

Vívian Abbate de Vasconcelos

**INFERÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS E PALEOAMBIENTAIS A
PARTIR DE ANÁLISE PALINOLÓGICA DA FORMAÇÃO LA MESETA,
BACIA LARSEN, ILHA SEYMOUR, PENÍNSULA ANTÁRTICA**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
Junho de 2022



UFRJ

Vívian Abbate de Vasconcelos

**INFERÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS E PALEOAMBIENTAIS A PARTIR DE
ANÁLISE PALINOLÓGICA DA FORMAÇÃO LA MESETA, BACIA LARSEN, ILHA
SEYMOUR, PENÍNSULA ANTÁRTICA**

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

Orientadores:

Renato Rodriguez Cabral Ramos
Marcelo de Araujo Carvalho

UFRJ

Rio de Janeiro

Junho de 2022

VÍVIAN, Abbate de Vasconcelos
Inferências Paleoclimáticas E Paleoambientais A Partir De Análise Palinológica Da Formação La Meseta, Bacia Larsen, Ilha Seymour, Península Antártica /
Vívian Abbate de Vasconcelos - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2022.

p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2022.

Orientadores: Marcelo de Araujo Carvalho, Renato Rodriguez Cabral Ramos

1. Geologia. 2. IGeo, CCMN, UFRJ – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Renato, Rodriguez Cabral Ramos. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Vívian Abbate de Vasconcelos

INFERÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS E PALEOAMBIENTAIS A PARTIR DE
ANÁLISE PALINOLÓGICA DA FORMAÇÃO LA MESETA, BACIA LARSEN, ILHA
SEYMOUR, PENÍNSULA ANTÁRTICA

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

Orientadores:

Renato Rodriguez Cabral Ramos
Marcelo de Araujo Carvalho

Aprovada em: 23/06/2022

Por:

Orientador: Prof. Dr. Renato Rodriguez Cabral Ramos (UFRJ)

Prof^a. Dr^a. Paula Andrea Sucerquia Rendón (UFPE)

Dr^a. Natália de Paula Sá

UFRJ
Rio de Janeiro
2022

À minha mãe, Heloisa, e ao meu pai, Mendelssohn, por terem tido a coragem e o coração de abdicarem da minha presença junto a eles, para que eu pudesse realizar os meus sonhos. Espero um dia poder dar orgulho suficiente a vocês, para compensar ao menos um pouco da saudade que sentiram diariamente por 5 anos. Vocês têm todo o meu coração.

À vovó Cida, por estar realizando o seu sonho em seu lugar. Tenho certeza que a UFRJ teria tido o maior orgulho do universo de ter a senhora como aluna. Espero que eu esteja conseguindo compartilhar ao menos um pouco dessa conquista, que também é sua, e de te dar orgulho e felicidade, seja onde estiver.

Agradecimentos

Agradeço ao Prof. Marcelo de Araújo Carvalho pela oportunidade de entrar no projeto, pelo apoio incondicional no trabalho, pela enorme paciência, pela disponibilidade de sempre, por acreditar em mim, e por me proporcionar a oportunidade única de desenvolver o projeto mais interessante e instigante de toda a minha vida. Muito obrigada!

Agradeço ao Prof. Renato R. Cabral Ramos, pelo apoio e pela transmissão sempre tão apaixonada e inspiradora de conhecimento.

Agradeço ao Caio, pelo apoio e paciência na preparação de todas as minhas amostras. Você é incrível!

Agraço a todo o LAPAV pelo carinho, pelo ambiente sempre acolhedor e amigo, pelo apoio, pelos ensinamentos, e por toda a troca inestimável de conhecimento.

Agradeço à CNPq e à PIBIC pela oportunidade de trabalhar no projeto FLORANTAR.

Agradeço à UFRJ, por ter me dado a oportunidade mais importante de toda a minha vida. Eu não tenho palavras para descrever tudo que ela me proporcionou, não só em conhecimento, como também em todos os tipos de oportunidades acadêmicas e profissionais. Eu não poderia ter orgulho maior de dizer que estou me tornando Geóloga, profissional e ser humano, pela melhor Universidade de todo o planeta.

Agradeço à servidora Anadja Antonio Pacheco Soares, pela paciência, carinho e disposição de sempre.

Agradeço a todos os professores, que me transmitiram conhecimento com tanta dedicação, e, em especial, aos professores Jorge de Jesus Picanço de Figueiredo, Regis da Rocha Motta, André Ribeiro e Aristóteles de Moraes Rios Netto, pelo apoio, auxílio e pelos ensinamentos durante esta trajetória.

Agradeço aos meus pais, por toda confiança, apoio de todas as formas imagináveis e inimagináveis, e amor infinito. Eu jamais conseguirei agradecer o suficiente a vocês por isso, mas esse é o início da minha tentativa.

Agradeço à Bibilly e à Jujuba, minhas irmãs de alma, por serem a minha força quando eu não tive condição de ter por mim mesma. Eu amo vocês infinito!

Agradeço ao Felipe, o meu amigo mais leal, por ser o meu maior (e praticamente único) suporte no Rio de Janeiro durante todos os meus anos de faculdade.

Agradeço ao João, pelo apoio incondicional nessa última etapa crucial e difícil de fechamento do ciclo mais importante da minha vida.

Agradeço a Alfred Wegener, James Hutton, Charles Lyell, Charles Darwin, e a todos os outros que vieram antes de mim, e que me presentearam com a oportunidade única de descobrir a ciência mais incrível existente na Terra e em todos os outros planetas, sistemas e galáxias. Espero um dia ser ao menos 1 milionésimo do que foram, e ter ao menos um pouco da imensa competência (e coragem) que tiveram. Eu tenho muito orgulho de dizer que tenho a profissão mais importante de todas: a de descobrir a formação e o funcionamento de todo o universo. Obrigada por isso.

Por fim, agradeço a mim mesma, pela força de continuar seguindo cada passo e correndo atrás de cada objetivo, mesmo quando todos ao meu redor desencorajaram toda e qualquer uma das minhas decisões. Às vezes, descobrimos da fora mais dura possível o tamanho da força e do potencial que temos para ser as pessoas que viemos para ser.

Vívian em seu balão... Vívian em seu balão...

"The sea's only gifts are harsh blows, and occasionally the chance to feel strong. Now I don't know much about the sea, but I do know that that's the way it is here. And I also know how important it is in life not necessarily to be strong but to feel strong. To measure yourself at least once. To find yourself at least once in the most ancient of human conditions. Facing the blind death stone alone, with nothing to help you but your hands and your own head."

Jon Krakauer, *Into the Wild*

Resumo

ABBATE, Vívian. **Inferências Paleoclimáticas e Paleoambientais a partir de Análise Palinológica da Formação La Meseta, Bacia Larsen, Ilha Seymour, Península Antártica.** 2022. 108 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

No Paleógeno ocorreram mudanças climáticas e tectônicas significativas, relacionadas à transição climática do planeta de *greenhouse* para *icehouse*. Na Sub-bacia James Ross (Bacia Larsen), elas provocaram uma mudança na microbiota e influenciaram a distribuição das assembleias de cistos de dinoflagelados no Oceano Sul. Amostras de rochas sedimentares constituídas por intercalações de arenitos e siltitos coletadas de uma seção (LM-03) em afloramentos atribuídos ao Alomembro Acanilados I da Formação La Meseta (Eoceno), permitiram a identificação de assembleias de palinomorfos e a determinação de três intervalos principais, que representam mudanças ambientais e climáticas nessa seção: Intervalo 1 (domínio da associação *Enigmadinium cylindrifloriferum* + *Deflandrea antarctica*, indicando ambiente marinho raso e proximal, com condições mais úmidas e amenas); Intervalo 2 (aumento dos elementos de elementos continentais, especialmente de *Nothofagidites*, indicando clima temperado e úmido, concomitante com a diminuição da abundância do *Enigmadinium*, sugerida pela relação com o esfriamento das águas); e Intervalo 3 (aumento novamente dos elementos marinhos, porém mais caracterizado pelo *Enneadocysta dictyostila*, indicando ambiente marinho mais aberto). A presença restrita do *Enigmadinium* à parte basal sugere ambiente deposicional marinho raso e estressante (baixa diversidade de dinocistos), com deposição na parte mais proximal, além de condições rasas e *inshore* e com baixa salinidade ou ambiente estuarino (alta dominância de assembleias de cistos de dinoflagelados), sendo a seção marinha. O *Enigmadinium* é dominante em abundância em todos os intervalos, sendo sugerida, pela primeira vez, a ocorrência de uma floração do seu gênero nessa região, no Eoceno, que pode estar associada a algum dos eventos hipertermais dessa época.

Palavras-chave: Antártica; Paleoclima; Palinologia.

Abstract

ABBATE, Vívian. **Paleoclimatic and Paleoenvironmental Inferences from Palynological Analysis of the La Meseta Formation, Larsen Basin, Seymour Island, Antarctic Peninsula.** 2022. 108 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

In the Paleogene, significant climatic and tectonic changes occurred, related to the climate transition of the planet from greenhouse to icehouse. In the James Ross Sub-basin, they caused a change in the microbiota and influenced the distribution of dinoflagellate cyst assemblages in the Southern Ocean. Sedimentary rocks samples constituted by intercalations of sandstones and siltstones collected from a section (LM-03) in outcrops attributed to the Acantilados I Allomember of the La Meseta Formation (Eocene), allowed the identification of palynomorph assemblages and determination of three main intervals, which represent environmental and climatic changes in this section: Interval 1 (domain of the association *Enigmadinium cylindrifloriferum* + *Deflandrea antarctica*, indicating shallow and proximal marine environment, with wetter and milder conditions); Interval 2 (increase in continental elements, especially *Nothofagidites*, indicating a temperate and humid climate, concomitant with a decrease in *Enigmadinium* abundance, suggested by the relationship with the water cooling); and Interval 3 (increase again in marine elements, but more characterized by *Enneadocysta dictyostila*, indicating a more open marine environment). The restricted presence of *Enigmadinium* to the basal part, suggests a shallow and stressful marine depositional environment (low diversity of dinocysts), with deposition in the most proximal part, in addition to shallow and inshore conditions and with low salinity or estuarine environment (high dominance of dinoflagellates assemblages), being a marine section. *Enigmadinium* is dominant in abundance in all intervals, being suggested, for the first time, occurrence of its flowering in this region, in Eocene, which may be associated with a hyperthermal event of that time.

Key-Words: Antarctica; Paleoclimate; Palynology.

Lista de Figuras

Agradecimentos.....	6
1. INTRODUÇÃO.....	27
1.1. Objetivos.....	28
1.1.1. Objetivos Gerais.....	28
1.1.2. Objetivos Específicos.....	28
2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	29
Figura 1: a) Mapa do continente Antártico, evidenciando a localização da Península Antártica; b) Mapa evidenciando a Ilha Seymour (Modificada de Kymes, 2015).....	29
Figura 2: Mapa geológico da Península Antártica (Hathway, 2000).....	30
Figura 3: Mapa de localização da área da Sub-bacia James Ross e do Grupo Seymour Island na Sub-bacia James Ross (Amenábar et al., 2019b).....	31
2.1. Geologia Regional: Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia Larsen.....	31
Figura 4: Coluna estratigráfica da Bacia Larsen (Hathway, 2000).....	32
2.1.2. Evolução do Paleógeno da Sub-bacia James Ross.....	32
Figura 5: Mapa com o esquema estratigráfico da Ilha Seymour (Marambio), apresentando a Formação La Meseta em cor amarela (Montes <i>et al.</i> , 2010).....	33
Figura 6: Coluna estratigráfica da Sub-bacia James Ross (Amenábar <i>et al.</i> , 2019b).....	34
Figura 7: Localização das unidades estratigráficas no mapa geológico das Formações La Meseta e Submeseta, na Ilha Seymour (Amenábar <i>et al.</i> , 2019b).....	34
2.2. Geologia Local: A Formação La Meseta.....	35
3. CONTEXTO PALEOMBIENTAL.....	39
3.1. Contexto paleoambiental do Oceano Sul no Eoceno.....	39
3.2. Clima do Eoceno da Antártica.....	40
Figura 8: Evolução do clima global e dos níveis de CO ₂ nos últimos 65 Ma (Zachos et al., 2008).....	40
3.3. Relação do clima do Eoceno com a Formação La Meseta.....	41
4. Palinologia.....	57
4.1. Palinologia e Paleoambiente do Eoceno da Formação La Meseta.....	59
Figura 9: Assembleias palinológicas marinhas e terrestres da Sub-bacia James Ross, contendo idade, unidade litoestratigráfica, localidade e referências, considerando somente o Grupo Seymour Island (Paleógeno) da Ilha Seymour, Península Antártica – com foco nos	

palinormorfos da Formação La Meseta (Eoceno), em vermelho (Modificado de Amenábar et al. (2019b)).....	76
Figura 10: Ocorrência de espécies de cistos de dinoflagelados na Formação La Meseta, Ilha Seymour, Península Antártica (Amenábar <i>et al.</i> , 2019a).....	79
5. MATERIAIS E MÉTODOS.....	83
5.1. Materiais.....	83
Figura 11: Mapa Geológico da Ilha Seymour (Marambio), com evidência à região onde foram coletadas as amostras deste presente trabalho (área do número 32) (Montes <i>et al.</i> , 2010).....	83
Figura 12: Foto do perfil da Formação La Meseta, de onde foram coletadas as amostras estudadas no presente trabalho (Projeto FLORANTAR, 2020).....	84
Figura 13: Foto do perfil da Formação La Meseta, de onde foram coletadas as amostras estudadas no presente trabalho (Projeto FLORANTAR, 2020).....	84
Figura 14: Foto do perfil da Formação La Meseta, de onde foram coletadas as amostras estudadas no presente trabalho (Projeto FLORANTAR, 2020).....	85
Figura 15: Perfil da Formação La Meseta, Alomembro Acantilados I, com as alturas de onde cada amostra foi coletada (Modificado do Projeto FLORANTAR, 2020).....	85
5.2. Métodos.....	86
Figura 16: 1) Amostra sendo pesada; 2) Amostras com Fluoclor; 3) Processo de lavagem do líquido sobrenadante com peneira de abertura 10µm mesh; 4) Processo de filtragem na peneira de abertura 200 µm mesh; 5) Transferência do resíduo de cada amostra para o tubo Falcon de 50 ml; 6) Amostras com ZnCl ₂	89
Figura 17: 7) Amostras colocadas na centrífuga; 8) Amostras decantadas, já com a presença do “anel”, formado pela floculação da matéria orgânica em reação ao ZnCl ₂ ; 9) Coleta do “anel” contendo a matéria orgânica com a pipeta; 10) Material para a confecção da lâmina finalizado (matéria orgânica concentrada); 11) Processo de preparação das lâminas, através do aquecimento da lamínula já com o material, para secagem; 12) Algumas das lâminas palinológicas confeccionadas.....	90
6. RESULTADOS.....	93
6.1. Análise Palinológica.....	93
Figura 18: Comparação (%), A) entre o total de palinormorfos continentais e marinhos; B) entre os grupos de plantas; C) entre os cistos de peridinióides e gonyaulacóides na seção LM-03.....	93
Figura 19: Palinormorfos continentais encontrados no trabalho: A) <i>Nothofagidites</i> ; B) <i>Nothofagidites</i> ; C) <i>Cyathidites</i> ; D) <i>Proteacidites</i>	95
Figura 20: Palinormorfos marinhos encontrados no trabalho: E) <i>Enigmadinium cylindriforiferum</i> (fluorescência); F) <i>Enigmadinium cylindriforiferum</i> (fluorescência); G) <i>Enigmadinium cylindriforiferum</i> (fluorescência); H) <i>Enigmadinium cylindriforiferum</i>	

(fluorescência); I) <i>Enigmadinium cylindrififerum</i> ; J) <i>Enigmadinium cylindrififerum</i> ; K) <i>Deflandrea antarctica</i> ; L) <i>Spiniferites ramosus</i>	96
7. INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL.....	100
7.1. Paleoambiente Continental.....	100
Figura 21: Distribuição estratigráfica dos palinórfos continentais (em porcentagem absoluta). A linha vermelha indica média geral do total de palinórfos terrestres (Autor, 2021).....	100
7.2 Paleoambiente Marinho.....	101
Figura 22: Distribuição estratigráfica dos palinórfos marinhos (números absolutos). A linha azul indica média geral do total de palinórfos marinhos.....	101
Figura 23: Distribuição estratigráfica das associações de dinocistos (absoluta). A curva da esquerda indica a associação <i>Enigmadinium</i> + <i>Deflandrea</i> , enquanto a curva da direita indica a associação <i>Enneadocysta</i> + <i>Impletosphaeridium</i> + <i>Spiniferites</i> ; observar a escala.....	102
7.3. História Paleoambiental e Paleoclimática.....	103
Figura 24: Distribuição estratigráfica dos palinórfos registrados na seção LM-03. Intervalos paleoambientais e climáticos inferidos a partir do método CONISS. A coluna mais à direita apresenta inferências gerais dos paleoambientes e paleoclima.....	103
7.3.1. Intervalo 1 (0,8-2,1 m).....	103
7.3.2. Intervalo 2 (2,5-3,9 m).....	104
7.3.3. Intervalo 3 (4,4-4,7 m).....	104
8. CONCLUSÃO.....	105
Referências Bibliográficas.....	106

Lista de Tabelas

Agradecimentos.....	6
1. INTRODUÇÃO.....	27
1.1. Objetivos.....	28
1.1.1. Objetivos Gerais.....	28
1.1.2. Objetivos Específicos.....	28
2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	29
Figura 1: a) Mapa do continente Antártico, evidenciando a localização da Península Antártica; b) Mapa evidenciando a Ilha Seymour (Modificada de Kymes, 2015).....	29
Figura 2: Mapa geológico da Península Antártica (Hathway, 2000).....	30
Figura 3: Mapa de localização da área da Sub-bacia James Ross e do Grupo Seymour Island na Sub-bacia James Ross (Amenábar et al., 2019b).....	31
2.1. Geologia Regional: Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia Larsen.....	31
Figura 4: Coluna estratigráfica da Bacia Larsen (Hathway, 2000).....	32
2.1.2. Evolução do Paleógeno da Sub-bacia James Ross.....	32
Figura 5: Mapa com o esquema estratigráfico da Ilha Seymour (Marambio), apresentando a Formação La Meseta em cor amarela (Montes <i>et al.</i> , 2010).....	33
Figura 6: Coluna estratigráfica da Sub-bacia James Ross (Amenábar <i>et al.</i> , 2019b).....	34
Figura 7: Localização das unidades estratigráficas no mapa geológico das Formações La Meseta e Submeseta, na Ilha Seymour (Amenábar <i>et al.</i> , 2019b).....	34
2.2. Geologia Local: A Formação La Meseta.....	35
3. CONTEXTO PALEOMBIENTAL.....	39
3.1. Contexto paleoambiental do Oceano Sul no Eoceno.....	39
Tabela 1: Destaques palinológicos ao longo do Eoceno, no Oceano Sul (Autor, 2021).....	39
3.2. Clima do Eoceno da Antártica.....	40
Figura 8: Evolução do clima global e dos níveis de CO ₂ nos últimos 65 Ma (Zachos et al., 2008).....	40
Tabela 2: Principais destaques da evolução climática da Antártica ao longo do Eoceno (Autor, 2021).....	41
3.3. Relação do clima do Eoceno com a Formação La Meseta.....	41
4. Palinologia.....	57

4.1. Palinologia e Paleoambiente do Eoceno da Formação La Meseta.....	59
Figura 9: Assembleias palinológicas marinhas e terrestres da Sub-bacia James Ross, contendo idade, unidade litoestratigráfica, localidade e referências, considerando somente o Grupo Seymour Island (Paleógeno) da Ilha Seymour, Península Antártica – com foco nos palinormorfos da Formação La Meseta (Eoceno), em vermelho (Modificado de Amenábar et al. (2019b)).....	76
Figura 10: Ocorrência de espécies de cistos de dinoflagelados na Formação La Meseta, Ilha Seymour, Península Antártica (Amenábar <i>et al.</i> , 2019a).....	79
5. MATERIAIS E MÉTODOS.....	83
5.1. Materiais.....	83
Figura 11: Mapa Geológico da Ilha Seymour (Marambio), com evidência à região onde foram coletadas as amostras deste presente trabalho (área do número 32) (Montes <i>et al.</i> , 2010).....	83
Figura 12: Foto do perfil da Formação La Meseta, de onde foram coletadas as amostras estudadas no presente trabalho (Projeto FLORANTAR, 2020).....	84
Figura 13: Foto do perfil da Formação La Meseta, de onde foram coletadas as amostras estudadas no presente trabalho (Projeto FLORANTAR, 2020).....	84
Figura 14: Foto do perfil da Formação La Meseta, de onde foram coletadas as amostras estudadas no presente trabalho (Projeto FLORANTAR, 2020).....	85
Figura 15: Perfil da Formação La Meseta, Alomembro Acantilados I, com as alturas de onde cada amostra foi coletada (Modificado do Projeto FLORANTAR, 2020).....	85
5.2. Métodos.....	86
Figura 16: 1) Amostra sendo pesada; 2) Amostras com Fluoclor; 3) Processo de lavagem do líquido sobrenadante com peneira de abertura 10µm mesh; 4) Processo de filtragem na peneira de abertura 200 µm mesh; 5) Transferência do resíduo de cada amostra para o tubo Falcon de 50 ml; 6) Amostras com ZnCl ₂	89
Figura 17: 7) Amostras colocadas na centrífuga; 8) Amostras decantadas, já com a presença do “anel”, formado pela floculação da matéria orgânica em reação ao ZnCl ₂ ; 9) Coleta do “anel” contendo a matéria orgânica com a pipeta; 10) Material para a confecção da lâmina finalizado (matéria orgânica concentrada); 11) Processo de preparação das lâminas, através do aquecimento da lamínula já com o material, para secagem; 12) Algumas das lâminas palinológicas confeccionadas.....	90
6. RESULTADOS.....	93
6.1. Análise Palinológica.....	93
Figura 18: Comparação (%), A) entre o total de palinormorfos continentais e marinhos; B) entre os grupos de plantas; C) entre os cistos de peridinióides e gonyaulacóides na seção LM-03.....	93
Figura 19: Palinormorfos continentais encontrados no trabalho: A) <i>Nothofagidites</i> ; B) <i>Nothofagidites</i> ; C) <i>Cyathidites</i> ; D) <i>Proteacidites</i>	95

Figura 20: Palinomorfos marinhos encontrados no trabalho: E) *Enigmadinium cylindrififerum* (fluorescência); F) *Enigmadinium cylindrififerum* (fluorescência); G) *Enigmadinium cylindrififerum* (fluorescência); H) *Enigmadinium cylindrififerum* (fluorescência); I) *Enigmadinium cylindrififerum*; J) *Enigmadinium cylindrififerum*; K) *Deflandrea antarctica*; L) *Spiniferites ramosus*.....96

Quadro 1: Espécies de dinoflagelados identificadas na seção LM-03, com seus respectivos tipos de cistos, tendências e observações.....99

7. INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL.....100

7.1. Paleoambiente Continental.....100

Figura 21: Distribuição estratigráfica dos palinomorfos continentais (em porcentagem absoluta). A linha vermelha indica média geral do total de palinomorfos terrestres (Autor, 2021).....100

7.2 Paleoambiente Marinho.....101

Figura 22: Distribuição estratigráfica dos palinomorfos marinhos (números absolutos). A linha azul indica média geral do total de palinomorfos marinhos.....101

Tabela 3: Correlação Pearson entre as espécies de dinocistos. Em azul são apresentadas as correlações positivas, e em vermelho, as correlações negativas.102

Figura 23: Distribuição estratigráfica das associações de dinocistos (absoluta). A curva da esquerda indica a associação *Enigmadinium* + *Deflandrea*, enquanto a curva da direita indica a associação *Enneadocysta* + *Impletosphaeridium* + *Spiniferites*; observar a escala.....102

7.3. História Paleoambiental e Paleoclimática.....103

Figura 24: Distribuição estratigráfica dos palinomorfos registrados na seção LM-03. Intervalos paleoambientais e climáticos inferidos a partir do método CONISS. A coluna mais à direita apresenta inferências gerais dos paleoambientes e paleoclima.....103

7.3.1. Intervalo 1 (0,8-2,1 m).....103

7.3.2. Intervalo 2 (2,5-3,9 m).....104

7.3.3. Intervalo 3 (4,4-4,7 m).....104

8. CONCLUSÃO.....105

Referências Bibliográficas.....106

Agradecimentos.....6

1. INTRODUÇÃO.....27

1.1. Objetivos.....28

1.1.1. Objetivos Gerais.....28

1.1.2. Objetivos Específicos.....28

2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....29

Figura 1: a) Mapa do continente Antártico, evidenciando a localização da Península Antártica; b) Mapa evidenciando a Ilha Seymour (Modificada de Kymes, 2015).....29

Figura 2: Mapa geológico da Península Antártica (Hathway, 2000).....30

Figura 3: Mapa de localização da área da Sub-bacia James Ross e do Grupo Seymour Island na Sub-bacia James Ross (Amenábar et al., 2019b).....	31
2.1. Geologia Regional: Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia Larsen.....	31
Figura 4: Coluna estratigráfica da Bacia Larsen (Hathway, 2000).....	32
2.1.2. Evolução do Paleógeno da Sub-bacia James Ross.....	32
Figura 5: Mapa com o esquema estratigráfico da Ilha Seymour (Marambio), apresentando a Formação La Meseta em cor amarela (Montes <i>et al.</i> , 2010).....	33
Figura 6: Coluna estratigráfica da Sub-bacia James Ross (Amenábar <i>et al.</i> , 2019b).....	34
Figura 7: Localização das unidades estratigráficas no mapa geológico das Formações La Meseta e Submeseta, na Ilha Seymour (Amenábar <i>et al.</i> , 2019b).....	34
2.2. Geologia Local: A Formação La Meseta.....	35
3. CONTEXTO PALEOMBIENTAL.....	39
3.1. Contexto paleoambiental do Oceano Sul no Eoceno.....	39
Tabela 1: Destaques palinológicos ao longo do Eoceno, no Oceano Sul (Autor, 2021).....	39
3.2. Clima do Eoceno da Antártica.....	40
Figura 8: Evolução do clima global e dos níveis de CO ₂ nos últimos 65 Ma (Zachos et al., 2008).....	40
Tabela 2: Principais destaques da evolução climática da Antártica ao longo do Eoceno (Autor, 2021).....	41
3.3. Relação do clima do Eoceno com a Formação La Meseta.....	41
4. Palinologia.....	57
4.1. Palinologia e Paleoambiente do Eoceno da Formação La Meseta.....	59
Figura 9: Assembleias palinológicas marinhas e terrestres da Sub-bacia James Ross, contendo idade, unidade litoestratigráfica, localidade e referências, considerando somente o Grupo Seymour Island (Paleógeno) da Ilha Seymour, Península Antártica – com foco nos palinormorfos da Formação La Meseta (Eoceno), em vermelho (Modificado de Amenábar et al. (2019b)).....	76
Figura 10: Ocorrência de espécies de cistos de dinoflagelados na Formação La Meseta, Ilha Seymour, Península Antártica (Amenábar <i>et al.</i> , 2019a).....	79
5. MATERIAIS E MÉTODOS.....	83
5.1. Materiais.....	83
Figura 11: Mapa Geológico da Ilha Seymour (Marambio), com evidência à região onde foram coletadas as amostras deste presente trabalho (área do número 32) (Montes <i>et al.</i> , 2010).....	83
Figura 12: Foto do perfil da Formação La Meseta, de onde foram coletadas as amostras estudadas no presente trabalho (Projeto FLORANTAR, 2020).....	84

Figura 13: Foto do perfil da Formação La Meseta, de onde foram coletadas as amostras estudadas no presente trabalho (Projeto FLORANTAR, 2020).....	84
Figura 14: Foto do perfil da Formação La Meseta, de onde foram coletadas as amostras estudadas no presente trabalho (Projeto FLORANTAR, 2020).....	85
Figura 15: Perfil da Formação La Meseta, Alomembro Acantilados I, com as alturas de onde cada amostra foi coletada (Modificado do Projeto FLORANTAR, 2020).....	85
5.2. Métodos.....	86
Figura 16: 1) Amostra sendo pesada; 2) Amostras com Fluoclor; 3) Processo de lavagem do líquido sobrenadante com peneira de abertura 10µm mesh; 4) Processo de filtragem na peneira de abertura 200 µm mesh; 5) Transferência do resíduo de cada amostra para o tubo Falcon de 50 ml; 6) Amostras com ZnCl ₂	89
Figura 17: 7) Amostras colocadas na centrífuga; 8) Amostras decantadas, já com a presença do “anel”, formado pela floculação da matéria orgânica em reação ao ZnCl ₂ ; 9) Coleta do “anel” contendo a matéria orgânica com a pipeta; 10) Material para a confecção da lâmina finalizado (matéria orgânica concentrada); 11) Processo de preparação das lâminas, através do aquecimento da lamínula já com o material, para secagem; 12) Algumas das lâminas palinológicas confeccionadas.....	90
6. RESULTADOS.....	93
6.1. Análise Palinológica.....	93
Figura 18: Comparação (%), A) entre o total de palinomorfos continentais e marinhos; B) entre os grupos de plantas; C) entre os cistos de peridinióides e gonyaulacóides na seção LM-03.....	93
Figura 19: Palinomorfos continentais encontrados no trabalho: A) <i>Nothofagidites</i> ; B) <i>Nothofagidites</i> ; C) <i>Cyathidites</i> ; D) <i>Proteacidites</i>	95
Figura 20: Palinomorfos marinhos encontrados no trabalho: E) <i>Enigmadinium cylindriforiferum</i> (fluorescência); F) <i>Enigmadinium cylindriforiferum</i> (fluorescência); G) <i>Enigmadinium cylindriforiferum</i> (fluorescência); H) <i>Enigmadinium cylindriforiferum</i> (fluorescência); I) <i>Enigmadinium cylindriforiferum</i> ; J) <i>Enigmadinium cylindriforiferum</i> ; K) <i>Deflandrea antarctica</i> ; L) <i>Spiniferites ramosus</i>	96
Quadro 1: Espécies de dinoflagelados identificadas na seção LM-03, com seus respectivos tipos de cistos, tendências e observações.....	99
7. INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL.....	100
7.1. Paleoambiente Continental.....	100
Figura 21: Distribuição estratigráfica dos palinomorfos continentais (em porcentagem absoluta). A linha vermelha indica média geral do total de palinomorfos terrestres (Autor, 2021).....	100
7.2 Paleoambiente Marinho.....	101
Figura 22: Distribuição estratigráfica dos palinomorfos marinhos (números absolutos). A linha azul indica média geral do total de palinomorfos marinhos.....	101

Tabela 3: Correlação Pearson entre as espécies de dinocistos. Em azul são apresentadas as correlações positivas, e em vermelho, as correlações negativas.

.....	102
Figura 23: Distribuição estratigráfica das associações de dinocistos (absoluta). A curva da esquerda indica a associação <i>Enigmadinium</i> + <i>Deflandrea</i> , enquanto a curva da direita indica a associação <i>Enneadocysta</i> + <i>Impletosphaeridium</i> + <i>Spiniferites</i> ; observar a escala.....	102
7.3. História Paleoambiental e Paleoclimática.....	103
Figura 24: Distribuição estratigráfica dos palinomorfos registrados na seção LM-03. Intervalos paleoambientais e climáticos inferidos a partir do método CONISS. A coluna mais à direita apresenta inferências gerais dos paleoambientes e paleoclima.....	103
7.3.1. Intervalo 1 (0,8-2,1 m).....	103
7.3.2. Intervalo 2 (2,5-3,9 m).....	104
7.3.3. Intervalo 3 (4,4-4,7 m).....	104
8. CONCLUSÃO.....	105
Referências Bibliográficas.....	106
Agradecimentos.....	6
1. INTRODUÇÃO.....	27
1.1. Objetivos.....	28
1.1.1. Objetivos Gerais.....	28
1.1.2. Objetivos Específicos.....	28
2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	29
Figura 1: a) Mapa do continente Antártico, evidenciando a localização da Península Antártica; b) Mapa evidenciando a Ilha Seymour (Modificada de Kymes, 2015).....	29
Figura 2: Mapa geológico da Península Antártica (Hathway, 2000).....	30
Figura 3: Mapa de localização da área da Sub-bacia James Ross e do Grupo Seymour Island na Sub-bacia James Ross (Amenábar et al., 2019b).....	31
2.1. Geologia Regional: Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia Larsen.....	31
Figura 4: Coluna estratigráfica da Bacia Larsen (Hathway, 2000).....	32
2.1.2. Evolução do Paleógeno da Sub-bacia James Ross.....	32
Figura 5: Mapa com o esquema estratigráfico da Ilha Seymour (Marambio), apresentando a Formação La Meseta em cor amarela (Montes et al., 2010).....	33
Figura 6: Coluna estratigráfica da Sub-bacia James Ross (Amenábar et al., 2019b).....	34
Figura 7: Localização das unidades estratigráficas no mapa geológico das Formações La Meseta e Submeseta, na Ilha Seymour (Amenábar et al., 2019b).....	34
2.2. Geologia Local: A Formação La Meseta.....	35
3. CONTEXTO PALEOMBIENTAL.....	39
3.1. Contexto paleoambiental do Oceano Sul no Eoceno.....	39

Tabela 1: Destaques palinológicos ao longo do Eoceno, no Oceano Sul (Autor, 2021).....	39
3.2. Clima do Eoceno da Antártica.....	40
Figura 8: Evolução do clima global e dos níveis de CO ₂ nos últimos 65 Ma (Zachos et al., 2008).....	40
Tabela 2: Principais destaques da evolução climática da Antártica ao longo do Eoceno (Autor, 2021).....	41
3.3. Relação do clima do Eoceno com a Formação La Meseta.....	41
4. Palinologia.....	57
4.1. Palinologia e Paleoambiente do Eoceno da Formação La Meseta.....	59
Figura 9: Assembleias palinológicas marinhas e terrestres da Sub-bacia James Ross, contendo idade, unidade litoestratigráfica, localidade e referências, considerando somente o Grupo Seymour Island (Paleógeno) da Ilha Seymour, Península Antártica – com foco nos palinormorfos da Formação La Meseta (Eoceno), em vermelho (Modificado de Amenábar et al. (2019b)).....	76
Figura 10: Ocorrência de espécies de cistos de dinoflagelados na Formação La Meseta, Ilha Seymour, Península Antártica (Amenábar <i>et al.</i> , 2019a).....	79
5. MATERIAIS E MÉTODOS.....	83
5.1. Materiais.....	83
Figura 11: Mapa Geológico da Ilha Seymour (Marambio), com evidência à região onde foram coletadas as amostras deste presente trabalho (área do número 32) (Montes <i>et al.</i> , 2010).....	83
Figura 12: Foto do perfil da Formação La Meseta, de onde foram coletadas as amostras estudadas no presente trabalho (Projeto FLORANTAR, 2020).....	84
Figura 13: Foto do perfil da Formação La Meseta, de onde foram coletadas as amostras estudadas no presente trabalho (Projeto FLORANTAR, 2020).....	84
Figura 14: Foto do perfil da Formação La Meseta, de onde foram coletadas as amostras estudadas no presente trabalho (Projeto FLORANTAR, 2020).....	85
Figura 15: Perfil da Formação La Meseta, Alomembro Acantilados I, com as alturas de onde cada amostra foi coletada (Modificado do Projeto FLORANTAR, 2020).....	85
5.2. Métodos.....	86
Figura 16: 1) Amostra sendo pesada; 2) Amostras com Fluoclor; 3) Processo de lavagem do líquido sobrenadante com peneira de abertura 10µm mesh; 4) Processo de filtragem na peneira de abertura 200 µm mesh; 5) Transferência do resíduo de cada amostra para o tubo Falcon de 50 ml; 6) Amostras com ZnCl ₂	89
Figura 17: 7) Amostras colocadas na centrífuga; 8) Amostras decantadas, já com a presença do “anel”, formado pela floculação da matéria orgânica em reação ao ZnCl ₂ ; 9) Coleta do “anel” contendo a matéria orgânica com a pipeta; 10) Material para a confecção da lâmina finalizado (matéria orgânica concentrada); 11) Processo de preparação das lâminas, através do	

aquecimento da lamínula já com o material, para secagem; 12) Algumas das lâminas palinológicas confeccionadas.....	90
6. RESULTADOS.....	93
6.1. Análise Palinológica.....	93
Figura 18: Comparação (%), A) entre o total de palinomorfos continentais e marinhos; B) entre os grupos de plantas; C) entre os cistos de peridinióides e gonyaulacóides na seção LM-03.....	93
Figura 19: Palinomorfos continentais encontrados no trabalho: A) <i>Nothofagidites</i> ; B) <i>Nothofagidites</i> ; C) <i>Cyathidites</i> ; D) <i>Proteacidites</i>	95
Figura 20: Palinomorfos marinhos encontrados no trabalho: E) <i>Enigmadinium cylindriforiferum</i> (fluorescência); F) <i>Enigmadinium cylindriforiferum</i> (fluorescência); G) <i>Enigmadinium cylindriforiferum</i> (fluorescência); H) <i>Enigmadinium cylindriforiferum</i> (fluorescência); I) <i>Enigmadinium cylindriforiferum</i> ; J) <i>Enigmadinium cylindriforiferum</i> ; K) <i>Deflandrea antarctica</i> ; L) <i>Spiniferites ramosus</i>	96
Quadro 1: Espécies de dinoflagelados identificadas na seção LM-03, com seus respectivos tipos de cistos, tendências e observações.....	99
7. INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL.....	100
7.1. Paleoambiente Continental.....	100
Figura 21: Distribuição estratigráfica dos palinomorfos continentais (em porcentagem absoluta). A linha vermelha indica média geral do total de palinomorfos terrestres (Autor, 2021).....	100
7.2 Paleoambiente Marinho.....	101
Figura 22: Distribuição estratigráfica dos palinomorfos marinhos (números absolutos). A linha azul indica média geral do total de palinomorfos marinhos.....	101
Tabela 3: Correlação Pearson entre as espécies de dinocistos. Em azul são apresentadas as correlações positivas, e em vermelho, as correlações negativas.	102
Figura 23: Distribuição estratigráfica das associações de dinocistos (absoluta). A curva da esquerda indica a associação <i>Enigmadinium</i> + <i>Deflandrea</i> , enquanto a curva da direita indica a associação <i>Enneadocysta</i> + <i>Impletosphaeridium</i> + <i>Spiniferites</i> ; observar a escala.....	102
7.3. História Paleoambiental e Paleoclimática.....	103
Figura 24: Distribuição estratigráfica dos palinomorfos registrados na seção LM-03. Intervalos paleoambientais e climáticos inferidos a partir do método CONISS. A coluna mais à direita apresenta inferências gerais dos paleoambientes e paleoclima.....	103
7.3.1. Intervalo 1 (0,8-2,1 m).....	103
7.3.2. Intervalo 2 (2,5-3,9 m).....	104
7.3.3. Intervalo 3 (4,4-4,7 m).....	104
8. CONCLUSÃO.....	105
Referências Bibliográficas.....	106

Lista de Quadros

Agradecimentos.....	6
1. INTRODUÇÃO.....	27
1.1. Objetivos.....	28
1.1.1. Objetivos Gerais.....	28
1.1.2. Objetivos Específicos.....	28
2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	29
Figura 1: a) Mapa do continente Antártico, evidenciando a localização da Península Antártica; b) Mapa evidenciando a Ilha Seymour (Modificada de Kymes, 2015).....	29
Figura 2: Mapa geológico da Península Antártica (Hathway, 2000).....	30
Figura 3: Mapa de localização da área da Sub-bacia James Ross e do Grupo Seymour Island na Sub-bacia James Ross (Amenábar et al., 2019b).....	31
2.1. Geologia Regional: Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia Larsen.....	31
Figura 4: Coluna estratigráfica da Bacia Larsen (Hathway, 2000).....	32
2.1.2. Evolução do Paleógeno da Sub-bacia James Ross.....	32
Figura 5: Mapa com o esquema estratigráfico da Ilha Seymour (Marambio), apresentando a Formação La Meseta em cor amarela (Montes <i>et al.</i> , 2010).....	33
Figura 6: Coluna estratigráfica da Sub-bacia James Ross (Amenábar <i>et al.</i> , 2019b).....	34
Figura 7: Localização das unidades estratigráficas no mapa geológico das Formações La Meseta e Submeseta, na Ilha Seymour (Amenábar <i>et al.</i> , 2019b).....	34
2.2. Geologia Local: A Formação La Meseta.....	35
3. CONTEXTO PALEOMBIENTAL.....	39
3.1. Contexto paleoambiental do Oceano Sul no Eoceno.....	39
Tabela 1: Destaques palinológicos ao longo do Eoceno, no Oceano Sul (Autor, 2021).....	39
3.2. Clima do Eoceno da Antártica.....	40
Figura 8: Evolução do clima global e dos níveis de CO ₂ nos últimos 65 Ma (Zachos et al., 2008).....	40
Tabela 2: Principais destaques da evolução climática da Antártica ao longo do Eoceno (Autor, 2021).....	41
3.3. Relação do clima do Eoceno com a Formação La Meseta.....	41
4. Palinologia.....	57

4.1. Palinologia e Paleoambiente do Eoceno da Formação La Meseta.....	59
Figura 9: Assembleias palinológicas marinhas e terrestres da Sub-bacia James Ross, contendo idade, unidade litoestratigráfica, localidade e referências, considerando somente o Grupo Seymour Island (Paleógeno) da Ilha Seymour, Península Antártica – com foco nos palinormorfos da Formação La Meseta (Eoceno), em vermelho (Modificado de Amenábar et al. (2019b)).....	76
Figura 10: Ocorrência de espécies de cistos de dinoflagelados na Formação La Meseta, Ilha Seymour, Península Antártica (Amenábar <i>et al.</i> , 2019a).....	79
5. MATERIAIS E MÉTODOS.....	83
5.1. Materiais.....	83
Figura 11: Mapa Geológico da Ilha Seymour (Marambio), com evidência à região onde foram coletadas as amostras deste presente trabalho (área do número 32) (Montes <i>et al.</i> , 2010).....	83
Figura 12: Foto do perfil da Formação La Meseta, de onde foram coletadas as amostras estudadas no presente trabalho (Projeto FLORANTAR, 2020).....	84
Figura 13: Foto do perfil da Formação La Meseta, de onde foram coletadas as amostras estudadas no presente trabalho (Projeto FLORANTAR, 2020).....	84
Figura 14: Foto do perfil da Formação La Meseta, de onde foram coletadas as amostras estudadas no presente trabalho (Projeto FLORANTAR, 2020).....	85
Figura 15: Perfil da Formação La Meseta, Alomembro Acantilados I, com as alturas de onde cada amostra foi coletada (Modificado do Projeto FLORANTAR, 2020).....	85
5.2. Métodos.....	86
Figura 16: 1) Amostra sendo pesada; 2) Amostras com Fluoclor; 3) Processo de lavagem do líquido sobrenadante com peneira de abertura 10µm mesh; 4) Processo de filtragem na peneira de abertura 200 µm mesh; 5) Transferência do resíduo de cada amostra para o tubo Falcon de 50 ml; 6) Amostras com ZnCl ₂	89
Figura 17: 7) Amostras colocadas na centrífuga; 8) Amostras decantadas, já com a presença do “anel”, formado pela floculação da matéria orgânica em reação ao ZnCl ₂ ; 9) Coleta do “anel” contendo a matéria orgânica com a pipeta; 10) Material para a confecção da lâmina finalizado (matéria orgânica concentrada); 11) Processo de preparação das lâminas, através do aquecimento da lamínula já com o material, para secagem; 12) Algumas das lâminas palinológicas confeccionadas.....	90
6. RESULTADOS.....	93
6.1. Análise Palinológica.....	93
Figura 18: Comparação (%), A) entre o total de palinormorfos continentais e marinhos; B) entre os grupos de plantas; C) entre os cistos de peridinióides e gonyaulacóides na seção LM-03.....	93
Figura 19: Palinormorfos continentais encontrados no trabalho: A) <i>Nothofagidites</i> ; B) <i>Nothofagidites</i> ; C) <i>Cyathidites</i> ; D) <i>Proteacidites</i>	95

Figura 20: Palinomorfos marinhos encontrados no trabalho: E) *Enigmadinium cylindrififerum* (fluorescência); F) *Enigmadinium cylindrififerum* (fluorescência); G) *Enigmadinium cylindrififerum* (fluorescência); H) *Enigmadinium cylindrififerum* (fluorescência); I) *Enigmadinium cylindrififerum*; J) *Enigmadinium cylindrififerum*; K) *Deflandrea antarctica*; L) *Spiniferites ramosus*.....96

Quadro 1: Espécies de dinoflagelados identificadas na seção LM-03, com seus respectivos tipos de cistos, tendências e observações.....99

7. INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL.....100

7.1. Paleoambiente Continental.....100

Figura 21: Distribuição estratigráfica dos palinomorfos continentais (em porcentagem absoluta). A linha vermelha indica média geral do total de palinomorfos terrestres (Autor, 2021).....100

7.2 Paleoambiente Marinho.....101

Figura 22: Distribuição estratigráfica dos palinomorfos marinhos (números absolutos). A linha azul indica média geral do total de palinomorfos marinhos.....101

Tabela 3: Correlação Pearson entre as espécies de dinocistos. Em azul são apresentadas as correlações positivas, e em vermelho, as correlações negativas.102

Figura 23: Distribuição estratigráfica das associações de dinocistos (absoluta). A curva da esquerda indica a associação *Enigmadinium* + *Deflandrea*, enquanto a curva da direita indica a associação *Enneadocysta* + *Impletosphaeridium* + *Spiniferites*; observar a escala.....102

7.3. História Paleoambiental e Paleoclimática.....103

Figura 24: Distribuição estratigráfica dos palinomorfos registrados na seção LM-03. Intervalos paleoambientais e climáticos inferidos a partir do método CONISS. A coluna mais à direita apresenta inferências gerais dos paleoambientes e paleoclima.....103

7.3.1. Intervalo 1 (0,8-2,1 m).....103

7.3.2. Intervalo 2 (2,5-3,9 m).....104

7.3.3. Intervalo 3 (4,4-4,7 m).....104

8. CONCLUSÃO.....105

Referências Bibliográficas.....106

Sumário

Agradecimentos.....	6
1. INTRODUÇÃO.....	27
2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	29
3. CONTEXTO PALEOMBIENTAL.....	39
4. Palinologia.....	57
5. MATERIAIS E MÉTODOS.....	83
6. RESULTADOS.....	93
7. INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL.....	100
8. CONCLUSÃO.....	105
Referências Bibliográficas.....	106

1. INTRODUÇÃO

O Paleógeno foi um período em que houve mudanças climáticas e oceanográficas significativas, relacionadas à transição climática do planeta de um estado de *greenhouse* (ou “estufa”, indicando altas temperaturas) para *icehouse* (ou “casa de gelo”, indicando baixas temperaturas, a nível de congelamento), sendo que isso não ocorreu de forma gradual, e é caracterizado por eventos hipertermais (ou intervalos de aquecimento), como o Ótimo Climático do Eoceno Médio (Zachos *et al.*, 2008), em ~40 Ma (Amenábar *et al.*, 2019b). Do Eoceno inicial até a transição para o Oligoceno, o clima da Terra mudou de uma condição relativamente livre de gelo para outra com condições glaciais em muitas regiões da Antártica, de forma que esse evento de resfriamento global foi marcado pelo crescimento substancial do gelo na Antártica e por mudanças de temperatura da superfície do mar em alta latitude, que variraram de ~18°C durante o Eoceno inicial, para ~6°C na transição para o Oligoceno (Stott *et al.*, 1990; Liu *et al.*, 2009) (Kymes, 2015). O aumento do gelo ocorreu quando as temperaturas mudaram da condição *greenhouse* do início do Cenozóico, até o estado glacial atual (Prothero *et al.*, 2003; Lear *et al.*, 2008), sendo essa mudança de temperatura correlacionada com um aumento nos valores de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) observado em foraminíferos bentônicos de mar profundo, bem como a registros de concentrações de dióxido de carbono atmosférico (Zachos *et al.*, 1996; Prothero & Berggren, 2014) (Kymes, 2015).

Segundo Amenábar *et al.* (2019b), na Sub-bacia James Ross, as variações ambientais ocorridas durante o Mesozoico e Cenozoico provocaram uma mudança na microbiota, e as mudanças climáticas e tectônicas do Paleógeno influenciaram a distribuição das assembleias de cistos de dinoflagelados no Oceano Sul (Stickley *et al.*, 2004; Bijl *et al.*, 2013a; Guerstein *et al.*, 2016; Amenábar *et al.*, 2019a, 2019b).

Dessa forma, os dados da Formação La Meseta apresentam-se importantes e úteis para corroborar as propostas de circulação do Oceano Atlântico Sul, tendo em vista que ela apresenta uma dominância de táxons endêmicos da Antártica durante o Eoceno médio a tardio (Amenábar *et al.*, 2019b). A distribuição dos táxons endêmicos também indica um padrão de circulação oceânico caracterizado por amplos giros em sentido horário ao redor Antártica (Amenábar *et al.*, 2019b). O presente trabalho aborda o contexto local do Alomembro Acantilados I da Formação La Meseta, presente na sua parte mais basal.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivos Gerais

Inferir implicações paleoclimáticas e paleoambientais a partir do material coletado e preparado, para ampliar o entendimento acerca do contexto paleoambiental do Eoceno da Formação La Meseta, Península Antártica.

1.1.2. Objetivos Específicos

- Registrar os palinórfos encontrados em amostras de rochas sedimentares da Formação La Meseta (Eoceno), coletadas na Ilha de Seymour, Península Antártica;
- Identificar associações de palinórfos continentais e marinhos;
- Identificar mudanças paleoambientais e paleoclimáticas a partir da distribuição estratigráfica de palinórfos continentais e marinhos na seção estudada;
- Discutir a distribuição estratigráfica dos palinórfos registrados no contexto do Alomembro Acantilados I da Formação La Meseta.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia Larsen, de idade Mesozóica-Cenozóica, está situada na plataforma continental à leste do setor norte da Península Antártica (MacDonald *et al.*, 1988) (Figuras 1a,b e 2), e é uma das várias bacias sedimentares do sul da América do Sul que teve sua formação resultante da extensão litosférica (rifteamento continental) do Jurássico, durante os estágios iniciais da fragmentação de Gondwana, posteriormente se desenvolvendo em uma configuração de *back-arc* relativa ao então contínuo arco magmático Andino-Península Antártica (Hathway, 2000). A Bacia Larsen é subdividida nas sub-bacias James Ross e Sul, e a Sub-bacia James Ross apresenta uma das sequências sedimentares mais completas do Hemisfério Sul, sendo, portanto, um dos principais focos de estudos do Cretáceo no Hemisfério.

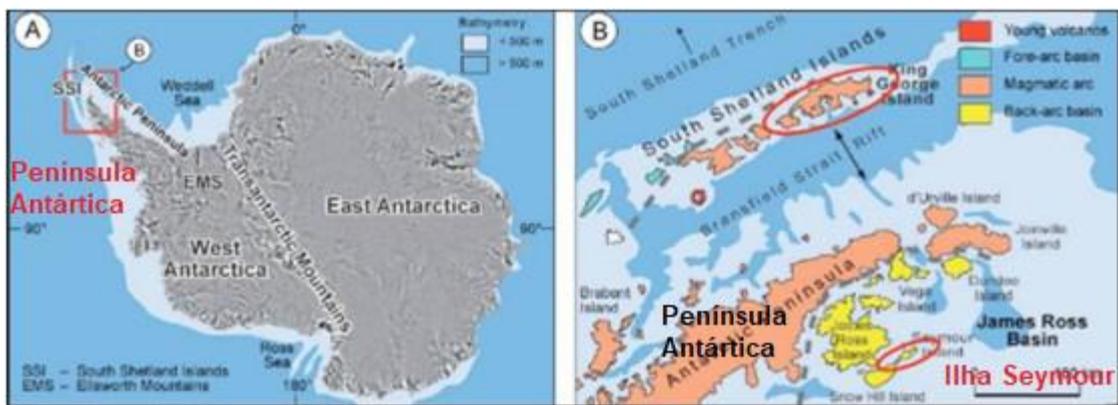


Figura 1: a) Mapa do continente Antártico, evidenciando a localização da Península Antártica; b) Mapa evidenciando a Ilha Seymour (Modificada de Kymes, 2015).

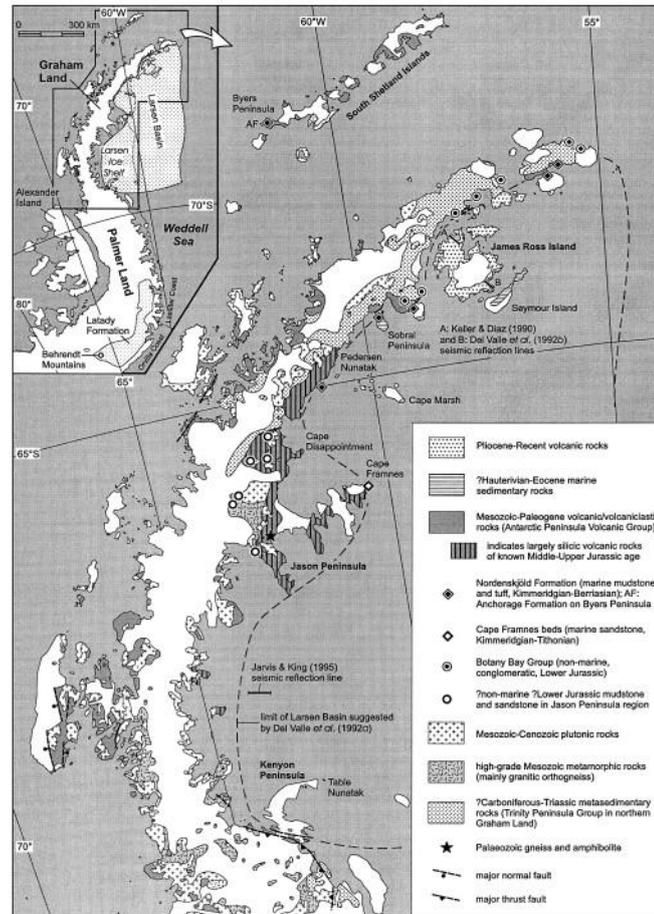


Figura 2: Mapa geológico da Península Antártica (Hathway, 2000).

A Bacia (ou Sub-bacia) James Ross é uma bacia de *back-arc* localizada no setor nordeste da Península Antártica, entre $63^{\circ}30'$ e $65^{\circ}S$, e 57° e $58^{\circ} W$ (Del Valle *et al.*, 1992; Hathway, 2000; Amenábar *et al.*, 2019b) (Figura 3). Seus afloramentos (ex. Grupo Marambio) estão concentrados principalmente em seu setor norte, no grupo insular James Ross, nas Ilhas James Ross, Vega, Cerro Nevado e Marambio (Seymour), com idades variando de Kimmeridgiano a Eoceno (Marenssi *et al.*, 2012) (Figura 4). Sua espessura sedimentar varia entre 3.000 e 4.000 metros à oeste, subindo para leste em cerca de 4.000 a 6.000 metros, atingindo um máximo de cerca de 10 a 12 km imediatamente à leste do talude continental, apresentando espessura em superfície de 5 a 6 km (Hathway, 2000; Marenssi *et al.*, 2012) de sedimentos depositados nos ciclos marinhos tansgressivos-regressivos do Jurássico ao Eoceno (Marenssi *et al.*, 2012) (Amenábar *et al.*, 2019b).

(Hathway, 2000). Essas megasequências são separadas por limites que registram os principais períodos de mudança de geometria da bacia (Hathway, 2000).

A quarta sequência engloba o material estudado, correspondente a uma cunha de sedimentos clásticos marinho-profundos, depositados ao longo da margem ocidental da bacia delimitada por falha, durante a fase de soerguimento e extensão do arco e subsidência diferencial relacionada (Hathway, 2000).

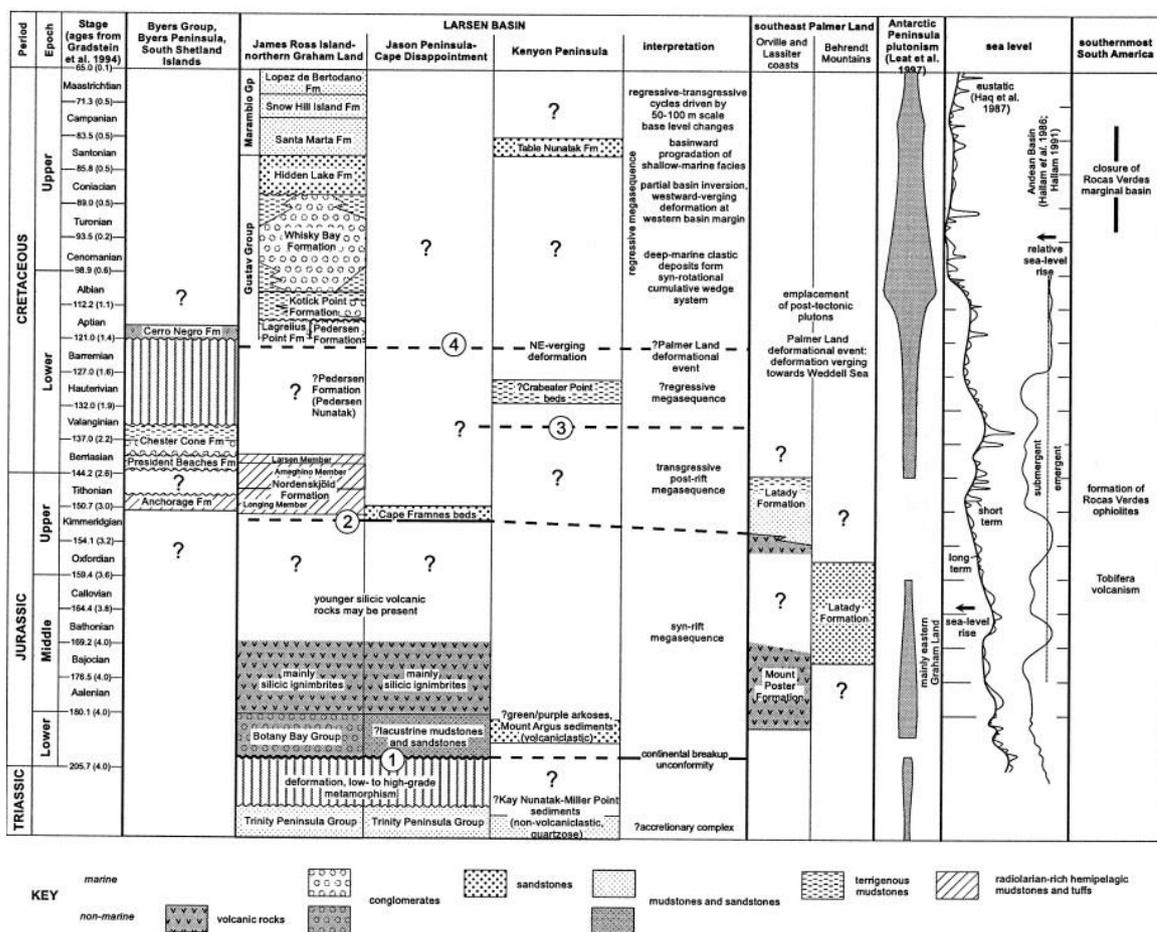


Figura 4: Coluna estratigráfica da Bacia Larsen (Hathway, 2000).

2.1.2. Evolução do Paleógeno da Sub-bacia James Ross

De acordo com Amenábar *et al.* (2019b), o Grupo Seymour Island compreende as Formações Cross Valley-Wiman (Paleoceno final), La Meseta (Eoceno médio a final) e

Submeseta (Eoceno final/Oligoceno?) (Amenábar *et al.*, 2019b). Essas rochas foram depositadas em vales incisos, em uma plataforma marinha emergente, e representam o estágio final de preenchimento da Bacia James Ross (Marenssi *et al.*, 1998; Amenábar *et al.*, 2019b). O Grupo Seymour Island só é reconhecido nas Ilhas Seymour e Cockburn (Amenábar *et al.*, 2019b).

Segundo Hathway (2000), as rochas dos Grupos Marambio e Seymour Island estão amplamente expostas na área da Ilha James Ross (Ineson *et al.*, 1986), e elas constituem uma sucessão de plataforma deltaica marinha rasa com uma espessura exposta de 3250 m, em que uma série de ciclos regressivos-transgressivos limitados por discordâncias foram identificados (Pirrie *et al.*, 1991). Ambos os grupos e suas distribuições estão representados nas Figuras 5, 6 e 7.

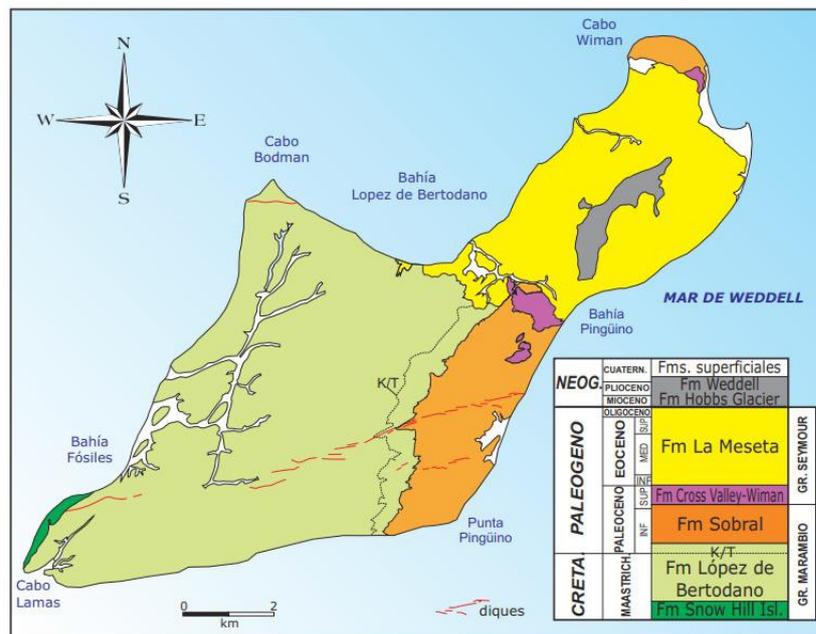


Figura 5: Mapa com o esquema estratigráfico da Ilha Seymour (Marambio), apresentando a Formação La Meseta em cor amarela (Montes *et al.*, 2010).

2.2. Geologia Local: A Formação La Meseta

A Formação La Meseta, do Eoceno médio a final (Amenábar *et al.*, 2019b), compõe o Grupo Seymour Island, presente na Sub-bacia James Ross, na Bacia Larsen, na Ilha Seymour (Marambio), localizada na Península Antártica. Segundo Amenábar *et al.* (2019a), a Formação La Meseta aflora nas Ilhas Seymour e Cockburn, localizadas na ponta nordeste da Península Antártica. Como um todo, as sequências sedimentares expostas na Ilha Seymour apresentam espessura de mais de 2000 m, representam o preenchimento mais recente da Sub-bacia James Ross, e são parte dos Grupos Marambio e Seymour Island (Rinaldi, 1982; Elliot & Trautman, 1982) (Amenábar *et al.*, 2019a).

A grande diversidade e abundância fossilífera da Formação La Meseta, a torna o melhor registro da biota Cenozoica marinha e terrestre da Antártica, desta forma, sendo importante para estudos taxonômicos, filogenéticos, relações paleobiogeográficas, e também para a reconstrução paleoambiental da Península Antártica para uma época anterior ao início do Oligoceno, em que ocorreu a abertura e aprofundamento da Passagem de Drake (Livermore *et al.*, 2005), resultando em glaciação e, portanto, em deterioração climática (Tatur *et al.*, 2011) na região Antártica (Amenábar *et al.*, 2019a).

Segundo Amenábar *et al.* (2019a, 2019b), com base na arquitetura dos sedimentos e na relação entre fácies e paleoambientes sedimentares, há duas propostas principais de subdivisão da Formação La Meseta, sendo elas a de Sadler (1988), que a subdividiu em 7 litofácies (Telm 1 a Telm 7), e a de Marenssi *et al.* (1998), que a subdividiu em 6 unidades baseadas na erosão – alomembros, estes sendo: Valle de las Focas (correspondente ao Telm 1), Acantilados I e II (Telm 2 e Telm 3), Campamento (parte do Telm 3 e Telm 4), e Cucullaea I e II (Telm 5 e parte do Telm 6). Os sedimentos do topo do Grupo Seymour Island (Formação Submeseta) antes eram considerados como parte do topo da Formação La Meseta

(ex. Sadler, 1988), e, posteriormente, Marensi *et al.* (1998) os denominou Alomembro Submeseta, e, em 2013, Montes *et al.* (2013) a definiu como Formação Submeseta, a dividindo em três alomembros: Submeseta I ou Laminado (parte do Telm 6 e parte do Telm 7), Submeseta II ou Turrítella (parte do Telm 7), e Submeseta III ou Superior (parte superior do Telm 7) (Amenábar *et al.*, 2019b).

De acordo com Amenábar *et al.* (2019a), a idade da Formação La Meseta ainda é assunto de discussão pela comunidade científica e é debatida por diversos autores, tendo tido algumas interpretações diferentes. Inicialmente, em trabalhos mais antigos – porém ainda suportados por vários pesquisadores –, ela foi tida como de uma idade mais antiga, que varia do Eoceno inferior a superior (Amenábar *et al.*, 2019b). Uma idade antiga é de fato embasada pela magnetoestratigrafia, que propõe uma idade do Paleoceno superior ao Eoceno médio, de ~58.4 Ma (Thanetiano superior) a ~45.8 Ma (Lutetiano inferior) (Montes *et al.* 2019a) (Amenábar *et al.*, 2019a). Outros estudos, que relacionam fósseis com dados isotópicos de conchas de bivalves (e.g. Dutton *et al.* 2002; Ivany *et al.* 2008) a atribuiu como do Eoceno superior inicial a final/Oligoceno? (Wrenn & Hart, 1988; Cocozza & Clarke, 1992; Askin, 1997) (Amenábar *et al.*, 2019a). Em 2014, Douglas *et al.* (2014) definiu que a formação teria sido depositada do Eoceno médio a superior (Amenábar *et al.*, 2019b) (45 a 34 Ma – Lutetiano médio-Priaboniano), com base em bioestratigrafia de cistos de dinoflagelados e em isótopos de estrôncio (Amenábar *et al.*, 2019a).

O debate atualmente revolve em torno da dúvida entre a possibilidade de deposição estar no Eoceno inferior, médio ou superior (Amenábar *et al.*, 2019a), porém, como essa formação apresenta uma importância tão grande e implicações tão cruciais – por exemplo, ela possui um registro rico em fósseis de vertebrados que inclui os primeiros mamíferos (Woodburne & Zinsmeister, 1982; Gelfo *et al.* 2015), invertebrados e plantas com flores (Gandolfo *et al.* 1998) antárticos –, além de dados paleoclimáticos, provavelmente haverá

uma reavaliação cronoestratigráfica dessa formação, inclusive para gerar reconstruções paleoclimáticas mais atualizadas, e, principalmente, para fazer comparações com outras assembleias eocênicas do Oceano do Sul, além de auxiliar no entendimento dos eventos que ocorreram ao redor da Passagem de Drake e as consequências dessa abertura (Amenábar *et al.*, 2019a). Mas, seguindo os trabalhos de Amenábar *et al.* (2019a, 2019b) e o de Douglas *et al.* (2014), este trabalho assume que a Formação La Meseta é do Eoceno médio a superior, que a Formação Submeseta é do Eoceno superior final/Oligoceno? (Montes *et al.*, 2013), e que o Alomembro Acantilados I (da Formação La Meseta), estudado neste presente trabalho, é do Eoceno médio (Amenábar *et al.*, 2019b).

Segundo Amenábar *et al.* (2019a), a Formação La Meseta compreende arenitos e siltitos pouco consolidados e bioturbados, intercalados por alternâncias rítmicas de arenito-siltito muito fino e lamito com estratificação heterolítica, e coquinas, e esses sedimentos contém uma grande diversidade e abundância de fósseis com excelente preservação, compreendendo uma fauna vertebrada continental e marinha, além de invertebrados marinhos, restos de plantas, microfósseis e palinórfos, estes, consistindo predominantemente de cistos de dinoflagelados, pólenes e esporos (Wrenn & Hart, 1988; Cocozza & Clarke, 1992; Askin, 1997; Douglas *et al.* 2014). A base dessa formação é uma superfície diacrônica que corta unidades estratigráficas mais antigas da ilha, e a geometria lenticular e a arquitetura das unidades internas foram interpretadas como o preenchimento de um vale inciso, erodido em uma plataforma emergente após a inclinação dos estratos do Grupo Marambio e da Formação Cross Valley-Wiman (Marenssi *et al.*, 1998) (Amenábar *et al.*, 2019a). Já a Formação Submeseta, corresponde a 162 m de folhelhos lamosos, de arenitos finos com coquinas de moluscos, e de pacotes de arenito com cascalhos, e, na maior parte de sua extensão, ela apresenta o topo subjacente, de forma discordante, aos depósitos glaciomarinhos plio-quadernários da Formação Weddell, apesar de apresentar também pequenos afloramentos no

sudoeste de Seymour Island em que a unidade está subjacente, também de forma discordante, à Formação Hobbs Glacier (Marensi *et al.*, 2010) (Amenábar *et al.*, 2019a).

De acordo com Marensi *et al.*, (2002) e Amenábar *et al.* (2019a), durante a deposição dos Grupos Marambio e Seymour Island, a borda leste da Sub-bacia James Ross atuou como uma margem passiva continental, recebendo sedimentos predominantemente do arco magmático local localizado na Península Antártica, e sedimentos glaciomarinhos da Formação Hobbs Glacier foram depositados sobre a Formação La Meseta (Marensi *et al.*, 2010) após um período de surgimento e erosão entre o Oligoceno e o Mioceno inferior (Amenábar *et al.* (2019a).

3. CONTEXTO PALEOMBIENTAL

3.1. Contexto paleoambiental do Oceano Sul no Eoceno

O Paleógeno foi um período em que houve mudanças climáticas e oceanográficas significativas, relacionadas à transição climática do planeta de um estado de *greenhouse* para *icehouse*, sendo que isso não ocorreu de forma gradual, e é caracterizado por intervalos de aquecimento, como o Ótimo Climático do Eoceno Médio (Zachos *et al.*, 2008), em aprox. 40 Ma (Amenábar *et al.*, 2019b).

Segundo Amenábar *et al.* (2019b), na Sub-bacia James Ross, as variações ambientais ocorridas durante o Mesozoico e Cenozoico provocaram uma mudança na microbiota, e as mudanças climáticas e tectônicas do Paleógeno influenciaram a distribuição das assembleias de cistos de dinoflagelados no Oceano Sul (Stickley *et al.* 2004; Bijl *et al.* 2013a; Guerstein *et al.* 2016; Amenábar *et al.* 2019a, 2019b). Considerando somente os palinomorfos, os dados referentes ao Eoceno são resumidos na Tabela 1.

Tabela 1: Destaques palinológicos ao longo do Eoceno, no Oceano Sul (Autor, 2021).

Idade	Destaques
Início do Eoceno (~50 Ma)	Dinoflagelados dominados por táxons cosmopolitas, raras espécies endêmicas.
Eoceno médio-superior	Assembleias de dinoflagelados dominadas por espécies endêmicas-Antárticas no Oceano Sul.
Eoceno final	Baixa diversidade das assembleias de cistos de dinoflagelados, o que pode indicar que houve uma queda da temperatura da água.
Eoceno final-Oligoceno	Escassos cistos de dinoflagelados do Oligoceno (que desaparecem no Oligoceno inferior), juntamente com baixas abundâncias de espécies endêmicas da Antártica e outros táxons característicos da transição Eoceno/Oligoceno.

3.2. Clima do Eoceno da Antártica

Segundo Siebert & Florindo (2009), Zachos *et al.* (2008) e Savian *et al.* (2014), é apresentado a seguir (Figura 8) e brevemente descrito na Tabela 2, um resumo da evolução climática/paleoclimatológica da Antártica nos intervalos de interesse para este trabalho. Destacando que o período anterior ao Eoceno, isto é, o Paleoceno, foi caracterizado uma série de eventos hipertermais de curta duração, durante os quais a concentração atmosférica de CO₂ e a temperatura mudaram rapidamente.

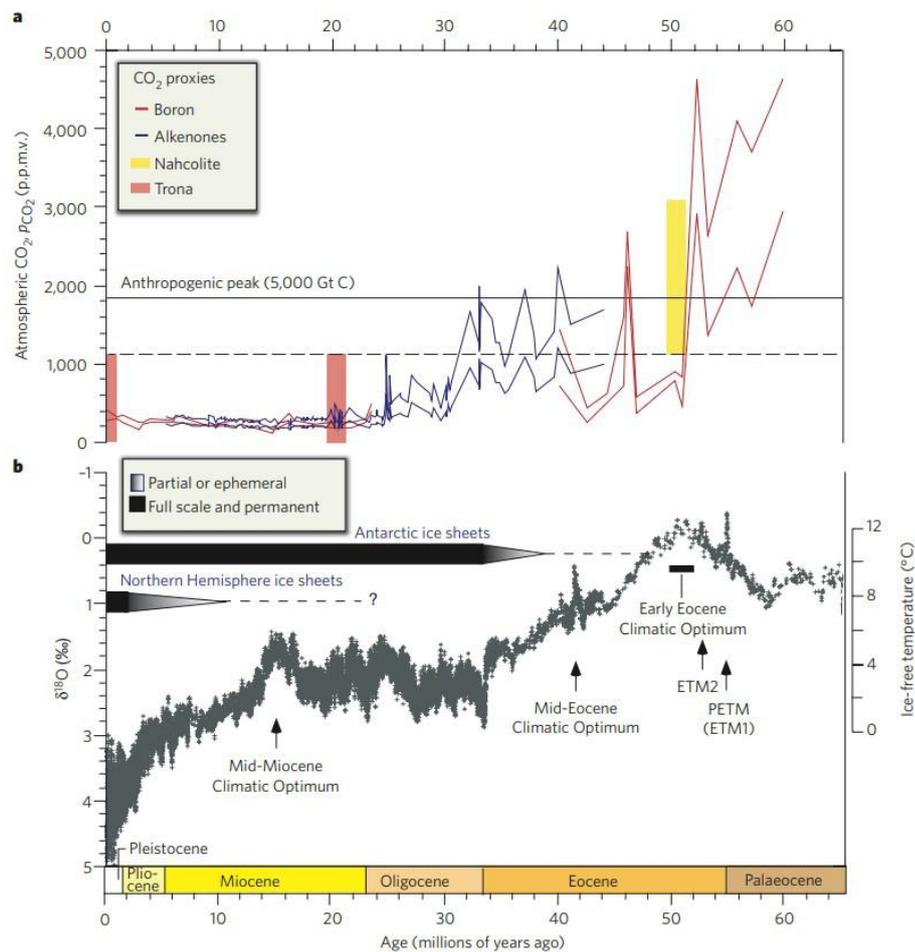


Figura 8: Evolução do clima global e dos níveis de CO₂ nos últimos 65 Ma (Zachos *et al.*, 2008).

Tabela 2: Principais destaques da evolução climática da Antártica ao longo do Eoceno (Autor, 2021).

Idade	Destaques
Início do Eoceno (~50 Ma)	Caracterizado pelo Ótimo Climático do Eoceno Inicial (<i>Early Eocene Climatic Optimum-EECO</i>), indicado por excursões negativas de isótopo de carbono.
Eoceno inicial-médio	Tendência de resfriamento, indicado por tilitos na Ilha King George.
Eoceno médio	Caracterizado pelo Ótimo Climático do Eoceno Médio (MECO, de ~40 Ma) e eventos de aquecimento de curta duração (“hipertermais”)
Eoceno final	Muitas fontes, como as plantas fósseis, indicam que durante o início do Eoceno final, os climas esfriaram, apesar de não a ponto de um acúmulo significativo de gelo, porém há depósitos glaciais aparentes, como os da Ilha Seymour.
Eoceno superior final-Oligoceno	houve um dos eventos climáticos mais importantes da Terra, o evento Oi-1 (~34 Ma), correspondente a uma transição climática abrupta de resfriamento global, que variou de 3-4°C e marcou a primeira fase glacial da Antártica.

3.3. Relação do clima do Eoceno com a Formação La Meseta

A sucessão da Formação La Meseta, na Ilha Seymour (localizada do lado NE da Península Antártica), é uma sucessão de plataforma marinha, de alta latitude sul, que apresenta o registro da variação de paleotemperatura no Eoceno, que abrange o clima de transição do intervalo mais quente do Cenozóico para o resfriamento progressivo que culminou no início da glaciação antártica no Oligoceno inicial, de forma que essa mudança gerou o estabelecimento dos padrões atuais oceanográficos e de circulação atmosférica, definindo o estágio para as reviravoltas evolutivas que moldaram a biota marinha moderna (Ivany *et al.* 2008). Apesar do registro climático global deste intervalo estar razoavelmente bem limitado, ainda é incerto o quão representativos esses registros são para as condições das margens continentais – de onde é derivada a maior parte do registro fóssil marinho da

macrofauna –, de forma que, em regiões de altas latitudes – onde a mudança climática foi mais severa e as seções estratigráficas expostas são raras, isso é real (Ivany *et al.* 2008).

Segundo Francis *et al.* (2009), a Formação La Meseta, considerada por eles (de acordo com Elliot & Trautman, 1982) como do Eoceno inicial ao Eoceno final, apresenta evidências de fósseis, sedimentos e geoquímica da Ilha Seymour que indicam condições quentes e sem gelo durante o início do Eoceno, que precedem um resfriamento gradual.

Segundo Ivany *et al.* (2008), as assembleias da fauna e da flora da Formação La Meseta indicam condições frias a temperadas, o que é confirmado pela presença de troncos fósseis através da seção, demonstrando condições amenas o suficiente para suportar o crescimento significativo de florestas temperadas na península (Case, 1988; Francis e Poole, 2002; Poole e Cantrill, 2006).

Dingle *et al.* (1998) usaram assembleias de minerais de argila para reconhecer uma mudança de condições quentes e úmidas para mais frias e secas, no topo da formação, e as paleotemperaturas foram estimadas usando valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos primeiros cimentos marinhos (dos revestimentos de calcita com alto teor de Mg de perfurações de Teredólitos; Pirrie *et al.*, 1998) e de uma variedade de macrofósseis invertebrados (Gaździcki *et al.*, 1992; Ditchfield *et al.*, 1994) da formação, de forma que todas as estimativas de temperatura variam entre 5 e 15°C e normalmente mostram resfriamento onde há controle estratigráfico (Ivany *et al.* 2008). Ou seja, durante o Eoceno médio ao Eoceno final, de acordo com Dingle *et al.* (1998), com base em análises químicas (CIA=Chemical Index of Alteration) e em mineralogia da argila, houve uma deterioração climática, de condições quentes e úmidas não sazonais (representadas por assembleia argilosa dominada por esmectita e valores CIA <0,7 a >0,6) para um regime frio, propenso a geadas e relativamente seco (representado por associação argilosa dominada por illita e valores CIA <0,6) (Francis *et al.*, 2009).

Dutton *et al.* (2002) inferiram um padrão geral de resfriamento do Eoceno, variando de ~15 °C nos Telms 2–5 (alomembros Valle de las Focas a Cucullaea II) a ~10,5 °C nos Telms 6 (alomembros Cucullaea II e Submeseta ou Laminado) e 7 (alomembros Submeseta ou Laminado a Submeseta III ou Superior), o que reforça a tendência geral para temperaturas mais baixas (Ivany *et al.* 2008). Esse registro de temperatura foi baseado em valores de $\delta^{18}\text{O}$ de carbonato de conchas de bivalves do gênero *Cucullaea*.

Segundo Gazdzicki *et al.* (1992), houve um decréscimo de 6% dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos biogênicos, além de Tatur *et al.* (2006) ter registrado, para a parte superior da Formação La Meseta, um aumento da razão Cd/Ca de conchas de bivalves, o que poderiam significar que houve uma mudança de condições oceânicas, de estratificado para vigorosamente misturado, devido ao desenvolvimento da criosfera no Oceano Sul, ao final do Eoceno (Francis *et al.*, 2009). Além disso, de acordo com Francis *et al.* (2009), resultados não publicados de Feldmann e Marensi indicaram que, de acordo com medidas de isótopos estáveis de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ obtidos de conchas de moluscos da Formação La Meseta, houve um período de temperaturas mais quentes da água do mar durante 51-47 Ma, e, posteriormente, uma queda de 1,5°C durante 35-34 Ma (Francis *et al.*, 2009).

Através de análises isotópicas de bivalves da Formação La Meseta, Ivany *et al.* (2008) propõem a possibilidade, de no Eoceno médio (37 Ma), ter ocorrido formação de gelo marinho no inverno nessa região, sugerindo que as temperaturas médias do oceano chegaram ao congelamento nessa época – com base na predição de Huber *et al.* (2003) para o leste da Península Antártica no modelo climático do Eoceno inicial –, assumindo um valor de -3% para a água do mar $\delta^{18}\text{C}$, de forma que isso é consistente com evidências paleoclimáticas de uma deterioração climática severa ao final do Eoceno e com detritos de gelo registrados na parte superior da Formação La Meseta (Doktor *et al.*, 1988), indicando que, possivelmente, ao

final do Eoceno, já havia a presença de gelo (limitado) ou mesmo de *valley glaciers* na região (Francis *et al.*, 2009).

Segundo Ivany *et al.* (2008), é possível também, que, ao final do Eoceno, uma *ice sheet* já se estendia sobre grande parte da península, apesar das temperaturas médias da Plataforma Seymour Island não terem chegado a zero (Francis *et al.*, 2009). Em 2006, Ivany *et al.* registraram depósitos glaciais espessos de 5-6 m que estão sobrepostos de forma concordante aos arenitos marinhos da Formação La Meseta, porém subjacentes aos diamictitos glaciais da Formação Weddell Sea, mais recente, e, com base em isótopos de estrôncio e estratigrafia de dinocistos, sugerem uma idade de 33,57-34,78 Ma para esses depósitos glacio-marinhos, o que foi corroborado por idades de Sr marinho de Dingle & Lavelle (1998), Dingle *et al.* (1998) e Dutton *et al.* (2002), no limite do Eoceno/Oligoceno ou bem perto dele, portanto, há uma pequena janela nos estágios iniciais do intervalo *icehouse* na Sub-bacia James Ross (Francis *et al.*, 2009).

Segundo Ivany *et al.* (2008), a tendência geral da Formação La Meseta é consistente com o padrão de aumento de $\delta^{18}\text{O}$ e resfriamento da temperatura relatado por Gaździcki *et al.* (1992) e Dutton *et al.* (2002), porém, seus dados revelaram um nível de complexidade muito maior em $\delta^{18}\text{O}$ e temperatura na seção Eoceno do que nos trabalhos anteriores (suas temperaturas inferidas são menores do que as de Dutton *et al.* (2002) para valores equivalentes de isótopos de carbonato, devido a uma diferença no $\delta^{18}\text{O}$ assumido para a água do mar, -2% versus -1%). As estimativas de paleotemperatura absoluta desses bilvalves da Formação La Meseta estão de acordo com os dados de águas superficiais de alta latitude sul registrados por Zachos *et al.* (1994) (Ivany *et al.*, 2008).

De forma geral, a concordância dos dados de Ivany *et al.* (2008) de $\delta^{18}\text{O}$ de habitats antárticos peninsulares próximos à costa com aqueles do Oceano Sul, tanto no padrão geral quanto no detalhe, afirma o uso de fósseis carbonáticos de plataforma rasa como arquivos

úteis para a reconstrução paleoclimática (Ivany *et al.* 2008), de forma que o registro da Formação La Meseta demonstra que as perturbações climáticas registradas tão distantes quanto no Kerguelan Plateau (Bohaty e Zachos, 2003) eram fenômenos onipresentes, de alta latitude sul, experimentados na plataforma, bem como no mar aberto (Ivany *et al.* 2008). Da mesma forma, aspectos do registro global climático do Eoceno também são evidentes nessa seção de plataforma de alta latitude (Ivany *et al.* 2008).

Segundo Dutton *et al.* (2002), foram medidas para o bivalve aragonítico *Cucullaea*, do Eoceno da Formação La Meseta, composições de isótopos estáveis, de menor elemento e de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, de forma que a estratigrafia desta indica uma idade do Eoceno inicial a final para a Formação La Meseta. As estimativas de temperatura da superfície do mar, baseadas em valores de $\delta^{18}\text{O}$ que variam de $14,5^{\circ}\text{C}$ a $15,5^{\circ}\text{C}$ no Eoceno inicial a médio, e a $10,5^{\circ}\text{C}$ no Eoceno final (Dutton *et al.*, 2002). A amostragem de alta resolução ao longo das estruturas de crescimento fornece estimativas da sazonalidade na temperatura, que diminui consideravelmente para cima na seção (Dutton *et al.*, 2002). As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas nas conchas de *Cucullaea*, portanto, confirmam a idade eocênica para a Formação La Meseta, e a tendência observada em $\delta^{18}\text{O}$ na *Cucullaea* aragonítica é muito semelhante a ambos os padrões e valores absolutos observados em foraminíferos de alta latitude sul com registro de $\delta^{18}\text{O}$, de forma que, entre Telms 5 (alomembros *Cucullaea* I e II) e 6 (alomembros *Cucullaea* II e Submeseta ou Laminado), ocorre uma mudança positiva proeminente no registro de $\delta^{18}\text{O}$, coincidente com uma diminuição da biodiversidade e uma reviravolta na fauna no paleoambiente da Formação La Meseta, e esse aumento se deve ao resfriamento das águas da superfície durante o Eoceno médio e final, além de também refletir algum componente do acúmulo de gelo (Dutton *et al.*, 2002). Perfis sazonais de composições de isótopos estáveis apresentam estimativas mínimas de variação anual de temperatura para a costa da Antártica durante o Eoceno (Dutton *et al.*, 2002). Um clima mais frio durante a deposição dos Telms 6 (alomembros *Cucullaea* II e

Submeseta ou Laminado) e 7 (alomembros Submeseta I ou Laminado a Submeseta III ou Superior) e pouco antes da extensa glaciação antártica no Oligoceno inicial está associado a uma diminuição significativa da faixa de temperatura sazonal preservada nas conchas de *Cucullaea* (Dutton *et al.*, 2002). Para abordar a contribuição relativa da temperatura e do volume de gelo ou salinidade para o registro de ^{18}O , o Sr/Ca foi medido e avaliado como um potencial paleotérmico independente para *Cucullaea*, ou seja, o conteúdo de Sr/Ca nas conchas de *Cucullaea* não parece ter potencial como paleotermômetro independente para espécimes de *Cucullaea*, o que não exclui a possibilidade de que razões de elementos menores em carbonato de bivalves em outros táxons podem ser proxies eficazes de temperatura, de forma que estas proxies, para carbonato de bivalves, podem ser úteis para a interpretação das contribuições relativas da temperatura, salinidade e volume de gelo para bivalve de $\delta^{18}\text{O}$ (Dutton *et al.*, 2002).

Segundo Ivany *et al.* (2008), em relação ao registro das paleotemperaturas da plataforma de alta latitude da Formação La Meseta, no Eoceno – tendo em vista que essa seção da Ilha Seymour é a única em toda a Antártica (descoberta até hoje) onde os sedimentos Eocenos da plataforma estão expostos em afloramento e em continuidade estratigráfica (devido à dificuldade de perfurar a plataforma da margem continental antártica e de recuperar os sedimentos, o que torna essa seção crítica para estudos do clima em altas latitudes no “geenhouse” do Paleógeno) –, tem-se que:

- Um dos registros de paleotemperatura é o derivado dos valores de isótopos estáveis de bivalves carbonáticos coletados ao longo da seção, com amostras restritas estratigraficamente e taxonomicamente para fornecer um registro melhor. Dados isotópicos fornecem informações sobre mudanças no paleoambiente que também influenciaram a biota, bem como registros paleontológicos documentam a mudança marcante neste momento, na natureza da biota marinha e da terra (Ivany *et al.*, 2008);

- As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonato de moluscos permitem o posicionamento das amostras na curva de evolução-Sr da água do mar do Eoceno, para aumentar a bioestratigrafia existente com base no controle de idade, além dos dados fossilíferos permitirem uma integração dos dados da resposta da biota da plataforma Antártica às mudanças climáticas no Eoceno (Ivany *et al.* 2008). As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de conchas carbonáticas de bivalves sugerem a presença de uma discordância no Eoceno médio inicial, e indicam que a formação abrange praticamente todo o Eoceno, de forma que as inferências paleoclimáticas e paleoceanográficas são baseadas nos valores de isótopos estáveis de oxigênio e carbono de dois gêneros de bivalves coletados na formação (Ivany *et al.*, 2008);
- Além disso, o potencial dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos planctônicos para subestimar as paleotemperaturas das águas da superfície – devido à precipitação de calcita secundária em águas profundas ou águas dos poros (Zachos *et al.*, 1994; Pearson *et al.*, 2007) –, indica que é importante examinar tipos independentes de registros de configurações de baixa água do Eoceno (Ivany *et al.* 2008). Observa-se também, que macrofósseis carbonáticos (como os moluscos) proporcionam bons registros de $\delta^{18}\text{O}$ esquelético e do ambiente de plataforma em que viviam. Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ indicam aproximadamente 10°C de resfriamento desde o início do Ótimo Climático do Eoceno ($\sim 15^{\circ}\text{C}$) até o final do Eoceno (mínimo $\sim 5^{\circ}\text{C}$), tendo a maior parte disso acontecido em dois intervalos relativamente curtos em ~ 52 e ~ 41 Ma (Ivany *et al.*, 2008). As curvas isotópicas geradas desta seção da plataforma do Eoceno apresentam muitas características que são aparentes em dados $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ dos oceanos global e Sul, incluindo intervalos quentes que provavelmente correspondem aos Ótimos Climáticos (EECO e MECO) do Eoceno inicial e médio (Ivany *et al.*, 2008);

- O mais significativo na seção é a rápida mudança do Eoceno médio para valores muito mais positivos, refletindo uma queda para temperaturas universalmente mais baixas no Eoceno médio final e final – o que também pode estar associado com um avanço glacial de curta duração –, apesar de que, mesmo usando um valor um pouco depletado para a $\delta^{18}\text{O}$ de água do mar para a região da Península Antártica, as paleotemperaturas médias das águas da plataforma da Ilha Seymour não atingiram o congelamento antes do final do Eoceno (Ivany *et al.*, 2008). Os dados de $\delta^{13}\text{C}$ refletem de maneira semelhante o enriquecimento oceânico superficial no Eoceno médio, seguido por mais valores negativos, apesar da depleção ser muito mais pronunciada na Ilha Seymour e persistir no restante do Eoceno, o que indica uma combinação de ressurgência, efeitos metabólicos, e/ou ciclos atípicos de carbono na plataforma dessa região (Ivany *et al.*, 2008);
- O fato do resfriamento do Eoceno médio e da troca biótica na Antártica correspondem bem em tempo com a abertura inicial da Passagem de Drake, indica que a formação de portas de entrada, além das mudanças na pCO_2 , tiveram consequências significativas para o sistema climático da Terra durante o Paleógeno (Ivany *et al.*, 2008);
- O registro de paleotemperaturas da plataforma altas latitudes do sul no Eoceno contribui para os modelos climáticos e para a compreensão dos mecanismos responsáveis pelo resfriamento do clima global, além de serem necessários para restringir os gradientes térmicos do pólo ao equador (e entender como eles evoluíram ao longo do Eoceno), e além de fornecerem estimativas precisas das paleotemperaturas da plataforma, que podem complementar os registros oceânicos e, assim, ajudar a entender a história climática durante este intervalo da história da Terra (Ivany *et al.*, 2008);

- Gradientes de temperatura meridional são importantes, porque, além de fornecerem paleotemperaturas da plataforma de alta latitude do Eoceno para reconstrução do clima, esses dados podem ser comparados àqueles de ambientes tropicais para quantificar a evolução do gradiente térmico pólo-equador nas plataformas durante o resfriamento global, e ele é importante, porque reflete os processos associados com a distribuição de calor na superfície do planeta e, portanto, tem implicações significativas a compreensão do sistema climático (Zachos *et al.*, 1994) (Ivany *et al.*, 2008).

Reconhecendo as limitações do controle de idade com isótopo de estrôncio, os eventos mais importantes na Ilha Seymour no registro climático e as causas da mudança do Eoceno médio para condições mais quentes, com a subsequente reversão no resfriamento do Eoceno médio, segundo Ivany *et al.*, (2008), podem ser resumidos da seguinte forma:

- O EECO e um subsequente resfriamento em ~52 Ma: tendo em vista a incerteza nas estimativas de idade de isótopo de estrôncio, é provável que as temperaturas máximas perto da base de Telm 3 (alomembros Acantilados II e Campamento) reflitam o Ótimo Climático do Eoceno inicial (EECO) (Ivany *et al.*, 2008). Já as razões de isótopo de estrôncio do Telm 2 (Alomembro Acantilados I), geram estimativas de idade de 54 Ma, indicando que o EECO (aproximadamente 51–53 Ma; Zachos *et al.*, 2001) deve ser englobado dentro da seção da Formação La Meseta (Ivany *et al.*, 2008). As temperaturas máximas inferidas no Telm 3 (alomembros Acantilados II e Campamento), são ~15°C, ou seja, pelo menos 4-5°C mais quente do que as amostras anteriores ou posteriores, de forma que o grau de calor ligeiramente é superior ao observado no registro global do oceano profundo (Zachos *et al.*, 2001) (Ivany *et al.*, 2008). As paleotemperaturas inferidas na Ilha Seymour durante o EECO são comparáveis às inferidas no Oceano Ártico na época, com base em TEX₈₆ (~18°C,

Sluijs *et al.*, 2006), porém menores do que as sugeridas no Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno (PETM) (Ivany *et al.*, 2008). Também é inferido um resfriamento no continente antártico seguindo o EECO em 52 Ma, com base nas mudanças da assembléia de minerais argilosos de testemunhos do Oceano Sul (Robert e Kennett, 1992) (Ivany *et al.*, 2008). A idade de amostras Telm 2 (Alomembro Acantilados I), pós-datando o PETM, sugere também que este evento pode também ter sido registrado em sedimentos da Ilha Seymour, e que talvez se manifeste dentro do Telm 1 (Alomembro Valle de las Focas), na sua assembleia de fósseis calcíticos incomum e seus sedimentos profundamente manchados de ferro (Sadler, 1988; Stilwell & Zinsmeister, 1992; Hara, 2001) (Ivany *et al.*, 2008). A Formação Cross Valley, subjacente, tem idade do Paleoceno superior (Askin, 1988; Harwood, 1988) (Ivany *et al.*, 2008). As temperaturas inferidas para o restante, como Telm 3 (alomembros Acantilados II e Campamento), Telm 4 (Alomembro Campamento) e Telm 5 (Alomembro Cucullaea I), são razoavelmente consistentes, em torno de 10°C para o resto do Eoceno inicial (Ivany *et al.*, 2008). A excursão extrema, porém de curta duração, em direção à valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$ na base do Telm 6 (alomembros Cucullaea II e Submeseta I ou Laminado), pode também ter um paralelo em mar aberto, tornando ainda menos provável a explicação alternativa de uma mudança de fácies para água salobra (Ivany *et al.*, 2008). O deslocamento $\delta^{18}\text{O}$ indica aquecimento das águas da plataforma a temperaturas comparáveis às alcançadas durante o EECO (Eoceno inicial), seguido rapidamente por $\sim 7^\circ\text{C}$ de resfriamento (Ivany *et al.*, 2008);

- O aquecimento do Eoceno médio (em que há tentativa de correlação com o MECO): em relação ao MECO, Bohaty & Zachos (2003) descartaram a liberação de metano como a causa proximal para o aquecimento do MECO, porque sua excursão transiente $\delta^{13}\text{C}$ não acontece até depois que o aquecimento já tenha começado, e sugerem ao

invés disso, portanto, um gatilho tectônico, pedindo a liberação de CO₂ e aquecimento com efeito de estufa associado a *ridge* ou a vulcanismo de arco (Ivany *et al.*, 2008). As razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de bivalves imediatamente acima da excursão negativa têm idades de ~40,4 a 41,3 Ma, indicando, portanto, que esse aquecimento pode coincidir com o meio do Ótimo Climático do Eoceno (MECO, 41-42 Ma) (Eoceno médio), observado em sedimentos depositados no Oceano Sul, no Maud Rise e no Kerguelen Plateau (Bohaty & Zachos, 2003) (Ivany *et al.*, 2008). A quantidade de aquecimento durante este evento na plataforma da Ilha Seymour é de ~5°C, ligeiramente maior do que o observado nas águas superficiais do Oceano Sul (Bohaty & Zachos, 2003) (Ivany *et al.*, 2008). Enquanto a duração do calor na Ilha Seymour é pouco restrito, as amostras que o englobam abrangem uma espessura estratigráfica limitada, da ordem de alguns metros, e não mostram nenhuma evidência óbvia de desconformidade interna; (Ivany *et al.*, 2008). O evento MECO reconhecido no Oceano Sul persiste por menos de um milhão de anos, mas não é inconcebível que tal evento poderia ser reconhecido em uma seção de plataforma (Ivany *et al.*, 2008). O padrão de variação em δ¹³C em torno da excursão também é consistente, (embora mais extremo) com o observado no Oceano Sul (Bohaty & Zachos, 2003), onde uma queda em δ¹³C ocorre após o pico de calor do MECO é atingido nas águas superficiais, e coincidente com a mudança para temperaturas mais frias (Ivany *et al.*, 2008). Se essa excursão isotópica de oxigênio negativo reflete temperaturas de aquecimento, um jato de água *fresh* ou uma combinação de ambos, estimativas de idade ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de uma seção imediatamente superior, indicam que as circunstâncias associadas à base do Telm 6 (alomembros Cucullaea II e Submeseta I ou Laminado) provavelmente se correlacionam com o MECO (Ivany *et al.*, 2008). Temperaturas mais quentes podem levar a um aumento precipitação e, portanto, escoamento, e assim os valores negativos de δ¹⁸O e a

mudança para sedimentos mais arenosos, poderiam representar uma combinação de ambas as influências (Ivany *et al.*, 2008). Refinamentos nas estimativas de idade, tanto na Formação La Meseta quanto no registro das águas profundas, pode exigir um ajuste desta correlação sugerida (Ivany *et al.*, 2008), porém, não há outro intervalo claro de temperaturas quentes durante a tendência do Eoceno médio para temperaturas mais frias registrado até então no Oceano Sul; portanto, é provável que a excursão observada na Ilha Seymour se correlaciona com o MECO, se de fato, os valores negativos do Telm 6 (alomembros Cucullaea II e Submeseta I) $\delta^{18}\text{O}$ refletirem principalmente a temperatura (Ivany *et al.*, 2008);

- Mais proeminentemente, o resfriamento do Eoceno médio, em ~41 M: em relação ao resfriamento imediatamente após o MECO, Scher & Martin (2006) sugerem que ele coincide com a abertura do início da Passagem de Drake, e que as mudanças associadas à circulação e produtividade levaram a um rebaixamento de CO_2 que pode ter acelerado o resfriamento, e trazido a glaciação transiente proposta do Eoceno médio (Ivany *et al.*, 2008). Portanto, essa correlação entre o resfriamento do Eoceno médio reconhecido por Ivany *et al.* (2008) na região peninsular e a abertura de uma conexão de águas rasas através da Passagem de Drake, sugere que as passagens podem ter desempenhado um papel importante no resfriamento global do Paleógeno (Ivany *et al.*, 2008). Em relação à presença ou não de glaciação, os autores se divergem:

- A mudança que se seguiu em direção a valores substancialmente mais positivos, começando em 41 Ma, seguindo o resfriamento do Eoceno médio, é o intervalo mais significativo de resfriamento na seção da Ilha Seymour (Ivany *et al.*, 2008). Birkenmajer *et al.* (2005) relatam evidências de geleiras de montanha localizadas nas ilhas Shetland do Sul que, embora difíceis de restringir, apresentam idades consistentes com o resfriamento nesse momento

(Ivany *et al.*, 2008). Dallai *et al.* (2001) usam valores de $\delta^{18}\text{O}$ de minerais granitoides alterados por troca com fluidos meteóricos em sistemas hidrotermais, para sugerir um intervalo de resfriamento climático no Mar de Ross do oeste da Antártica, entre 42 Ma e 38 Ma (Ivany *et al.*, 2008). Robert & Chamley (1991) e Robert e Kennett (1992) registraram um aumento em ilita às custas de caulinita e paligorsquita em testemunhos do Oceano Sul, consistentes com o resfriamento durante o Eoceno médio (41 Ma) (Ivany *et al.*, 2008). Thomas (2004) também sugere uma associação com resfriamento climático de alta latitude para explicar os dados de ϵ_{Nd} , sugerindo o restabelecimento da formação de águas profundas do Oceano Sul em ~40 Ma (Ivany *et al.*, 2008). As razões Mg/Ca do Oceano Sul sugerem potencial de crescimento do gelo na Antártica a partir de 40 Ma (Billups & Schrag, 2003) (Ivany *et al.*, 2008). Além disso, Tripathi *et al.* (2005) sugeriram uma glaciação de curta duração no Eoceno médio, em 41 Ma, com base em dados bentônicos $\delta^{18}\text{O}$ do Oceano Pacífico equatorial;

- Porém, apesar disso, segundo Ivany *et al.* (2008), é possível que o resfriamento do Eoceno médio inferido do enriquecimento do Tlm 6 (alomembros Cucullaea II e Submeseta I) de isótopos de oxigênio reflita não apenas a queda das temperaturas, mas também tenha limitado o crescimento de gelo no continente Antártico nesse momento. E, apesar de Edgar *et al.* (2007) terem observado um padrão correlativo no Atlântico equatorial, demonstraram que o enriquecimento ($\leq 0,6\%$) não foi suficiente para justificar a hipótese de Tripathi *et al.* (2005) de uma camada de gelo em ambos os pólos (Ivany *et al.*, 2008). Billups & Schrag (2003) também estimaram similarmente que a

contribuição de volume de gelo para o sinal global $\delta^{18}\text{O}$ desta vez foi de $\sim 0,4\%$ (Ivany *et al.*, 2008);

- Um aprofundamento de curta duração da profundidade de compensação de carbonato (CCD) observado nas taxas de acúmulo de carbonato no Pacífico equatorial (Lyle *et al.*, 2005) também sugere que pelo menos algum crescimento de gelo ocorreu em conjunto com o deslocamento $\delta^{18}\text{O}$ positivo do Eoceno médio, já que a queda do nível do mar glacioeustático levou a uma mudança na *locus* de deposição de carbonato das plataformas para o mar profundo (Ivany *et al.*, 2008). No entanto, mesmo considerando que aproximadamente 0,5% do deslocamento observado em $\delta^{18}\text{O}$ na Ilha Seymour pode ser devido ao crescimento do gelo da geleira no interior da Antártica, as temperaturas médias do Eoceno médio final e final ainda são universalmente mais frias do que na parte registrada anterior (Ivany *et al.*, 2008). Como no registro do Oceano Sul de Bohaty & Zachos (2003), as temperaturas mínimas (valores $\delta^{18}\text{O}$ mais positivos) são atingidas em ~ 37 M, o que é aproximadamente coincidente com o as primeiras evidências hipotéticas de glaciação na Groenlândia, com base na presença de detritos de gelo (Eldrett *et al.*, 2007) (Ivany *et al.*, 2008);

- As temperaturas médias nesse momento se aproximaram de 5°C , assumindo um valor de $\delta^{18}\text{O}$ para -2% da água do mar, mas que quase atingiria congelamento, se a água do mar estivesse mais depletada em 1% , de forma que, uma vez que Huber *et al.* (2003) previram valores tão baixos quanto -3% para o leste da Península através de seu modelo climático do Eoceno inicial, isso não está fora de questão, e, se fosse o caso, as condições seriam provavelmente frias o suficiente para corroborar com a existência de gelo

marinho, ao menos no inverno (Ivany *et al.*, 2008). A evidência disso no registro sedimentológico, no entanto, é equivocada, porque a ligeira tendência de retorno a valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ em bivalves preservados na parte superior do Teim 7 (alomembros Submeseta I ou Laminado a Submeseta III ou Superior), pode refletir o intervalo de calor do Eoceno final, ou ao menos a interrupção do resfriamento (Poag *et al.*, 2003), reconhecida tanto no Oceano Sul (Bohaty & Zachos, 2003), quanto no registro bentônico global (Zachos *et al.*, 2001), pouco antes do início da glaciação no Oligoceno inicial (Ivany *et al.*, 2008);

Pearson *et al.* (2001, 2007) relatam temperaturas tropicais de plataforma no Eoceno em torno de 30-33°C, ou seja, mais quentes e estáveis em comparação com as baseadas em testemunhos de águas profundas (Zachos *et al.*, 1994; Ivany *et al.*, 2008), de forma que as paleotemperaturas derivadas dos bivalves da Formação La Meseta, indicariam que o gradiente de temperatura meridional no EECO aproximou-se de 15°C e aumentou para 25°C na parte mais fria do Eoceno final (valores esses, consistentes com os relatados por Pearson *et al.* (2001), e excedendo os de Zachos *et al.* (1994)) (Ivany *et al.*, 2008). A inclinação desse gradiente tem consequências para a distribuição biogeográfica dos organismos da plataforma marinha (Crame, 1997), de forma que, esses dados combinados com os de Pearson *et al.* (2007), indicam que a diferenciação biogeográfica induzida termicamente atingiu o pico no Eoceno inicial, logo após o EECO, e depois novamente, porém em associação com o resfriamento no Eoceno médio – porém, esse padrão pode não ser inteiramente verdadeiro para o Hemisfério Norte, já que dados semelhantes do comprimento do Oceano Sul sugerem que o desenvolvimento de condições mais frias no Eoceno médio foi um fenômeno restrito às latitudes altas do sul (Robert & Chamley, 1991) (Ivany *et al.*, 2008);

De qualquer forma, é possível que o tectonismo ao redor da Antártica tenha levado aos dois fenômenos, ao MECO e depois ao resfriamento, primeiro liberando CO₂ causar aquecimento, e então, uma vez que um limite é violado para permitir circulação circum-Antártica, facilitando o rebaixamento de CO₂ e resfriamento por subsequente ressurgência e produção de fitoplâncton (Ivany *et al.*, 2008).

Perto do limite Eoceno-Oligoceno, a diminuição de CO₂ é favorecida como o gatilho para o rápido crescimento de gelo (DeConto & Pollard, 2003) (Ivany *et al.*, 2008).

4. PALINOLOGIA

Palinologia é uma ciência relativamente nova, concentrada no estudo de grãos de pólen e esporos, sendo o termo criado no início do século vinte, já se firmando internacionalmente como uma das mais importantes ferramentas para reconstrução paleoambiental (Brown, 2008). Inicialmente criado por Hyde e Williams em 1944, tratava-se apenas de pólen e esporos de plantas produtoras de embrião, sendo o termo sugerido através da formação da palavra grega *paluno* (pó, farinha fina). Constituem nesse termo, os microfósseis orgânicos encontrados em macerações de rochas sedimentares, normalmente formados por esporopolenina e quitina, sendo muito resistentes. Sendo de comum acordo, com tamanhos entre 5-500 micrômetros (μm) e que não sejam destruídos aos ataques com ácido clorídrico (HCl) e ácido fluorídrico (HF) (Traverse, 2007). Embora tradicionalmente tivesse uma definição restrita, a visão atual desta disciplina não se restringe mais somente aos elementos botânicos, mas inclui todos os elementos constituídos de parede orgânica que são recuperados dos sedimentos (Erdtman, 1969).

Estes elementos passam a ser denominados “palinomorfos” e reúnem não só os grãos de pólen e esporos, mas também cistos de algas, dinoflagelados, palinoforaminíferos, elementos de origem da fauna macroscópica, como são os casos dos escolecodontes (parte do aparelho mastigador de vermes poliquetas) e os ovos de copépodes entre outros. Baseando-se na identificação de diversos microfósseis de parede orgânica (palinomorfos), a diversidade desses grupos palinológicos, podendo ter origem continental ou marinha, permite realizar uma caracterização paleoambiental e definir idades geológicas de rochas sedimentares (Erdtman, 1969). Os palinomorfos são registrados desde o Proterozoico (acritarcos), e por isso cobrem praticamente toda escala do tempo geológico.

Os palinomorfos podem ser divididos em dois principais grupos: palinomorfos continentais e marinhos.

Palinomorfos continentais

Incluem-se nessa categoria os esporos derivados de plantas sem semente; os grãos de pólen originados de plantas com sementes; esporos de fungos; algas de água doce; todos esses provenientes de organismos terrestres.

- *Esporos* – unidades reprodutivas produzidas pelas plantas criptógamas (sem semente), como as pteridófitas e as briófitas (Traverse, 1988). Dois tipos básicos são registrados; com marca monolete e marca trilete.
- *Grãos de pólen* – gametófitos masculinos das gimnospermas e angiospermas. Nas gimnospermas, são produzidos pelos microesporângios que formam os estróbilos masculinos, enquanto que nas angiospermas, os grãos de pólen são originários das anteras.
- *Esporos de fungos* – corpúsculos reprodutivos com parede orgânica quitinosa (Traverse, 1988). Os esporos de fungos podem apresentar mais de uma célula.
- *Algas de água doce* – os principais representantes estudados em Palinologia são as algas Chlorococcales (*Pediastrum* e *Botryococcus*), sendo encontradas sempre em colônias.

Palinomorfos marinhos

Os representantes deste grupo são principalmente os cistos de dinoflagelados (dinocistos), os palinoforaminíferos, os escolecodontes, e as prasinófitas; todos provenientes de ambiente marinho, com exceção de espécies de dinoflagelados que podem habitar ambientes de águas doces. Além disso, em palinologia incluem-se os ovos planctônicos.

- *Acritarcos* – microfósseis de origem desconhecida, provavelmente de cisto de algas clorofíceas unicelulares. É o grupo dos palinomorfos mais antigo que se têm registro no tempo geológico (Proterozóico).
- *Cistos de dinoflagelados* – Microplânctons unicelulares e aquáticos. Os cistos apresentam formas variadas. Os cistos de dinoflagelados são originados na fase imóvel

do ciclo vital do microrganismo. Cerca de 10% são encontrados em água doce. Possuem espécies autotróficas (50%) e heterotróficas (50%).

- *Prasinófitas* – microplânctons de paredes orgânicas que produzem cistos capazes de serem fossilizados somente em ambiente marinho. O cisto produzido por esse organismo ocorre durante o ciclo de vida provavelmente sem movimento, e constitui uma fase de descanso desse grupo particular de algas verdes.
- *Palinoforaminíferos* – Os foraminíferos são protistas unicelulares de ambientes marinhos e mixohalinos (Brasier, 1980; Leipnitz & Aguiar, 2002). Já os palinoforaminíferos, possuem revestimento interno e quitinoso que é recuperado após preparação de material para palinologia. Para alguns pesquisadores, somente são registradas as formas bentônicas.
- *Escolecodontes* – parte do aparelho bucal de vermes poliquetos. Também podem se encontrar mandíbulas (presas) de moluscos ou até mesmo de larva de insetos. Os escolecodontes também são registrados em ambiente de água doce, no entanto, para palinologia, são tradicionalmente atribuídos ao ambiente marinho.
- *Ovos planctônicos* – aqui são atribuídos os ovos de animais com hábito planctônico, inclusive os ovos de copépodes, todos com revestimento quitinoso, e, por isso, preservados no sedimento. Os ovos também são encontrados em ambientes de água doce. Sua predominância ocorre em ambiente marinho, mas sua maior diversidade se dá em ambiente lacustre.

4.1. Palinologia e Paleoambiente do Eoceno da Formação La Meseta

Durante a quebra final de Gondwana, a Península Antártica passou por mudanças ambientais nos últimos 140 Ma – tanto em comunidades continentais quanto na microbiota

marinha –, até o seu isolamento e locação final na configuração atual da Região Polar Sul (Amenábar *et al.*, 2019b).

Microfósseis são muito importantes para reconstrução paleoceanográfica e paleoambiental através da bioestratigrafia, e podem ser recuperados de várias rochas sedimentares, marinhas e continentais, e em um grande número de espécies e diversidade (Amenábar *et al.*, 2019b). Junto a microfósseis e a dados sedimentológicos e isotópicos, a microbiota proveniente de sedimentos antárticos é útil para o entendimento de ecossistemas marinhos e continentais de alta latitude do Mesozoico ao Neógeno, em especial os microfósseis de composição inorgânica (como foraminíferos e briozoários) e os palinomorfos – microfósseis compostos por parede orgânica (como cistos de dinoflagelados, grãos de pólen e esporos) – (Amenábar *et al.*, 2019b), estes abordados no presente trabalho; eles são encontrados em regiões sem gelo da Sub-bacia James Ross, e são úteis para reconhecimento e entendimento da gênese e das características de sucessões sedimentares (Amenábar *et al.*, 2019b). Cada grupo de microfósseis indica parâmetros ambientais diferentes através de diferentes informações, sendo que a combinação de todos eles permite boas reconstruções paleoambientais (Amenábar *et al.*, 2019b).

Os grãos de pólen e esporos são importantes para a reconstrução da flora/vegetação e, conseqüentemente, das condições climáticas em áreas continentais onde suas plantas parentais foram originadas (Amenábar *et al.*, 2019b). Já os cistos de dinoflagelados (ou dinocistos) são importantes para determinação de idade dentro do Paleógeno do Oceano Atlântico Sul, e para realização de correlação estratigráfica entre diferentes bacias da região; além disso, pelo fato de apresentarem alta sensibilidade a mudanças físico-químicas da água da superfície (como temperatura, profundidade, salinidade e produtividade), são úteis (nos níveis tróficos) como indicadores proxy para condições ambientais (Sluijs *et al.*, 2005) (Amenábar *et al.*, 2019a), como produtividade, disponibilidade de nutrientes, temperatura ou química da água da

superfície, posição de linhas de costa antigas e tendências paleoceanográficas (Amenábar *et al.*, 2019b). Além disso, eles também são indicadores paleoambientais importantes, pois são úteis para o entendimento da dinâmica dos oceanos no Mesozoico e Cenozoico, justamente por sua sensibilidade à temperatura da água, à salinidade, à profundidade, à produtividade e à disponibilidade de nutrientes na superfície da água (Amenábar *et al.*, 2019b).

Segundo Francis *et al.* (2009), de uma maneira geral no Paleógeno, as assembleias de pólen antárticos apresentam táxons comparáveis aos encontrados atualmente em altas latitudes sul, como sul da Tasmânia, América do Sul, Nova Caledônia, Austrália e Nova Zelândia, e elas variam muito em abundância dos seus principais componentes, consistindo de esporos de musgo e samambaias e de pólen de gimnospermas e angiospermas. De acordo com Mohr (2001), as samambaias eram ricas em espécies até o Eoceno médio a final inicial, incluindo um gênero que hoje vive em condições úmidas subtropicais, como a *Cnemidaria*, segundo Mohr & Lazarus (1994), de forma que, em Bruce Bank (46-44 Ma), esporos de samambaias dominaram a assembleia em intervalos correspondentes a mais de 50% dos esporomorfos (Francis *et al.*, 2009). As associações circum-Antárticas de microfósseis marinhos desse período inicial apresentam dominância de dinocistos de parede orgânica e grupos silicáticos (como diatomáceas e radiolários) endêmicos-Antárticos, sobre os microfósseis calcários (Brinkhuis *et al.*, 2003; Stickley *et al.*, 2004; Warnaar, 2006) (Francis *et al.*, 2009). As gimnospermas foram importantes para as florestas paleogênicas de alta latitude sul, de forma que as Cycadaceae (*Cycadopites*) parecem estar presentes até o Eoceno médio, enquanto os pólen de Araucariaceae (*Araucaria*), Cupressaceae e principalmente os de Podocarpaceae (*Podocarpus*, *Phyllocladus*, *Lagarostrobos*, *Dacrydium* e *Microcachrys*) tiveram um papel importante nas associações palinológicas dentro do Oligoceno (Francis *et al.*, 2009). Já as angiospermas foram relativamente espécies ricas nos espectros de pólen antárticos, com dominância de vários tipos de *Nothofagidites* (comparável ao existente

Nothofagus), mas, durante o Eoceno final, a diversidade diminuiu (Francis *et al.*, 2009). Durante períodos mais quentes do Paleógeno, foram identificados pólenes das famílias como Aquifoliaceae, Casuarinaceae, Cunoniaceae/Elaeocarpaceae, Epacridaceae, Euphorbiaceae, Gunneraceae, Liliaceae, Myrtaceae, Nothofagaceae, Olacaceae, Proteaceae, Restionaceae, Sapindaceae e Trimeniaceae (Prebble *et al.*, 2006) (Francis *et al.*, 2009). Nas seções de Prydz Bay (Eoceno final) e na Formação La Meseta na Ilha Seymour (Eoceno), foram identificadas *Fischeripollis* e *Droseridites*, pertencentes à Droseraceae, que atualmente são restritas a *moors* e a locais úmidos, sendo bons marcadores ecológicos (Francis *et al.*, 2009). A calibração cronoestratigráfica de eventos de dinocistos (sub-)antárticos é um problema, devido à ausência geral de outras biotas indicativas de idade e/ou magnetoestratigrafia ou outros meios de datação em seções onde são encontrados os dinocistos (Francis *et al.*, 2009);

- Paleoceno-Eoceno: Segundo Francis *et al.* (2009), registros de macro e microfósseis de plantas sugerem que, do Paleoceno final ao Eoceno inicial (quando havia um clima quente em relação ao clima posterior), havia florestas temperadas frias e úmidas na Antártica, similares às atuais florestas Valdivianas de média altitude no sul do Chile, que eram dominadas por *Nothofagus* e árvores coníferas, com samambaias, cavalinha e outros grupos menos proeminentes de angiospermas, de forma que essas assembleias de plantas e palinomorfos fósseis do Eoceno indicam um clima quente (em relação ao clima posterior) durante o Eoceno inicial, apesar de ter deteriorado ao final do Eoceno, com climas sazonais e frios (Francis, 1991; Francis & Poole, 2002; Francis *et al.*, 2004, 2008; Poole *et al.*, 2005). Assembleias de plantas fósseis de idade mais recente foram encontradas em sedimentos glaciais das Montanhas Transantárticas, representando, portanto, a vegetação que se desenvolveu na Antártica em condições *icehouse*, representada pela flora do Grupo Sirius das Montanhas Transantárticas, com idade problemática segundo Francis e Hill (1996), Wilson *et al.* (1998a), Askin (1999), e, segundo Ashworth *et al.* (2008), uma nova flora miocênica

descoberta em Dry Valleys, além de fósseis de folhas descobertos em testemunhos de sequências glaciais do Oligoceno e Mioceno, indicando que o início glacial da Antártica não era estéril de vegetação (Francis *et al.*, 2009). De acordo com Francis *et al.* (2009), em afloramentos ao redor da margem Antártica, em testemunhos do assoalho oceânico e em *boulders* erráticos glaciais das regiões da Península Antártica (Ilhas Seymour e King George) e do Mar Ross (McMurdo Sound e Minna Bluff), foram descobertos fósseis de plantas do Paleógeno, representados por compressões, impressões e petrificações de folhas, sementes, flores e madeira, que indicam uma flora de alta latitude sul com diversidade variada, mas dominada por fósseis comparáveis aos atuais *Nothofagus* e às árvores coníferas, além de samambaias, cavalinha e outras significantes famílias de angiospermas do Hemisfério Sul (como Proteaceae, Myrtaceae e Lauraceae);

- Paleoceno-Eoceno médio: As associações circum-Antárticas de dinocistos do Paleógeno inicial foram recuperadas do Portal da Tasmânia, Nova Zelândia e Seymour Island (Askin, 1988a,b ; Elliot *et al.*, 1994), e apresentam composição e sucessão estratigráfica quase idênticas (Francis *et al.*, 2009). Enquanto táxons endêmicos circum-Antárticos existiam desde pelo menos o Maastrichtiano (Riding & Crame, 2002; Brinkhuis *et al.*, 2003), os táxons muitas vezes referidos como a “Flora Transantártica” estabeleceram-se no Paleógeno inicial em uma assembleia antes amplamente cosmopolita, e a influência dessa flora aumentou do Eoceno inicial ao Eoceno final médio, sendo composta por espécies como *Deflandrea antarctica*, *Octodinium askiniae*, *Enneadocysta partridgei*, *Vozzhennikovia* spp., *Spinidinium macmurdoense* e *Arachnodinium antacticum* (Francis *et al.*, 2009). A parte mais recente do Eoceno médio circum-Antártico, com poucos registros, como na Nova Zelândia (Wilson, 1988; Strong *et al.*, 1995), na Ilha Seymour (Wrenn & Hart, 1988), na área do Mar da Escócia (Mao & Mohr, 1995), e em sucessões argentinas (Guerstein *et al.*, 2002), possui grande similaridade, de forma que essa parte mais recente do Oceano Sul no Eoceno médio é

representada por várias últimas ocorrências importantes (LOs), incluindo as *Membranophoridium perforatum*, *Hystrichosphaeridium truswelliae*, *Hystrichokolpoma spinosum* e *Hystrichokolpoma truncatum* (Wilson, 1988; Brinkhuis *et al.*, 2003) (Francis *et al.*, 2009). Em relação às implicações das mudanças paleoambientais do Eoceno médio:

- Presumivelmente, a temperatura é uma variável importante que impulsiona mudanças evolutivas e ecológicas em altas latitudes, e, segundo Ivany *et al.* (2008), a mudança de temperatura mais pronunciada na seção é o resfriamento do Eoceno médio, que ocorre na parte de baixo, no Telm 6 (alomembros Cucullaea II e Submeseta I), seguindo a breve excursão para condições mais quentes (Ivany *et al.*, 2008). Além disso, literaturas paleontológicas sugerem que a mudança da flora e fauna dentro da Formação La Meseta também encontra-se no alto da transição Telm 5 (Alomembro Cucullaea I)-6 (alomembros Cucullaea II e Submeseta I ou Laminado) (Ivany *et al.*, 2008). No reino marinho, dados de moluscos de Stilwell e Zinsmeister (1992) indicam uma queda na diversidade taxonômica de até 50% neste momento, e Feldmann *et al.* (2003) também veem uma marcada mudança na composição da fauna de decápodes (Ivany *et al.*, 2008). Entre os vertebrados marinhos, Long (1992) observa a eliminação de tubarões acima do Telm 5 (Alomembro Cucullaea I) (Case, 1992), e Case (2007) relata um aumento significativo na abundância de pinguins e de material cetáceo na parte superior da formação (Ivany *et al.*, 2008);

- A transição parece ter tido consequências ecológicas e taxonômicas, de forma que Aronson *et al.* (1997, 2007) e Aronson e Blake (2001) relataram uma mudança na natureza das relações predador-presa em no contato Telm 5 (Alomembro Cucullaea I)-6 (alomembros Cucullaea II e Submeseta I ou Laminado), devido ao aparecimento de populações densas de *suspension-feeders* epifaunais e sensíveis à predação (Ivany *et al.*, 2008). Werner *et al.* (2004) também relacionaram dados morfológicos de moluscos,

sugerindo uma queda na importância dos predadores *shell-crushing*, e um declínio significativo na frequência da perfuração predatória por gastrópodes naticídeos (Ivany *et al.*, 2008);

- As mudanças também se estenderam à flora e fauna terrestres, com base em espécimes preservados em sedimentos marinhos, confirmando que as mudanças na assembleia marinha são não apenas relacionadas à mudança de fácies na plataforma, mas refletem uma mudança geral nas condições ambientais da região peninsular (Ivany *et al.*, 2008). Case (2007) documenta uma queda substancial no número da diversidade de vertebrados em direção aos Telms 6 (alomembros Cucullaea II e Submeseta I ou Laminado) e 7 (alomembros Submeseta I ou Laminado a Submeseta III ou Superior), com mudanças particularmente notadas entre as faunas de mamíferos e aves (Ivany *et al.*, 2008). Também foi notado que a madeira fóssil não é vista em nenhum lugar da seção acima do Telm 5 (Alomembro Cucullaea I), sugerindo que a mudança de clima poderia marcar a eliminação de uma cobertura florestal significativa da Península (Ivany *et al.*, 2008);

- Embora seja reconhecida uma discordância no contato Telm 5 (Alomembro Cucullaea I)–6 (alomembros Cucullaea II e Submeseta I ou Laminado) baseado em valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, e haja uma coincidente mudança de fácies para sedimentos mais arenosos que também podem ter afetado as condições tafonômicas (por exemplo, Feldmann *et al.*, 2003), a composição e o caráter da biota são suficientemente distintos em ambos os lados dessa transição para indicar que talvez a diferença não possa ser explicada pelo simples acúmulo de mudança evolutiva durante o tempo ausente da seção estratigráfica ou por uma mudança no local de deposição e ambiente preservador (Ivany *et al.*, 2008);

- Segundo Ivany *et al.* (2008), portanto, o resfriamento do Eoceno médio de aproximadamente 10°C impôs restrições metabólicas aos organismos com as quais eles não se deparavam há várias dezenas de milhões de anos, e, se a temperatura em si foi a causa proximal, ou mudanças associadas à produtividade na plataforma (Aronson *et al.*, 2007) foram mais importantes (por exemplo, Dayton & Oliver, 1977), o resfriamento iniciou uma reorganização do ecossistema associada aos novos desafios fisiológicos de lidar com as temperaturas frias, o que pode ser observado com detalhe no registro fóssil da Formação La Meseta (Ivany *et al.*, 2008);
- Eoceno médio a final: as assembleias da área da Península Antártica indicam que, nas seções iniciais, havia uma grande quantidade de pólenes de angiospermas, com dominância da *Nothofagidites* (Francis *et al.*, 2009). Testemunhos e erráticos glaciais também demonstram presença proeminente (dominante) de *Nothofagidites*, além de presença de *Podocarpus* (Askin, 2000; Raine & Askin, 2001) (Francis *et al.*, 2009). Essas assembleias endêmicas de dinocistos do Eoceno médio a final ao redor da Antártica (“Flora Transantártica”, por Wrenn & Bockmann, 1982) são notáveis no sul da América do Sul, nas Ilhas Seymour e James Ross, e também no sudeste da Austrália e da Nova Zelândia, erráticos ao longo da margem antártica, e da plataforma continental do Mar Ross (CIROS; CRP) e de vários locais de perfuração oceânica (Francis *et al.*, 2009). Já nas assembleias do Eoceno final e Oligoceno inicial, esporos de musgo se tornaram mais comuns, e, com exceção da *Nothofagidites*, quase nenhuma angiosperma foi registrada (Francis *et al.*, 2009);
- Eoceno final: a diversidade e abundância das samambaias diminuiu drasticamente (Francis *et al.*, 2009). A flora de pólenes era dominada por *Nothofagaceae*, com coníferas de podocarpos e araucárias e famílias típicas de samambaias (Francis *et al.*, 2009). Alguns dos eventos de dinocistos do Eoceno final foram relatados anteriormente na margem sul da Austrália, e espécies como *Sinningia speciosa* e *Hemiplacophora*

semilunifera são úteis para correlação regional e global, por já terem sido registrados também em outras partes do mundo, e podem indicar um resfriamento global progressivo durante o Eoceno final (Francis *et al.*, 2009). Segundo Kymes (2015), a reconstrução paleoambiental da Formação La Meseta superior (Eoceno final, Ilha Seymour) e da Formação Polonez Cove (Oligoceno Médio, Ilha King George) indica uma abundância relativamente boa dos palinomorfos coníferas podocarpos *in situ* e faixa do sul *Nothofagidites* (grupos *brassii*, *fusca* e *menziesii*), presentes na seção inferior da Formação La Meseta, o que implica que a área estava relativamente livre de gelo e escassamente habitada por uma floresta de clima temperado no Eoceno final. Mais acima na seção, há presença de acritarcos indicativos de gelo marinho, os *Leiosphaeridia* spp., além do domínio do gênero propício de temperaturas frias *Nothofagidites* sp. (*fusca* gp.), o que indicam um resfriamento climático à medida em que a região se tornava mais glacial. A evidência desse resfriamento também é visualizada nos palinomorfos quebrados e nas amostras dominadas por *Leiosphaeridia* spp. na parte superior mais estudada da seção da Formação La Meseta, além de por toda a seção da Formação Polonez Cove (Kymes, 2015). Com base no estudo de vegetação (pólen e esporos) e em algas marinhas (cistos de dinoflagelados), Kymes (2015) indica que as condições na Península eram frias no Eoceno final, de forma que a vegetação terrestre era de baixa diversidade e dominada por *Nothofagus* do grupo de clima frio *fusca*, e o fitoplâncton marinho de paredes orgânicas foi reduzido a principalmente leiosferas e a espécies raras de cistos de dinoflagelados, como *Vozzhennikovia rotunda*, *V. apertura*, *Senegalinium asymmetricum* e *Spinidinium macmurdoense*. Segundo Kymes (2015), esta vegetação do Eoceno final é semelhante à floresta do tipo Valdiviana, atualmente encontrada no Chile e na Argentina;

- Transição Eoceno-Oligoceno (EOT) (~34 Ma): é uma época em que o clima da Terra mudou de uma condição relativamente livre de gelo para outra com condições glaciais se espalhando para muitas regiões da Antártica, ou seja, foi um evento de resfriamento global marcado pelo crescimento substancial do gelo na Antártica e por mudanças de temperatura da superfície do mar em alta latitude, de ~18°C durante o Eoceno inicial, para ~6°C na transição para o Oligoceno (Stott *et al.*, 1990; Liu *et al.*, 2009), de forma que o aumento do gelo ocorreu quando as temperaturas mudaram da condição *greenhouse* do início do Cenozóico, até o estado glacial atual (Prothero *et al.*, 2003; Lear *et al.*, 2008) (Kymes, 2015). Essa mudança de temperatura de ~12°C foi correlacionada com um aumento nos valores de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) observados em foraminíferos bentônicos de mar profundo, bem como a registros de concentrações de dióxido de carbono atmosférico (Zachos *et al.*, 1996; Prothero & Berggren, 2014) (Kymes, 2015). Embora vários estudos recentes tenham sido conduzidos nessa transição com base em sedimentos retirados de testemunhos da Península Antártica (por exemplo, pelo programa SHALDRIL, Anderson *et al.*, 2011; Griener *et al.*, 2013; Feakins *et al.*, 2014), poucos estudos se concentraram na análise da evolução climática continental no Eoceno-Oligoceno, principalmente devido à escassez de sedimentos expostos ou testemunhos dessa idade na Antártica (Kymes, 2015). Essa transição climática foi estudada a partir de vários proxies, incluindo valores de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e taxas de acumulação de dióxido de carbono atmosférico (Kymes, 2015). A distribuição de dinocistos do Eoceno final inicial, no Portal da Tasmânia, é uma continuação do padrão do Eoceno médio, de forma que há predominância das espécies da “Flora Transantártica”, e apogeu finais do Grupo *Deflandrea antarctica*, de *Enneadocysta partridgei* e de *Spinidinium macmurdoense*, e as primeiras ocorrências (FOs) importantes incluem as de *Schematophora speciosa*, *Aireiana verrucosa*,

Hemiplacophora semilunifera e *Stoveracysta ornata* (Francis *et al.*, 2009). Já no Eoceno final médio, os FOs de *Achomosphaera alcornu*, *Reticulosphaera actinocoronata* e *Alterbidinium distinctum* e o LO de *S. speciosa* são importantes para correlação interregional, como é o FO de *Stoveracysta kakanuiensis*, e o *Vozzhennikovia* spp. continua sendo um constituinte comum das associações (Sluijs *et al.*, 2003) (Francis *et al.*, 2009). Os sedimentos que representam a transição Eoceno-Oligoceno normalmente são estéreis de microfósseis orgânicos, e os dinocistos reaparecem brevemente no início do Oligoceno (Stickley *et al.*, 2004) (Francis *et al.*, 2009). Do Mar de Weddell e próximo à Passagem de Drake (entre a América do Sul e a Península Antártica), nos raros sedimentos que cobrem a transição Eoceno-Oligoceno, mais especificamente o evento Oi-1, os dinocistos normalmente não são preservados (Gradstein *et al.*, 2004), mas nos sedimentos oligocênicos mais antigos com dinocistos, estes, do Paleógeno Transantártico – dominantes nos últimos sedimentos recuperados do Eoceno –, foram substituídos por táxons cosmopolitas (Gradstein *et al.*, 2004), indicando que as mudanças nas associações de dinocistos nessa área foram pelo menos amplas e semelhantes às do setor da Tasmânia, de forma que em Prydz Bay, é observada uma mudança gradual dos dinocistos típicos do Paleógeno Transantártico para os táxons tipicamente encontrados em registros pós-Oligocênicos próximos da Antártica (Warnaar, 2006) (Francis *et al.*, 2009). Perto do limite Eoceno-Oligoceno, há um pico de ocorrência de pólenes de araucária e de outras gimnospermas, bem como o aumento de samambaias, devido a um declínio de Nothofagaceae (Francis *et al.*, 2009). Apesar disso, não houve nenhuma mudança nos pólenes terrestres depois disso que poderiam indicar uma mudança grande no regime climático (Francis *et al.*, 2009);

A Ilha Seymour é importante para o estudo do Eoceno-Oligoceno, porque faz parte de alguns lugares da Antártica em que a cobertura de gelo é mínima, portanto é

possível acessar afloramentos de seções dessa idade sem esforços de perfuração (Kymes, 2015). Em relação ao Eoceno da Formação La Meseta superior, na Ilha Seymour, Kymes (2015) encontrou palinórfos bem preservados, porém com diversidade relativamente baixa (Kymes, 2015). A maior parte dos palinórfos identificados na parte mais antiga da seção – que vai de 0 m no Telm 6 (alomembros Cucullaea II e Submeseta I ou Laminado) a 18 m no Telm 7 (alomembros Submeseta I ou Laminado a Submeseta III ou Superior) – são *in situ* (~42%), mas a assembleia vai se tornando progressivamente mais retrabalhada (~40%), excluindo as leiosferas, na porção superior do afloramento estudado (que vai de 21 m do Telm 7 a 39 m do Telm 7) (Kymes, 2015). Segundo Kymes (2015), na seção estudada por ele, as espécies de palinórfos retrabalhadas variam do Permiano ao Paleoceno e foram bem documentadas na Ilha Seymour e nas outras ilhas ao redor da Península Antártica (Askin & Elliot, 1982; Askin, 1983, 1988, 1990; Dettmann & Thomson, 1987; Riding & Crame, 2002; Bowman *et al.*, 2012) (Kymes, 2015). Segundo Kymes *et al.* (2015), a presença de *Vozzhennikovia rotunda* (Lentin e Williams, 1981), *V. apertura* (Lentin & Williams, 1981), *Senegalinium asymmetricum* (Stover & Evitt, 1978), e *Spinidinium macmurdoense* (Wilson, 1967) indicam que a seção estudada (a mais superior da Formação) é do Eoceno. As concentrações em palinórfos encontradas por ele sobrepuseram as concentrações do Eoceno amostradas pelo programa SHALDRIL, fora do Península Antártica (Warny & Askin, 2011a) (Kymes, 2015);

Kymes (2015) observou uma tendência na Formação La Meseta, indicando uma passagem de espécimes predominantemente *in situ* (que vai de 8 m Telm 6 a 15 m Telm 7), para um aumento em espécimes retrabalhadas (que vai de 18 m Telm 7 a 39 m Telm 7), ou seja, indicando que o retrabalhamento aumenta para cima na seção, sendo mais presente na parte mais jovem (Kymes, 2015). A abundância das espécies *in situ* da parte

inferior amostrada da Formação La Meseta, inclui predominantemente leiosferas, *Podocarpidites* sp., *Phyllocadidites* sp., *Nothofagidites* sp. (*brassii* gp.), e *Nothofagidites* sp. (*fusca* gp.), de forma que os *Podocarpidites* sp. e *Phyllocadites* sp. são tipos de coníferas que normalmente prosperam em climas frios e temperados, assim como o *Nothofagidites* sp. (*fusca* gp.), que também prospera nessas condições climáticas (Kymes, 2015). Pela assembleia *in situ* das espécies *Podocarpidites* sp., *Phyllocadidites* sp., *Nothofagidites* sp. (*brassii* gp.), e *Nothofagidites* sp. (*fusca* gp.) na seção basal das amostras de Kymes (2015) da Formação La Meseta, pode-se inferir, portanto, que, de 0 m no Telm 6 até 15 m no Telm 7, o ambiente era comparável ao de uma floresta fria e temperada do tipo Valdiviana, encontrada atualmente em partes do Chile (Kymes, 2015). Já a partir de 18 m no Telm 7 até ao menos 39 m no Telm 7, ou seja, em sedimentos mais recentes, há um aumento relativo da abundância de tanto espécies retrabalhadas, quanto de leiosferas *in situ* indicativas de gelo marinho, que, juntos, sugerem um ambiente menos vegetado, mais glacial, a partir do momento da deposição da parte de 18 m no Telm 7 (alomembros Submeseta I ou Laminado a Submeseta III ou Superior) (Kymes, 2015);

A datação da Formação La Meseta foi determinada ao longo dos anos de análises paleontológicas e isotópicas, incluindo vertebrados (Simpson, 1971; Gelfo *et al.*, 2015), fósseis de moluscos (Zinsmeister, 1977; Elliot & Trautman, 1982) e estudos palinológicos (Hall, 1977; Askin & Flemming, 1982; Wrenn & Hart, 1988; Askin *et al.*, 1991), que concluíram uma idade geral variando entre o Eoceno inicial na base até o Eoceno final na parte mais superior da Formação La Meseta (Kymes, 2015). Além disso, análises de isótopos de estrôncio foram realizadas em espécimes de *Cucullaea* coletados em todo o Alomembro Submeseta (Telm1- Telm7) da Formação La Meseta e corroboraram com a faixa etária previamente designada do Eoceno (Dutton &

Lohmann, 2002), colocando a seção mais superior no Telm7 (alomembros Submeseta I ou Laminado a Submeseta III ou Superior) da Formação La Meseta, entre 34-36 Ma, de forma que, o último dado de ocorrência (LAD) para *Vozzhennikovia rotunda* e *Spinidinium macmurdoense* observado por Kymes (2015), confirmou uma idade eocênica e estreitou a faixa Telm7 para 33,7 a 37 Ma (Wrenn & Hart, 1988; Williams *et al.*, 2003) (Kymes, 2015). Embora a restrição de idade desses pudesse apenas restringir a parte superior da Formação La Meseta a 34-36 Ma e a Formação Polonez Cove a ~ 26-28 Ma, resultados palinológicos desses intervalos amostrados por Kymes (2015), indicam que o status palinomorfo foi alterado de principalmente *in situ* na seção mais antiga da parte mais superior da Formação La Meseta, progressivamente tornando-se mais retrabalhado (Kymes, 2015). A abundância de palinomorfos retrabalhados juntamente com a grande ocorrência de *Leiosphaeridia* spp., que aumentou a partir da parte mais jovem da Formação La Meseta para a Formação Polonez Cove, indicam que no Eoceno final já era frio e continuou a esfriar no Oligoceno, e essa resposta é corroborada com deslocamentos na curva $\delta^{18}\text{O}$, que indicaram temperaturas mais frias no Eoceno final, e que continuaram ao longo do Oligoceno (Kymes, 2015);

Desta forma, a bioestratigrafia de cistos de dinoflagelados confirma uma idade eocênica para a parte mais jovem da Formação La Meseta, de forma que, esse estágio final do Eoceno (até então chamado de *greenhouse*), já estava experimentando condições climáticas mais frias – como visto através da baixa diversidade *in situ* dos táxons *Podocarpidites* sp., *Phyllocadidites* sp., *Nothofagidites* sp. (*brassii* gp.), e *Nothofagidites* sp. (*fusca* gp.) recuperados da seção basal da formação por Kymes (2015) (Kymes, 2015). As condições *greenhouse* do Eoceno final, na verdade, eram semelhantes às das florestas do tipo Valdivianas, frias e temperadas, condições estas que começaram a tornar-se ainda mais frias no topo da Formação La Meseta, como

evidenciado pelo aumento de abundância de espécies retrabalhadas, e pelo fitoplâncton marinho indicativo de gelo marinho em amostras de Kymes (2015) (Kymes, 2015). O fato dos dados de Kymes (2015) indicarem condições climáticas frias durante o Eoceno final, é corroborado por dados apresentados de outros estudos na Antártica que descrevem condições frias que ocorreram durante o Eoceno final (por exemplo, os testemunhos de Prydz Bay em Hambrey *et al.*, 1991, e erráticos de McMurdo Sound em Askin, 2000) (Kymes, 2015). No Oligoceno médio a final, como evidenciado por uma assembléia principalmente retrabalhada encontrada nas amostras da Formação Polonez Cove e pela abundância de espécies indicativas de gelo marinho, a Península Antártica estava em um ambiente coberto de gelo com cobertura vegetal extremamente reduzida (Kymes, 2015);

- Eoceno final a Oligoceno: gêneros como *Apiaceae*, *Asteraceae*, possivelmente *Chenopodiaceae*, *Onagraceae* e *Gramineae* foram os principais componentes da vegetação local (Mildenhall, 1989; Mohr, 1990; Askin, 1997; Askin & Raine, 2000; Raine & Askin, 2001; Prebble *et al.*, 2006) (Francis *et al.*, 2009);

Nos últimos 100 anos, na Sub-bacia James Ross, foram realizados diversos trabalhos palinológicos (de rochas sedimentares jurássicas a pleistocênicas) e micropaleontológicos (foraminíferos de sedimentos cretáceos inferiores a pleistocênicos e briozoários de depósitos cenozoicos), sendo os estudos palinológicos mais frequentes, devido à maior abundância de cistos de dinoflagelados, grãos de pólen e esporos nos sedimentos; os palinomorfos são bem preservados, de modo geral, em todos os sedimentos com matriz siltosa fina ou argilosa, apesar de serem passíveis à destruição se expostos a condições muito oxidantes – diferentemente de foraminíferos e briozoários, que, por terem a composição esquelética carbonática ou silicática, são mais susceptíveis à dissolução, e por isso há uma menor presença dessas assembleias (Amenábar *et al.*, 2019b).

Em relação à Ilha Seymour, a Formação La Meseta, do Eoceno final (segundo Francis *et al.*, 2009), é constituída por floras que registram as mudanças climáticas, como:

- Folhas e madeira de afinidade tanto com angiospermas quanto com coníferas ocorrem com fósseis de samambaias e flores (Case, 1988; Reguero *et al.*, 2002, Francis *et al.*, 2004) (Francis *et al.*, 2009);
- Folhas de *Nothofagus* do Eoceno médio foram associadas a notophyllous, uma categoria de tamanho de folha entre 7,5-12,5 cm (Francis *et al.*, 2009);
- Fósseis de angiospermas associados a famílias como Nothofagaceae, Dilleniaceae, Myricaceae, Myrtaceae, Elaeocarpaceae, Moraceae, Cunoniaceae, Winteraceae e Lauraceae (Gandolfo *et al.*, 1998a, b; Reguero *et al.*, 2002; Francis *et al.*, 2004) (Francis *et al.*, 2009);
- Folhas associadas a Podocarpaceae, Araucariaceae, Nothofagaceae e Proteaceae (Doktor *et al.*, 1996) (Francis *et al.*, 2009);
- Madeira fóssil descrita por Gothan (1908), que, após análise por outros autores, foi identificada como possuindo afinidades tanto com angiospermas quanto com coníferas (Francis, 1991; Torres *et al.*, 1994; Brea, 1996; Francis & Poole, 2002; Reguero *et al.*, 2002) (Francis *et al.*, 2009).

Essa flora, segundo Francis *et al.* (2009), registra as mudanças climáticas, porque, através dela, pode-se observar que houve uma diminuição no tamanho das folhas durante o Eoceno final, o que sugere que o clima deteriorou ao final do Eoceno, como observado por estudos de Case (1988) e de Reguero *et al.* (2002) da Formação La Meseta. De acordo com Gandolfo *et al.* (1998a, b), foi sugerido para o Alomembro Cucullaea I um MAT de 11-13°C durante o início do Eoceno final (Francis *et al.*, 2009). Outros dados climáticos obtidos a partir da análise de *leaf margin* da flora do Paleoceno final (Formação Cross Valley) e da flora do Alomembro Cucullaea I do início do Eoceno final, indicam que houve um declínio da

diversidade da flora, além de uma mudança das temperaturas médias anuais de 14°C durante o Paleoceno final, a 11°C no início do Eoceno final, indicando, desta forma, sinais de invernos congelantes no Eoceno final (Francis *et al.*, 2004) (Francis *et al.*, 2009).

Segundo Amenábar *et al.* (2019b), como podem ser observadas na Figura 9, as assembleias palinológicas marinhas e terrestres da Sub-bacia James Ross, considerando somente o Grupo Seymour Island (Paleógeno) da Ilha Seymour, correspondem, na Formação La Meseta, aos seguintes palinomorfos:

- Marinhos (cistos de dinoflagelados, acritarcos e outros):

- Da assembleia de cistos de dinoflagelados endêmica Antártica: *Deflandrea antarctica*, *Arachnodinium antarcticum*, *Enneadocysta dictyostila*, *Vozzenikovia apertura*, *Enigmadinium cylindrifloriferum*;

- Dos cistos de dinoflagelados cosmopolitas: *Thalassiphora pelagica*, *Turbiosphaera filosa*, *Spiniferites multibrevis*;

- Terrestres (pólenes e esporos): os pólenes de *Podocarpaceae* (*Phyllocladidites*, *Podocarpidites*) e de *Nothofagidites spp.* são dominantes; há também pólenes de *Proteaceae* (abundantes, porém apresentam um declínio na abundância relativa na parte superior da unidade), além de outros pólenes de angiospermas, como *Myricipites harrisii* e *Peninsulapollis spp.*

Age	Unit and locality	Palynomorphs		References
		Marine (dinoflagellate cysts, acritarch, others)	Terrestrial (pollen-spores)	
Eocene/Oligocene transition	Diamictites that overlie the Submeseta Fm. but are beneath the Weddell Sea Fm. (Pliocene-Pleistocene), Seymour Is.	Mudstones above the diamict contain the Oligocene dinoflagellate cyst species <i>Chiropteridium taboapinosum</i> together with low abundances of the Antarctic endemic <i>Enneadocysta dictyostila</i> and <i>Aharbidinium distinctum</i> , which are characteristic of the Eocene/Oligocene transition, both species disappear in the Early and earliest Oligocene, respectively.	No information	Ivany <i>et al.</i> (2006)
Latest Eocene	Submeseta Fm. , uppermost (after Montes <i>et al.</i> , 2013; equivalent to Teln 7 of Sadler, 1988), Seymour Is.	Small numbers of typical Eocene dinoflagellate cysts of the Antarctic endemic assemblages as <i>Vozzenikovia rotunda</i> , <i>V. apertura</i> , <i>Senegalinium asymmetricum</i> and <i>Spinidinium macmurdoense</i> are present throughout most of the section but are absent in the upper part. The dinoflagellate <i>Impletosphaeridium spp.</i> and the acritarch <i>Leiosphaeridia sp.</i> , both increase upsection and are the only palynomorphs recorded in that part. Reworked Late Cretaceous to Palaeocene dinoflagellate cysts.	<i>Nothofagidites spp.</i> (of <i>Nothofagus</i> southern beech) dominated the vegetation in the lowermost section together with some Podocarpaceae (<i>Podocarpidites spp.</i>) conifers similar to Valdivian-type forests found today in Patagonia (Argentina and Chile). Immediately before the Eocene/Oligocene transition, terrestrial palynomorphs decrease, while reworked Permian to Palaeocene specimens increase.	Wrenn and Hart (1988); Askin <i>et al.</i> (1991); Cocozza and Clarke (1992); Barnes and Riding (1994); Askin (1997); Douglas <i>et al.</i> (2014); Wrenn <i>et al.</i> (2018)
Middle-Late Eocene	La Meseta Fm. , (Teln 1-5 of Sadler, 1988), Seymour Is., (Teln 1-2), Cockburn Is.	Antarctic endemic dinoflagellate cyst assemblage: <i>Deflandrea antarctica</i> , <i>Arachnodinium antarcticum</i> , <i>Enneadocysta dictyostila</i> , <i>Vozzenikovia apertura</i> , <i>Enigmadinium cylindrifloriferum</i> . Cosmopolitan dinoflagellate cysts: <i>Thalassiphora pelagica</i> , <i>Turbiosphaera filosa</i> , <i>Spiniferites multibrevis</i> .	Pollen of Podocarpaceae (<i>Phyllocladites</i> , <i>Podocarpidites</i>) and <i>Nothofagidites spp.</i> are dominant, pollen of Proteaceae is often abundant but shows a noticeable decline in relative abundance in the upper part of the unit. Other angiosperm pollen includes <i>Myricipites harrisii</i> and <i>Peninsulapollis spp.</i>	Wrenn and Hart (1988); Askin <i>et al.</i> (1991); Cocozza and Clarke (1992); Barnes and Riding (1994); Askin (1997); Douglas <i>et al.</i> (2014); Concheyro <i>et al.</i> (2016)
Late Paleocene	Cross Valley Fm. , Seymour Is.	The co-occurrence of the dinoflagellate cysts <i>Deflandrea speciosa</i> , <i>Alisocysta circumatubulata</i> and <i>Palaeoperidinium pyrrophorum</i> , indicate an Early Late Paleocene age for at least part of the Fm.	No information	Wrenn and Hart (1988); Kemp <i>et al.</i> (2014)

Figura 9: Assembleias palinológicas marinhas e terrestres da Sub-bacia James Ross, contendo idade, unidade litoestratigráfica, localidade e referências, considerando somente o Grupo Seymour Island (Paleógeno) da Ilha Seymour, Península Antártica – com foco nos palinormorfos da Formação La Meseta (Eoceno), em vermelho (Modificado de Amenábar et al. (2019b))

Amenábar *et al.* (2019a) fez uma análise bioestratigráfica baseada na proposta de Bijl *et al.* (2013a) de zoneamento de cistos de dinoflagelados aplicado ao Oceano Sul, feita através da magnetoestratigrafia e estratigrafia de isótopos estáveis, a partir da calibração das assembleias de cistos de dinoflagelados do Paleógeno – obtidas dos furos na Plataforma da Tasmânia e na margem de Wilkes Land através do Ocean Drilling Program (ODP) – com a Geomagnetic Polarity Time Scale de Vandenberghe *et al.* (2012), o que permitiu a designação de 13 diferentes zonas de cistos de dinoflagelados (SPDZ 1–13) para o Paleoceno superior ao Eoceno superior (58–36 Ma), definindo limites entre as zonas a partir da separação entre primeiras ocorrências (FO), últimas ocorrências (LO), primeiras ocorrências comuns (FCO) e últimas ocorrências comuns (LCO) dos cistos de dinoflagelados. O trabalho de Amenábar *et al.* (2019a) assumiu o sincronismo dos bioeventos da Plataforma da Tasmânia leste (65° S de palaeolatitude), de Wilkes Land (67° S) e da Ilha de Seymour (64° S), e observou uma ocorrência de espécies de cistos de dinoflagelados na Formação La Meseta. A análise de Amenábar *et al.* (2019a) foi feita a partir de amostras coletadas de todos os alomembros da Formação La Meseta, que, de acordo com Marenssi *et al.* (1998), são Valle de las focas, Acantilados I, Acantilados II, Campamento, Cucullaea I e Cucullaea II – desconsiderando, no caso, a Formação Submeseta (Montes *et al.* 2013, 2019a, b) –, contando 300 espécies em cada uma de suas 13 amostras, incluindo cistos de dinoflagelados, grãos de pólen, esporos, cistos de dinoflagelados retrabalhados e outros palinormorfos.

Foi concluído que, em relação à idade da Formação La Meseta, os FO, LO, FCO e LCO das espécies *Enneadocysta dictyostila* e *Deflandrea antarctica* indicam que a idade da Formação La Meseta é entre 46.20 e 36.00 Ma, definida pela base como o FO do

Enneadocysta dictyostila, e pelo topo com a ocorrência de *Deflandrea antarctica* e *Enneadocysta dictyostila* (Amenábar *et al.*, 2019a). Já em relação à idade do alomembro Acantilados I, no trabalho de Amenábar *et al.* (2019a), as zonas correspondentes ao alomembro Acantilados I são a SPDZ11 e a SPDZ12. A Zona SPDZ11 (representada pelas amostras AM1-2, AM1-4, AM1-7 e AM1-8) é do Lutetiano médio (45.2–44.0 Ma) e é definida pelo FCO da espécie *Enneadocysta dictyostila*, enquanto a Zona SPDZ12 (representada pelas amostras AM1-8 e AM1-9) é do Lutetiano médio ao Bartoniano inferior (44.0–40.0 Ma) e é definida pelo FO da espécie *Impagidinium parvireticulatum* de Bijl *et al.* (2013a), concluindo-se, portanto, que o alomembro Acantilados I está compreendido entre o Lutetiano médio 45.2–44.0 Ma (SPDZ11: amostras AM1-2 – essa na transição do alomembro Valle de las Focas para o Acantilados I –, AM1-4, AM1-7 e AM1-8) e o Lutetiano médio ao Bartoniano inferior 44.0–40.0 Ma (SPDZ12: amostras AM1-8 e AM1-9) (Amenábar *et al.*, 2019a).

Em relação ao zonamento proposto por González Estebenet *et al.* (2016) para a Formação Río Turbio, na província Santa Cruz (Bacia Austral, Argentina) – construído a partir da calibração das zonas da Bacia Austral com o zoneamento do Oceano Pacífico sudoeste (Bijl *et al.* 2013a) e complementado com idades isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Casadío *et al.* 2009) e dados de foraminíferos (Malumián, 1990) e nanofósseis calcários (Concheyro, 1991) da Formação –, a Formação La Meseta também é correspondente às zonas RTF1 (do Lutetiano médio, ~46 Ma) e RTF2 (Lutetiano médio a Bartoniano superior, 46–39 Ma), e talvez também à RTF3 (Bartoniano superior a Priaboniano médio, 39–36 Ma), sendo que, segundo Bijl *et al.* (2013a), o LO da espécie *Impagidinium parvireticulatum* e o LCO da espécie *Enneadocysta dictyostila* são eventos significativos do Priaboniano médio (Amenábar *et al.*, 2019a). Já o alomembro Acantilados I, pode ser correlacionado à RTF2, já que as bases

da SPDZ11 e RTF2 são equivalentes (e ambas definidas pelo FCO da espécie *Enneadocysta dictyostila*), e a parte superior da RTF2 é equivalente à SPDZ12 (Amenábar *et al.*, 2019a).

De acordo com as conclusões de Amenábar *et al.* (2019a) em relação à idade da Formação La Meseta, corroborando Douglas *et al.* (2014), essas últimas análises dos dinoflagelados feitas por eles, indicam uma idade Lutetiana média a Priaboniana (~46.2 to ~36 Ma) para a Formação La Meseta (Eoceno médio a superior), o que significa que essa formação é mais recente do que até então é registrada por outros autores; isso é suportado pela co-ocorrência de *Enneadocysta dictyostila* e *Deflandrea antarctica*, que permitiram o estabelecimento de idades máxima e mínima, e é baseado na proposta de Bijl *et al.* (2013a), correspondente à estratigrafia de cistos de dinoflagelados do Paleógeno inicial do Oceano Sul (até então, a proposta mais correta para as assembleias eocênicas de altas latitudes do sul), mas também pode ser correlacionada às zonas SPDZ10, 11 e 12 do biozoneamento do Paleógeno do Oceano Sul, e também às zonas RTF1 e RTF2 da Bacia Austral (Argentina) (Amenábar *et al.*, 2019a). Além disso, os trabalhos de Amenábar *et al.* (2019 a, b) indicam uma idade do Eoceno médio para a parte mais basal da Formação La Meseta, correspondente ao Alomembro Acantilados I, estudado por este trabalho.

Porém, com base no novo modelo de idade para a formação baseado em dados isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, magnetoestratigrafia e litoestratigrafia, em relação às curvas globais do nível do mar, a idade indicada para a Formação La Meseta é do Thanetiano superior ao Lutetiano inferior (~56.4 to ~45.8 Ma), o que implicaria em um aparecimento anterior da *Enneadocysta dictyostila* na formação (comparado com uma ocorrência mais tardia das espécies nas outras localidades do Oceano Sul), o que, de acordo com Amenábar *et al.* (2019a), caso seja verdadeiro, indicaria que há um hiato de 11 Ma na base da formação, em relação ao topo da Formação subjacente, Cross Valley-Wiman (56.9 Ma; Beamud *et al.* 2015; Montes *et al.* 2019a), o que pode indicar a ausência do Ypresiano e de uma grande parte do

Lutetiano inferior, sendo que esse hiato teria sido causado devido à origem tectônica-erosiva, e, portanto, um controle tectônico para o vale inciso da formação (considerando a proposta de Marensi *et al.* (1998) sobre a causa das discordâncias dessa unidade), e não devido somente à queda eustática do nível do mar; nesse caso, um novo modelo geotectônico deveria ser feito para a Sub-bacia James Ross (Amenábar *et al.*, 2019a). Entretanto, a idade proposta para a formação por Montes *et al.* (2019a) no esquema magnetoestratigráfico não considera esse hiato indicado por Amenábar *et al.* (2019a), indicando que a sedimentação contínua prevaleceu durante a evolução gradual e regressiva do preenchimento da Sub-bacia James Ross (Amenábar *et al.*, 2019a). A Figura 10 mostra a ocorrência das espécies de dinocistos na Formação La Meseta.

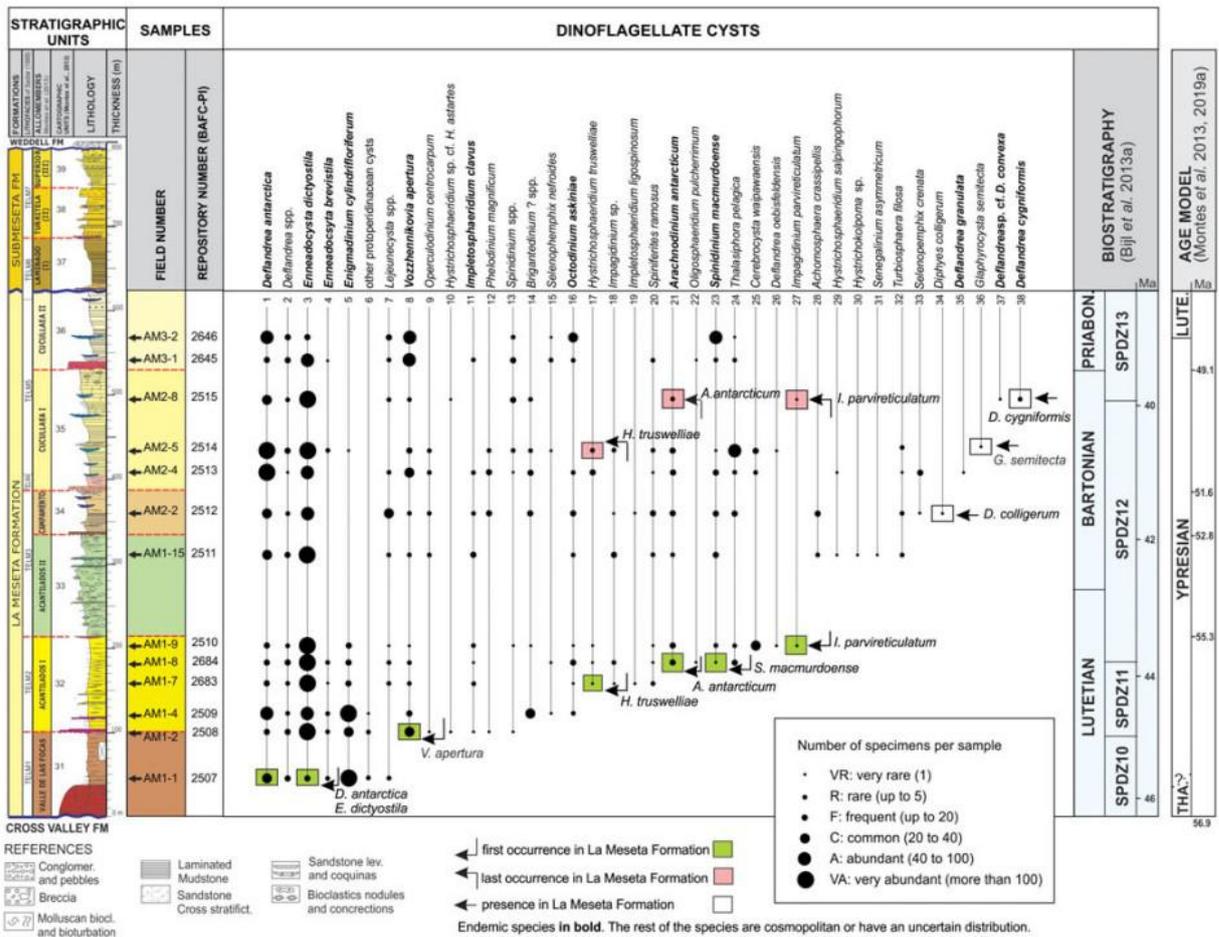


Figura 10: Ocorrência de espécies de cistos de dinoflagelados na Formação La Meseta, Ilha Seymour, Península Antártica (Amenábar *et al.*, 2019a).

A paleoprodutividade da superfície da água pode ser estimada por meio da razão de cistos P/G, feita através da relação entre os cistos peridinioides (P) e os cistos gonyaulacoides (G), sendo que, de acordo com Amenábar *et al.* (2019a), a alta abundância relativa de cistos de peridinioides pode indicar uma alta concentração de nutrientes dissolvidos na água da superfície – como em ressurgências ou em estuários (Goodman & Ford, 1983; Mao & Mohr, 1995; Brinkhuis *et al.*, 2003; Sluijs *et al.*, 2003, dentre outros) –, enquanto a alta abundância relativa de cistos de gonyaulacoides pode indicar águas da superfície pobres em nutrientes – como em águas da plataforma externa e oceânicas; já em valores de índices, a razão de 0-0,5 indica águas menos produtivas. Já a influência terrestre em relação à marinha, pode ser estimada por meio da razão de S/D, correspondente aos esporomorfos (pólenes e esporos) (S) e aos cistos de dinoflagelados (D), sendo que um aumento dos esporomorfos em relação aos cistos de dinoflagelados indica uma diminuição do nível do mar, à medida em que a seção se torna mais proximal à costa; já em relação a índices, a razão de 0,5-1 indica ambientes mais proximais, enquanto a de 0-0,5 indica uma posição mais distal (Amenábar *et al.*, 2019a). No caso, ambas as razões foram usadas por Amenábar *et al.* (2019a) para entender o ambiente deposicional e a direção da linha de tendência, que reflete a regressão ou progressão da linha de costa, sendo que, a análise dessas razões, em junção com os estudos de frequência de distribuição de cistos de dinoflagelados, e com estudos sedimentológicos da Formação La Meseta – que indicaram que a formação é um preenchimento de vale composto por sedimentos estuarinos, deltaicos e marinho-rasos (Stilwell & Zinsmeister, 1992; Marensi *et al.*, 1998, 2002) –, permitem a reconstrução da área de estudo, durante o Eoceno médio a superior, em relação às condições paleoambientais e da água da superfície (Amenábar *et al.*, 2019a).

Em relação à Formação La Meseta, Amenábar *et al.* (2019a) concluíram que:

- Em relação à razão P/G: nos alomembros Valle de las Focas, Acantilados I e Acantilados II, os valores estão abaixo de 0,5, indicando águas de baixa produtividade – o que coincide com a presença de nanofósseis calcários registrados apenas nessas amostras (Concheyro *et al.*, 2016), sugerindo condições de marinho mais aberto –, e as amostras apresentam um alto número de dinoflagelados autotróficos, como o *Enneadocysta*; em comparação com os conjuntos de cistos de dinoflagelados do Oceano Sul, o alto teor de CaCO₃ nos sedimentos pode ser correlacionado com a abundância de *Enneadocysta spp.*, refletindo condições marinhas mais *offshore* e menos eutróficas (Röhl *et al.*, 2004), e corroborando com os dados presentes no trabalho Amenábar *et al.* (2019a) acerca da Formação La Meseta. Já nos alomembros Campamento, Cucullaea I e Cucullaea II, os valores estão acima de 0,5, sugerindo águas mais produtivas ou mais próximas da costa; além disso, há um aumento do número de dinoflagelados peridinóides heterotróficos, como *Deflandrea* e *Vozzhennikovia*.

- Em relação à razão S/D: a Formação La Meseta apresenta valores baixos na maioria das amostras (< 0,5), que variam ao longo da seção, apesar de apresentar 2 amostras com valores 0,5 (Campamento) e 0,515 (Cucullaea II), esta refletindo a condição mais próxima da costa e a única em que o número de espécimes de pólen e esporos excede o número de cistos de dinoflagelados (que são escassos, no geral, e representados por *Enneadocysta dictyostila* e *Vozzhennikovia apertura*); do Alomembro Campamento até o Cucullaea II, há um aumento geral na razão, indicando um aumento da influência terrestre, sugerindo uma mudança no ambiente deposicional, de uma configuração mais distal para uma mais próxima da linha de costa (tendência de raseamento dentro do estuário de La Meseta), e essa é a tendência geral na seção, ocorrendo uma mudança de assembleias dominadas por marinhos (alomembros Valle de las Focas a

Acantilados II), para assembleias mais dominadas por terrestres (alomembros Campamento a Cucullaea II); isso seria consequência do preenchimento do sistema estuário do vale inciso, onde esses sedimentos estavam sendo depositados; dentro dele há ainda mudanças de menor escala e variações dentro dos membros individuais, devido à grande variação das configurações dos ambientes e energia dentro de um estuário, sendo que essas diferenças através de limites discordantes, por exemplo, indicam mudança relativa do nível do mar – devido a mudanças eustáticas, tectonismo localizado, preenchimento sedimentar ou uma combinação desses eventos (Porebski, 1995).

De modo sintético, Amenábar *et al.* (2019a) concluíram que essas duas análises paleoambientais permitiram a proposta de um *trend* geral para a seção da Formação La Meseta, que passa de assembleias dominadas por ambiente marinho com águas pouco produtivas – como no caso dos alomembros Valle de las Focas ao Acantilados II –, para assembleias mais dominadas por terrestres, com um aumento da produtividade na parte superior da unidade – alomembros Campamento a Cucullaea II –, de forma a refletir um *trend* de raseamento para o topo.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1. Materiais

O trabalho teve como objeto de estudo amostras de rochas sedimentares coletadas durante o verão austral de 2019/2020 pelo Projeto FLORANTAR (PROANTAR-CNPq), em afloramentos atribuídos ao Alomembro Acantilados I da Formação La Meseta (Eoceno), que compõe o Grupo Seymour Island, presente na Bacia/Sub-bacia James Ross, na Bacia Larsen, na Ilha Seymour (Marambio), localizada na Península Antártica. Foram coletadas 9 amostras em uma seção de 4,7 metros (LM-03), pertencente à parte da Formação La Meseta, do Eoceno médio (segundo Douglas *et al.*, 2014 e Amenábar *et al.*, 2019a), correspondente ao Alomembro Acantilados I (Marensi *et al.*, 1998; Amenábar *et al.*, 2019a) – localizado na parte mais basal da formação –, aflorante na Ilha Seymour, na área do número 32 do Mapa Geológico da Ilha Seymour (Marambio) (Montes *et al.*, 2010) (Figura 11).

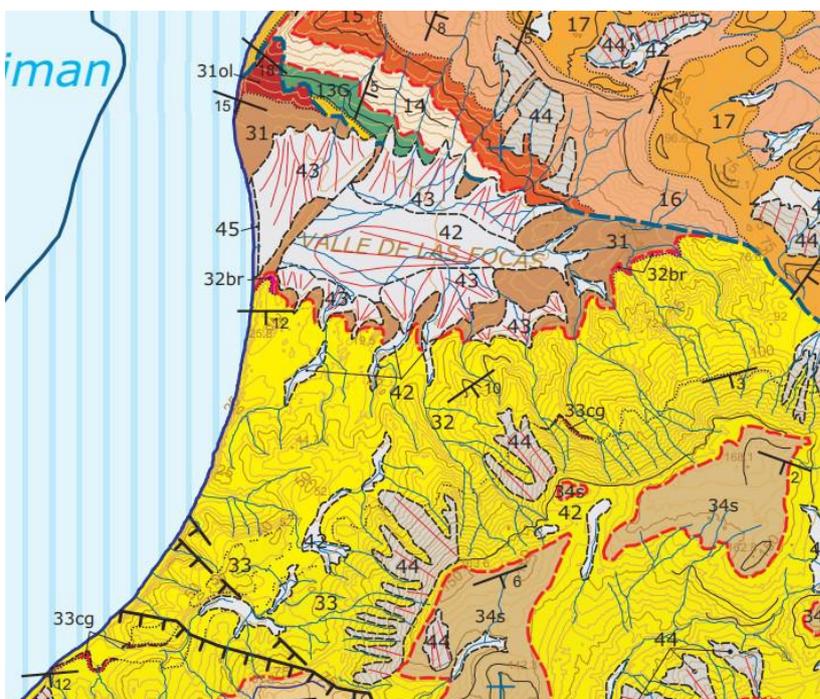


Figura 11: Mapa Geológico da Ilha Seymour (Marambio), com evidência à região onde foram coletadas as amostras deste presente trabalho (área do número 32) (Montes *et al.*, 2010).

A coleta teve início na localização $64^{\circ}15'24''\text{S}/56^{\circ}44'08,8''\text{W}$ do perfil, e teve fim em $64^{\circ}15'24''\text{S}/56^{\circ}44'06,9''\text{W}$, de forma que as amostras foram coletadas nas seguintes alturas: P1: 0,8 m; P2: 1,7 m; P3: 1,9 m; P4: 2,1 m; P5: 2,5 m; P6: 3,5 m; P7: 3,9 m; P8: 4,4 m; P9: 4,7 m. O perfil está representado pelas Figuras 12, 13, 14 e 15.

A litologia da seção estudada LM-03 é constituída de intercalações de arenitos e siltitos pouco consolidados e bioturbados, com fácies heterolíticas e com coquinas, e possui muita abundância e diversidade fóssilífera (Amenábar *et al.*, 2019a).



Figura 12: Foto do perfil da Formação La Meseta, de onde foram coletadas as amostras estudadas no presente trabalho (Projeto FLORANTAR, 2020).



Figura 13: Foto do perfil da Formação La Meseta, de onde foram coletadas as amostras estudadas no presente trabalho (Projeto FLORANTAR, 2020).



Figura 14: Foto do perfil da Formação La Meseta, de onde foram coletadas as amostras estudadas no presente trabalho (Projeto FLORANTAR, 2020).

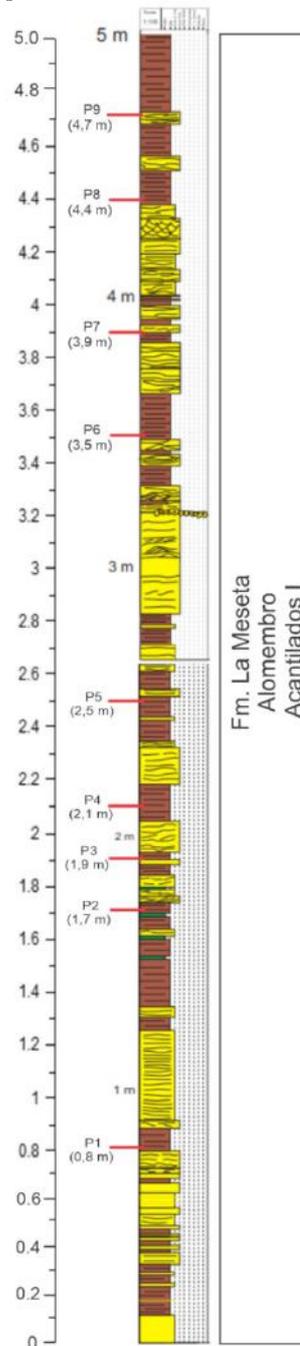


Figura 15: Perfil da Formação La Meseta, Alomembro Acantilados I, com as alturas de onde cada amostra foi coletada (Modificado do Projeto FLORANTAR, 2020).

5.2. Métodos

De modo geral, a metodologia foi desenvolvida em quatro etapas:

- 1) **Coleta do material:** o material foi coletado durante campanha na região da Ilha de Seymour no verão austral de 2019/2020 pela equipe do Projeto FLORANTAR/PROANTAR. As amostras foram posteriormente trazidas para o Brasil, e realocadas no Laboratório de Paleoecologia Vegetal (LAPAV) – Museu Nacional, Rio de Janeiro;
- 2) **Preparação das lâminas:** a partir das amostras coletadas (rochas sedimentares), 9 lâminas palinológicas foram preparadas no LAPAV através do método proposto por Antonioli *et al.* (2020), porém com algumas pequenas modificações. O objetivo desse método é concentrar a matéria orgânica das amostras que serão estudadas, de forma a dissolver todo o material carbonático e siliciclástico presente, e concentrar somente o material orgânico. A inovação desse método consiste na substituição do ácido fluorídrico por Fluoclor, devido à maior facilidade de obtenção. As principais etapas propostas por esses autores estão detalhadas a seguir (figuras 16 e 17).

Segundo o método de preparação proposto por Antonioli *et al.* (2020), com poucas alterações (todas indicadas aqui) devido à logística, o processo de preparação foi feito a partir das seguintes etapas e procedimentos:

- a) As amostras foram maceradas, e foram coletados aproximadamente 40 g de cada;
- b) Cada amostra foi pesada (Figura 16, n. 1), e, posteriormente colocada em um béquer de plástico;
- c) Durante o primeiro ataque ácido, as amostras foram cobertas por HCl (ácido hidrocloreto) concentrado a 37% e deixadas de repouso por 24 horas (OBS. no caso, foi feita a alteração do repouso de 2 para 24 horas), para eliminar todo o carbonato presente nos sedimentos;

- d) Na etapa seguinte, cada amostra foi lavada 3 vezes com água destilada, com objetivo de neutralizar o ácido, e, a cada passo, foi usada uma peneira de 10 μ m para filtrar o líquido sobrenadante;
- e) Durante o segundo ataque ácido, as amostras foram cobertas (dessa vez, em 2 vezes o seu volume) por Fluoclor (ácido fluorclorídrico) na proporção 40/10 (80/20 = 80% ácido fluorídrico e 20% de ácido clorídrico) e deixadas de repouso por 24 horas, para eliminar todo o silicato presente nos sedimentos (Figura 16, n. 2); durante as 2 primeiras horas (OBS. foi feita uma alteração de 2 para 3 horas), é necessário misturar as amostras com um bastão de polipropileno, para que haja uma maior homogeneização do ataque;
- f) Após esse tempo, foi realizado novamente o procedimento de lavagem de cada amostra, por 3 vezes com água destilada, com objetivo de neutralizar o ácido (Figura 16, n. 3);
- g) Posteriormente, o material de cada amostra foi filtrado em uma peneira de abertura 200 μ m, e foi descartado o material retido nela (Figura 16, n. 4);
- h) A etapa subsequente corresponde à transferência do resíduo restante de cada amostra para um béquer de vidro, e a realização de um terceiro ataque ácido, novamente com HCl concentrado a 37%, deixando repousar por 24 horas; OBS. a etapa correspondente a deixar cada amostra em uma placa quente a 40 °C por aproximadamente 2 horas (para remover o gel de sílica formado durante as últimas reações químicas) não foi realizada;
- i) Lavar novamente as amostras 3 vezes com água destilada, para neutralização;
- j) Fazer a transferência do resíduo de cada amostra para um tubo Falcon de 50 ml, de plástico (Figura 16, n. 5), e o completar com Cloreto de Zinco (ZnCl₂) de densidade 1.9 a 2.0 (Figura 16, n. 6), que tem como objetivo separar a matéria

orgânica por densidade; deixar decantando por 24 horas; OBS. foi feita uma alteração em que as amostras foram colocadas (já no tubo Falcon, antes da completação com $ZnCl_2$) na centrífuga (Figura 17, n. 7), para acelerar o processo de decantação e para separar a água do sedimento; depois disso, foi feita a completação com $ZnCl_2$, e as amostras foram deixadas decantando por 24 horas, para que ocorresse a etapa de floculação da matéria orgânica (Figura 17, n. 8);

- k) Fazer a coleta do resíduo orgânico que fica em suspensão no tubo (ele forma um “anel”) com uma pipeta (Figura 17, n. 9), e fazer a sua transferência para outro tubo Falcon de 50 ml; completar o tubo com álcool a 70% para eliminação do Cloreto de Zinco OBS. neste caso, foi feita a substituição do álcool por 2 gotas de HCl concentrado a 10% e a completação com água;
- l) Lavar novamente as amostras 3 vezes com água destilada, para neutralização; OBS. a etapa correspondente a dar pequenas “batidas” no material de cada amostra dentro de um vidro de relógio (para proporcionar uma maior concentração da matéria orgânica) não foi realizada;
- m) Peneirar o resíduo remanescente em uma peneira de 10 μ m mesh, para concentração da matéria orgânica, e colocá-lo novamente no tubo Falcon (Figura 17, n. 10);
- n) Fazer a montagem da lâmina paleopalínológica: colocar a lamínula em cima de uma placa quente em torno de 30 graus, para secagem (Figura 17, n. 11); fazer a colagem da lamínula na lâmina, utilizando Norland (OBS. no caso, foi feita a alteração para Entellan); fazer a coleta de 2 a 3 gotas do resíduo final e colocar na lamínula; colocar uma gota de Cellosize (goma de celulose) na lamínula, e depois completar com água toda a superfície da lamínula; esperar a lamínula secar (Figura 17, n. 12).



Figura 16: 1) Amostra sendo pesada; 2) Amostras com Fluoclor; 3) Processo de lavagem do líquido sobrenadante com peneira de abertura 10 μ m mesh; 4) Processo de filtragem na peneira de abertura 200 μ m mesh; 5) Transferência do resíduo de cada amostra para o tubo Falcon de 50 ml; 6) Amostras com ZnCl₂.

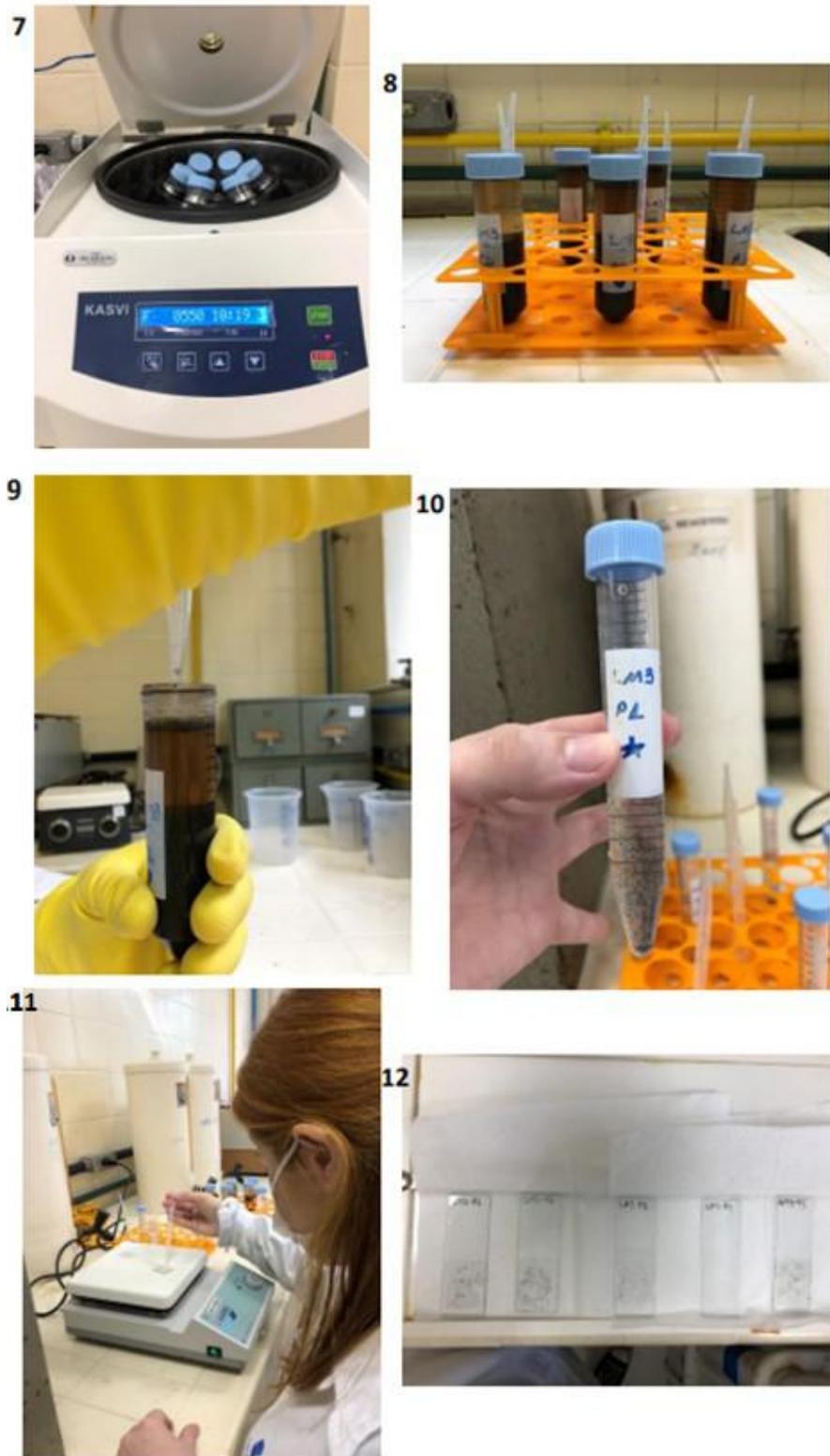


Figura 17: 7) Amostras colocadas na centrífuga; 8) Amostras decantadas, já com a presença do “anel”, formado pela floculação da matéria orgânica em reação ao $ZnCl_2$; 9) Coleta do “anel” contendo a matéria orgânica com a pipeta; 10) Material para a confecção da lâmina finalizado (matéria orgânica concentrada); 11) Processo de preparação das lâminas, através do aquecimento da lamínula já com o material, para secagem; 12) Algumas das lâminas palinológicas confeccionadas.

- 3) **Descrição das lâminas:** a descrição foi realizada através de visualização das lâminas produzidas no microscópio óptico Zeiss, sob luz transmitida, e também no modo fluorescência; foram observados tipo, qualidade e preservação do material orgânico; a metodologia de Tyson (1995) para representação das frequências relativas dos grupos orgânicos (que, idealmente, reflete a representatividade de todos os componentes orgânicos da amostra), corroborada por Antonioli *et al.* (2020), foi utilizada neste trabalho, porém, com a modificação de que foram contados 200 palinomorfos em cada uma das nove lâminas; a contagem incluiu somente palinomorfos marinhos e não-marinhos (continentais); em uma planilha Excel, foram registrados gênero, possível espécie e localização na lâmina de cada um dos palinomorfos contados;
- 4) **Interpretação:** a caracterização da associação palinológica foi embasada nas análises qualitativas e quantitativas dos palinomorfos, e as análises estatísticas utilizadas foram as seguintes:
- Foi realizada a análise de agrupamento utilizando o método CONISS, que usa a abundância relativa das espécies; foi aplicado o método Soma Total dos Quadrados, do programa CONISS, utilizando o cálculo de dissimilaridade transformação em raiz quadrada a partir do *software* Tilia (Grimm, 1986), de forma que o método de algoritmo utilizado agrupa as espécies em zonas estratigráficas, facilitando a descrição e a correlação; assim, a sequência estratigráfica é dividida em zonas se as espécies forem similares no tempo, de acordo com suas abundâncias, e o dendrograma desenvolvido respeita a hierarquia da estratigrafia (Gomes, 2015);
 - Também foi utilizado o método de Correlação de Pearson; o coeficiente de correlação de Pearson (r) ou coeficiente de correlação produto-momento ou o r de Pearson, mede o grau da correlação linear entre duas variáveis quantitativas, e é um índice adimensional com valores situados apenas entre -1,0 e 1,0; ele reflete inclusive

a intensidade de uma relação linear entre dois conjuntos de dados; $r= 1$ significa uma correlação perfeita positiva entre as duas variáveis, $r= -1$ significa uma correlação negativa perfeita entre as duas variáveis (ou seja, se uma aumenta, a outra sempre diminui), e $r= 0$ significa que as duas variáveis não dependem linearmente uma da outra (no entanto, pode existir uma outra dependência que seja "não linear", e, assim, o resultado $r=0$ deve ser investigado por outros meios) (Carmo, 2012);

- Já os diagramas de distribuição estratigráfica e os gráficos, foram confeccionados no *software Microsoft Excel*.

6. RESULTADOS

6.1. Análise Palinológica

Os palinómorfos registrados nas amostras se apresentam com uma preservação moderada, o que permitiu a identificação principalmente ao nível genérico, especialmente os palinómorfos de origem continental. A associação de palinómorfos é conspicuamente dominada pelos elementos marinhos (Figura 18A), especialmente pela grande abundância da espécie de cisto de dinoflagelado (dinocisto) *Enigmadinium cylindrifloriferum*. Entre os palinómorfos continentais, o gênero *Nothofagidites* é o mais abundante na seção. Também foram registrados palinómorfos retrabalhados do Maastrichtiano (e.g. *Isabelidium* spp., *Manumiella* spp.).

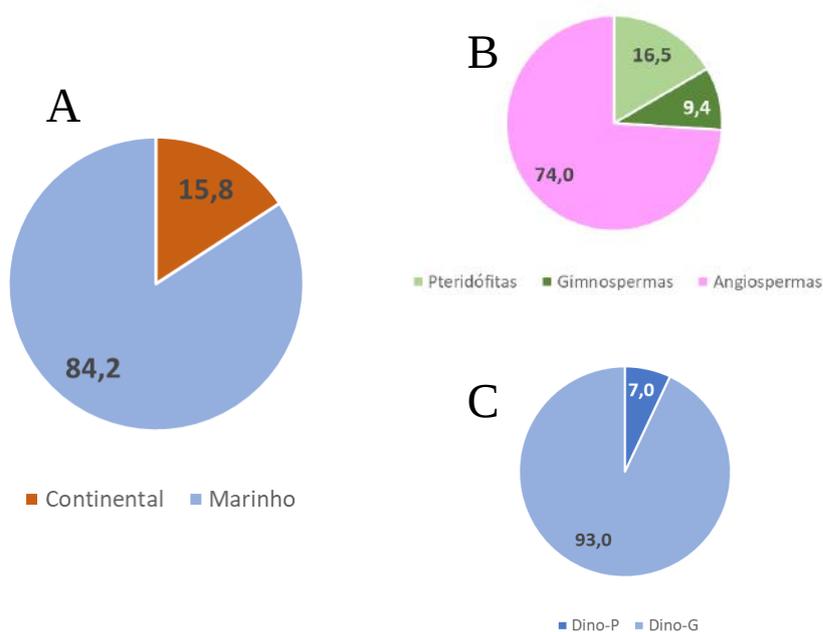


Figura 18: Comparação (%), A) entre o total de palinómorfos continentais e marinhos; B) entre os grupos de plantas; C) entre os cistos de peridinióides e gonyaulacóides na seção LM-03.

Dos 15,8% dos palinómorfos continentais, mais de 70% é composto por grãos de pólen de angiospermas (Figura 18B), especialmente pelo gênero *Nothofagidites* atribuído à família

Nothofagaceae. Entre as gimnospermas (9,4%) somente o gênero *Podocarpidites*, da família Podocarpaceae, foi identificado. Já entre as pteridófitas (16,5%), o gênero *Cyathidites* da família Cyatheaceae é o mais abundante.

Os elementos continentais encontrados nas amostras são compostos por esporos de pteridófitas (*Cyathidites* spp., *Punctatisporites* spp., triletes equinados, triletes lisos e triletes verrucados), um grão de pólen de gimnosperma (*Podocarpidites* spp.) e a grande maioria de grãos de pólen de angiospermas (*Propylipollis* spp., *Proteacidites* spp., *Colobanthus* spp., *Nothofagidites* spp., monocolpados). A composição da flora (e.g. *Nothofagus*, *Podocarpus*, Proteaceae, Cyatheaceae) indica condições de umidade, e a presença em abundância de grãos de pólen especialmente de *Nothofagus* e *Podocarpus* indica um clima frio e temperado, típico da floresta Valdiviana, encontrada atualmente no sul do Chile.

Entre os dinocistos, aqui divididos em dois grupos principais de cisto, i.e. peridinióides (heterotróficos) e gonyaulacoides (autotróficos) (Figura 18C), este último domina a associação em decorrência da espécie *Enigmadinium cylindrifloriferum*, que é atribuída ao grupo dos gonyaulacoides.

As principais espécies de elementos continentais (Figura 19) e marinhos (Figura 20) encontradas neste presente trabalho estão representadas a seguir.

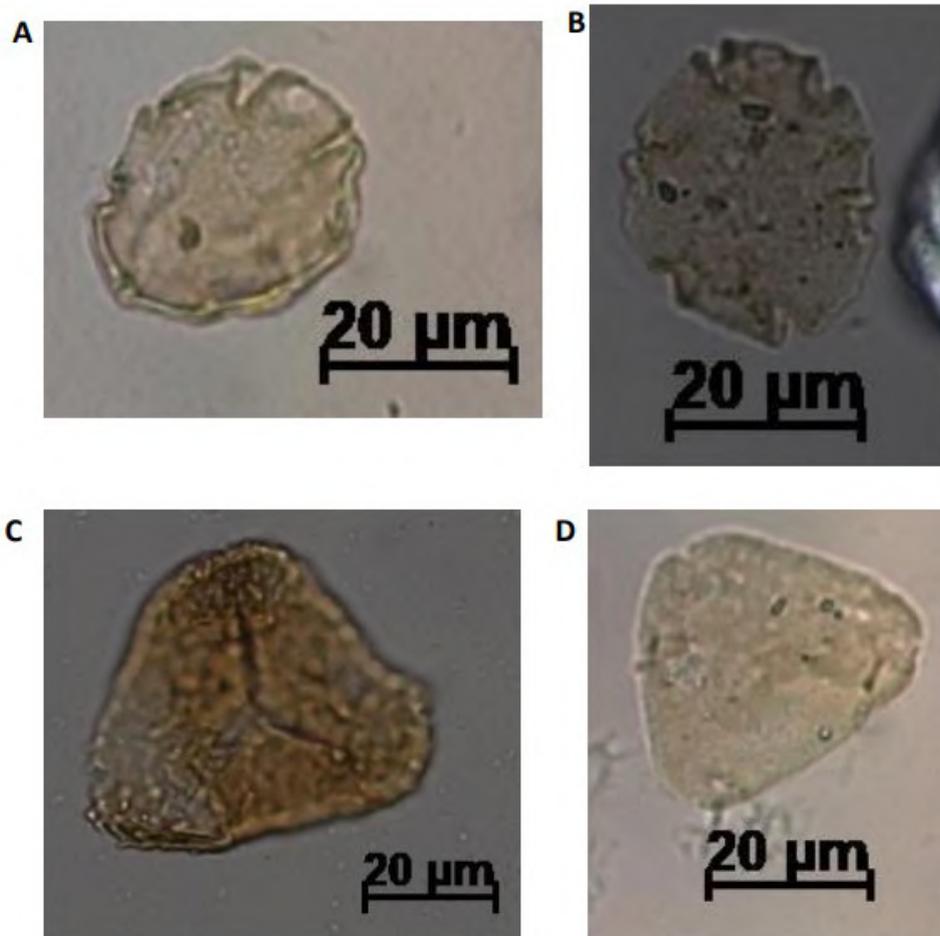


Figura 19: Palinomorfos continentais encontrados no trabalho: A) *Nothofagidites*; B) *Nothofagidites*; C) *Cyathidites*; D) *Proteacidites*.

Os cistos de dinoflagelados (dinocistos) registrados nas amostras da seção LM-03 são palinomorfos mais abundantes, especialmente impulsionada pela ocorrência em grande quantidade de *Enigmadinium cylindrifloriferum*. A associação de dinocistos é dividida em peridinióides (*Deflandrea antarctica*) e gonyaulacoides (*Enigmadinium cylindrifloriferum*, *Enneadocysta dictyostila*, *Spiniferites* spp. e *Impletosphaeridium clavus*?).

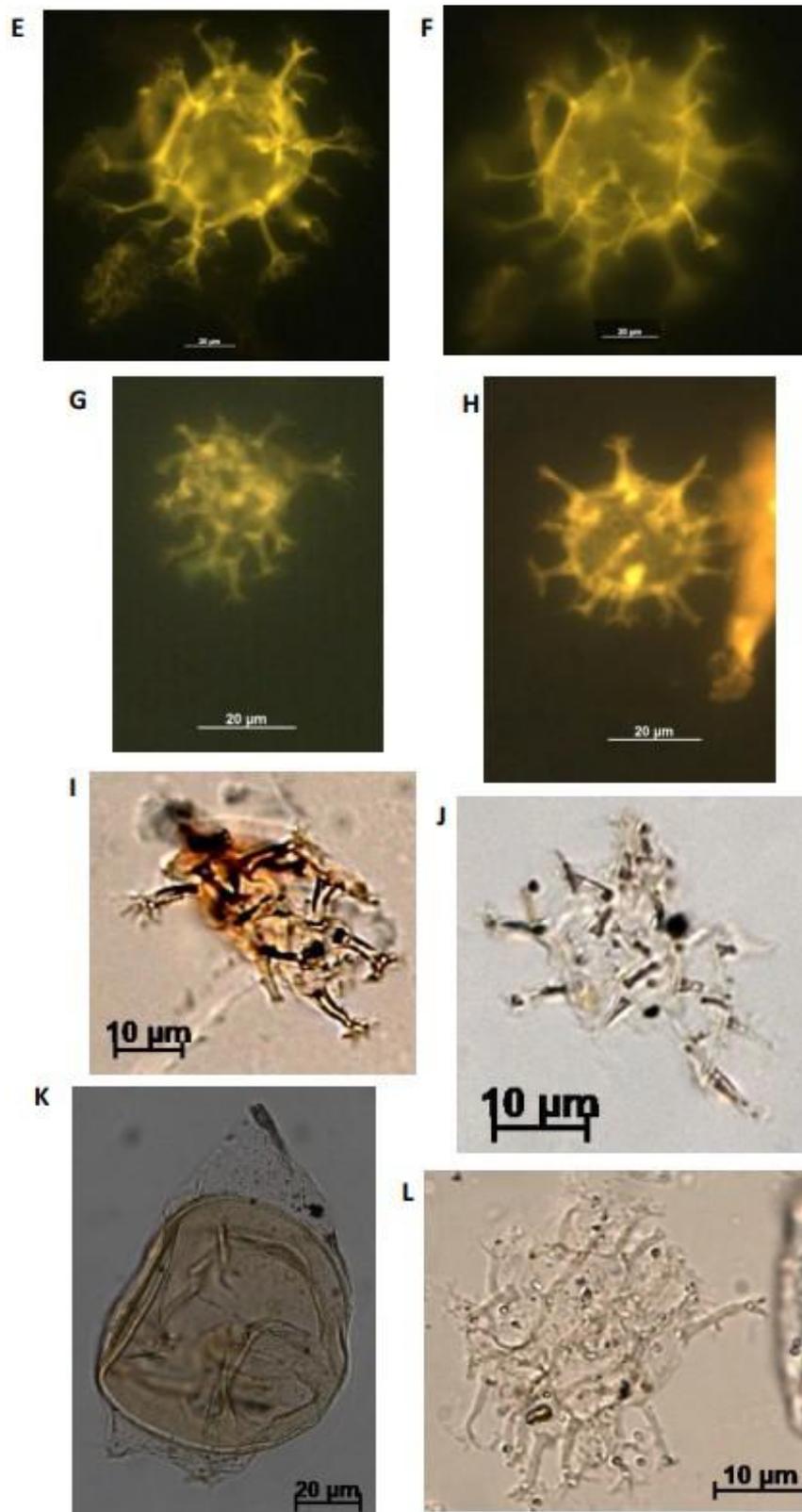


Figura 20: Palinomorfos marinhos encontrados no trabalho: E) *Enigmadinium cylindrififerum* (fluorescência); F) *Enigmadinium cylindrififerum* (fluorescência); G) *Enigmadinium cylindrififerum* (fluorescência); H) *Enigmadinium cylindrififerum* (fluorescência); I) *Enigmadinium cylindrififerum*; J) *Enigmadinium cylindrififerum*; K) *Deflandrea antarctica*; L) *Spiniferites ramosus*.

A espécie *Enigmadinium cylindrifloriferum*, a mais abundante registrada no presente trabalho, possui uma dualidade (cisto de dinoflagelado *versus* acritarcos) em relação à sua classificação. Segundo Amenábar *et al.* (2019a), a classificação da espécie foi baseada em relação à posição dos processos (não tabulares) e às dúvidas da existência de um arqueópilo neles, de forma que Wrenn & Hart (1988) a definiram como um cisto dinoflagelado corado da Ordem Gonyaulacales, enquanto Williams *et al.* (2017) a consideraram como um acritarco, e essa definição é relevante, porque, nesses casos, a interpretação paleoambiental se diferiria. No presente estudo, nós seguimos Amenábar *et al.* (2019a), que considera a espécies como dinoflagelado do tipo gonyaulacoide e autotróficos.

De acordo com Smith (1992) e Schrank (2003), a espécie tem uma relação com ambiente marinho raso, e isso pode ser explicado através da sua associação (de forma análoga) ao acritarco também pequeno e espinhoso *Micrhystridium*, devido às suas semelhanças morfológicas; dessa forma, ambos atingiriam maiores abundâncias e diversidade em arenitos marinhos rasos, em sedimentos relativamente grossos (embora sejam encontrados em menor frequência em fácies marinhas abertas); e, segundo Amenábar *et al.* (2019a), supondo que as assembleias de cistos de dinoflagelados de baixa diversidade e alta dominância sejam de fato compatíveis com condições rasas e costeiras/inshore (Goodman, 1979) – ou seja, com baixa salinidade ou estuarina/salobra –, Cocozza & Clarke (1992) sugeriram condições deposicionais marinhas estressantes em um ambiente de águas rasas para a parte mais inferior da Formação La Meseta (do Eoceno médio, no caso, de acordo com Amenábar *et al.* (2019 a,b) – principalmente devido à presença do marcador bioestratigráfico *Enneadocysta dictyostila* – para a parte inferior da Formação La Meseta).

A espécie *Enigmadinium cylindrifloriferum* é abundante nas amostras inferiores dos alomembros Valle de las Focas e Acantilados I e parece estar restrita à parte inferior da Formação La Meseta, e, considerando a existência das condições de influência marinha

estressante, sugere-se que elas tenham existido apenas nessa parte da seção, ou seja, que a deposição estava ocorrendo em um ambiente mais proximal; a espécie diminui em abundância para a parte média e superior da seção, até quase desaparecer, porém, um único espécime é registrado no Alomembro Cucullaea I, sugerindo que sua presença na assembleia esteja relacionada a um fator faciológico ou às condições paleoambientais estressantes (Amenábar *et al.*, 2019a). Sugere-se que, devido à abundante presença do gênero nessa seção mais basal da Formação La Meseta, em especial no Eoceno médio da Península Antártica, talvez tenha ocorrido uma floração desses dinocistos – algo que até então não tinha sido descrito de forma definida. Porém, isso pode ser somente devido ao fato desse gênero estar dentro de sua zona de distribuição estratigráfica.

A espécie *Deflandrea antarctica* é a segunda mais abundante entre os dinocistos. A espécie pertence ao grupo dos peridinióides e é, portanto, heterotrófica. Estudos indicam (e.g. Mao & Mohr, 1995) que a espécie está relacionada a ambientes costeiros com entrada de material terrígeno.

A espécie *Impletosphaeridium clavus* tem sido usada como indicador climático a partir do estudo de Bowman *et al.* (2013). Os autores relacionam os picos em abundância da espécie, especialmente no Maastrichtiano, com gelo marinho. Os dados são apoiados por análises de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$. Segundo os autores, a regressão marinha coincide com o surgimento de gelo durante o Maastrichtiano. Antes do limite Cretáceo/Paleógeno, quando ocorre um aquecimento, a abundância de *Impletosphaeridium clavus* diminui drasticamente.

As espécies identificadas no presente estudo são apresentadas no Quadro 1.

Quadro 1: Espécies de dinoflagelados identificadas na seção LM-03, com seus respectivos tipos de cistos, tendências e observações.

ESPÉCIES	TIPO DE CISTO	TENDÊNCIA PROXIMAL-DISTAL	OBSERVAÇÕES
<i>Enigmadinium cylindrifloriferum</i>	Gonyaulacoide	Proximal	-
<i>Deflandrea antarctica</i>	Peridinioide	Proximal	-
<i>Enneadocysta dictyostila</i>	Gonyaulacoide	Distal	-
<i>Spiniferites</i> spp.	Gonyaulacoide	Distal	-
<i>Impletosphaeridium clavus?</i>	Gonyaulacoide	Distal	Marcador de águas frias

7. INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL

7.1. Paleoambiente Continental

Apesar das oscilações, a curva de abundância dos palinórfos continentais mostra uma tendência de aumento para o topo da seção estudada (Figura 21), porém, com uma diminuição significativa nas duas últimas amostras. O gráfico mostra também, que as curvas de todos os grupos botânicos são relativamente síncronas, denotando uma associação florestal.

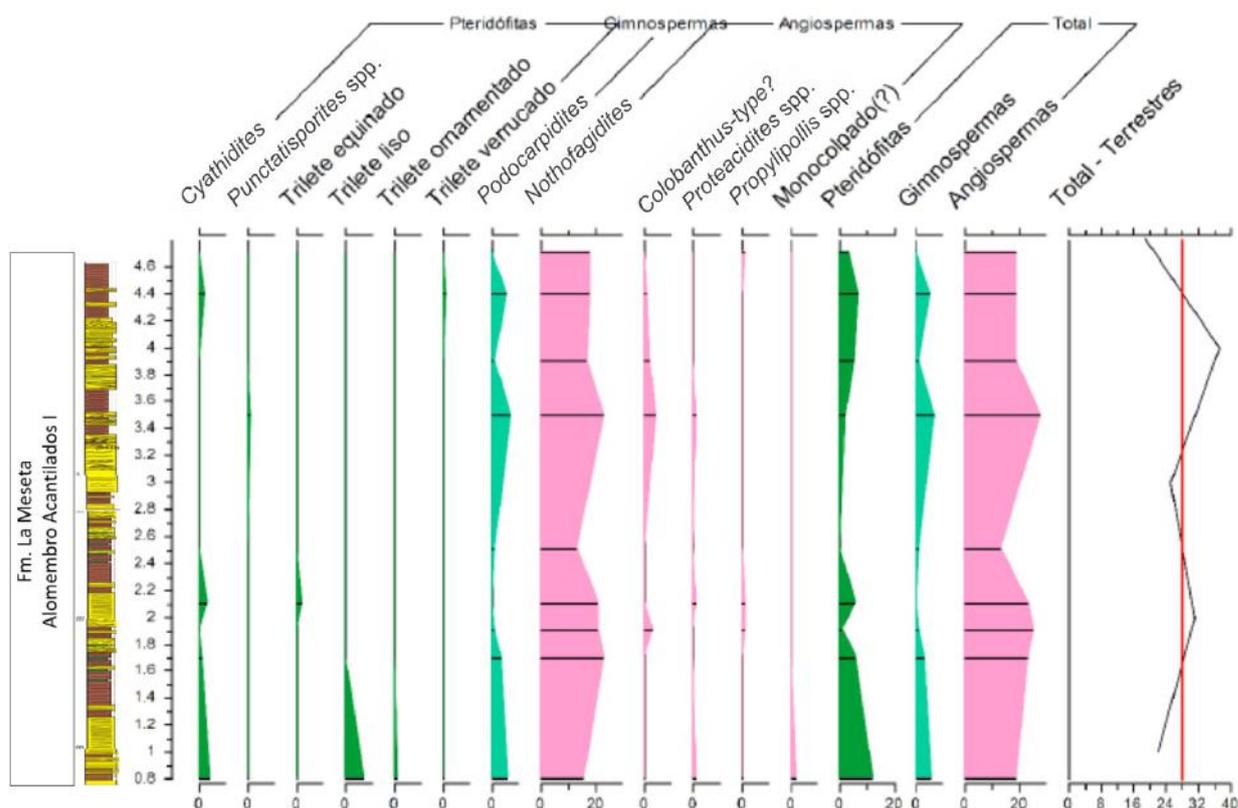


Figura 21: Distribuição estratigráfica dos palinórfos continentais (em porcentagem absoluta). A linha vermelha indica média geral do total de palinórfos terrestres (Autor, 2021).

7.2 Paleoambiente Marinho

A presença de dinocistos em todas as amostras confirma um paleoambiente marinho para o Alomembro Acantilados I.

A distribuição estratigráfica dos elementos marinhos (dinocistos) indica claramente um domínio da espécie *Enigmadinium cylindrifloriferum* em relação aos outros elementos, de forma que, a partir de 2,5 m, observa-se uma tendência de sua diminuição para o topo da seção. Acompanhado dessa diminuição, inicia-se um aumento da espécie *Impletosphaeridium clavus?*. No topo da seção, ocorre um pico da espécie *Enneadocysta dictyostila* (Figura 22).

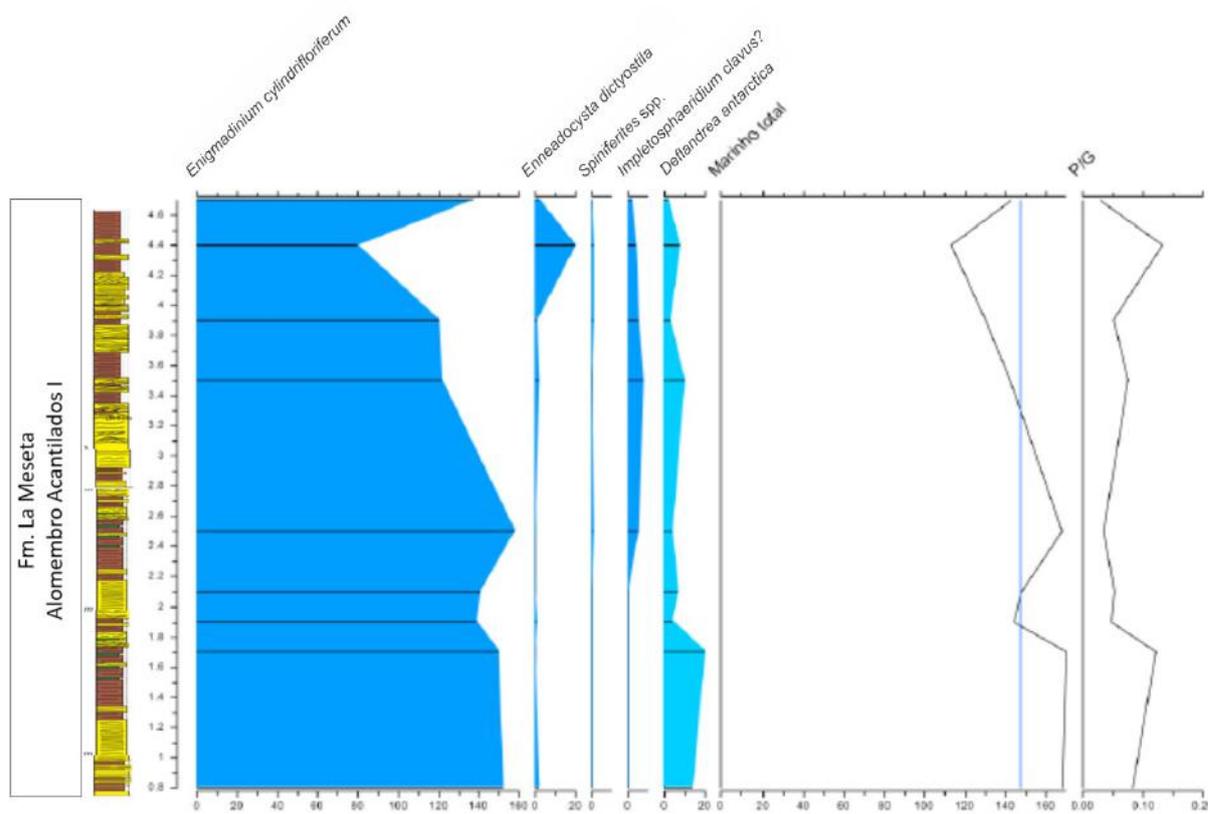


Figura 22: Distribuição estratigráfica dos palinomorfos marinhos (números absolutos). A linha azul indica média geral do total de palinomorfos marinhos.

A análise de correlação de Pearson apresentada na Tabela 3, revela duas associações: *Enigmadinium* + *Deflandrea* (correlação positiva) e *Enneadocysta* + *Impletosphaeridium* + *Spiniferites* (correlação positiva).

Tabela 3: Correlação Pearson entre as espécies de dinocistos. Em azul são apresentadas as correlações positivas, e em vermelho, as correlações negativas.

	<i>Enigmadinium</i>	<i>Enneadocysta</i>	<i>Impletosphaeridium</i>	<i>Deflandrea</i>	<i>Spiniferites</i>
<i>Enigmadinium</i>		-0,87	-0,42	0,18	-0,44
<i>Enneadocysta</i>	-0,87		0,20	-0,02	0,46
<i>Impletosphaeridium</i>	-0,42	0,20		-0,29	0,51
<i>Deflandrea</i>	0,18	-0,02	-0,29		-0,38
<i>Spiniferites</i>	-0,44	0,46	0,51	-0,38	

As associações indicam uma diferença entre ambiente marinho raso com *inputs* de nutrientes (associação *Enigmadinium* + *Deflandrea*) e uma associação (*Enneadocysta* + *Impletosphaeridium* + *Spiniferites*) relacionada às condições marinhas mais profundas e com águas mais frias (*Impletosphaeridium*).

A associação *Enigmadinium* + *Deflandrea* domina conspicuamente a seção em relação às outras associações, de forma que, a partir do nível 2,5 m, ela mostra uma tendência de diminuição para o topo da seção, acompanhada por um aumento progressivo da associação *Enneadocysta* + *Impletosphaeridium* + *Spiniferites* (Figura 23). O mesmo foi observado por Amenábar (2019a) para o Alomembro Acantilados I.

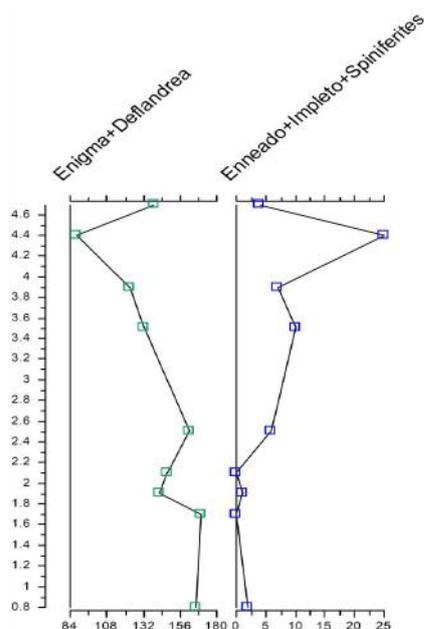


Figura 23: Distribuição estratigráfica das associações de dinocistos (absoluta). A curva da esquerda indica a associação *Enigmadinium* + *Deflandrea*, enquanto a curva da direita indica a associação *Enneadocysta* + *Impletosphaeridium* + *Spiniferites*; observar a escala.

7.3. História Paleoambiental e Paleoclimática

A distribuição estratigráfica dos palinomorfos foi submetida à análise de agrupamento do método CONISS. O método revelou 3 intervalos principais para a seção LM-03, de forma que eles representam mudanças ambientais e climáticas (Figura 24).

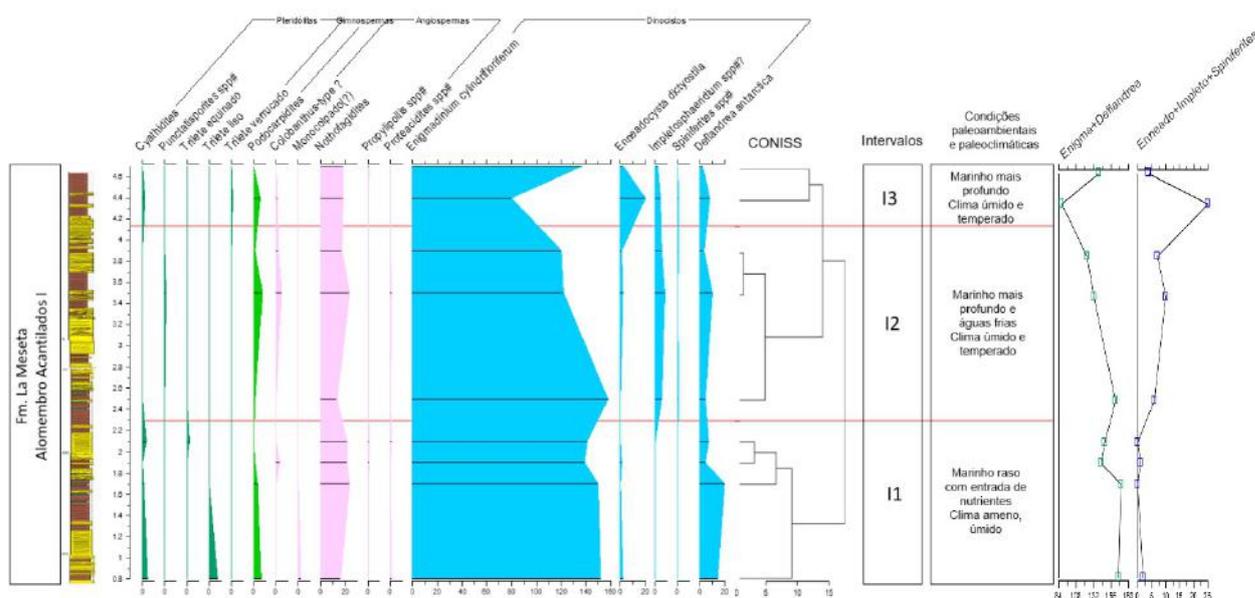


Figura 24: Distribuição estratigráfica dos palinomorfos registrados na seção LM-03. Intervalos paleoambientais e climáticos inferidos a partir do método CONISS. A coluna mais à direita apresenta inferências gerais dos paleoambientes e paleoclima.

7.3.1. Intervalo 1 (0,8-2,1 m)

O Intervalo 1 (Figura 24) representa os ~2 m da seção estudada, caracterizada por uma intercalação de arenitos e siltitos. A associação de palinomorfos é dominada pelos dinocistos da Associação *Enigmadinium + Deflandrea*, que indica um ambiente marinho raso com maior intensidade de terrígenos. Destaque para a maior abundância da espécie *Deflandrea antarctica* na seção estudada. Como mencionado anteriormente, essa espécie é a única do grupo peridinióide (heterotrófico) registrada na seção, e indica condições marinhas proximais. Entre os palinomorfos continentais, destaca-se principalmente a presença de esporos,

indicando condições mais úmidas e amenas, porém, esses elementos mostram uma tendência de diminuição para o topo do intervalo.

7.3.2. Intervalo 2 (2,5-3,9 m)

Os 1,4 m do Intervalo 2 (Figura 24), consistem também de uma intercalação entre arenito e siltito, porém com uma maior representatividade dos arenitos. Esse intervalo é caracterizado pelo aumento de elementos continentais, especialmente de *Nothofagidites* spp. e *Podocarpidites* spp., ambos relacionados a um clima temperado e úmido. Essas condições são corroboradas pelo aumento das espécies de *Impletosphaeridium* spp., que indicam resfriamento das águas. Concomitante com o aumento dos elementos clima mais frio, ocorre a diminuição da espécie *Enigmadinium cylindrifloriferum*, que indica um ambiente mais proximal. A diminuição na abundância da espécie parece ter maior relação com o esfriamento das águas.

7.3.3. Intervalo 3 (4,4-4,7 m)

O Intervalo 3 (Figura 24) é caracterizado novamente pelo aumento de elementos marinhos, no entanto, agora mais caracterizado pelo gênero *Enneadocysta dictyostila*, que indica um ambiente marinho mais aberto, apesar do *Enigmadinium cylindrifloriferum* ser dominante em todos os intervalos. Segundo González Estebenet *et al.* (2014), a alta abundância da espécie *Enneadocysta dictyostila* sugere ambiente nerítico com águas mornas em condições *offshore*. A flora continental novamente apresenta um aumento dos esporos *Cyathidites*, indicando um clima mais ameno e úmido.

8. CONCLUSÃO

Este trabalho fornece dados palinológicos e aborda o contexto do Alomembro Acantilados I, da parte mais basal da Formação La Meseta (Península Antártica) e de idade Eoceno médio.

- A análise palinológica permitiu reconhecer 7 espécies de esporomorfos (esporos e grãos de pólen) e 5 espécies de dinoflagelados;
- A seção estudada foi depositada em ambiente marinho, atestado pela presença de cistos de dinoflagelado em todas as amostras;
- Os elementos marinhos são os mais abundantes, em decorrência da conspícua abundância da espécie de cistos de dinoflagelado *Enigmadinium cylindrifloriferum*, possibilitando a correlação com outros estudos;
- As espécies de cistos de dinoflagelado são em grande parte dominadas por elementos endêmicos;
- A alta abundância da espécie *Enigmadinium cylindrifloriferum*, chegando a mais de 90% em algumas amostras, sugere pela primeira vez uma floração;
- Os palinomorfos continentais são dominados pelo gênero *Nothofagidites*, que indica um clima temperado e úmido;
- Três intervalos paleoclimáticos/paleoambientais são identificados: Intervalo 1: caracterizado por clima ameno/úmido em ambiente marinho proximal; Intervalo 2: clima temperado/úmido e águas mais frias; e Intervalo 3: clima temperado/úmido e águas mais profundas do que nos intervalos anteriores.

Referências Bibliográficas

- AMENÁBAR, C.R.; CARAMÉS, A.; ADAMONIS, S.; DOLDAN, A. V. Mesozoic and Cenozoic microbiotas from eastern Antarctic Peninsula: adaptation to a changing palaeoenvironment. **Advances In Polar Science**, [S.L.], v. 30, n. 1, p. 165-185, set. 2019(b).
- AMENÁBAR, C.R.; MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S. Dinoflagellate cysts of the La Meseta Formation (middle to late Eocene), Antarctic Peninsula: implications for biostratigraphy, palaeoceanography and palaeoenvironment. **Geological Magazine**, Vol. 157, No.3, pp. 351–366. mar, 2019(a).
- ANDERSON, J.B.; WARNY, S.; ASKIN, R.; WELLNER, J.S. Progressive Cenozoic cooling and the demise of Antarctica's last refugium. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 108, n. 28, p. 11356–11360, 12 jul. 2011.
- ANTONIOLI, L.; DINO, R.; PORTELA, H. A.; AMARAL, P. F. New Method of Rock Samples Preparation for Palynological and Palynofaciological Analysis. **Anuário do Instituto de Geociências da UFRJ**, Rio de Janeiro, v. 43, n. 1, p. 339-345, 30 mar. 2020.
- ARONSON, R.B.; THATJE, S.; CLARKE, A.; PECK, L.S.; BLAKE, D.B.; WILGA, C.D.; SIEBEL, B.A. Climate Change and Invasibility of the Antarctic Benthos. **Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics**, v. 38, n. 1, p. 129–154, 1 dez. 2007.
- ARONSON, R.B.; BLAKE, D. B. Global Climate Change and the Origin of Modern Benthic Communities in Antarctica. **American Zoologist**, v. 41, n. 1, p. 27–39, fev. 2001.
- ARONSON, R.B.; BLAKE, D.B.; OJI, T. Retrograde community structure in the late Eocene of Antarctica. **Geology**, v. 25, n. 10, p. 903-906, 1997.
- ASHWORTH, A.C.; LEWIS, A.R.; MARCHANT, D.R.; CANTRILL, D.J.; FRANCIS, J.E.; LENG, M.J.; RAINE, J.I.; NEWTON, A.E.; WILLIAMS, M.; WOLFE, A.P. The Neogene Biota of the Transantarctic Mountains. **US Geological Survey and The National Academies**, USGS OFR-2007. 2008.
- ASKIN, R.A. Campanian to Paleocene palynological succession of Seymour and adjacent islands, northeastern Antarctic Peninsula. In: Feldmann, R.M. and Woodburne, M.O. (eds.), *Geology and paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. **Geological Society of America, Memoir**, Vol. 169, pp. 131-153. 1988(a).
- ASKIN, R.A. The palynological record across the Cretaceous/Tertiary transition on Seymour Island, Antarctica. In: R.M. Feldman, M.O. Woodburne (Eds). *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. **Geological Society of America Memoir**, Vol. 169, pp. 155-162. 1988(b).
- ASKIN, R.A. Campanian to Paleocene spore and pollen assemblages of Seymour Island, Antarctica. **Review of Palaeobotany and Palynology**, 65(1), p. 105-113. 1990.
- ASKIN, R.A. Eocene–? Earliest Oligocene terrestrial palynology of Seymour Island, Antarctica//RICCI, C. A. The Antarctic region: Geological evolution and processes. Siena (Italy): **Terra Antarctica Publication**, pp. 993-996. 1997.

ASKIN, R.A.; ELLIOT, D.H. Geologic implications of recycled Permian and Triassic palynomorphs in Tertiary rocks of Seymour Island, Antarctic Peninsula. **Geology**, 10(4), p. 547-551. 1982.

ASKIN, R.A.; ELLIOT, D.H.; STILWELL, J.D., et al. Stratigraphy and paleontology of Campanian and Eocene sediments, Cockburn Island, Antarctic Peninsula. **J S Am Earth Sci**, 4: p. 99-11. 1991.

ASKIN, R.A.; FLEMING, R.F.; Palynological investigations of Campanian to lower Oligocene sediments on Seymour Island, Antarctic Peninsula. **Antarctic Journal of the United States**, 17 (5), 70-91. 1982.

ASKIN, R.A. *Manumiella seymourensis* new species, a stratigraphically significant dinoflagellate cyst from the Maastrichtian of Seymour Island. **Journal of Paleontology**, 73(3), p. 373-379. 1999.

ASKIN, R.A.; RAINE, J.I. Oligocene and early Miocene terrestrial palynology of the Cape Roberts drillhole CRP-2/2A, Victoria Land Basin, Antarctica, **Terra Antart.**, 7(4), p. 493–501. 2000.

ASKIN, R.A. Tithonian (uppermost Jurassic) – Barremian (Lower Cretaceous) spore, pollen and microplankton from the South Shetland Islands, Antarctica. In: Oliver, R.L., James, P.R. and Jago, J.B. (eds.), **Antarctic Earth Science, Australian Academy of Science**, Canberra, p. 295-297. 1983.

BEAMUD, E.; MONTES, M; SANTILLANA, S.; NOZAL, F.; MARENSSI, S. Magnetostratigraphic Dating of Paleogene Sediments in the Seymour Island (Antarctic Peninsula): **A Preliminary Chronostratigraphy**. v. 2015, p. GP51B-1331, 1 dez. 2015.

BIJL, P. K.; SLUIJS, A.; BRINKHUIS, H. A magneto- and chemostratigraphically calibrated dinoflagellate cyst zonation of the early Palaeogene South Pacific Ocean. **Earth-Science Reviews**, v. 124, p. 1–31, set. 2013(a).

BILLUPS, K.; SCHRAG, D. P. Application of benthic foraminiferal Mg/Ca ratios to questions of Cenozoic climate change. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 209, n. 1–2, p. 181–195, abr. 2003.

BIRKENMAJER, K.; GAZDZICKI, A.; KRAJEWSKI, K.P.; PRZYBYCIN, A.; SOLECKI, A.; TATUR, A.; YOON, H.I. First Cenozoic glaciers in West Antarctica: **Polish Polar Research**, v. 26, no. 1, p. 3–12. 2005.

BOHATY, S.M.; ZACHOS, J.C. Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene. **Geology**, v. 31, n. 11, p. 1017, 2003.

BOWMAN, V.C.; FRANCIS, J.E.; RIDING, J.B.; et al. A latest Cretaceous to earliest Paleogene dinoflagellate cyst zonation from Antarctica, and implications for phytoprovincialism in the high southern latitudes. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 171, p. 40–56, fev. 2012.

BOWMAN, V.C.; FRANCIS, J.E.; RIDING, J.B. Late Cretaceous winter sea ice in Antarctica? **Geology**, 41: 1227-1230. 2013(a).

BOWMAN, V.C.; RIDING, J.B.; FRANCIS J.E, et al. The taxonomy and palaeobiogeography of small chorate dinoflagellate cysts from the Late Cretaceous to Quaternary of Antarctica. **Palynology**, 37: 151-169. 2013(b).

BRASIER, M.D. Microfossils. **Chapmann & Hall**, Oxford, p. 193. 1980.

BREA, M. Análisis de los anillos de crecimiento de leños fósiles de coníferas de la Formación La Meseta, Isla Seymour, Antártida. **Congreso Paleógeno de América del Sur**. Resúmenes, Santa Rosa, p. 28. 1996.

BRINKHUIS, H.; MUNSTERMAN, D.M.; SENGERS, S.; SLUIJS, A.; WARNAAR, J.; WILLIAMS, G.L. Late Eocene to Quaternary dinoflagellate cysts from ODP site 1168, off western Tasmania. In **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, vol. 189 (eds NF Eon, JP Kennett e M Malone), pp. 1-36. College Station, Texas. 2003.

BROWN, C. Palynological Techniques. Ed. J. Riding, S. Warny, **American Association of Stratigraphic Palynology**, Dallas, Texas. 2008.

CARMO, V. Correlação Pearson. **UFSC**. 2012.

CASADÍO, S.; GRIFFIN, M.; MARENSI S.; NET, L.I.; PARRAS, A.M.; RODRIGUEZ RAISING, M.; SANTILLANA, S. Paleontology and sedimentology of Middle Eocene rocks in Lago Argentino area, Santa Cruz Province, Argentina. **Ameghiniana** 46, 27–47. 2009.

CASE, J.A. Evidence from fossil vertebrates for a rich Eocene, Antarctic marine environment, in Kennett, J., and Warnke, D., eds., Paleoenvironment evolution of Antarctica and the Southern Oceans: **American Geophysical Union Antarctic Research Series** 56, p. 119–130. 1992.

CASE, J.A. Opening of the Drake Passage: Does this event correlate to climate change and biotic events from the Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctic Peninsula?, in Cooper, A.K., and Raymond, D.R., et al., eds., Antarctica: A keystone in a changing World —Online Proceedings of the **10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences: U.S. Geological Survey Open-File Report** 2007-1047, Extended Abstract 117, 3 p. 2007.

CASE, J.A. Paleogene floras from Seymour Island, Antarctic Peninsula. In Feldmann, R.M., and Woodburne, M.O., eds., Geology and paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula: Boulder, Colorado, **Geological Society of America Memoir** 169, p. 523–530. 1988.

COCOZZA, C.D.; CLARKE, C. M. Eocene microplankton from La Meseta Formation, northern Seymour Island. **Antarctic Science**, v. 4, n. 3, p. 355–362, set. 1992.

CONCHEYRO, A.; AMENÁBAR, C.R.; SANTILLANA, S.; MONTES SANTIAGO, M.J.; BORJA NOZAL MARTÍN, F. Primer registro de nanofósiles calcáreos en la Formación La Meseta (Eoceno medio), Isla Marambio, Antártida. General Roca, Argentina: **11º Congreso de la Asociación Paleontológica Argentina**. p. 126. out. 2016.

CONCHEYRO, G.A. Nanofósiles calcáreos de la Formación Man Aike (Eoceno, sudeste del Lago Cardiel) Santa Cruz, Argentina. **Ameghiniana** 28, p. 385–99.1991.

CRAME, J.A. An evolutionary framework for the polar regions. **Journal of Biogeography**, v. 24, n. 1, p. 1–9, jan. 1997.

CRUD, M.B.; CARVALHO, M. DE A.; RAMOS, R. R.C. Inferências paleoambientais a partir de análise de palinofácies da Formação Hidden Lake (Coniaciano, Cretáceo), Bacia Larsen, Ilha James Ross, Antártica. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 20, n. 1, p. 101–114, maio 2017.

DALLAI, L.; GHEZZO, C.; LONGINELLI, A. Fossil hydrothermal systems tracking Eocene climate change in Antarctica. **Geology**, v. 29, n. 10, p. 931, 2001.

DAYTON, P.K.; OLIVER, J.S. Antarctic Soft-Bottom Benthos in Oligotrophic and Eutrophic Environments. **Science**, v. 197, n. 4298, p. 55–58, jul. 1977.

DECONTO, R.M.; POLLARD, D. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂. **Nature**, v. 421, n. 6920, p. 245–249, jan. 2003.

DEL VALLE, R.A.; ELLIOT, D.H.; MACDONALD, D.I.M. Sedimentary basins on the east flank of the Antarctic Peninsula: proposed nomenclature. **Antarctic Science**, v. 4, n. 4, p. 477–478, dez. 1992.

DETTMANN, M.E.; THOMSON, M.R.A. Cretaceous palynomorphs from the James Ross Island area, Antarctica—a pilot study. **Brit Antarct Surv B**, 77: 13-59. 1987.

DINGLE, R.V.; LAVELLE, M. Antarctic Peninsular cryosphere: Early Oligocene (c. 30 Ma) initiation and a revised glacial chronology. **Journal of the Geological Society**, v. 155, n. 3, p. 433–437, maio 1998.

DINGLE, R.V.; MARENSSI, S.A.; LAVELLE, M. High latitude Eocene climate deterioration: evidence from the northern Antarctic Peninsula. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 11, n. 6, p. 571–579, dez. 1998.

DITCHFIELD, P.W.; MARSHALL, J.D.; PIRRIE, D. High latitude palaeotemperature variation: New data from the Thithonian to Eocene of James Ross Island, Antarctica. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 107, n. 1–2, p. 79–101, fev. 1994.

DOKTOR, M.; GAZDZICKI, A.; MARENSSI, S.; POREBSKI, S.; SANTILLANA, S.; VRBA, A. Argentine-Polish geological investigations on Seymour (Marambio) Island, Antarctica. **Pol. Polar Res.**, 9, 521-541. 1988.

DOKTOR, M.; GAZDZICKI, A.J.; JERMANSKA, A.; POREBSKI, S.; ZASTAWANIAK, E. A plant-fish assemblage from the Eocene La Meseta Formation of Seymour Island (Antarctic Peninsula) and its environmental implications. **Acta Paleontol. Pol.**, 55, 127-146. 1996.

DOUGLAS, P.M.J.; AFFEK, H.P.; IVANY, L.C.; HOUBEN, A.J.P.; SIJF, W.P.; SLUIJS, A.; SCHOUTEN, S.; PAGANI, M. Pronounced zonal heterogeneity in Eocene southern high-

latitude sea surface temperatures. **Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS)**, Vol. 111, No.18, pp. 6582-6587. Maio 2014.

DUTTON, A.L.; LOHMANN, K.C.; ZINSMEISTER, W.J. Stable isotope and minor element proxies for Eocene climate of Seymour Island, Antarctica. **Paleoceanography**, v. 17, n. 2, p. 6-1-6-13, maio 2002.

EDGAR, K.M.; WILSON, P.A.; SEXTON, P.F.; SUGANUMA, Y. No extreme bipolar glaciation during the main Eocene calcite compensation shift. **Nature**, v. 448, n. 7156, p. 908-911, ago. 2007.

ELDRETT, J.S.; HARDING, I.C.; WILSON, P.A.; BUTLER, E.; ROBERT, A.P. Continental ice in Greenland during the Eocene and Oligocene. **Nature**, v. 446, n. 7132, p. 176-179, mar. 2007.

ELLIOT, D.; TRAUTMAN, T. Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula. In: Antarctic Geosciences (ed. C Craddock). **Madison, Wisconsin: University of Wisconsin Press**, pp. 287-297. 1982.

ELLIOT, D.H.; ASKIN, R.A.; KYTE, F.; ZINSMEISTER, W.J. Iridium and dinocysts at the Cretaceous/Tertiary boundary on Seymour Island, Antarctica. **Geology**, 22, 675-678. 1994.

ERDTMAN, G. Handbook of Palynology – morphology-taxonomy-ecology. Suécia. **Scandinavian University Books**, 486 p. 1969.

FEAKINS, S.J.; WARNY, S.; DECONTO, R.M. Snapshot of cooling and drying before onset of Antarctic Glaciation. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 404, p. 154-166, out. 2014.

FELDMANN, R.M.; SCHWEITZER, C.E.; MARENSSI, S.A. Decapod crustaceans from the Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica: a model for preservation of decapods. **Journal of the Geological Society**, v. 160, n. 1, p. 151-160, jan. 2003.

FRANCIS, J.E. Paleoclimatic significance of Cretaceous-early Tertiary fossil forests of the Antarctic Peninsula. In: **International symposium on Antarctic earth sciences**. 5. p. 623-627. 1991.

FRANCIS, J.E.; MARENSSI, S.; LEVY, R.; HAMBREY, M.; THORN, V.C.; MOHR, B.; BRINKHUIS, H.; WARNAAR, J.; ZACHOS, J.; BOHATY, S. From Greenhouse to Icehouse – The Eocene/Oligocene in Antarctica: Chapter 8. **Antarctic Climate Evolution**, [s.l.], p. 309-368, 2008.

FRANCIS, J.E.; POOLE, I. Cretaceous and early Tertiary climates of Antarctica: evidence from fossil wood. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 182, n. 1-2, p. 47-64, jul. 2002.

FRANCIS, J.E.; HILL, R.S. Fossil plants from the Pliocene Sirius Group, Transantarctic Mountains: Evidence for climate from growth rings and fossil leaves. **Palaios**, 11(4), 389-396. 1996.

FRANCIS, J.E.; MARENSSI, R.; LEVY, R.; HAMBREY, M.; THORN, V.T.; MOHR, B.; BRINKHUIS, H.; WARNAAR, J.; ZACHOS, J.; BOHATY, S.; DECONTO, R. From greenhouse to icehouse – The Eocene/Oligocene in Antarctic Climate Evolution, edited by F.

Florindo and M. Siebert, **Developments in Earth & Environmental Sciences.**, 8, 309-368. 2009.

FRANCIS, J.E.; TOSOLINI, A.M.; CANTRILL, D. Biodiversity and climate change in Antarctic Palaeogene floras. In: **VII International Organisation of Palaeobotany Conference**, Bariloche, Argentina, pp. 33-34, Abstract Volume. 2004.

GANDOLFO, M.A.; HOC, P.; SANTILLANA, S.; MARENSSI, S.A. Una flor fósil morfológicamente afín a las Grossulariaceae (Orden Rosales) de la Formación La Meseta (Eoceno Medio) Isla Marambio, Antártida. In: S. Casadío (Ed.). Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica. **Asociación Paleontológica Argentina**. Publicación Especial, Buenos Aires, pp. 147–153. 1998(a).

GANDOLFO, M.A.; MARENSSI, S.A; SANTILLANA, S.N. Flora y Paleoclima de la Formación La Meseta (Eoceno medio), Isla Marambio (Seymour), Antártida. In: S. Casadío (Ed.). Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica. **Asociación Paleontológica Argentina**. Publicación Especial, Buenos Aires, pp. 155-162. 1998(b).

GAŹDZICKI, A.; GRUSZCZYNSKI, M.; HOFFMAN, A.; MALKOWSKI, K.; MARENSSI, S.; HALAS, S.; TATUR, A. Stable carbon and oxygen isotope record in the Paleogene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. **Antarctic Science**, v. 4, n. 4, p. 461–468, dez. 1992.

GELFO, J.N.; MORS, T., LORENTE, M.; LÓPEZ, G.M.; REGUERO, M. The oldest mammals from Antarctica, early Eocene of the La Meseta Formation, Seymour Island. **Palaeontology**, Vol. 58, pp.101–10. 2015.

GOMES, V.P. Reconstrução da variação do gradiente térmico na coluna d'água do sistema de ressurgência de Cabo Frio (RJ) ao longo dos últimos 150 anos. Dissertação (Mestrado em Geociências - Geoquímica Ambiental) - **Universidade Federal Fluminense**. 2015.

GONZÁLEZ ESTEBENET, M.S.; GUERSTEIN, G.R.; RODRÍGUEZ RAISING, M.E.; PONCE, J.J.; ALPERÍN, M.I. Dinoflagellate cyst zonation for the middle to upper Eocene in the Austral Basin, southwestern Atlantic Ocean: implications for regional and global correlation. **Geological Magazine**, Vol. 154, pp.1022–1036. 2016.

GONZÁLEZ ESTEBENET, M.S., GUERSTEIN, R.; ALPERIN, M.I. Dinoflagellate cyst distribution during the Middle Eocene in the Drake Passage area: paleoceanographic implications. **Ameghiniana** 51, 500–9. 2014.

GOODMAN, D.K. Dinoflagellate “communities” from the lower Eocene Nanjemoy Formation of Maryland, USA. **Palynology**, Vol. 3, pp. 169–190. 1979.

GOODMAN, D.K.; FORD, L.N. Preliminary dinoflagellate biostratigraphy for the middle Eocene to lower Oligocene from the southwest Atlantic Ocean. **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project** 17, p. 859–77. 1983.

GOTHAN, W. Die fossilen Hölzer von der Seymour und Snow Hill-Insel. **Wissenschaftliche ergebnisse Der Schwedischen Sidpolar-expedition** 1901-1903, 3, (8), p.1-33. 1908.

GRADSTEIN, F.; OGG, J.; SMITH, A. A geologic time scale 2004: Cambridge, UK, **Cambridge University Press**, 589 p. 2004.

GRIENER, K.W.; NELSON, D.M.; WARNY, S. Declining moisture availability on the Antarctic Peninsula during the Late Eocene. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 383–384, p. 72–78, ago. 2013.

GUERSTEIN, R.G.; DANERS, G.; PALMA, E.; FERREIRA, E.P.; PREMOAR, E.; AMENÁBAR, C.R.; BELGABURO, A. Middle Eocene paleocirculation of the southwestern Atlantic Ocean, the anteroom to an ice-house world: evidence from dinoflagellates. **Geophysical Research Abstracts** 18, EGU2016-10131-1. 2016.

GUERSTEIN, G.R.; CHIESA, J.O.; GULER, M.V.; CAMACHO, H.H. Bioestratigrafía Basada em Quistes de Dinoflagelados de la Formacion Cabo Pena (Eoceno terminal-Oligoceno temprano), Tierra del Fuego, Argentina. **Revista Española de Micropaleontología**, 34(1), 105-115. 2002.

HALL, S.A. Cretaceous and Tertiary dinoflagellates from Seymour Island, Antarctica. **Nature** 267, p. 239–241. 1977.

HALLAM, A. Relative Importance of Regional Tectonics and Eustasy for the Mesozoic of the Andes. In: MACDONALD, D. I. M. (Ed.). **Sedimentation, Tectonics and Eustasy**. Oxford, UK: **Blackwell Publishing** Ltd. p. 187–200. 1991.

HAMBREY, M.J.; EHRMANN, W.U.; LARSEN, B. Cenozoic glacial record of the Prydz Bay continental shelf, East Antarctica. **Proceedings of the ODP - Scientific Results**, 119, p. 77–132. 1991.

HARA, U. Bryozoa from the Eocene of Seymour Island, Antarctic Peninsula. Gaździcki A. Palaeontological results of the Polish Antarctic Expeditions, Part III. **Palaeontologia Polonica**, 60: 33-156. 2001.

HARWOOD, D.M. Upper Cretaceous and lower Paleocene diatom and silicoflagellate biostratigraphy of Seymour Island, eastern Antarctic Peninsula. **Geological Society of America Memoirs**, v. 169, p. 55-130, 1988.

HATHWAY, B. Continental rift to back-arc basin: Jurassic–Cretaceous stratigraphical and structural evolution of the Larsen Basin, Antarctic Peninsula. **Journal of the Geological Society**, v. 157, n. 2, p. 417–432, mar. 2000.

HUBER, M.; SLOAN, L.C.; SHELLITO, C. Early Paleogene oceans and climate: A fully coupled modeling approach using the NCAR CCSM. In: WING, S. L. et al. (Eds.). Causes and consequences of globally warm climates in the early Paleogene. [s.l.] **Geological Society of America**, 2003.

HYDE, H.A.; WILLIAMS, D.A. The right word. **Pollen Analysis Circulars**, 8. 6. 1944.
INESON, J.R.; CRAME, J.A.; THOMSON, M.R.A. Lithostratigraphy of the Cretaceous Strata of West James Ross Island, Antarctica. **Cretaceous Research**, v. 7, n. 2, p. 141–159, jun. 1986.

IVANY, L.C.; VAN SIMAEYS, S.; DOMACK, E.W.; SAMSON, S.D. Evidence for an earliest Oligocene ice sheet on the Antarctic Peninsula. **Geology**, v. 34, n. 5, p. 377-380. 2006.

IVANY, L.C.; LOHMANN, K.C.; HASIUK, F.; BLAKE, D.B.; GLASS, A.; ARONSON, R.B.; MOODY, R.M. Eocene climate record of a high southern latitude continental shelf: Seymour Island, Antarctica. **Geological Society of America GSA Bulletin**, v. 120; No. 5/6; pp. 659–678. 2008.

KYMES, C.A. Palynological Analysis of Seymour Island and King George Island off the Antarctic Peninsula: A Dating and Climatic Reconstruction. Master of Science—[s.l.] **Louisiana State University and Agricultural and Mechanical College**, 14 out. 2015.

LEAR, C.H.; BAILEY, T.R.; PEARSON, P.N.; COXALL H.K.; ROSENTHAL, Y. Cooling and ice growth across the Eocene-Oligocene transition. **Geology**, v. 36, n. 3, p. 251. 2008.

LEIPNITZ, I.I.; AGUIAR, E.D.S.; LAVINA, E.L.C. Distribuição zoogeográfica dos foraminíferos planctônicos do quaternário da plataforma externa e talude superior (30°S-34°S e 49°W-52°W) do estado do Rio Grande do Sul (RS). **Revista Brasileira de Paleontologia** 4:5-12, Sociedade Brasileira de Paleontologia. Julho/Dezembro 2002.

LENTIN, J.K.; WILLIAMS, G.L. Dinoflagellate provincialism with emphasis on Campanian peridiniaceans. **American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series**, Dallas, n. 7, p.1–47. 1980.

LENTIN, J.K.; WILLIAMS, G.L. Fossil dinoflagellates: index to genera and species. **Bedford Institute of Oceanography, Report Series**, no. BI-R-81-12. Aug 1981.

LIU, Z. PAGANI, M.; ZINNIKER, D.; DECONTO, R.; HUBER, M.; BRINKHUIS, H.; et al. Global Cooling During the Eocene-Oligocene Climate Transition. **Science**, v. 323, n. 5918, p. 1187–1190, 27 fev. 2009.

LIVERMORE, R.; NANKIVELL, A.; EAGLES, G.; MORRIS, P. Paleogene opening of Drake Passage. **Earth Planetary Science Letters**, Vol. 236, n. 1-2, p. 459–470, jul. 2005.

LONG, D.J., Sharks from the La Meseta Formation (Eocene), Seymour Island, Antarctic Peninsula: **Journal of Vertebrate Paleontology**, v. 12, no. 1, p. 11–32. 1992.

LYLE, M.; OLIVAREZ-LYLE, A.; BACKMAN, J.; TRIPATI, A. Biogenic sedimentation in the Eocene equatorial Pacific—The stuttering greenhouse and Eocene carbonate compensation depth, in WILSON, P.A., LYLE, M., and FIRTH, J.V., eds., **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, 199, pp. 1–35. 2005.

MACDONALD, D.I.M.; BARKER, P.F.; GARRETT, S.W.; INESON, J.R.; PIRRIE, D.; STOREY, B.C.; WHITHAM, A.G.; KINGHORN, R.R.F.; MARSHALL, J.E.A. A preliminary assessment of the hydrocarbon potential of the Larsen Basin, Antarctica. **Marine and Petroleum Geology**, v. 5, pp. 34–53. 1988.

MALUMIÁN, N. Foraminíferos de la Formación Man Aike (Eoceno, Sureste Lago Cardiel) Provincia de Santa Cruz. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, 45, 365–85. 1990.

MAO, S.; MOHR, B.A.R. Middle Eocene dinocysts from Bruce Bank (Scotia Sea, Antarctica) and their paleoenvironmental and paleogeographic implications. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 86, n. 3, p. 235–263, 1995.

MARENSSI, S.A.; CASADÍO, S.; SANTILLANA, S.N. Record of Late Miocene glacial deposits on Isla Marambio (Seymour Island), Antarctic Peninsula. **Antarctic Science**, v. 22, n. 2, p. 193–198, abr. 2010.

MARENSSI, S.A.; NET, L.I.; SANTILLANA, S.N. Provenance, environmental and paleogeographic controls on sandstone composition in an incised-valley system: the Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. **Sedimentary Geology**, v. 150, n. 3–4, p. 301–321, jul. 2002.

MARENSSI, S.; SANTILLANA, S.; RINALDI, C. A. Stratigraphy of the La Meseta formation (Eocene), Marambio (Seymour) Island, Antarctica. In: **Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica**. Asociación Paleontológica Argentina. Buenos Aires, p. 137-146. dez. 1998.

MARENSSI, S.; SANTILLANA, S.; BAUER, M. Stratigraphy, sedimentary petrology and provenance of the Sobral and Cross Valley formations (Paleocene), Marambio (Seymour) Island, Antarctica. **Andean Geology**, v. 39, n. 1, p. 67–91, 5 jan. 2012.

MILDENHALL, D.C. Terrestrial palynology. In: P.J. Barrett (Ed.). Antarctic Cenozoic History from the CIROS-1 Drillhole, McMurdo Sound, **New Zealand DSIR Bulletin**, Wellington, Vol. 245, pp. 119-127. 1989.

MOHR, B.A.R. Eocene and Oligocene sporomorphs and dinoflagellate cysts from Leg 113 drill sites, Weddell Sea, Antarctica. In: N.J. Stewart (Ed.). **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, Vol. 113, pp. 595–612. 1990.

MOHR, B.A.R. The development of Antarctic fern floras during the Tertiary, and palaeoclimatic and paleobiogeographic implications. **Palaeontographica B**, 259, 167-208. 2001.

MOHR, B.A.R.; LAZARUS, D.B. Paleobiogeographic distribution of *Kuylisporites* and its possible relationship to the extant fern genus *Cnemidaria* (Cyatheaceae). **Ann. Missouri Botanic Gardens**, 81, 758-767. 1994.

MONTES, F.; NOZAL, S.; MARENSSI S.; SANTILLANA, E.; OLIVERO. 20 200 1000 m 2000 m Escala 1:20.000 Mapa Geológico De La Isla Marambio (Seymour) Escala 1:20.000 **Normas Del Igme**, Año de realización de la cartografía geológica. 2010.

MONTES, M.; BEAMUD, E.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S. Late Maastrichtian Paleocene chronostratigraphy from Seymour (Marambio) Island (James Ross Basin, Antarctic Peninsula). Eustatic controls of sedimentation. In: *Geology and Palaeontology of the James Ross Basin, Antarctic Peninsula* (eds J.A. CRAME, C. ACOSTA HOSPITALECHE, J. GELFO), p. 46. Shanghai, China: **Advances in Polar Science**, Special Issue, Vol. 30, No. 2, pp. 1–12. 2019a.

MONTES, M.; NOZAL, F.; OLIVERO, E.; GALLASTEGUI, G.; MAESTRO, A.; SANTILLANA, S.; MARTÍN-SERRANO, A. In *Geología y Geomorfología de la isla*

Marambio (Seymour) (eds M Montes, F Nozal and S Santillana), pp. 1–250. **Serie Cartográfica Geocientífica Antártica**; 1:20.000. Madrid: **Instituto Geológico y Minero de España**, Buenos Aires: Instituto Antártico Argentino. 2019(b).

MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S.; MARENSSI, S.; OLIVERO, E. Mapa Geológico de la Isla Marambio (Seymour); escala 1:20.000. Serie Cartográfica Geocientífica Antártica. Con texto complementario. Madrid: **Instituto Geológico y Minero de España**; Buenos Aires: **Instituto Antártico Argentino**. 2013.

PEARSON, P.N.; DITCHFIELD, P.W.; SINGANO, J.; HARCOURT-BROWN, K.G.; NICHOLAS, C.J.; OLSSON, R.K.; SHACKLETON, N.J.; HALL, M.A. Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs. **Nature**, v. 413, n. 6855, p. 481–487. 4 out. 2001.

PEARSON, P.N.; VAN DONGEN, B.E.; NICHOLAS, C.J.; PANCOST, R.D.; SCHOUTEN, S.; SINGANO, J.M.; WADE, B.S. Stable warm tropical climate through the Eocene Epoch. **Geology**, v. 35, n. 3, p. 211-214. 2007.

PREBBLE, J.G.; RAINE, J.I.; BARRETT, P.J.; HANNAH, M.J. Vegetation and climate from two Oligocene glacioeustatic sedimentary cycles (31 and 24 Ma) cored by the Cape Roberts Project, Victoria Land Basin, Antarctica. **Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.**, 231, 41-57. 2006.

PIRRIE, D.; CRAME, J.; RIDING, J.B. Late Cretaceous stratigraphy and sedimentology of Cape Lamb, Vega Island, Antarctica. **Cretaceous Res.**, Vol. 12, pp. 227-258. 1991.

PIRRIE, D.; MARSHALL, J.D.; CRAME, J.A. Marine High Mg Calcite Cements in Teredolites-Bored Fossil Wood; Evidence for Cool Paleoclimates in the Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. **PALAIOS**, v. 13, n. 3, p. 276, jun. 1998.

POAG, C.W.; MANKINEN, E.A.; NORRIS, R.D. Late Eocene impacts: Geologic record, correlation, and paleoenvironmental consequences. 2003.

POOLE, I.; CANTRILL, D.J. Cretaceous and Cenozoic vegetation of Antarctica integrating the fossil wood record. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 258, n. 1, p. 63–81, 2006.

POOLE, I.; CANTRILL, D.; UTESCHER, T. A multi-proxy approach to determine Antarctic Terrestrial palaeoclimate during the Late Cretaceous and Early Tertiary. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 222, p. 95-121. 2005.

POREBSKI, S.J. Facies architecture in a tectonically-controlled incised valley estuary: La Meseta Formation (Eocene) of Seymour Island, Antarctic Peninsula. **Studia Geologica Polonica**, 107, p. 7–97. 1995.

Programa SHALDRIL. Scientific Drilling Number 1. 2005.

Projeto FLORANTAR (Paleofloras da Península Antártica). PROANTAR. 2020.

PROTHERO, D. R. BERGGREN, W. A.; Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution: an overview. In: Prothero, D. R.; Berggren, W. A. (Eds.). **Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution**. [s.l.] Princeton University Press, p. 1–28. 1992.

PROTHERO, D.R.; IVANY, L.C.; NESBITT, E.A. (EDS.). From greenhouse to icehouse: the Marine Eocene-Oligocene Transition. New York: **Columbia University Press**, 2003.

RAINE, J.I.; ASKIN, R.A. Terrestrial palynology of Cape Roberts Project drillhole CRP-3, Victoria Land Basin, Antarctica, **Terra Antart.**, 8(4), p. 389–400. 2001.

REGUERO, M.A.; MARENSSI, S.A.; SANTILLANA, S.N. Antarctic Peninsula and South America (Patagonia) Paleogene terrestrial faunas and environments: biogeographic relationships. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 179, p. 189-210. 2002.

RIDING, J.B.; CRAME, J.A. Aptian to Coniacian (Early–Late Cretaceous) palynostratigraphy of the Gustav Group, James Ross Basin, Antarctica. **Cretaceous Research**, v. 23, n. 6, p. 739–760, dez. 2002.

RINALDI, C. The Upper Cretaceous in the James Ross Island Group. In: Antarctic Geoscience (ed. C Craddock), pp. 281–6. Madison, Wisconsin: **University of Wisconsin Press**. 1982.

ROBERT, C.; CHAMLEY, H. Development of early Eocene warm climates, as inferred from clay mineral variations in oceanic sediments. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 89, n. 4, p. 315–331, mar. 1991.

ROBERT, C.; KENNETT, J.P. Paleocene and Eocene kaolinite distribution in the South Atlantic and Southern Ocean: Antarctic climatic and paleoceanographic implications. **Marine Geology**, v. 103, n. 1–3, p. 99–110, jan. 1992.

SADLER, P.M. Geometry and stratification of uppermost Cretaceous and Paleogene units on Seymour Island, northern Antarctic Peninsula. In: **Geological Society of America Memoirs**. [s.l.] Geological Society of America, v. 169p. 303–320. 1988.

SAVIAN, J.F.; TRINDADE, R.I.F.D.; JOVANE, L.; FRONTALINI, F.; COCCIONI, R. Magnetoestratigrafia aplicada à datação de eventos climáticos durante o Eoceno e Oligoceno. SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica, **VI Simpósio Brasileiro de Geofísica**. 2014.

SCHER, H.D.; MARTIN, E.E. Timing and Climatic Consequences of the Opening of Drake Passage. **Science**, v. 312, n. 5772, p. 428–430, 21 abr. 2006.

SCHRANK, E. Small acritarchs from the Upper Cretaceous: taxonomy, biological affinities and palaeoecology. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Vol. 123, pp. 199–235. 2003.

SIEGERT J.M.; FLORINDO, F. Chapter 1: Antarctic Climate Evolution. **Developments in Earth & Environmental Sciences**, Florindo and M. Siegert (Editors) Elsevier, 8 p. 1-11. 2009.

SIMPSON, G.G. Review of fossil penguins from Seymour Island. **Proceedings of the Royal Society of London B: Biological Sciences**, 178(1053), p. 357-387. 1971.

SLUIJS, A.; PROSS, J.; BRINKHUIS, H. From greenhouse to icehouse; organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Paleogene. **Earth-Science Reviews**, v. 68, n. 3–4, p. 281–315, jan. 2005.

SLUIJS, A.; BRINKHUIS, H.; STICKLEY, C.E.; WARNAAR, J.; WILLIAMS, G.L.; FULLER, M. Dinoflagellate cysts from the Eocene/Oligocene transition in the Southern Ocean; results from ODP Leg 189. In: N.F. Exon, J.P. Kennett, M.J. Malone (Eds). **In Proceedings of the Ocean Drilling Program**, vol. 189 (eds NF Exon, JP Kennett and MJ Alone), pp. 1–42. College Station, Texas. 2003.

SLUIJS, A.; SCHOUTEN, S.; PAGANI, M.; WOLTERING, M.; BRINKHUIS, H.; DAMSTÉ SINNINGHE, J.S.; DICKENS, G.R.; HUBER, M.; REICHAART, G.; STEIN, R.; MATTHISSEN, J.; LOURENS, L.J.; PEDENTCHOUK, N.; BACKMAN, J.; MORAN, K.; and the Expedition 302 Scientists, 2006, Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Paleocene/Eocene thermal maximum. **Nature**, v. 441, p. 610–613. 2006.

SMITH, S.W. Microplankton from the Cape Lamb Member, López de Bertodano Formation (Upper Cretaceous), Cape Lamb, Vega Island. **Antarctic Science**, Vol. 4, n. 3, p. 337–53, set 1992.

STICKLEY, C.E.; BRINKHUIS, H.; SCHELLENBERG, S.A.; SLUIJS, A.; ROHL, U.; FULLER, M.; GRAUERT, M.; HUBER, N.; WARNAAR, J.; WILLIAMS, G.L. Timing and nature of the deepening of the Tasmanian Gateway. **Paleoceanography**, v. 19, n. 4, p. n/a-n/a, dez. 2004.

STILWELL, J.D.; ZINSMEISTER, W. J. Molluscan systematics and biostratigraphy: lower tertiary, La Meseta formation, Seymour Island, Antarctic Peninsula. Washington, D.C.: **American Geophysical Union**. 1992.

STOTT, L.D.; KENNETT, J.P.; SHACKELTON, N.J.; CORFIELD, R.M. The evolution of Antarctic surface waters during the Paleogene: Inferences from the stable isotopic composition of planktonic foraminifers, ODP Leg 113, in Barker, P.F., Kennett, J.P., et al., eds., **Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results**, Volume 113, p. 849–863. 1990.

STOVER, L.E.; EVITT, W.R. Analyses of pre-Pleistocene organic-walled dinoflagellates. Stanford University Publications, **Geological Sciences**, v.15, 300 p. 1978.

STRONG, C.P.; HOLLIS, C.J.; WILSON, G.J. Foraminiferal, radiolarian, and dinoflagellate biostratigraphy of Late Cretaceous to Middle Eocene pelagic sediments (Muzzle Group), Mead Stream, Marlborough, New Zealand. N.Z.J. **Geol. Geophys.**, 38, 171-212. 1995.

TATUR, A.; KRAJEWSKI, K.P.; DEL VALLE, R.A. The facies and biota of the oldest exposed strata of the Eocene La Meseta Formation (Seymour Island, Antarctica). **Geological Quarterly**, Vol. 55, pp. 345–360. 2011.

TATUR, A., GAZDZICKI, A.; DEL VALLE, R.A. Might Cd/Ca ratio in bivalve shells mark a change in the Southern Ocean circulation at the Eocene/Oligocene boundary? **SCAR 2nd Open Science Conference**, SCAR XXIX/COMNAP XVIII, CD, Poster 0588, 221 pp. 2006.

THE EXPEDITION 302 SCIENTISTS *et al.* Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. **Nature**, v. 441, n. 7093, p. 610–613, jun. 2006.

THOMAS, D. Evidence for deep-water production in the North Pacific Ocean during the early Cenozoic warm interval. **Nature** 430, pp. 65–68. 2004.

TORRES, T.; MARENSSI, S.; SANTILLANA, S. Maderas fósiles de la isla Seymour, Formacion La Meseta, Antártica. **Instituto Antártico Chileno, Serie Científica**, 39, p 43-58. 1994.

TRAVERSE, A. Paleopalynology. 2nd ed ed. Dordrecht London: **Springer**. 2007.

TRAVERSE, A. Paleopalynology. Boston: **Unwin Hyman**. 1988.

TRIPATI, A.; BACKMAN, J.; ELDERFIELD, H.; FERRETTI, P. Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes. **Nature**, v. 436, n. 7049, p. 341–346, 21 jul. 2005.

TYSON, R.V. Sedimentary Organic Matter. **Organic Facies and Palynofacies**, London: Chapman & Hall. 615p. 1995.

VANDENBERGHE, N.; SPEIJER, R.P.; HILGEN, F.J. The Paleogene Period. In *The Geologic Time Scale* (eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz and G.M. Ogg), pp. 855–922. Amsterdam: **Elsevier**. 2012.

WARNAAR, J. Climatological implications of Australian-Antarctic separation. Doctoral Thesis, **Utrecht University**, 144 pp. 2006.

WARNY, S.; ASKIN, R. Vegetation and Organic-Walled Phytoplankton at the End of the Antarctic Greenhouse World: Latest Eocene Cooling Events. **Tectonic, Climatic, and Cryospheric Evolution of the Antarctic Peninsula**. Special Publication 063. 2011(a).

WERNER, J.E.; BLAKE, D.B.; ARONSON, R.B. Effects of late Eocene cooling on Antarctic marine communities: GeoSur 2004—International symposium on the geology and geophysics of the southernmost Andes, the Scotia Arc and the Antarctic Peninsula: **Bollettino di Geofisica**, v. 45, supplement 2, p. 262–265. 2004.

WILLIAMS, G.L.; BRINKHUIS, M.A.; PEARCE, R.A.; FENSOME, J.W. WEEGINK. Southern Ocean and global dinoflagellate cyst events compared: Index events for the Late Cretaceous-Neogene, [online], **Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results**, 189, 98 p. 2003.

WILLIAMS, G.L.; FENSOME, R.A.; MACRAE, R.A. DINOFLAJ3. 125–33. **American Association of Stratigraphic Palynologists**, Data Series no. 2. Available at <http://dinoflaj.smu.ca/dinoflaj3>. 2017.

WILSON, G.S.; HARWOOD, D.M.; ASKIN, R.A.; LEVY, R.H. Late Neogene Sirius Group strata in Reedy Valley, Antarctica: a multiple-resolution record of climate, ice-sheet and sea-level events. **Journal of Glaciology**, v. 44, p. 437-447. 1998(a).

WILSON, E.O.; MACARTHUR, R.H. *The Theory of Island Biogeography*. Princeton Landmarks in Biology. **Princeton University Press**. 1967.

WILSON, G.J. Paleocene and Eocene dinoflagellate cysts from Waipawa, Hawkes Bay, New Zealand. **N.Z. Geol. Surv. Palaentol. Bull.**, 57, 1-96. 1988.

WOODBURNE, M.O.; ZINSMEISTER, W.J. Fossil land mammal from Antarctica. **Science** Vol. 218, pp. 284–286. 1982.

WRENN, J.H.; HART, G.F. Paleogene dinoflagellate cyst biostratigraphy of Seymour Island, Antarctica. In **Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula** (eds RM FELDMAN & MO WOODBURNE), pp. 321–447. 1988.

ZACHOS, J.C.; DICKENS, G.R.; ZEEBE, R.E. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. **Nature**, v. 451, n. 7176, p. 279–283, jan. 2008.

ZACHOS, J.C.; QUINN, T.M.; SALAMY, K.A. High-resolution (10^4 years) deep-sea foraminiferal stable isotope records of the Eocene-Oligocene climate transition. **Paleoceanography**, v. 11, n. 3, p. 251–266, jun. 1996.

ZACHOS, J.C.; STOTT, L.D.; LOHMANN, K.C. Evolution of Early Cenozoic marine temperatures. **Paleoceanography**, v. 9, n. 2, p. 353–387, abr. 1994.

ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS, E.; BILLUPS, K. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. **Science**, v. 292, n. 5517, p. 686–693, 27 abr. 2001.

ZINSMEISTER, W.J. Note on a new occurrence of the Southern Hemisphere aporrhaid gastropod Struthioptera FINLAY & MARWICK on Seymour Island, Antarctica. **Journal of Paleontology**, p. 399-404. 1977.