



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA

Rômulo Rodrigues de Oliveira

**Nova abordagem cicloestratigráfica
para sucessões de ritmitos regulares
do Grupo Itararé (Bacia do Paraná)**

Niterói, RJ - Brasil

Dezembro de 2019

Rômulo Rodrigues de Oliveira

**Nova abordagem cicloestratigráfica
para sucessões de ritmitos regulares
do Grupo Itararé (Bacia do Paraná)**

Trabalho de conclusão de curso submetido ao Programa de Graduação em Geofísica do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense como parte dos requisitos para a obtenção do título Bacharel em Geofísica.

Universidade Federal Fluminense - UFF

Departamento de Geologia e Geofísica

Graduação em Geofísica

Orientador: Prof. Dr. Daniel Ribeiro Franco

Coorientador: Prof. Dr. Arthur Ayres Neto

Niterói, RJ - Brasil

Dezembro de 2019

Rômulo Rodrigues de Oliveira

**Nova abordagem cicloestratigráfica
para sucessões de ritmitos regulares
do Grupo Itararé (Bacia do Paraná)**

Trabalho de conclusão de curso submetido ao Programa de Graduação em Geofísica do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense como parte dos requisitos para a obtenção do título Bacharel em Geofísica.

Trabalho aprovado. Niterói, RJ - Brasil, 19 de dezembro de 2019:

Prof. Dr. Daniel Ribeiro Franco

Orientador
COGEO - ON / MCTIC

Prof. Dr. Arthur Ayres Neto

Coorientador
Lagemar - UFF

Prof. Dr. Rodrigo Bijani

Professor Convidado
GIECAR - UFF

Prof. Dr. Thiago Pereira dos Santos

Professor Convidado
Geoquímica Ambiental - UFF

Niterói, RJ - Brasil

Dezembro de 2019

Agradecimentos

Em primeiro lugar, agradeço o meu orientador Daniel Ribeiro Franco por me oferecer o desafio de realizar este projeto, por toda a sua dedicação, disponibilidade (mesmo em horários não muito naturais, esteve a minha disposição para retirar as minhas dúvidas) e paciência durante o projeto. Desde o início do estágio sempre acreditando no meu trabalho, me concedendo a oportunidade de conviver e crescer acompanhando alguns de seus projetos e pesquisas. Suas orientações e colocações foram de grande importância, não somente para o resultado final desta monografia como também para o meu desenvolvimento pessoal e acadêmico, muito obrigado por tudo!

A Universidade Federal Fluminense, em especial ao Departamento de Geologia e Geofísica - GGO, agradeço pela oportunidade de ingressar em um ambiente de ensino tão bom e aos docentes que nos incentivam a percorrer o caminho da pesquisa científica e do mercado de trabalho, meu muito obrigado.

Ao Observatório Nacional (COGEO-ON/MCTIC), minha segunda casa acadêmica, agradeço pelos quase dois anos de aprendizados, ao decorrer de todo o estágio, acrescentando muito na minha postura acadêmica e profissional, me oferecendo um convívio único com diferentes áreas da geofísica.

Ao IAG-USP, ao FAPESP e a outros envolvidos, na aquisição das amostras e dos dados base deste trabalho, agradeço pelo auxílio e competência.

Gostaria de agradecer toda minha família, por todo o apoio, confiança, força e sacrifícios que foram ofertados a mim para que esse sonho fosse realizado, sonho esse que vocês sonharam junto comigo. Em especial agradeço aos meus quatro pilares principais Ivanilda da Motta Rodrigues (mãe), Júlio César Fontes de Oliveira (pai), Manoel de Oliveira (avô paterno) e Maria Fontes de Oliveira (avó paterna) que me transformaram em tudo que sou hoje, por meio dos seus inúmeros ensinamentos e exemplos dados em toda a minha vida.

Agradeço as inúmeras ajudas de cunho financeiro e aos incentivos dados por todos vocês (Tio Célio, Tia Francisca, meu padrinho Sérgio e toda a sua família, Tia Ana Cristina e ao ex-patrão da minha mãe e amigo da família Antônio Jorge), minha família e amigos, que foram de vital importância para a minha permanência e conclusão dessa graduação. Também deixo aqui registrado, meu profundo agradecimento a todos os familiares que

vieram antes de mim e pavimentaram a minha caminhada, tornando possível o privilégio de entrar e permanecer na universidade pública, espero um dia conseguir retribuir todo esse apoio e também fazer parte desse caminho, para que mais dos nossos realizem seus sonhos. Obrigado esse êxito é nosso!

A minha querida namorada ÉliSSa Santos agradeço pela paciência (como as inúmeras horas dos nossos finais de semanas dedicadas a ajudar na confecção deste trabalho), pelo companheirismo, por todo o suporte dado durante uns dos momentos mais difíceis da minha vida e mais difíceis desta graduação, nos quais pensei muitas vezes em desistir, você não me deixou fazer estas escolhas ruins, muito obrigado por tudo. Esta vitória também é sua.

Gostaria de explicitar a grandiosa importância de ter feito tantos amigos durante toda a minha graduação, pois sem eles não estaria hoje desfrutando deste momento de conclusão. Destacando uma patota formada pelas melhores pessoas que conheci nesta graduação, o VBB. Outro importantíssimo destaque é literalmente para "A panela dentro da panela" um grupo que tenho uma enorme estima e os considero como irmãos, Natacha (uma mãe nessa faculdade, sempre disposta a ajudar e a levantar todos em sua volta), Thaisa (a fortaleza do grupo, inspira a todos ao seu redor com a persistência em seus objetivos), Hellen (sempre com um sorriso reconfortante no rosto e sua positividade contagiante), Edson/Peruano (muito irmão, parceiro nas mais diferentes conversas, sempre tá lá pra ajudar qualquer um, especialmente nas matérias mais absurdas, me ensinou muita coisa porém a principal é sempre manter a confiança na minha capacidade).

Dedico especialmente está monografia para a minha mãe Ivanilda da Motta Rodrigues uma das pessoas que mais apoiou toda a minha trajetória, desde os primeiros dias de escola até a minha vida universitária, a pessoa que sempre me mostrou e ensinou que com dedicação e esforço tudo é possível, a pessoa que comemorou o meu ingresso na universidade pública como se fosse um título de uma copa do mundo, a pessoa que sempre me incentivou, com o seu esforço e luta diária para que o nosso sonho fosse realizado, me dando todo o suporte para que este momento chegasse. Espero novamente ser o motivo do seu orgulho.

Resumo

Devido ao debate cada vez maior sobre as variações climáticas observadas hoje em dia, um grande número de novos estudos vem sendo propostos na literatura com o objetivo de melhor compreender os mecanismos de longo prazo que causam tais processos. Através da avaliação de antigos registros sedimentares – que podem fornecer subsídios como registros de mudanças climáticas abruptas, bastante frequentes ao longo do tempo geológico, a cicloestratigrafia ganhou destaque ao possibilitar a identificação, interpretação e correlações entre as mudanças ambientais periódicas registradas na estratigrafia. Assim, nesta monografia, discutiremos as principais características geológicas do Grupo Itararé (Paleozoico Superior, Bacia do Paraná, Brasil), e particularmente a exposição de ritmos regulares do “Parque do Varvito” (Itu, estado de São Paulo). Para esta sucessão, a escala de tempo associada à deposição de seus pares litológicos tem sido tema de debate últimas décadas, dada a importância de sua definição para o fornecimento de informações sobre quais tipos de forçagem climática teriam influenciado na sedimentação. As discussões aqui expostas fornecerão subsídios para a monografia de conclusão de curso, na qual serão apresentadas novas análises de séries temporais sobre conjuntos de dados estratigráficos realizados por trabalhos recentes a partir de novas técnicas de análise ciclostratigráfica.

Palavras-chave: Cicloestratigrafia. Bacia do Paraná. Grupo Itararé.

Abstract

Regarding the increasing debate on the modern climatic variations, a large number of new studies have been proposed in literature, aiming to shed light on the long-term mechanisms that cause such processes. By assessing ancient sedimentary records – which can provide subsidies as archives of abrupt climate change that often occurred throughout geological times, the cyclostratigraphy has gained prominence by correlating, identifying, characterizing and interpreting cyclical environmental changes in stratigraphy. Therefore, in this monograph, we will discuss about the main geological features of the glaciogenic Itararé Group (Late Paleozoic, Paraná Basin, Brazil), and particularly the regular rhythmites of “Varvito Park” (Itu, state of São Paulo). For both succession, the depositional timescale related to its lithological pairs have been under debate over the last decades, due to its importance to give information on which kind of climatic forcing had driven its sedimentation. The discussions herein exposed will provide subsidies for the upcoming graduate monograph, in which there will be presented new time-series analyses on stratigraphic datasets carried out by recent works by means of new techniques of cyclostratigraphic analysis.

Keywords: Cyclostratigraphy. Paraná Basin. Itararé Group.

Lista de ilustrações

Figura 1 – As supersequências estratigráficas da Bacia do Paraná	21
Figura 2 – Diagrama crono-estratigráfico da Bacia do Paraná	23
Figura 3 – Distribuição sedimentar em ambientes marinhos rasos	29
Figura 4 – Reconstrução dos ciclos glaciais	30
Figura 5 – Afloramento de Itu (SP)	32
Figura 6 – Representação do comportamento da susceptibilidade magnética	40
Figura 7 – Representação das formas da anisotropia de susceptibilidade magnética	42
Figura 8 – Representação da órbita da Terra e seus elementos orbitais fundamentais	49
Figura 9 – Representação de diferentes configurações de excentricidade	51
Figura 10 – Representação de diferentes configurações de obliquidade	52
Figura 11 – Representação de diferentes configurações da Precessão apsidal	54
Figura 12 – Representação esquemática dos tipos de séries dos dados de espessura .	58
Figura 13 – Série de dados: Espessura e Declinação de K1	59
Figura 14 – Série de dados: Susceptibilidade magnética (K_Z) e Inclinação de K1 . .	60
Figura 15 – Série de dados: Susceptibilidade magnética (K_Z) e Inclinação de K1 . .	61
Figura 16 – Análise espectral e harmônica evolutiva dos dados de espessura dos pares litológicos	68
Figura 17 – Análise espectral e harmônica evolutiva dos dados de susceptibilidade magnética K_Z	70
Figura 18 – Análise espectral e harmônica evolutiva dos dados da Inclinação de K1	73
Figura 19 – Análise espectral e harmônica evolutiva dos dados da Declinação de K1	74

Lista de tabelas

Tabela 1 – Unidades magnetostratigráficas, relacionadas às eras geocronológicas e duração aproximada.	36
Tabela 2 – Valores utilizados na calibração astronômica.	66
Tabela 3 – Valores utilizados na calibração astronômica dos dados magnetoestratigráficos.	72
Tabela 4 – Valores utilizados na calibração astronômica dos dados de espessura.	72

Lista de abreviaturas e siglas

AMS	Anisotropia de Susceptibilidade Magnética
ARM	Anisotropia de Remanência Magnética
ATS	Escala Temporal Astronômica
Be	Berílio
C	Carbono
ChRM	Magnetização Remanente Característica
D-O	Ciclo Dansgaard – Oeschger
e	Excentricidade Curta
EHA	Espectro Harmônico Evolucionário
FFT	Transformada Rápida De Fourier
k.a	Mil anos
K1	Eixo Máximo do Tensor De Anisotropia
K2	Eixo Intermediário do Tensor De Anisotropia
K3	Eixo Mínimo do Tensor De Anisotropia
K_z	Susceptibilidade Magnética Volumétrica
LPIA	Era Glacial do Paleozoico Superior
Ma	Milhões de anos
MESA	Análise Espectral de Máxima Entropia
MTM	Método Multi-taper
NRM	Magnetização Remanente Natural
O_C	Obliquidade Curta
O_L	Obliquidade Longa
p.l.	Unidade adimensional (Par Litológico)

P_C	Precessão Curta
P_L	Precessão Longa
SRPC	Superchron de Polaridade Reversa do Permocarbonífero

Sumário

1	INTRODUÇÃO	14
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA: REGISTROS DE PERIODICIDADES EM ESCALA MILENAR A ORBITAL NO GRUPO ITARARÉ (BACIA DO PARANÁ)	16
3	ASPECTOS GEOLÓGICOS	20
3.1	Glaciação do Paleozoico Superior - discussões gerais	20
3.2	Bacia do Paraná	21
3.2.1	Supersequência Rio Ivaí	22
3.2.1.1	Formação Alto Garças	24
3.2.1.2	Formação Iapó	24
3.2.1.3	Formação Vila Maria	24
3.2.2	Supersequência Paraná	24
3.2.2.1	Formação Furnas	25
3.2.2.2	Formação Ponta Grossa	25
3.2.3	Supersequência Gondwana I	25
3.2.4	Supersequência Gondwana II	26
3.2.5	Supersequência Gondwana III	26
3.2.6	Supersequência Bauru	27
3.2.6.1	Formação Caiuá	27
3.2.6.2	Grupo Bauru	27
3.3	Grupo Itararé	27
3.3.1	Formação Lagoa Azul	28
3.3.2	Formação Campo Mourão	28
3.3.3	Formação Taciba	28
3.3.4	Formação Rio do Sul	29
3.4	Ritmitos regulares do Parque do Varvito (Itu, SP)	31
4	MAGNETOESTRATIGRAFIA : ASPECTOS GERAIS	34
4.1	Fundamentos da Magnetostratigrafia	34
4.1.1	A Escala Temporal De Polaridade Geomagnética (GPTS)	36
4.2	Magnetoestratigrafia Do Paleozóico Superior	37
4.2.1	Permiano	37
4.2.2	Carbonífero	38

4.3	Outros parâmetros magnéticos vinculados à Magnetostratigrafia: susceptibilidade volumétrica e anisotropia de susceptibilidade magnética	38
4.3.1	Susceptibilidade Magnética	39
4.3.2	Anisotropia de Susceptibilidade Magnética	40
4.3.3	Algumas técnicas de aquisição de dados magnetoestratigráficos	44
5	CICLOESTRATIGRAFIA	46
5.1	Aspectos Gerais	46
5.2	Cicloestratigrafia do Paleozoico Superior	47
5.3	Ciclos em escala orbital	48
5.3.1	Excentricidade	50
5.3.2	Obliquidade	51
5.3.3	Precessão	53
5.4	Ciclos em escala milenar	53
5.4.1	Eventos de Heinrich	55
5.4.2	Ciclos Dansgaard – Oeschger	55
5.4.2.1	Hipótese do Oscilador de Sal	55
5.4.3	Ciclos Hallstatt (Heliomagnéticos)	56
6	PROCEDIMENTOS E MÉTODOS	57
6.1	Sobre as séries de dados magnetoestratigráficos	57
6.1.1	Técnicas de Amostragem	57
6.1.2	Equipamentos e aquisição dos dados magnetoestratigráficos	57
6.1.3	Abordagens acerca da série de espessuras: Método metronômico	58
6.2	Análise de sinais cicloestratigráficos	59
6.2.1	Pré-processamento das séries temporais	61
6.2.1.1	Interpolação	61
6.2.1.2	Remoção de tendência	62
6.2.2	Análise espectral: método multi-taper	62
6.2.3	Filtragem	63
6.2.4	Análise espaço-frequência: espectro evolucionário	64
6.2.5	Calibração astronômica	65
7	RESULTADOS	67
7.1	Análise Espectral e Análise Harmônica Evolutiva	67
7.1.1	Espessura dos níveis pela abordagem metronômica	67
7.1.2	Dados magnetoestratigráficos não direcionais	68
7.1.3	Dados magnetoestratigráficos direcionais	69
7.2	Estimativas das taxas médias de sedimentação	71

8	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	75
8.1	Discussões	75
8.2	Conclusões	76
	REFERÊNCIAS	78

1 Introdução

Os debates sobre as variações climáticas, tanto no presente quanto no passado, vêm ganhando notoriedade e sendo alvo de um número cada vez maior de pesquisas, com o objetivo de trazer esclarecimentos sobre quais são os processos formadores da estratigrafia estudada e como estes podem modelar eventos futuros.

Processos harmônicos ocorridos no sistema Sol-Terra-Lua são os maiores responsáveis por ciclos de insolação na superfície terrestre. A dinâmica que envolve os corpos do Sistema Solar modificam o processo orbital ao longo do tempo, fazendo com que estas mudanças sejam responsáveis por ciclos com períodos longos (na escala de centenas e dezenas de milhares de anos) e ciclos curtos (na escala de dias ou horas). Todos estes processos relacionam-se com o planeta através do sistema atmosfera-hidrosfera, sistema esse responsável por controlar o clima, a sedimentação e a ciclicidade desses processos (BERGER; LOUTRE; LASKAR, 1992; DERGACHEV, 2002).

As mudanças climáticas estão intimamente ligadas à disposição dos registros sedimentares em qualquer ponto da superfície do planeta Terra. Neste ínterim, uma das áreas em Ciências da Terra que vem florescendo cada vez mais é a *cicloestratigrafia* - disciplina que visa a averiguação sobre quais processos de forçagem climática influenciam a formação de estruturas sedimentares ao longo do tempo geológico, com impacto para a descrição da evolução do comportamento paleoambiental em escala local e/ou global.

É importante aqui salientar que outra forma de estratigrafia de sequências – a chamada *magnetoestratigrafia direcional* – vem também ganhando destaque no cenário científico desde o final do século XX, por permitir estudos do comportamento do campo geomagnético no momento da formação da rocha, fato esse que apresenta uma capacidade ímpar de determinar a cronologia dos registros sedimentares. Também tem merecido destaque a chamada *magnetoestratigrafia não-direcional*, que se vale de parâmetros magnéticos indicativos de aspectos ambientais que são modulados pelas variações climáticas (e.g., susceptibilidade magnética, anisotropia de susceptibilidade magnética, magnetização remanente anisterética, entre outros).

É de comum ocorrência em afloramentos do Grupo Itararé (Bacia do Paraná), a ocorrência de ritmitos regulares, que eram denominados como “varvitos” em estudos pioneiros (e.g., (LEONARDOS, 1938). Rocha-Campos (1967) sugeriu, com base em análise

de exposições de ritmitos na região de Itu (SP), sugeriu que seriam importantes análises mais detalhadas para comprovar a hipótese de ciclos anuais (característica principal de um varve) em tais registros. Baseando-se nessas considerações, alguns estudos foram desenvolvidos em Itu (SP) e em outras áreas, com a finalidade de melhor entender as dinâmicas deposicionais formadoras do Grupo Itararé, que é sugerido como sendo de origem glaciônica (EYLES, 1993; SANTOS; ROCHA-CAMPOS; CANUTO, 1996). Para os afloramentos de ritmitos expostos em Itu, estudos anteriores (e.g., (LEONARDOS, 1938) sugeriram que suas feições sedimentares teriam relação com processos de degelo, que carreavam os sedimentos, e os depositavam em lagos pró-glaciais – o que vem sendo questionado por estudos mais recentes (e.g., (GUIMARÃES et al., 2007; FALLGATTER; PAIM, 2017; BUSO et al., 2017), que atribuem a tais afloramentos como zonas distais de um litoral influenciado por geleiras. Esta configuração paleoambiental corrobora com os dados e análises que indicam que o Grupo Itararé foi constituído por diferentes pulsos sedimentares associados a ciclos climáticos e isostáticos.

Através da análise espectral realizada nos dados coletados nos ritmitos de Itu (ERNESTO; PACCA, 1981) correlacionou a disposição alternada de cada par de camadas como um processo anual, processo esse influenciado por ciclos solares (11 a 22 anos) e por ciclos com o períodos maiores, não definidos com uma boa acurácia. Trabalhos recentes baseados em análise cicloestratigráfica (FRANCO et al., 2012; FRANCO; HINNOV; ERNESTO, 2012; FRANCO; HINNOV, 2013) analisaram estes afloramentos e sugeriram o registro de processos harmônicos em escala orbital (ciclos de Milankovitch) e em escala multimilenar, que teriam modulado a deposição nesta região. Todavia, com o advento recente de novos procedimentos de análise cicloestratigráfica, faz-se necessária uma nova avaliação dos resultados obtidos por Franco e colaboradores de forma a averiguar a evolução de componentes harmônicas ao longo da estratigrafia em resposta à variação da taxa de acumulação, o que não fora conduzido por estes autores.

Dessa forma, propõe-se, neste trabalho de finalização de curso, a reavaliação dos estudos cicloestratigráficos baseados em séries de dados magnetoestratigráficos (dados não direcionais) e de espessura de camadas, referentes ao afloramento exposto no Parque do Varvito (Itu, SP), com potencial impacto para a descrição dos principais processos de forçagem climática e suas escalas temporais para a deposição destes sedimentos.

2 Revisão bibliográfica: registros de periodicidades em escala milenar a orbital no Grupo Itararé (Bacia do Paraná)

Neste capítulo, será apresentada uma revisão bibliográfica sobre estudos anteriores que identificaram periodicidades em escalas milenares a orbitais em rochas do Grupo Itararé.

Diferentes hipóteses sobre os processos de deposição dos ritmitos do Grupo Itararé vêm sendo propostas na literatura desde o século passado. Importantes trabalhos defenderam caráter anual da sedimentação, fato defendido por [Leinz \(1937\)](#) e [Rocha-Campos \(1967\)](#). Partindo desta premissa [Ernesto e Pacca \(1981\)](#) analisaram exposições de ritmitos localizadas em Itu (SP) e Potreiro Grande (RG) por meio de dados paleomagnéticos (direção da magnetização remanente característica). Os dados foram submetidos à análise espectral pelo método de máxima entropia (MESA), cujos resultados foram sugestivos para periodicidades equivalentes a 83,3 anos e 14,1 anos, associando o período de 83,3 anos à quase-periodicidade de 80 – 90 anos (ciclo de Gleissberg, relacionado às variações solares). Ainda neste estudo, as variações estratigráficas dos dados paleomagnéticos e das espessuras dos ritmitos foram correlacionados com atividades solares, que teriam influenciado de forma direta e indireta o comportamento deposicional do sistema glacial que teria originado estes depósitos. Tais ocorrências determinam as espessuras das camadas, sendo este o agente amplificador das variações geomagnéticas observadas em varves ([VEROSUB, 1977](#)).

Ao contrário da hipótese defendida por [Ernesto e Pacca \(1981\)](#) o trabalho de [Silva e Filho \(2005\)](#) apontou evidências discordantes ao caráter sedimentar anual dos ritmitos pertencentes ao Grupo Itararé. Neste estudo, os autores apresentaram uma análise cicloestratigráfica relativa a dados coletados de dois poços localizados em Santa Catarina (7-RL-04-SC) e no Rio Grande do Sul (IB-93-RS), distantes um do outro em cerca de 380 km, com o objetivo de se verificar a possibilidade do registro de forçagem astronômica em localidades distintas da bacia. Dois métodos de amostragem foram utilizados pelos autores, que se diferenciam de acordo com a escala da investigação desejada. A digitalização dos perfis de Raio Gama (GR) apresentou uma amostragem de 1 cm para analisar os ciclos de escala orbital. A segunda abordagem, com base em dados de escaneamento em escala de cinza com taxa de amostragem de 0,25 mm, foi realizada para a verificação do registro de periodicidades em escala anual a milenar. Ambas as séries de dados foram submetidas à

transformada rápida de Fourier (FFT).

Os períodos obtidos dos espectros dos dados oriundos dos ritmitos foram sugestivos de uma sedimentação influenciada por ciclos solares decadais e ciclos quase-periódicos relacionados à atividade solar. Assim, [Silva e Filho \(2005\)](#) indicaram uma conclusão que divergia da hipótese de anuidade na sedimentação dos pares litológicos ('varves'), e propuseram que a sedimentação dos ritmitos regulares estaria associada a corpos turbidíticos distais.

Os ritmitos situados nas cidades de Trombudo Central (SC) e Itu (SP), pertencentes ao Grupo Itararé, na Bacia do Paraná, foram alvos de pesquisa de [Franco, Hinnov e Ernesto \(2012\)](#), com o objetivo de estudar as variações da susceptibilidade magnética (K_z) e das direções da magnetização remanente característica (ChRM) ao longo das estratigrafias.

As séries de dados foram submetidas à análise espectral, afim de calcular as frequências predominantes na sedimentação dos afloramentos. A partir dos espectros de potência obtidos, foi feita a verificação da presença de picos espectrais que obedeceriam à taxa de picos orbitais tal como esperado para a forçagem astronômica durante o Permiano ([BERGER; LOUTRE; LASKAR, 1992](#)). As séries de dados foram submetidas à análise espectral, afim de calcular as frequências predominantes na sedimentação dos afloramentos. A partir dos espectros de potência obtidos, foi feita a verificação de presença de grupos de picos espectrais que obedeceriam à taxa de picos orbitais tal como esperado para a forçagem astronômica durante o Permiano ([Berger et al. 1992](#)). As taxas de sedimentação verificadas por estes autores para os ritmitos de Itu e Trombudo Central são 41,4 mm/k.a. e 25,3 mm/k.a., respectivamente, apresentando frequências relacionadas a escalas milenares dos ciclos Helomagnéticos e de dos ciclos de Dansgaard-Oeschger (D-O). Os resultados obtidos por [Franco, Hinnov e Ernesto \(2012\)](#) reforçam a hipótese de que as mudanças climáticas da glaciação permocarbonífera ocorreram por interações complexas envolvendo o sol em escala milenar, além da forçagem em escala astronômica. Utilizando-se os proxies K1 (direção do eixo máximo do tensor anisotropia de susceptibilidade magnética), e as séries de dados dos comprimentos dos pares litológicos, [Franco e Hinnov \(2013\)](#) realizou um estudo cicloestratigráfico com o objetivo de se avaliar a frequência dominante na sedimentação dos ritmitos estudados presentes nas cidades de Itu e Trombudo Central, reafirmando a análise do vetor K1 como indicador de variações na sedimentação e no transporte do sistema sedimentar, e tornando tangível a importância deste parâmetro magnético como indicador de variações de paleocorrentes em registros sedimentares sob determinadas condições.

As amostragens das séries de dados relativos aos comprimentos dos pares litológicos foram produzidas de duas formas distintas: estratigráfica (relacionando a espessura dos

pares litológicos com as alturas estratigráficas de suas respectivas posições centrais); e metronômica (que ordena os pares litológicos de acordo com sua posição estratigráfica, fazendo com que os ciclos não apresentem distorção). Dessa forma, os dados foram submetidos à análise espectral utilizando-se o software REDFIT (SCHULZ M. MUDELSEE, 2002) para séries desigualmente espaçadas. Os resultados das análises espectrais possibilitaram indicar as taxas de sedimentação de $39,3 \pm 2,6$ mm/ka e $26,9 \pm 1,0$ mm/ka para os ritmitos de Itu (SP) e Trombudo Central (SC) respectivamente (FRANCO; HINNOV, 2013). As sessões sedimentares estudadas também apresentam frequências relacionadas a escalas milenares, e que eram proporcionais aos ciclos de D-O ($\sim 1,5$ k.a.) e os ciclos dos eventos Heirinch, concordando com Franco, Hinnov e Ernesto (2012).

É importante destacar que os resultados obtidos por Franco, Hinnov e Ernesto (2012), Franco e Hinnov (2013) divergem da hipótese clássica (ligada à sedimentação anual), pois sendo a taxa de sedimentação de ambos os ritmitos estudados, referentes aos pares litológicos, o argumento mais enfático para esta discordância, é de 1,38 k.a./par litológico próximo as estimativas dos eventos D-O do Pleistoceno Superior de 1,5 k.a.

Recentemente, o trabalho de Brandt et al. (2019) apresentou resultados paleomagnéticos pertencentes à seção sedimentar Carbonífera da formação Mafra, a fim de se estudar o registro da variação paleosecular do campo geomagnético e de se prover um novo polo paleomagnético para a Placa Sul Americana. A cicloestratigrafia foi utilizada com o propósito de inferir o intervalo temporal no qual o processo sedimentar ocorreu, de maneira a se certificarem de que o período de sedimentação seria o suficiente para a eliminação da variação paleo-secular. Os proxies investigados foram a susceptibilidade magnética (K_z) e magnetização remanente anisterética (ARM). Como já discutido por diversos autores (e.g., (ELLWOOD et al., 2000; ELLWOOD et al., 2012; FANG et al., 2017; FRANCO; HINNOV; ERNESTO, 2012; WU et al., 2012), as variações da susceptibilidade magnética representam as mudanças na dinâmica sedimentares, de forma regional ou global, relacionadas com os eventos climáticos.

As séries de K_z e ARM foram submetidas a um pré-tratamento (interpolação, de acordo com a média dos espaçamentos entre ambas, pre-whitening e remoção de tendência da série com o método Loees a 60%). A análise espectral foi efetuada com o método multitaper (THOMSON, 1982). Para a verificação das variações das frequências ao longo da estratigrafia, foi realizada uma análise harmônica evolutiva (EHA; sigla em inglês), e a calibração astronômica foi realizada com base nos períodos de Milankovitch calculados para o Carbonífero Inferior e o Permiano (BERGER et al., 1994). Os resultados alcançados por Brandt et al. (2019) indicam uma relativa proximidade entre as proporções encontradas e

as proporções determinadas na literatura (BERGER et al., 1994). Os principais sinais de baixa frequências encontradas nos espectros foram os em escala orbital (excentricidade curta; obliquidade; precessão longa e precessão curta). E, com base em tais resultados, os autores indicaram a taxa de sedimentação de 0,65 cm/k.a para a litologia estudada.

É importante aqui salientar que as diferentes abordagens e técnicas empregadas nos trabalhos no decorrer deste capítulo apresentam uma nítida evolução sob o ponto de vista de métodos para análise cicloestratigráfica, e que melhor podem permitir a obtenção de subsídios acerca da evolução paleoambiental ao longo da estratigrafia.

Estas diferentes feições sedimentares em locais distintos da bacia do Paraná são capazes de representar a história deposicional do Grupo Itararé, atrelada às variações climáticas influenciadas pelos ciclos orbitais e milenares no Paleozoico Superior.

3 Aspectos Geológicos

Neste capítulo serão discutidos os cenários geológicos relativos ao ritmo regular de interesse nesta monografia, correlacionando-os ao contexto geológico regional da Bacia do Paraná, com destaque para o Grupo Itararé (Paleozoico Superior).

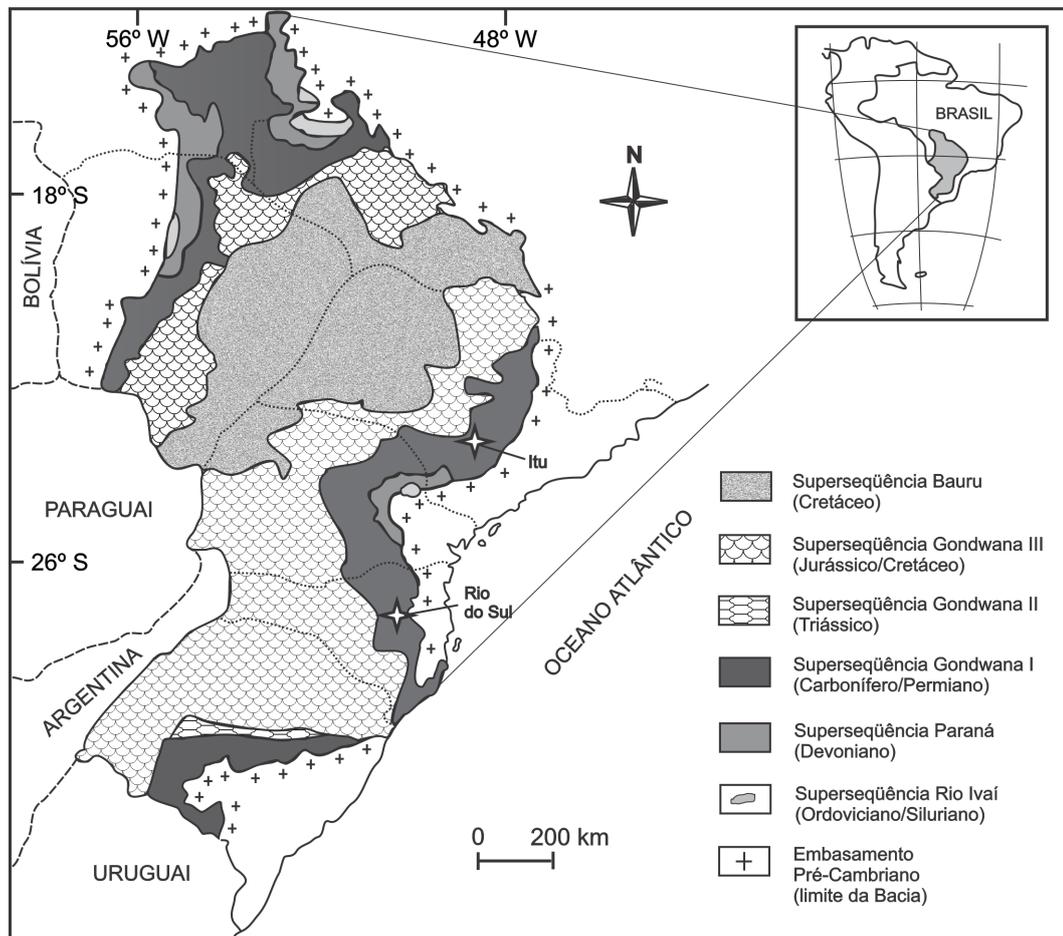
3.1 Glaciação do Paleozoico Superior - discussões gerais

Diversos autores indicam que a Era do Gelo do Paleozoico Superior (LPIA) teria afetado o supercontinente Gondwana por cerca de 100 Ma (~ 350 - 250 Ma), representando, então, o maior período de glaciação contínua deste período (EYLES, 1993) - embora estudos recentes (e.g. Isbell et al. (2003), Isbell et al. (2012) e Fielding, Frank e Isbell (2008)), baseados em registros de amplas coberturas latitudinais, sugerirem a possibilidade de dois episódios glaciais pequenos separados por interglaciais. Neste último cenário, o primeiro episódio glacial seria sido evidenciado por um máximo no acúmulo de gelo no limite Carbonífero Médio - (entre o Pennsylvaniano Inferior e o Mississippiano Superior) ($\sim 323,2$ Ma). Tal evento teria sido registrado em um grande número das bacias sedimentares que foram influenciadas pela LPIA (e.g. Rocha-Campos, Santos e Canuto (2008), Mory, Redfern e Martin (2008), Henry, Isbell e Limarino (2008), Isbell, Cole e Catuneanu (2008), Holz et al. (2010), Gulbranson et al. (2010)). O segundo episódio glacial teria sido melhor registrado em depósitos de latitudes médias do supercontinente Gondwana, incluindo a Bacia do Paraná - foco desta monografia. Tal evento, segundo Montañez e Poulsen (2013), teria ocorrido entre 312 - 315 Ma, tendo também sido responsável por um decréscimo prolongado do nível do mar.

As primeiras discussões sobre os depósitos glaciogênicos do Gondwana teve início no final do século XIX, correlação entre rochas clásticas datadas como do Paleozoico Superior, que podiam ser encontradas em diversos locais do mundo - como na Índia (BLANFORD WILLIAM THOMAS; THEOBALD, 1856) e na África do Sul (SUTHERLAND, 1870). Mais tarde, Derby (1888) correlacionou rochas aflorantes na porção sul da Bacia do Paraná a estes trabalhos anteriores. Tais evoluções, em associação com o desenvolvimento da proposta de deriva continental (WEGENER, 1929) auxiliou de forma significativa os esforços futuros visando a interpretação paleoclimática para estas formações (ROCHA-CAMPOS; SANTOS; CANUTO, 2008).

Os estudos atuais de reconstrução paleogeográfica da Bacia do Paraná propõem que as geleiras que dominaram o Leste da bacia teriam suas origens ligadas aos glaciares dos

Figura 1 – As superseqüências estratigráficas da Bacia do Paraná



Localização e distribuição das superseqüências estratigráficas da Bacia do Paraná, com a indicação da localidade de Itu (SP). Modificado de [Souza \(2006\)](#).

altos estruturais da Namíbia ([VISSER, 1987](#); [SANTOS; ROCHA-CAMPOS; CANUTO, 1996](#); [VESELY et al., 2015](#)). Tal conjuntura orogênica (Eo-Hercynian) teria ocorrido na região da próto-margem pacífica do supercontinente, acarretando no soerguimento da região da África Ocidental. As erosões glaciais encontradas nos paleovales da região de Huab e Kunene (Oeste da Namíbia) do Paleozoico Inferior são indicativas para o fluxo de material glaciogênico em contato com o embasamento pré-cambriano para oeste, sugerindo um deslocamento rumo à Bacia do Paraná ([VESELY et al., 2015](#)).

3.2 Bacia do Paraná

Embora a ocorrência dos estratos glacioclásticos também tenha sido proposta para outras bacias brasileiras (e.g., Bacia Sergipe-Alagoas, Bacia do Tucano, Bacia do São Francisco, Bacia dos Parecis; ([ROCHA-CAMPOS; SANTOS; CANUTO, 2008](#))), merece

destaque a Bacia do Paraná – vasta região intracratônica da Plataforma Sul-Americana, considerada como a maior bacia dentre as que sofreram influência glacial no Gondwana (FRANÇA, 1988). Esta bacia estende-se pela porção Centro-Leste da América do Sul, com cerca de $1.700.000\text{km}^2$, onde $1.400.000\text{km}^2$ estão em território brasileiro, e cuja forma atual seria reflexo de diversos fenômenos pós-paleozoicos, que teriam influenciado de forma significativa a erosão em escala regional (MILANI, 2004). Apresenta cerca de 6.800 m de sequências sedimentares-magmáticas, de idades entre o Ordoviciano e o Cretáceo (SOUZA et al., 2010), e atualmente é subdividida em seis supersequências, conhecidas como: Rio Ivaí (Grupo Ivaí; Ordoviciano - Siluriano); Paraná (Grupo Paraná; Devoniano); Gondwana I (Grupos Tubarão e Passa Dois; Carbonífero - Permiano); Gondwana II (formações do Triássico); Gondwana III (Grupo São Bento; Jurássico/Cretáceo); Bauru (Grupo Bauru; Cretáceo) (MILANI; ZALÁN, 1999; SOUZA, 2006; SOUZA et al., 2010) Figura 1.

Há divergência entre diversos autores acerca da origem e do processo de desenvolvimento da subsidência formadora da Bacia do Paraná. Os três modelos mais defendidos são: (i) processos de estiramento litosférico e subsidência térmica (HOFFMAN et al., 1989); (ii) mudanças no gradiente geotérmico, com a evolução de plumas astenosféricas descendentes que teriam causado uma subsidência regional (MILANI, 1997); e (iii) flexura intracontinental em resposta a esforços horizontais tectônicos marginais, concomitantemente a eventos de soerguimento térmico, e que foram sucedidos por um período de erosão subaérea e subsidência (LEIGHTON; KOLATA, 1990). O regime de subsidência contribuiu com a disposição dos depósitos sedimentares e episódios ígneos de caráter regional na Bacia do Paraná, processo esse que perdurou do Neo-Ordoviciano até o final do Mesozoico (~ 450 até ~ 65 Ma), e que teria sido interrompido pela Reativação Wealdeniana e a abertura do Atlântico Sul (ALMEIDA, 1969; MILANI, 2004). Tais fatos teriam oferecido espaço de acomodação e uma grande janela de tempo, necessários para a constituição das seis unidades estratigráficas de segunda ordem que ocupam o arcabouço da Bacia do Paraná (MILANI, 1997; MILANI, 2004). A seguir, discutiremos brevemente sobre as seis supersequências sugeridas para a Bacia do Paraná.

3.2.1 Supersequência Rio Ivaí

O evento que marcou a gênese da bacia foi o derramamento do Basalto Três Lagoas, com idade ainda incerta. A Sequência Rio Ivaí, posterior ao Basalto Três Lagoas, teria se configurado como um sistema transgressivo, ocasionado pela subsidência regional, dando origem a um golfo formado com as águas do Panthalassa que invadiram a região (MILANI, 2004). Esta supersequência seria composta por três unidades estratigráficas, que sustentam esta interpretação: Formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria (ASSINE, 1996) Figura 2.

Figura 2 – Diagrama crono-estratigráfico da Bacia do Paraná

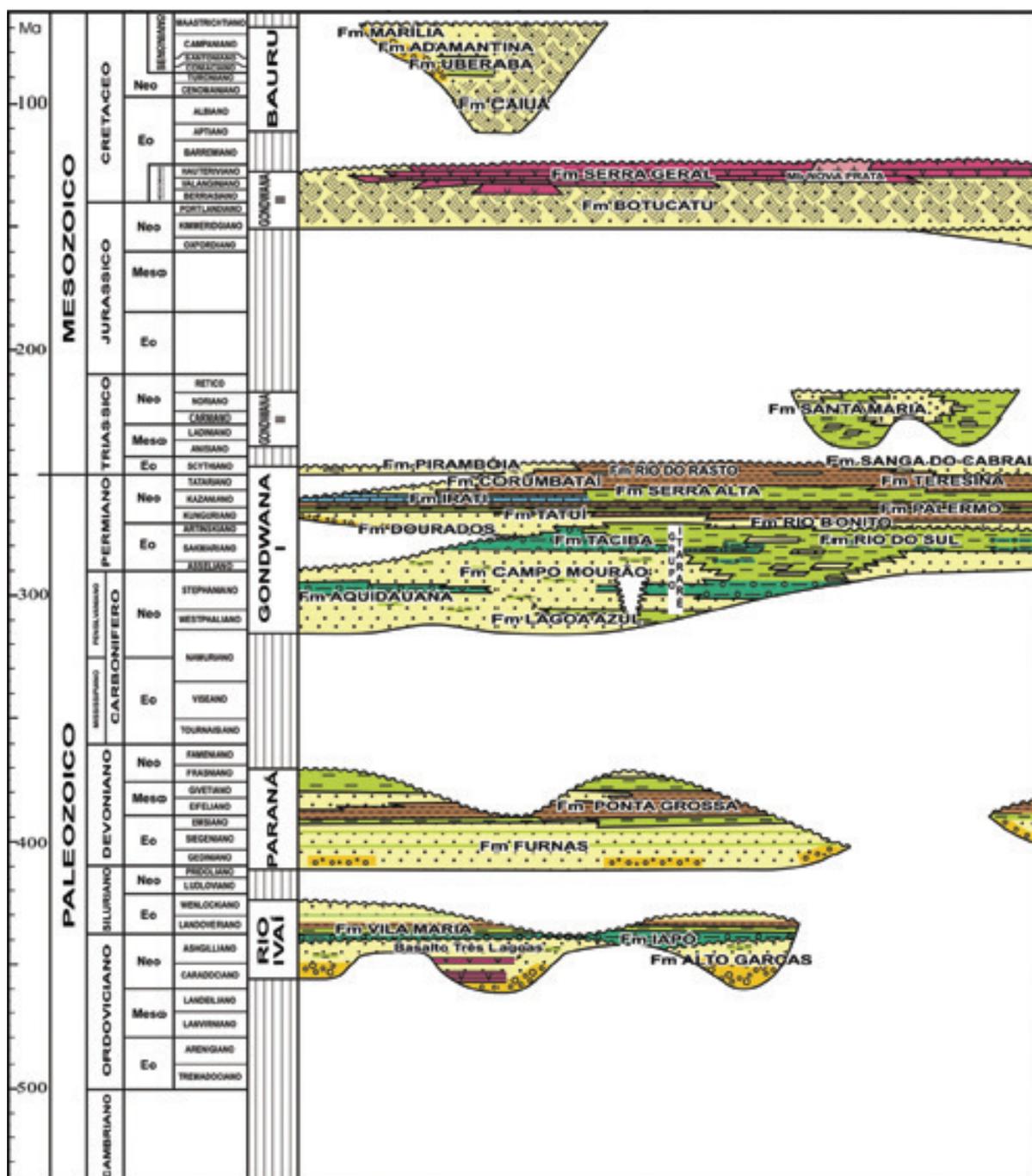


Diagrama crono-estratigráfico da Bacia do Paraná. A extremidade NW do diagrama corresponde à estratigrafia constatada pelo poço de Alto Garças-MT, e a SE aos dados do poço Belén, no Uruguai. O arcabouço estratigráfico desta sinéclise inclui seis grandes seqüências, cada uma delas representando a seção acumulada durante um dos ciclos evolutivos da bacia. Modificado de Milani (2004)

3.2.1.1 Formação Alto Garças

A Formação Alto Garças é uma sucessão sedimentar que apresenta uma granulodrecrescência ascendente, contendo em sua base conglomerados quartzíticos que passam para arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada em direção ao topo. Estudos de paleocorrentes em afloramentos no flanco ocidental da bacia, correlacionaram tais estratificações cruzadas a processos sedimentares de corpos fluviais, indicando sentido SW (MILANI et al., 2007).

3.2.1.2 Formação Iapó

A Formação Iapó apresenta em sua constituição diamictitos de diversas cores, matrizes e clastos de origens variadas. Esta formação pode ser encontrada em diversos pontos de estudo, desde o flanco setentrional da bacia até o estado do Paraná. O contato abrupto com o topo da formação Alto Garças sugere um hiato deposicional entre os extratos sedimentares (MILANI et al., 2007).

3.2.1.3 Formação Vila Maria

A Formação Vila Maria é composta em sua base por sedimentos finos como folhelhos, que evolui em direção ao topo para uma sedimentação arenosa que apresenta estratificação cruzada do tipo *hummocky*. Os folhelhos presentes nesta formação estão associados ao episódio de inundação máxima do ciclo transgressivo Ordoviciano – Siluriano, a partir de datação Rb/Sr com a estimativa de $435.9 \text{ Ma} \pm 7.8 \text{ Ma}$. Em associação com a análise do conteúdo fossilífero local, tais registros são considerados como de suma importância para a cronoestratigrafia da Bacia do Paraná deste período (MIZUSAKI et al., 2002; MILANI et al., 2007).

3.2.2 Supersequência Paraná

A unidade estratigráfica subsequente – a Supersequência Paraná – traz importantes subsídios acerca da hipótese da formação de um golfo, com águas oriundas do Panthalassa, que teria recoberto tanto a Bacia do Paraná quanto o Chaco argentino-paraguaio-boliviano, do Neo-Ordoviciano até o Devoniano (MILANI, 2004). Trata-se do segundo ciclo transgressivo – regressivo registrado na Bacia do Paraná, composto pelas Formações Furnas e Ponta Grossa Figura 2.

3.2.2.1 Formação Furnas

A Formação Furnas caracteriza-se pelas sucessões de arenitos que variam de granulometria e apresentam diferentes estratificações (*hummocky e espinha de peixe*). A distribuição dos sedimentos nesta formação inicia-se com leitos conglomeráticos, passando para corpos de arenitos com uma granulometria média. Em direção à porção superior da formação, é possível notar um aumento da argilosidade, fato que manifestaria uma transição entre as formações de forma gradacional (MILANI et al., 2007). De acordo com Assine (1996), o conteúdo icnofossilífero presente nos arenitos de Furnas é um grande argumento a favor da hipótese em que o ambiente de sedimentação desta formação ser uma plataforma rasa, na qual os registros contêm características transgressivas.

3.2.2.2 Formação Ponta Grossa

A Formação Ponta Grossa é dividida em três membros: Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos. A porção inferior desta formação representa o aumento da coluna d'água sobre os sedimentos do topo da Fm. Furnas, sendo constituída, em sua maioria, por folhelhos que em algumas regiões encontram-se intercalados por pequenas lentes de areia fina. Na porção média está presente o Membro Tibagi, compostos por arenitos sujos oriundos dos sistemas deltaicos presentes na borda Nordeste da Bacia do Paraná, consequentes de um contexto regressivo progradacional que exercia influência regional neste período (ANDRADE; CAMARÇO, 1982). O Membro São Domingos é formado integralmente por folhelhos, sendo assim o registro do evento de uma ampla inundação em escala regional (MILANI et al., 2007), enquadrando uma grande variedade de conteúdo fossilífero (GUIMARÃES et al., 2007).

3.2.3 Supersequência Gondwana I

O continuo movimento de diminuição do nível da bacia presente do Carbonífero Superior até o Permiano, gerou o espaço para a acomodação da Supersequência Gondwana I, contida nela há os ao Grupo Tubarão e Grupo Passa Dois (MILANI, 2004) Figura 2, esta unidade estratigráfica corresponde ao maior registro do ciclo transgressivo – regressivo que ocorreu entre o Carbonífero e o Permiano Superior (SOUZA, 2006; FRANCO, 2007). O Grupo Itararé, estratigraficamente relacionado ao Grupo Tubarão, é alvo deste trabalho de conclusão de curso, e será discutido em detalhe na sessão posterior.

3.2.4 Supersequência Gondwana II

Os registros sedimentares da Bacia do Paraná de idades triássicas estão ligados à Formação Santa Maria, aflorante no estado do Rio Grande do Sul. Esta supersequência apresenta um contato erosivo nítido com o topo da Supersequência anterior, onde os sedimentos finos como folhelhos e siltitos sobrepõem-se de forma abrupta, fato este decorrente de uma subsidência meso-neotriássica acelerada do substrato. Esta subsidência teria criado um sistema de "bacia faminta", acarretando no desenvolvimento de grábens distensivos assimétricos que controlam a drenagem fluvial da região, e gerando uma área que posteriormente foi preenchida por corpos arenosos progradacionais de origem fluviais e de sedimentação lacustre [Milani et al. \(2007\)](#).

A alternância entre os sedimentos de origem lacustre e fluvial apresentam uma ciclicidade relacionada como um mecanismo de resposta a variações do nível de base de um lago de acordo com as combinações dos parâmetros de controle tectônicos e climáticos ([MILANI et al., 1998](#)).

3.2.5 Supersequência Gondwana III

Na Era Mesozoica, o interior do Pangeia sofreu uma severa desertificação, com reflexo para a Bacia do Paraná na deposição da parte basal da Supersequência Gondwana II – a Formação Botucatu –, no qual o sistema que mais contribuiu foi o flúvio-eólico, oriundo a pequenos cursos d'água descontínuos ([MILANI, 2004](#)) Figura 2. Tal formação é constituída quase em sua totalidade por arenitos com granulometria de média a fina, com presença de estratificação cruzada tangencial de médio a grande porte.

Com as taxas de subsidência nulas e uma grande aridez, teria havido o desenvolvimento de uma ampla superfície de deflação eólica. Esta “calmaria tectônica” teria sido um indicio inicial do pré-magmatismo da Bacia do Paraná ([ALMEIDA, 1980](#); [MILANI, 1997](#)).

Após a Formação Botucatu, o evento magmático de proporções regionais chamado de Serra Geral ou Paraná (137 – 127 Ma) ([MILANI, 2004](#); [FRANK](#); [GOMES](#); [FORMOSO, 2009](#)) é considerado como estando diretamente ligado à abertura do Atlântico. Esta província magmática, dominada por basaltos toleíticos e andesitos basálticos ([PEATE](#); [HAWKESWORTH](#); [MANTOVANI, 1992](#)), apresenta sua maior porção na Bacia do Paraná e parte significativa na África (Namíbia e Angola) ([ERLANK, 1984](#); [ALBERTI et al., 1992](#)).

3.2.6 Supersequência Bauru

A Supersequência Bauru ocorre em uma vasta área (aproximadamente 400.000 km²) da Bacia do Paraná, com início em discordância erosiva com a Formação Serra Geral – fato este evidenciado pelos paleossolos preenchidos com brechas compostas por fragmentos angulosos de basaltos em meio de matriz areno-argilosa (MILANI, 1997). O pacote sedimentar neocretácico é majoritariamente arenoso, ligado com um regime deposicional de contribuição eólica (Grupo Caiuá) e alúvio-fluviais (Grupo Bauru) (MILANI, 2004).

3.2.6.1 Formação Caiuá

O Grupo Caiuá é o registro dos sistemas eólicos vigentes no Deserto Caiuá, constituídos por uma grande e complexo campo de dunas e de depósitos associados a regiões desérticas, que estão divididas nas seguintes formações: Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio (FERNANDES, 2006).

3.2.6.2 Grupo Bauru

O Grupo Bauru reflete depósitos de trato de sistemas pertencentes ao clima semi-árido, formado por leques aluviais marginais e lençóis de areia atravessados por sistemas fluviais efêmeros, que teriam sustentado o aporte de sedimentos ao deserto interior correspondente ao Grupo Caiuá, composto pelas seguintes formações: Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, Uberaba, Marília, São José do Rio Preto e Presidente Prudente (MILANI et al., 2007) Figura 2.

3.3 Grupo Itararé

O Grupo Tubarão tem como unidade basal o Grupo Itararé, que detém um extenso registro da LPIA que afetou o Gondwana, alcançando cerca de 1.500 m de estratos deposicionais de origem continental e/ou marinha (SOUZA et al., 2010). Os processos sedimentares que acarretaram no Grupo Itararé estão estreitamente ligados a vazões gravitacionais, que teriam variado de correntes de turbidez a “deslizamentos” Figura 3. Fácies mais distais, como ritmitos e folhelhos, têm seus registros associados a pequena ou nula energia de transporte ligadas a deposição (FRANÇA; VESELY, 2007). As formações presentes neste Grupo são alvo de estudos desde a década de 1980 visando a correlação com ciclos de avanço da geleira (não-deposicional, em algumas oportunidades erosivo) e recuo (deposicional de caráter transgressivo) (BUSO et al., 2017; FALLGATTER; PAIM, 2017). Segundo Franco, Hinnov e Ernesto (2011), a determinação do intervalo de deposição

do Grupo Itararé tem sido historicamente um grande desafio.

Segundo alguns autores (e.g., [Franco, Hinnov e Ernesto \(2011\)](#)), não há consenso na literatura acerca das idades de deposição do Grupo Itararé. Por meio de análises bioestratigráficas, ([SOUZA, 2006](#)) e [Holz et al. \(2010\)](#) realizaram estudos na Bacia do Paraná com ênfase na determinação das idades do Grupo Itararé, sugerindo que sua sedimentação teria perdurado do Westfaliano (próximo de 300 Ma) até o Kunguriano (260 Ma). Datações radiométricas U-Pb recentes, oriundas de depósitos de cinzas vulcânicas, lograram êxito em delimitar os eventos resultantes do final da deglaciação nas regiões Sul e Sudeste da Bacia do Paraná até o final do Pensilvaniano ([CAGLIARI et al., 2016](#); [GRIFFIS et al., 2018](#)).

Alguns autores (e.g., [França \(1988\)](#); [Buso et al. \(2017\)](#); [Fallgatter e Paim \(2017\)](#)) o Grupo Itararé registraria três grandes ciclos de sedimentação, cujos marcadores estratigráficos seriam as superfícies de inundação máxima representadas pelos folhelhos Roncador, Lontras e Passinho, respectivamente pertencentes às formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba ([BUSO et al., 2017](#)).

3.3.1 Formação Lagoa Azul

Os estratos mais antigos do Grupo Itararé correspondem à Formação Lagoa Azul, que é composta por arenitos silicificados e pela camada Roncador, que foi depositada no período de inundação máxima e é constituída de siltitos negros e ritmitos negros a esverdeados ([FRANÇA; VESELY, 2007](#)).

3.3.2 Formação Campo Mourão

A Formação Campo Mourão – unidade intermediária do Grupo Itararé – apresenta grande quantidade de corpos arenosos que se intercalam com siltitos e diamictitos. Ainda nesta formação temos a superfície de inundação máxima de Lontras ([FRANÇA; VESELY, 2007](#); [BUSO et al., 2017](#)).

3.3.3 Formação Taciba

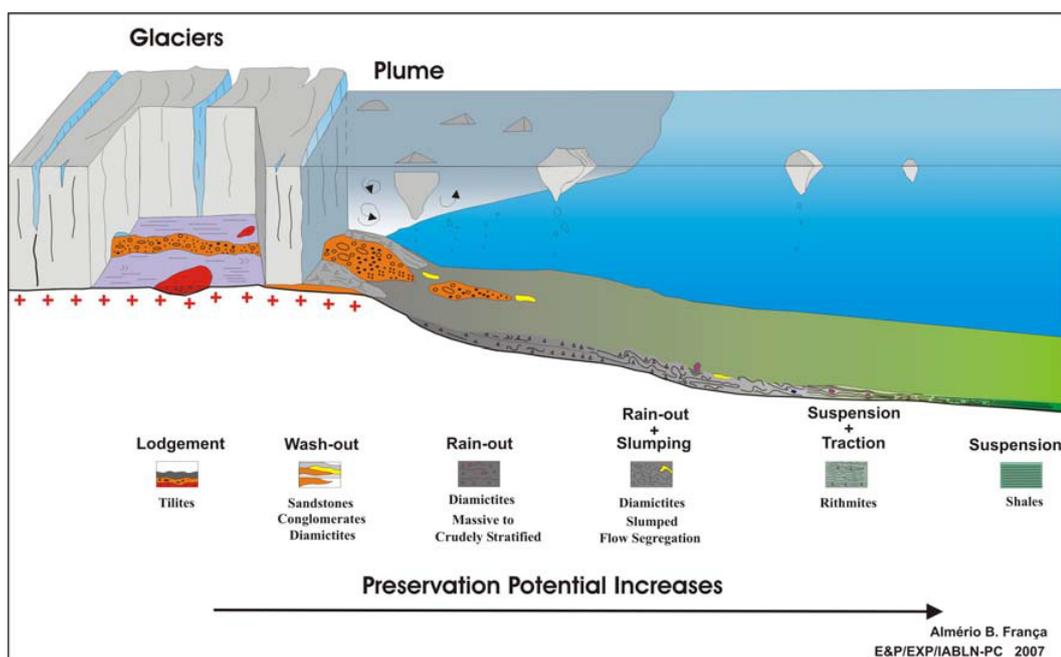
A unidade mais recente do Grupo Itararé – a Formação Taciba – foi depositada no auge de uma inundação máxima, resultante de um grande derretimento dos corpos de gelo ao final da Glaciação do Gondwana ([FRANÇA; VESELY, 2007](#)). Engloba um

membro constituído de areias consolidadas ou graduadas, que foram interpretadas como feições turbidíticas em sua base (Membro Rio Segredo). O Membro Chapéu do Sol – rico em diamictitos maciços, com pequena estratificação, possui também associação como turbiditos em sua porção média, e estaria relacionada aos ritmitos regulares de Itu, de interesse nesta monografia (FRANCO, 2007; BUSO et al., 2017).

3.3.4 Formação Rio do Sul

Na região sul da bacia – mais especificamente no estado de Santa Catarina – ocorre a Formação Rio do Sul (vinculada com os ritmitos expostos na cidade de Trombudo Central (SC)), que apresenta em sua composição sedimentar folhelhos e argilitos cinza escuros, ritmitos, arenitos finos e diamictitos. De acordo com Guimarães et al. (2007), tal formação esteve sob influência marinha e glacial, e apresenta um importante registro fóssilífero.

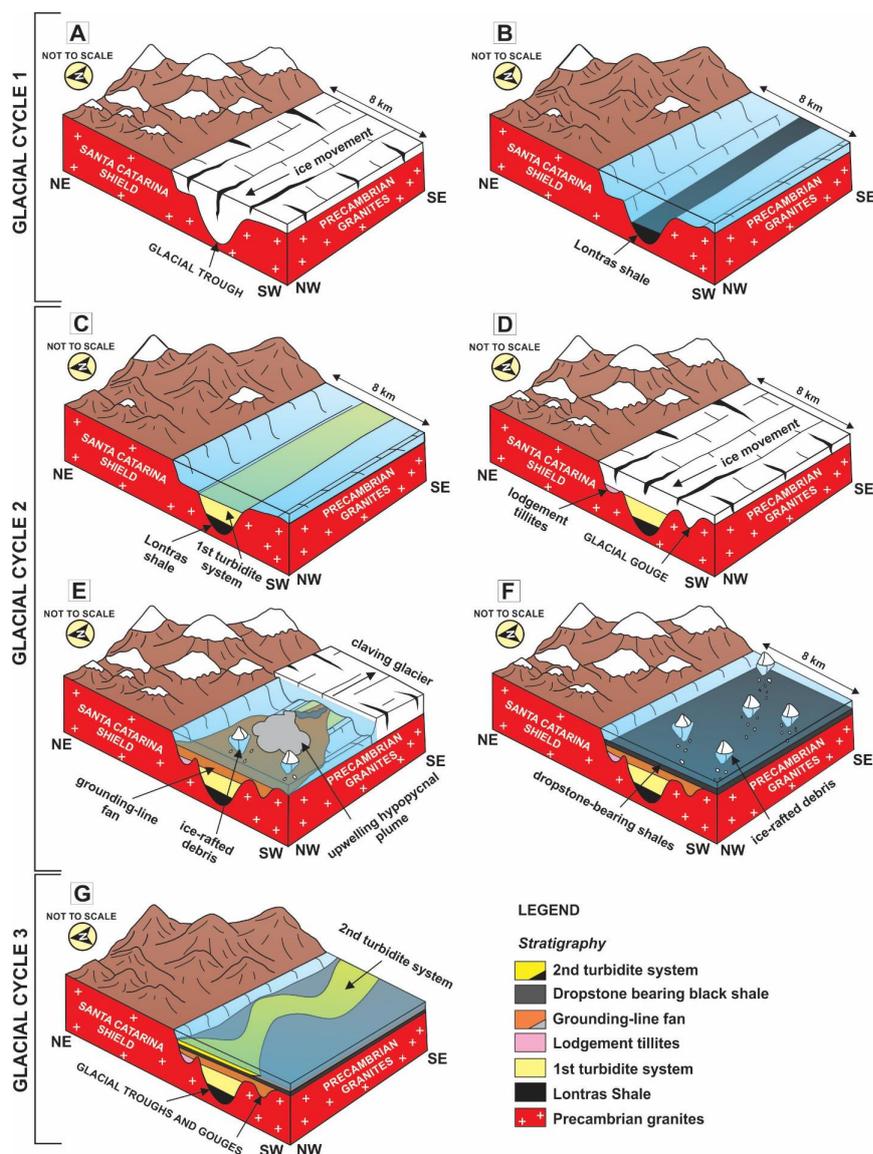
Figura 3 – Distribuição sedimentar em ambientes marinhos rasos



Ambientes glácio-marinhos podem encontrar a distribuição sedimentar de acordo com a energia de transporte. Modificado de França e Vesely (2007)

Segundo a pesquisa na região do estado de Santa Catarina apresentada por (FALLGATTER; PAIM, 2017), o primeiro ciclo Figura 4(a-b) está relacionado com a locomoção rápida de um grande geleira, que levou a produção de altas taxas de descarga de água provenientes do degelo e abrasão, culminando na criação vales incisivos que posteriormente conteriam toda a sedimentação proveniente de uma expressiva inundação marinha dando

Figura 4 – Reconstrução dos ciclos glaciais



Reconstrução da paisagem glacial e dos estágios de depósito proglaciais registrados no Grupo Itararé na área de Alfredo Wagner. Os esquemas A a G representam três ciclos glaciais propostos, definidos pelo aumento e diminuição dos fluxos de gelo glaciais. Modificado de Fallgatter e Paim (2017)

gênese ao Lontras Shale (FRANÇA, 1988; SCHNEIDER; MÜHLMANN et al., 1974). O segundo ciclo Figura 4(c-f) aponta com base em suas fácies um evento mais completo, que abrange fases de termino da geleira que preenchia o vale e o avanço inicial de um novo corpo de gelo, que é sinalizado por uma “regressão”, que é registrada geologicamente por corpos turbidíticos que se depositaram sobre o Lontras Shale, uma deglaciação se iniciou e nesta um novo aumento do nível do mar que resultou em uma inundação da região, que sedimentou uma grande camada de folhelhos negros. O terceiro ciclo Figura 4(g) inicialmente tem certa semelhança aos eventos do começo do ciclo anterior, somente se

difere o contato erosivo com os shales abaixo, feito pela sedimentação fluvial, oriundas das águas de fusão que formaram pequenos deltas no interior dos fiordes.

O grande volume de trabalhos baseando-se nas fácies sedimentares do Grupo Itararé e as relacionando, com o estudo de maior acurácia sobre os processos e eventos formadores de tais feições. As sessões sedimentares mais distais que estavam sobre influência de um regime com baixa energia dentro do sistema glacial, estes cenários estratigráficos são alvos de diversas discussões e dessa monografia, para a determinação dos mecanismos que deram origem e influenciaram nessa complexa região geológica.

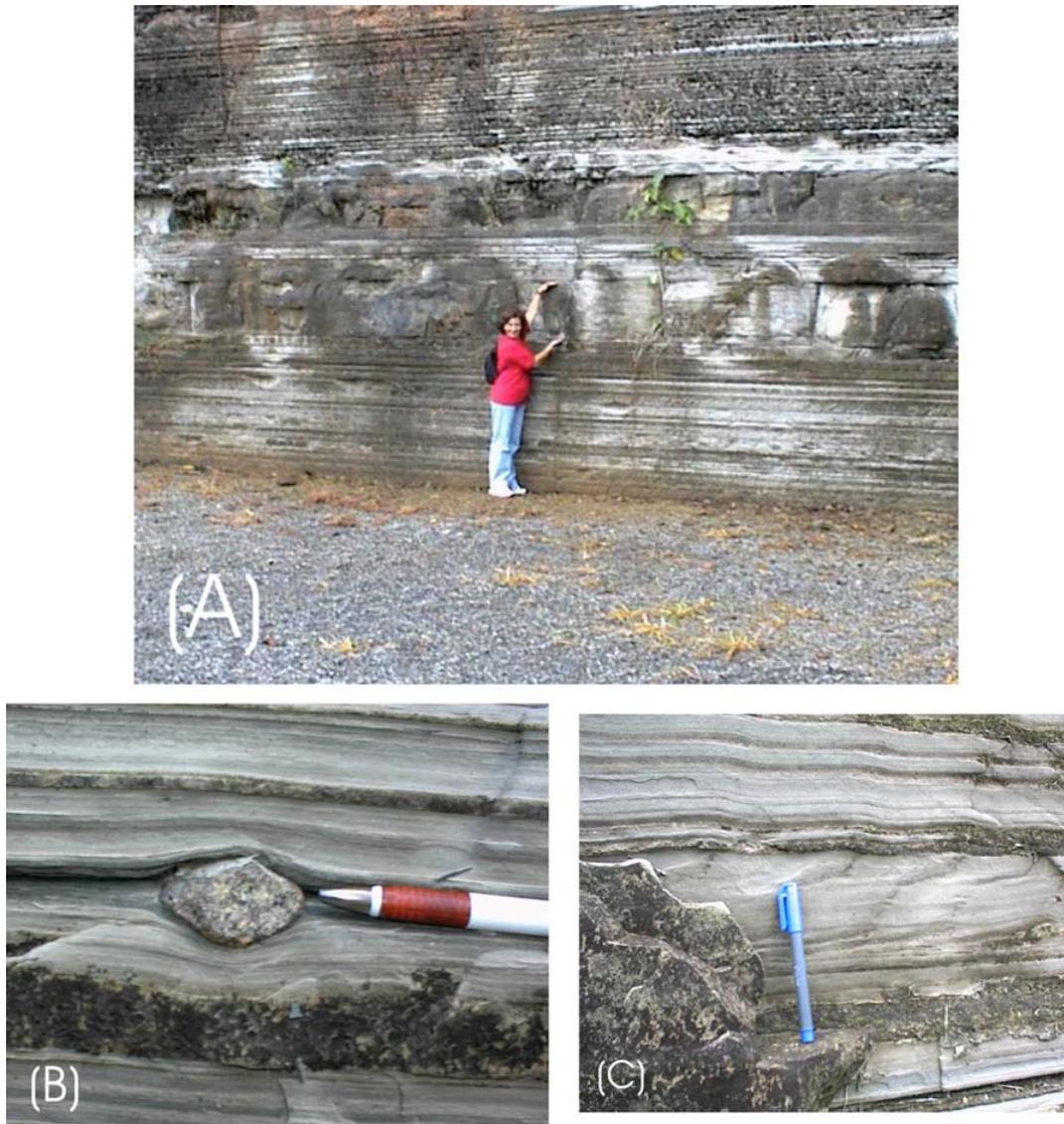
A correlação de um vasto número de rochas interpretadas como ritmitos ao cinturão de afloramentos leste e a porção sul do Grupo Itararé exibem alguns dos afloramentos para melhor trabalhar com as análises paleomagnéticas e cicloestratigráficas em Itu (SP) (SINITO et al., 1981; ROCHA-CAMPOS; SANTOS; CANUTO, 2008). A seguir será discutida as principais características geológicas dos dois afloramentos foco desta dissertação.

3.4 Ritmitos regulares do Parque do Varvito (Itu, SP)

Uma das unidades estratigráficas de interesse neste trabalho é a sucessão localizada em uma antiga pedreira, tombada pelo CONDEPHAAT, e que se situa na cidade de Itu (SP). Tal pedreira hoje se encontra encerrada pelo chamado “Parque do Varvito”, cuja localização em coordenadas geodésicas é: 23° 16' S e 47° 19' W. O afloramento é internacionalmente conhecido por ter exposto uma das mais bem conservadas sucessões de ritmitos da Bacia do Paraná, remanescentes da LPIA (SETTI; ROCHA-CAMPOS, 1999).

Os ritmitos presentes em Itu são classificados como regulares (SANTOS; ROCHA-CAMPOS; CANUTO, 1996; ROCHA-CAMPOS; SANTOS; CANUTO, 2008), por apresentarem repetições de pares litológicos, constituídos por camadas de arenito fino e siltitos (escala de cm a dm), e lâminas escuras adjacentes, formadas por siltitos e argilitos, que refletem o comportamento cíclico dos fluxos glaciais (SOUZA et al., 2010). As particularidades sedimentares como espessura e granulometria dos pares apresentam uma redução em rumo ao topo Figura 5(a). As variações de espessura dos pares deve-se pela variabilidade de espessura das camadas claras, chegando a apresentar camadas de 50 cm na parte basal do afloramento, enquanto que no topo da sucessão tais camadas se revelam com espessura média em torno de 1,5 cm. A espessura nas lâminas escuras é praticamente constante ao longo de toda a exposição, variando entre 3 e 5 mm. Em sua totalidade, o afloramento estudado apresenta cerca de 15 m e em toda a sua extensão foram registrados 260 pares

Figura 5 – Afloramento de Itu (SP)



Feições observáveis na exposição de ritmitos regulares da cidade de Itu (SP). (A) Apresentação do nível mais espesso da sucessão. (B) Detalhe de seixo pingado entre dois pares de litologias menos espessos, próximos ao topo da sucessão. (C) Alguns dos níveis mais espessos da exposição (base da sucessão), variação nos padrões de espessuras e de estruturas sedimentares. Os padrões de variação de espessura e de estruturas sedimentares das camadas claras, como, por exemplo, marcas de onda, estratificações cruzadas cavalgantes e onduladas. Nas imagens, é possível verificar-se os contatos abruptos entre litologias, devido à intercalação das camadas de siltito/argilito (camadas escuras). Modificado de: [Franco \(2007\)](#)

litológicos ([SINITO et al., 1981](#); [ERNESTO; PACCA, 1981](#)).

Ao longo de toda a sucessão, foi notada a preservação de diversas estruturas

sedimentares Figura 5(c). Contatos abruptos entre os pares litológicos são claramente observados ao longo de toda a exposição, par, e transições mais suáveis podem também ser observadas entre as camadas claras e as lâminas escuras que fazem parte do mesmo par litológico, de acordo com o discutido por alguns autores (e.g., Rocha-Campos, Ernesto e Sundaram (1981), Ernesto e Pacca (1981), Setti e Rocha-Campos (1999)).

As camadas claras apresentam estruturas de estratificação cruzadas cavalgantes, estratificação ondulada e “linsen”, microlaminação cruzada de marcas ondulantes migrantes, laminação gradacional múltipla, laminação drapeada de siltitos sobre marcas onduladas, que variam de acordo com a mudança de espessura e granulometria dos pares (FRANCO, 2007). A presença de clastos com tamanhos e composição diversas, deformaram os estratos ao redor deste corpo, o que é típico de ambientes glaciogênicos (ROCHA-CAMPOS; SUNDARAM, 1981; JR et al., 1992; FERREIRA, 1997; SETTI; ROCHA-CAMPOS, 1999) Figura 5(b-c). As assembleias palinológicas presentes nos ritmitos contém pólen monossacato e esporos, o que é também sugestivo de ambientes com importante influência glacial(SOUZA et al., 2010).

Ainda não há um consenso sobre o corpo aquático que foi o meio para a deposição do afloramento estudado em Itu. São duas as principais hipóteses acerca da natureza deste corpo d'água: A primeira seria a de um lago pró-glacial, alimentado por água doce oriunda do processo de degelo, e que, posteriormente, foi assoreado pelos diamictitos e rochas associadas a ele durante processos de avanço da geleira (SETTI; ROCHA-CAMPOS, 1999). A segunda hipótese seria a de uma bacia marinha próximas à costa, sob influência de geleiras, com formato de golfo ou entalhe aberto na direção NW (SANTOS; ROCHA-CAMPOS; CANUTO, 1996; SETTI; ROCHA-CAMPOS, 1999). Esta segunda hipótese é a de maior aceitação atualmente, devido à orientação das paleocorrentes orientadas para NW (FRANCO; HINNOV, 2013). Adicionalmente, Souza et al. (2010) indicaram o registro de determinadas espécies de algas (*D. tenuistriatus*, *Leiosphaeridia sp.*, *Tasmanites sp.*), que também apontam um para sedimentação em sistema marinha com influência de icebergs. O processo de sedimentação teria ocorrido em sistema formado por correntes de turbidez, correntes densas e correntes superficiais oriundas do degelo, que teriam se deslocado por gravidade para regiões mais baixas, assim formando as fácies associadas a estes ritmitos regulares.

4 Magnetoestratigrafia : Aspectos Gerais

Neste capítulo será discutida a fundamentação teórica necessária para o entendimento dos conceitos magnetoestratigraficos e o modo como é utilizado para refinar a interpretação e determinação de eventos cíclicos ao longo da estratigrafia.

4.1 Fundamentos da Magnetoestratigrafia

O objetivo da magnetoestratigrafia é utilizar-se da variação dos parâmetros magnéticos ao longo das rochas componentes de uma determinada unidade estratigráfica estudada, a fim de se analisar os intervalos que apresentam comportamentos magnéticos similares. Basicamente, há dois tipos de magnetoestratigrafia: a *direcional* (e.g., direção da magnetização remanente característica, direção do eixo máximo do tensor anisotropia de susceptibilidade magnética, etc.) e *não direcional* (e.g., suscetibilidade magnética), e que são usados para correlacionar configurações ambientais, auxiliando no aumento da precisão cronoestratigrafica e cicloestratigrafica (OPDYKE; CHANNELL, 1996; MCELHINNY; MCFADDEN, 1998; BUTLER, 1998; MCELHINNY; (EDS.), 2000, 2000; LOWRIE, 2007; KODAMA, 2014).

A propriedade direcional mais empregada é chamada *magnetização remanente* ou *magnetização primária*, sendo esta o registro do campo geomagnético vigente no momento da geração da rocha, possibilitando assim estimar a polaridade do campo como normal (quando a localização do norte magnético se encontra no hemisfério Norte) ou reversa (o norte magnético se encontra no hemisfério Sul) (OPDYKE; CHANNELL, 1996). Correlacionando este intervalo magnético com a escala temporal de polaridade geomagnética (GPTS), a unidade estudada terá uma estrutura cronoestratigrafica bem definida, partindo de padrões que serão evidenciados posteriormente.

A comissão da União Internacional de Ciências Geológicas (IUGS) codificou as termologias que estruturam a estratigrafia da polaridade magnética. Esta subcomissão inseriu as seguintes definições (OPDYKE; CHANNELL, 1996):

1. Magnetoestratigrafia: o elemento da estratigrafia que fragmenta as unidades litologias, baseando-se nas características magnéticas das rochas.

2. Classificação Magnetoestratigráfica: a organização do estrato sedimentar de acordo com as variações das características magnéticas ao longo da estratigrafia.
3. Unidades magnetoestratigráficas ou zonas magnéticas – conjunto de corpos sedimentares com características magnéticas semelhantes, podendo ser comparadas com unidades de diferentes padrões magnéticos.
4. Classificação de polaridade magnetoestratigráfica – classificação fundamentada na mudança da orientação da remanência magnética ao longo do estrato sedimentar, expressando a variação do campo geomagnético.
5. Horizonte de reversão de polaridade magnética – pequenas áreas onde foi registrado o campo geomagnético durante a mudança na polaridade do campo geomagnético.
6. Unidades (ou zonas) de polaridade magnetoestratigráfica – são estratos rochosos que se diferenciam das demais pela característica de polaridade magnética original encontrada na rocha.

Seguindo as definições listadas acima, a zona de polaridade ou magnetozonas são as unidades básicas da magnetoestratigrafia, que, em seus extremos, estão em contato com horizontes de reversão de polaridade ou zonas de transição (FRANCO, 2007). De acordo com Opdyke e Channell (1996), as magnetozonas devem apresentar as seguintes características Opdyke e Channell (1996):

1. Serem constituídas inteiramente por somente uma polaridade.
2. Serem formadas por alternâncias entre as polaridades normais e reversas.
3. Serem geradas por uma parte majoritária de um tipo de polaridade, sendo ela normal ou reversa, porém com pequenas reversões de polaridade.

As unidades magnetoestratigráficas seguem uma hierarquia dependente da duração da magnetozona. Sendo assim, as unidades se encontram abaixo:

A magnetoestratigrafia é usada como um controle de escala temporal pelo fato de as reversões do campo geomagnético ocorrerem em um curto período de tempo ($10^3 - 10^4$), prejudicando a calibração de ciclos de uma frequência mais alta que a resolução média das inversões do campo geomagnético. Desta forma, a magnetoestratigrafia (direcional e não direcional) e a cicloestratigrafia podem ser utilizadas em conjunto, limitando-se pela escala de precessão, para obter resultados de boa resolução em tempo (KODAMA, 2014).

Tabela 1 – Unidades magnetostratigráficas, relacionadas às eras geocronológicas e duração aproximada.

Unidades de polaridade magnetostratigráfica	(Era) geocronológica equivalente	Duração aproximada (anos)
Mega-zona de polaridade	Mega-chron	$10^8 - 10^9$
Super-zona de polaridade	Super-cron	$10^7 - 10^8$
Zona de polaridade	Chron	$10^6 - 10^7$
Sub-zona de polaridade	Sub-cron	$10^5 - 10^6$
Micro-zona de polaridade	Micro-cron	10^5
Cripto-zona de polaridade	Cripto-Cron	Existência incerta

Modificado de (FRANCO, 2007)

É importante aqui salientar que o polo geomagnético virtual (VGP) é a posição do norte geomagnético para configurações do campo geomagnético no passado, assumindo como base o modelo do dipolo geocêntrico axial. O VGP é obtido a partir da desmagnetização das amostras representativas do estrato sedimentar, com o objetivo de se eliminar as magnetizações secundárias.

4.1.1 A Escala Temporal De Polaridade Geomagnética (GPTS)

A expansão do assoalho oceânico desde o Jurássico vem compondo uma grande sequência de anomalias magnéticas oceânicas, (LOWRIE, 2007). A GPTS (Geomagnetic Polarity Time Scale, sigla em inglês) foi criada baseando-se nessas anomalias, sendo as mesmas associadas a datações absolutas e bioestratigráficas na composição de seus limites (KODAMA, 2014). O assoalho das bacias oceânicas compõem registros de aproximadamente 170 Ma das reversões do campo geomagnético. Todo o magma que extravasa das dorsais meso-oceânicas, criando uma nova crosta oceânica, registra o campo magnético ambiente quando se resfria até a temperatura de Curie dos minerais ferromagnéticos que compõem as rochas ígneas em questão (OPDYKE; CHANNELL, 1996). A magnetização pode ser a de um campo reverso ou normal, que são representados graficamente por barras pretas e brancas, respectivamente.

AA GPTS é associada a anomalias magnéticas oceânicas, que se dividem em dois segmentos – do tipo M ou C. O seguimento M abrange o período de 157 – 120 Ma, simbolizado pela sigla CM variando de **CM0r** até **CM29r**. O seguimento C inicia-se em aproximadamente 83 Ma e perdura até a atualidade, tem como sigla C, variando de **C1n** até o **C33r**. Estas duas sequências são separadas por uma ampla magnetozona ($\sim 10^7$ anos), denominada *Superchron de Polaridade Normal do Cretáceo*, ou *Zona Calma do Cretáceo* (**C34n**) (LOWRIE, 2007).

Sabe-se que pequenos intervalos de magnetização são observados na GPTS e consequentemente na estratigrafia, horizontes que contenham uma polaridade diferente das que o cercam são tratados como efeitos de alguma magnetização secundária, que não foi retirada pelos processos de desmagnetização, ou discutido como um registro único e raro da linha temporal. Desta maneira, esses episódios têm um menor peso na interpretação, sendo representados com meia barra na simbologia da GPTS (KODAMA, 2014).

Ao se relacionar a estratigrafia com a GPTS, dificuldades podem ocorrer por conta da variação da taxa de sedimentação, por hiatos deposicionais, contatos erosivos (que removem registros de eventos de pequena duração, e também pela taxa de amostragem que se calculada de maneira errônea. O conhecimento sobre o período ao qual pertence o extrato investigado melhora a correlação com a GPTS, para que se saiba a taxa de reversão dos polos magnéticos, e de maneira a melhor estimar a taxa de sedimentação de um intervalo sedimentar (KODAMA, 2014).

4.2 Magnetoestratigrafia Do Paleozóico Superior

De maneira geral, as rochas do Paleozoico contém registros de magnetização mais complexos em comparação com as rochas formadas no Mesozoico e no Cenozoico. Isto se explica pelas suas idades mais antigas, acarretando em uma história de exposição a diversos eventos que possam registrar remanências com múltiplas componentes – das quais, componentes secundárias fortes podem sobrepor-se ou, em casos mais raros, substituir totalmente a componente primária (FRANCO, 2007).

Na presente seção serão expostas conclusões a respeito da magnetoestratigrafia para o Paleozoico Superior, que abrange os períodos do Carbonífero ($\sim 362,5 - \sim 291,5$ Ma) e do Permiano ($\sim 291,5$ Ma – $\sim 248,2$ Ma).

4.2.1 Permiano

A magnetoestratigrafia do Permiano apresenta uma grande estabilidade, permanecendo com registros de campo reversos de 318 – 267 Ma (GRADSTEIN *et al.*, 2012; KODAMA, 2014) denominada como Superchron Reverso do Permo-Carbonífero (SRPC).

Baseando-se nas conclusões de alguns autores, o Permiano pode ser dividido em

duas partes: a primeira, compreendendo desde o Permiano Inferior ao Médio. Este intervalo corresponde a um período de ~ 30 Ma, formando a porção superior do SRPC, no qual rápidas reversões do campo geomagnético ocorreram durante o Wordiano e o Capitiano (STEINER, 2006). Tais variações na polaridade do campo magnético tornaram-se um indicativo de “tempo transicional” até o final do Superchron Reverso do Permo-Carbonífero (NAWROCKI, 2008).

Já a segunda parte – o Permiano Superior – teria durado por volta de (~ 15 Ma), e pertence à porção mais recente da chamada Hiperzona de Polaridade Mista Illawarra (HAAG; HELLER, 1991; JIN; SHANG; CAO, 2000; FRANCO et al., 2019), sendo separada do SRPC pela chamada “reversão de Illawarra” (OPDYKE; CHANNELL, 1996; GRADSTEIN et al., 2012).

4.2.2 Carbonífero

A GPTS para o Carbonífero é considerada, em sua maioria, contínua e de polaridade reversa, relativa ao SRPC, e que se estende até o Permiano (HOUNSLOW et al., 2004). A história geomagnética deste período foi estudada através de diversas sessões continentais, bioestratigraficamente correlacionadas, de 299 – 359 Ma (~ 50 -60 Ma) (KODAMA, 2014). Segundo alguns autores, é possível que tenham ocorrido alguns curtos intervalos de polaridade normal durante o SRPC, sendo uma destas ocorrências a chamada zona de Kartamyshian, um importante marcador magnetoestratigráfico da passagem do Carbonífero para o Permiano (GRADSTEIN et al., 2012).

O período que engloba o Carbonífero Inferior e Médio é classificado como um intervalo de polaridade mista, devido a diversas mudanças geodinâmicas ocorridas em um curto intervalo de tempo (IRVING; PULLAIAH, 1976; GRADSTEIN et al., 2012).

4.3 Outros parâmetros magnéticos vinculados à Magnetoestratigrafia: susceptibilidade volumétrica e anisotropia de susceptibilidade magnética

A magnetoestratigrafia utiliza-se das propriedades magnéticas dos sedimentos como meio de (1) correlacionar a estratigrafia, (2) identificar as áreas fonte dos sedimentos e os agentes de transporte responsáveis pelos sistemas sedimentares investigados, e (3) caracterizar e detectar mudanças paleoambientais. De acordo com (OPDYKE; CHANNELL, 1996), a área da magnetoestratigrafia se expandiu significativamente nos últimos 35 anos,

através do uso de parâmetros magnéticos que não são somente sensíveis a concentração de minerais magnéticos, como também relacionados à disposição e o tamanho dos grãos. As propriedades magnéticas das rochas são de suma importância para a modelagem ambiental, tornando possível estudar os processos e eventos formadores do sistema sedimentar vigente na época (FRANCO, 2007).

4.3.1 Susceptibilidade Magnética

A susceptibilidade magnética (K) é uma propriedade magnética intrínseca a qualquer rocha, sofrendo forte influência pelo processo de formação e pelos processos posteriores à sua sedimentação (JELEŃSKA; KADZIAŃKO-HOFMOKL, 1990). Dessa forma, a partir do campo magnético em um ponto qualquer descrito por

$$\mathbf{B} = \mu\mathbf{H} + \mu_0\mathbf{M} \quad (4.1)$$

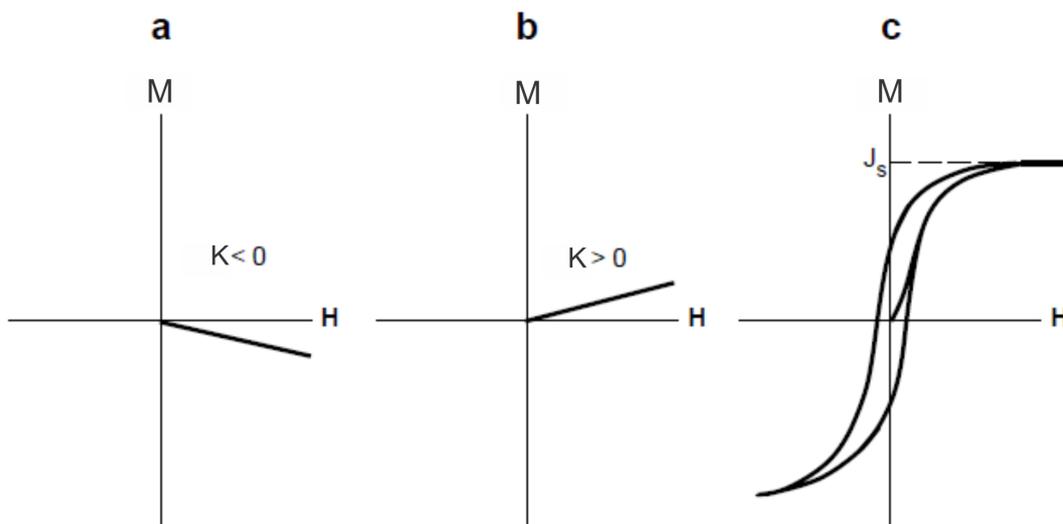
onde B é a indução magnética, H é o campo aplicado, e M a magnetização induzida. A partir desta equação, pode-se estabelecer a relação básica de magnetização (M) induzida em um corpo, através de um campo magnético aplicado (H), definindo a susceptibilidade magnética K a partir da seguinte relação:

$$\mathbf{M} = \mathbf{KH} \quad (4.2)$$

onde K é uma grandeza adimensional.

As magnetizações induzidas pela aplicação de um campo aplicado são distintas para diferentes minerais. E com isso o estudo da susceptibilidade magnética tornou-se fundamental para classificar estas diferentes respostas. Em termos do comportamento magnético, os minerais podem ser divididos em grandes grupos: diamagnéticos, os paramagnéticos e os ferromagnéticos (LANZA; MELONI et al., 2006). O comportamento diamagnético é caracterizado por uma magnetização M oposta ao campo aplicado H e decaimento a zero após a remoção do campo (e.g., quartzo, halita, caulinita, calcita). Os paramagnéticos, que diferentemente dos minerais diamagnéticos, apresentam uma magnetização induzida M paralela ao campo aplicado B . Isto se deve ao fato de que, neste comportamento, há pequena ou nenhuma interação dos momentos magnéticos. E, de maneira similar aos minerais diamagnéticos, a magnetização zera com a retirada do campo aplicado (e.g., biotita, muscovita, olivinas e anfibólios). O comportamento ferromagnético ocorre quando os momentos magnéticos interagem fortemente os vizinhos, sendo que a magnetização induzida não decai por completo após a retirada do campo aplicado (e.g., hematita, magnetita, goethita e pirrotita) (BUTLER, 1998).

Figura 6 – Representação do comportamento da susceptibilidade magnética



(a) Magnetização, M , versus campo de magnetização, H , para uma substância diamagnética. A susceptibilidade magnética, K , é uma constante negativa. (b) M versus H para uma substância paramagnética. A susceptibilidade magnética, K , é uma constante positiva. (c) M versus H para uma substância ferromagnética. O caminho da magnetização exibe histerese (é irreversível) e a susceptibilidade magnética, K . Modificado de (BUTLER, 1998)

Uma vez que as medidas de K refletem a presença de todos os diversos minerais formadores e as concentrações dos mesmos, a susceptibilidade representa o somatório das contribuições de todas as espécies minerais presentes. A facilidade na obtenção deste parâmetro magnético acarretou no aumento da sua utilização, com o objetivo de se investigar variações climaticamente induzidas. Trabalhos recentes (e.g. Gradstein et al. (2012), Franco, Hinnov e Ernesto (2012), Brandt et al. (2019)) mostram que a susceptibilidade é bastante eficiente em registrar processos periódicos em diferentes escalas de tempo, e sendo capaz de expressar as variações do aporte sedimentar nas áreas de estudo (HINNOV; HILGEN, 2012; KODAMA, 2014).

4.3.2 Anisotropia de Susceptibilidade Magnética

A capacidade de apresentar variação de acordo com a direção é uma propriedade comum a todas as propriedades magnéticas. Esse fato possibilita a existência de diversos tipos de anisotropias. A principal distinção está entre a anisotropia de susceptibilidade magnética (AMS; sigla em inglês) e a anisotropia de remanência (AIRM, anisotropia de magnetização isotérmica remanente; AARM, anisotropia de magnetização remanente anisterética; etc.) (LANZA; MELONI et al., 2006).

A anisotropia de susceptibilidade magnética, um dos tipos de medida considerados neste trabalho, está associada, na maioria dos casos, à variação direcional da magnetização induzida (FRANCO, 2007; JENSEN; ELMING, 2012). A primeira descrição deste parâmetro magnético foi obtida através das conclusões de Ising (1942), que discutiu sobre o aumento da susceptibilidade em argilas várnicas quando as medidas eram executadas ao longo da estratificação e não perpendicular a esta (HROUDA, 1982).

Em determinados casos, a AMS reflete a orientação preferencial dos minerais contidos nas rochas, podendo em rochas ígneas demonstrar a orientação do fluxo de magma, aferir a largura e o tipo de deformação plástica no caso da presença de dobramentos nas rochas que formam o bloco estudado. E em rochas sedimentares, a AMS é capaz de indicar a direção no qual o corpo aquoso transportava os sedimentos e a inclinação do plano de acamamento (JELEŃSKA; KADZIAŃKO-HOFMOKL, 1990; JENSEN; ELMING, 2012).

A magnetização induzida em uma rocha por um campo magnético fraco é uma função linear da intensidade do campo:

$$\begin{aligned} M_1 &= K_{11}H_1 + K_{12}H_2 + K_{13}H_3 \\ M_2 &= K_{21}H_1 + K_{22}H_2 + K_{23}H_3 \\ M_3 &= K_{31}H_1 + K_{32}H_2 + K_{33}H_3 \end{aligned} \quad (4.3)$$

onde M_i ($i= 1, 2, 3$) são as componentes do vetor magnetização, H_j ($j= 1, 2, 3$) as componentes do vetor intensidade do campo magnético. O conjunto das componentes do tensor simétrico de segunda ordem, denominado como tensor de susceptibilidade, é formada pela diagonal principal desta matriz (K_{ij} , sendo $i = j$):

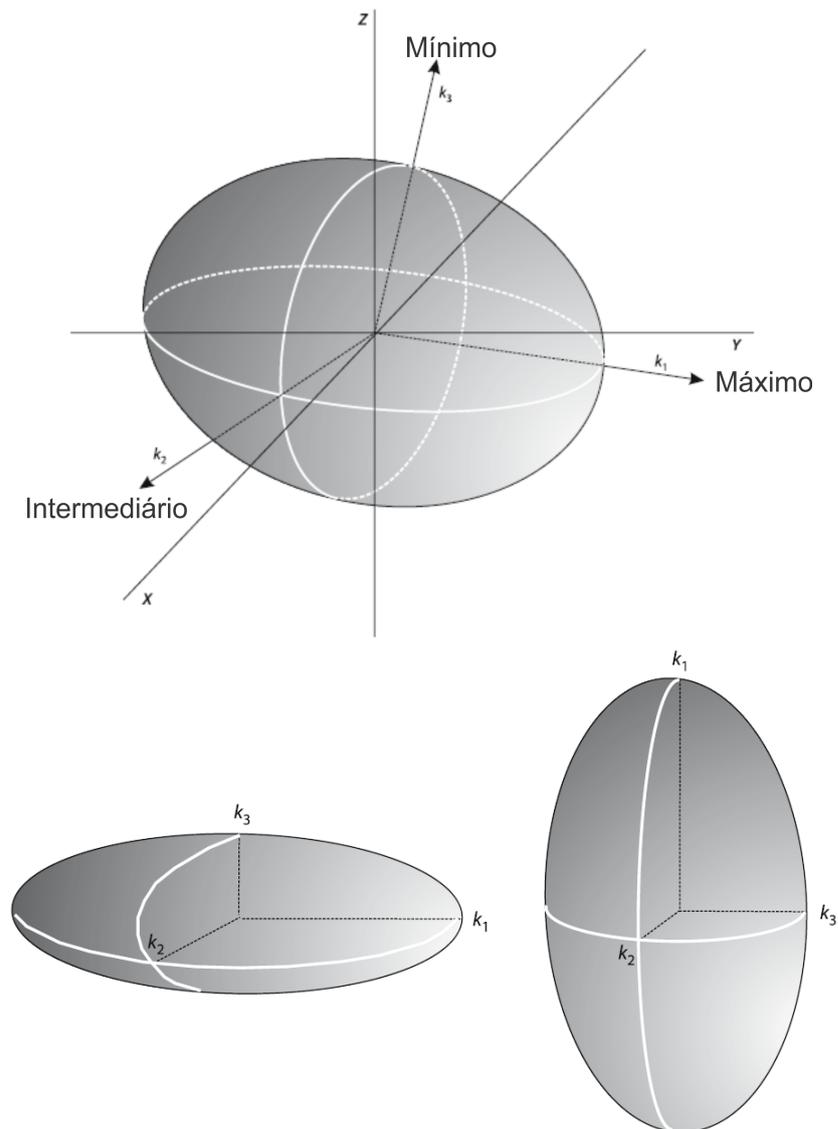
$$\begin{aligned} M_1 &= K_{11}H_1 \\ M_2 &= K_{22}H_2 \\ M_3 &= K_{33}H_3 \end{aligned} \quad (4.4)$$

Os eixos do elipsoide do tensor anisotropia de susceptibilidade magnética são K_{max} (susceptibilidade máxima), K_{int} (susceptibilidade intermediária) e o K_{min} (susceptibilidade mínima) representados respectivamente por K_{11} , K_{22} , K_{33} . A forma deste elipsoide apresenta mudanças conforme a amplitudes dos eixos: (1) $K_{max} > K_{int}$ (formato parecido com uma bola de rugby, prolato); (2) $K_{max} = K_{int} > K_{min}$ (forma de disco, oblato), Figura 7. A proporção entre os eixos apresenta uma interpretação matemática, sendo estas o grau de anisotropia, o lineamento (L) e a foliação (F) (TARLING; HROUDA, 1993). O lineamento magnético caracteriza a intensidade da orientação linear-paralela,

indicando a componente máxima K_{max} . A foliação determina a intensidade da orientação planar-paralela dos minerais de uma rocha, indicando a direção paralela ao plano de deposição, perpendicular ao vetor K_{min} .

$$P = \frac{K_{max}}{K_{min}} \quad ; \quad L = \frac{K_{max}}{K_{int}} \quad ; \quad F = \frac{K_{int}}{K_{min}} \quad (4.5)$$

Figura 7 – Representação das formas da anisotropia de susceptibilidade magnética



Topo - Representação geométrica do elipsoide tri-axial com $K_1 > K_2 > K_3$. Abaixo - Formas do elipsoide AMS, a esquerda o elipsoide oblato (fábrica planar) e a direita prolato (fábrica linear). Modificado de (LANZA; MELONI et al., 2006)

O parâmetro T foi criado por (TARLING; HROUDA, 1993) com o intuito de definir a forma do elipsoide e concatenar os três principais tensores de susceptibilidade com os

critérios de foliação e do lineamento:

$$T = \left[2 \frac{\eta_2 - \eta_3}{\eta_1 - \eta_2} \right] - 1 \quad (4.6)$$

Onde $\eta_1 = \ln(\chi_1)$, $\eta_2 = \ln(\chi_2)$, $\eta_3 = \ln(\chi_3)$ são os logaritmos naturais das susceptibilidades principais.

Os elipsoides oblatos apresentam valores de $0 < T < 1$, enquanto que os elipsoides prolatos correspondem a valores de T no intervalo $-1 > T > 0$. Para os elipsoides com valor de $T = 1$, a AMS é dominada puramente por foliação, e para valores de $T = -1$ trata-se de puro lineamento. Para $T = 0$, o resultado corresponde ao de um elipsoide neutro (TARLING; HROUDA, 1993).

A magnitude da AMS está relacionada com todos os minerais pertencentes à rocha, sendo eles ferromagnéticos, paramagnéticos ou diamagnéticos. Tal relação depende de dois fatores primordiais: a anisotropia das partículas e o seu grau de alinhamento (MIRANDA, 2011).

A anisotropia das partículas se divide em dois aspectos principais: a anisotropia cristalina e a forma dos cristais. A ação da rede cristalina na orientação dos *spins* dos elétrons é a base da anisotropia cristalina, imprimindo uma orientação preferencial denominada como eixo ou plano “fácil”. As formas dos cristais exercem influência sobre a anisotropia ao aplicarmos um campo externo, induzimos polos magnéticos nas extremidades dos cristais, acontecimento não registrado em cristais assimétricos, onde as forças magnetostáticas geradas são mínimas. O máximo da magnitude da anisotropia de uma de uma rocha ocorre quando o eixo cristalino “fácil” e os seus eixos de forma possuem a mesma orientação (MIRANDA, 2011).

A forma do elipsoide tem grande relação com o regime de deposição, sendo possível promover relações baseadas em modelos físicos para determinar o sistema deposicional da formação rochosa estudada. Segundo Tarling e Hrouda (1993) tais relações são as seguintes:

1. Deposição em corrente muito fraca ou moderada, com velocidade inferior a 1 cm/s. Os grãos prolatos estarão alinhados paralelamente a direção de transporte, com uma imbricação menor que 10° , fazendo com que os grãos oblatos se posicionem ao plano de deposição.

2. Deposição em corrente rápida, com a velocidade maior que 1 cm/s. O ângulo de inclinação aumenta, fazendo com que os grãos oblatos alcancem 5° a 20° de inclinação em relação ao plano de deposição, os grãos prolatos posicionam-se perpendiculares a corrente.
3. Na deposição em áreas inclinadas: os grãos prolatos e oblatos alinham-se em torno da direção do fluxo e da inclinação.

4.3.3 Algumas técnicas de aquisição de dados magnetoestratigráficos

As aquisições dos dados magnéticos exigem cuidados e precisão durante a execução, sendo procedimentos importantes empregados, na maioria das medições, orientar e cortar a amostra de forma apropriada de acordo com o equipamento e a técnica que será utilizada para as medições (COLLINSON, 2013). Nesta seção, abordaremos os métodos de aquisição de susceptibilidade magnética (K) e de anisotropia de susceptibilidade magnética (AMS), que são parâmetros magnetoestratigráficos de interesse neste trabalho.

A medida de susceptibilidade magnética é baseada na Equação 4.2. A configuração utilizada para o campo magnético aplicado pode ser de campo alternado ou constante, com a intensidade alta ou baixa. Os diferentes métodos de medição de K apresentam vantagens e desvantagens. A medida em campos alternados apresentam uma vantagem sob as medidas de campo estáveis, uma vez que não sofrem nenhuma interferência pela magnetização remanente natural (NRM) da amostra. Entretanto, as variações intrínsecas ao processo de medição de campos alternados causam à medida uma relação com os fenômenos de magnetização remanente viscosa ou de relaxação dependentes da frequência do campo aplicado. Em baixas frequências a fase entre M e H praticamente não sofre influência, tornando os valores de K próximos aos medidos sob campo estático. Os valores, medidos sobre o regime de frequências altas, são menores, pois o componente de fase entre M e H diminui. (COLLINSON, 2013).

A técnica mais utilizada é chamada de susceptibilidade magnética de campo baixo. Este procedimento é realizado sob a aplicação de um campo alternado, e segue a relação abaixo:

$$\mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{H} + \mu_0 \mathbf{M} = \mu_0 (\mathbf{H} + \mathbf{KH}) = \mu_0 (1 + \mathbf{K}) = \mu \mathbf{H} \quad (4.7)$$

onde μ é a permeabilidade magnética do meio, expressa como $\mu = \mu_0 \mu_r$, com $\mu_r = 1 + \mathbf{K}$ sendo a permeabilidade magnética relativa (LANZA; MELONI et al., 2006).

As medidas de anisotropia de susceptibilidade magnética são realizadas de acordo com o descrito acima. Para medir os coeficientes dos tensores descritos pela [Equação 4.3](#), é preciso que as amostras sejam rotacionadas em relação ao campo aplicado H , acarretando em medidas de K ao longo de seis (6) direções, e assim possibilitando o cálculo dos parâmetros K_{ij} (LANZA; MELONI et al., 2006).

5 Cicloestratigrafia

O clima da Terra passou por diversas mudanças ao longo do tempo, as consequências dessas mudanças estão ligadas diretamente, ao lugar no qual a área de estudo se localizava e em qual período geológico este sistema estava exposto (BERGER; LOUTRE; LASKAR, 1992; SCHWARZACHER, 1993). As oscilações climáticas de curtos ou longos períodos são resultantes de processos de interações internas e externas ao planeta. O primeiro sistema de interações está relacionado com as dinâmicas oceânicas, atmosféricas, das massas de gelo e da biosfera terrestre. Em contrapartida, o sistema de interações externas tem como principais geradores de mudanças as relações dinâmicas entre os corpos celestes que integram o Sistema Solar, com maior destaque para o Sol (BERGER; LOUTRE; LASKAR, 1992).

Desta forma serão apresentados neste capítulo os conceitos e técnicas que auxiliam a modelagem climática e a dinâmica deposicional da região. Sendo elas: a teoria de Milankovitch, os ciclos de escalas milenares, a cicloestratigrafia e a calibração astronômica.

5.1 Aspectos Gerais

A cicloestratigrafia é uma subdivisão da estratigrafia onde seus objetivos estão relacionados à investigação de padrões deposicionais com caráter cíclico (TAGLIARI, 2013). Hays et al. (1976) marcou o início da cicloestratigrafia moderna, evidenciando a relação dos parâmetros astronômicos e paleontológicos de isótopos de oxigênio do Pleistoceno Superior, tornando possível a construção de series temporais, capazes de provar que a sedimentação foi orbitalmente forçada. Com base nesses resultados, as diferentes características das rochas são capazes de registrar variações na estratigrafia, influenciadas pelos processos cíclicos astronômicos. E são denominados como proxies paleoclimáticos (HINNOV, 2013; RODRIGUES, 2018).

A identificação dos sinais astronômicos na coluna sedimentar possibilita a realização da calibração astronômica. Este processo compara ciclos sedimentares com curvas de insolação e/ou modelos astronômicos (a depender dos dados utilizados) e/ou idade da sucessão analisada. A calibração astronômica torna possível transferir a série do domínio espacial (altura estratigráfica e profundidade) para o domínio do tempo, trazendo com isso a possibilidade de mensurar cronologicamente os eventos registrados na estratigrafia, e permitindo com isso a construção de uma escala temporal astronômica (ATS; sigla em

inglês).

Utilizando-se de proxies paleoclimáticos, a partir dos quais os sinais astronômicos podem ser registrados, é possível: fornecer maior acurácia as escalas temporais; analisar o tempo de ocorrência dos eventos; tratar de diversos problemas da Geociências, como a origem de sequências sedimentares de terceira ordem ou quão caótica é a dinâmica do Sistema Solar (RODRIGUES, 2018).

A implementação da calibração astronômica depende de algumas técnicas e abordagens (HINNOV, 2013), que serão discutidos a seguir no capítulo 6.2.1.6 desta monografia.

É importante aqui salientar que, com o avanço da ciência, diversas formas de identificação de registros astronomicamente forçados foram desenvolvidos e aperfeiçoados, possibilitando um drástico aprimoramento na recuperação de sinais de forçagem astronômica, e que são associados aos mais diversos climas e ambientes passados. Tais fatos vêm acarretando no uso da cicloestratigrafia como uma importante fonte de novos estudos científicos multidisciplinares (HINNOV, 2013).

5.2 Cicloestratigrafia do Paleozoico Superior

A cicloestratigrafia paleozoica representa uma grande fronteira do conhecimento, fato este reforçado pela não existência de soluções astronômicas, soluções estas (quando existentes) responsáveis por fornecerem uma estrutura temporal acurada aos estudos da época (HINNOV, 2018). A era paleozoica é marcada por mudanças climáticas e isostáticas em escala global, onde registros que contenham eventos cíclicos estão comumente associados a corpos aquáticos rasos, como lagos e litorais (HINNOV, 2013). Diversos locais do globo (e.g., América do Norte, Ásia e Europa) se encontravam longe das influências dos grandes corpos de gelo, que se dispunha predominantemente na porção Sul do Gondwana. Estratigrafias contemporâneas e da glaciação paleozoica indicam uma grande oscilação no nível do mar, contendo sinais que apontam forçagem astronômica.

Apesar de correlacionar forçantes orbitais a estratigrafias pertencentes ao Paleozoico, muitas dessas possuem uma calibração astronômica imprecisa, fato este que vem sendo derrubado com o emprego de novas técnicas. Alguns dos estudos de geocronologia de alta precisão baseada em cinzas vulcânicas (WU et al., 2013) apresentam estratos contendo uma ciclicidade de 405 k.a concordante com as datações por radioisótopos e também a confirmação da presença de ciclos bem registrados de excentricidade orbital de

405 k.a, na solução de (LASKAR et al., 2004), em fase com a Newark Series calibrada radioisotopicamente em 215 Ma, levantando a hipótese de que os ciclos de excentricidade que dominam o Cenozoico e Mesozoico também dominaram o Paleozoico (HINNOV, 2018).

5.3 Ciclos em escala orbital

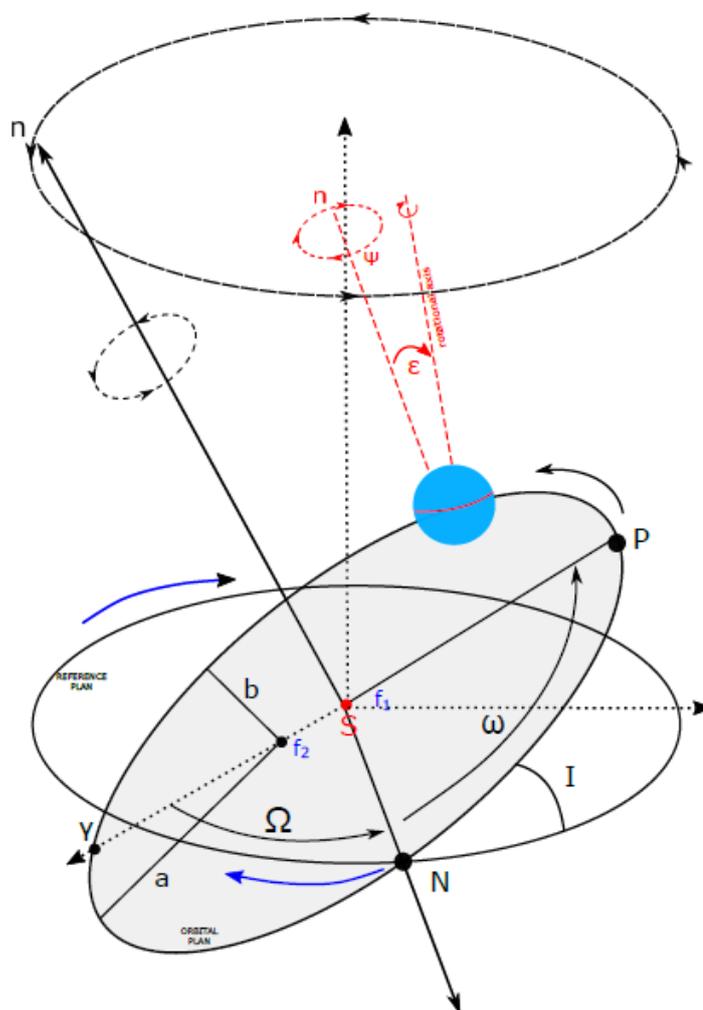
A teoria melhor aceita atualmente sobre forçagem astronômica foi proposta por Milutin Milankovitch. Apesar de não ser a primeira proposta sobre a relação orbital controlando as mudanças paleoclimáticas, levou a grandes implicações como a explicação sobre os padrões de insolação que a Terra recebe do Sol, variando em latitude, entre glaciais e interglaciais (HAYS et al., 1976; BERGER; LOUTRE; DEHANT, 1989; LOUTRE, 2003; BERGER, 2012).

De acordo com a teoria de Milankovitch, mesmo com pequenas oscilações, os parâmetros orbitais são os principais fatores externos que modulam a quantidade de insolação que incide na superfície terrestre em escala global (Tese da Pilar). Tais mudanças causadas por influência orbital, na insolação da superfície da Terra ocorrem de maneira quase periódica em escalas de $10^4 - 10^6$ anos (HINNOV, 2013; RODRIGUES, 2018).

Um corpo em órbita em torno do Sol ao longo do tempo pode ser retratado por seus elementos orbitais keplerianos, definidos como: (1) a posição; (2) a forma; (3) a orientação de uma órbita; (4) e a localização de um corpo em relação a um plano fixo de referência (BERGER; LOUTRE, 1991; BERGER; LOUTRE; LASKAR, 1992; PÄLIKE, 2005). O conhecimento extraído a partir dos fatores apresentados acima são de suma importância para estimar os parâmetros astronômicos, induzindo diretamente as mudanças climáticas, de qualquer planeta do Sistema Solar (HINNOV, 2000).

A interferência do Sol e de outros grandes objetos massivos do Sistema Solar, como Júpiter e Saturno, são fundamentais no controle e estabilidade das órbitas planetárias. Em particular, a Terra tem sua órbita influenciada por seu satélite, a Lua, por meio do efeito de atração entre os corpos (RODRIGUES, 2018). O somatório destas perturbações causa variações perceptíveis na órbita terrestre em torno do Sol, da mesma forma que a orientação do seu eixo de rotação e a posição do plano equatorial em relação ao plano orbital (LASKAR, 1999; BERGER; LOUTRE, 2004). Tal fato culmina na alteração de três parâmetros: excentricidade orbital da Terra; inclinação do eixo da Terra (obliquidade); e a precessão do eixo rotacional terrestre (HINNOV; HILGEN, 2012). Ao mesmo tempo que a oscilação da excentricidade está correlacionada com a dinâmica do Sistema Solar, as

Figura 8 – Representação da órbita da Terra e seus elementos orbitais fundamentais



Representação da órbita da Terra e seus elementos orbitais fundamentais usados para definir a órbita terrestre ao redor do Sol, assim como sua posição nessa órbita. Nesta figura, f_1 e f_2 representam os dois focos da órbita elíptica, com o Sol (S) ocupando um deles; a e b representam semi-maior e, conseqüentemente, o tamanho do eixo e semi-menor, respectivamente. O plano terrestre da órbita é aqui identificado como 'plano orbital' que é inclinado em um ângulo I em relação a um plano horizontal é aqui identificado como 'plano de referência'. O eixo Z é o normal para o plano de referência e o eixo n é o normal para o plano orbital. O ponto N é chamado de 'nó ascendente' e representa o ponto onde os planos orbitais e de referência se cruzam; P representa o periélio. Os elementos orbitais são geralmente estabelecidos em relação a um conjunto de eixos retangulares que se originam no centro do Sol (mostrados como linhas pontilhadas) e perpendiculares ao plano de referência. Além de I , e a , os outros elementos orbitais são representados por : definir a excentricidade da órbita e , conseqüentemente, sua forma; Ω : a longitude do nó ascendente; π : o argumento do periélio = $\Omega + \pi$, com ω representando a longitude do periélio. Modificado de (PÄLIKE, 2005).

mudanças de obliquidade e precessão ocorrem por influência da interação Terra – Lua, produzindo efeitos sobre a rotação da Terra, e afetando o momento de inércia e a taxa de

precessão (HINNOV, 2013).

5.3.1 Excentricidade

De acordo com a primeira lei de Kepler, a melhor representação da órbita terrestre é uma elipse, com o Sol em um dos focos (RODRIGUES, 2018). Esta configuração orbital apresenta dois formatos geométricos, que apresentam variações conforme o semieixo a (que determina o tamanho da órbita), oscilando de forma quase periódica com o tempo, e influenciando na insolação que a Terra recebe do Sol (LOUTRE, 2003).

A equação Equação 5.1 é responsável por determinar a excentricidade da órbita, expressando o quão elíptica esta se configura (BERGER et al., 1994):

$$e = \frac{(a^2 - b^2)^{\frac{1}{2}}}{a} \quad (5.1)$$

onde:

a = Semi-eixo maior da órbita terrestre

b = Semi-eixo menor da órbita terrestre

A influência que a oscilação do semieixo a exerce na excentricidade propaga-se para a média anual da insolação na Terra. Tal variação é muito pequena, atingindo os maiores valores quando a excentricidade é máxima. Todavia a excentricidade modula a precessão, gerando mudanças nas estações, fato esse mais relevante para as mudanças climáticas. Esta relação é descrita por uma função quase periódica da excentricidade no tempo, sendo ela:

$$e = e_* + \sum E_i \cos(\lambda_i t + \phi_i) \quad (5.2)$$

onde:

e_* = constante de excentricidade

E_i = amplitude

λ_i = frequência secular

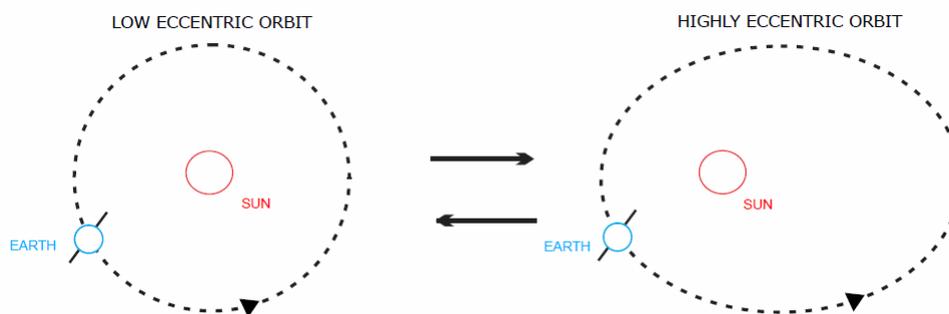
ϕ_i = constante de fase fundamental

Os resultados da Equação 5.2 para os últimos 40 Ma apontam que as mudanças da excentricidade terrestre ocorrem nos períodos de 400 k.a e 100 k.a de forma sobreposta (LASKAR et al., 2004)), encontrados também outros períodos importantes como 405, 95,

124, 99, 131 e 2380 k.a por ordem decrescente de amplitude (BERGER; LOUTRE, 2004).

Os resultados da Equação 5.2 para os últimos 40 Ma apontam que as mudanças na excentricidade ocorrem nos períodos de 405 k.a e 100 k.a, de forma sobreposta (LASKAR et al., 2004). São também verificáveis outras periodicidades associadas à excentricidade – 95, 124, 99, 131 e 2380 k.a por ordem decrescente de amplitude (BERGER; LOUTRE, 2004).

Figura 9 – Representação de diferentes configurações de excentricidade



Representação de diferentes configurações de excentricidade. À esquerda está uma órbita baixa excêntrica e à direita uma órbita muito excêntrica. Modificado de(WEEDON, 2003).

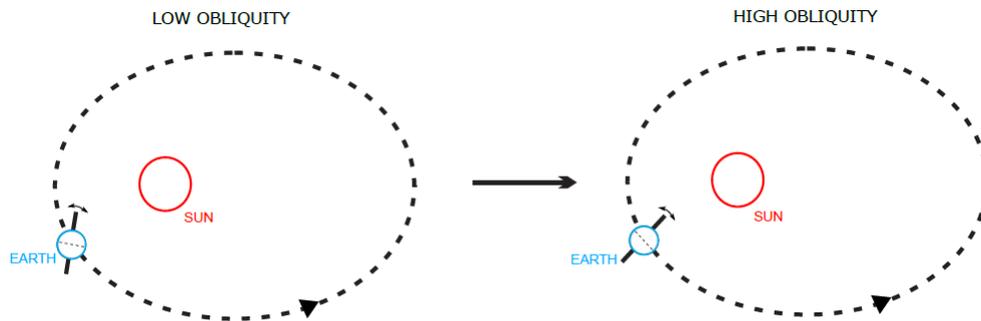
Os períodos encontrados para a excentricidade ocorrem por causa das interações entre os periélios das orbitas de Marte e da Terra $g_4 - g_3$ e de Vênus e Júpiter $g_2 - g_5$. Tais interações são as responsáveis pelos mecanismos que estabelecem as variações dos períodos de excentricidade de 100 k.a e 405 k.a, respectivamente (HINNOV, 2013).

Apesar do clima não apresentar mudanças anuais significativas em relação à excentricidade, sugere-se a existência de um efeito acumulativo, para escalas temporais maiores, influenciando as transições de fase (e.g., épocas glaciais e interglaciais). Comumente, a diferença entre o afélio e o periélio, em medidas anuais, são maiores quanto mais elíptica é a órbita da Terra, evidenciando que a principal contribuição da excentricidade nas variações climáticas é a modulação das amplitudes da precessão.

5.3.2 Obliquidade

A diferença angular entre o plano equatorial e o plano orbital da Terra é denominada como obliquidade do eixo rotacional, como na Figura 10.

Figura 10 – Representação de diferentes configurações de obliquidade



Representação de diferentes configurações de obliquidade. À esquerda, há o eixo de rotação da Terra com baixa obliquidade, ao mesmo tempo que à direita há um eixo de rotação com uma alta obliquidade. Modificado de (WEEDON, 2003).

Geralmente, a obliquidade é o parâmetro astronômico responsável por definir as latitudes dos sistemas tropicais e dos círculos polares, variando ao longo do tempo de 23° a 25°, na atualidade mede 23° 27' (LOUTRE, 2003).

A função trigonométrica geral apresenta um comportamento quase periódico que representa a obliquidade com relação ao tempo, e que é apresentada na equação abaixo:

$$\epsilon = \epsilon^* + \sum A_i \cos(\check{f}_i t + \check{\delta}_i) \quad (5.3)$$

onde:

ϵ^* = termo independente

A_i = amplitudes

\check{f}_i = frequências seculares

$\check{\delta}_i$ = fase fundamental

O eixo de rotação da Terra apresenta oscilações que ocorrem pelo efeito da interação lunar, gerando um equilíbrio entre dois fatores: atrito de maré; e a dissipação interna da Terra. Fatores estes que tendem a aumentar e diminuir a inclinação orbital, respectivamente (RODRIGUES, 2018). Os períodos principais anexados a obliquidade são 41, 39, 54 e 29 k.a em ordem decrescente de amplitude (HINNOV; HILGEN, 2012).

As consequências climáticas derivadas da obliquidade apresentam importantes efeitos sobre as estações ao longo do tempo geológico. A influência climática oriunda de uma obliquidade mais pronunciada resulta em uma maior diferença entre as estações de

cada hemisfério. Outro efeito da obliquidade é a desaceleração da rotação terrestre causada pelo torque da Lua ter a direção oposta à rotação, ocorrendo na protuberância equatorial, o que modifica a taxa de precessão (HINNOV, 2013).

5.3.3 Precessão

Dois fenômenos distintos são responsáveis por determinar a taxa de precessão. São eles: precessão dos equinócios ou precessão axial; e a precessão apsidal ou precessão orbital. Na precessão dos equinócios a posição do eixo rotacional do planeta Terra gira ao redor do plano orbital (KOSTADINOV; GILB, 2014), semelhante ao movimento de um pião, ocasionando um movimento no sentido horário dos solstícios e dos equinócios ao longo da órbita terrestre. Portanto na precessão orbital verifica-se uma rotação anti-horária do semieixo maior da órbita da Terra, acarretando a movimentação total do periélio.

Os resultados derivados de análises paleoclimáticas indicam os períodos de 24, 22 e 19 k.a. para precessão. A variação desses períodos com o tempo tem relação com a taxa de rotação da Terra – quanto maior essa taxa, menor é o período de precessão (HINNOV, 2013).

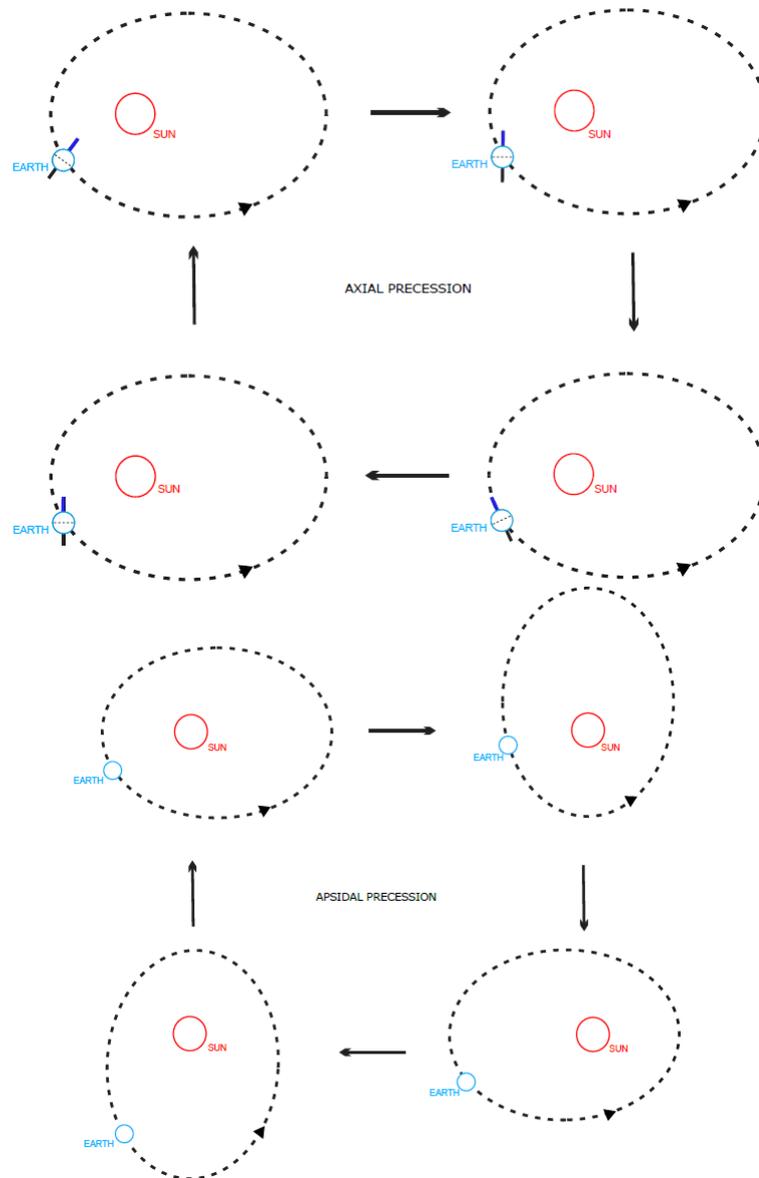
O efeito combinado dos dois fenômenos apresentados acima leva à chamada precessão climática, caracterizada pelo lento movimento horário entre as posições de equinócios e solstícios ao longo da órbita planetária e do periélio. Com a ocorrência destes eventos, as respostas climáticas ocorrem nas maiores latitudes; desta forma: verão e inverno amenos; verão curto e quente / inverno longo e frio; verão e inverno amenos; verão longo e quente / inverno curto e frio (WEEDON, 2003).

A ação dos equinócios é medida, em um intervalo temporal, pelo ângulo W . A Variação deste ângulo influencia na alternância do verão no periélio para cada hemisfério, fazendo com que a precessão determine a duração das estações (WEEDON, 2003).). A magnitude da precessão é modulada pela excentricidade em amplitude e frequência (HINNOV, 2000).

5.4 Ciclos em escala milenar

Registros quaternários glaciais, de alta resolução, e encontrados no Atlântico Norte, foram a base para diversos estudos (e.g., (HEINRICH, 1988; GROUSSET et al., 1993; DANSGAARD et al., 1993; BOND et al., 1992; HILLAIRE-MARCEL et al., 1994) com o objetivo de investigar eventos climáticos causados pelas interações sistemáticas entre a

Figura 11 – Representação de diferentes configurações da Precessão apsidal



Precessão Axial é observada através da rotação no sentido horário da direção de inclinação do eixo da Terra. Considerando a posição do segmento azul escuro. A Terra se move em sua órbita no sentido anti-horário em torno do Sol. Já a Precessão Apsidal é observada através da lenta rotação anti-horária do longo eixo da órbita da Terra. Modificado de (WEEDON, 2003).

atmosfera, a criosfera e o oceano, com uma escala de atuação de alguns milhares de anos (<10 k.a) (WEEDON, 2003). Com isto, dois eventos cíclicos merecem aqui destaque: os eventos de Heinrich (HE) e ciclos de Dansgaard – Oeschger (D-O).

5.4.1 Eventos de Heinrich

As observações de Harmut Heinrich de corpos formados por areias pertencentes a sucessões glaciais no nordeste do Atlântico foram atribuídas a sedimentações de morainas, oriundas de longos períodos de derretimentos em larga escala de geleiras, períodos estes foram nomeados de eventos de Heinrich (LABEYRIE; SKINNER; CORTIJO, 2013).

As durações médias das HEs são de aproximadamente 1000 anos, com intervalos de 3 a 8 k.a, sendo classificados de H-0 até H-11 e estimados para o Pleistoceno (WEEDON, 2003; OLIVER, 2005). Broecker (1994) foi pioneiro ao relacionar os HEs com o grande número de depósitos de debris lançados por icebergs e ao grande aporte de água doce no Atlântico Norte e que apontaram para esta periodicidade, e que teria causado a interrupção da circulação termohalina do Oceano Atlântico (LABEYRIE; SKINNER; CORTIJO, 2013).

5.4.2 Ciclos Dansgaard – Oeschger

Os ciclos D-O foram assim nomeados em homenagem a Willy Dansgaard e Hans Oeschger, geoquímicos pioneiros nos estudos a partir de núcleos de gelo da Groenlândia, e que descreveram diversas sucessões de interestaduais e estadiais – episódios quentes e frios, respectivamente, com base em séries de dados de isótopos de oxigênio (GORNITZ, 2008). Tais ciclos ocorrem em um intervalo próxima a 1,5 k.a (HINNOV; HILGEN, 2012).

As mudanças na temperatura do ar durante esses ciclos são da escala de 10°C (LOHMANN; DITLEVSEN, 2018). Tais variações ainda não têm sua gênese totalmente aceita; porém, o “gatilho” mais aceito seriam as instabilidades registradas na AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation), que assume um comportamento forte durante um interestadial e é enfraquecido no estadal, pelo fato da AMOC, ao se deslocar para o Sul, ser mais fria, e o fluxo superficial que vai para Norte possuir temperaturas mais altas. Esta dinâmica oceanográfica está correlacionada com o transporte oceânico de calor e sal (PARKER; SCHMIDT; CHANG, 2015). A estabilidade da AMOC e as oscilações dos D-Os também estão relacionadas ao clima do hemisfério Sul, por meio da influência dos processos do Oceano Antártico no AMOC (e.g., taxa de ressurgência das águas profundas do Atlântico Norte) (SCHMITTNER; SAENKO; WEAVER, 2003).

5.4.2.1 Hipótese do Oscilador de Sal

O fenômeno natural que correlaciona os dois eventos anteriormente citados, HEs e D-O, é o chamado *oscilador de sal*. Esta hipótese é uma gangorra bipolar térmica, que

regula a relação oposta do comportamento da temperatura e da salinidade dos Hemisférios Norte e Sul, durante os ciclos de D-O (BROECKER et al., 1990) e os eventos de Heinrich (WEEDON, 2003). O aporte de um grande volume de água doce no Oceano Ártico diminui a densidade da água superficial, tornando mais difícil a subsidência da mesma, e evitando a formação de águas profundas do Atlântico Norte (WEEDON, 2003).

Os ciclos de Dansgaard – Oeschger e de Heinrich não se restringem somente ao Atlântico Norte, sendo encontrados por diversos estudos paleoclimáticos em registros ao redor de todo o mundo (e.g., em estudos oceanográficos profundos e superficiais, estudos continentais e em camadas de gelo em ambos os hemisférios) (LABEYRIE; SKINNER; CORTIJO, 2013).

5.4.3 Ciclos Hallstatt (Heliomagnéticos)

Baseados em reconstruções de ^{14}C e ^{10}Be e registros das atividades solares Beer (2000) discutiram sobre a ocorrência de diversos outros ciclos solares, além do ciclo de Schwabe (~ 11), e que operam em diferentes escalas de tempo. São eles: o ciclo de Hale (~ 22 anos); ciclo de Gleissberg (80-120 anos); ciclo de Sueses (ou também conhecido como ciclo De Vries) com a frequência de 208 anos; ciclos de Eddy de 1,0 k.a e os ciclos de Hallstatt de $\sim 2,4$ k.a. (SILVA et al., 2018). Aqui, discutiremos sobre os processos periódicos em escala milenar que são de interesse neste trabalho.

Os ciclos de Hallstatt têm sua origem normalmente relacionada a um evento heliomagnético, sendo o responsável por modular o ciclo de Schwabe (DAMON; JIRIKOWIC, 1992). Evento esse gerado pela ressonância estável de Júpiter, Saturno, Urano e Netuno, e devido às suas enormes massas influenciam o campo magnético e gravitacional de todo o Sistema Solar. E acabam por influenciar na quantidade de raios cósmicos e poeira que chegam à Terra (SCAFETTA et al., 2016). Há registros das mais diversas idades geológicas que reforçam o período dos ciclos Hallstat como $\sim 2,4$ k.a (e.g., para o Plioceno, Mioceno, Eoceno, Permiano e Devoniano) (SILVA et al., 2018).

6 Procedimentos e Métodos

Neste capítulo serão abordados os procedimentos de aquisição dos dados magnetoestratigráficos e de espessura litológica e os métodos utilizados em análises cicloestratigráficas, que são: a análise espectral; a calibração astronômica; e análise harmônica evolucionária; compreendendo todo o fluxograma de trabalho utilizado para indicar ciclos climáticos e/ou eustático associados as variações dos parâmetros geofísicos.

6.1 Sobre as séries de dados magnetoestratigráficos

6.1.1 Técnicas de Amostragem

As amostras bases para a medição dos dados utilizados neste trabalho foram coletadas na pedreira localizada no Parque do Varvito, Itu (SP), e que foram extraídas em forma de blocos, contendo em cada bloco um par litológico (camadas claras e escuras – arenito/siltito – siltito/argilito).

Esse processo de coleta foi dividido em duas fases: a extração realizada na década de 1970; e a reamostragem feita por Franco (2007). A curatela das amostras da primeira fase encontra-se na litoteca do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciência Atmosféricas da USP (IAG-USP).

6.1.2 Equipamentos e aquisição dos dados magnetoestratigráficos

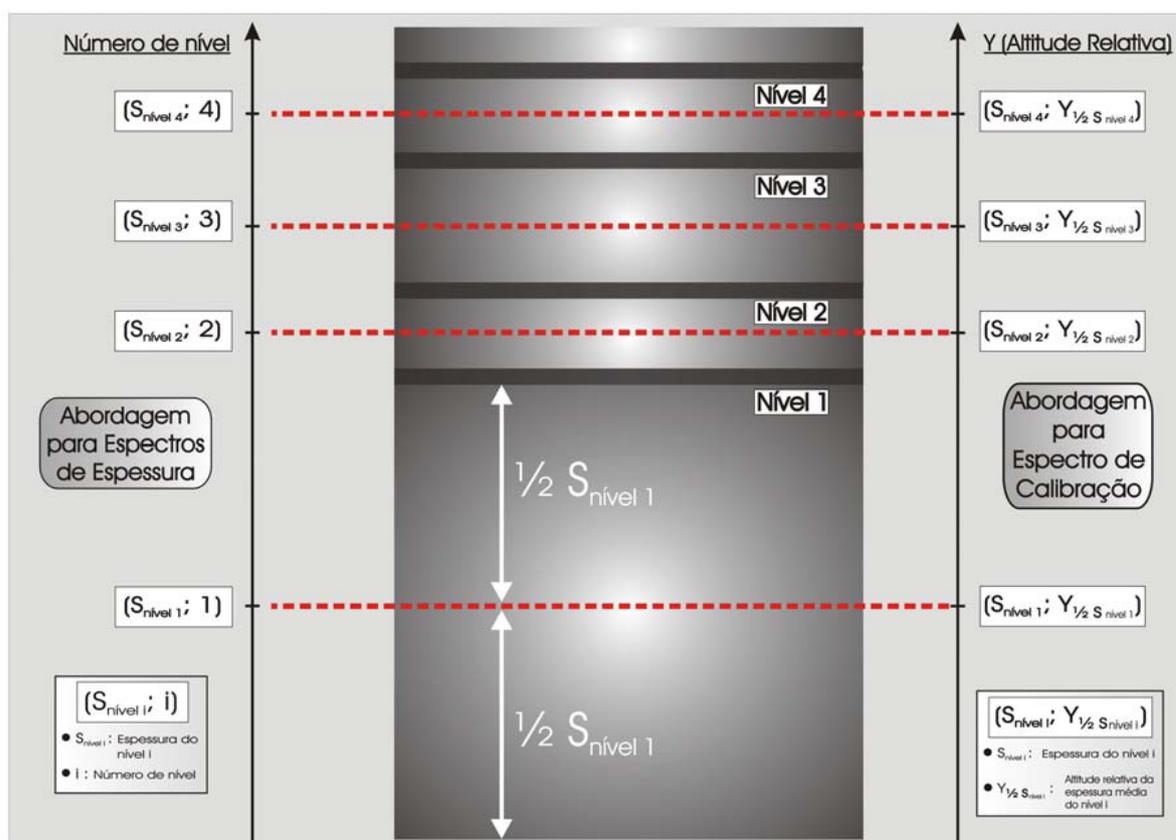
e a ASM foram efetuadas através do equipamento Minisep (MolspinLtd., UK), pertencente ao Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP. Tal equipamento atuava com campos magnéticos baixos e com indução alternada (aproximadamente 10 KHz, com um campo de 7×10^{-4} T), como descrito anteriormente. Foram medidas, em média, quatro amostras para cada subnível, formando um total de 85 níveis e 660 amostras para a coleção de Itu (FRANCO, 2007). Para a determinação do K1 a partir da susceptibilidade volumétrica, foi empregado um software desenvolvido por Lienert (1991), baseado nas técnicas de Monte Carlo (FRANCO, 2007).

6.1.3 Abordagens acerca da série de espessuras: Método metronômico

Com o intuito de melhorar a análise sobre a hipótese de anuidade da sedimentação de cada nível dos ritmos estudados, foram adotadas as medidas de espessura, além das mediadas magnetoestratigráficas. Estes dados foram abordados utilizando-se uma metodologia denominada método metronômico, de maneira similar ao aplicado por [Franco e Hinnov \(2013\)](#).

Nesta abordagem as medidas de espessura estão associadas a ordem na qual a amostra se localiza na estratigrafia (e.g., nível 1, 2, 3 ...), tornando assim possível aumentar a resolução espacial e temporal, dos dados [Figura 12](#).

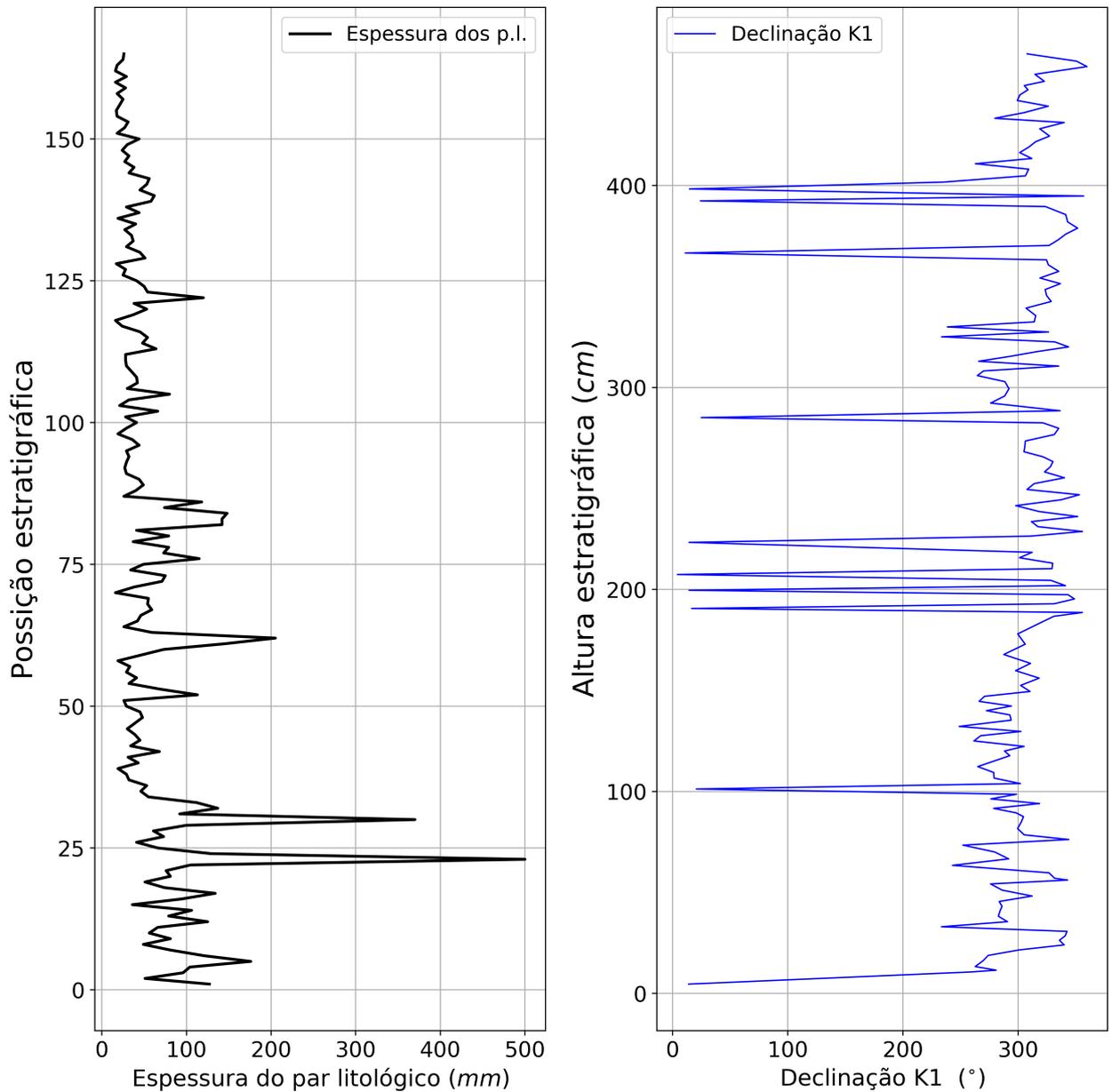
Figura 12 – Representação esquemática dos tipos de séries dos dados de espessura



Representação esquemática dos tipos de séries dos dados de espessura. A esquerda encontra-se a abordagem por níveis. Modificado de [Franco \(2007\)](#).

A seguir apresenta-se nas [Figura 13](#) e [Figura 14](#) os dos dados magnetoestratigráficos e de espessura utilizados neste trabalho.

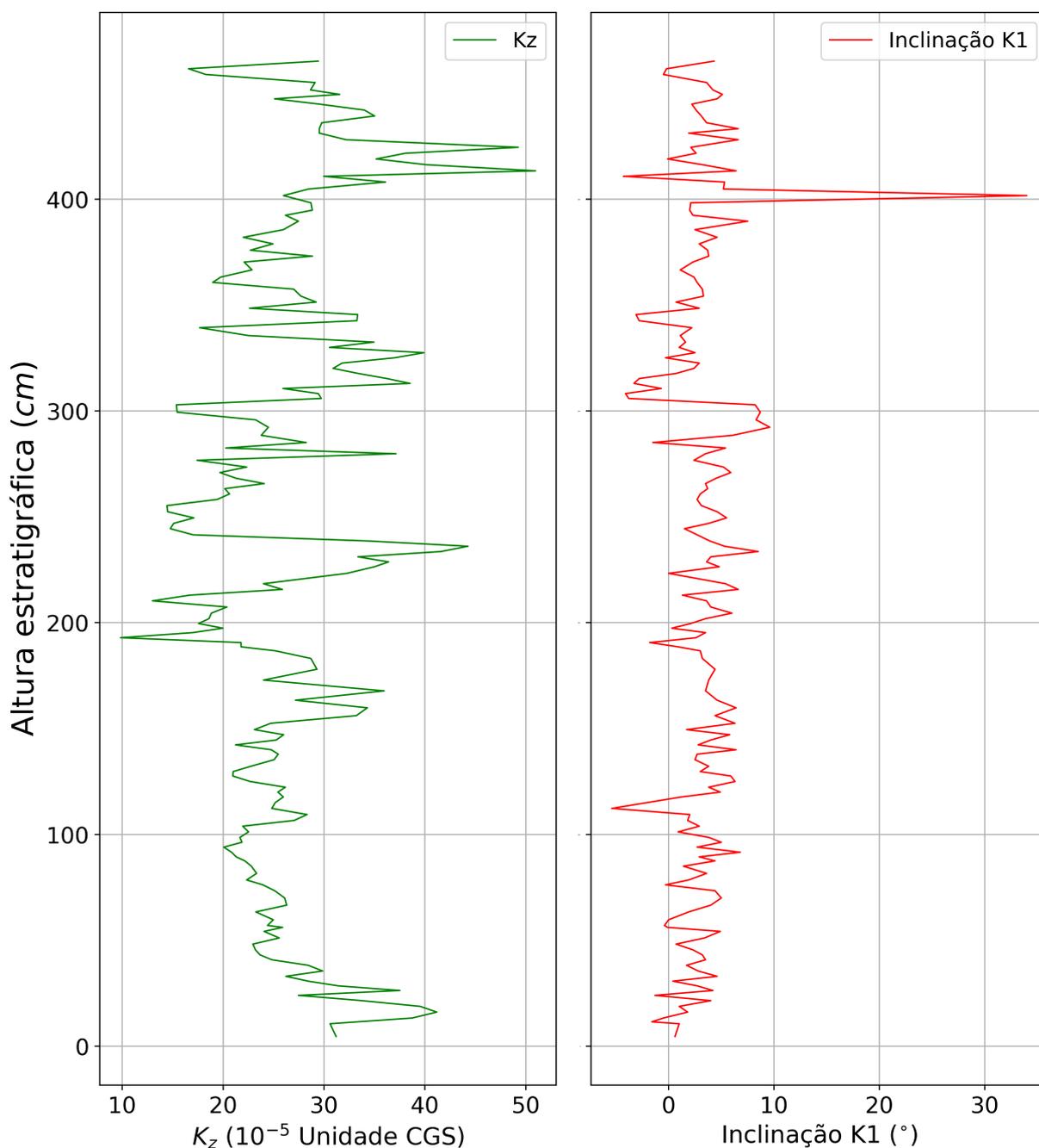
Figura 13 – Série de dados: Espessura e Declinação de K1



Série de dados de espessura de pares litológicos, em abordagem metronômica (esquerda) e de declinação do eixo máximo do tensor anisotropia de susceptibilidade magnética (K1), referente à pedra presente em Itu (SP).

6.2 Análise de sinais cicloestratigráficos

A abordagem dada à série temporal de dados de proxies paleoclimáticos pode variar de diversas formas, sendo a preocupação inicial, no estudo cicloestratigráfico, a escolha

Figura 14 – Série de dados: Susceptibilidade magnética (K_z) e Inclinação de K1

Séries de dados magnetoestratigráficas - dados de susceptibilidade magnética (à esquerda, em verde), e de inclinação do eixo máximo do tensor anisotropia de susceptibilidade magnética (K1) (à direita, em azul).

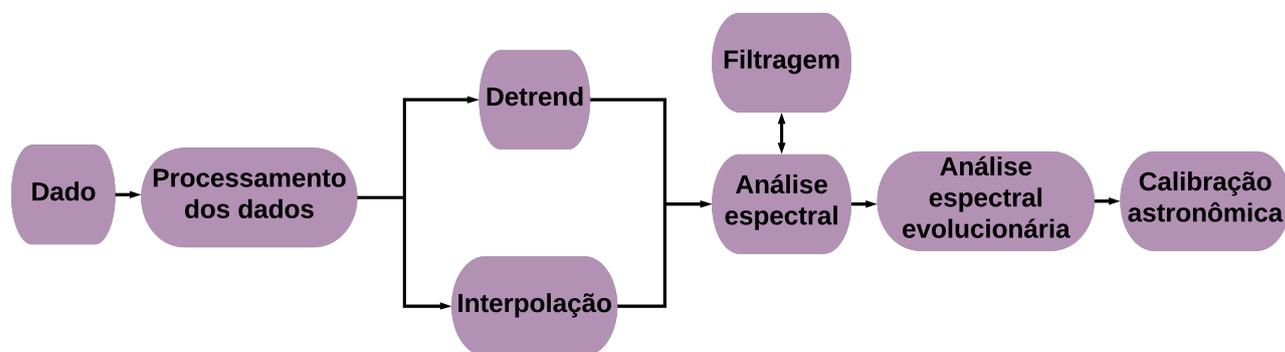
de qual será o domínio que mais auxilia na análise dos dados estudados. Estes domínios são: do tempo e do espaço. A escolha do domínio dos proxies pode influenciar de forma substancial nos resultados (WEEDON, 2003), como já discutido anteriormente o domínio dos dados que compreende as duas coleções abordadas nesta monografia.

Nesta seção, iremos abordar toda a metodologia na qual foram submetidos os dados magnetoestratigráficos e de espessura, sendo as etapas: o Processamento dos dados; a Análise espectral; a Análise harmônica evolutiva e, por último, a Calibração astronômica. As três primeiras etapas foram aplicadas utilizando o software *Acycle 2.0* (LI; HINNOV; KUMP, 2019) – uma das mais recentes suítes de ferramentas computacionais de emprego na cicloestratigrafia.

6.2.1 Pré-processamento das séries temporais

As séries temporais, em sua grande maioria, precisam de um pré-processamento anterior à análise espectral, com o objetivo de facilitar a interpretação do espectro e/ou de diminuir os artefatos matemáticos, fato comum em análises espectrais (WEEDON, 2003). O processamento utilizado neste trabalho está ilustrado no fluxograma contido na Figura 15.

Figura 15 – Série de dados: Susceptibilidade magnética (K_Z) e Inclinação de K1



Fluxograma da metodologia aplicada. As etapas são: (1) o input dos dados; (2) o processamento do dado, incluindo a interpolação e o detrend do dado; (3) análise espectral; (4) Filtragem dos dados; (5) análise espectral evolucionária; (6) a calibração astronômica.

6.2.1.1 Interpolação

A interpolação é utilizada como solução de uma problemática frequentemente encontrada nos estudos de séries temporais – quando as amostragens dos dados se apresentam como desigualmente espaçadas, no domínio do tempo ou da estratigrafia. As séries que apresentam esta característica têm o estudo do seu domínio de frequência atrelado à análise de periodogramas, dentre os quais se destaca a transformada de Fourier de Lomb

– Scargle (LSTF) (LOMB, 1976; SCARGLE, 1982; SCHULZ; STATTEGGER, 1997). A reamostragem em um espaçamento uniforme permite a aplicação de diferentes métodos (e.g., MTM) desenvolvidos para séries igualmente espaçadas. No entanto, a interpolação pode trazer ruídos ou artefatos matemáticos ao espectro de potência; diante disso, deve-se usar o espaçamento médio ou mediano entre as amostras originais, como novo intervalo entre os dados (KODAMA, 2014).

Assim sendo, foram realizadas etapas de interpolação nas séries de dados referentes à sucessão de Itu (SP). Os resultados da interpolação implicaram em séries igualmente espaçadas em 2,7 cm, com exceção dos dados de espessuras (com espaçamento regular de 1 par litológico (p.l.)).

6.2.1.2 Remoção de tendência

Os espectros de amplitude demonstram a distribuição média de energia, em função da frequência, no intervalo representado pela série temporal completa. A construção matemática de um espectro de amplitude considera a série temporal como imutável ou estacionária, com isso diversas fontes de erros estão associadas aos dados, tornando-se difícil manter a componente estacionária do dado. Partindo dessas premissas, todas as séries temporais cicloestratigráficas são consideradas não estacionárias (WEEDON, 2003).

A presença de alguma tendência nos valores médios contidos nos dados, prova a sua condição não estacionária. Contudo, tal tendência deve ser removida, pois a sua retirada causa uma grande melhora na transformada de Fourier da série (e.g., tendências seculares de alta amplitude e irregulares, tornando a variabilidade dos dados preferencialmente acima ou abaixo do valor médio geral (KODAMA, 2014)). A existência de uma tendência observada nos dados de Itu, foi retirada pela aplicação do detrend linear na série.

6.2.2 Análise espectral: método multi-taper

Baseado no fato de que os períodos focos deste trabalho representam eventos naturais cíclicos e quase periódicos, registrados na estratigrafia, com o objetivo de avaliar tais processos é utilizada a análise espectral, centrado em sua maioria na transformada de Fourier e suas aplicações (KODAMA, 2014).

A evolução das análises espectrais foram impulsionadas pelo objetivo de aumentar a estabilidade estatística das respostas, minimizar o viés (pelo fato das técnicas de janela-

mento único darem preferência a parte central da série) e manter uma alta resolução em frequência (KODAMA, 2014).

E como resultante dessas necessidades, Thomson (1982) desenvolveu o conceito de múltiplos janelamentos, utilizando-se das famílias de funções “Discrete Prolate Spheroidal Sequences” (DPPS) (SLEPIAN, 1978), atuando de forma independente em cada janela. Posteriormente, é aplicada a transformada de Fourier, formando um espectro que o seu cálculo é construído com base na média dos espectros de cada janela, produzindo um espectro final para a série em sua totalidade, alcançando uma alta estabilidade estatística (WEEDON, 2003; KODAMA, 2014).

A equação responsável pelo cálculo do conteúdo espectral das séries temporais, a partir do processo MTM é expressa por

$$\hat{S}(e^{-iw}) = \frac{1}{J} \sum_{j=0}^{J-1} \hat{S}_j(e^{iw}) \quad (6.1)$$

cada S_j , é chamado de auto-espectro, sendo uma estimativa estocástica do espectro, obtida da seguinte forma

$$\hat{S}_j(e^{iw}) = \left| \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} u_j[n] x[n] e^{-iwn} \right|^2 \quad (6.2)$$

em que $u[n]$ é uma janela aplicada ao sinal $x[n]$.

6.2.3 Filtragem

O método de filtragem é eficaz e muito utilizado na cicloestratigrafia e em diversas outras áreas das geociências, manipulando a série temporal com o intuito de obter alterações no domínio de frequências dos dados (WEEDON, 2003). Estes dados são submetidos a um processo do qual, na primeira etapa, a transformada de Fourier é extraída da série, na segunda etapa o conteúdo em frequência obtido é multiplicado pelo filtro e na terceira etapa é aplicada a transformada de Fourier inversa para que os dados retornem ao domínio do tempo (KODAMA, 2014).

Os filtros devem ser contínuos e deriváveis, e tais características quando atendidas, são capazes de evitar a criação de artefatos nos dados, após a volta da série para o domínio do tempo. Outra característica é o filtro resultar em um output que não contenha um atraso (filtros de fase zero).

O objetivo do procedimento de filtragem é retirar das séries as frequências indesejadas. Partindo desta premissa os métodos mais comuns para obter o conteúdo de frequência

desejado são os filtros: passa-alta, passa-baixa e passa-banda. O primeiro, é responsável por retirar todas as baixas frequências, a partir de um valor determinado; o segundo filtro tem a sua mecânica atrelada a excluir todas frequências maiores que um valor selecionado; já o passa-banda rejeita todo o conteúdo que não está contido em uma faixa de frequência selecionada.

A aplicação do processo de filtragem neste trabalho tem como objetivo conseguir as baixas frequências desejadas para uma calibração astronômica mais acurada, com isso foi empregado o filtro passa-baixa Butter ([BUTTERWORTH et al., 1930](#)) nos dados de inclinação de K1. Este filtro contém duas formas de ser empregado, a primeira contendo senos e a outra baseada em funções tangentes ([GÓMEZ, 2001](#)). A equação que implementa o filtro Buttertwo-sided é definida por

$$G(x) = \frac{1}{1 + \left(\frac{\sin(x/2)}{\sin(x_c/2)}\right)^{2d}} \quad (6.3)$$

6.2.4 Análise espaço-frequência: espectro evolucionário

Processos naturais apresentam variações ao longo do tempo, destacando as séries paleoclimáticas e cicloestratigráficas. Esta oscilação é intrínseca à maioria dos dados geofísicos, não só no domínio do tempo como também no domínio do espaço (profundidade), acarretando distorções no espectro de potência ([WEEDON, 2003](#); [KODAMA, 2014](#)).

É importante observar que os espectros de potência apresentam a densidade média da variação da amplitude pela frequência para toda a série. Este modo de visualização do conteúdo de frequência pode conter erros, pelo fato de considerar os dados como parâmetros estacionários, desconsiderando a variação presente em todos os sistemas naturais ([WEEDON, 2003](#)).

Séries temporais, que apresentam o comprimento maior que o período de foco do trabalho, possibilitam a geração de espectros oriundos de segmentos (janelas) da mesma, segmentos estes com a largura satisfatória para que todas as frequências de interesse sejam incluídas, este processo é conhecido como análise espectral evolucionária. O tamanho da janela é um parâmetro fundamental para tal processo, sendo um forte fator de qualidade. Sobre a condição da janela ser muito longa, as frequências altas serão excessivamente suavizadas, no caso em que janela menor, as frequências baixas não serão detectadas adequadamente ([KODAMA, 2014](#)).

Embora a análise espectral evolucionária seja descrita pelo emprego de janelas aos

dados, consecutivas ou sobrepostas, a não ocorrência desta sobreposição pode ocasionar uma análise independente das frequências incluídas pela janela, não explorando todas as frequências contidas nos dados. Entretanto, os espectros são baseados na existência das sobreposições, que possibilitam a avaliação das mudanças graduais nas distribuições das amplitudes em determinadas frequências ao longo da série temporal (WEEDON, 2003).

Neste trabalho foi realizada a análise espectral evolucionária através da transformada rápida de Fourier (FFT), utilizando-se de janelas com comprimentos maiores do que o período foco, de acordo com o recomendado por Weedon (2003).

6.2.5 Calibração astronômica

Durante o século XIX, geólogos reconheceram o potencial das sessões sedimentares registrarem ciclos astronômicos e a atribuição de uma escala temporal, esse processo é chamado de calibração astronômica (MILANKOVITCH, 1941). A calibração astronômica pode ser subjetiva e tornar as interpretações vulneráveis a erros, portanto, estas técnicas estão passando por um grande desenvolvimento baseados na estatística, com o objetivo de redução dos erros.

O domínio da frequência é de vital importância para as análises espectrais, tornando a sua variação um ótimo objeto de estudo. As dinâmicas que envolvem os parâmetros orbitais respeitam uma proporcionalidade no domínio da frequência, sendo também uma proporcionalidade válida para o domínio do tempo (FRANCO, 2007).

Os períodos de excentricidade longa e curta (400 k.a e 100 k.a) mantiveram a estabilidade ao longo do tempo. Diferentemente de outros ciclos orbitais (obliquidade longa, obliquidade curta, precessão longa e precessão curta) que variaram com o tempo. Berger, Loutre e Laskar (1992) estimaram os períodos de obliquidade e precessão, para os últimos 500 Ma.

Com base neste trabalho, foi projetada a função *bergerPeriods* contida no pacote *Astrochron* do *Rstudio* (MEYERS, 2014), função esta usada para calcular os parâmetros orbitais a serem utilizados na calibração astronômica. Esta etapa foi realizada utilizando-se os períodos orbitais para 300 Ma, no limite entre a base do Asseliano e o topo do Gzheliano [Tabela 2](#).

A calibração astronômica é efetuada quando se obtém o período de um pico es-

Tabela 2 – Valores utilizados na calibração astronômica.

Idade (Ma)	Período (k.a)			
	O_L	O_C	P_C	P_L
300,0	42,9	34,2	20,7	17,4

Valores estimado da duração dos períodos, à 300 milhões de anos, da precessão curta (P_C), precessão longa (P_L), obliquidade curta (O_C) e obliquidade longa (O_L).

pectral, no domínio do espaço ou tempo, e o mesmo é associado a uma frequência de Milankovitch (e.g., excentricidade longa, excentricidade curta, obliquidade longa, obliquidade curta, precessão longa e precessão curta), relacionada ao tempo geológico estudado. Com esta relação estabelecida, cálculos são realizados com a finalidade de inferir as outras frequências de Milankovitch, utilizando-se da regra de três, para que seja respeita a proporcionalidade esperada para o período.

7 Resultados

Neste capítulo serão expostos os resultados referentes às análises dos dados, magnetoestratigráficos e de espessura dos pares litológico, pertencentes ao ritmito localizado em Itu (SP). Tais processos foram executados com o objetivo de averiguar a hipótese de anuidade na sedimentação dos "p.l." dos ritmitos que constituem parte do Grupo Itararé, na Bacia do Paraná, assim como estudar a variação dos sinais orbitais e milenares ao longo da estratigrafia.

7.1 Análise Espectral e Análise Harmônica Evolutiva

7.1.1 Espessura dos níveis pela abordagem metronômica

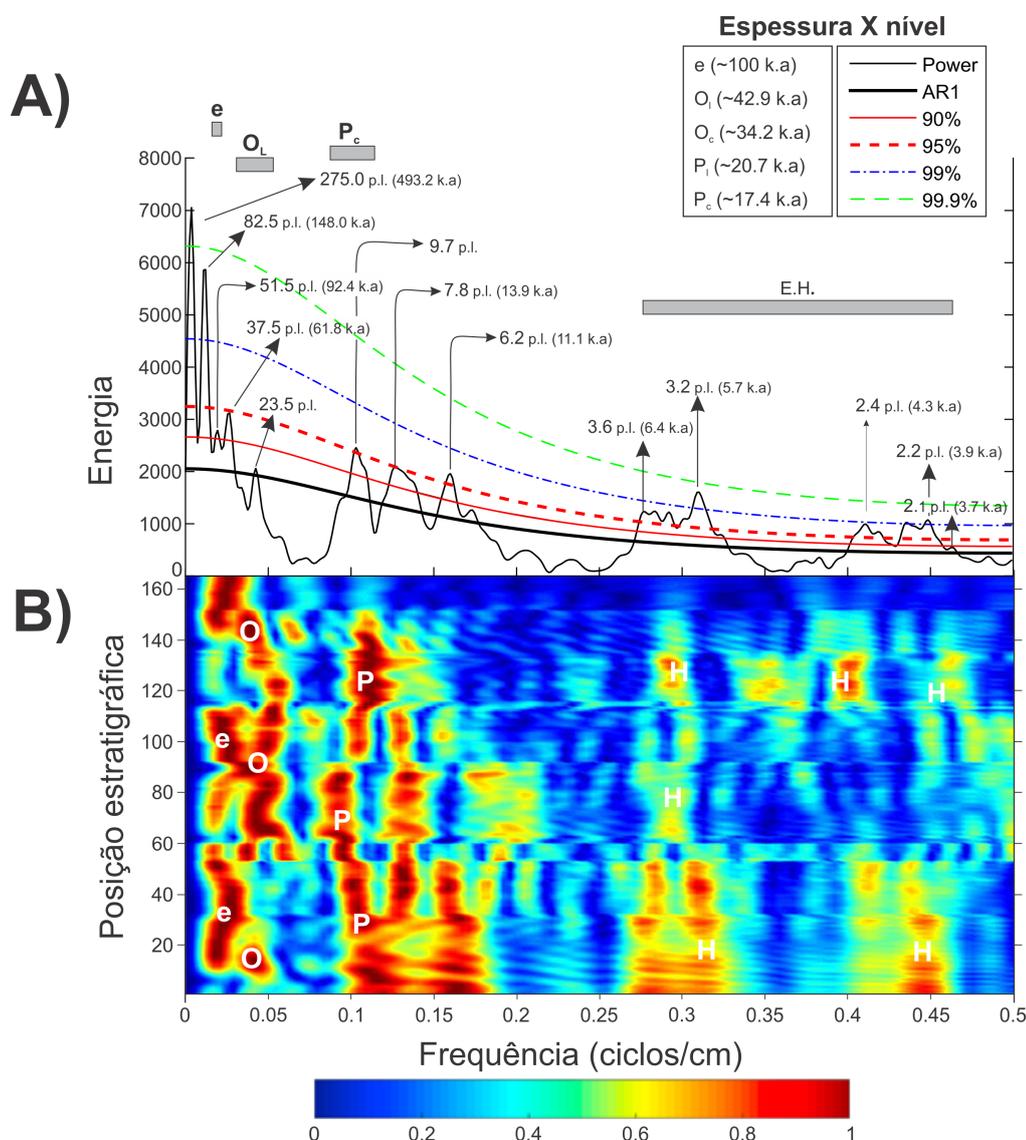
O espectro de amplitude dos dados de espessura dos níveis, esta exposto na [Figura 16](#), esses dados foram analisados a partir de uma medida espacial arbitrária p.l., assim como [Franco \(2007\)](#), [Franco e Hinnov \(2013\)](#) que utilizou-se da mesma premissa, com a finalidade de manter como incógnita a periodicidade correlacionada a sedimentação dos níveis. Dessa forma, destoa-se da abordagem empregada por outros autores (e.g., [Ernesto e Pacca \(1981\)](#)), que consideraram o valor de p.l.= 1 ano).

A calibração astronômica aplicada neste espectro utilizou-se do pico de 9,7 p.l. como correspondente a precessão curta (17,4 k.a). A partir deste pico, foram calculadas as razões de proporções para os demais períodos de Milankovitch: a Excentricidade curta (100 k.a) está vinculada ao 82,5 p.l. (148,0 k.a); 23,5 p.l. equivale a Obliquidade longa (42,9 k.a).

A presença dos ciclos milenares estão associadas aos períodos 3,6 p.l. (6,4 k.a), 3,2 p.l. (5,7 k.a), 2,4 p.l. (2,9K.a), 2,2 p.l. (3,9 k.a) e 2,1 p.l. (3,7 k.a) a banda de frequências dos Eventos Heinrich compreendidos de (8 – 3 k.a).

A análise harmônica evolutiva aplicada neste dados contém a janela igual a 60 cm, [Figura 16](#). O conteúdo de frequência exhibe persistentes e altas amplitudes, ao longo da estratigrafia, nas frequências relacionadas aos sinais orbitais encontrados neste espectro (excentricidade longa e curta, obliquidade curta e precessão curta), embora este comportamento não se repita para as bandas dos Eventos Heinrich. As trilhas que representam a banda de frequências E.H. apresentam sinuosidades que evidenciam variações nas taxas de sedimentações, conseqüentemente, o período deste evento climático.

Figura 16 – Análise espectral e harmônica evolutiva dos dados de espessura dos pares litológicos



Análise espectral das séries cicloestratigráficas. a) Análise espectral (2π espectro de amplitude multitaper), os níveis de confiança presentes são AR1 (em preto), 90% (em vermelho), 95% (em vermelho, pontilhado), 99% (em azul, pontilhado). Os picos espectrais estão convertidos para período como p.l. (unidade arbitrária, representando os pares litológicos) e seus respectivos valores no domínio do tempo em k.a; b) Análise harmônica evolutiva (FFT) com janela igual a 60 cm, o espectrograma apresenta a amplitude normalizada; As legendas e, O_L , P_C e E.H. representam o intervalo de frequência associados aos ciclos de excentricidade curta, obliquidade longa, precessão curta e Heinrich, respectivamente.

7.1.2 Dados magnetoestratigráficos não direcionais

A calibração [Figura 17](#) astronômica para os dados de K_z tomou como base o pico 100,3 cm como Precessão longa (20,7 k.a.), a partir disso, igualmente a análise anterior, foram calculadas as proporções correspondentes aos demais períodos de Milankovitch,

são elas: 128,3 cm relacionado a obliquidade curta (34,2 k.a), apesar da sua amplitude e confiança baixa; e o pico de 79,6 cm corresponde a precessão curta (17,4 k.a). Nesse mesmo espectro, as frequências dos ciclos milenares, muitas vezes classificados como ciclos submilankovitch, estão presentes nas bandas de frequência: E.H – Evento Heinrich (8 – 3 k.a), formadas pelos picos de 28,5 cm (5,8 k.a), 25,4 cm (5,2 k.a), 16,1 cm (3,3 k.a) e 13,7 cm (2,8 k.a); E.He. – Ciclo Heliomagnético (2,4 k.a), constituído pelo período 11,3 cm (2,3 k.a); e o D-O - Ciclo Dansgaard – Oeschger (1,5 k.a), formado pelos picos espectrais 9,8 cm (2,0 k.a), 9,0 cm (1,8 k.a), 6,4 cm (1,3 k.a) e 5,6 (1,1 k.a).

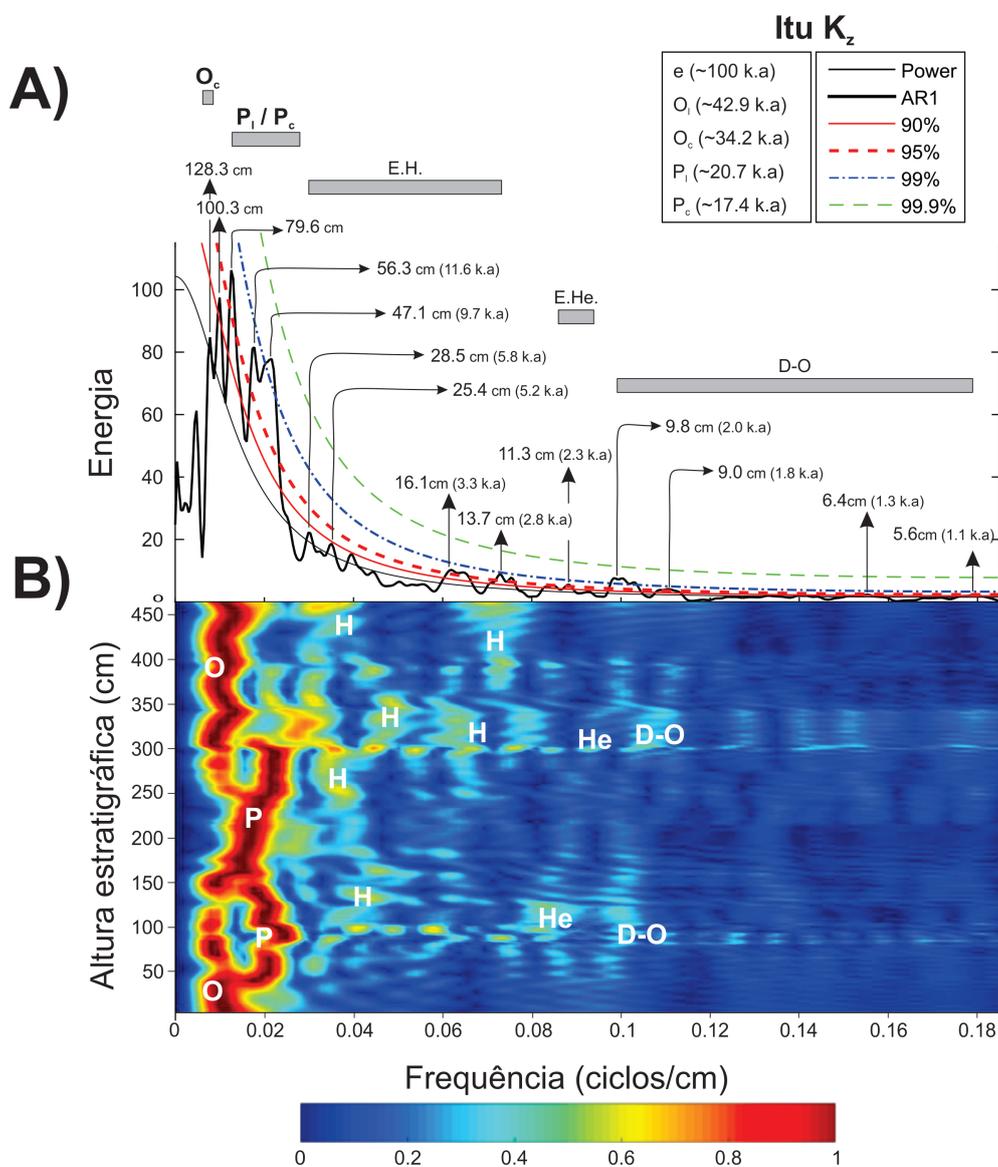
Ao mesmo tempo que o processo de análise harmônica evolutiva de K_z Figura 17, apresenta o parâmetro de janela com 130 cm, os sinais orbitais encontrados de obliquidade curta e precessão longa e curta estão bem próximos, e mesmo com este detalhe, pode ser analisada a continuidade dos dois sinais por quase toda a estratigrafia. Uma conduta diferente da apresentada pelos sinais dos ciclos milenares (faixas de frequências E.H., E.He. e D-O). Devido a menor amplitude em comparação com os sinais astronômicos, os sinais milenares apresentam diversas continuidades nos trajetos que caracterizam a variação de tais eventos, salvo a banda de frequências E.He., que apresenta um visível caminho no qual pode-se indicar uma oscilação no período do evento fenômeno.

7.1.3 Dados magnetoestratigráficos direcionais

A seguir, apresenta-se a Figura 18 na qual é exibida a análise espectral e a análise harmônica evolucionária dos dados de inclinação do tensor máximo da anisotropia de susceptibilidade magnética. Tais processos tem como base a calibração astronômica Figura 18 realizada nesta série, tomando como base, para os cálculos das demais proporções dos ciclos de Milankovitch, o pico 109, 9 cm como precessão longa. Os outros picos espectrais relacionados com os ciclos orbitais são: 153,9 cm como obliquidade curta (34,2 k.a); e 60,7 cm como precessão curta (17,4 k.a). Os ciclos milenares indicados são: E.H – Evento Heinrich (8 – 3 k.a), formados pelos períodos 36,1 cm (6,8 k.a), 30,7 cm (5,7 k.a), 25,6 cm (4,8 k.a), 17,3 (3,2 k.a) e 16,6 cm (3,1 k.a); E.He. – Ciclo Heliomagnético (2,4 k.a), composta pelo picos de 13,4 cm (2,5 k.a) e 12,8 cm (2,4 k.a); e o D-O - Ciclo Dansgaard – Oeschger (1,5 k.a), constituído pelos períodos 10,6 cm (1,9 k.a), 9,1 cm (1,7 k.a) , 8,4 cm (1,5 k.a) e 6,5 cm (1,2 k.a).

A análise harmônica evolutiva da inclinação de K1 Figura 18, possui o janelamento de 155 cm, esta mesma análise apresenta as faixas de frequência atreladas a obliquidade, a precessão e a ocorrência de uma continuidade na frequência de obliquidade. Caso este, que não se repete para a precessão, que apesar de ter altas amplitudes atreladas a sua

Figura 17 – Análise espectral e harmônica evolutiva dos dados de susceptibilidade magnética K_z



Análise espectral das séries cicloestratigráficas. a) Análise espectral (2π espectro de amplitude multitaper), os níveis de confiança presentes são AR1 (em preto), 90% (em vermelho), 95% (em vermelho, pontilhado), 99% (em azul, pontilhado). Os picos espectrais estão convertidos para período como cm e seus respectivos valores no domínio do tempo em k.a; b) Análise harmônica evolutiva (FFT) com janela igual a 130 cm, o espectrograma apresenta a amplitude normalizada; As legendas O_C , P_L , P_C , E.H., E.He. e D-O representam o intervalo de frequência associados aos ciclos de obliquidade curta, precessão longa e curta, Heinrich, heliomagnético e Dansgaard – Oeschger, respectivamente.

frequência, demonstra uma variação relevantes nos seus períodos, principalmente, nas alturas estratigráficas de 100 cm e 300 cm. Diferentemente das análises anteriores, os sinais indicados como os ciclos milenares E.H. e o D-O detêm um comportamento sinuoso

porém persistente, assinalando uma variação nos períodos nos quais ocorreram os eventos climáticos. Na faixa de frequência E.He., destaca-se a ocorrência de uma queda significativa ou a não existência do sinal, no intervalo de 200 cm a 300 cm.

Os resultados para calibração astronômica, [Figura 19](#), para os dados de declinação de K1, estão fundamentados no pico 79,6 cm indicado como precessão curta (17,4 k.a), com isso os resultados para os demais ciclos, orbitais e milenares são: 128,3 cm de obliquidade curta (34,2 k.a); 109,9 cm de precessão longa; E.H – Evento Heinrich (3 - 8 k.a), compostos pelos picos 36,1 cm (7,8 k.a), 32,5 cm (7,0 k.a), 29,9 cm (k.a), 16,3 cm (3,5 k.a) e 15,1 cm (3,3 k.a); E.He. – Ciclo Heliomagnético (2,4 k.a), formado pelo período 10,6 cm (2,4 k.a); e o D-O - Ciclo Dansgaard – Oeschger (1,5 k.a), apresenta os períodos 8,6 cm (1,9 k.a), 8,2 cm (1,8 k.a), 7,8 (1,7 k.a) e 7,5 (1,6 k.a).

Na [Figura 19](#) é apresentada a análise harmônica evolutiva da declinação de K1. A janela utilizada para tal processo é de 130 cm. A resultante desta análise exhibe as frequências correspondentes a obliquidade e a precessão que encontram-se sobrepostas e os sinais dos ciclos milenares E.He. e D-O detêm um comportamento contínuo, no intervalo de 100 – 350 cm. Diferentemente das frequências associadas aos ciclos Heinrich que apresentam descontinuidades significativas, no período de 32,5 cm (7,0 k.a) no trecho de 200 – 300 cm e no período de 16,3 cm (3,5 k.a) nas alturas estratigráficas de 350 – 450 cm.

7.2 Estimativas das taxas médias de sedimentação

Com base nos resultados obtidos, no subcapítulo anterior, torna-se possível, a conversão dos picos relacionados aos ciclos de Milankovitch para o domínio do tempo, e posteriormente, inferir a taxa de sedimentação média para o afloramento de Itu (SP). Para esse fim foi adotado o seguinte procedimento: para cada parâmetro orbital, calcula-se a média dos seus períodos, com escala em cm. Em seguida, cada uma dessas médias é dividida pelo período de duração de cada evento astronômico a qual pertence. Por fim, a taxa de sedimentação média é calculada, sendo esta a resultante da média entre as razões anteriores.

As séries magnetoestratigráficas, K_z , inclinação e declinação de K1 foram analisadas em conjunto, [Tabela 3](#), de acordo como foi descrito a cima, com o intuito de melhor retratar as variações no fluxo sedimentar, por meio dos diferentes parâmetros magnéticos ao longo da estratigrafia. A taxa de sedimentação calculada para o ritmo de Itu é de $4,3 \pm 0,4$ cm/ k.a.

O método aplicado à série de espessuras se assemelha com o procedimento descrito

acima, excluindo o objetivo, que está relacionado com confirmação ou não da anuidade da deposição dos pares litológicos, que constituem os ritmitos do Grupo Itararé [Tabela 4](#). O resultado desta análise é de $1,6 \pm 0,3$ k.a/p.l., indicando que para cada par litológico ser sedimentado se passa ~ 1600 anos.

Tabela 3 – Valores utilizados na calibração astronômica dos dados magnetoestratigráficos.

Parâmetro	Períodos (cm)				
	e (100 k.a)	O _L (42,9 k.a)	O _C (34,2 k.a)	P _L (20,7 k.a)	P _C (17,4 k.a)
Kz	--	--	128,3	100,3	79,6
I K1	--	--	153,9	109,9	60,7
D K1	--	--	128,3	100,4	79,6
V.p. médio	--	--	136,7	103,5	73,3
T.s. média					$4,3 \pm 0,4$ cm/k.a

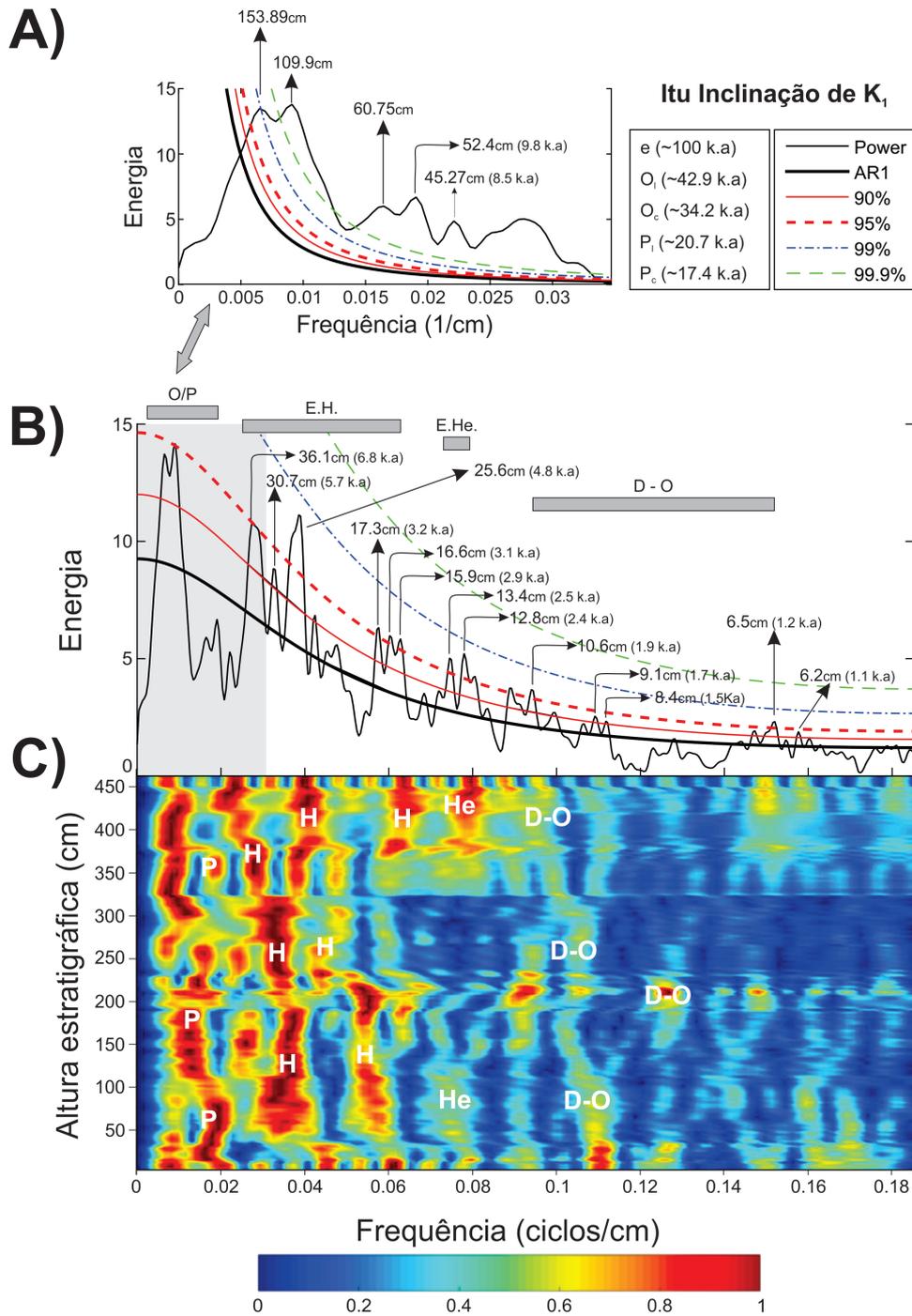
Valores associados com os períodos dos ciclos orbitais. Os valores médias para cada um deles está presente no *V.p médio* e o calculo da taxa de sedimentação média está atrelada a *T.s. média*, junto com o calculo do seu erro (baseado no seu desvio padrão).

Tabela 4 – Valores utilizados na calibração astronômica dos dados de espessura.

Parâmetro	e (100 k.a)	O _L (42,9 k.a)	O _C (34,2 k.a)	P _L (20,7 k.a)	P _C (17,4 k.a)
Espessura	82,5 (e)	1,2 k.a/p.l.			
	23,5 (O _L)	1,8 k.a/p.l.			
	9,7 (P _C)	1,8 k.a/p.l.			
Período Deposicional	$1,6 \pm 0,3$ k.a/p.l.				

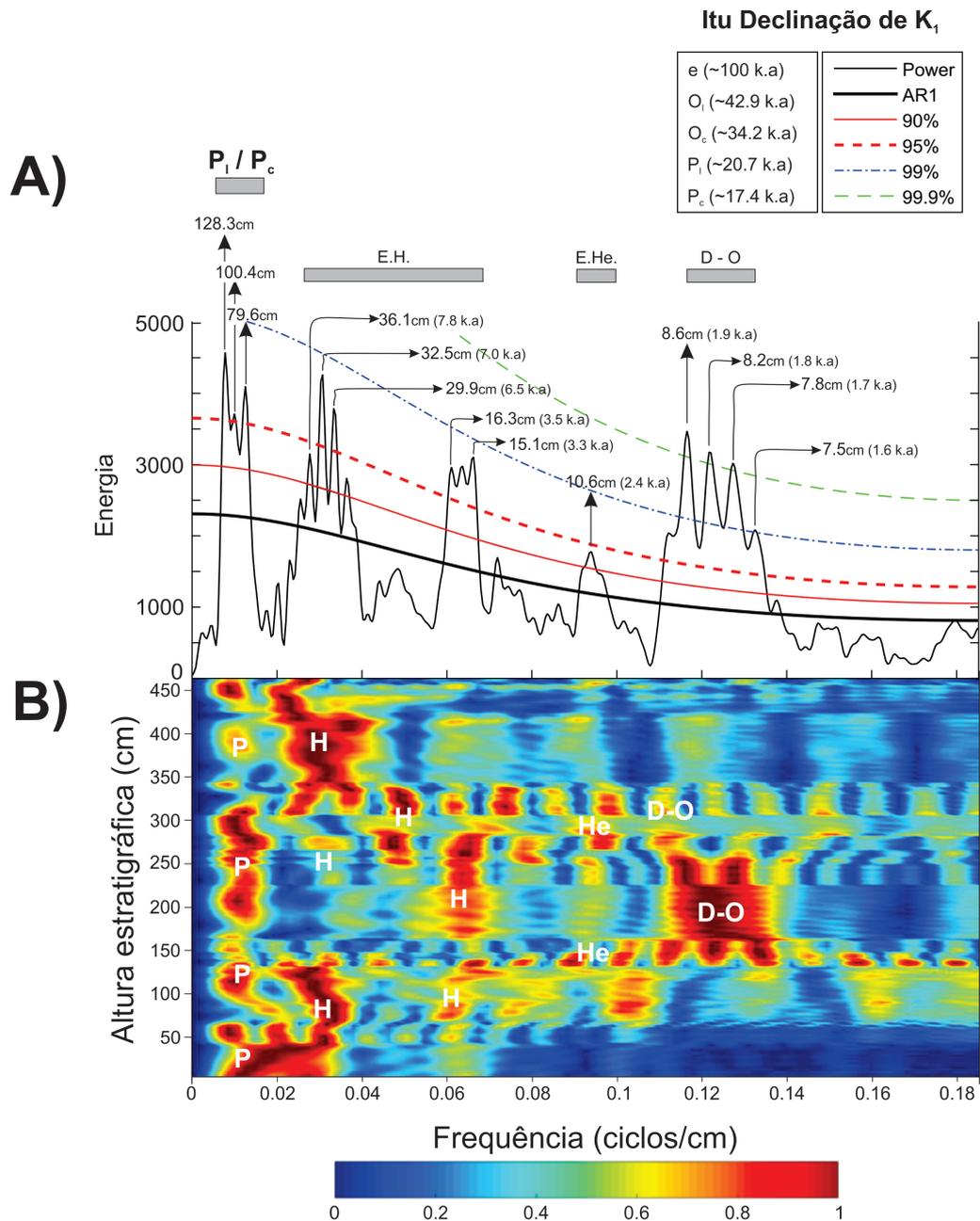
Valores associados com os períodos dos ciclos orbitais, para os dados de espessura. As taxas de sedimentação foram calculadas, para cada parâmetro orbital que apresentou um pico espectral correspondente, de forma que a médias desses valores é o período médio de deposição de um par litológico (p.l.).

Figura 18 – Análise espectral e harmônica evolutiva dos dados da Inclinação de K1



Análise espectral das séries cicloestratigráficas. a) Espectro de amplitude do sinal filtrado, por um passa baixa *Butter*, com a frequência de corte de 0,04 Hz; b) Análise espectral (2π espectro de amplitude multitaper), os níveis de confiança presentes são AR1 (em preto), 90% (em vermelho), 95% (em vermelho, pontilhado), 99% (em azul, pontilhado). Os picos espectrais estão convertidos para período como cm e seus respectivos valores no domínio do tempo em k.a; c) Análise harmônica evolutiva (FFT) com janela igual a 155 cm, o espectrograma apresenta a amplitude normalizada; As legendas O_C , P_C , E.H., E.He. e D-O representam o intervalo de frequência associados aos ciclos de obliquidade curta, precessão curta, Heinrich, heliomagnético e Dansgaard – Oeschger, respectivamente.

Figura 19 – Análise espectral e harmônica evolutiva dos dados da Declinação de K1



Análise espectral das séries cicloestratigráficas. a) Análise espectral (2π espectro de amplitude multitaper), os níveis de confiança presentes são AR1 (em preto), 90% (em vermelho), 95% (em vermelho, pontilhado), 99% (em azul, pontilhado). Os picos espectrais estão convertidos para período como cm e seus respectivos valores no domínio do tempo em k.a; b) Análise harmônica evolutiva (FFT) com janela igual a 130 cm, o espectrograma apresenta a amplitude normalizada; As legendas O_C , P_L , P_C , E.H., E.He. e D-O representam o intervalo de frequência associados aos ciclos de obliquidade curta, precessão longa e curta, Heinrich, heliomagnético e Dansgaard – Oeschger, respectivamente.

8 Discussões e Conclusões

No decorrer deste capítulo, expõem-se as discussões finais e as conclusões sob os resultados alcançados nesta monografia, sendo divididos em dois enfoques principais: a análise da evolução dos sinais, pertencentes aos ciclos orbitais e milenares, ao longo da estratigrafia; e avaliação da periodicidade de sedimentação dos pares litológicos.

8.1 Discussões

A análise espectral e posteriormente a, calibração astronômica realizada nos dados magnetoestratigráficos (i.e., susceptibilidade magnética volumétrica, inclinação e declinação do tensor máximo da anisotropia de susceptibilidade magnética), são baseadas no método Multitaper (MTM) e nas proporções sugeridas para o Permiano por [Berger, Loutre e Laskar \(1992\)](#), tais métodos, tornaram possível sugerir uma forte relação dos sinais orbitais com os picos espectrais existentes no espectro.

Conforme discutido anteriormente, ao decorrer do Capítulo 8, os resultados deste trabalho indicam a precessão longa e curta, como as frequências de maior influência na sedimentação do ritmito de Itu (SP), de forma a concordar com outros autores (e.g., [\(SILVA; FILHO, 2005; FRANCO; HINNOV; ERNESTO, 2012; FRANCO; HINNOV, 2013\)](#)), que da mesma forma, propõem os ciclos de precessão como maiores responsáveis pelas mudanças climáticas e na sedimentação dos ritmitos.

Assim como [Franco, Hinnov e Ernesto \(2012\)](#) e [Franco e Hinnov \(2013\)](#), os espectros gerados a partir de dados magnetoestratigráficos apresentam uma considerável quantidade de picos espectrais correlacionados aos eventos cíclicos de escala milenar por meio de calibração astronômica. E são eles: os eventos Heinrich (8 a 3 k.a); os ciclos Hallstatt ou Heliomagnéticos (2,4 k.a); e os ciclos Dansgaard – Oeschger (1,5 k.a).

Esses eventos cíclicos são provenientes da interação entre a atividade solar e o sistema de feedbacks entre o oceano e a atmosfera. E tais processos são bem registrados e estudados para o última Era Glacial, sendo associados a mudanças em escala global, envolvendo variações climáticas abruptas ([HINNOV; HILGEN, 2012](#)).

A taxa de sedimentação sugerida para a sucessão de Itu (SP) é de $4,3 \pm 0,4$ cm/k.a,

medida próxima à indicada por Franco, Hinnov e Ernesto (2012) e Franco e Hinnov (2013) de $41,4 \text{ mm/k.a}$ e $39,3 \pm 2,6 \text{ mm/k.a}$, porém, este trabalho aplica a análise harmônica, evolutiva, com o objetivo de estudar a variação de energia e período dos ciclos estudados. As EHA's dos dados de inclinação e declinação de K1, Figura 18 e Figura 19, apresentam padrões parecidos, como já abordado anteriormente, demonstrando continuidade nas frequências correspondentes a precessão, assim indicando este fenômeno orbital como o influenciador principal na dinâmica sedimentar do ritmo localizado na cidade de Itu (SP).

Através da taxa de sedimentação, extraída a partir dos dados de espessuras $1,6 \pm 0,3 \text{ k.a/p.l.}$, Tabela 4, encontram-se fortes evidências concordantes com diversos trabalhos anteriores (e.g., (SILVA; FILHO, 2005; FRANCO; HINNOV; ERNESTO, 2012; FRANCO; HINNOV, 2013) a respeito da não anuidade na sedimentação dos pares litológicos que formaram o ritmo estudado. Dessa forma, as camadas claras e escuras não compõem varves, discordando com o que foi sugerido anteriormente por outros autores (e.g., (ROCHA-CAMPOS, 1967; ROCHA-CAMPOS; SUNDARAM, 1981; ERNESTO; PACCA, 1981; ROCHA-CAMPOS; ERNESTO; SUNDARAM, 1981) .

8.2 Conclusões

Os procedimentos realizados neste trabalho estão resumidos da seguinte forma:

1. Processamento dos dados magnetoestratigráficos e de espessura, utilizando a interpolação pela média (para tornar a série igualmente espaçada) e o detrend linear (para retirar a tendência dos dados, facilitando a interpretação dos espectros gerados a partir dos mesmos).
2. Análise espectral realizada em todos os dados, revelando a existências de padrões na sedimentação e nas espessuras dos pares litológicos, de forma que através dos mesmos é possível relacionar tais padrões a ciclos de diferentes escalas (e.g., ciclos de Milankovitch em escala orbital e os ciclos em escala milenar).
3. A Calibração astronômica referente aos dados magnetoestratigráficos sugere uma taxa de sedimentação de $4,3 \pm 0,4 \text{ cm/k.a}$ Outros resultados relacionados a estes proxies são os picos espectrais na faixa de $7,8 - 2,8 \text{ k.a}$ e estão relacionadas ao tempo dos eventos Heinrich para o Pleistoceno, períodos próximos a $2,4 \text{ k.a}$ foram

associados ao ciclo de Hallstatt e períodos compatíveis a banda de 2,0 – 1,2 k.a ligados os Dansgaard – Oeschger.

4. A calibração astronômica para os dados de espessuras pelo método metronômico propõe uma taxa de sedimentação para os pares litológicos, dos ritmitos de Itu (SP), de $1,6 \pm 0,3$ k.a/p.l., assim reforçando a hipótese abordada inicialmente por [Franco \(2007\)](#) de associação da sedimentação aos ciclos D-O.
5. As Análises harmônicas evolucionárias, aplicadas a todos os dados presentes neste trabalho, exibem a variação da taxa de sedimentação ao longo da estratigrafia, afim de elucidar as diferentes frequências associadas aos ciclos climáticos e orbitais abordados neste trabalho.

Assim, de acordo com os resultados obtidos, conclui-se que as análises magnetociclo-estratigráficas podem contribuir para a confirmação da validade da teoria que a força astronômica é responsável por induzir os sistemas sedimentares durante a Glaciação do Paleozoico Superior.

Desse modo, o valor da taxa de sedimentação de $1,6 \pm 0,3$ k.a/p.l. e as faixas de frequências que se encontram nas análises: [Figura 17](#), [Figura 18](#) e [Figura 19](#), correspondentes aos ciclos de Dansgaard – Oeschger (1,5 k.a), sugerem uma sedimentação controlada por um sistema turbidítico, regulado pelo avanço e recuo de uma costa formada por geleiras, que pela gravidade, mostrada na [Figura 3](#) formam correntes de turbidez que avançam sobre o paleoambiente glacio-marinho, formando diferentes registros sedimentares, encontrados ao longo do Grupo Itararé.

Referências

- ALBERTI, A.; PICCIRILLO, E. M.; BELLINI, G.; CIVETTA, L.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MORAIS, E. A. Mesozoic acid volcanics from southern angola: petrology, sr-nd isotope characteristics and correlation with the acid stratoid volcanic suites of the paranà basin (south-eastern brazil). *European Journal of Mineralogy*, Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart, Germany, v. 4, n. 3, p. 597–604, 06 1992. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1127/ejm/4/3/0597>>. Citado na página 26.
- ALMEIDA, F. d. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*. [S.l.: s.n.], 1969. v. 23, n. 1969, p. 29–46. Citado na página 22.
- ALMEIDA, F. F. M. Tectônica da bacia do paraná no brasil. *São Paulo. Inst. Pesq. Tecnol. Est. S. Paulo (IPT)*, v. 16, 1980. ISSN 1984-8501. Citado na página 26.
- ANDRADE, S. M.; CAMARÇO, P. E. N. Sequências sedimentares pré-carboníferas dos flancos nordeste da bacia do paraná e sudoeste da bacia do parnaíba e suas possibilidades uraníferas. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*. [S.l.: s.n.], 1982. v. 32, p. 2132–2144. Citado na página 25.
- ASSINE, M. L. *Aspectos Da Estratigrafia Das Seqüências Pré-carboníferas Da Bacia Do Paraná No Brasil*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 1996. Citado 2 vezes nas páginas 22 e 25.
- BEER, J. Long-term indirect indices of solar variability. *Space Science Reviews*, Springer, v. 94, n. 1-2, p. 53–66, 2000. Citado na página 56.
- BERGER, A. A brief history of the astronomical theories of paleoclimates. In: *Climate Change*. [S.l.]: Springer, 2012. p. 107–129. Citado na página 48.
- BERGER, A.; LOUTRE, M.; BOER, P. D.; SMITH, D. Astronomical forcing through geological time. In: *Orbital forcing and cyclic sequences*. [S.l.]: Blackwell Scientific Publications Oxford, 1994. v. 19, p. 15–24. Citado 3 vezes nas páginas 18, 19 e 50.
- BERGER, A.; LOUTRE, M.; DEHANT, V. Influence of the changing lunar orbit on the astronomical frequencies of pre-quaternary insolation patterns. *Paleoceanography*, Wiley Online Library, v. 4, n. 5, p. 555–564, 1989. Citado na página 48.
- BERGER, A.; LOUTRE, M.-F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, Elsevier, v. 10, n. 4, p. 297–317, 1991. Citado na página 48.
- BERGER, A.; LOUTRE, M.-F. Astronomical theory of climate change. In: EDP SCIENCES. *Journal de Physique IV (Proceedings)*. [S.l.], 2004. v. 121, p. 1–35. Citado 2 vezes nas páginas 48 e 51.
- BERGER, A.; LOUTRE, M.-F.; LASKAR, J. Stability of the astronomical frequencies over the earth's history for paleoclimate studies. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 255, n. 5044, p. 560–566, 1992. Citado 6 vezes nas páginas 14, 17, 46, 48, 65 e 75.

- BLANFORD WILLIAM THOMAS, H. F.; THEOBALD, W. On the geological structure and relations of the talcheer coal field, in the district of cuttack. *Geol. Surv. India Memoir*, v. 1, p. 1–98, 1856. Citado na página 20.
- BOND, G.; HEINRICH, H.; BROECKER, W.; LABEYRIE, L.; MCMANUS, J.; ANDREWS, J.; HUON, S.; JANTSCHIK, R.; CLASEN, S.; SIMET, C. et al. Evidence for massive discharges of icebergs into the north atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 360, n. 6401, p. 245, 1992. Citado na página 53.
- BRANDT, D.; ERNESTO, M.; CONSTABLE, C.; FRANCO, D. R.; WEINSCHUTZ, L. C.; RODRIGUES, P. de O. C.; HINNOV, L.; JAQUETO, P.; STRAUSS, B. E.; FEINBERG, J.; FRANCO, P. V. de P.; ZHAO, X. New late pennsylvanian paleomagnetic results from paraná basin (southern brazil): Is the recent giant gaussian process model valid for the kiaman superchron? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 124, n. 7, p. 6223–6242, 2019. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018JB016968>>. Citado 2 vezes nas páginas 18 e 40.
- BROECKER, W. S. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 372, n. 6505, p. 421, 1994. Citado na página 55.
- BROECKER, W. S.; BOND, G.; KLAS, M.; BONANI, G.; WOLFLI, W. A salt oscillator in the glacial atlantic? 1. the concept. *Paleoceanography*, Wiley Online Library, v. 5, n. 4, p. 469–477, 1990. Citado na página 56.
- BUSO, V. V.; AQUINO, C. D.; PAIM, P. S. G.; SOUZA, P. A. de; MORI, A. L.; FALLGATTER, C.; MILANA, J. P.; KNELLER, B. Late palaeozoic glacial cycles and subcycles in western gondwana: Correlation of surface and subsurface data of the paraná basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Elsevier BV, sep 2017. ISSN 0031-0182. Citado 4 vezes nas páginas 15, 27, 28 e 29.
- BUTLER, R. F. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. *Electronic edition*, v. 23, 1998. Citado 3 vezes nas páginas 34, 39 e 40.
- BUTTERWORTH, S. et al. On the theory of filter amplifiers. *Wireless Engineer*, v. 7, n. 6, p. 536–541, 1930. Citado na página 64.
- CAGLIARI, J.; PHILIPP, R. P.; BUSO, V. V.; NETTO, R. G.; HILLEBRAND, P. K.; LOPES, R. da C.; BASEI, M. A. S.; FACCINI, U. F. Age constraints of the glaciation in the paraná basin: evidence from new u–pb dates. *Journal of the Geological Society*, Geological Society of London, v. 173, n. 6, p. 871–874, 2016. ISSN 0016-7649. Disponível em: <<https://jgs.lyellcollection.org/content/173/6/871>>. Citado na página 28.
- COLLINSON, D. *Methods in rock magnetism and palaeomagnetism: techniques and instrumentation*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2013. Citado na página 44.
- DAMON, P. E.; JIRIKOWIC, J. L. The sun as a low-frequency harmonic oscillator. *Radiocarbon*, Cambridge University Press, v. 34, n. 2, p. 199–205, 1992. Citado na página 56.
- DANSGAARD, W.; JOHNSEN, S.; CLAUSEN, H.; DAHL-JENSEN, D.; GUNDESTRUP, N.; HAMMER, C.; HVIDBERG, C.; STEFFENSEN, J.; SVEINBJÖRNSDOTTIR, A.; JOUZEL, J. et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core

record. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 364, n. 6434, p. 218, 1993. Citado na página 53.

DERBY, O. A. über spuren einer carbonen eiszeit in südamerika: Neues jahrbuch für mineralogie. *Geologie und Paläontologie*, Wiley Online Library, v. 2, p. 172–176, 1888. Citado na página 20.

DERGACHEV, V. Environmental changes on centennial to millennial time scales from natural archives. In: *Workshop Astrobiology in Russia, St. Petersburg, Russia*. [S.l.: s.n.], 2002. Citado na página 14.

ELLWOOD, B. B.; CRICK, R. E.; HASSANI, A. E.; BENOIST, S. L.; YOUNG, R. H. Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: detrital input versus carbonate productivity. *Geology*, Geological Society of America, v. 28, n. 12, p. 1135–1138, 2000. Citado na página 18.

ELLWOOD, B. B.; LAMBERT, L. L.; TOMKIN, J. H.; BELL, G. L.; NESTELL, M. K.; NESTELL, G. P.; WARDLAW, B. R. Magnetostratigraphy susceptibility for the guadalupian series gssps (middle permian) in guadalupe mountains national park and adjacent areas in west texas. *Geological Society, London, Special Publications*, Geological Society of London, v. 373, n. 1, p. 375–394, 2012. Citado na página 18.

ERLANK, A. J. Geochemistry and petrogenesis of the etendeka volcanic rocks from south west africa/namibia. *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, v. 13, p. 195–245, 1984. ISSN 0009-2541. Citado na página 26.

ERNESTO, M.; PACCA, I. G. Spectral analysis of pennocarboniferous geomagnetic variation data from glacial rhythmites. *Geophysical Journal International*, John Wiley and Sons, v. 67, p. 641–647, 1981. ISSN 0956-540X,1365-246X. Disponível em: [/scimag/10.11112Fj.1365-246x.1981.tb06943.x](https://doi.org/10.11112Fj.1365-246x.1981.tb06943.x). Citado 6 vezes nas páginas 15, 16, 32, 33, 67 e 76.

EYLES. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the late palaeozoic itararé group, paraná basin, brazil. *Sedimentology*, Wiley Online Library, v. 40, n. 1, p. 1–25, 1993. Citado 2 vezes nas páginas 15 e 20.

FALLGATTER, C.; PAIM, P. S. G. On the origin of the itararé group basal nonconformity and its implications for the late paleozoic glaciation in the paraná basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Elsevier BV, mar 2017. Citado 5 vezes nas páginas 15, 27, 28, 29 e 30.

FANG, Q.; WU, H.; HINNOV, L. A.; JING, X.; WANG, X.; YANG, T.; LI, H.; ZHANG, S. Astronomical cycles of middle permian maokou formation in south china and their implications for sequence stratigraphy and paleoclimate. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, Elsevier, v. 474, p. 130–139, 2017. Citado na página 18.

FERNANDES, L. A. Caiuá desert sedimentary environments and facies (caiuá group, late cretaceous, brazil). In: *Congreso Latinoamericano de Sedimentología*. [S.l.: s.n.], 2006. v. 4, p. 97. Citado na página 27.

FERREIRA, S. M. *Ritmitos varvicos do subgrupo Itararé: o exemplo da pedreira de varvitos de Itu*. Tese (Doutorado) — IGCE-UNESP (Rio Claro), 1997. Citado na página 33.

FIELDING, C. R.; FRANK, T. D.; ISBELL, J. L. *Resolving The Late Paleozoic Ice Age In Time And Space*. [S.l.]: Geological Society of America, 2008. v. 441. Citado na página 20.

FRANÇA, A. B.; VESELY, F. stratigraphy and sedimentology of the late paleozoic glacial record of the paraná basin: Brazil. v. 46, p. 147–166, 01 2007. ISSN 2317-4889. Citado 3 vezes nas páginas 27, 28 e 29.

FRANÇA, P. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do grupo itararé (permocarbonífero), bacia do paraná (parte 1). *Bol.Geoc. PETROBRAS*, v. 2, p. 147–191, 1988. Citado 3 vezes nas páginas 22, 28 e 30.

FRANCO, D. R. Magnetoestratigrafia e análise espectral de ritmitos permocarboníferos da bacia do paraná: influências dos ciclos orbitais no regime deposicional. *Revista Brasileira de Geofísica*, sciELO, v. 26, p. 240 – 240, 06 2007. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-261X2008000200012&nrm=iso>. Citado 14 vezes nas páginas 25, 29, 32, 33, 35, 36, 37, 39, 41, 57, 58, 65, 67 e 77.

FRANCO, D. R.; ERNESTO, M.; PONTE-NETO, C. F.; HINNOV, L. A.; BERQUÓ, T. S.; FABRIS, J. D.; ROSIÈRE, C. A. Magnetostratigraphy and mid-palaeolatitude VGP dispersion during the Permo-Carboniferous Superchron: results from Paraná Basin (Southern Brazil) rhythmites: Magnetostratigraphy and mid-palaeolatitude vgp. *Geophysical Journal International*, v. 191, n. 3, p. 993–1014, 12 2012. ISSN 0956-540X. Disponível em: <<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05670.x>>. Citado na página 15.

FRANCO, D. R.; HINNOV, L. A. Anisotropy of magnetic susceptibility and sedimentary cycle data from permo-carboniferous rhythmites (paraná basin, brazil): a multiple proxy record of astronomical and millennial scale palaeoclimate change in a glacial setting. *Geological Society, London, Special Publications*, Geological Society of London, v. 373, n. 1, p. 355–374, 2013. ISSN 0305-8719. Disponível em: <<https://sp.lyellcollection.org/content/373/1/355>>. Citado 8 vezes nas páginas 15, 17, 18, 33, 58, 67, 75 e 76.

FRANCO, D. R.; HINNOV, L. A.; ERNESTO, M. Spectral analysis and modeling of microcyclostratigraphy in late paleozoic glaciogenic rhythmites, paraná basin, brazil. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 12, n. 9, 2011. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011GC003602>>. Citado 2 vezes nas páginas 27 e 28.

FRANCO, D. R.; HINNOV, L. A.; ERNESTO, M. Millennial-scale climate cycles in Permian–Carboniferous rhythmites: Permanent feature throughout geologic time? *Geology*, v. 40, n. 1, p. 19–22, 01 2012. ISSN 0091-7613. Disponível em: <<https://doi.org/10.1130/G32338.1>>. Citado 6 vezes nas páginas 15, 17, 18, 40, 75 e 76.

FRANCO, D. R.; OLIVEIRA, W. P. de; FREITAS, F. B. V. de; TAKAHASHI, D.; NETO, C. F. da P.; PEIXOTO, I. M. C. Paleomagnetic evidence for inverse correspondence between the relative contribution of the axial dipole field and cmb heat flux for the past 270 myr. *Scientific reports*, Nature Publishing Group, v. 9, n. 1, p. 282, 2019. Citado na página 38.

- FRANK, H. T.; GOMES, M. E. B.; FORMOSO, M. L. L. Revisão da extensão area e do volume da formação serra geral, bacia do parana, américa do sul. *Pesquisas em Geociências*, v. 36, n. 1, p. 49–57, 2009. ISSN 1807-9806. Citado na página 26.
- GÓMEZ, V. The use of butterworth filters for trend and cycle estimation in economic time series. *Journal of Business & Economic Statistics*, Taylor & Francis, v. 19, n. 3, p. 365–373, 2001. Citado na página 64.
- GORNITZ, V. *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2008. Citado na página 55.
- GRADSTEIN, F. M.; OGG, J. G.; SCHMITZ, M.; OGG, G. *The geologic time scale 2012*. [S.l.]: elsevier, 2012. Citado 3 vezes nas páginas 37, 38 e 40.
- GRIFFIS, N. P.; MUNDIL, R.; MONTAÑEZ, I. P.; ISBELL, J.; FEDORCHUK, N.; VESELY, F.; IANNUZZI, R.; YIN, Q.-Z. A new stratigraphic framework built on u-pb single-zircon tims ages and implications for the timing of the penultimate icehouse (paraná basin, brazil). *GSA Bulletin*, GeoScienceWorld, v. 130, n. 5-6, p. 848–858, 2018. Citado na página 28.
- GROUSSET, F.; LABEYRIE, L.; SINKO, J.; CREMER, M.; BOND, G.; DUPRAT, J.; CORTIJO, E.; HUON, S. Patterns of ice-rafted detritus in the glacial north atlantic (40–55 n). *Paleoceanography*, Wiley Online Library, v. 8, n. 2, p. 175–192, 1993. Citado na página 53.
- GUIMARÃES, G. B.; MELO, M. S. d.; GIANNINI, P. C. F.; MELEK, P. R. *Geologia dos campos gerais*. [S.l.]: Editora UEPG, 2007. Citado 3 vezes nas páginas 15, 25 e 29.
- GULBRANSON, E. L.; MONTAÑEZ, I. P.; SCHMITZ, M. D.; LIMARINO, C. O.; ISBELL, J.; MARENSSI, S. A.; CROWLEY, J. L. High-precision u-pb calibration of carboniferous glaciation and climate history, paganzo group, nw argentina. *Bulletin*, Geological Society of America, v. 122, n. 9-10, p. 1480–1498, 2010. Citado na página 20.
- HAAG, M.; HELLER, F. Late permian to early triassic magnetostratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier BV, v. 107, n. 1, p. 42–54, oct 1991. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016%2F0012-821x%2891%2990042-g>>. Citado na página 38.
- HAYS, J. D.; IMBRIE, J.; SHACKLETON, N. J. et al. Variations in the earths orbit: Pacemaker of the ice ages. *Science*, New York, v. 194, n. 4270, p. 1121–1132, 1976. Citado 2 vezes nas páginas 46 e 48.
- HEINRICH, H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast atlantic ocean during the past 130,000 years. *Quaternary research*, Cambridge University Press, v. 29, n. 2, p. 142–152, 1988. Citado na página 53.
- HENRY, L. C.; ISBELL, J. L.; LIMARINO, C. O. Carboniferous glacial deposits of the protoprecordillera of west central argentina. *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper*, v. 441, p. 131–142, 2008. Citado na página 20.
- HILLAIRE-MARCEL, C.; VERNAL, A. d.; LUCOTTE, M.; MUCCI, A. The labrador sea during the late quaternary. *Canadian Journal of Earth Sciences*, NRC Research Press, v. 31, n. 1, p. 1–4, 1994. Citado na página 53.

HINNOV, L.; HILGEN, F. Cyclostratigraphy and astrochronology. *The Geologic Time Scale 2012*, Elsevier Science, p. 63, 2012. Citado 5 vezes nas páginas 40, 48, 52, 55 e 75.

HINNOV, L. A. New perspectives on orbitally forced stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Annual Reviews 4139 El Camino Way, PO Box 10139, Palo Alto, CA 94303-0139, USA, v. 28, n. 1, p. 419–475, 2000. Citado 2 vezes nas páginas 48 e 53.

HINNOV, L. A. Cyclostratigraphy and its revolutionizing applications in the earth and planetary sciences. *Base of the Kiamaan Its definition and global stratigraphic significance*, The Geology Society of America, v. 125, p. 1703–1734, 2013. ISSN 0016-7606,1943-2674. Citado 6 vezes nas páginas 46, 47, 48, 50, 51 e 53.

HINNOV, L. A. Cyclostratigraphy and astrochronology in 2018. *Cyclostratigraphy and Astrochronology*, Academic Press, v. 3, n. 1, 2018. Citado 2 vezes nas páginas 47 e 48.

HOFFMAN, P. F.; BALLY, A.; PALMER, A. et al. Precambrian geology and tectonic history of north america. *The geology of North America an overview*, Geological Society of America Boulder, CO, p. 447–512, 1989. Citado na página 22.

HOLZ, M.; FRANÇA, A. B.; SOUZA, P. A.; IANNUZZI, R.; ROHN, R. A stratigraphic chart of the late carboniferous/permian succession of the eastern border of the paraná basin, brazil, south america. *Journal of South American Earth Sciences*, Elsevier, v. 29, n. 2, p. 381–399, 2010. Citado 2 vezes nas páginas 20 e 28.

HOUNSLOW, M. W.; DAVYDOV, V. I.; KLOOTWIJK, C. T.; TURNER, P. Magnetostratigraphy of the carboniferous: a review and future prospects. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*, v. 22, p. 35–41, 2004. Citado na página 38.

HROUDA, F. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical surveys*, v. 5, n. 1, p. 37–82, Apr 1982. ISSN 1573-0956. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/BF01450244>>. Citado na página 41.

IRVING, E.; PULLAIAH, G. Reversals of the geomagnetic field, magnetostratigraphy, and relative magnitude of paleosecular variation in the phanerozoic. *Earth-Science Reviews*, v. 12, n. 1, p. 35 – 64, 1976. ISSN 0012-8252. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012825276900532>>. Citado na página 38.

ISELL, J. L.; COLE, D. I.; CATUNEANU, O. Carboniferous-permian glaciation in the main karoo basin, south africa: Stratigraphy, depositional controls, and glacial dynamics. In: *Resolving the Late Paleozoic ice age in time and space*. [S.l.]: Geological Society of America Special Paper, 2008. v. 441, p. 71–82. Citado na página 20.

ISELL, J. L.; HENRY, L. C.; GULBRANSON, E. L.; LIMARINO, C. O.; FRAISER, M. L.; KOCH, Z. J.; CICCIOLO, P. L.; DINEEN, A. A. Glacial paradoxes during the late paleozoic ice age: Evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation. *Gondwana Research*, v. 22, n. 1, p. 1 – 19, 2012. ISSN 1342-937X. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1342937X11003248>>. Citado na página 20.

ISELL, J. L.; MILLER, M. F.; WOLFE, K. L.; LENAHER, P. A. Timing of late paleozoic glaciation in gondwana: Was glaciation responsible for the development of northern hemisphere cyclothem? *Special papers-geological society of America*, Boulder, Colo.; Geological Society of America; 1999, p. 5–24, 2003. Citado na página 20.

ISING, G. Den varviga lerans magnetiska egenskaper. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, Taylor & Francis, v. 64, n. 2, p. 126–142, 1942. Disponível em: <<https://doi.org/10.1080/11035894209445091>>. Citado na página 41.

JELEŃSKA, M.; KADZIAŁKO-HOFMOKL, M. Dependence of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks on temperature. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 62, n. 1, p. 19 – 31, 1990. ISSN 0031-9201. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0031920190901895>>. Citado 2 vezes nas páginas 39 e 41.

JENSEN, M.-B.; ELMING, S.-k. A correlation of ams and rock quality in crystalline and sedimentary rocks in the kiirunavaara hanging wall, sweden. *Journal of Applied Geophysics*, Elsevier Science, v. 86, 2012. ISSN 0926-9851. Disponível em: <<http://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2012.07.006>>. Citado na página 41.

JIN, Y.; SHANG, Q.; CAO, C. Late permian magnetostratigraphy and its global correlation. *Chinese Science Bulletin*, Springer Science and Business Media LLC, v. 45, n. 8, p. 698–705, apr 2000. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007%2Fbf02886173>>. Citado na página 38.

JR, E. G. G.; PERINOTTO, J. A.; RIBEIRO, H. J. P. S.; PADULA, E. K. et al. Contribuição ao estudo da ressedimentação no subgrupo itararé: tratos de fácies e hidrodinâmica deposicional. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, n. 2, p. 228–236, 1992. Citado na página 33.

KODAMA, L. A. H. K. P. *Rock Magnetic Cyclostratigraphy*. 1. ed. [S.l.]: Wiley-Blackwell, 2014. (Analytical Methods in Earth and Environmental Science). ISBN 1118561287,9781118561287. Citado 9 vezes nas páginas 34, 35, 36, 37, 38, 40, 62, 63 e 64.

KOSTADINOV, T.; GILB, R. Earth orbit v2. 1: a 3-d visualization and analysis model of earth's orbit, milankovitch cycles and insolation. *Geoscientific Model Development*, Copernicus GmbH, v. 7, n. 3, p. 1051–1068, 2014. Citado na página 53.

LABEYRIE, L.; SKINNER, L.; CORTIJO, E. PALEOCLIMATE RECONSTRUCTION | sub-milankovitch (DO/heinrich) events. In: *Encyclopedia of Quaternary Science*. [S.l.]: Elsevier, 2013. p. 200–208. Citado 2 vezes nas páginas 55 e 56.

LANZA, R.; MELONI, A. et al. *The Earth's magnetism*. [S.l.]: Springer, 2006. v. 280. Citado 5 vezes nas páginas 39, 40, 42, 44 e 45.

LASKAR, J. The limits of earth orbital calculations for geological time-scale use. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, The Royal Society, v. 357, n. 1757, p. 1735–1759, 1999. Citado na página 48.

LASKAR, J.; ROBUTEL, P.; JOUTEL, F.; GASTINEAU, M.; CORREIA, A.; LEVRARD, B. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the earth.

Astronomy & Astrophysics, EDP Sciences, v. 428, n. 1, p. 261–285, 2004. Citado 3 vezes nas páginas 48, 50 e 51.

LEIGHTON, M. W.; KOLATA, D. R. Selected interior cratonic basins and their place in the scheme of global tectonics: A synthesis: Chapter 35: Part iii. synthesis and analysis of interior cratonic basins: Synthesis. AAPG Special Volumes, v. 76, 1990. ISSN 0149-1423. Citado na página 22.

LEINZ, V. Estudo sobre a glaciação permo-carbonífera do sul do brasil. departamento nacional da produção mineral, divisão do fomento da produção mineral. *Boletim*, v. 21, 1937. Citado na página 16.

LEONARDOS, O. H. Varvitos de itu. são paulo. *Mineração e Metalurgia*, v. 3, n. 15, p. 157–159, 1938. Citado 2 vezes nas páginas 14 e 15.

LI, M.; HINNOV, L.; KUMP, L. Acycle: Time-series analysis software for paleoclimate research and education. *Computers & Geosciences*, v. 127, p. 12 – 22, 2019. ISSN 0098-3004. Citado na página 61.

LIENERT, B. R. Monte carlo simulation of errors in the anisotropy of magnetic susceptibility: A second-rank symmetric tensor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Wiley Online Library, v. 96, n. B12, p. 19539–19544, 1991. Citado na página 57.

LOHMANN, J.; DITLEVSEN, P. D. Random and externally controlled occurrences of dansgaard–oeschger events. *Climate of the Past*, Copernicus GmbH, v. 14, n. 5, p. 609–617, 2018. Citado na página 55.

LOMB, N. R. Least-squares frequency analysis of unequally spaced data. *Astrophysics and space science*, Springer, v. 39, n. 2, p. 447 – 462, 1976. Citado na página 62.

LOUTRE, M. Ice ages (milankovitch theory). *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, Elsevier, p. 995–1003, 2003. Citado 3 vezes nas páginas 48, 50 e 52.

LOWRIE, W. Magnetostratigraphy. In: _____. *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Dordrecht: Springer Netherlands, 2007. p. 664–670. ISBN 978-1-4020-4423-6. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4423-6_206>. Citado 2 vezes nas páginas 34 e 36.

MCELHINNY, M.; MCFADDEN, P. L. *The magnetic field of the earth: paleomagnetism, the core, and the deep mantle*. [S.l.]: Academic Press, 1998. v. 63. Citado na página 34.

MCELHINNY, M. W.; (EDS.), P. L. M. *Paleomagnetism: Continents and Oceans*. 2. ed. [S.l.]: Academic Press, 2000. v. 73. (International Geophysics, v. 73). ISBN 9780124833555,0124833551. Citado na página 34.

MEYERS, S. R. *Astrochron: An R Package for Astrochronology*. [S.l.], 2014. Disponível em: <<https://cran.r-project.org/package=astrochron>>. Citado na página 65.

MILANI; ZALÁN. An outline of the geology and petroleum systems of the paleozoic interior basins of south america. *Episodes-News magazine of the International Union of Geological Sciences*, Wiley Online Library, v. 22, n. 3, p. 199–205, 1999. Citado na página 22.

- MILANI, E.; MELO, J.; SOUZA, P.; FERNANDES, L.; FRANÇA, A. Paraná basin. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, p. 265–287, 05 2007. Citado 4 vezes nas páginas 24, 25, 26 e 27.
- MILANI, E. J. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Tese (Doutorado) — Universidade Federal do Rio Grande do Sul., 1997. Citado 3 vezes nas páginas 22, 26 e 27.
- MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da bacia do paraná. *Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, CDR*, p. 265–291, 2004. Citado 6 vezes nas páginas 22, 23, 24, 25, 26 e 27.
- MILANI, E. J.; FACCINI, U. F.; SCHERER, C. M.; ARAÚJO, L. M. d.; CUPERTINO, J. A. Sequences and stratigraphic hierarchy of the paraná basin (ordovician to cretaceous), southern brazil. *Boletim IG-USP, Série Científica*, v. 29, p. 125–173, 1998. Citado na página 26.
- MILANKOVITCH, M. Canon of insolation and the ice-age problem. *Serb. Akad., Beograd (English translation, Isr. Program for Sci. Transl., Jerusalem, 1969)*, 1941. Citado na página 65.
- MIRANDA, J. M. Introdução ao geomagnetismo. *Universidade de Lisboa. 100p*, 2011. Citado na página 43.
- MIZUSAKI, A.; THOMAZ-FILHO, A.; MILANI, E.; CÉSERO, P. D. Mesozoic and cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Elsevier, v. 15, n. 2, p. 183–198, 2002. Citado na página 24.
- MONTAÑEZ, I. P.; POULSEN, C. J. The late paleozoic ice age: An evolving paradigm. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Annual Reviews, v. 41, n. 1, p. 629–656, may 2013. Citado na página 20.
- MORY, A.; REDFERN, J.; MARTIN, J. A review of permian–carboniferous glacial deposits in western australia. *Geological Society of America Special Papers*, Geological Society of America, v. 441, p. 29–40, 2008. Citado na página 20.
- NAWROCKI, M. W. H. J. Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the permian and triassic of spitsbergen: a review of progress and challenges. *Polar Research*, Co-Action Publishing, v. 27, p. 502–522, 2008. ISSN 0800-0395,1751-8369. Disponível em: <<http://doi.org/10.1111/j.1751-8369.2008.00075.x>>. Citado na página 38.
- OLIVER, J. E. *Encyclopedia of World Climatology*. Springer, 2005. (Encyclopedia of Earth Sciences Series). ISBN 1402032641,9781402032646. Disponível em: <<http://gen.lib.rus.ec/book/index.php?md5=9995653501abebc8f3860749366a076f>>. Citado na página 55.
- OPDYKE, M. D.; CHANNELL, J. E. *Magnetic stratigraphy*. [S.l.]: Academic press, 1996. v. 64. Citado 4 vezes nas páginas 34, 35, 36 e 38.
- PÄLIKE, H. Orbital variation (including milankovitch cycles). *Encyclopedia of Geology*, Elsevier Sci. Amsterdam, v. 1, p. 410–421, 2005. Citado 2 vezes nas páginas 48 e 49.

- PARKER, A. O.; SCHMIDT, M. W.; CHANG, P. Tropical north atlantic subsurface warming events as a fingerprint for amoc variability during marine isotope stage 3. *Paleoceanography*, Wiley Online Library, v. 30, n. 11, p. 1425–1436, 2015. Citado na página 55.
- PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Chemical stratigraphy of the paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, Springer, v. 55, n. 1-2, p. 119–139, 1992. Citado na página 26.
- ROCHA-CAMPOS, A.; SANTOS, P. R. dos; CANUTO, J. R. Late paleozoic glacial deposits of brazil: Paraná basin. In: *Special Paper 441: Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. [S.l.]: Geological Society of America, 2008. p. 97–114. Citado 3 vezes nas páginas 20, 21 e 31.
- ROCHA-CAMPOS, A. C. The tubarao group in the brazilian portion of the parana basin. *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, p. 27–102, 1967. Citado 3 vezes nas páginas 14, 16 e 76.
- ROCHA-CAMPOS, A. C.; ERNESTO, M.; SUNDARAM, D. Geological, palynological and paleomagnetic investigations on late paleozoic varvites from the paraná basin, brazil. *Simpósio Regional de Geologia*, Acta Oxford, UK, v. 3, p. 162–175, 1981. Citado 2 vezes nas páginas 33 e 76.
- ROCHA-CAMPOS, A. C.; SUNDARAM, D. geological and palynological observations on late paleozoic varvites from the itararé subgroup, paraná basin, Brazil. v. 1, p. 257–275, 1981. ISSN 0001-3765. Citado 2 vezes nas páginas 33 e 76.
- RODRIGUES, P. d. O. C. *Testing Timescales for 2.5 Ga Banded Iron Formations Rhythms (dales Gorge Member, Hamersley Basin, Australia) by Using Distinct Cyclostratigraphic Approaches*. Tese (Doutorado) — Observatório Nacional, Rio de Janeiro, RJ, 2018. Citado 5 vezes nas páginas 46, 47, 48, 50 e 52.
- SANTOS, P. dos; ROCHA-CAMPOS, A.; CANUTO, J. Patterns of late palaeozoic deglaciation in the paraná basin, brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 125, n. 1, p. 165 – 184, 1996. ISSN 0031-0182. Carboniferous-Permian Late Glacial and Postglacial Environments. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018296000296>>. Citado 4 vezes nas páginas 15, 21, 31 e 33.
- SCAFETTA, N.; MILANI, F.; BIANCHINI, A.; ORTOLANI, S. On the astronomical origin of the hallstatt oscillation found in radiocarbon and climate records throughout the holocene. *Earth-Science Reviews*, Elsevier, v. 162, p. 24–43, 2016. Citado na página 56.
- SCARGLE, J. D. Studies in astronomical time series analysis. ii-statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. *The Astrophysical Journal*, v. 263, p. 835–853, 1982. Citado na página 62.
- SCHMITTNER, A.; SAENKO, O.; WEAVER, A. Coupling of the hemispheres in observations and simulations of glacial climate change. *Quaternary Science Reviews*, Elsevier, v. 22, n. 5-7, p. 659–671, 2003. Citado na página 55.

SCHNEIDER, R.; MÜHLMANN, H. et al. revisão estratigráfica da bacia do paraná. v. 28, n. 1974, p. 41–65, 1974. Citado na página 30.

SCHULZ, M.; STATTEGGER, K. Spectrum: spectral analysis of unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences*, v. 23, n. 9, p. 929 – 945, 1997. ISSN 0098-3004. Citado na página 62.

SCHULZ M. MUDELSEE, M. Redfit: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers and Geosciences*, v. 28, p. 421–426, 2002. Citado na página 18.

SCHWARZACHER, W. *Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory*. [S.l.]: Elsevier, 1993. v. 52. Citado na página 46.

SETTI, G. C. X.; ROCHA-CAMPOS, A. C. Facies and environment of deposition of varvite and associated rocks (itararé subgroup, late paleozoic) from itu, sp. *An. Acad. Bras. Cienc*, v. 71, p. 836–837, 1999. Citado 2 vezes nas páginas 31 e 33.

SILVA, A. D.; DEKKERS, M.; VLEESCHOUWER, D. D.; HLADIL, J.; CHADIMOVA, L.; SLAV K, L.; HILGEN, F. Millennial-scale climate changes manifest Milankovitch combination tones and Hallstatt solar cycles in the Devonian greenhouse world. *Geology*, v. 47, n. 1, p. 19–22, 11 2018. ISSN 0091-7613. Citado na página 56.

SILVA, J. G. R.; FILHO, N. C. A. Cicloestratigrafia do eopermiano - estudo de caso no grupo itararé, bacia do paraná (parte 2): Evidências de indu o astronômica (orbital e solar) no clima e na sedimenta o. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, p. 77–106, 2005. Citado 4 vezes nas páginas 16, 17, 75 e 76.

SINITO, A. M.; VALENCIO, D. A.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G. Palaeomagnetic study of permocarboniferous glacial varves from the itarare subgroup, southern brazil. *Geophysical Journal International*, Oxford University Press (OUP), v. 67, n. 3, p. 635–640, dec 1981. ISSN 0956-540X. Citado 2 vezes nas páginas 31 e 32.

SLEPIAN, D. Prolate spheroidal wave functions, fourier analysis, and uncertainty—v: The discrete case. *Bell System Technical Journal*, Wiley Online Library, v. 57, n. 5, p. 1371–1430, 1978. Citado na página 63.

SOUZA, P. A. Late carboniferous palynostratigraphy of the itararé subgroup, northeastern paraná basin, brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 138, n. 1, p. 9 – 29, 2006. ISSN 0034-6667. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034666705001405>>. Citado 4 vezes nas páginas 21, 22, 25 e 28.

SOUZA, P. A.; FÉLIX, C. M.; PÉREZ-AGUILAR, A.; PETRI, S. Pennsylvanian palynofloras from the itu rhythmites (itararé subgroup, paraná basin) in são paulo state, brazil. *Revue de Micropal ontologie*, Elsevier BV, v. 53, n. 2, p. 69–83, apr 2010. Citado 4 vezes nas páginas 22, 27, 31 e 33.

STEINER, M. B. The magnetic polarity time scale across the permian-triassic boundary. *Geological Society, London, Special Publications*, Geological Society of London, v. 265, n. 1, p. 15–38, 2006. ISSN 0305-8719. Disponível em: <<https://sp.lyellcollection.org/content/265/1/15>>. Citado na página 38.

SUTHERLAND, P. C. Notes on an ancient boulder-clay of natal. *Geological Society of London Quarterly Journal*, v. 26, p. 514, 1870. Citado na página 20.

TAGLIARI, C. V. *Ambientes De Sedimentação Mista (siliciclástica E Carbonática), Cicloestratigrafia E Halocinese Durante O Albiano, Plataforma De Regência, Bacia Do Espírito Santo*. Tese (Doutorado) — Universidade do Vale do Rio dos Sinos, 2013. Citado na página 46.

TARLING, D.; HROUDA, F. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 1993. Citado 3 vezes nas páginas 41, 42 e 43.

THOMSON, D. J. Spectrum estimation and harmonic analysis. *Proceedings of the IEEE*, IEEE, v. 70, n. 9, p. 1055–1096, 1982. Citado 2 vezes nas páginas 18 e 63.

VEROSUB, K. L. Depositional and postdepositional processes in the magnetization of sediments. *Reviews of Geophysics*, Wiley Online Library, v. 15, n. 2, p. 129–143, 1977. Citado na página 16.

VESELY, F. F.; TRZASKOS, B.; KIPPER, F.; ASSINE, M. L.; SOUZA, P. A. Sedimentary record of a fluctuating ice margin from the pennsylvanian of western gondwana: Paraná basin, southern brazil. *Sedimentary Geology*, Elsevier BV, v. 326, p. 45–63, aug 2015. Citado na página 21.

VISSER, J. The palaeogeography of part of southwestern gondwana during the permo-carboniferous glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 61, p. 205 – 219, 1987. ISSN 0031-0182. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0031018287900502>>. Citado na página 21.

WEEDON, G. P. *Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy: Examining stratigraphic records of environmental cycles*. 2003. Citado 12 vezes nas páginas 51, 52, 53, 54, 55, 56, 60, 61, 62, 63, 64 e 65.

WEGENER, A. The origin of continents and oceans (die entstehung der kontinente und ozeane). *Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig*, 1929. Citado na página 20.

WU, H.; ZHANG, S.; FENG, Q.; JIANG, G.; LI, H.; YANG, T. Milankovitch and sub-milankovitch cycles of the early triassic daye formation, south china and their geochronological and paleoclimatic implications. *Gondwana Research*, Elsevier, v. 22, n. 2, p. 748–759, 2012. Citado na página 18.

WU, H.; ZHANG, S.; HINNOV, L. A.; JIANG, G.; FENG, Q.; LI, H.; YANG, T. Time-calibrated milankovitch cycles for the late permian. *Nature Communications*, Nature Publishing Group, v. 4, p. 2452, 2013. Citado na página 47.