada do perfil. Segundo a análise visual, o perfil compreende depósitos do Albiano ao Turoniano inferior; contendo as biozonas UC5c/b a UC7. A análise espectral foi realizada em um intervalo inserido no perfil, identificado na Figura 18. Por fim, a correlação aqui executada não é precisa e tampouco é o objetivo central do trabalho. Mesmo assumindo as variações laterais entre perfis, incluindo diferenças de espessuras das sucessões e superfícies erosivas causadas pelas diferenças paleobatimétricas, o alinhamento realizado permitiu associar o intervalo analisado às idades e biozonas do trabalho de Cunha e Koutsoukos (2001).

SE-1

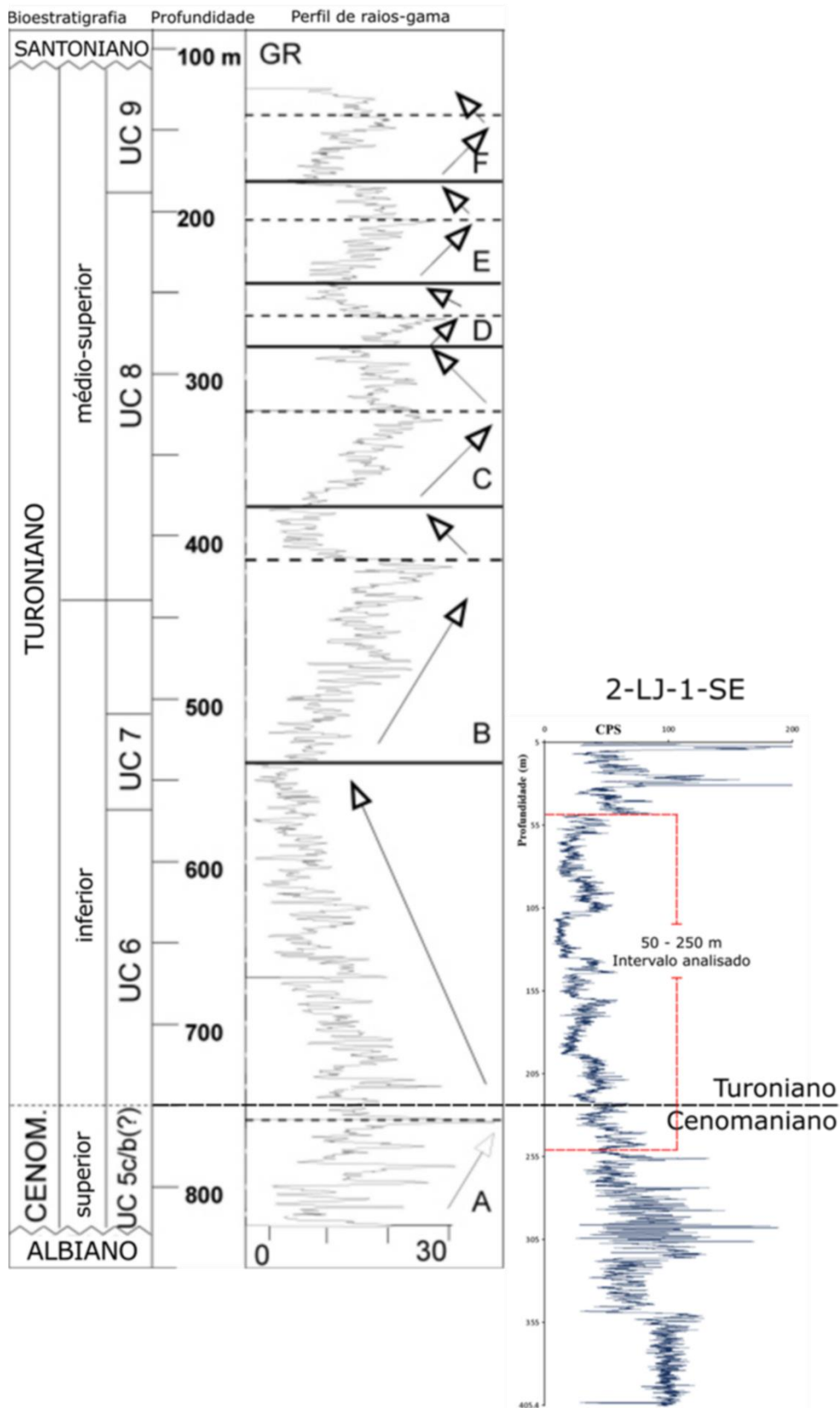


Figura 18 – Correlação entre os perfis de raios-gama do poço exploratório SE-1 e o perfil do testemunho 2-LJ-1-SE. Intervalo utilizado para análise espectral está demarcado.

A correlação de perfils com base no datum foi feito da mesma forma para o poço SE-2, do qual Cunha e Koutsoukos (2001) também realizaram um levantamento gamaespectrométrico (Figura 19). O intervalo compreende as biozonas UC6b a UC9 de nanofósseis calcáreos em conjunto com as biozonas de foraminíferos (Figura 19), indicando idade do Turoniano (Cunha e Koutsoukos, 2001). O nivelamento se deu entre o datum do limite Cenomaniano/Turoniano do perfil aqui estudado e a discordância erosiva que marca tal limite do poço SE-2. Assim sendo, esta correlação demonstra que parte do perfil de raios gama aqui analisado é correlacionável às biozonas de nanofósseis UC6b a UC7.

SE-2

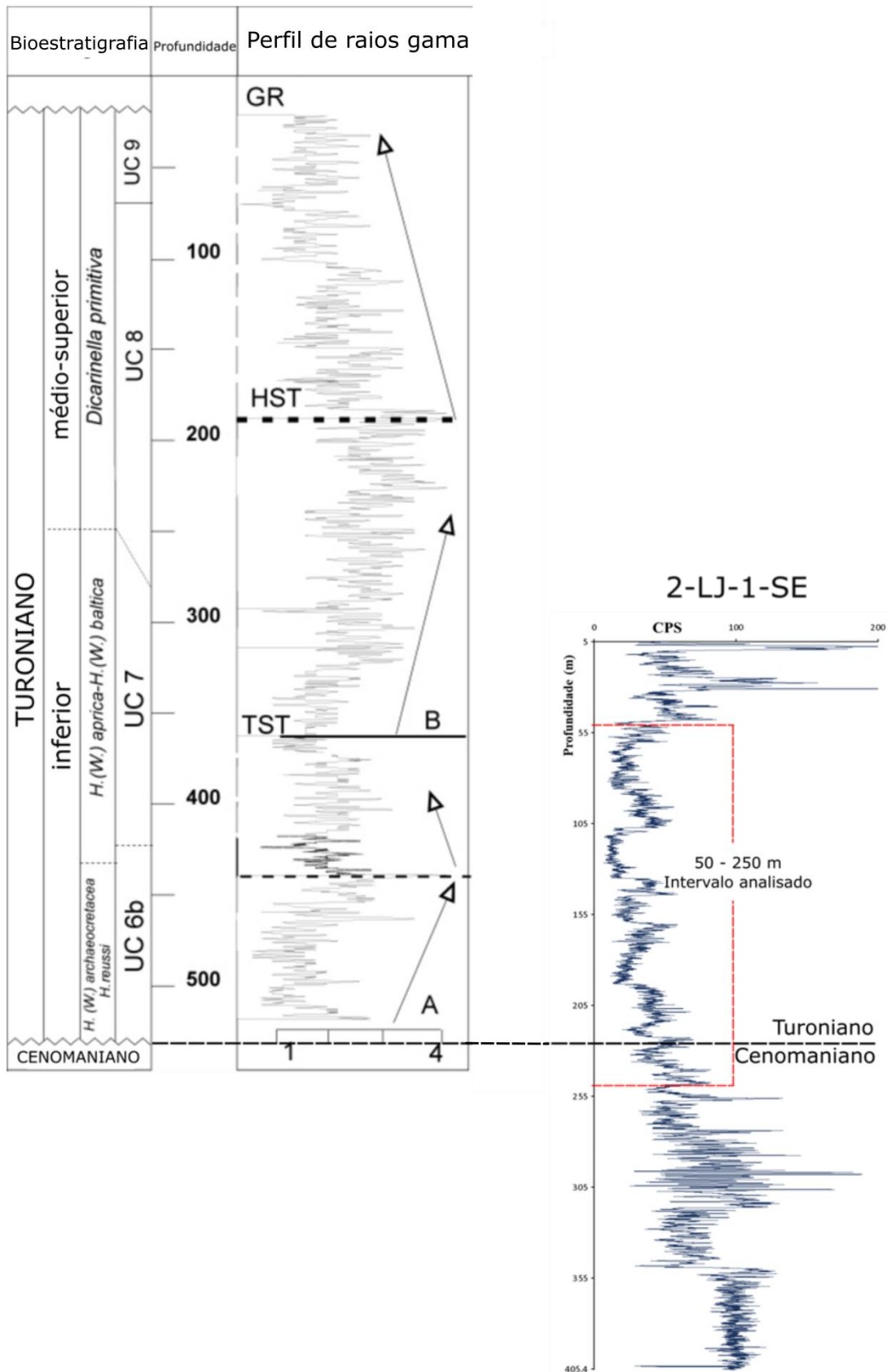


Figura 19 – Correlação entre os perfis de raios gama do poço exploratório SE-2 e o perfil obtido na Pedreira Votorantim. Intervalo utilizado para análise espectral está demarcado.

3.5 Intervalo analisado

Para a análise espectral e identificação de ciclos orbitais, o intervalo escolhido foi de 50 a 250 m de profundidade, totalizando 200 m do perfil de raios gama (Figura 20). Este pacote foi estabelecido baseando-se no padrão dos valores do perfil como um todo, no qual os valores acima dos 50 m e abaixo dos 250 m são consideravelmente contrastantes em relação aos 200 m estudados. Além disso, o padrão de ciclicidade do intervalo é visualmente distinguível dos padrões do restante do perfil.

O intervalo de 50 a 250 m corresponde em sua maior parte a depósitos de calcilutitos contendo intervalos de laminação fina similar a varves, brechas carbonáticas e níveis de maior concentração de matéria orgânica. De acordo com Cunha e Koutsoukos (2001), essas fácies são interpretadas como sendo turbiditos carbonáticos distais, de baixa energia e com contribuição pelágica, contendo lâminas de abundante matéria orgânica amorfa rica em dinoflagelados.

É importante ressaltar que de acordo com o estudo realizado pelo Projeto SACL do testemunho obtido na Pedreira Votorantim, a seção entre 150 e 200 m de profundidade está fraturada e dolomitizada, fator que pode causar dificuldades de identificação de ciclos de maior frequência na análise espectral. Esta característica pode influenciar nos resultados uma vez que perturba e destrói estruturas de acamamento e laminação. Baseando-se nas correlações, o intervalo no qual a análise espectral será efetuada compreende sucessões do Cenomaniano superior ao Turoniano inferior, biozonas UC5c/b a UC7 (Cunha e Koutsoukos, 2001). A maior parte da sequência contém rochas do Turoniano com base na correlação.

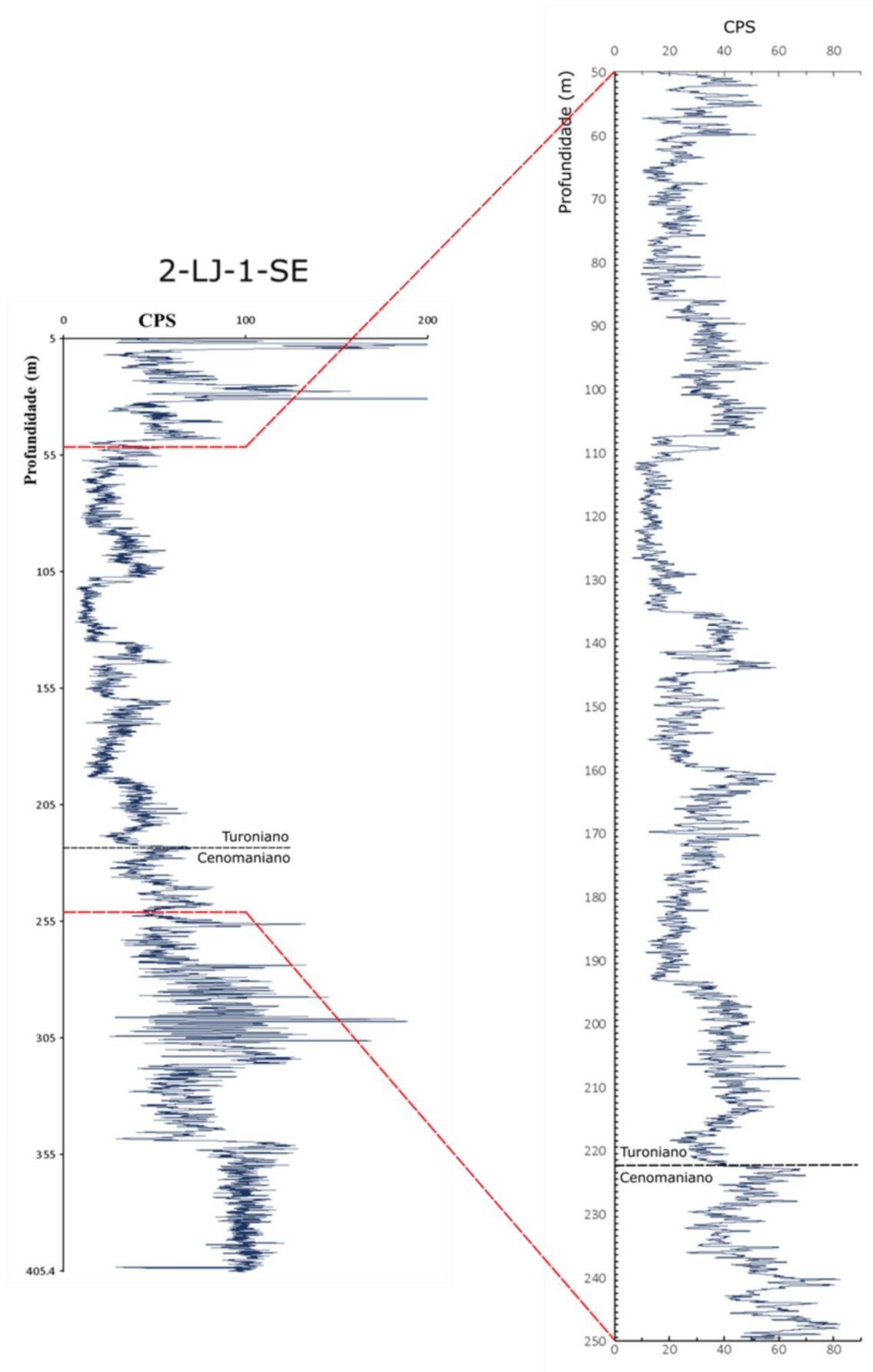


Figura 20 – Intervalo estabelecido para aplicação da análise orbital do perfil de raios-gama.

3.6 Análise espectral do intervalo

A análise espectral do pacote escolhido foi feita utilizando o *software* Statistica™ em intervalos de 40 m, totalizando cinco sucessões analisadas. A fragmentação dos 200 m de dados foi estabelecida devido a maior facilidade de identificar ciclos de maior frequência e às limitações do próprio *software*, que é capacitado para aplicar a Transformada Rápida de Fourier (FFT) em no máximo 4000 valores aproximadamente. Dado que os raios gama foram levantados com espaçamentos de 1 cm, pacotes de 40 m de espessura definem o maior intervalo passível de análise. Os cinco intervalos de 40 m não têm significado geológico quanto à sua divisão.

3.6.1 Transformada rápida de Fourier e periodogramas

O algoritmo da Transformada Rápida de Fourier é um método eficiente que nasceu dos princípios da Transformada Discreta de Fourier, ferramenta matemática responsável pela conversão de variáveis de tempo em frequência de sinais (Gonçalves, 2004). Os valores de raios gama estão associados a variáveis de espaço; entretanto, devido ao espaçamento igualado entre pontos levantados, a variável profundidade se equivale à variável temporal. O algoritmo da FFT só pode ser aplicado a séries estacionárias, e portanto os valores de taxas de acumulação dentro dos pacotes analisados foram considerados constantes. Dado que as taxas de acumulação nunca são constantes na natureza, os periodogramas não exibem picos definidos e sim muitas vezes conjuntos de picos de uma determinada banda de frequência.

Gonçalves (2004) demonstra que para uma sequência x_m de um sinal contínuo $x(t)$ com N amostras, a Transformada Discreta de Fourier é determinada por:

$$\bar{X}_k = \sum_{m=0}^{N-1} x_m W^{mk}, \quad k = 0, 1, \dots, N-1$$

$$W = e^{-i\frac{2\pi}{N}}, \quad i = \sqrt{-1}$$

De maneira simplificada, a FFT é um método de aplicar a DFT de forma computacionalmente mais rápida e segmentada. Enquanto a DFT necessita de N^2 multiplicações complexas, a FFT usa $N \log_2 N$, e portanto, para $N > 4$ o número de operações realizadas é consideravelmente menor (Cooley, 2000). Para o algoritmo da FFT é necessário que N seja uma potência de 2. Por fim, a Transformada Rápida de Fourier economiza custo computacional pois seu tempo de processamento é menor em comparação à DFT.

Após a aplicação da FFT nos dados de raios-gama, o *software* StatisticaTM construiu para cada intervalo um periodograma correspondente (Figura 21). Um periodograma é um gráfico no qual o eixo das abscissas representa o espectro de frequências analisadas enquanto que o eixo das ordenadas representa a potência espectral de cada frequência; ou seja, a intensidade e a regularidade de cada frequência no intervalo completo. Em outras palavras, quanto maior a potência espectral de uma frequência, maior sua relevância e magnitude no sinal complexo (Cunha e Azambuja Filho, 2005).

Calculando os harmônicos mais evidentes do perfil de RG, é possível identificar ciclos da variável espessura e correlacioná-los com os ciclos orbitais de Milankovitch. Através da relação inversamente proporcional entre período e frequência, as espessuras foram calculadas identificando as frequências de maior potência, ou seja, aquelas que definem picos no periodograma. Picos de valores de frequências que correspondem à espessura de 40 m foram descartados pois não são resultados válidos nesta análise, sendo resultantes da própria natureza matemática do algoritmo FFT.

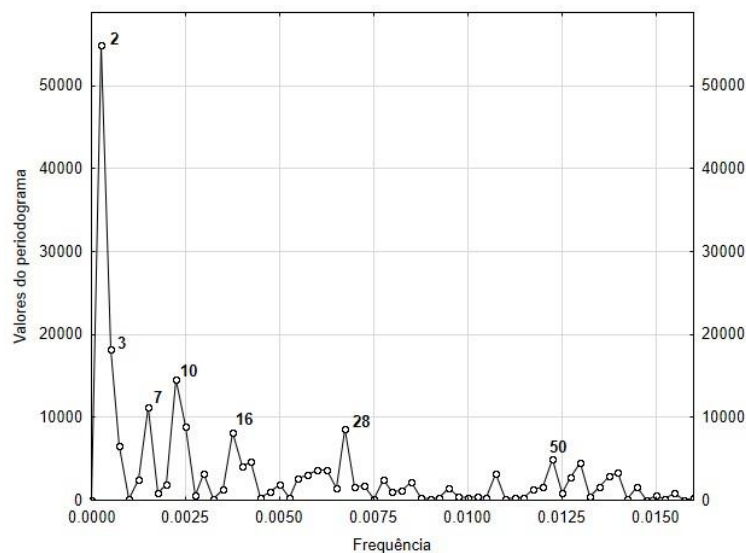


Figura 21 – Periodograma do intervalo de 50 a 90 m de profundidade elaborado com valores de raios gama. Os picos representam valores de frequência de maior potência.

3.6.2 Matriz de Milankovitch

Para correlacionar os valores de espessuras obtidas com os Ciclos de Milankovitch, matrizes de razões são montadas. Os valores das razões entre as espessuras obtidas é comparado com os valores das razões entre os próprios Ciclos de Milankovitch, ou seja, quanto mais similar é a razão entre duas espessuras à razão entre dois ciclos orbitais, maior são as chances de tais espessuras estarem relacionadas aos respectivos ciclos. Primeiramente, é necessário determinar quais ciclos orbitais serão considerados na análise, além de corrigir os períodos dos ciclos que se alteram ao longo do tempo geológico.

Os dois ciclos de menor frequência correspondem aos dois harmônicos primários dos ciclos de excentricidade, oscilações que não se alteraram significativamente ao longo do tempo geológico. Os ciclos de excentricidade têm períodos de **410** e **100 k.a.**, este último representando uma gama de ciclos de 95 a 123 k.a.. Já os ciclos de precessão e obliquidade precisaram ser corrigidos para o Turoniano da Formação Cotinguiba. Utilizando a tabela de Berger e Loutre (1994), os valores dos ciclos foram interpolados para a idade de 92 M.a., utilizando os ciclos correspondentes às idades de 72 e 270 M.a. (Tabela 3).

Os valores obtidos foram **18,5** e **22,3 k.a.** para ciclos de precessão curta e longa respectivamente, e **38,5** e **50,5 k.a.** para ciclos de obliquidade curta e longa respectivamente. Outro ciclo importante na sedimentação da Formação Cotinguiba foi considerado na análise, os ciclos de *double-beat* de precessão. Estes ciclos são evidentes nas fácies similares a varves da Formação Cotinguiba. Esses ciclos de frequência alta são o resultado de ciclos de sinal duplo de precessão, com duração média de **10,5 k.a.** (Carmo e Pratt, 1999; Pratt *et al.*, 2003).

Como elucidado anteriormente, de acordo com Park *et al.* (1993) *apud* Cunha e Koutsoukos (2001), durante o Cretáceo, partes do continente Sul-Americano e Africano na faixa de paleolatidade de 10 a 30S eram sensíveis a ambos os extremos dos ciclos de precessão devido a um padrão específico de monções e anomalias na zona de convergência intertropical. Estando em fase com os dois hemisférios ao longo dos ciclos de precessão, as intercalações evidenciam ciclos de 10 a 12 k.a.. A tabela a seguir organiza os ciclos orbitais utilizados como parâmetros na construção da matriz de razões.

Tabela 4 – Valores dos ciclos orbitais definidos para a correlação em k.a..

Excentricidade (k.a.)		Obliquidade (k.a.)		Precessão (k.a.)		
curta	Longa	curta	longa	curta	longa	<i>double-beat</i>
100	410	38,5	50,5	18,5	22,3	10,5

Tabela 5 – Matriz com as razões entre períodos (10^3 anos) dos Ciclos de Milankovitch, usadas como referência para correlação.

	410	100	50,5	38,5	22,3	18,5	10,5
410	1	4,1	8,12	10,65	18,39	22,16	39,05
100		1	1,98	2,6	4,48	5,41	9,52
50,5			1	1,32	2,26	2,73	4,81
38,5				1	1,73	2,08	3,67
22,3					1	1,21	2,12
18,5						1	1,76
10,5							1

Com base nos períodos dos ciclos orbitais, a matriz de Milankovitch foi elaborada e as razões obtidas. Após a identificação dos picos e suas espessuras, as matrizes de espessuras foram construídas para cada intervalo de 40 m e comparadas às razões dos ciclos orbitais.

3.6.3 Parâmetros de correlação

Identificadas as espessuras, as razões entre os valores são calculadas e dispostas em uma matriz. As razões então foram correlacionadas às razões orbitais e os pares de ciclos e de espessuras foram associados. Entretanto, parâmetros deveriam ser estabelecidos em relação à correlação entre os pares para evitar erros. Os parâmetros utilizados estão listados a seguir.

Similaridade – A similaridade foi calculada através da razão entre uma razão orbital e uma razão de espessura a fim de obter o grau de semelhança entre valores. No presente trabalho, foram descartados valores de similaridade menores que **95%**.

Taxas mínimas de acumulação – Após considerar as correlações com valores similaridade aceitável, taxas mínimas de acumulação foram calculadas. As taxas foram obtidas pela relação entre espessura e tempo do ciclo correlacionado. Uma janela de valores de taxas foi estabelecida com base na bibliografia e valores fora do intervalo foram descartados.

O intervalo do perfil analisado foi correlacionado com o perfil de raios-gama dos poços SE-1 e SE-2, analisado por Cunha e Koutsoukos (2001), no qual foram obtidas taxas de acumulação que variam de 10 a 13,4 cm/k.a. na sucessão do Turoniano. Já o estudo bioestratigráfico de Hessel (1988) propôs que a sucessão do Turoniano inferior era caracterizada por taxas mínimas de 15 a 20 cm/k.a. e taxas máximas de 30 a 40 cm/k.a.. Com base em análises anteriores, Santos (2008) estipulou uma taxa de acumulação de 18 cm/k.a. para o Turoniano da Formação Cotinguiba.

Por fim, em um estudo cicloestratigráfico da plataforma carbonática do Mioceno da porção sul da Bacia de Santos, Severino *et al.* (2005) obtiveram valores que variam de 19 a 28 cm/k.a.. De forma análoga, as taxas de acumulação da sucessão do Turoniano da Formação Cotinguiba seriam similares, representada também por uma plataforma carbonática. Levando em consideração os valores máximos e mínimos de taxas de acumulação estipuladas em trabalhos antigos, a janela definida foi de **10 a 40 cm/k.a.** Portanto, valores calculados fora desta faixa foram descartados.

Número de correlações – Seguindo os dois critérios anteriores, quando ainda existiam ambiguidades nos resultados, a correlação foi definida com base no número de correlações. Logo, uma espessura foi associada a um ciclo se ela fosse correlacionada mais vezes a tal ciclo. Se o número de correlações entre ciclos e espessuras fossem iguais, ambas seriam consideradas apenas se os ciclos fossem harmônicos de um ciclo primário. Uma espessura pode estar correlacionada a dois períodos de ciclos primários enquanto que um ciclo pode estar correlacionado a duas espessuras distintas. Esta associação dupla é cabível dentro do contexto das limitações da presente análise e dos erros oriundos de taxas de acumulação e sedimentação variáveis.

3.7 Ciclos e taxas identificados

Seguindo a análise espectral, para cada intervalo de 40 m foram identificados os ciclos orbitais mais evidentes e suas respectivas taxas mínimas de acumulação. Em seguida, foi calculada a média harmônica e o desvio padrão das taxas para cada intervalo, e com base nos valores obtidos, o tempo mínimo de deposição foi calculado. A partir dos valores de cada intervalo, foram calculados as médias de taxas e tempos de deposição para o perfil completo de 200 m. As etapas da metodologia serão elucidadas mais detalhadamente em conjunto com a disposição dos resultados.

3.8 Taxa de acumulação vs. taxa de sedimentação

As definições e pormenores dos processos de sedimentação e acumulação não serão abordados em detalhes uma vez que este tema não tange a essência dos pontos aqui tratados. Contudo, as diferenças serão rapidamente elucidadas pois comumente as expressões são usadas de maneira indiscriminada.

A acumulação de sedimentos corresponde a um balanço de sedimentação e está vinculada a diversas variáveis. Enquanto a sedimentação corresponde ao processo de transporte, assentamento e remoção de partículas, a acumulação abrange um processo de maior duração, caracterizada pelo balanço positivo ou negativo resultantes de variáveis como erosão, bioturbação, dissolução química e espaço de acomodação, esta última sendo consonante às taxas de subsidência, taxas de soerguimento e alterações no nível de base (Szmytkiewicz e Zalewska, 2014).

Logo, taxas de acumulação nulas nunca serão reconhecidas pois estas são calculadas em sedimentos já assentados ou litificados, e portanto seria impossível distinguir entre períodos de deposição positiva e períodos inertes (Tipper, 2016). Fases nas quais processos de acumulação e sedimentação resultam em balanços nulos são períodos em que não houve acumulação de sedimentos, ou seja, não foram impressos no registro sedimentar e, por conseguinte, não são identificáveis.

A complexidade de interação entre estes dois processos foge do escopo central deste estudo. Taxas de sedimentação podem ser calculadas somente se forem mensuradas *in situ* ou a partir da identificação e quantificação de diversas variáveis locais. Os resultados obtidos aqui são considerados taxas de acumulação visto que a análise é embasada apenas no registro geológico consolidado. Por fim, devido aos efeitos de processos diagenéticos como a compactação, as taxas de acumulação aqui obtidas são consideradas mínimas.

4 RESULTADOS

4.1 Intervalo 50-90 m

Os valores do perfil de raios-gama para o intervalo 50-90m foram plotados em posição horizontal (Figura 22) e em seguida o periodograma foi elaborado (Figura 23) e seus picos identificados (Tabela 6). As espessuras foram reconhecidas no *software* Statistica™ buscando os valores de frequências dos picos. A espessura representa o período do ciclo, logo, a relação inversamente proporcional entre período e frequência é o princípio aplicado.

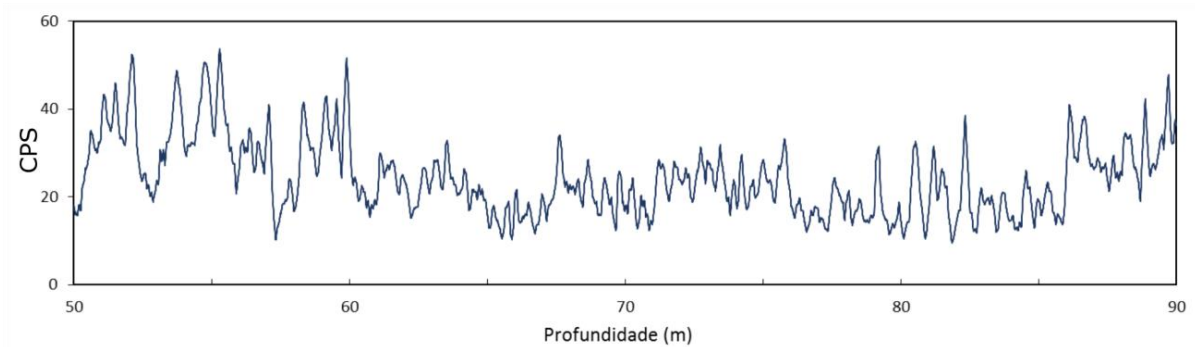


Figura 22 – Intervalo de 50 a 90 m do perfil de raios-gama do testemunho 2-LJ-1-SE, em unidades CPS.

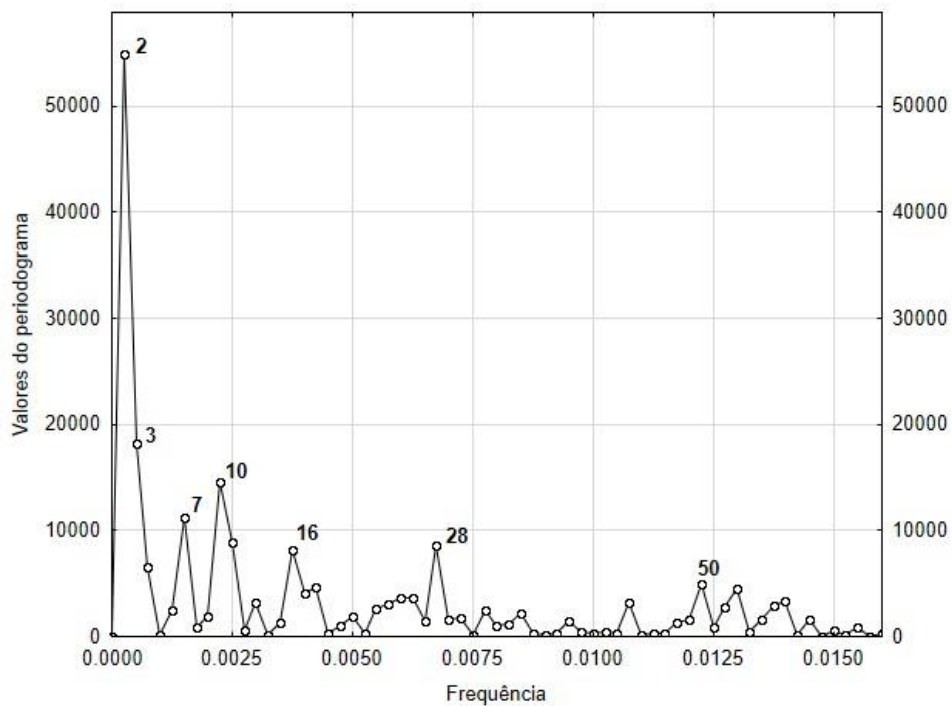


Figura 23 – Periodograma dos valores de raios-gama do intervalo 50-90m com seus picos identificados.

Tabela 6 – Valores de frequência e espessura dos picos identificados no periodograma para o intervalo 50-90m.

Pico	Frequência	Espessura (m)
3	0.0005	20
7	0.0015	6,67
10	0.00225	4,44
16	0.00375	2,66
28	0.00675	1,48
50	0.01225	0,82

Em seguida, a matriz de espessura foi montada com os valores evidentes no periodograma (Tabela 7). A matriz de espessura dispõe as razões entre todas as espessuras e permite a comparação entre espessuras e ciclos orbitais.

Tabela 7 – Matriz de espessura para valores de espessura em metros, identificados no intervalo 50-90m.

	20	6,67	4,44	2,66	1,48	0,82
20	1	3	4,50	7,52	13,51	24,39
6,67		1	1,5	2,51	4,51	8,13
4,44			1	1,67	3	5,41
2,66				1	1,80	3,24
1,48					1	1,80
0,82						1

Calculadas as razões, estas foram dispostas em uma lista e comparadas com as razões da matriz de Milankovitch, também listadas (Tabela 8 e 9). A matriz de Milankovitch foi montada anteriormente (Tabela 5). Em destaque estão os valores de razão de espessura similares em no mínimo 95% a uma ou mais razões de ciclos orbitais. Após filtrar as razões pela similaridade, espessuras e Ciclos de Milankovitch foram correlacionados e filtrados segundo os parâmetros esclarecidos anteriormente.

Tabela 8 – À esquerda estão os valores em metros dos pares de espessuras e suas razões correspondentes. As razões dentro do parâmetro de similaridade de 95% estão destacadas.

Tabela 9 – À direita, razões dos pares de ciclos orbitais cujos valores foram contrapostos com as razões de espessura da Tabela 8. Em destaque os pares e razões que foram correlacionados.

Período longo (m)	Período curto (m)	Razão	Período longo (k.a.)	Período curto (k.a.)	Razão
20	0,82	24,39	410	10,5	39,05
20	1,48	13,51	410	18,5	22,16
6,67	0,82	8,13	410	22,3	18,39
20	2,66	7,52	410	38,5	10,65
4,44	0,82	5,41	100	10,5	9,52
6,67	1,48	4,51	410	50,5	8,12
20	4,44	4,50	100	18,5	5,41
2,66	0,82	3,24	50,5	10,5	4,81
20	6,67	3	100	22,3	4,48
4,44	1,48	3	410	100	4,1
6,67	2,66	2,51	38,5	10,5	3,67
2,66	1,48	1,80	50,5	18,5	2,73
1,48	0,82	1,80	100	38,5	2,6
4,44	2,66	1,67	50,5	22,3	2,26
6,67	4,44	1,50	22,3	10,5	2,12
			38,5	18,5	2,08
			100	50,5	1,98
			18,5	10,5	1,76
			38,5	22,3	1,73
			50,5	38,5	1,32
			22,3	18,5	1,21

Identificadas as razões com similaridade igual ou superior a 95%, pares de espessuras foram correlacionados com pares de períodos de ciclos orbitais (Tabela 10). Em seguida, correlações que forneceram valores de taxas mínimas de acumulação fora da janela de 10 a 40 cm/k.a. foram descartadas. Os valores destacados na Tabela 10 correspondem às correlações que fornecem valores dentro da janela e portanto considerados na próxima etapa.

Tabela 10 – Espessuras e seus respectivos ciclos correlacionados e taxas de acumulação calculadas. As correlações que resultaram em valores de taxas de acumulação dentro da faixa admissível estão destacadas.

Espessura (m)	Ciclo orbital (k.a.)	Taxa mínima de acumulação
20	100	20 cm/k.a.
6,67	410	1,63 cm/k.a.
6,67	100	6,67 cm/k.a.
6,67	100	6,67 cm/k.a.
6,67	100	6,67 cm/k.a.
4,44	100	4,44 cm/k.a.
4,44	38,5	11,43 cm/k.a.
4,44	22,3	19,91 cm/k.a.
2,66	38,5	6,91 cm/k.a.
2,66	22,3	11,93 cm/k.a.
2,66	18,5	14,39 cm/k.a.
1,48	22,3	6,64 cm/k.a.
1,48	18,5	8 cm/k.a.
1,48	10,5	14,10 cm/k.a.
0,82	50,5	1,62 cm/k.a.
0,82	18,5	4,43 cm/k.a.
0,82	18,5	4,43 cm/k.a.
0,82	10,5	7,81 cm/k.a.

Levando em consideração os valores destacados, o próximo passo foi associar espessuras aos ciclos e eliminar ambiguidades. A espessura de 20 m foi correlacionada com o ciclo de excentricidade curta de 100 k.a., fornecendo uma taxa de acumulação de 20 cm/k.a., enquanto a espessura de 6,67 m demonstrou-se não correlacionável. Por outro lado, ambas as espessuras de 4,44 m e 2,66 m foram associadas a dois ciclos orbitais, com o ciclo de precessão longa correlacionado às duas espessuras.

Um ciclo pode ser correlacionado a mais de uma espessura e vice-versa, entretanto, a correlação de uma espessura a mais de um período orbital é feita somente se os ciclos forem harmônicos curtos e longos do mesmo ciclo primário. Aplicando este princípio para as espessuras de 4,44 e 2,66 m, é possível estabelecer uma correlação baseada no número de associações estabelecidas. Enquanto a espessura 4,44 m é correlacionada a um período de precessão e de obliquidade, a espessura de 2,66 m é correlacionada a dois períodos de precessão. Portanto, o pacote de 2,66 m foi associado aos ciclos de precessão ao passo que a espessura de 4,44 m foi correlacionada ao ciclo de obliquidade curta.

A espessura de 2,66 m foi correlacionada aos ciclos de precessão longa e curta, 22,3 k.a. e 18,5 k.a. respectivamente. Nesta ordem, as taxas de acumulação resultantes foram de 11,93 cm/k.a. e 14,39 cm/k.a.. Já a espessura de 4,44 m foi correlacionada ao ciclo de obliquidade curta de 38,5 k.a., gerando uma taxa mínima de acumulação de 11,43 cm/k.a.. Ciclos de frequência alta são representados pelas espessuras de 1,48 m e 0,82 m. A espessura de 1,48 m foi correlacionada ao ciclo de *double-beat* de precessão de 10,5 k.a., fornecendo uma taxa de acumulação de 14,10 cm/k.a.. Nesta análise espectral, não foi possível correlacionar a espessura de 0,82 m a um ciclo de Milankovitch.

Após a correlação entre espessuras e ciclos orbitais, a média harmônica das taxas de acumulação foi calculada para o intervalo completo. A média harmônica é a mais adequada uma vez que ela reflete de maneira mais precisa a tendência dos valores, sendo muito utilizada

no cálculo de médias entre taxas. Utilizando o valor médio das taxas de acumulação, o valor do tempo mínimo de deposição para o pacote de 50 a 90 m de profundidade foi obtido. As etapas finais estão organizadas na Tabela 11.

Tabela 11 – Espessuras, Ciclos de Milankovitch correlacionados e respectivas taxas de acumulação para o cálculo da média das taxas e o tempo mínimo de deposição do intervalo 50-90m.

Espessura (m)	Ciclo orbital (k.a.)	Taxa mínima de acumulação
20	100	20 cm/k.a.
4,44	38,5	11,43 cm/k.a.
2,66	22,3	11,93 cm/k.a.
2,66	18,5	14,39 cm/k.a.
1,48	10,5	14,10 cm/k.a.
Média harmônica:		14±3 cm/k.a.
Tempo mínimo de deposição:		289,9 k.a.

Em suma, foram identificados o ciclo de excentricidade curta, ciclo de obliquidade curta, ciclos de precessão curta e longa e o ciclo de *double-beat* de precessão. Para o pacote completo de 50 a 90 m de profundidade, a média harmônica das taxas mínimas de acumulação obtida foi de 14±3 cm/k.a. e o tempo mínimo de deposição foi de 289,9 k.a..

4.2 Intervalo 90-130 m

Os valores para intervalo de 90 a 130 m de profundidade foram plotados em posição horizontal (Figura 24) e em seguida o periodograma foi elaborado (Figura 25) e seus picos identificados (Tabela 12). Após a identificação e cálculo das espessuras, a matriz com as razões entre valores foi montada (Tabela 13).

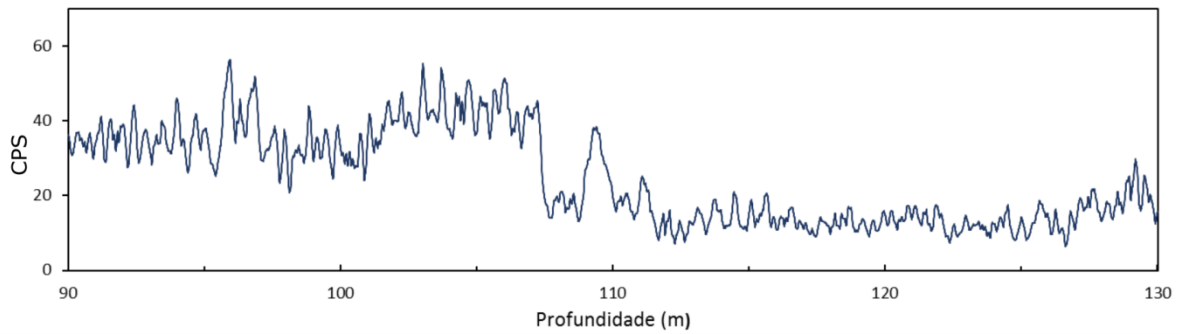


Figura 24 –Valores do perfil de raios-gama do testemunho 2-LJ-1-SE para o intervalo de 90 a 130m, em unidades CPS.

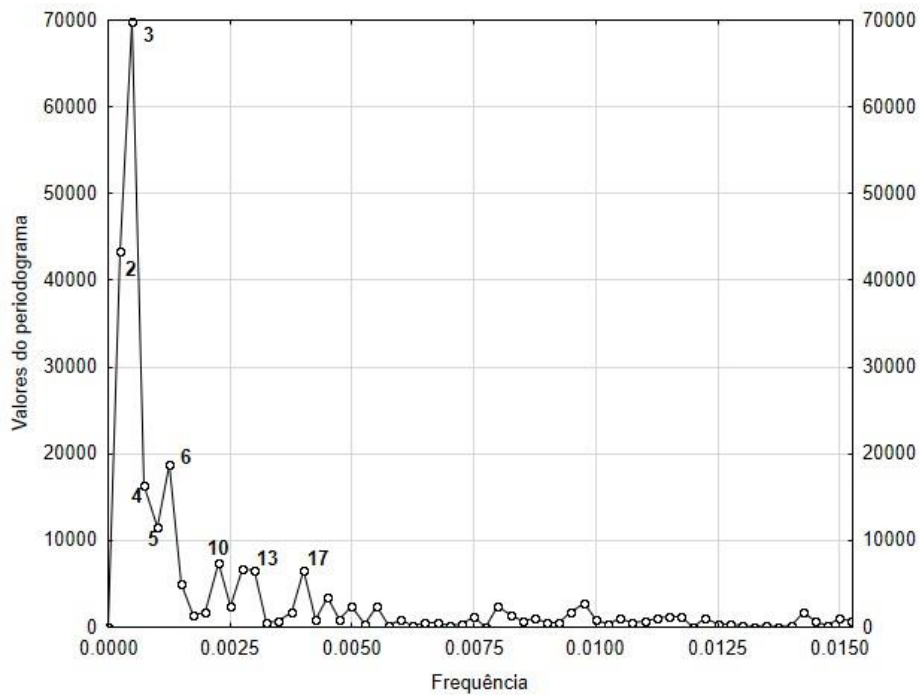


Figura 25 – Periodograma dos valores de raios-gama de 90 a 130m com seus picos identificados.

Tabela 12 – Valores de frequência e espessura dos picos do periodograma para o intervalo 90-130m.

Pico	Frequência	Espessura (m)
3	0.0005	20
4	0.00075	13,33
5	0.001	10
6	0.00125	8
10	0.00225	4,44
13	0.003	3,33
17	0.004	2,5

Tabela 13 – Matriz de espessuras montada usando os valores de espessuras identificadas do intervalo 90-130m.

	20	13,33	10	8	4,44	3,33	2,5
20	1	1,5	2	2,5	4,5	6	8
13,33		1	1,33	1,67	3	4	5,3
10			1	1,25	2,25	3	5
8				1	1,8	2,4	3,2
4,44					1	1,33	1,78
3,33						1	1,33
2,5							1

As razões de espessuras foram dispostas na Tabela 14 ao lado das razões dos ciclos orbitais (Tabela 15), montada com valores retirados da matriz da Tabela 5. Com base no parâmetro de similaridade de 95%, as linhas com pares de espessuras e ciclos orbitais correlacionados foram destacadas. A correlação entre pares de espessuras e pares de ciclos está disposta na Tabela 16, na qual as linhas em destaque representam correlações que forneceram taxas mínimas de acumulação dentro do intervalo de 10 a 40 cm/k.a. e portanto foram consideradas na próxima etapa.

Tabela 14 – À esquerda, a tabela demonstra os valores em metros dos pares de espessuras e suas razões correspondentes. As razões dentro do parâmetro de similaridade de 95% estão destacadas.

Tabela 15 – À direita, razões dos pares de ciclos orbitais cujos valores foram contrapostos com as razões de espessura da Tabela 14. Em destaque os pares e razões que foram correlacionados.

Período longo (m)	Período curto (m)	Razão	Período longo (k.a.)	Período curto (k.a.)	Razão
20	2,5	8	410	10,5	39,05
20	3,33	6	410	18,5	22,16
13,33	2,5	5,3	410	22,3	18,39
10	2,5	5	410	38,5	10,65
20	4,44	4,50	100	10,5	9,52
13,33	3,33	4	410	50,5	8,12
8	2,5	3,2	100	18,5	5,41
13,33	4,44	3	50,5	10,5	4,81
10	3,33	3	100	22,3	4,48
20	8	2,5	410	100	4,1
8	3,33	2,4	38,5	10,5	3,67
10	4,44	2,25	50,5	18,5	2,73
20	10	2	100	38,5	2,6
8	4,44	1,8	50,5	22,3	2,26
4,44	2,5	1,78	22,3	10,5	2,12
13,33	8	1,67	38,5	18,5	2,08
20	13,33	1,50	100	50,5	1,98
13,33	10	1,33	18,5	10,5	1,76
4,44	3,33	1,33	38,5	22,3	1,73
3,33	2,5	1,33	50,5	38,5	1,32
10	8	1,25	22,3	18,5	1,21

O próximo passo foi correlacionar as espessuras e Ciclos de Milankovitch dos pares associados (Tabela 16). Conforme o parâmetro dos valores de taxas de acumulação, correlações que forneceram resultados fora do intervalo foram descartadas. As correlações marcadas foram examinadas na próxima etapa.

Tabela 16 – Correlação entre espessuras e ciclos orbitais para o intervalo 90-130m. As correlações que resultaram em valores de taxas de acumulação dentro da faixa admissível estão destacadas.

Espessura (m)	Ciclo orbital (k.a.)	Taxa mínima de acumulação
20	410	4,88 cm/k.a.
20	100	20 cm/k.a.
20	100	20 cm/k.a.
20	100	20 cm/k.a.
20	38,5	51,9 cm/k.a.
13,33	410	3,25 cm/k.a.
13,33	100	13,33 cm/k.a.
13,33	50,5	26,39 cm/k.a.
13,33	38,5	34,62 cm/k.a.
10	50,5	19,8 cm/k.a.
10	50,5	19,8 cm/k.a.
10	50,5	19,8 cm/k.a.
10	38,5	25,97 cm/k.a.
10	22,3	44,84 cm/k.a.
10	18,5	54,1 cm/k.a.
8	38,5	20,78 cm/k.a.
8	38,5	20,78 cm/k.a.
8	22,3	35,87 cm/k.a.
8	18,5	43,34 cm/k.a.
8	18,5	43,34 cm/k.a.
4,44	50,5	8,79 cm/k.a.
4,44	38,5	11,53 cm/k.a.
4,44	22,3	19,91 cm/k.a.

Espessura (m)	Ciclo orbital (k.a.)	Taxa mínima de acumulação
4,44	22,3	19,91 cm/k.a.
4,44	22,3	19,91 cm/k.a.
4,44	18,5	24 cm/k.a.
3,33	100	3,33 cm/k.a.
3,33	50,5	6,59 cm/k.a.
3,33	38,5	8,65 cm/k.a.
2,5	50,5	4,95 cm/k.a.
2,5	38,5	6,49 cm/k.a.
2,5	22,3	11,21 cm/k.a.
2,5	18,5	13,51 cm/k.a.
2,5	10,5	23,81 cm/k.a.
2,5	10,5	23,81 cm/k.a.

Com base nas espessuras e ciclos orbitais correlacionáveis, a correlação apropriada foi executada. A espessura de 20 m foi associada três vezes ao ciclo de excentricidade curta de 100 k.a., assim sendo sua correlação final, que fornece uma taxa de acumulação de 20 cm/k.a.. A espessura de 13,33 m foi associada aos ciclos de excentricidade curta de 100 k.a. e aos dois ciclos de obliquidade, 50,5 e 38,5 k.a.. Por serem dois harmônicos de um ciclo primário, foram atribuídos à espessura 13,33 m ambos os ciclos de obliquidade, enquanto o ciclo de excentricidade foi descartado, gerando taxas mínimas de acumulação de 26,39 cm/k.a. e 34,62 cm/k.a. respectivamente.

As correlações válidas para a espessura 10 m totalizaram quatro. Das quatro, três correlações são ao ciclo de obliquidade longa e uma ao ciclo de obliquidade curta. Conseqüentemente, ao período de 10 m foi atribuído o ciclo de obliquidade longa de 50,5 k.a., proporcionando uma taxa de acumulação de 19,8 cm/k.a.. Três correlações válidas para a espessura de 8 m foram estabelecidas, entre elas dois ciclos de obliquidade curta de 38,5 k.a. e um ciclo de precessão longa de 22,3 k.a.. O número de correlações com o ciclo de obliquidade

foi maior, e portanto o período de 38,5 k.a. foi considerado como adequado, resultando em uma taxa de acumulação de 20,78 cm/k.a..

Já para a espessura 4,44 m, cinco ciclos associados foram avaliados. Um ciclo de obliquidade curta de 38,5 k.a., um ciclo de precessão curta de 18,5 k.a. e três ciclos de precessão longa. Realizada três vezes, a correlação entre a espessura 4,44 m e o ciclo de precessão longa de 22,3 k.a. foi tomada como adequada. A taxa mínima de acumulação desta correlação é de 19,91 cm/k.a.. Somente o período de 3,33 m não forneceu nenhuma correlação válida devido aos valores das taxas mínimas de acumulação estarem fora da janela.

Sendo a espessura com o maior valor de frequência analisado, o período de 2,5 m teve quatro correlações válidas. Dentre elas, dois ciclos de *double-beat* de precessão, um ciclo de precessão curta e um ciclo de precessão longa. Visto que o ciclos de 10,5 k.a. foram correlacionados duas vezes, este foi classificado como adequado, tendo vinculado uma taxa de acumulação de 23,81 cm/k.a.. As espessuras, ciclos e taxas correlacionados assim como a média harmônica das taxas e o tempo mínimo de deposição do pacote de 90 a 130 m estão dispostos na Tabela 17.

Tabela 17 – Espessuras, Ciclos de Milankovitch correlacionados e respectivas taxas de acumulação para o cálculo da média das taxas e o tempo mínimo de deposição do intervalo 90-130m.

Espessura (m)	Ciclo orbital (k.a.)	Taxa mínima de acumulação
20	100	20 cm/k.a.
13,33	50,5	26,39 cm/k.a.
13,33	38,5	34,62 cm/k.a.
10	50,5	19,8 cm/k.a.
8	38,5	20,78 cm/k.a.
4,44	22,3	19,91 cm/k.a.
2,5	10,5	23,81 cm /k.a.
Média harmônica:		23±5 cm/k.a.
Tempo mínimo de deposição:		175,8 k.a.

Foram identificados cinco ciclos orbitais no pacote entre 90 e 130 m de profundidade: ciclo de excentricidade longa, ciclos de obliquidade curta e longa, ciclo de precessão longa e o ciclo de *double-beat* de precessão. A média harmônica das taxas mínimas de acumulação obtida foi de 23 ± 5 cm/k.a. e a espessura do pacote completo é de 40 m. Calculado a partir destes dois valores, o tempo mínimo de deposição do intervalo 90-130 m foi de 175,8 k.a..

4.3 Intervalo 130-170m

A seção do perfil de raios-gama para a profundidade de 130 e 170 m foi plotada horizontalmente para melhor visualização (Figura 26) e seus valores utilizados para a construção do periodograma (Figura 27). As frequências com maior potência foram identificadas (Tabela 18), suas espessuras correspondentes obtidas e a matriz com as razões foi montada (Tabela 19).

As razões obtidas pela matriz de espessura foram listadas na Tabela 20 e confrontadas com as razões dos ciclos orbitais da Tabela 21 adjacente, montada com valores retirados da matriz da Tabela 5. Novamente, o critério de similaridade de 95% foi utilizado e as correlações cujas similaridades não corresponderam ao parâmetro foram descartadas. Ambas tabelas apresentam pares de períodos e razões destacadas que satisfazem a similaridade desejada e portanto foram consideradas na próxima etapa da análise.

O próximo passo foi calcular as taxas mínimas de acumulação para cada par de espessura e ciclo orbital correlacionado (Tabela 22). A correlação final foi realizada utilizando apenas os pares que forneceram valores de taxas de acumulação dentro da janela de 10 a 40 cm/k.a.

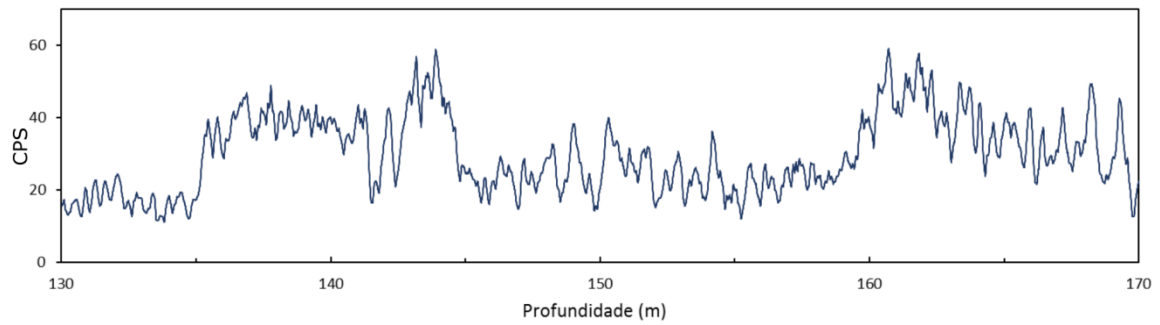


Figura 26 – Valores de raios-gama do testemunho 2-LJ-1-SE para o intervalo de 130 a 170 m de profundidade, em unidades CPS.

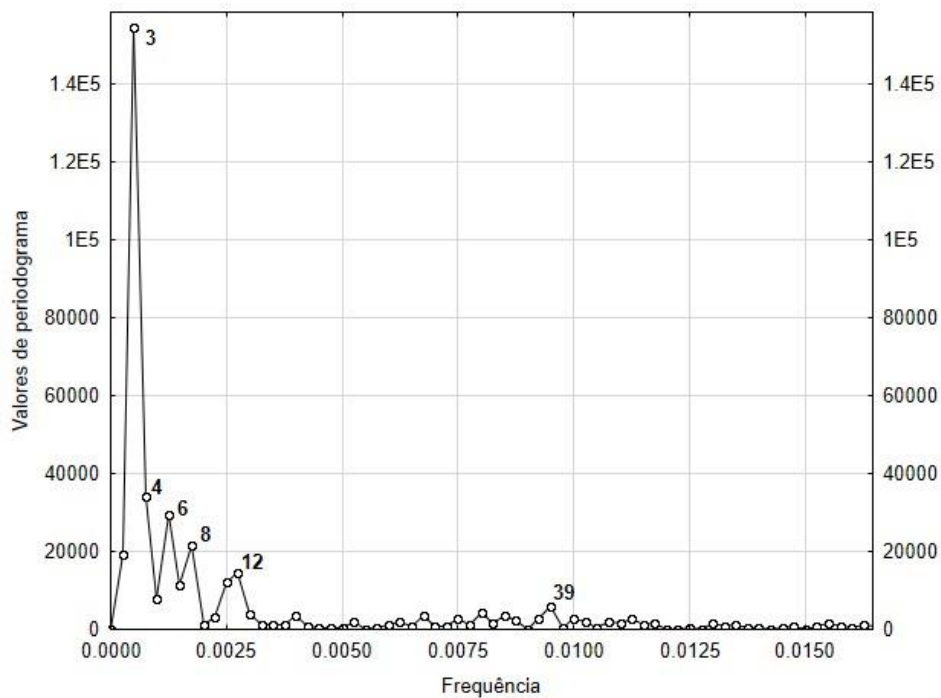


Figura 27 – Periodograma gerado com os valores do intervalo 130-170 m com seus picos identificados.

Tabela 18 – Picos identificados, frequências correspondentes e espessuras calculadas para o intervalo 130-170m.

Pico	Frequência	Espessura (m)
3	0,0005	20
4	0,00075	13,33
6	0,00125	8
8	0,00175	5,71
12	0,00275	3,64
39	0,0095	1,05

Tabela 19 – Matriz de espessura montada com valores identificados no periodograma do intervalo 130-170 m.

	20	13,33	8	5,71	3,64	1,05
20	1	1,50	2,5	3,5	5,49	19,05
13,33		1	1,67	2,33	3,66	12,7
8			1	1,4	2,2	7,62
5,71				1	1,57	5,44
3,64					1	3,47
1,05						1

Tabela 20 – À esquerda, a tabela demonstra os valores em metros dos pares de espessuras e suas razões correspondentes. As razões dentro do parâmetro de similaridade de 95% estão destacadas.

Tabela 21 – À direita, razões dos pares de ciclos orbitais cujos valores foram contrapostos com as razões de espessura da Tabela 20. Em destaque os pares e razões que foram correlacionados.

Período longo (m)	Período curto (m)	Razão	Período longo (k.a.)	Período curto (k.a.)	Razão
20	1,05	19,05	410	10,5	39,05
13,33	1,05	12,7	410	18,5	22,16
8	1,05	7,62	410	22,3	18,39
20	3,64	5,49	410	38,5	10,65
5,71	1,05	5,44	100	10,5	9,52
13,33	3,64	3,66	410	50,5	8,12
20	5,71	3,5	100	18,5	5,41
3,64	1,05	3,47	50,5	10,5	4,81
20	8	2,5	100	22,3	4,48
13,33	5,71	2,33	410	100	4,1
8	3,64	2,2	38,5	10,5	3,67
13,33	8	1,67	50,5	18,5	2,73
5,71	3,64	1,57	100	38,5	2,6
20	13,33	1,50	50,5	22,3	2,26
8	5,71	1,4	22,3	10,5	2,12
			38,5	18,5	2,08
			100	50,5	1,98
			18,5	10,5	1,76

Período longo (k.a.)	Período curto (k.a.)	Razão
38,5	22,3	1,73
50,5	38,5	1,32
22,3	18,5	1,21

Tabela 22 – Espessuras, Ciclos de Milankovitch correlacionados e taxas mínimas de acumulação calculadas. Valores em destaque satisfazem os requisitos para a próxima etapa da correlação.

Espessura (m)	Ciclo orbital (k.a.)	Taxa mínima de acumulação
20	410	4,88 cm/k.a.
20	100	20 cm/k.a.
20	100	20 cm/k.a.
20	38,5	51,95 cm/k.a.
13,33	50,5	26,4 cm/k.a.
13,33	38,5	34,62 cm/k.a.
13,33	38,5	34,62 cm/k.a.
8	50,5	15,84 cm/k.a.
8	50,5	15,84 cm/k.a.
8	38,5	20,78 cm/k.a.
8	22,3	35,87 cm/k.a.
5,71	100	5,71 cm/k.a.
5,71	22,3	25,6 cm/k.a.
5,71	10,5	54,38 cm/k.a.
3,64	22,3	16,32 cm/k.a.
3,64	22,3	16,32 cm/k.a.
3,64	18,5	19,68 cm/k.a.
3,64	10,5	34,67 cm/k.a.
1,05	22,3	4,71 cm/k.a.
1,05	18,5	5,68 cm/k.a.

Sendo o valor de período mais alto, o pacote de 20 m foi associado duas vezes ao ciclo de excentricidade curta de 100 k.a. e foi considerado adequado e coerente em comparação às seções anteriores. O valor da taxa mínima de acumulação para essa correlação é de 20 cm/k.a.. A segunda espessura analisada foi 13,33 m, associada duas vezes ao período de obliquidade curta de 38,5 k.a. e uma vez ao período de obliquidade longa de 50,5 k.a.. Com base no número de associações, a correlação final foi ao ciclo de obliquidade curta, fornecendo um valor de taxa de acumulação de 34,62 cm/k.a.

A espessura de 8 m foi associada duas vezes ao ciclo de obliquidade longa, uma vez ao ciclo de obliquidade curta e uma vez ao ciclo de precessão longa. A correlação adequada foi ao ciclo de obliquidade longa de 50,5 k.a. devido ao número maior de correlações, fornecendo uma taxa de acumulação de 15,84 cm/k.a.. Já o período de 5,71 m foi correlacionado ao período do ciclo de precessão longa de 22,3 k.a., sendo a única associação válida. Esta correlação resulta em uma taxa de acumulação de 25,6 cm/k.a..

A espessura de 3,64 m foi associada duas vezes ao ciclo de precessão longa, uma vez ao ciclo de precessão curta e ao ciclo de *double-beat* de precessão. Portanto a correlação final considerou o ciclo de precessão longa de 22,3 k.a. como adequado, fornecendo uma taxa de acumulação de 16,32 cm/k.a.. Por fim, o ciclo de alta frequência representado pela espessura de 1,05 m resultou em associações que geraram taxas de acumulação fora da janela adequada e, por consequência, o período mostrou-se não correlacionável. Todas as correlações reconhecidas, assim como a média harmônica das taxas e o tempo mínimo de deposição se encontram na Tabela 23.

Em síntese, quatro ciclos orbitais foram distinguidos na análise espectral do intervalo de 130 a 170 m de profundidade: o ciclo de excentricidade curta, ciclos de obliquidade curta e longa e o ciclo de precessão longa. A média harmônica das taxas mínimas de acumulação foi

de 21 ± 7 cm/k.a. e o tempo mínimo de deposição calculado para o pacote de 40 m foi de 193,9 k.a.

Tabela 23 – Espessuras, Ciclos de Milankovitch correlacionados e respectivas taxas de acumulação para o cálculo da média das taxas e o tempo mínimo de deposição do intervalo 130-170 m.

Espessura (m)	Ciclo orbital (k.a.)	Taxa mínima de acumulação
20	100	20 cm/k.a.
13,33	38,5	34,62 cm/k.a.
8	50,5	15,84 cm/k.a.
5,71	22,3	25,6 cm/k.a.
3,64	22,3	16,32 cm/k.a.
Média harmônica:		20,63 \pm 7 cm/k.a.
Tempo mínimo de deposição:		193,9 k.a.

4.4 Intervalo 170-210 m

Plotados os valores do perfil de raios-gama de 170 a 210 m (Figura 28), o *software* StatisticaTM construiu o periodograma para o pacote (Figura 29) e suas frequências evidentes assinaladas (Tabela 24). A partir das frequências, as espessuras foram calculadas e a matriz de espessura foi elaborada (Tabela 25).

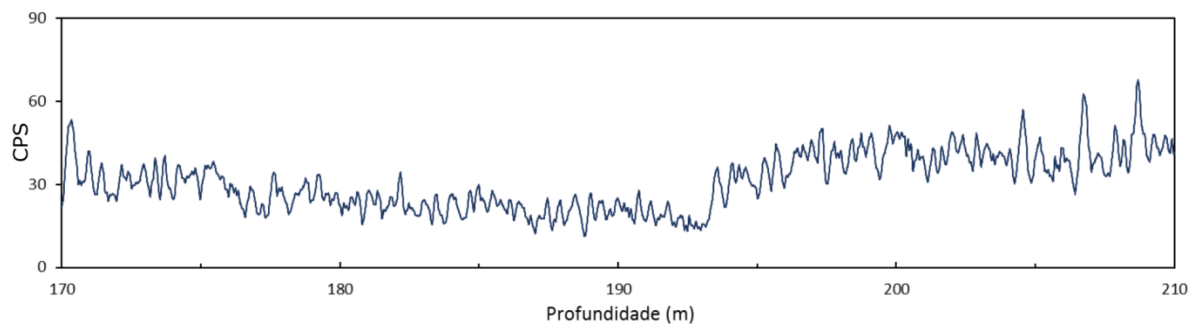


Figura 28 – Seção do perfil de raios-gama entre as espessuras 170 e 210 m em unidades CPS.

Após o cálculo das razões entre espessuras, os valores da matriz de espessura foram comparados com os valores das razões entre ciclos orbitais (Tabela 26 e 27). Razões de

espessura e ciclos orbitais foram confrontadas e descartadas se o grau de similaridade fosse menor que 95%. Os pares considerados nesta etapa estão destacados em ambas tabelas.

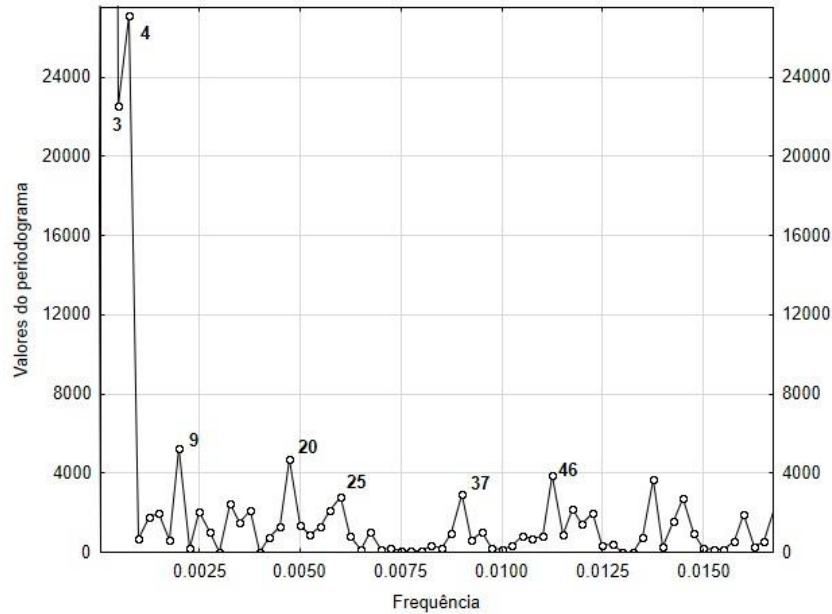


Figura 29 – Periodograma dos valores de raios-gama do intervalo 170-210 m e seus picos assinalados.

Tabela 24 – Picos, frequências correspondentes e valores calculados de espessura do intervalo 170-210 m.

Pico	Frequência	Espessura (m)
3	0.0005	20
4	0.00075	13,33
9	0.002	5
20	0.00475	2,11
25	0.006	1,67
37	0.009	1,11
46	0.01125	0,89

Tabela 25 – Matriz com espessuras identificadas e suas razões para o intervalo 170-210 m.

	20	13,33	5	2,11	1,67	1,11	0,89
20	1	1,5	4	9,48	11,98	18,02	22,47
13,33		1	2,67	6,32	7,98	12,01	14,98
5			1	2,37	2,99	4,5	5,62
2,11				1	1,26	1,9	2,37
1,67					1	1,5	1,88
1,11						1	1,25
0,89							1

Tabela 26 – À esquerda, valores em metros dos pares de espessuras e suas razões. As razões dentro do parâmetro de similaridade de 95% estão destacadas.

Tabela 27 – À direita, razões dos pares de Ciclos de Milankovitch cujos valores foram contrapostos com as razões de espessura da Tabela 26. As linhas em destaques representam pares e razões correlacionados.

Período longo (m)	Período curto (m)	Razão	Período longo (k.a.)	Período curto (k.a.)	Razão
20	0,89	22,47	410	10,5	39,05
20	1,11	18,02	410	18,5	22,16
13,33	0,89	14,98	410	22,3	18,39
13,33	1,11	12,01	410	38,5	10,65
20	1,67	11,98	100	10,5	9,52
20	2,11	9,48	410	50,5	8,12
13,33	1,67	7,98	100	18,5	5,41
13,33	2,11	6,32	50,5	10,5	4,81
5	0,89	5,62	100	22,3	4,48
5	1,11	4,5	410	100	4,1
20	5	4	38,5	10,5	3,67
5	1,67	2,99	50,5	18,5	2,73
13,33	5	2,67	100	38,5	2,6
5	2,11	2,37	50,5	22,3	2,26
2,11	0,89	2,37	22,3	10,5	2,12
2,11	1,11	1,9	38,5	18,5	2,08
1,67	0,89	1,88	100	50,5	1,98
20	13,33	1,5	18,5	10,5	1,76
1,67	1,11	1,5	38,5	22,3	1,73
2,11	1,67	1,26	50,5	38,5	1,32
1,11	0,89	1,25	22,3	18,5	1,21

O passo seguinte foi organizar as correlações entre períodos de espessura e períodos de ciclos orbitais para o cálculo da taxa mínima de acumulação. Valores dentro da janela de 10 a 40 cm/k.a. foram considerados válidos para a etapa de correlação final.

Tabela 28 – Espessuras, Ciclos de Milankovitch correlacionados e taxas mínimas de acumulação calculadas. Linhas destacadas correspondem às correlações cujas taxas resultantes estão dentro do parâmetro.

Espessura (m)	Ciclo orbital (k.a.)	Taxa mínima de acumulação
20	410	4,88 cm/k.a.
20	410	4,88 cm/k.a.
20	410	4,88 cm/k.a.
20	100	20 cm/k.a.
13,33	410	3,24 cm/k.a.
13,33	100	13,33 cm/k.a.
13,33	50,5	26,39 cm/k.a.
5	100	5 cm/k.a.
5	100	5 cm/k.a.
5	100	5 cm/k.a.
5	50,5	9,9 cm/k.a.
5	38,5	13 cm/k.a.
5	18,5	27,03 cm/k.a.
2,11	100	2,11 cm/k.a.
2,11	50,5	4,18 cm/k.a.
2,11	50,5	4,18 cm/k.a.
2,11	22,3	9,46 cm/k.a.
2,11	22,3	9,46 cm/k.a.
2,11	10,5	20,01 cm/k.a.
1,67	50,5	3,31 cm/k.a.
1,67	38,5	4,34 cm/k.a.
1,67	18,5	9,03 cm/k.a.
1,11	50,5	2,2 cm/k.a.

Espessura (m)	Ciclo orbital (k.a.)	Taxa mínima de acumulação
1,11	22,3	4,98 cm/k.a.
1,11	22,3	4,98 cm/k.a.
1,11	22,3	4,98 cm/k.a.
0,89	18,5	4,81 cm/k.a.
0,89	18,5	4,81 cm/k.a.
0,89	18,5	4,81 cm/k.a.
0,89	22,3	3,99 cm/k.a.

A única correlação válida para a espessura de 20 m foi considerada adequada e coerente com os resultados anteriores. O ciclo de excentricidade curta foi correlacionado, fornecendo uma taxa de acumulação de 20 cm/k.a.. O período de 13,33 m teve duas associações, uma ao ciclo de excentricidade curta e uma ao ciclo de obliquidade longa, entretanto, o ciclo de obliquidade longa de 50,5 k.a. foi tomado como adequado. Isto se deve pelo fato de que os dois ciclos associados não são harmônicos de um ciclo primário, e sim de dois ciclos primários distintos. O ciclo de obliquidade longa foi preferido pela proporção entre pacote e tempo de ciclo, sendo 20 e 13,33 m espessuras muito contrastantes para serem ambas correlacionadas ao ciclo de excentricidade curta de 100 k.a..

Duas correlações válidas para a espessura de 5 m foram destacadas. Uma associação ao ciclo de obliquidade curta de 38,5 k.a. e uma associação ao ciclo de precessão curta de 18,5 k.a.. Apesar das duas correlações serem válidas com base na taxa de acumulação, apenas o ciclo de obliquidade curta foi considerado apropriado. O motivo desta seleção parte do mesmo princípio da correlação da espessura 13,33 m; ou seja, os dois períodos associados são harmônicos de ciclos primários diferentes. Neste caso, baseado na proporção entre valores de espessura (20 m; 13,33 m) e ciclos orbitais correlacionados (100 k.a.; 50,5 k.a.), o ciclo de

38,5 k.a. mostra-se mais coerente. A correlação final apresenta uma taxa mínima de acumulação de 13 cm/k.a..

Dentre as espessuras caracterizadas por frequências altas, somente o valor de 2,11 m foi correlacionado, exibindo uma associação válida ao ciclo de *double-beat* de precessão de 10,5 k.a.. Já as espessuras de 1,67; 1,11 e 0,89 m apresentaram apenas associações que forneceram taxas de acumulação fora da janela utilizada, e portanto, foram considerados não correlacionáveis nesta análise. A Tabela 29 mostra a última etapa de análise do intervalo 170-210 m.

Tabela 29 – Espessuras, Ciclos de Milankovitch correlacionados e respectivas taxas de acumulação para o cálculo da média das taxas e o tempo mínimo de deposição do intervalo 170-210 m.

Espessura (m)	Ciclo orbital (k.a.)	Taxa mínima de acumulação
20	100	20 cm/k.a.
13,33	50,5	26,39 cm/k.a.
5	38,5	13 cm/k.a.
2,11	10,5	20,01 cm/k.a.
Média harmônica:		19±5 cm/k.a.
Tempo mínimo de deposição:		214,8 k.a.

Concluindo, no intervalo entre 170 e 210 m de profundidade foram reconhecidos quatro ciclos orbitais, sendo eles o período excentricidade curta de 100 k.a., ciclos de obliquidade curta e longa de 50,5 k.a. e curta de 38,5 k.a., assim como o ciclo de *double-beat* de precessão, de maior frequência. A média harmônica das taxas de acumulação provenientes das correlações foi de 19±5 cm/k.a. e, por fim, o tempo mínimo de deposição para o pacote de 40 m analisado foi de 214,8 k.a..

4.5 Intervalo 210-250 m

Seguindo o mesmo padrão de análise dos intervalos anteriores, o último pacote é limitado pelas profundidades de 210 e 250 m e seus valores do perfil do raios-gama foram

plotados na Figura 30. Utilizando estes valores, o periodograma foi construído (Figura 31), seus picos discernidos, frequências identificadas e espessuras calculadas (Tabela 30). As espessuras identificadas foram dispostas em uma matriz e suas razões calculadas (Tabela 31).

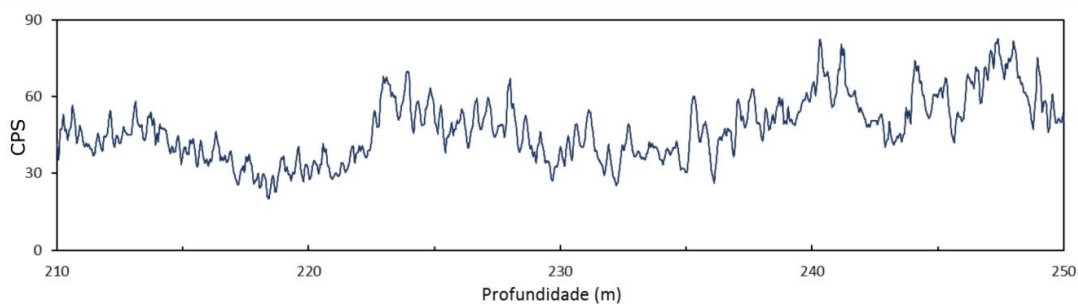


Figura 30 – Valores de raios-gama para o intervalo de 210 a 250 m do testemunho 2-LJ-1-SE, em unidades CPS.

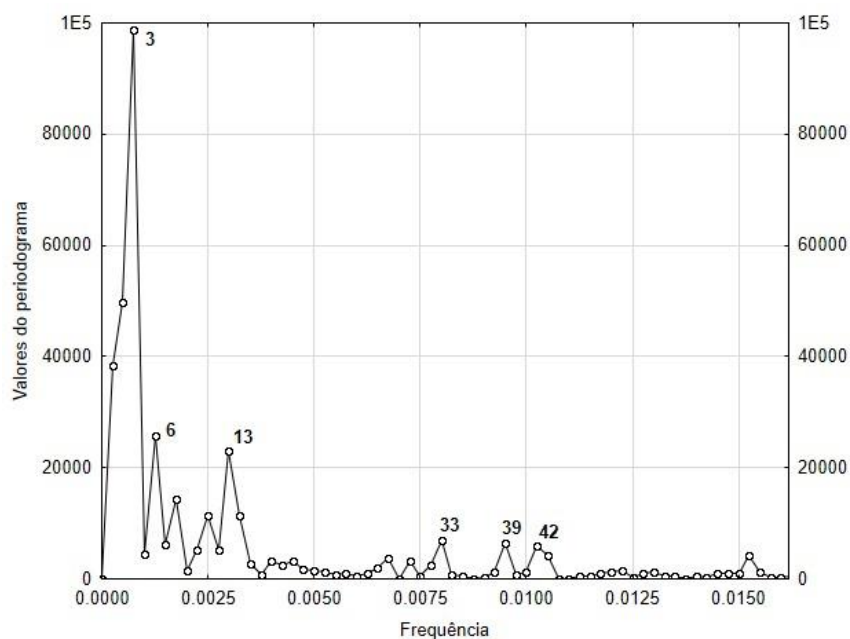


Figura 31 – Periodograma dos valores de raios-gama do intervalo 210-250 m com seus picos assinalados.

Tabela 30 – Frequências dos picos do periodograma para o intervalo 210-250m e suas espessuras correspondentes.

Pico	Frequência	Espessura (m)
3	0,0005	20
6	0,00125	8
13	0,003	3,33
33	0,008	1,25
39	0,0095	1,05
42	0,01025	0,98

Tabela 31 – Matriz de espessura do intervalo 210-250 m dispondo as razões entre valores obtidos pelo periodograma.

	20	8	3,33	1,25	1,05	0,98
20	1	2,5	6,01	16	19,05	20,41
8		1	2,40	6,4	7,62	8,16
3,33			1	2,66	3,17	3,4
1,25				1	1,19	1,28
1,05					1	1,07
0,98						1

As razões de espessuras foram dispostas na Tabela 32 adjacentes à Tabela 33 montada com as razões dos ciclos orbitais. Com base no grau similaridade de 95%, os pares de espessura e ciclos orbitais cujas correlações entre si satisfizeram o parâmetro foram destacados. Em seguida, as espessuras e ciclos correlacionados foram dispostos na Tabela 34 e as associações entre ciclos e espessuras válidas foram assinaladas e consideradas para a definição da correlação final adequada.

Seguindo o padrão dos intervalos anteriores, a espessura de 20 m foi novamente correlacionada ao ciclo de excentricidade curta, fornecendo o valor de taxa de acumulação de 20 cm/k.a.. Com duas associações e apenas uma válida, a espessura de 8 m foi correlacionada ao ciclo de obliquidade curta de período 38,5 k.a., gerando uma taxa mínima de acumulação de 20,78 cm/k.a.. Já todo o restante de espessuras de alta frequência (3,33 m; 1,25 m; 1,05 m e 0,98 m) forneceram valores de taxas de acumulação fora da janela aceitável e portanto foram consideradas não correlacionáveis.

Por fim, a Tabela 35 exhibe as duas correlações feitas para o intervalo 210-250 m e seus resultados. Foram reconhecidos o ciclo de excentricidade curta e o ciclo de obliquidade curta, resultando em uma média harmônica de taxa mínima de acumulação de 20 cm/k.a. e tempo mínimo de deposição para o pacote de 196,3 k.a..

Tabela 32 – À esquerda, valores em metros dos pares de espessuras e suas razões. As razões dentro do parâmetro de similaridade de 95% estão destacadas.

Tabela 33 – À direita, razões dos pares de Ciclos de Milankovitch cujos valores foram contrapostos às razões de espessura da Tabela 32. As linhas em destaques representam pares e razões correlacionados.

Período longo (m)	Período curto (m)	Razão	Período longo (k.a.)	Período curto (k.a.)	Razão
20	0,98	20,41	410	10,5	39,05
20	1,05	19,05	410	18,5	22,16
20	1,25	16	410	22,3	18,39
8	0,98	8,16	410	38,5	10,65
8	1,05	7,62	100	10,5	9,52
8	1,25	6,4	410	50,5	8,12
20	3,33	6,01	100	18,5	5,41
3,33	0,98	3,4	50,5	10,5	4,81
3,33	1,05	3,17	100	22,3	4,48
3,33	1,25	2,66	410	100	4,1
20	8	2,5	38,5	10,5	3,67
8	3,33	2,4	50,5	18,5	2,73
1,25	0,98	1,28	100	38,5	2,6
1,25	1,05	1,19	50,5	22,3	2,26
1,05	0,98	1,07	22,3	10,5	2,12
			38,5	18,5	2,08
			100	50,5	1,98
			18,5	10,5	1,76
			38,5	22,3	1,73
			50,5	38,5	1,32
			22,3	18,5	1,21

Tabela 34 – Espessuras, Ciclos de Milankovitch correlacionados e taxas mínimas de acumulação calculadas para o intervalo 210-250 m. Valores marcados satisfazem a janela de taxa de acumulação.

Espessura (m)	Ciclo orbital (k.a.)	Taxa mínima de acumulação
20	410	4,88 cm/k.a.
20	100	20 cm/k.a.
8	410	1,95 cm/k.a.
8	38,5	20,78 cm/k.a.
3,33	100	3,33 cm/k.a.
3,33	50,5	6,59 cm/k.a.
1,25	38,5	3,25 cm/k.a.
1,25	22,3	5,60 cm/k.a.
1,25	18,5	6,76 cm/k.a.
1,05	22,3	4,70 cm/k.a.
1,05	18,5	5,68 cm/k.a.
0,98	50,5	1,94 cm/k.a.
0,98	38,5	2,55 cm/k.a.

Tabela 35 – Tabela contendo as duas correlações finais para o intervalo 210-250m, suas respectivas taxas de acumulação, média harmônica das taxas e tempo mínimo de deposição para o pacote.

Espessura (m)	Ciclo orbital (k.a.)	Taxa mínima de acumulação
20	100	20 cm/k.a.
8	38,5	20,78 cm/k.a.
Média harmônica:		20 cm/k.a.
Tempo mínimo de deposição:		196,3 k.a.

4.6 Pacote completo: 50 a 250 m

Todas as correlações entre ciclos e espessuras, taxas e tempos de deposição foram organizados no Quadro 1. Para o pacote completo de 200 m, a média harmônica da taxa de acumulação foi calculada levando em consideração as médias de cada intervalo de 40 m. O tempo mínimo de deposição foi calculado segundo dois parâmetros: com base na taxa média de acumulação e com base na quantidade de ciclos de excentricidade curta reconhecidos em todos os intervalos.

Segundo os resultados da análise espectral, as espessuras de 20 m correspondem aos ciclos de excentricidade curta de 100 k.a. e portanto o pacote completo de 200 m totaliza dez ciclos, gerando um tempo mínimo de deposição de 1,0 m.a.. Por outro lado, tomando como base a taxa mínima de acumulação média do pacote completo, a idade mínima de deposição gerada é de 1,07 m.a..

Quadro 1 – Resultados da análise organizados: correlações entre ciclos e espessuras, taxas mínimas de acumulação e tempos mínimos de deposição para cada intervalo e para o pacote completo.

		Intervalos (m)					
		50-90	90-130		130-170	170-210	210-250
Excentricidade	<i>curta</i>	20 m (20 cm/k.a.)	20 m (20 cm/k.a.)		20 m (20 cm/k.a.)	20 m (20 cm/k.a.)	20 m (20 cm/k.a.)
	<i>longa</i>	-	-		-	-	-
Obliquidade	<i>curta</i>	4,44 m (11,43 cm/k.a.)	13,33 m (34,62 cm/k.a.)	8 m (20,78 cm/k.a.)	13,33 m (34,62 cm/k.a.)	5 m (13 cm/k.a.)	8 m (20,78 cm/k.a.)
	<i>longa</i>	-	13,33 m (26,39 cm/k.a.)	10 m (19,8 cm/k.a.)	8 m (15,84 cm/k.a.)	13,33 m (26,39 cm/k.a.)	-
Precessão	<i>curta</i>	2,66 m (14,39 cm/k.a.)	-		-	-	-
	<i>longa</i>	2,66 m (11,93 cm/k.a.)	4,44 m (19,91 cm/k.a.)		5,71 m (25,6 cm/k.a.)	3,64 m (16,32 cm/k.a.)	-
	<i>double-beat</i>	1,48 m (14,10 cm/k.a.)	2,5 m (23,81 cm/k.a.)		-	2,11 m (20,01 cm/k.a.)	-
Média das taxas		14±3 cm/k.a.	23±5 cm/k.a.		21±7 cm/k.a.	19±5 cm/k.a.	20 cm/k.a.
Tempo de deposição		289.900 anos	175.800 anos		193.900 anos	214.800 anos	196.300 anos
Total 50-250 m							
Média das taxas		19±3 cm/k.a.					
Tempo de deposição		1,07 m.a.					
Ciclos de 100 k.a.		10					
Tempo de deposição		1,00 m.a.					

5 DISCUSSÃO

Os ciclos de excentricidade curta (100 k.a.) foram correlacionados às espessuras de 20 m em todas as profundidades, evidenciando uma tendência consistente para todo o intervalo. Baseando-se no número de ciclos de excentricidade curta, o tempo mínimo de deposição gerada foi de 1,0 m.a... Esta correlação não vai de acordo com a análise feita por Cunha e Koutsoukos (2001), cujos resultados associaram os períodos de excentricidade curta a pacotes de 9,9 a 13,2 m de espessura.

Esta diferença pode ser resultante de vários fatores como diferenças na extensão e na continuidade dos intervalos analisados, acarretando em interpretações distintas quanto aos períodos de baixa frequência. Ademais, os valores dos Ciclos de Milankovitch tomados como referência para obtenção de razões não foram corrigidos para o Turoniano por Cunha e Koutsoukos (2001). Outro fator a ser considerado é que a análise espectral dos autores foi realizada em intervalos descontínuos que variavam de 25 a 170 m de espessura com base em perfis de raios gama e perfis sônicos.

A taxa de acumulação (20 cm/k.a.) gerada pela correlação dos ciclos de 100 k.a. e a taxa média do pacote completo (19 ± 3 cm/k.a.) são coerentes com a média de 15 a 20 cm/k.a. obtida por Hessel (1988) por meio de um estudo bioestratigráfico de uma sequência do Turoniano inferior em afloramentos da região da Pedreira Votorantim. De todas as correlações finais aqui efetuadas, 80% fornecem uma taxa mínima de acumulação maior que 15 cm/k.a..

Ciclos de excentricidade longa de 410 k.a. não foram indentificados em nenhum intervalo devido à escala da análise espectral efetuada. Uma vez que os ciclos de excentricidade curta foram associados a espessuras de 20 m ao longo de toda sucessão; proporcionalmente, ciclos de excentricidade longa seriam correlacionados a espessuras de

aproximadamente 80 m. O espaço amostral e portanto a resolução utilizada nesta análise foi de 40 m, o que impossibilita a identificação de ciclos de excentricidade longa cujo comprimento de onda é maior que 40 m. Ciclos passíveis de serem identificados são aqueles que completam seu período dentro do espaço amostral; no caso deste trabalho, os ciclos cujos períodos são menores que 40 m.

Nota-se que o intervalo dolomitizado correspondente às profundidades de 150 a 200 m não impossibilitou a identificação de ciclos de maior frequência dado que no intervalo 130-170 m duas correlações com ciclos de precessão longa foram realizadas, enquanto no intervalo 170-210 m uma correlação com o ciclo de precessão dupla foi efetuada. Entretanto, em comparação com os intervalos 50-90 m e 90-130 m, o número de correlações com ciclos de precessão entre 130 e 210 m de profundidade foi menor.

O intervalo 210-250 m teve o menor número de associações e nenhum ciclo de precessão foi correlacionado. Possíveis trechos intensamente fraturados podem ter sido o motivo pelo qual ciclos de alta frequência não foram identificados, devido à destruição de laminações e acamamentos. Contudo, dados fornecidos pelo Projeto SACL mostram que o intervalo em questão está menos fraturado e dolomitizado em comparação ao restante do perfil. Erros oriundos da análise espectral em conjunto com características litológicas como trechos maciços deficientes em feições cíclicas são possíveis fatores que contribuíram para um menor número de correlações.

Na análise espectral de Cunha e Koutsoukos (2001), somente os intervalos 600-625 m e 760-800 m do perfil do poço SE-1 seriam correlacionáveis a intervalos do perfil aqui analisado. A única correlação equivalente das duas análises são: a espessura de 5 m associada ao ciclo de obliquidade curta de 41 k.a. do intervalo 600-625 m do poço SE-1 e a espessura de 4,44 m associada ao ciclo de obliquidade curta de 38,5 k.a. do intervalo 50-90 m. Gerando taxas de acumulação de 12,1 cm/k.a. e 11,4 cm/k.a. respectivamente.

Quanto ao tempo mínimo de deposição calculado para o intervalo de 200 m, os resultados aqui obtidos forneceram idades de 1,00 a 1,07 m.a.. Esses valores foram confrontados com os resultados obtidos por Hessel (1988) e Cunha e Koutsoukos (2001). Hessel (1988), com base em dados bioestratigráficos globais de inoceramídeos, atribuiu uma idade de 0,2 a 0,4 m.a. para a sequência Retiro 26 de 35 m de espessura. Extrapolando este valor para 200 m, o tempo de deposição varia de 1,1 a 2,3 m.a., sendo assim, o valor mínimo é coerente com o tempo aqui obtido. Cunha e Koutsoukos (2001) utilizaram diferentes biozonas no intervalo analisado no poço SE-1 e obtiveram aproximadamente 4,5 m.a. para o pacote de 680 m. Tomando como uniforme características de sedimentação e acumulação, o valor equivalente para 200 m de espessura é de 1,3 m.a.. Portanto, o valor de idade aqui calculada é condizente com a Biocronoestratigrafia.

Quanto aos ciclos de *double-beat* de precessão, estes foram identificados em três intervalos, mostrando que as respostas duplas do clima aos ciclos de precessão exerceram influência na ciclicidade litológica do pacote. A identificação dos ciclos na análise espectral permite afirmar que houve controle orbital na sedimentação da sucessão do Cenomaniano superior ao Turoniano inferior da Formação Cotinguiba. Os mecanismos pelos quais o controle orbital altera o clima não são lineares e as variações de insolação na superfície terrestre ao longo das anos condiciona uma complexa inter-relação entre atmosfera, crioesfera, oceano, litosfera e biosfera. Essa interação resulta em três fatores primários que controlam a sedimentação oceânica: variações do nível do mar devido a ciclos glacioeustáticos, oscilações na produtividade primária oceânica e taxas de erosão continental.

Quando da sedimentação da Formação Cotinguiba, variações do volume de gelo nos polos condicionaram as oscilações do nível do mar, sendo os ciclos glacioeustáticos causados pelo movimento de excentricidade. Conjuntos de ciclos de excentricidade, portanto, produziram eventos transgressivos e regressivos. Além disso, ciclos de 100 k.a. podem

representar uma resposta acumulada de ciclos de maiores frequências; neste caso, ciclos de excentricidade seriam modulados por ciclos de precessão e obliquidade. Seguindo o raciocínio, ciclos precessão e obliquidade resultariam em respostas mais diretas nos padrões climáticos e sedimentares, como pôde-se observar na correlação entre menores espessuras com ciclos de sinal duplo de precessão.

Segundo Berthou e Bengtson (1988), o Turoniano da Bacia de Sergipe-Alagoas foi um período tectonicamente estável. A quiescência tectônica valida a correlação direta entre ciclos orbitais e variações glacioeustáticas no intervalo aqui analisado. Isto se deve uma vez que as taxas de criação de espaço de acomodação e oscilações eustáticas de origem tectônica não influenciaram no padrão de sedimentação da Formação Cotinguiba e, portanto, não foram componentes que poderiam resultar em grandes discordâncias e outros fatores que comprometeriam a análise.

6 CONCLUSÃO

A análise efetuada permite confirmar o controle orbital na ciclicidade da deposição da Formação Cotinguiba. Os resultados obtidos são relativamente coerentes com os resultados de trabalhos anteriores, sem valores consideravelmente contrastantes. As correlações entre ciclos e espessuras foram diferentes das correlações de Cunha e Koutsoukos (2001) devido a abordagens e resoluções de análise distintas.

Reconhecidos ao longo de toda a sucessão, ciclos de excentricidade curta de 100 k.a. mostraram-se bons marcadores geocronológicos, melhorando resoluções fornecidas por dados bioestratigráficos. Já os ciclos de excentricidade longa de 410 k.a. não foram identificados pois seus períodos são maiores que os espaços amostrais utilizados neste trabalho.

A identificação de ciclos de maior frequência permite aumentar a resolução geocronológica para ordens de até 10 k.a., como foi possível observar em certos intervalos os ciclos de sinal duplo de precessão. Análises de maior detalhe são recomendadas para os depósitos da Formação Cotinguiba, assim como de outras formações análogas da Margem Continental, com o intuito de estabelecer maior coerência espacial dos ciclos sedimentares gerados por ciclos astronômicos.

Devido à dinâmica das oscilações climáticas induzidas pelos ciclos orbitais, a Cicloestratigrafia astronômica é uma análise válida para depósitos cuja sedimentação foi intensamente controlada por oscilações climáticas globais ou expressivas regionalmente, como é o caso da Formação Cotinguiba.

Por fim, a Cicloestratigrafia orbital fundamentada nos princípios da análise espectral mostrou-se ser uma ferramenta adequada de Estratigrafia de alta resolução. Para a Formação Cotinguiba, períodos de 100 k.a. têm potencial para maior detalhamento geocronológico em comparação à resolução fornecida pela Bioestratigrafia, e, por conseguinte, podem auxiliar e aprimorar correlações entre bacias da Margem Continental Leste Brasileira.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE, E.J. **Turonian inoceramids and biostratigraphy of the Sergipe Basin, northeastern Brazil: an integrated study of the Votorantim and Nassau quarries**. 2005. 189f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Ciências Naturais e Matemáticas, Universidade de Heidelberg, Heidelberg.
- AZAMBUJA FILHO, N.C., ARIENTI, L.M., CRUZ, F.E.G. Guidebook to the Rift-Drift Sergipe-Alagoas Passive Margin Basin, Brazil. In: **AAPG International Conference & Exhibition, Petroleum Geology in a Changing World**, 1998, Rio de Janeiro. ABGP *digital field trips*: Associação Brasileira de Geólogos de Petróleo, 1998. n. 1, p. 113.
- BENGTSON, P. The Cenomanian-Coniacian of the Sergipe Basin, Brazil. **Fossils and Strata**, Oslo, n. 12, p. 1-78, 1983.
- BERGER, A. The Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: a modern review. **Vistas in Astronomy**, v. 24, p. 103-122, 1980.
- BERGER, A.; LOUTRE, M.F. Astronomical forcing through geological time. In: DE BOER, P.L.; SMITH, D.G. (eds.). **Orbital forcing and cyclic sequences**. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1994. p. 15-24. (International Association of Sedimentologists, Special Publication, 19).
- BERGER, A.; LOUTRE, M.F. Long-term variations in insolation and their effects on climate, the LLN experiments. **Geophysics: an international review journal covering the entire field of geosciences and related areas**, v. 18, n. 2-3, p. 147-161, 1997.
- BERTHOU, P.-Y.; BENGTSON, P. Stratigraphic correlation by microfacies of the Cenomanian-Coniacian of the Sergipe Basin, Brazil. **Fossils and Strata**, Oslo, n. 21, p. 1-88, 1988.
- CARMO, A. M. **An isotopic and geochemical study of climatic and oceanographic factors influencing organic-matter preservation during the late cretaceous in Sergipe basin, Brazil**. 1997. 192f. Tese (Doutorado) – Indiana University, Bloomington.

CARMO, A.M.; PRATT, L.M. Deciphering Late Cretaceous subequatorial ocean-climate interactions in the Sergipe Basin, Brazil. In: BARREIRA, E.; JOHNSON, C.C. (eds.). **Evolution of the Cretaceous ocean-climate system**. Estados Unidos: Geological Society of America, Special Paper, 1999. p. 231-243.

CHAVES, H.A.F. **Ciclos sedimentares em sequências siliciclásticas: uma proposta de análise metodológica**. 2000. 145f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

COOLEY, J.W. Fast Fourier transform (FFT). 2000. In: RALSTON A.; REILLY, E.D.; HEMMENDINGER, D. (eds.). **Encyclopedia of Computer Science**. 4th ed. Chichester: John Wiley and Sons Ltd., 2003, p. 695-698.

CUNHA A.A.S.; KOUTSOUKOS E.A.M. Orbital cyclicity in a Turonian sequence of the Cotinguiba Formation, Sergipe Basin, NE Brazil. **Cretaceous Research**, v. 22, p. 529-548, 2001.

CUNHA, A.A.S.; AZAMBUJA FILHO, N.C. Análise da periodicidade dos folhelhos negros do poço DSDP-530 (Bacia de Angola): um estudo comparativo entre a análise espectral utilizando harmônicos e wavelet. **Revista Brasileira de Geociências**, edição temática especial: ciclicidade na sedimentação, São Paulo, v. 35, p. 25-32, 2005.

CUNHA, P.R.C. **Análise estratigráfica dos sedimentos eo/mesodevonianos da porção ocidental da Bacia do Amazonas sob a ótica da estratigrafia de sequências no interior cratônico**. 2005. 263f. Tese (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

DANTAS, C.X.G. **Estudo Geodinâmico e Evolução Tectono-Estrutural de Parte das Bacias de Sergipe-Alagoas (Região entre Igreja Nova-AL e Propriá-SE) no Mesozóico**. 2011. 112f. Tese (Mestrado em Geociências). Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

DAVIES, S.J.; ELLIOTT, T. Spectral gamma ray characterization of high resolution sequence stratigraphy: examples from Upper Carboniferous fluvio-deltaic systems, County Clare, Ireland. In: HOWELL, J.A.; AITKEN, J.F. (eds.). **High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications**. London: Geological Society Special Publication, 1996, n. 104, p. 25-35.

DE BOER, P.L.; SMITH D.G. Orbital forcing and cyclic sequences. In: DE BOER, P.L.; SMITH D.G. (eds.). **Orbital forcing and cyclic sequences**. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1994. p. 1-14. (International Association of Sedimentologists, Special Publication, 19).

EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A.; Cycles and events in stratigraphy – basic concepts and terms. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.). **Cycles and events in stratigraphy**. Berlin: Springer-Verlag, 1991, p. 1-19.

FEIJÓ, F.J. Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim de Geociências – Petrobras**. Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 149-161, 1994.

GONÇALVES, L.A. **Um estudo sobre a Transformada Rápida de Fourier e seu uso em processamento de imagens**. 2004. 67f. Tese (Mestrado em Matemática Aplicada) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

HESSEL, M.H.R. Lower Turonian inoceramids from Sergipe, Brazil: systematics, stratigraphy and palaeoecology. **Fossils and Strata**, Oslo, n. 22, p. 1-49, 1988.

KOUTSOUKOS, E.A.M. **Mid- to late Cretaceous Microbiostratigraphy, Palaeo-ecology and Palaeogeography of the Sergipe Basin, northeastern Brazil**. 1989. 886f. Tese (PhD em Geociências) – Council for National Academic Awards, Department of Geological Sciences, Polytechnic South West, Plymouth.

KOUTSOUKOS, E.A.M.; BENGTON, P. Towards an integrated biostratigraphy of the Upper Aptian-Maastrichtian of the Sergipe Basin, Brazil. **Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon**, n. 125, p. 241-262, 1993.

KOUTSOUKOS, E.A.M.; MELLO, M.R.; AZAMBUJA FILHO, N.C. Micropalaeontological and geochemical evidence of mid-Cretaceous dysoxic – anoxic palaeoenvironments in the Sergipe Basin, northeastern Brazil. In: TYSON R.V.; PEARSON, T.H. (eds.). **Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia**. London: Geological Society Special Publication, 1991, n. 58, p. 427-447.

KOUTSOUKOS, E.A.M.; DESTRO, N.; AZAMBUJA FILHO, N.C.; SPADINI, A.R. Upper Aptia-Lower Coniacian Carbonate Sequences in the Sergipe Basin, Northeastern Brazil. In: SIMO, T.; SCOTT, R.W.; MASSE, J.P. (eds.). **Cretaceous Carbonate Platforms**. Estados Unidos, AAPG Memoir 56, 1993, p. 127-144.

LANA, M.C. **Rifteamento na Bacia Sergipe-Alagoas, Brasil**. 1985. 124p. Tese (Mestrado em Geociências). Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

CRUZ, L.R. **Caracterização tectono-estratigráfica da sequência transicional na sub-Bacia de Sergipe**. 2008. Tese (Doutorado em Geodinâmica). Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.

MANSO, V.A.V.; ARRUDA, S.D.D. Levantamento geofísico utilizando o método radioativo na região de Itabaina (PB). **Estudos Geológicos**, Universidade Federal de Pernambuco, v. 25, n. 1, p. 27-36, 2015.

MASLIN, M. In retrospect: Forty years of linking orbits to ice ages. **Nature**, Reino Unido, v. 540, p. 208-210, 2016.

MILANI, E.J.; LANA, M.C.; SZAMARI, P. Mesozoic rift basins around the Northeastern Brazilian microplate (Recôncavo-Tucano-Jatobá, Sergipe-Alagoas). In: MANSPEIZER, W. (ed.) **Triassic-Jurassic Rifting Continental Breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins**. Amsterdã: Elsevier, Developments in Geotectonics, 1988, v. 22, p. 833-858.

MILANI, E.J.; RANGEL, H.D.; BUENO, G.V.; STICA, J.M.; WINTER, W.R.; CAIXETA, J.M.; NETO, O.C.P. Bacias Sedimentares Brasileiras – Cartas Estratigráficas. **Boletim de Geociências – Petrobras**, Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p. 183-205, 2007.

NASCIMENTO, C.T.C.; FERREIRA, F.J.F.; ANDRADE, L.R.M.; GASPAR, J.C.; PIRES, A.C.B. Radiação gama e resistividade elétrica em solo com aplicação de carbonatito e fertilizantes agrícolas no Distrito Federal. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, v. 26, n. 1, p. 21-29, 2008.

NICHOLS, G. **Sedimentology and Stratigraphy**. 2nd ed. Reino Unido: Wiley-Blackwell, 1999, p. 419.

NETO, O.P.A.C.; SOUZA-LIMA W.; CRUZ, F.E.G. Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim de Geociências – Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 405-415, 2007.

OLIVEIRA, B.V. **Análise Microfaciológica dos Calcários da Formação Cotinguiba (Cretáceo Superior), Bacia de Sergipe-Alagoas**. 2014. 92f. Tese (Graduação em Geologia). Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

PARK, J.; D'HONT, S.L.; KING, J.W.; GIBSON, C. Late Cretaceous precessional cycles in double time: a warm-earth Milankovitch response. **Science**, Estados Unidos, v. 261, p. 1431-1434, 1993.

PERLMUTTER, M.A.; AZAMBUJA FILHO, N.C. Cicloestratigrafia: Teoria e Técnicas. **Revista Brasileira de Geociências**, v.35, p. 1-11, 2005.

PRATT, L.M.; KAUFFMAN, E.G.; CARMO, A.M.; JOHNSON, C.C.; KOUTSOUKOS, E.A.M.; VILLAMIL, T. **High-frequency oceanographic and climatic fluctuations in a subequatorial mid-Cretaceous basin, northeastern Brazil**. Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 35, n. 6, p. 494, 2003.

RUDDIMAN, W.F. **Earth's Climate: Past and Future**. 1st ed. W.H. Freeman, 2001, p. 465.

SANTOS, P.R.S. Palinoestratigrafia do Turoniano na área de Laranjeiras, Bacia de Sergipe-Alagoas: inferências paleoambientais e paleoclimáticas. **Boletim de Geociências – Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 16, n. 1, p. 121-138, 2008.

SANTOS, P.R.S. **Palinoestratigrafia do turoniano da área de Laranjeiras, Bacia de Sergipe: inferências paleoambientais e paleoclimáticas**. 2009. 48f. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

SANTOS, A.S.; HELENES, J.; CARVALHO, M. A. Palynofacies evidence of dysoxia and upwelling of the Turonian of the Sergipe Basin, Brazil. **Cretaceous Research**, Elsevier, v. 46, p. 151-165, 2013.

SCHALLER, H. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas. **Boletim Técnico da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 1, p. 21-86, 1969/1970.

SCHWARZACHER, W. **Cyclostratigraphy and the Milankovitch Theory**. 1st ed. Amsterdam: Elsevier, 1993, p. 224.

SCHWARZACHER, W. Repetitions and cycles in stratigraphy. **Earth-Science Reviews**, Elsevier, v. 50, p. 51-75, 2000.

SEVERINO, M.C.G.; CUNHA A.A.S.; LEMOS V.B. Variações glacio-eustáticas relacionadas aos Ciclos de Milankovitch controlando a sedimentação carbonática do Mioceno Superior, na porção sul da Bacia de Santos. **Revista Brasileira de Geociências**, edição temática especial: ciclicidade na sedimentação, São Paulo, v. 35, p. 143-149, 2005.

SILVA, J.G.R. **Estudo de Cicloestratigrafia nos Depósitos Eopermianos do Grupo Itararé, Bacia do Paraná, nos Estados de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul, Baseado em Dados de Testemunhos e de Perfis e Raios gama**. 2001. 288f. Tese (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

SOUZA-LIMA, W.; ANDRADE, E.J.; BENGSTON, P.; GALM, P.C. A bacia de Sergipe-Alagoas: Evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. **Phoenix**, Aracaju, Fundação Paleontológica Phoenix, edição especial, v.1, p1-31, 2002.

SZMYTKIEWICZ, A.; ZALEWSKA, T. Sediment deposition and accumulation rates determined by sediment trap and ^{210}Pb isotope methods in the Outer Puck Bay (Baltic Sea). **Oceanologia**, Elsevier, v. 56, n. 1, p. 85-106, 2014.

TIPPER, J.C. Measured rates of sedimentation: What exactly are we estimating, and why? **Sedimentary Geology**, Elsevier, v. 339, p. 151-171, 2016.

VAIL, P.R.; MITCHUM, J.R., R.M.; THOMPSON, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. In: PAYTON, C.D. (ed.). **Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration**. Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists, 1977, p. 83-97.

VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N, PEREZ-CRUS, C. The Stratigraphic signatures of tectonic, eustacy and sedimentology – an overview. In: EINSELE, G.; WERNER, R.; SEILACHER, A. (eds.). **Cycles and events in stratigraphy**. Berlin: Springer-Verlag, 1991, p. 617-659.