



UFRRJ

INSTITUTO DE FLORESTAS

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS E
FLORESTAIS**

TESE

**ANÁLISE DE SÉRIES TEMPORAIS E REGIME HIDROTÉRMICO DA
CAMADA ATIVA DO PERMAFROST NA ANTÁRTICA**

TAMÍRES PARTÉLLI CORREIA

2020



**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE FLORESTAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS E
FLORESTAIS**

**ANÁLISE DE SÉRIES TEMPORAIS E REGIME HIDROTÉRMICO DA
CAMADA ATIVA DO PERMAFROST NA ANTÁRTICA**

TAMÍRES PARTÉLLI CORREIA

Sob orientação do Professor
Marcio Rocha Francelino

e Coorientações
Gustavo Vieira Veloso e Roberto Ferreira Michel

Tese submetida como requisito parcial
para a obtenção do grau de **Doutora em
Ciências**, no curso de Pós-Graduação
em Ciências Ambientais e Florestais.

Seropédica, RJ
Dezembro de 2020

FICHA CATALOGRÁFICA A SER ELABORADA PELA BIBLIOTECA
CENTRAL

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE FLORESTAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS E
FLORESTAIS

TAMÍRES PARTÉLLI CORREIA

Tese submetida como requisito parcial para a obtenção do grau de **Doutora em Ciências**, no curso de Pós-Graduação em Ciências Ambientais e Florestais, na área de concentração de **Conservação da Natureza**.

TESE APROVADA EM:/...../.....

Dr. Marcio Rocha Francelino Prof. DPS/UFV
(Orientador)

Dr. Carlos Ernesto Schaefer. Prof. DPS/UFV

Dr. Elpídio Inácio Fernandes Filho. Prof. DPS/UFV

Dr. Flávio Barbosa Justino Prof. DEA/UFV

Dr. Gustavo Bastos Lyra Prof. IF/UFRRJ

Dedico essa intensa jornada a minha mãe: Palmira Carolina Partélli. Mãe, agricultura rural, costureira e do lar. Ela que não hesitou em oferecer o seu melhor para que hoje eu tivesse a oportunidade de chegar até aqui!

“Dizem que a vida é para quem sabe viver, mas ninguém nasce pronto. A vida é para quem é corajoso o suficiente para se arriscar e humilde o bastante para aprender.” Clarice Lispector

AGRADECIMENTOS

A Deus pela minha saúde física e mental, e por tantas preces atendidas;

A Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, por ser uma grande mãe, pelo acolhimento e pelos mais nobres ensinamentos;

Ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais e Florestais (PPGCAF), pelos aprendizados, e aos coordenadores Prof. Alexandre Miguel e Alexandre Monteiro, sempre solícitos e amigáveis com os discentes;

A CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), pela concessão da bolsa de estudo (Programa de Demanda Social), da licença maternidade, e do prazo adicional devido a pandemia do COVID-19, foi fundamental para que este trabalho fosse concluído com êxito;

Ao meu orientador Prof. Marcio R. Francelino, pela amizade, disponibilidade em aceitar a orientação e pelas oportunidades concedidas;

Ao Professor Gustavo Bastos Lyra, que sempre foi como um pai, com conselhos, oportunidades, amizade e direcionamentos;

Ao coorientador Gustavo Vieira Veloso (Ganso), por fazer parte ativamente das análises estatísticas da tese, pela paciência e disposição;

Aos membros da banca, pelas contribuições grandiosas, pela atenção e amizade;

A todos os funcionários, que em seus exercícios e amizade, fazem toda diferença no dia-a-dia da Universidade e bem-estar dos estudantes, em especial: Patrícia, Lili, Geórgia, Luiz Claudio, Zilar e Carmem;

Aos professores das disciplinas durante o doutorado, pela troca de saberes, pela humildade e pelo amor à arte de ensinar: Renato Nunes Pereira, Emanuel Araújo, Elpídio Filho, Bruno Mendonça, Angélica Coutinho;

Ao meu filho Benício D. Partélli, gerado durante a confecção desta tese, por ter suportado os meus medos, as intensas horas no laboratório, as minhas frustrações, os desafios que pareciam ser maiores que tudo...Você é o sol da minha vida, meu motivo maior de felicidade, de amor incondicional, todos os meus segundos de vida valem a pena, pelo fato de você existir;

Ao meu esposo Ananias, que vivenciou dia a dia, os dias de tristezas, desânimos, mas também os dias de vitórias, de felicidade, os dias de inspiração e conquistas, amo muito você;

Ao meu avô Júlio Partélli (*in memorian*) que me viu ingressar no doutorado e quase no final desta jornada, descansou em paz. Tenho certeza que de onde estiver, vibrou com a minha defesa.

Ao meu pai Altamir Correia (*in memorian*), que também estava no presente até o segundo ano do Doutorado e nesse meio tempo fez sua passagem. Tenho certeza que também está orgulhoso por essa conquista tão importante;

A minha mãe, exemplo de vida, de luta, fé e de persistência, que nunca parou de trabalhar, nunca desanimou, sempre fez o impossível para que eu tivesse a oportunidade de sair do meio rural e estudar. Sem dúvidas se não fosse o esforço dela jamais teria chegado até aqui;

Aos meus tios Paulo e Elias Partélli, minha madrinha Izabel Partelli e a minha irmã Ana Karoline, por sempre terem transmitido força e alegria;

Aos meus filhos pets: Vivi (*in memorian*), Tigrão, Angeli, Sonia, Frida e Geremias (*in memorian*), vocês são mais que essenciais em todas as conquistas na minha vida;

Aos amigos que eu conquistei durante essa fase! Em especial ao Marcondes, Eduardo, Viviane, Felipe, Adalgisa, Celi, Athila, Rafael, Iorrana.....;

Aos velhos amigos que sempre estiveram presentes, com palavras doces e força: Ursula, Jumara, Larissa, Carla, Estela, Andre, Raíza, Camila, Ana Paula, Jean...Todos da Turma 2009-I e do grupo da ABEEF-Rural;

Aos amigos que ajudaram diretamente nas análises da tese: Marks, Rafael, Rosane;

Aos amigos do labgeo na UFV, pelas companhias nas refeições do RU, nos cafés, pelos convites para descontração, e pelas dúvidas solucionadas;

Aos amigos da UFV, em especial Fábio e Brener, vocês fizeram toda diferença da minha vida, sou muito grata pela amizade, pelo companheirismo e apoio!! Muito obrigada pelo acolhimento, pelas infinitas ajudas, pela cumplicidade!

Aos amigos de pós-graduação, que fundaram a APGCAF-Floresta e dividiram comigo a representação dos discentes do PPGCAF, vocês são uma grande inspiração para mim!

A todos que eu tive o imenso prazer de conviver durante esses anos de Doutorado, os velhos e novos amigos, os que fizeram disciplinas, trabalho em dupla, em grupo, coautoria de artigos, organização de eventos e confraternização, de manifestações e lutas....Todos aqueles que contribuíram para eu ser uma pessoa melhor e mais humilde!

A todos os trabalhadores e trabalhadoras do nosso país, que com a força de trabalho custeiam grande parte dos recursos financeiros “públicos”, que ainda pouco é retornado para a educação!

RESUMO GERAL

CORREIA, Tamires Partélli. **Tendência temporal e regime hidrotérmico da camada ativa do permafrost na Antártica, e sua relação com os eventos climáticos de grande escala.** 2020. 164p Tese (Doutorado em Ciências Ambientais e Florestais). Instituto de Florestas, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2020.

O permafrost, juntamente com a camada ativa, são um dos componentes mais importantes da criosfera. Neste contexto, o objetivo geral deste estudo, foi analisar a tendência temporal de seis sítios de monitoramento hidrotermal localizados na Antártica Marítima e Peninsular. Além de avaliar minuciosamente, o regime hidrotérmico dos solos desses sítios e de verificar as correlações, entre eventos climáticos de grande escala e as temperaturas do solo. Para tendência temporal, utilizou-se o método de Mann-Kendall, mas com abordagens diferentes em cada capítulo. A espessura da camada ativa (ALT), foi estimada de acordo com a temperatura máxima mensal ao atingir 0 °C. O ENSO (El Niño - Oscilação Sul) e AAO (Índice de Oscilação Antártica), foram escolhidos para gerar as correlações (*Spearman*), entre os eventos climáticos de grande escala e o regime térmico do solo. No capítulo 1, foi possível utilizar dados de neve e precipitação pluvial, para subsidiar hipóteses sobre o regime hídrico do solo. A dinâmica da camada ativa e o regime térmico, foram influenciados pelos efeitos locais de cada sítio, como em Deception, com bastante influência das atividades geotérmicas. Destaca-se o estado isotérmico, como processo marcante, com sentido crescente em profundidade nos sítios de Fildes, Low Head, Deception e Hope Bay, no verão, outono e inverno. De forma geral, os seis sítios apresentaram tendências nas diferentes escalas analisadas. A espessura média da camada ativa, foi de 92,6 cm (Fildes), 115,6 cm (Low Head), 88,3 cm (Deception), 142,7 cm (Hope Bay), e 94,2 (Seymour). A umidade e a textura do solo, também exerceram controle sobre os períodos de congelamento e descongelamento, na intensificação do efeito de cortina zero e na transmissão de energia no perfil do solo. As séries temporais, foram bem correlacionadas com o ENSO e AAO. Com maior intensidade, pelo forte El Niño (2015/2016), e La Niña de classe moderada em 2011, com ocorrência de invernos rigorosos e verões muito quentes, com efeito também no ponto de mudança brusca da reta de tendência.

Palavras-chave: temperatura do solo, temperatura do ar, tendência temporal, umidade do solo, permafrost, camada ativa, modos climáticos.

GENERAL ABSTRACT

CORREIA, Tamires Partélli. **Temporal trend and hydrothermal regime of the active layer of permafrost in Antarctica, and its relationship with large scale climatic events.** 2020. 164p Thesis (Doctorate in Environmental and Forest Sciences). Instituto de Florestas, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2020.

Permafrost, together with the active layer, are one of the most important components of the cryosphere. In this context, the general objective of this study was to analyze the temporal trend of six hydrothermal monitoring sites located in the Antarctic Maritime and Peninsular. In addition to thoroughly assessing the hydrothermal regime of the soils in these sites and verifying the correlations between large scale climatic events and soil temperatures. For temporal trends, the Mann-Kendall method was used, but with different approaches in each chapter. The Active Layer Thickness (ALT) was estimated according to the maximum monthly temperature when reaching 0 ° C. ENSO (El Niño - South Oscillation) and AAO (Antarctic Oscillation Index) were chosen to generate the correlations (Spearman), between large scale climatic events and the thermal regime of the soil. In chapter 1, it was possible to use snow and rainfall data to support hypotheses about the soil water regime. The dynamics of the active layer and the thermal regime were influenced by the local effects of each site, as in Deception, with a lot of influence from geothermal activities. The isothermal state stands out as a remarkable process, with a growing sense of depth at the sites of Fildes, Low Head, Deception and Hope Bay, in summer, autumn and winter. In general, the six sites showed trends at the different scales analyzed. The average thickness of the active layer was 92.6 cm (Fildes), 115.6 cm (Low Head), 88.3 cm (Deception), 142.7 cm (Hope Bay), and 94.2 (Seymour). The moisture and texture of the soil also exercised control over the periods of freezing and thawing, in intensifying the effect zero curtain and in the transmission of energy in the soil profile. The time series, were well correlated with ENSO and AAO. With greater intensity, by the strong El Niño (2015/2016), and La Niña of moderate class in 2011, with the occurrence of harsh winters and very hot summers, with effect also at the point of abrupt change of the trend line.

Key words: soil temperature, air temperature, temporal trend, soil moisture, permafrost, active layer, climatic modes.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Classificação do Índice de Niño Oceânico (ONI), para os eventos de ENSO.	22
Tabela 2. Análise descritiva da temperatura do solo (máxima, média e mínima), no período de 2008 – 2018, na Península de Fildes – Ilha de Rei George, Antártica.	23
Tabela 3. Resultado da correlação de Spearman entre a temperatura do ar e as temperaturas do solo nas profundidades 10.5; 32.5 cm; 67.5 e 83.5 cm na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.	31
Tabela 4. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Mensal.	69
Tabela 5. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Sazonal.	69
Tabela 6. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência - Anual	69
Tabela 7. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Lag de 2 anos.	70
Tabela 8. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência - Lag de 3 anos.	70
Tabela 9. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência - Lag de 4 anos.	70
Tabela 10. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Mensal.	71
Tabela 11. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Sazonal.	71
Tabela 12. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Anual.	71
Tabela 13. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Lag de 2 anos.	72
Tabela 14. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Lag de 3 anos.	72
Tabela 15. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Lag de 4 anos.	72
Tabela 16. Profundidade dos sensores de monitoramento da temperatura do solo, umidade temperatura do ar para na Antártica, e os respectivos períodos da série.	80
Tabela 17. Classificação da intensidade dos fenômenos de ENSO (El Niño-Oscilação Sul), de acordo com o Índice de Niño Oceânico (ONI).	86
Tabela 18. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Série completa para Low-Head.	142
Tabela 19. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Verão para Low-Head.	143
Tabela 20. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Inverno para Low-Head.	143
Tabela 21. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Anual para Low-Head.	143
Tabela 22. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Série completa para Low-Head.	143
Tabela 23. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Verão para Low-Head.	144
Tabela 24. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Inverno para Low-Head.	144
Tabela 25. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Anual para Low-Head.	144
Tabela 26. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Inverno para Deception.	145
Tabela 27. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Anual para Deception.	145

Tabela 28. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Inverno para Deception.	145
Tabela 29. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Anual para Deception.	146
Tabela 30. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Série completa para Hope Bay.	146
Tabela 31. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Verão para Hope Bay.	146
Tabela 32. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Inverno para Hope Bay.	147
Tabela 33. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Anual para Hope Bay.	147
Tabela 34. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Série completa para Hope Bay.	147
Tabela 35. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Verão para Hope Bay.	147
Tabela 36. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Inverno para Hope Bay.	148
Tabela 37. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Anual Hope Bay.	148
Tabela 38. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Série completa para James Ross.	148
Tabela 39. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Verão para James Ross.	148
Tabela 40. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Inverno para James Ross.	148
Tabela 41. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Anual para James Ross.	149
Tabela 42. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Série completa para James Ross.	149
Tabela 43. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Verão para James Ross.	149
Tabela 44. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Inverno para James Ross.	149
Tabela 45. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Anual para James Ross.	149
Tabela 46. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Série completa para Seymour.	150
Tabela 47. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Verão para Seymour.	150
Tabela 48. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Inverno para Seymour.	150
Tabela 49. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Anual para Seymour.	150
Tabela 50. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Série completa para Seymour.	151
Tabela 51. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Verão para Seymour.	151
Tabela 52. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Inverno para Seymour.	151

Tabela 53. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Anual para Seymour. 151

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Pontos de monitoramento da temperatura do solo, na Península Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.	12
Figura 2. Esquema da camada ativa do permafrost, indicando o limite da camada ativa e do permafrost de acordo com a temperatura máxima e mínima. Adaptado de Dobinski (2011).	21
Figura 3. Boxplot das temperaturas médias anual para as profundidades 10.5; 32.5; 67.5; e 83.5 cm do solo da Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.	23
Figura 4. Série temporal dos dados de temperatura, nas diferentes profundidades do solo da Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.	24
Figura 5. Função de autocorrelação amostral - ACF para temperatura do solo nas profundidades 10.5; 32.5; 67.5; e 83.5 cm na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.	25
Figura 6. Resultado do teste de Mann-Kendall para série completa (2008-2018), sazonal, Lag's de 2, 3 e 4 anos.	26
Figura 7. Gráfico de tendência da temperatura do solo para profundidade 10,5 cm na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.	27
Figura 8. Gráfico de tendência da temperatura do solo para profundidade 32,5 cm na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.	28
Figura 9. Gráfico de tendência da temperatura do solo para profundidade 67,5 cm na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.	28
Figura 10. Gráfico de tendência da temperatura do solo para profundidade 83,5 cm da Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.	28
Figura 11. Decomposição da série da temperatura do solo para profundidade 67,5 cm, da Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.	29
Figura 12. Decomposição da série da temperatura do solo para profundidade 83,5 cm, da Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.	30
Figura 13. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermais para 2008 a 2018 para a temperatura do solo nas profundidades 10.5; 32.5; 67.5; e 83.5 cm na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.	32
Figura 14. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermais por estação do ano para 2008 a 2018 para a temperatura do solo nas profundidades 10.5; 32.5; 67.5; e 83.5 cm na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.	34
Figura 15. Dinâmica da umidade do solo a 83.5 cm na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.	35
Figura 16. Série diária da precipitação pluvial e da neve na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.	36
Figura 17. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2008, em Fildes Antártica Marítima.	37
Figura 18. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2009, em Fildes Antártica Marítima.	37
Figura 19. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2010, em Fildes Antártica Marítima.	38
Figura 20. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2011, em Fildes Antártica Marítima.	38
Figura 21. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2012, em Fildes Antártica Marítima.	39
Figura 22. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2013, em Fildes Antártica Marítima.	39

Figura 23. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2014, em Fildes Antártica Marítima.	40
Figura 24. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2015, em Fildes Antártica Marítima.	40
Figura 25. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2016, em Fildes Antártica Marítima.	41
Figura 26. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2017, em Fildes Antártica Marítima.	41
Figura 27. Correlação de Spearman da temperatura do solo em diferentes profundidades, com o ENSO e o AAO anual.	42
Figura 28. Índice de precipitação e neve no período de 2008-2018, na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.	48
Figura 29. Comportamento anual da espessura da camada ativa, no período de 2008-2018, na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.	50
Figura 30. Séries do ENSO (El Niño e La Niña), AAO (Antartic Oscillation) e a temperatura do solo em Fildes, em diferentes profundidades, no período de 2008 - 2018.	52
Figura 31. Pontos de monitoramento de temperatura do ar e do solo, em diferentes pontos da Antártica Marítima e Península.	78
Figura 32. Boxplot das temperaturas médias anual para temperatura do ar, e do solo para as profundidades 10, 30, 50, 80 e 100 cm na Ilha de Low Head, Antártica.	90
Figura 33. Boxplot das temperaturas médias anual para a temperatura do ar e do solo para as profundidades 10, 30, 50, 80 e 100 cm em Deception, Antártica.	90
Figura 34. Boxplot das temperaturas médias anual para a temperatura do ar e do solo para as profundidades 5, 10, 30, 50 e 100 cm em Hope Bay, Antártica.	91
Figura 35. Boxplot das temperaturas médias anual para a temperatura do ar e do solo para as profundidades 5, 10, 30, 50 e 100 cm em James Ross, Antártica.	91
Figura 36. Boxplot das temperaturas médias anual para a temperatura do ar e do solo para as profundidades 5, 10, 30, 50 e 100 cm em Seymour, Antártica.	92
Figura 37. Principais resultados do teste de Mann-Kendall, para a série completa e na escala sazonal, para os cinco sítios de monitoramento de temperatura do ar e do solo, na Antártica.	94
Figura 38. Principais resultados do teste de Mann-Kendall, na escala anual, para os cinco sítios de monitoramento de temperatura do ar e do solo, na Antártica.	95
Figura 39. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermais para 2011 a 2017 para a temperatura do solo nas profundidades 10; 30; 50; 80 e 100 cm, em Low Head, Antártica.	98
Figura 40. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermais para 2011 a 2017 para a temperatura do solo nas profundidades 10; 30; 50 e 70 cm, em Deception, Antártica.	98
Figura 41. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermais para 2011 a 2017 para a temperatura do solo nas profundidades 5, 10; 30; 50 e 100 cm, em Hope Bay, Antártica.	99
Figura 42. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermais para 2016 a 2018 para a temperatura do solo nas profundidades 5, 10; 30; 50 e 100 cm, em James Ross, Antártica.	99
Figura 43. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermais para 2011 a 2016 para a temperatura do solo nas profundidades 5; 10; 30; 50 e 100 cm em Seymour, Antártica.	100
Figura 44. Espessura da camada ativa - ALT do permafrost para os sítios em estudo.	102

Figura 45. Correlação da temperatura do solo em diferentes profundidades, com os fenômenos de ENSO e o AAO, para Low Head.	103
Figura 46. Correlação da temperatura do solo em diferentes profundidades, com os fenômenos de ENSO e o AAO, para Deception.	104
Figura 47. Correlação da temperatura do solo em diferentes profundidades, com os fenômenos de ENSO e o AAO, para Hope Bay.	104
Figura 48. Correlação da temperatura do solo em diferentes profundidades, com os fenômenos de ENSO e o AAO, para James Ross.	105
Figura 49. Correlação da temperatura do solo em diferentes profundidades, com os fenômenos de ENSO e o AAO, para Seymour.	106
Figura 50. Umidade do solo (%) em diferentes profundidades para Low Head.	117
Figura 51. Umidade do solo (%) em diferentes profundidades para Deception.	118
Figura 52. Umidade do solo (%) em diferentes profundidades para Hope Bay.	119
Figura 53. Umidade do solo (%) em diferentes profundidades para James Ross.	119
Figura 54. Umidade do solo (%) em diferentes profundidades para Seymour.	121
Figura 55. Índice Oceânico Niño (ONI) [média mensal de três meses de anomalias do ERSST.v5 SST na região Niño 3.4 (5° N-5° S, 120°-170°W)], valores positivos indicam o El Niño, e negativo La Niña. Os valores maiores que 1,5 o El Niño é considerado forte, de 1 até 1,4 moderado e 0,5 a 0,9 fraco, com sinais opostos é a mesma escala para La Niña.	124
Figura 56. Função de autocorrelação amostral - ACF para temperatura do ar, e do solo nas profundidades 10; 30; 50; 80 e 100 cm em Low Head, Antártica.	138
Figura 57. Função de autocorrelação amostral - ACF para temperatura do ar, e do solo nas profundidades 10; 30; 50; e 70 cm em Deception, Antártica.	139
Figura 58. Função de autocorrelação amostral - ACF para temperatura do ar, e do solo nas profundidades 5, 10; 30; 50; e 100 cm em Hope Bay, Antártica.	140
Figura 59. Função de autocorrelação amostral - ACF para temperatura do ar, e do solo nas profundidades 5, 10; 30; 50; e 100 cm em James Ross, Antártica.	141
Figura 60. Função de autocorrelação amostral - ACF para temperatura do ar, e do solo nas profundidades 5, 10; 30; 50; e 100 cm em Seymour, Antártica.	142
Figura 61. Decomposição da série da temperatura do ar, em Low Head, Antártica.	153
Figura 62. Decomposição da série da temperatura do solo para profundidade 10 cm, em Low Head, Antártica.	153
Figura 63. Decomposição da série da temperatura do solo para profundidade 100 cm, em Low Head, Antártica.	154
Figura 64. Decomposição da série da temperatura do solo para profundidade 30 cm, em Deception, Antártica.	154
Figura 65. Decomposição da série da temperatura do solo para profundidade 70 cm, em Deception, Antártica.	155
Figura 66. Decomposição da série da temperatura do ar, em Hope Bay, Antártica.	155
Figura 67. Decomposição da série da temperatura do solo para profundidade 5 cm, em Hope Bay, Antártica.	156
Figura 68. Decomposição da série da temperatura do solo para profundidade 100 cm, em Hope Bay, Antártica.	156
Figura 69. Decomposição da série da temperatura do ar, em James Ross, Antártica.	157
Figura 70. Decomposição da série da temperatura do solo a 100 cm, em James Ross, Antártica.	157
Figura 71. Decomposição da série da temperatura do ar, em Seymour, Antártica.	158
Figura 72. Decomposição da série da temperatura do solo a 5 cm de profundidade, em Seymour, Antártica.	158

Figura 73. Decomposição da série da temperatura do solo a 50 cm de profundidade, em Seymour, Antártica.	159
Figura 74. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermais por estação do ano para 2011 a 2017 para a temperatura do ar e do solo nas profundidades 5, 10; 30;50; e 100 cm, em Low Head, Antártica	160
Figura 75. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermais por estação do ano para 2011 a 2017 para a temperatura do ar e do solo nas profundidades 10; 30;50; e 70 cm, em Deception, Antártica.	161
Figura 76. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermais por estação do ano para 2011 a 2017 para a temperatura do ar e do solo nas profundidades 5;10; 30;50; e 100 cm, em Hope Bay, Antártica	162
Figura 77. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermais por estação do ano para 2016 a 2018 para a temperatura do ar e do solo nas profundidades 5;10; 30;50; e 100 cm, em James Ross, Antártica.	163
Figura 78. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermais por estação do ano para 2011 a 2016 para a temperatura do ar e do solo nas profundidades 5;10; 30;50; e 100 cm, em Seymour, Antártica.	164

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO GERAL	1
CAPÍTULO I	6
RESUMO	7
ABSTRACT	8
1. INTRODUÇÃO	9
2. MATERIAL E MÉTODOS	12
2.1 Caracterização da área de estudo	12
2.2 Séries temporais de temperatura do solo, do ar, precipitação pluvial e neve	13
2.3 Análise de tendência, autocorrelação na série de dados	14
2.4 Teste de tendência – Mann Kendall modificado	15
2.5 Teste de Sen-Slope	17
2.6 Teste de Pettitt	18
2.7 Interação entre as profundidades e a temperatura do ar	18
2.7.1 Correlação de Spearman	18
2.8 Cálculos dos dias de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento, isotermais, graus de congelamento e descongelamento	19
2.9 Correlação dos dados de temperatura do ar e do solo em diferentes profundidades	19
2.10 Análise da umidade do solo com os dados de precipitação e neve	20
2.11 Cálculo da espessura da camada ativa - ALT	20
2.12 Correlação da temperatura do solo com os fenômenos de ENSO (El Niño-Oscilação Sul) e AAO (Antarctic Oscillation)	21
3. RESULTADOS	23
3.1 Análise descritiva dos dados	23
3.2 Teste de autocorrelação na série de dados	24
3.3 Teste de tendência - Mann-Kendall (MK) modificado de Hamed e Rao (1998)	25
3.4 Tendência anual e sazonal da temperatura do solo	27
3.5 Testes de Sen-Slope e de Pettitt	30
3.6 Interação entre as profundidades e a temperatura do ar	31
3.6.1 Correlação de Spearman	31
3.7 Análise dos dias de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermais anual e por estações do ano	32
3.8 Análise da umidade do solo (%), precipitação pluvial e neve	35
3.9 Espessura da camada ativa do solo - ALT	36
3.10 Correlação da temperatura do solo com os fenômenos de ENSO e AAO	41
4. DISCUSSÃO	43
4.1 Características térmicas da camada ativa	43
4.2 Comportamento da camada ativa, em relação a temperatura do ar	44
4.3 Tendência temporal de Mann-Kendall	45
4.4 Umidade do solo	47
4.5 Permafrost e profundidade da camada ativa do solo	49
4.6 Comportamento da série temporal e a interação com os módulos de variabilidade climática (ENSO e AAO)	52
5. CONCLUSÃO	57
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	59
ANEXO - A	69
CAPÍTULO II	73
RESUMO	74

ABSTRACT	75
1. INTRODUÇÃO.....	76
2. MATERIAL E MÉTODOS.....	78
2.1 Área de estudo	78
2.2 Sistema de coleta de dados	80
2.3 Tratamento dos dados	80
2.4 Análise exploratória.....	80
2.5 Análise de tendência, autocorrelação na série de dados	81
2.6 Teste de Mann-Kendall modificado	82
2.7 Teste de Sen-Slope	83
2.8 Teste de Pettitt	84
2.9 Cálculo do dia de descongelamento, congelamento, isotérmicos e congelamento- descongelamento	85
2.10 Cálculo da espessura da camada ativa – ALT	85
3. RESULTADOS	87
3.1 Estatística descritiva	87
3.2 Correlação serial	92
3.3 Teste de Mann-Kendall.....	92
3.4 Decomposição sazonal para as séries com tendência para série completa e sazonal	95
3.5 Teste de Sen-Slope	96
3.6 Teste de Pettitt	96
3.7 Congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotérmico	97
3.7.1 Análise anual	97
3.7.2 Análise sazonal	100
3.8 Cálculo da espessura da camada ativa – ALT, para cada sítio	101
3.9 Correlação da temperatura do solo com ENSO e AAO	102
4. DISCUSSÃO	107
4.1 Variação da dinâmica na camada ativa entre os sítios.....	107
4.2 Tendências temporais das séries de temperatura do ar e do solo	111
4.3 Espessura da camada ativa - ALT	114
4.4 Regime hidrotérmico do solo	116
4.5 Correlação do ENSO e AAO, com a temperatura do solo em diferentes sítios e mudança brusca da tendência de Mann-Kendall.....	122
5. CONCLUSÕES	125
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	127
CONCLUSÕES GERAIS.....	137
ANEXO B.....	138

1. INTRODUÇÃO GERAL

As mudanças climáticas e ambientais, afetam de maneira mais intensa as áreas sensíveis do planeta, como a criosfera (OBSERVATIONS: CRYOSPHERE, 2013). A criosfera é essencial de forma direta ou indireta, para toda a humanidade (IPCC, 2019). Ela abriga a maior reserva de água doce do mundo (60% está no manto de gelo Antártico), além da importância para os processos hidrológico, atmosférico e para o balanço de energia global. A criosfera amplifica, por meio dos feedbacks de temperatura, gelo, neve e permafrost, os efeitos das alterações no clima (IPCC, 2018; LUO *et al.*, 2018). Esses ambientes sensíveis, tem passado por grandes transformações nos últimos 30 anos, e prevê-se que os impactos são de aumento até o final do século (2100), e são ainda mais críticos com sob cenários de alta emissão dos gases do efeito estufa (PÖRTNER *et al.*, 2019).

O relatório do IPCC (AR5) apontou aquecimento e desoxigenação no oceano, aumento do nível e da acidez do mar, além de perdas nas massas de gelo da Groelândia e da Antártica, e elevação da temperatura do permafrost (IPCC, 2018). Em 2016, a Antártica superou as perdas na extensão do gelo marinho, com diminuição de uma taxa de 46% acima das médias e 18% mais veloz do que já registrado por satélites nas primaveras do período de 1979 a 2016 (TURNER *et al.*, 2017).

No verão de 2020, a Antártica, marcou um recorde de temperatura, sensores registraram 18,3 °C, em Marambio (Ilha de Seymour) (BBC, 2020). Além do aquecimento, outras consequências críticas são evidenciadas como alterações dos padrões climáticos, principalmente em altas latitudes (PÖRTNER *et al.*, 2019; SEMEDO *et al.*, 2013; TURNER *et al.*, 2014). Existem alterações nas correntes circumpolar do sul antártico, além do deslocamento de prateleiras de gelo na Península Antártica, nas faces oriental e ocidental e possível degradação no permafrost (COOK *et al.*, 2016; COOK; VAUGHAN, 2010; STAMMERJOHN *et al.*, 2008).

O permafrost é um conceito termal e não diz respeito somente ao solo, podendo ocorrer em sedimento, rocha ou material orgânico, com no mínimo dois anos consecutivos de temperatura igual ou abaixo de 0 °C (BURN, 1998; DOBINSKI, 2011; EVERETT, 1989). Os parâmetros de definição do permafrost, estão relacionadas a temperatura *versus* tempo, atendo-se a condição de um estado físico (EVERETT, 1989). Para sua formação as temperaturas médias anuais máximas do ar, devem estar no intervalo de - 1 e - 4 °C (TEDROW, 2004). O

permafrost é classificado como um fenômeno térmico, é dependente do clima acima do solo, e típico de ambientes periglaciais, ocupa 15% da área terrestre total, e na Antártica está presente em 0,36% (49.800 km²) de toda área (RAMOS *et al.*, 2012).

A camada superficial do solo, que sofre congelamento e descongelamento sazonal, é chamada de camada ativa, entre as funções, é responsável pela interação do permafrost com a atmosfera, e nela acontece grande parte dos processos ecológicos, pedogênicos, hidrológicos e bioquímicos nas regiões frias (EVERETT, 1989; GLAZER *et al.*, 2020). É por meio da radiação solar e da radiação terrestre absorvida e liberada, que torna possível o aquecimento da camada ativa, com intensa variação de aquecimento e resfriamento na escala diária e sazonal. Esse processo é mais proeminente na camada mais superficial do solo e, mais lentamente, induz os processos térmicos ao longo do perfil, limitados pela baixa velocidade de propagação da energia térmica no interior do solo, devido ao fluxo de calor ocorrer pelo processo de condução, descrito pela equação de Fourier e pelas propriedades do próprio tipo de solo (BAI; SCOTT; MIN, 2014).

A camada ativa começou a ser monitorada de forma sistemática a nível internacional no final do século XX, com a elaboração do Programa de Monitoramento de Camadas Ativas Circumpolares (CALM). Atualmente o CALM possui 168 sítios ativos nos dois hemisférios, desse total 15 estão localizados na Antártica. O programa tem como objetivo o monitoramento a longo prazo, e de facilitar a identificação das variações espaciais e os estudos de tendências e modelagens (DOBIŃSKI, 2020; HRBÁČEK *et al.*, 2018). De acordo com Hrbáček *et al.* (2018), no banco de dados global da Rede Terrestre para Permafrost (GTN-P), existem mais de 100 furos de monitoramento da temperatura do solo na Antártica, em maior concentração na Península e nos Vales Secos de Victoria Land. O permafrost, juntamente com a camada ativa, são um dos componentes mais importantes da criosfera (PATTON; RATHBURN; CAPPS, 2019). Podem ser relacionados, como um forte geoindicador natural de alterações nos padrões do clima regional, e até global (COLOMBO *et al.*, 2018; GUGLIELMIN; ELLIS EVANS; CANNONE, 2008; HRBÁČEK; NÝVLT; LÁSKA, 2017).

Estudos concluem sobre um aumento, na espessura da camada ativa (ALT) em grande partes das regiões frias, com exceção na Península Antártica, indicando degradação no permafrost (BOCKHEIM *et al.*, 2013; BOCKHEIM, 2015; COOK *et al.*, 2016; DOBIŃSKI, 2020; GUGLIELMIN; CANNONE, 2012; GUGLIELMIN; DALLE FRATTE; CANNONE, 2014; VAN GESTEL *et al.*, 2019). A instabilidade do permafrost, altera o regime hídrico do solo, facilita o transporte de materiais, aumenta a erosão, favorece o desenvolvimento do solo

e da comunidade vegetal, modificando assim, os ecossistemas e os ciclos biogeoquímicos dessas áreas (GUGLIELMIN; CANNONE, 2012; GUGLIELMIN; ELLIS EVANS; CANNONE, 2008).

Na Antártica, os padrões de variabilidade climática, também chamado de “modos”, são responsáveis pelo comportamento climático (KING; TURNER, 1997). O ENSO (El Niño-Oscilação Sul) é um modo de oscilação de acoplamento oceano-atmosfera de grande escala, ou seja, os impactos desse fenômeno são observados a nível global (ANDREOLI *et al.*, 2017; LORREY; FAUCHEREAU, 2018). O SO (Oscilação Sul) corresponde a parte atmosférica do ENSO, diz respeito a gangorra da pressão no pacífico equatorial, e pode ser monitorada através do Índice de Oscilação Sul (IOS). Os componentes oceânicos do ENSO, são a La Niña e o El Niño. De forma intermitente, pode ocorrer o El Niño (anomalias positivas de Temperatura da Superfície do Mar – TSM) e La Niña (anomalias negativas de TSM), conforme acontece resfriamento ou aquecimento das águas tropicais no pacífico central e oriental (ANDREOLI *et al.*, 2017; SANTOSO; MCPHADEN; CAI, 2017; TEDESCHI; GRIMM; CAVALCANTI, 2016; YU; KIM, 2013).

Quando existe El Niño, há uma alteração de circulação na célula Walker, devido à perda de força dos ventos alísios no oceano pacífico. Também ocorre uma intensificação das correntes dos jatos subtropical, devido mudanças na circulação na célula de Hadley. As intensificações nas correntes de jato, que são as conduções mais preferenciais das ondas de Rossby, podem ocasionar alteração nos padrões das ciclogêneses (ciclones) no mundo todo (ROY; TEDESCHI; COLLINS, 2019; TEDESCHI; COLLINS, 2017; TEDESCHI; GRIMM; CAVALCANTI, 2016; WANG *et al.*, 2017).

A periodicidade e força do ENSO, tem muita variabilidade desde a escala milenar até a decadal, no entanto nas últimas décadas tem intensificado o número de episódios extensos e fortes de ENSO. Por exemplo, o El Niño de 1997/1998, contribuiu para elevar a temperatura média global. Espera-se que as consequências extremas do ENSO, com forte influência no ciclo hidrológico, levem a secas severas e grandes inundações, e os modelos apontam maior potencial do nível catastrófico em um planeta mais aquecido (ROY; TEDESCHI; COLLINS, 2019; TEDESCHI; COLLINS, 2017).

Polvani *et al.* (2011) mostraram isoladamente as consequências tanto do aumento da concentração dos gases do efeito estufa, como da destruição da camada de ozônio, e provaram que para a circulação na troposfera no Hemisfério Sul (HS), os impactos da redução da camada de ozônio são de duas a três vezes mais catastróficos. As influências da depleção do ozônio

observadas pelos autores são: o resfriamento da calota polar, elevação da tropopausa, a alteração da posição latitudinal do jato de latitude média, expansão da célula de Hadley, a extensão das zonas secas subtropicais e a modificação da circulação dos ventos no verão austral. Segundo Mayewski *et al.* (2017), no HS as alterações da circulação atmosférica interferem na quantidade e transporte da umidade, tempestades, expansão e contração do gelo marinho, na circulação marinha e no aumento no nível do mar.

A Oscilação Antártica (AAO), conhecido também como Modo Anular Sul (SAM), possui variação natural, e é o padrão predominante nos países de alta latitude do HS (SIMPKINS *et al.*, 2012). O AAO, comanda cerca de 35% da variabilidade total do clima no HS, tem influência direta na circulação oceânica Antártica, na contração no gelo marinho, nos fluxos de CO₂ do oceano da Antártica e na produtividade biológica (MARSHALL *et al.*, 2011). Nas últimas décadas o AAO, tem tido caráter positivo, com maior tendência no verão austral, isso significa um aumento dos ventos de oeste (latitudes médias), e intensificação de baixas temperaturas em grande parte do continente Antártico. Porém na Península, ocorre advecção de ar quente vindos de oeste, dos mares (CLEM *et al.*, 2016). Quando o AAO, tem amplificação em altitude com destino a estratosfera, pode-se dizer que tem uma fase ativa, normalmente no final da primavera austral (LORREY; FAUCHEREAU, 2018).

De acordo com pesquisas, essa fase positiva mais intensa do AAO, deve-se ao aquecimento global, depleção da camada de ozônio, e maior emissão dos gases do efeito estufa (LORREY; FAUCHEREAU, 2018; POLVANI *et al.*, 2011; WELHOUSE *et al.*, 2016). O AAO, tem sistema anular, com pressão simétrica a nível sazonal, com sinais variando entre positivo e negativo, nas latitudes médias. A AAO, um modo climático de grande escala, possui padrões de variabilidade em escala: semanal, mensal e sazonal. A AAO, consegue interferir na magnitude da circulação média (baixa estratosfera), no tamanho da coluna de ozônio, e também no nível da tropopausa nas latitudes médias a altas (MAYEWSKI *et al.*, 2017; WALKER; GARDNER, 2017).

Além da temperatura do solo, as mudanças climáticas e a variabilidade dos fenômenos naturais, também impactam a umidade do solo (YENER; OZGENER; OZGENER, 2017). A umidade é determinante para caracterização do regime hidrotérmico em ambientes com permafrost, devido a interação da troca de energia, no fluxo de calor latente e calor sensível, representando um forte elo entre a superfície e subsuperfície (YANG *et al.*, 2020). De acordo com Yang *et al.* (2020), o regime de umidade do solo é influenciado por fatores locais, como geologia, cobertura, estrutura e textura do solo e sua hidrologia. A umidade do solo, está

associada também com os ciclos biogeoquímicos, determinante na disponibilidade de oxigênio e produção de carbono aeróbico (DU *et al.*, 2020).

Os estudos de tendências, têm sido amplamente utilizados para verificar alterações no regime hidrotérmico do solo (BISKABORN *et al.*, 2019; LARIOS *et al.*, 2018; NASANBAT *et al.*, 2018). Entre as técnicas utilizadas destaca-se o teste de Mann-Kendall (MK), que consiste em um método prático, aplicável em diversos softwares estatístico e de fácil interpretação (HAMED; RAMACHANDRA RAO, 1998; NASANBAT *et al.*, 2018). Neste estudo, utilizou-se o método de MK para identificar tendências temporais de aquecimento ou resfriamento, da temperatura do ar e do solo em 6 sítios, localizados em diferentes latitudes, na Antártica Marítima até a Península.

Neste contexto, o objetivo geral deste estudo, foi analisar a tendência hidrotérmica em diferentes escalas temporais de seis (6) sítios, localizados na Antártica Marinha e Peninsular, além de avaliar as correlações entre eventos climáticos de grande escala e o regime térmico do solo, com dados históricos de ENSO e AAO.

CAPÍTULO I

TENDÊNCIA DA TEMPERATURA DO SOLO E DINÂMICA DA CAMADA ATIVA NA PENÍNSULA DE FILDES, ILHA DE REI GEORGE - ANTÁRTICA MARINHA

RESUMO

A temperatura do solo é vital em termos físicos, químicos e biológicos. Primordial nos processos do movimento da água e troca de fase. A temperatura do solo, tem recebido mais atenção, devido sua sensibilidade a mudanças no clima e sua importância na previsão da extensão do permafrost, que constitui um produto do clima frio. O presente estudo, teve como objetivo o monitoramento e análise da tendência temporal, estimativa da Espessura da Camada Ativa - ALT e correlação com os eventos climáticos de grande escala, por meio da temperatura do solo, em diferentes profundidades na Península de Fildes, Ilha de Rei George - Antártica. Os dados, foram registrados por meio de termistores conectados a um data logger em diferentes profundidades. Foram aplicadas diferentes técnicas para o estudo de tendência temporal da temperatura do solo, como o teste de autocorrelação serial, tendência de Mann-Kendall, Sen-Slope e Pettitt. Foi também utilizada a correlação de Spearman entre a temperatura do ar, com as diferentes profundidades do solo. Dados diários de chuva e neve, foram utilizados para analisar a umidade do solo. A espessura da camada ativa foi estimada através da temperatura máxima mensal e o limite inferior do permafrost através da temperatura mínima mensal. A correlação de Spearman entre o ENSO (El Niño Oscilação Sul), AAO (Oscilação Antártica) e a temperatura do solo, foram calculadas. As análises de tendência sazonais, foram significativas somente para o verão, com tau de Mann-Kendall, inclinação de Sen-Slope e Pettitt positivos para as profundidades 67,5 e 83,5 cm. As análises mensais também foram de aquecimento, com predominância para os meses de agosto, setembro e novembro. Já as análises anuais e de diferentes lag's, foram de resfriamento para diferentes profundidades, em vários períodos ao longo de toda série. No entanto, para série completa (2008-2018), não foi observado tendência. A temperatura do ar obteve maior correlação (0,82), com a profundidade mais superficial do solo (10,5 cm). O congelamento foi o processo predominante em todas as profundidades para a série (2008-2018). Observou-se o aumento dos dias isotérmicos com a profundidade, e migração do máximo de dias de congelamento do inverno para primavera. Os picos máximos de umidade do solo, coincidiram com os períodos de maior precipitação pluvial e de neve. A ALT média, foi de 92,61 cm (2008 - 2018). As maiores correlações de Spearman da temperatura do solo com os fenômenos de ENSO, foram em 2015 para todas as profundidades do solo, com valor de correlação acima de 0,86. Para as correlações da temperatura do solo com o AAO, foram significativos e pelo menos uma correlação acima de 0,5, os anos de 2011, 2017 e 2018. A temperatura é uma variável de difícil monitoramento e sua estimativa ainda é complexa, no entanto, se destaca como elemento chave para estudos de ambientes sensíveis as mudanças climáticas, como os com presença de permafrost.

Palavras-chave: temperatura do solo, permafrost, variabilidade climática.

ABSTRACT

Soil temperature is vital in physical, chemical and biological terms. Primordial in the processes of water movement and phase change. Soil temperature has received more attention due to its sensitivity to changes in climate and its importance in predicting the extent of permafrost, which is a product of the cold climate. The present study aimed at monitoring and analyzing the temporal trend, estimation of the Active Layer Thickness - ALT and correlation with large-scale climatic events, through soil temperature, at different depths on the Fildes peninsula, Ilha de King George - Antarctica. The data were recorded using thermistors connected to a data logger at different depths. Different techniques were applied to study the temporal trend of soil temperature, such as the serial autocorrelation test, Mann-Kendall, Sen-Slope and Pettitt tendencies. Spearman's correlation between air temperature and different soil depths was also used. Daily data on rain and snow were used to analyze soil moisture. The thickness of the active layer was estimated through the maximum monthly temperature and the lower limit of permafrost through the minimum monthly temperature. Spearman's correlation between ENSO (El Niño South Oscillation), AAO (Antarctic Oscillation) and soil temperature were calculated. Seasonal trend analyzes were significant only for summer, with Mann-Kendall tau, positive Sen-Slope and Pettitt slope for depths 67.5 and 83.5 cm. The monthly analyzes were also for heating, with predominance for the months of August, September and November. The annual and different lag's analyzes, on the other hand, were cooling to different depths, in various periods throughout the series. However, for the complete series (2008 - 2018), there was no trend. The air temperature obtained the highest correlation (0.82), with the most superficial depth of the soil (10.5 cm). Freezing was the predominant process at all depths for the series (2008-2018). There was an increase in isothermal days with depth, and migration of the maximum freezing days from winter to spring. The maximum peaks of soil moisture, coincided with the periods of greater rainfall and snow. The average ALT was 92.61 cm (2008 - 2018). There was an increase in isothermal days with depth, and migration of the maximum freezing days from winter to spring. The maximum peaks of soil moisture, coincided with the periods of greater rainfall and snow. The average ALT was 92.61 cm (2008 - 2018). Spearman's greatest correlations between soil temperature and ENSO phenomena were in 2015 for all soil depths, with a correlation value above 0.86. For the correlations of soil temperature with AAO, the years 2011, 2017 and 2018 were significant and at least one correlation above 0.5. Temperature is a variable that is difficult to monitor and its estimate is still complex, however, it stands out as a key element for studies of environments sensitive to climate change, such as those with the presence of permafrost.

Key words: soil temperature, permafrost, climatic variability.

1. INTRODUÇÃO

A maior parte dos estudos sobre modelagem e cenários futuros de mudanças climáticas, evidenciam elevação da temperatura do ar e do nível dos oceanos em escala global, em especial nas altas latitudes (GOVIL *et al.*, 2018). Outros processos relacionados também são previstos, como a acidificação dos oceanos, alterações nos padrões dos ventos e maior depleção da camada de ozônio, principalmente na Antártica (HUGHES *et al.*, 2017). Além da intensificação dos eventos extremos, que também podem estar relacionadas, com as mudanças climáticas (POLVANI *et al.*, 2011). O aquecimento anormal do planeta tem modificado os padrões das atividades ciclônicas, aumentando a ocorrência e a intensidade dos fenômenos meteorológicos, o que afeta a disponibilidade de água e nutrientes, e também influencia na distribuição da vegetação em várias regiões, além da extinção de diversas espécies da fauna (FERNANDINO; ELLIFF; SILVA, 2018).

A Antártica é o ambiente ideal para identificar os efeitos das mudanças e as variabilidades climáticas, considerada um grande laboratório natural, devido sua sensibilidade a qualquer alteração no clima global (ALMEIDA *et al.*, 2017). A Antártica é responsável por influenciar e controlar diversos processos na atmosfera e, desempenha importante papel no balanço de energia e radiação do planeta devido às trocas de calor latente, pelos processos de congelamento e descongelamento da água, e o alto poder de reflexão da criosfera (albedo superior a 90 %) (GOVIL *et al.*, 2018). Destaca-se também como grande sumidouro de energia (regulador térmico) e, junto com o Ártico, contém a maior reserva de gelo e de água doce do mundo (WALKER; GARDNER, 2017).

O norte da Península Antártica é a região em que as temperaturas atmosféricas apresentaram o maior incremento no período de 1950-2000, cerca de 2,5°C, isso é muito maior que a média global de 0,6 °C para o mesmo período (TURNER *et al.*, 2014). Como consequência, o recuo das geleiras nessa região tem sido crescente e a tendência é de aumento maior no futuro, expondo novas áreas a grandes mudanças geomorfológicas, biológicas e hidrológicas (SOLOMINA *et al.*, 2016). Devido à essa proximidade com o limite climático do permafrost, essa é uma área crucial para analisar as interações clima-solo (HRBÁČEK *et al.*, 2018; MICHEL *et al.*, 2012).

A variabilidade climática exerce influência nos fluxos turbulentos da atmosfera e age diretamente sobre diversas variáveis meteorológicas, como a temperatura do ar e do solo (BAI; SCOTT; MIN, 2014). A temperatura da superfície dos oceanos na Antártica, são influenciados também por diversos modos de variabilidade climática. Esses modos estão relacionados a

interação oceano-atmosfera, como o índice de Oscilação Antártica (AAO), também conhecido por Modo Anular do Sul (SAM) e o El Niño - Oscilação Sul (ENSO) (CHAVES *et al.*, 2017).

Esses fenômenos agem de forma diferente na Antártica continental e marítima. O AAO atua diretamente nas condições de clima na superfície, no comportamento da circulação atmosférica e na cobertura espacial do gelo marinho na Antártica (LORREY; FAUCHEREAU, 2018; RETAMALES-MUÑOZ; DURÁN-ALARCÓN; MATTAR, 2019; WALKER; GARDNER, 2017). Já o ENSO exerce influência nos campos de pressão, na temperatura em altas latitudes sul no verão austral e também coordena a variabilidade interanual do campo de gelo marinho (YUAN *et al.*, 2004). De acordo com Turner *et al.* (2016), o ENSO também exerce influência nos mares circundantes da Antártica, alterando a temperatura na superfície do mar. Esses efeitos são intensificados, quando ocorre a interação dos sistemas conjuntos, entre o AAO e o ENSO, conhecido como teleconexões atmosférica (GHARINEIAT; DENG, 2018; L'HEUREUX *et al.*, 2019).

Esses fenômenos também afetam a temperatura do solo, a qual é um fator importante por incidir diretamente nos ciclos biogeoquímicos, com maior ênfase no ciclo da água e do carbono, nas atividades microbianas, na mineralização da matéria orgânica, reações químicas do solo, na pedogênese e difusão dos solutos e dos gases (JIANG *et al.*, 2016). Devido à sensibilidade da temperatura do solo em descrever os processos que estão ocorrendo no ambiente, ainda mais em áreas com presença de permafrost, é importante o estudo dos padrões da temperatura na camada ativa do solo, que é dependente da condutividade térmica, do calor específico, da emissividade da superfície, assim como está relacionada aos fatores externos, as condições atmosféricas e sua variação sazonal, e aos fatores intrínsecos como textura e composição do solo, cobertura e relevo (RASMUSSEN *et al.*, 2018).

Grande parte dos estudos sobre a temperatura do solo estão concentrados em aspectos de previsão e modelagem. Recentemente alguns estudos têm investigado a tendência da temperatura do solo, mas ainda com pouca ênfase sobre a dinâmica do regime térmico (BAI; SCOTT; MIN, 2014; BELTRAMI; KELLMAN, 2003; JIANG *et al.*, 2016). Essa escassez de estudos deve-se a indisponibilidade e acessibilidade de séries históricas de temperatura do solo, apresentando-se mais restrita em relação a outras variáveis hidro-climáticas (PINGALE *et al.*, 2014). Vários autores, comentam a defasagem de dados temporais e espaciais, como restritivo para estudos mais detalhados e conseqüentemente para tomada de decisão e, ou elaboração de políticas públicas (FERNANDINO; ELLIFF; SILVA, 2018).

Análises de tendência em séries temporais têm sido aplicadas com frequência para realizar diagnósticos e prognósticos (cenários), e o teste de tendência de Mann-Kendall (MANN, 1945; KENDALL, 1975) destaca-se por detectar tendências monotônicas em séries ambientais, meteorológicas, hidrológicas e, após os relatórios do IPCC, o uso deste teste pode subsidiar respostas para mitigação do aumento da temperatura sob diferentes condições (PANWAR; AGARWAL; DEVADAS, 2018).

Os processos atmosféricos que ocorrem na região Antártica são considerados como componente-chave para compreender o clima na América do Sul, especialmente no Brasil. Devido a importância dos estudos de tendência em variáveis ambientais para entender os efeitos da variabilidade climática e os eventos extremos, o presente estudo teve como objetivo analisar a dinâmica, espessura da camada ativa e sua tendência temporal, e avaliar a correlação entre a temperatura do solo e os modos de variabilidade climática (AAO e ENSO). Foi utilizada uma série de 10 anos de temperatura do solo, coletados em diferentes profundidades, na Península de Fildes, Ilha Rei George, Antártica Marítima.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Caracterização da área de estudo

A Península de Fildes está localizada ao oeste da Ilha de Rei George, que faz parte do Arquipélago da Shetland do Sul, na Antártica Marinha (Figura 1).

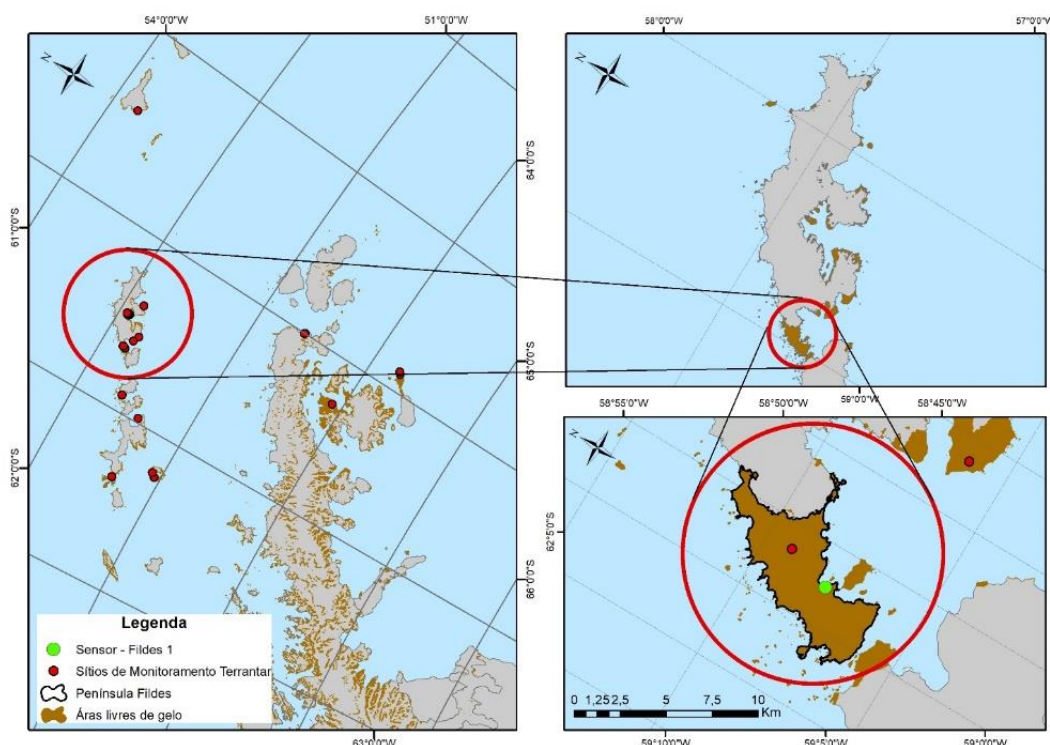


Figura 1. Pontos de monitoramento da temperatura do solo, na Península Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.

A Península Fildes, possui aproximadamente 29 km² e se destaca por possuir a maior área livre de gelo da Ilha de Rei George. A classificação climática segundo Köppen (1936) é ET (Clima de Tundra), pois a temperatura do ar média no verão (DJF) fica acima de 0 °C (GEIGER, 1936). A precipitação pluvial anual varia entre 350 a 500 mm, com máximo no período de verão.

A vegetação encontrada é majoritariamente composta por líquens e musgos. As principais classes de solos são os Cryosol e os Arenosol; também ocorrem Leptosols, Gleysols e Cambisols (MICHEL *et al.*, 2014b). Ainda segundo esses autores, os solos apresentam desenvolvimento pedogenético conforme os padrões Antárticos e sofrem influência da crioturbação e da ornitogênese, sendo rasos e pouco desenvolvidos. A paisagem da Península é composta por uma série de feições de relevo periglaciais com idade aproximada entre 8.000 e

6.000 anos A.P, sendo influenciada principalmente pela dinâmica de avanço e recuo da geleira Collins, que deixa exposta uma topografia suave a suave-ondulado, com domínio de planície recortada por afloramentos rochosos de basalto (MICHEL *et al.*, 2014b).

2.2 Séries temporais de temperatura do solo, do ar, precipitação pluvial e neve

As coordenadas do sítio de monitoramento da temperatura e umidade do solo na Península Fildes são: 62°12'21" S e 58°57'61" W (*datum* WGS-84). O local de instalação do sítio está em domínio de Criosolos Túrbicos (WRB-FAO, 2015), a 65 m de elevação, sendo esse o tipo de solo mais comum nessa Península, a cobertura do solo é composta por vegetação espaçada de musgos e líquens, em uma área de nidificação de skuas (*Stercorarius antarcticus*), com declividade de 3% (MICHEL *et al.*, 2014a).

O sistema possui quatro sensores de temperatura do solo nas seguintes profundidades: 10,5; 32,5; 67,5 e 83,5 cm e um sensor de umidade do solo a 83,5 cm de profundidade. Os termistores (precisão de ± 0.2 °C, modelo 107 Temperature Probe, Campbell Scientific Inc, Utah, USA) foram dispostos verticalmente e conectados à um datalogger (modelo CR 1000, Campbell Scientific Inc., Utah, EUA), com registro de dados em uma periodicidade de 1 hora, com início em 01 de março de 2008 até 08 de dezembro de 2018. O critério para definir a profundidade de cada termistor foi a diferenciação pedológica de horizontes.

O primeiro procedimento foi verificar a ocorrência de erro de fuso horário cometidos no processo de descarga dos dados de temperatura e umidade do solo. Quando houve falhas, foi realizado o preenchimento dos dados faltantes, com a função NA.MA (pelo método Média Móvel Ponderada). Por meio da análise exploratória foram detectados possíveis outliers, e também se calculou a temperatura do solo média, mínima, máxima, amplitude diária e mensal para cada profundidade. Em dez anos de monitoramento, foram gerados 471.320 dados, de temperatura e umidade do solo.

As séries foram filtradas pelo método do filtro de diferença de quartil (Quartile Difference filter). A função extrai sinais de séries temporais considerando a diferença do quartil mínimo em um intervalo de tempo móvel, esses procedimentos foram realizados no software R (R CORE TEAM, 2018).

2.3 Análise de tendência, autocorrelação na série de dados

O teste estatístico de Mann-Kendall (MK), não-paramétrico, tem sido largamente utilizado para verificar a existência de tendências especialmente em dados hidrológicos e climatológicos, como por exemplo, a temperatura (PINGALE *et al.*, 2014). No teste, a ordem de classificação do evento e a sua ordem temporal importam (ARAGHI; MOUSAVI-BAYGI; ADAMOWSKI, 2017).

O Mann-Kendall (MK) mede o grau com que uma tendência está aumentando (1) ou diminuindo (-1) consistentemente no tempo, determinada com base do tau de Mann-Kendall, isto é, a frequência relativa de concordâncias menos a frequência relativa das discordâncias (PINGALE *et al.*, 2014). Valores positivos indicam tendência de aumento e valores negativos tendência de diminuição. A hipótese nula do teste é que não há tendência nos dados e a hipótese alternativa é que os dados representam uma tendência monótona. O teste MK original é calculado por MANN (1945) e KENDALL (1975):

$$S_t = \sum_{c=1}^{n-1} \sum_{d=c+1}^n \text{sign}(x_d - x_c) \quad (1)$$

$$\text{sign}(x_d - x_c) = \begin{cases} +1 & \text{if } x_d > x_c \\ 0 & \text{if } x_d = x_c \\ -1 & \text{if } x_d < x_c \end{cases} \quad (2)$$

$$\text{Var}(S_t) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{c=1}^n tc(c)(c-1)(2c+5)}{18} \quad (3)$$

$$Z = \begin{cases} \frac{S_t - 1}{\sqrt{\text{Var}(S_t)}} & \text{if } S_t > 0 \\ 0 & \text{if } S_t = 0 \\ \frac{S_t + 1}{\sqrt{\text{Var}(S_t)}} & \text{if } S_t < 0 \end{cases} \quad (4)$$

em que, x_d e x_c são pontos de dados da série temporal, n é o comprimento da série de dados e tc é a soma de t , que representa o número de ligações ou duplicatas da extensão c .

No entanto, tratando-se de dados ambientais com padrões influenciados pelo efeito da sazonalidade, é necessário realizar o teste de autocorrelação serial, pois a possibilidade das séries apresentarem autocorrelação podem mascarar o teste de tendência (HIRSCH; SLACK; SMITH, 1982). De forma prática, identifica-se autocorrelação confeccionando um

correlograma, em que os coeficientes de autocorrelação são plotados por diferentes lags. Autocorrelação de Lag-k e coeficiente (rk) em uma série temporal pode ser calculado usando-se a equação 5 e 6 (YUE; WANG, 2004), os testes são avaliados com 95 % de confiabilidade:

$$n_k = \frac{\frac{1}{n-k} \sum_{t=1}^{n-k} [x_t - E(x_t)][x_{t+k} - E(x_{t+k})]}{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n [x_t - E(x_t)]^2} \quad (5)$$

$$E(x_t) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n x_t \quad (6)$$

em que, $E(x_t)$ é a média dos dados da amostra. Se os dados da amostra estiverem em série correlacionada, a significância da autocorrelação serial *lag-1* no nível de significância de $\alpha = 0.1$ do teste bicaudal é avaliado usando a seguinte equação:

$$\frac{-1 - 1.645\sqrt{n-2}}{n-1} \leq r_1 \leq \frac{-1 + 1.645\sqrt{n-2}}{n-1} \quad (7)$$

Se a autocorrelação for significativa, neste caso, utiliza-se o teste de Mann-Kendall modificado. A autocorrelação altera a variância da estimativa de Mann-Kendall, e a presença de uma tendência altera a estimativa da magnitude da correlação serial. Yue; Wang (2004) descrevem inúmeros métodos modificados do teste de Mann-Kendall, adaptado por diversos autores, entre eles pode ser citado: testes pré-branqueamento (PW), pré-branqueamento sem tendência (TFPW) e Mann-Kendall modificado por meio da correção de variância, calculando o tamanho efetivo da amostra. Constatando-se a autocorrelação serial, para a situação desta análise o teste mais apropriado é o método proposto por Hamed e Rao (1998).

2.4 Teste de tendência – Mann Kendall modificado

Hamed; Rao (1998) propuseram um método de base empírica, utilizado para o cálculo do tamanho efetivo da amostra (ESS). O ESS é útil para compensar o efeito da correlação serial da variância, denominada de correção de variância (VCA). A variância modificada é dada por:

$$V^*(S) = V(S) \frac{n}{n^*} \quad (8)$$

em que: $V(S)$ é a variância da estatística de MK para os dados da amostra original, em que n é o tamanho da amostra; n^* é o ESS; e n/n^* é o fator de correção devido a existência da correlação serial em dados da série.

A estatística MK padronizada modificada Z^* é dada por:

$$Z^* = \begin{cases} \frac{S_t - 1}{\sqrt{V^*(S_t)}} & \text{if } S_t > 0 \\ 0 & \text{if } S_t = 0 \\ \frac{S_t + 1}{\sqrt{V^*(S_t)}} & \text{if } S_t < 0 \end{cases} \quad (9)$$

O fator de correção é calculado por:

$$\frac{n}{n^*} = 1 + \frac{2}{n(n-1)(n-2)} \sum_{j=1}^{n-1} (n-k)(n-k-1)(n-k-2)r_k^R \quad (10)$$

em que, r_k^R é o $lag-k$ coeficiente de correlação serial dos ranks da série, substituindo os dados da série, por seus ranks na seguinte fórmula:

$$r_k = \frac{\frac{1}{n-k} \sum_{t=1}^{n-k} [X_t - E(X_t)][X_{t+k} - E(X_{t+k})]}{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n [X_t - E(X_t)]^2} \quad (11)$$

$$E(X_t) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n X_t \quad (12)$$

em que, r_k é o coeficiente de correlação serial $lag-k$ dos dados da série X_t , e $E(X_t)$ é a média do dados.

A variância corrigida é então utilizada para substituir a antiga variância para a reconstrução dos intervalos de confiança e as regiões críticas. Constatando-se tendência positiva ou negativa, o teste de análise da intensidade da tendência, ou seja, testes que medem o grau de inclinação da reta devem ser aplicados.

Os testes realizados no presente trabalho para identificar tendência foram aplicados nas escalas: mensal, anual, sazonal (verão/inverno) e com lag's de 2, 3 e 4 anos.

2.5 Teste de Sen-Slope

O teste de Sen-Slope (SEN, 1968), teste não-paramétrico, faz uma estimativa da inclinação de tendência da série por meio da equação:

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k} \text{ para } i = 1, \dots, N, \quad (13)$$

em que, x_j são os valores dos dados no tempo j e $k(j > k)$ respectivamente.

Para apenas um dado para cada intervalo de tempo, tem-se:

$$N = \frac{n(n-1)}{2} \quad (14)$$

em que, n é o número de intervalos de tempo, se tratando de vários intervalos de tempo:

$$N < \frac{n(n-1)}{2} \quad (15)$$

em que, o índice subscrito n é o número total de observações.

N e Q_i são classificados em ordem crescente e a mediana do estimador de inclinação de Sen-Slope é dada por:

$$Q_{med} = \begin{cases} Q_{[(N+1)/2]}, & \text{se } N \text{ para singular} \\ \frac{Q_{[N/2]} + Q_{[(N+2)/2]}}{2}, & \text{se } N \text{ para uniforme} \end{cases} \quad (16)$$

O sinal do valor de Q_{med} indica a tendência dos dados, e o seu valor mostra a inclinação da tendência. Mas é com base no intervalo de confiança que é determinado se a inclinação é diferente estatisticamente de zero, no intervalo de confiança a 95 % de confiança e, pode ser calculado pela equação:

$$C_\alpha = Z_{1-\frac{\alpha}{2}} \sqrt{Var(S)} \quad (17)$$

em que, $Var(S)$ está definido na equação (21) e $Z_{1-\frac{\alpha}{2}}$ foi determinado na tabela de distribuição

normal. Quando $Q_{Máximo}$ e $Q_{mínimo}$ tem o mesmo sinal, Q_{med} é estatisticamente diferente de 0.

Com a tendência significativa, o teste para identificar em qual momento houve a mudança brusca na tendência deve ser realizado.

2.6 Teste de Pettitt

O teste de Pettitt, não-paramétrico, é utilizado em dados que pertencem a mesma população (PETTITT, 1979). É um teste capaz de detectar exatamente o ponto de mudança numa série de dados, Pettitt (1979) propõe uma nova versão da estatística de Mann-Whitney para ser utilizada para derivar probabilidades de significância aproximada para testar "não-mudança" contra "mudança".

A estatística faz a contagem do número de vezes que um dado da primeira amostra, é maior que um dado da segunda amostra. A verificação é realizada pela seguinte equação:

$$U_{i,T} = U_{i-1,T} + \sum_{j=1}^T \text{sgn}(X_i - X_j) \text{ para } i = 2, \dots, T, \quad (18)$$

em que, $\text{sgn}(x)=1$ para $x>0$; $\text{sgn}(x)=0$ para $x=0$; $\text{sgn}(x)=-1$ para $x<0$.

Calcula-se $U_{i,T}$ para os valores $1 < i < T$, e $k(t)$:

$$k(t) = \text{MAX}_{1 \leq i \leq T} |U_{i,T}| \quad (19)$$

É calculado então o ponto em que ocorreu a alteração brusca da tendência, de acordo com a média da série temporal analisada, e a significância é calculada por:

$$p \cong 2 \exp \left\{ -6k(t)^2 / (T^3 + T^2) \right\} \quad (20)$$

A mudança brusca ocorre no ponto em que t é o máximo de $k(t)$, calcula-se os valores crítico de K por meio da equação:

$$K_{crit} = \pm \sqrt{\frac{-\ln(p/2)(T^3 + T^2)}{6}} \quad (21)$$

Os testes de Sen-Slope e Pettitt foram aplicados na série temporal nas escalas definidas, após a confirmação de significância do teste de Mann-Kendall.

2.7 Interação entre as profundidades e a temperatura do ar

2.7.1 Correlação de Spearman

O coeficiente de correlação de Spearman, não-paramétrico, não exige uma distribuição linear entre as variáveis, também não apresenta sensibilidade de assimetrias na distribuição e é apontado como método adequado para o tipo de correlação exigido no trabalho. O método

realiza cálculos dos postos e, considera a ordem dos dados como um fator relevante e não somente o seu valor, sugerido então para constatação do inter-relacionamento da variável em análise (SANGEL; CAVALCANTI, 2014). Foi utilizado no estudo para avaliar a correlação da temperatura do solo em diferentes profundidades e a temperatura do ar. A correlação pode ser obtida pela seguinte equação:

$$r_s = 1 - \frac{6 * \sum_{i=1}^n d_i^2}{n^3 - n} \quad (22)$$

em que, $d_i = r_{xi} - r_{yi}$, com r_{xi} e r_{yi} variando de 1 a n .

2.8 Cálculos dos dias de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento, isotermais, graus de congelamento e descongelamento

Os dias de **congelamento** consistem em dias em que todas as medições horárias da temperatura do solo são negativas e pelo menos uma leitura é mais fria que $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$; dias de **descongelamento**, são os dias em que todos os horários as medições da temperatura do solo são positivas e pelo menos uma leitura é mais quente que $+0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$; dias **isotérmicos**, são definidos como dias em que todas as medições horárias variam apenas entre $\pm 0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$; dias de **congelamento-descongelamento** são os dias em que existam temperaturas negativas e positivas com pelo menos um valor superior a $\pm 0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (GUGLIELMIN; ELLIS EVANS; CANNONE, 2008). Os cálculos foram realizados em escala anual e sazonal para cada sítio.

2.9 Correlação dos dados de temperatura do ar e do solo em diferentes profundidades

Os dados de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) foram obtidos para uma área próxima ao sítio de Fildes, na estação do Centro Meteorológico Antártico da base Chilena, localizada a noroeste da base Presidente Eduardo Frei - Ilha de Rei George, nas coordenadas: $62^{\circ}11'46''\text{ S}$ e $58^{\circ}59'18''\text{ W}$, com 45 m de altitude, distante 1,9 km do sítio. Os dados foram obtidos em formato “csv”, com as médias diárias para o período correspondente as séries de temperatura do solo. A partir da organização dos dados, foi realizado a matriz de correlação entre a temperatura do ar e do solo nas profundidades 10,5; 32,5; 67,5 e 83,5 cm.

2.10 Análise da umidade do solo com os dados de precipitação e neve

Os dados diários de precipitação pluvial (mm) e neve fresca (cm) (KPDC_CMAKSS_2008 até KPDC_CMAKSS_2018), foram fornecidos pelo Instituto de Pesquisa Polar da Coreia do Sul, da estação meteorológica da King Sejong Station - Ilha de Rei George, com coordenadas: 62°13'22" S, 58°47'18" W, com distância de 9 km em linha reta do sítio de monitoramento em Fildes. Os dados foram plotados em conjunto com a umidade do solo à 83,5 cm de profundidade, para analisar o efeito da precipitação dos picos de umidade de solo.

2.11 Cálculo da espessura da camada ativa - ALT

A ALT, foi calculada de acordo com a temperatura máxima. Utilizou-se um modelo com regressão, para determinar o ponto que a temperatura máxima mensal atingiu 0 °C, determinou-se esse ponto, como a profundidade máxima, da camada ativa do solo. O limite inferior do permafrost foi estabelecido quando a temperatura mínima atingiu 0 °C (Figura 2) (DOBINSKI, 2020; BORIS, BISKABORN, 2019).

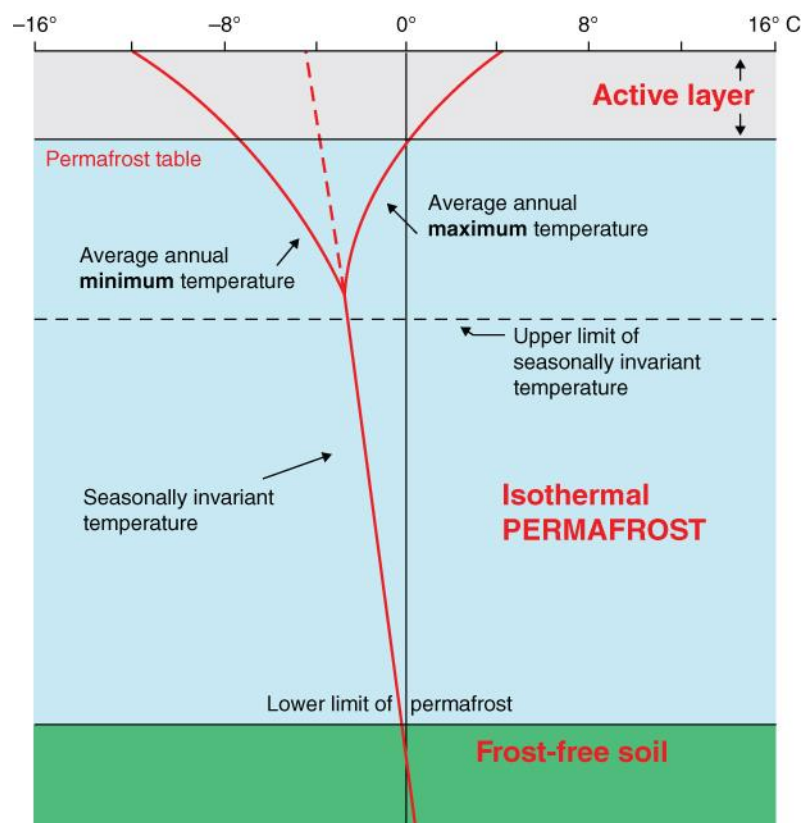


Figura 2. Esquema da camada ativa do permafrost, indicando o limite da camada ativa e do permafrost de acordo com a temperatura máxima e mínima. Adaptado de Dobinski (2011).

2.12 Correlação da temperatura do solo com os fenômenos de ENSO (El Niño-Oscilação Sul) e AAO (Antarctic Oscillation)

As correlações de Spearman, foram realizadas mensalmente para toda série de Fildes (2008-2018). Os dados do ENSO e AAO, foram adquiridos no site do Climate Prediction Center (CPC) (Disponível em: <https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/>). O CPC utiliza o Índice de Niño Oceânico (ONI), para caracterizar as fases positivas (El Niño) e negativas (La Niña) do ENSO. As intensidades dos fenômenos El Niño e La Niña, foram classificados de acordo com a Tabela 1, com metodologia proposta por Null (2018).

Tabela 1. Classificação do Índice de Niño Oceânico (ONI), para os eventos de ENSO.

Evento	Intensidade ONI (°C)	Classificação
El Niño	≥ 1.5	Forte
	1 – 1.4	Moderado
	0.5 – 0.9	Fraco
Neutralidade	-0.4 – 0.4	Neutro
La Niña	-0.5 – -0.9	Fraco
	-1 – -1.4	Moderado
	≤ -1.5	Forte

Fonte: (NULL, 2018), disponível em: <https://ggweather.com/enso/oni.htm>.

3. RESULTADOS

3.1 Análise descritiva dos dados

O regime térmico da camada ativa do solo, apresentou temperatura média de todo o período (2008 - 2018) negativa para todas as profundidades (Tabela 2). Em 2017 ocorreram as maiores amplitudes térmicas diárias para todas as profundidades. A temperatura do ar média para o período (2008-2018) foi de $-1,86\text{ }^{\circ}\text{C}$, a mínima e máxima média anual ocorreu em 2015 ($-2,97\text{ }^{\circ}\text{C}$) e 2009 ($-0,66\text{ }^{\circ}\text{C}$), respectivamente.

Tabela 2. Análise descritiva da temperatura do solo (máxima, média e mínima), no período de 2008 – 2018, na Península de Fildes – Ilha de Rei George, Antártica.

Prof.(cm)	Temp. Mín.($^{\circ}\text{C}$)	Temp. Máx. ($^{\circ}\text{C}$)	Temp. Méd ($^{\circ}\text{C}$)	Ampl. Máx.($^{\circ}\text{C}$)
10.5	-11.39 (06/24/2017)	9.00 (01/24/2015)	-1.03	7.45 (01/19/2017)
32.5	-8.00 (08/06/2011)	3.02 (01/20/2017)	-1.00	1.92 (07/28/2017)
67.5	-6.51 (08/07/2011)	1.19 (02/20/2018)	-1.12	0.63 (06/24/2017)
83.5	-5.49 (08/08/2011)	0.66 (02/23/2018)	-0.94	0.40 (06/25/2017)

Em todos os anos e profundidades, a temperatura média anual também foi negativa, com destaque para os anos de 2011 e 2015, com as menores temperaturas anuais da série, e os anos de 2014 e 2016, com as maiores temperaturas médias anual do solo (Figura 3).

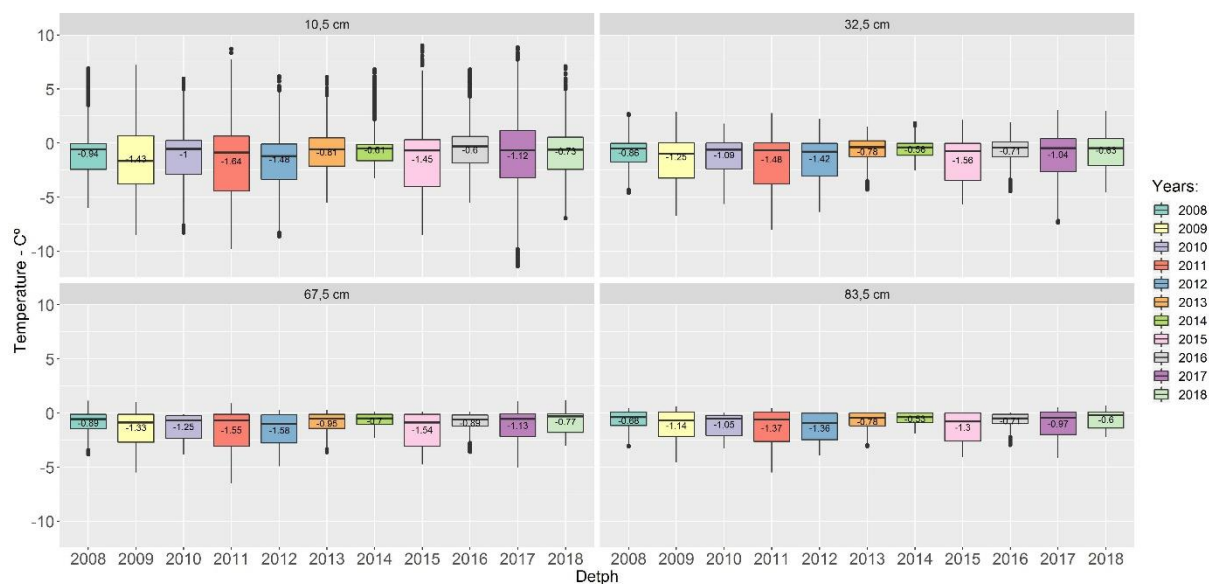


Figura 3. Boxplot das temperaturas médias anual para as profundidades 10.5; 32.5; 67.5; e 83.5 cm do solo da Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.

Com base na série temporal (Figura 4), observou-se que com o aumento da profundidade, ocorre menor amplitude térmica e atraso nas fases de máximos e mínimos. Alguns padrões foram observados, de forma geral, os anos ímpares (2009, 2011, 2015 e 2017) ocorreram os invernos mais frios (extremos). E nos anos pares (2008, 2010, 2014, 2016 e 2018) ocorreram invernos menos intensos, com destaque para os anos de 2014, 2016 e 2018. É possível que haja correlação deste comportamento térmico com fenômenos em escala local, regional e até global.

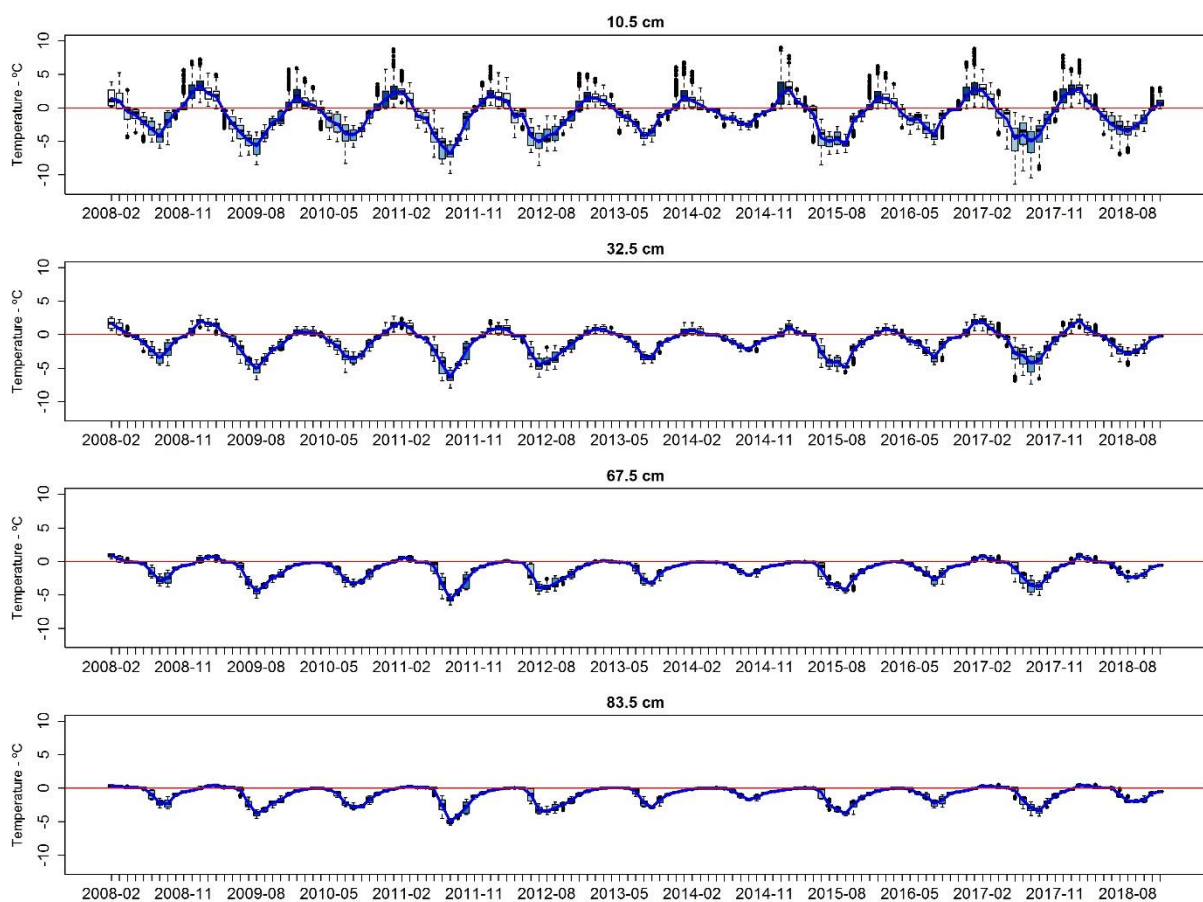


Figura 4. Série temporal dos dados de temperatura, nas diferentes profundidades do solo da Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.

3.2 Teste de autocorrelação na série de dados

A correlação serial indica medidas de associação entre instantes de tempo de uma mesma série temporal (ARAGHI; MOUSAVI-BAYGI; ADAMOWSKI, 2017). Para visualizar os coeficientes de autocorrelação *versus* diferentes lag's, foram plotados correlogramas (Figura

5), onde é possível detectar a autocorrelação significativa diferente de zero nos diferentes lag. Os valores de ACF amostral extrapolam o intervalo de confiança ao nível de 95% de confiança, delimitado pelas linhas tracejadas. Portanto, a versão modificada do teste MK de Hamed e Rao (1998) foi utilizada para as séries de temperatura do solo.

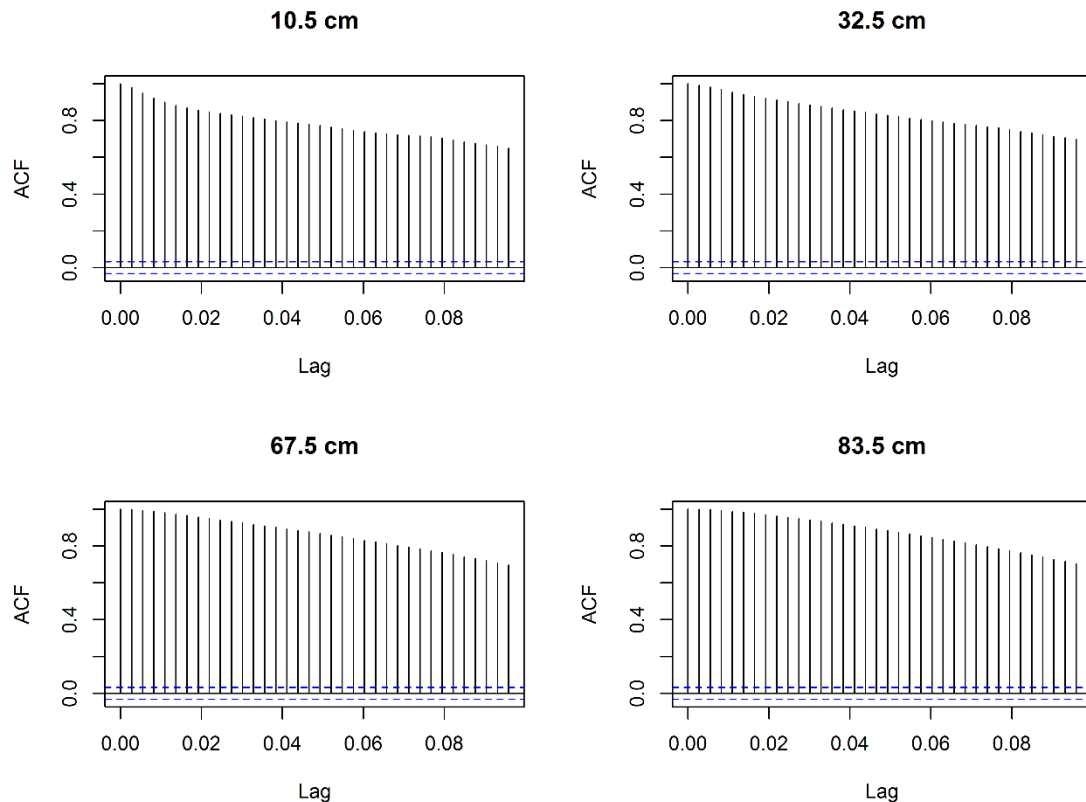


Figura 5. Função de autocorrelação amostral - ACF para temperatura do solo nas profundidades 10.5; 32.5; 67.5; e 83.5 cm na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.

3.3 Teste de tendência - Mann-Kendall (MK) modificado de Hamed e Rao (1998)

O teste MK-modificado, foi eficiente em detectar tendências significativas de aumento (positiva) ou diminuição (negativa) da temperatura do solo em diferentes escalas: mensal; sazonal; anual; com lag's de 2, 3 e 4 anos e para série completa (2008 – 2018). Para as análises mensais, o teste foi positivo e significativo para todas as profundidades. Os meses que foram significativos, variaram conforme a profundidade, com maior predominância, nos meses de agosto, setembro e novembro. Para sazonalidade, somente no verão, o MK-modificado foi significativo, com valor positivo, ou seja, existiu tendência de aumento da temperatura do solo para as duas maiores profundidades. No entanto, para o teste anual (para cada ano), as tendências foram de resfriamento na maior parte dos anos, exceto para 2010 e 2016, que o teste

não identificou nenhuma tendência (neutro). Assim como, levando em consideração diferentes lag's (2, 3 e 4 anos), somente foi identificado tendência de resfriamento, com mais frequência nos anos de 2008, 2009, 2011, 2013, 2014. O teste não foi significativo para série completa (2008-2018) (Figura 6).

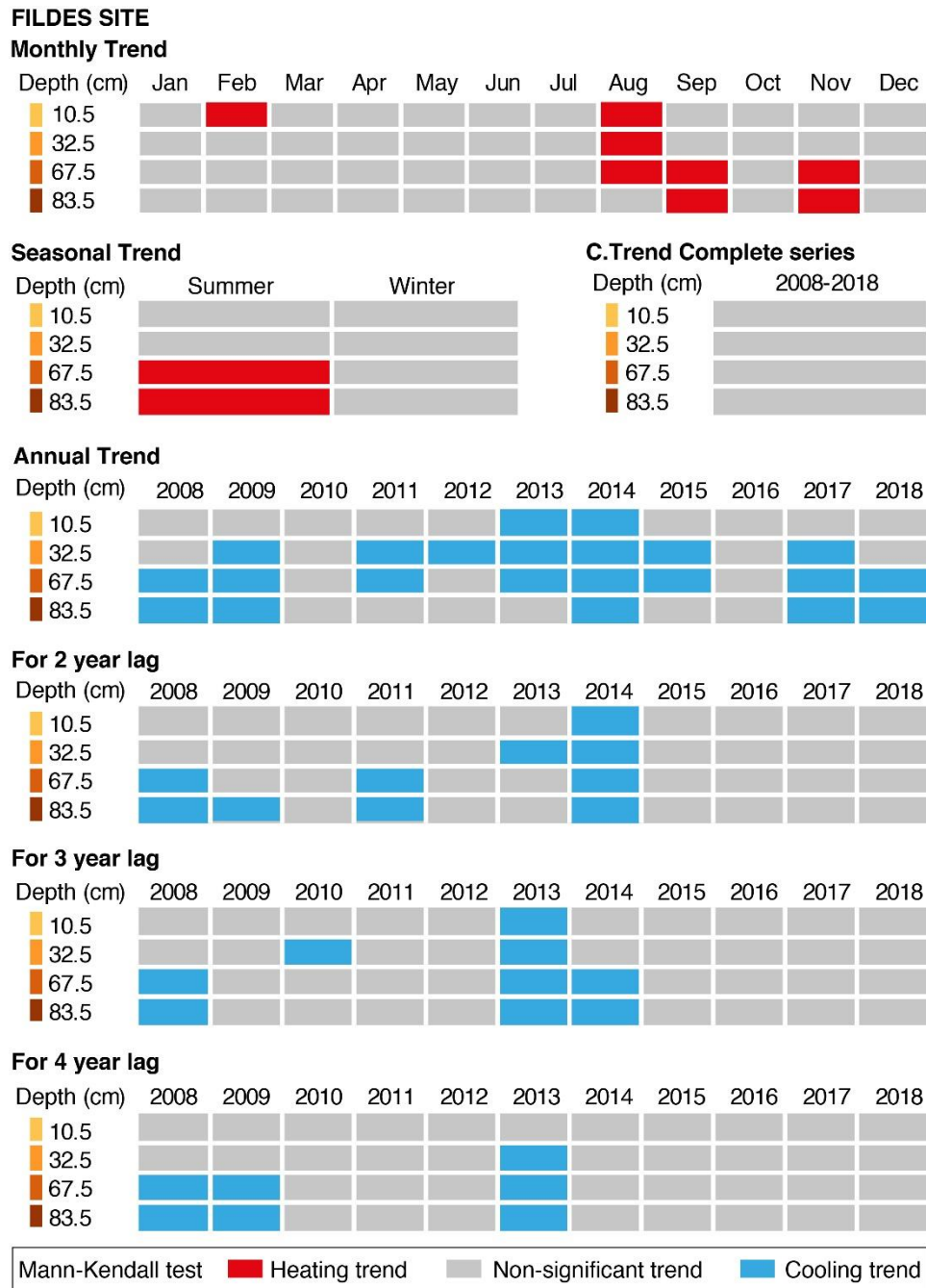


Figura 6. Resultado do teste de Mann-Kendall para série completa (2008-2018), sazonal, Lag's de 2, 3 e 4 anos.

3.4 Tendência anual e sazonal da temperatura do solo

Pela análise dos gráficos com a linha de tendência linear (Figura 7 a Figura 10), observa-se o padrão sazonal, com poucas flutuações ao longo dos anos, com inclinação suave positiva, mais perceptível somente para profundidade 10,5 cm, aquela mais influenciada pela temperatura do ar.

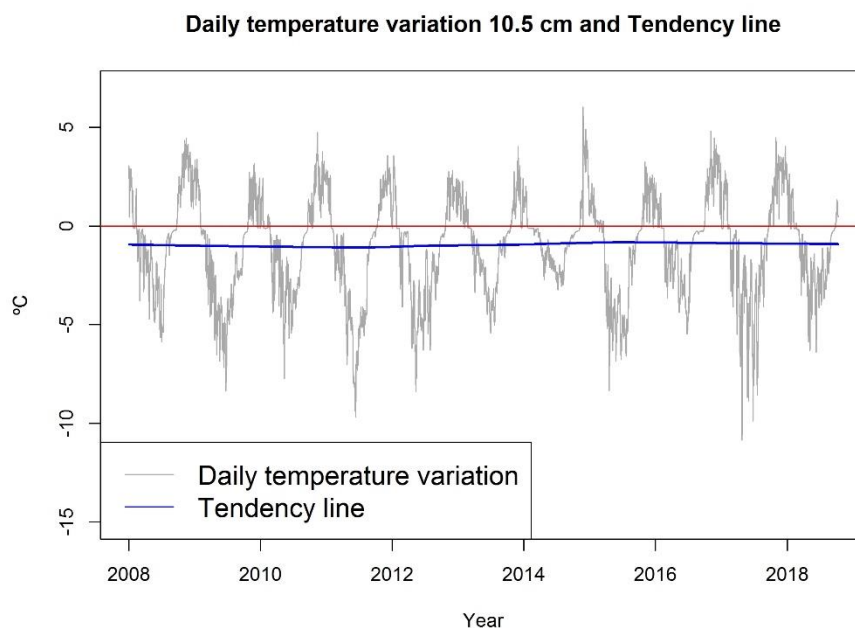


Figura 7. Gráfico de tendência da temperatura do solo para profundidade 10,5 cm na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.

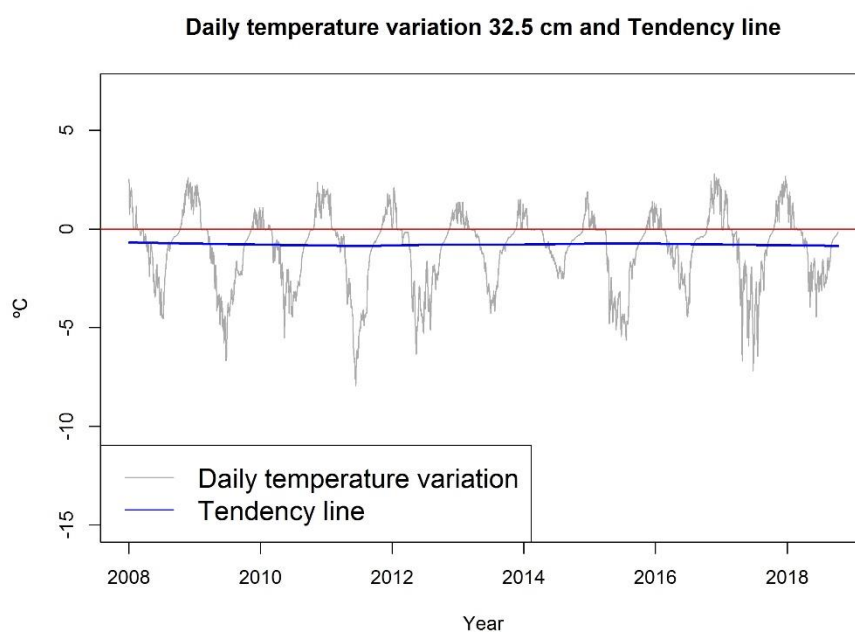


Figura 8. Gráfico de tendência da temperatura do solo para profundidade 32,5 cm na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.

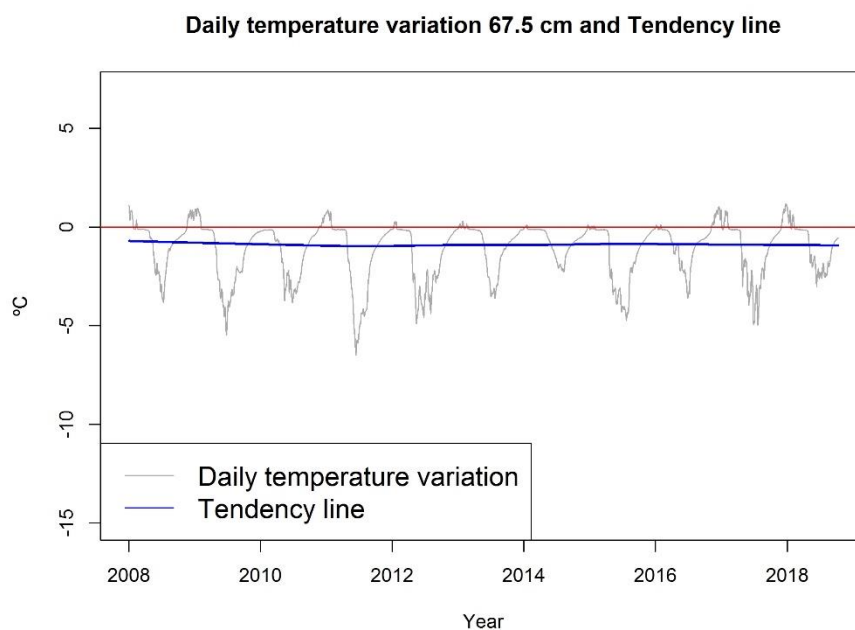


Figura 9. Gráfico de tendência da temperatura do solo para profundidade 67,5 cm na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.

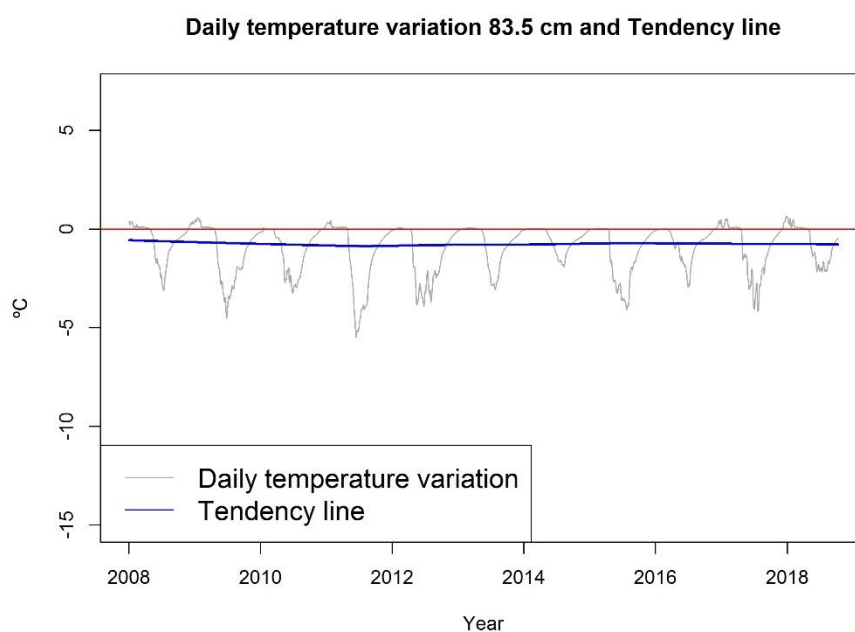


Figura 10. Gráfico de tendência da temperatura do solo para profundidade 83,5 cm da Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.

Através da decomposição das séries temporais (67,5 e 83,5 cm), que apresentaram tendência positiva para escala sazonal, observa-se que, isolando somente o efeito da tendência da sazonalidade, existe flutuações ondulatórias (Figura 11 e Figura 12). De forma geral, os picos de máximos e mínimos estão de acordo os invernos mais rigorosos e os verões mais quentes. Os anos de 2009 (07/2009), 2011 (08/2011), 2012 (07/2012), 2015 (09/2015) e 2017 (09/2017), foram anos com as temperaturas mais baixas de toda série, com destaque para o inverno rigoroso em 2011, esses anos formaram as tendências para os vales mais acentuados. As cristas com maiores amplitudes, com tendência ascendente, são formadas pelos verões de 2008 (02/2008), 2009 (02/2009), 2011(01/2011), 2017 (02/2017) e 2018 (02/2018), e pelos invernos com temperatura acima da média para a série.

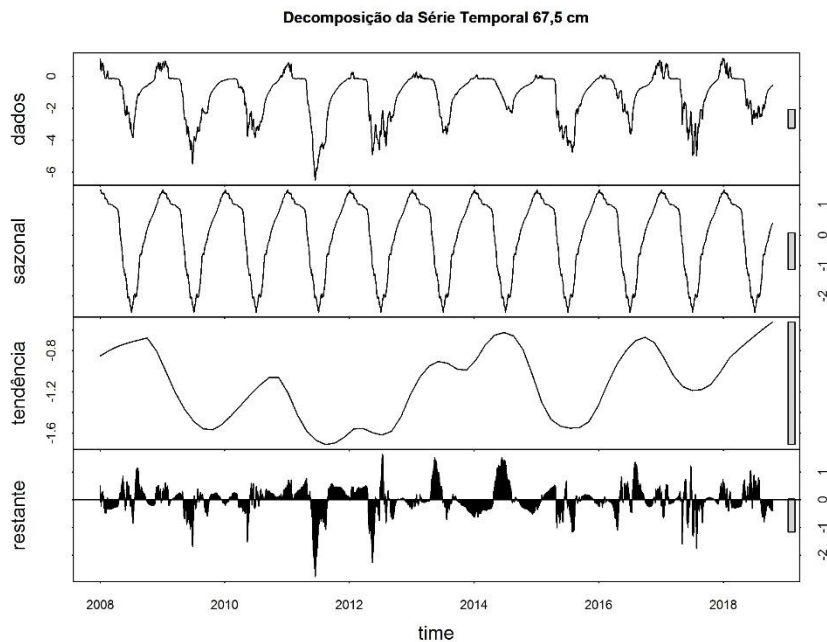


Figura 11. Decomposição da série da temperatura do solo para profundidade 67,5 cm, da Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.

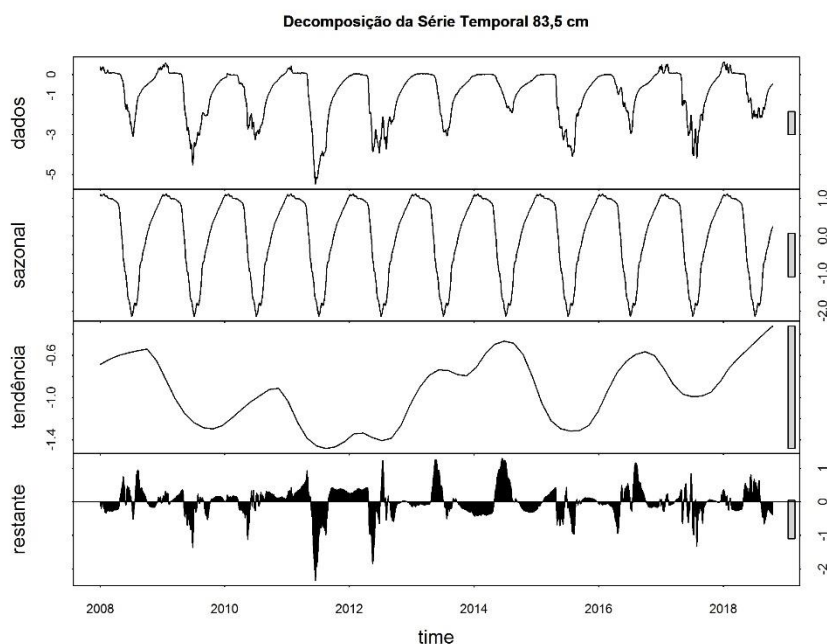


Figura 12. Decomposição da série da temperatura do solo para profundidade 83,5 cm, da Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.

3.5 Testes de Sen-Slope e de Pettitt

O teste de Sen-Slope, foi apropriado para o cálculo da inclinação da reta, o que facilitou a detecção de alteração na tendência linear dos dados. A partir dos resultados dos testes, foi possível confirmar a tendência na inclinação da reta, indicada pelo MK-modificado nas séries significativas.

Portanto, com maior segurança confirmou-se o resultado do primeiro teste de tendência aplicado (MK-modificado), ou seja, nas análises sazonais e nas séries mensais observou-se tendência de aumento da temperatura, ao passo que nas análises anual e com diferentes lag's (2, 3 e 4) ocorreram a tendência de diminuição da temperatura do solo (Tabela 4 a Tabela 9 – Anexo A). Além de averiguar com maior confiança qualquer alteração da inclinação da reta, foi primordial a localização do ponto exato que ocorreu a mudança brusca na série dos dados, pois assim foi possível maior precisão na análise dos processos envolvidos nessa mudança temporal dos dados.

Com base no teste de Pettitt, chegou-se ao ponto exato de mudança brusca na inclinação da reta, confirmado pelos testes de MK-modificado e de Sen-Slope. Para análise sazonal, o ponto de virada da reta ocorreu em dezembro de 2015 (18/12/2015) nas diferentes

profundidades. Nas análises mensais, as mudanças de inclinação na reta ocorreram nos meses de fevereiro, agosto, setembro e novembro, nos anos de 2012, 2013, 2014, 2015 e 2016.

Para as análises anuais, ocorreram mudanças de inclinação em todos os anos para diferentes profundidades, exceto nos anos de 2010 e 2016, e os meses com maiores frequências foram: maio, junho e julho. As análises com lag's de 2, 3 e 4 anos, apresentaram mudança de inclinação da reta nos meses de maio e junho, nos anos de 2009, 2011, 2013 e 2015 (Tabela 10 a Tabela 15 - Anexo A).

3.6 Interação entre as profundidades e a temperatura do ar

3.6.1 Correlação de Spearman

A temperatura do ar obteve maior correlação (0,82), com a camada mais superficial do solo (10,5 cm), e foi decrescente com a profundidade. As profundidades mais inferiores do solo, apresentaram maiores correlações entre si, pois são mais homogêneas. O maior valor de correlação (0,95) foi entre a profundidade 67,5 e 83,5 cm do solo, seguida da profundidade 10,5 cm com a 32,5 cm com correlação de 0,93. Como aguardado, a menor correlação foi entre a profundidade 10,5 cm com a 83,5 cm com valor de 0,57 (Tabela 3), nota-se que o fluxo de energia no solo, não é tão eficiente entre a camada superficial e o ponto mais profundo do monitoramento.

Tabela 3. Resultado da correlação de Spearman entre a temperatura do ar e as temperaturas do solo nas profundidades 10.5; 32.5 cm; 67.5 e 83.5 cm na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.

	Temperatura do Ar	10.5 cm	32.5 cm	67.5 cm	83.5 cm
Temperatura do Ar	1				
10.5 cm	0.82	1			
32.5 cm	0.72	0.93	1		
67.5 cm	0.53	0.71	0.88	1	
83.5 cm	0.40	0.57	0.77	0.95	1

3.7 Análise dos dias de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermais anual e por estações do ano

Na Figura 13, notou-se que o número de dias de congelamento anual foi superior aos demais processos para toda série. Comum a todas as profundidades, destaca-se o ano de 2009 (10,5 cm e 32,5 cm), 2010 (67,5 cm) e 2012 (83,5 cm). Os dias de descongelamento tenderam a diminuir com a profundidade, nos anos de 2009, 2017 e 2018 apresentaram descongelamento para todas as profundidades monitoradas. Na profundidade de 10,5 e 32,5 cm, houve descongelamento em todos os anos. Notou-se que o número máximo de descongelamento foi no ano de 2017 em 10,5 cm, com 111 dias. O processo de congelamento-descongelamento, só foi mais expressivo para a profundidade 10,5 cm, especificamente no de 2010, 2013 e 2015.

Para condição de dias isotermais, a série (2008-2018), apresentou comportamento contrário ao descongelamento, pois houve aumento do número de dias com a profundidade. Em todas as profundidades o ano de 2014, apresentou maior número de dias isotermais, com máximo atingido em 83,5 cm com 203 dias isotérmicos.

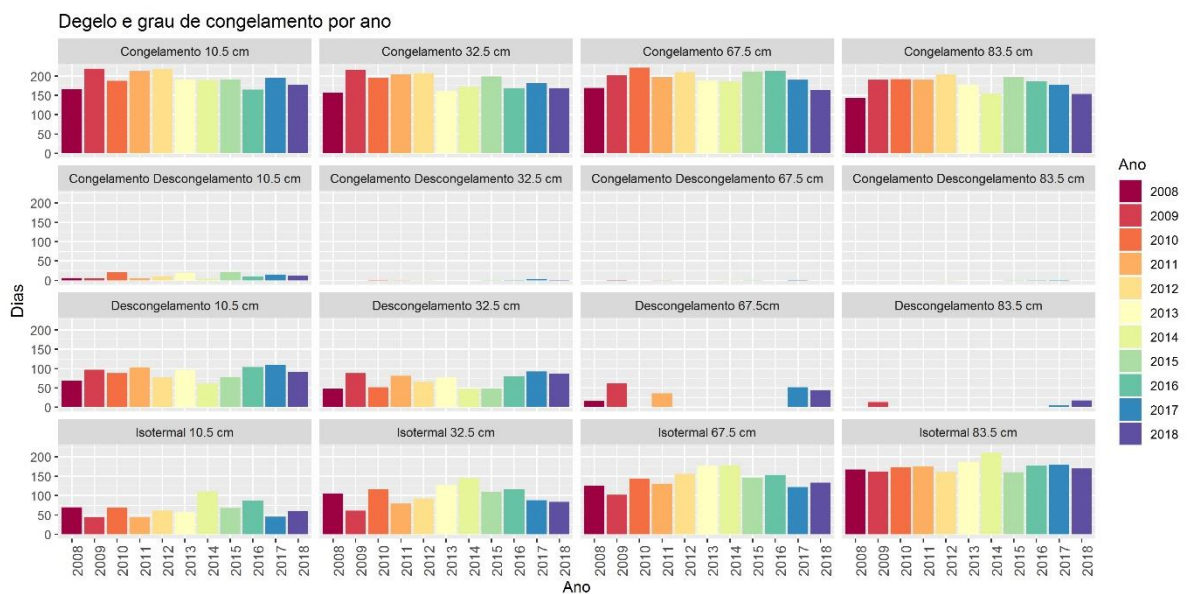


Figura 13. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermais para 2008 a 2018 para a temperatura do solo nas profundidades 10.5; 32.5; 67.5; e 83.5 cm na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.

De modo geral, na Figura 14, foi averiguado alguns padrões. O congelamento decresce no inverno e no outono para todos os anos com o aumento da profundidade, mas o processo é

inverso, ou seja, crescente com a profundidade na primavera e verão para toda série. O congelamento-descongelamento só é perceptível no verão para profundidade 10,5 cm do solo. O descongelamento, é decrescente do verão para o outono em todos os anos, e chega a quase 0 dias na última profundidade. Os dias isotérmicos aumentam com a profundidade no verão, outono e inverno e, diminuem na primavera em profundidade para todos os anos.

Observou-se variação cíclica com padrões semelhantes, entre as primeiras profundidades (10,5 e 32,5 cm) e entre as últimas profundidades (67,5 e 83,5 cm). Nas profundidades 10,5 e 32,5 cm, os dias de congelamento somaram 100% e 96,54%, respectivamente, no inverno. E na primavera inicia-se o processo de aquecimento, com dias entre o congelamento e o isothermal. O processo de descongelamento, ocorre com maior intensidade no verão, nas profundidades 10,5 e 32,5 cm.

Nas últimas profundidades 67,5 e 83,5 cm, os dias de congelamento atingiram o máximo com praticamente 100% dos dados na primavera, e no verão quase não ocorreu o processo de descongelamento. No verão, a série permaneceu na faixa isothermal, com decréscimo no outono, e no inverno aos poucos os dias mudam a temperatura do isothermal para dias de congelamento, e assim, encerra o ciclo novamente com máximo de congelamento na primavera. Esse padrão também foi verificado com poucas flutuações em todos os anos da série de dados para as temperaturas mais profundas do solo. Esse fato caracterizou o efeito do calor latente, em manter a temperatura do solo próxima a 0 °C, movido pelo congelamento-descongelamento na camada mais superficial do solo, culminando em forte efeito de cortina zero, que diz respeito a dissipação da energia para troca de fase da água (calor latente), seja para congelar ou descongelar (MICHEL *et al.*, 2014a).

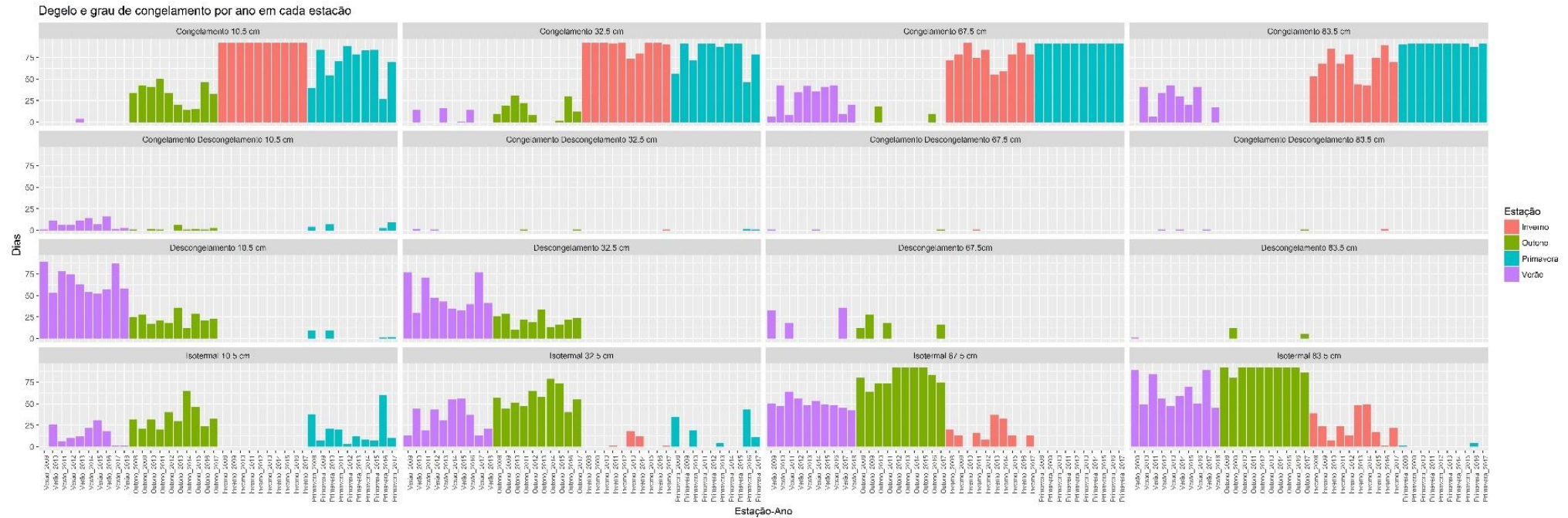


Figura 14. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermiais por estação do ano para 2008 a 2018 para a temperatura do solo nas profundidades 10.5; 32.5; 67.5; e 83.5 cm na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.

3.8 Análise da umidade do solo (%), precipitação pluvial e neve

Os picos máximos de umidade de solo (83,5 cm), ocorreram em 2008, 2009, 2011 e 2017, e coincidem com os períodos do verão com maior descongelamento do solo, bem como com os picos máximos de precipitação pluvial e de neve (Figura 15). Comparando o período, com maior teor de umidade que compreende o intervalo de 2008 a 2012, com média de 37,62%, e valor mínimo de 27,03% de umidade, com o restante da série (2013 – 2018), com média de 30,37%, e valor de mínimo de 23,81%, nota-se que foi condizente com os maiores índices de precipitação para série, e a queda na umidade, também está relacionada a diminuição da precipitação pluvial (Figura 16).

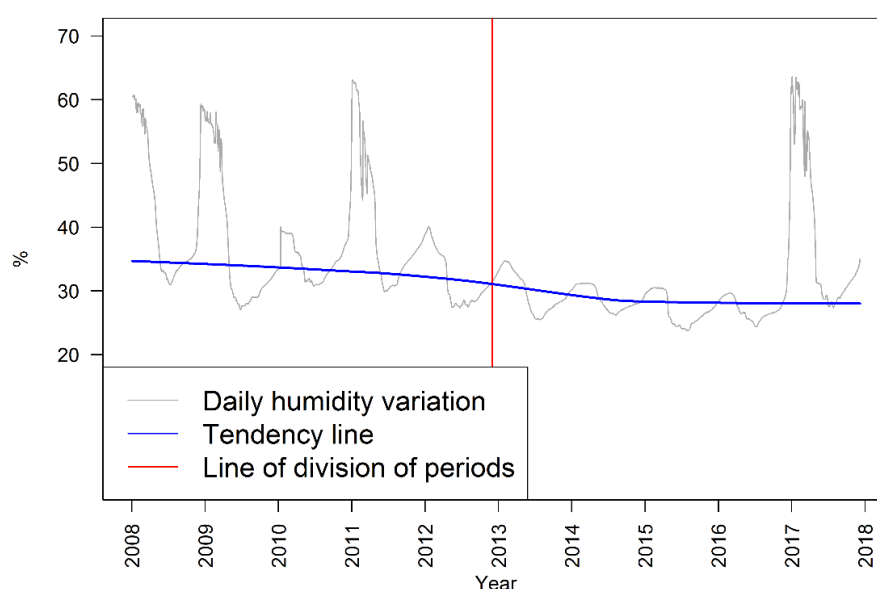


Figura 15. Dinâmica da umidade do solo a 83.5 cm na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.

Com base nos dados meteorológicos, foi observado que de 2008 até 2012 foi precipitado 55,4% (3.531 mm) do total de chuvas (6.368 mm) e 50,1% (3.529 cm) do total de neve precipitado (6.987 cm). O ano de 2014 e 2016, semelhante a 2008, foram os anos com os menores índices de chuva e neve, todos esses anos tiveram anomalias de ENSO. O sensor de umidade não identificou o pico de neve e chuva, ocorrido no inverno de 2015, provavelmente porque foi um ano de alto índice de congelamento, o que pode ter favorecido a recarga de geleiras com os volumes precipitados de neve.

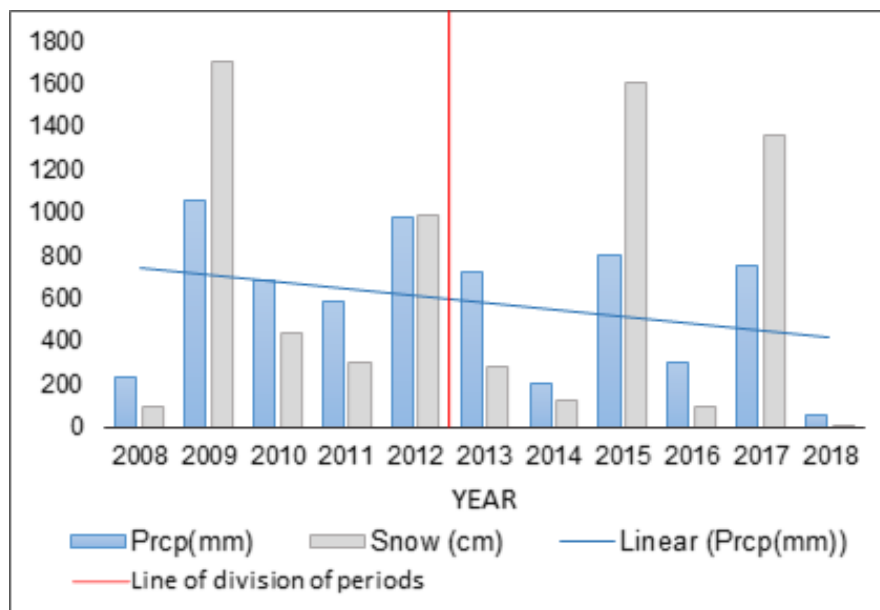


Figura 16. Série diária da precipitação pluvial e da neve na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.

3.9 Espessura da camada ativa do solo - ALT

A ALT variou de 75,9 cm em 2010, até 114,6 cm em 2009, com profundidade média de 92,61 cm (2008 - 2018). O comportamento da espessura anual da camada ativa, foi correspondente à dinâmica da umidade do solo a 83,5 cm, ou seja, nos maiores picos de umidade, ocorreram também as maiores espessuras da camada ativa. Os maiores valores da ALT, aconteceram em 2008, 2009, 2011 e 2017, e os menores foram em 2010, 2015 e 2016 (Figura 17 a Figura 26). Já com a precipitação, os picos foram coincidentes em 2009, com o maior acumulado de chuva e neve, resultando na maior espessura da camada ativa. O ano de 2017, também com a terceira maior precipitação, culminou na segunda maior espessura da camada ativa. Em 2015, foi estimado a segunda menor espessura da camada ativa da série. Portanto, ocorreu intenso congelamento, com uma camada ativa menor, entre os demais anos estudados, por isso, o sensor de umidade não identificou o pico de precipitação e neve neste ano.

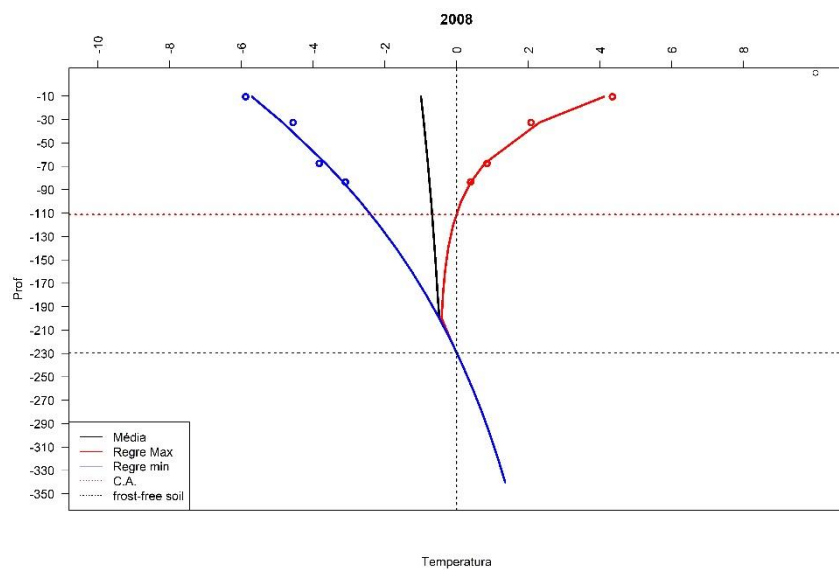


Figura 17. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2008, em Fildes Antártica Marítima.

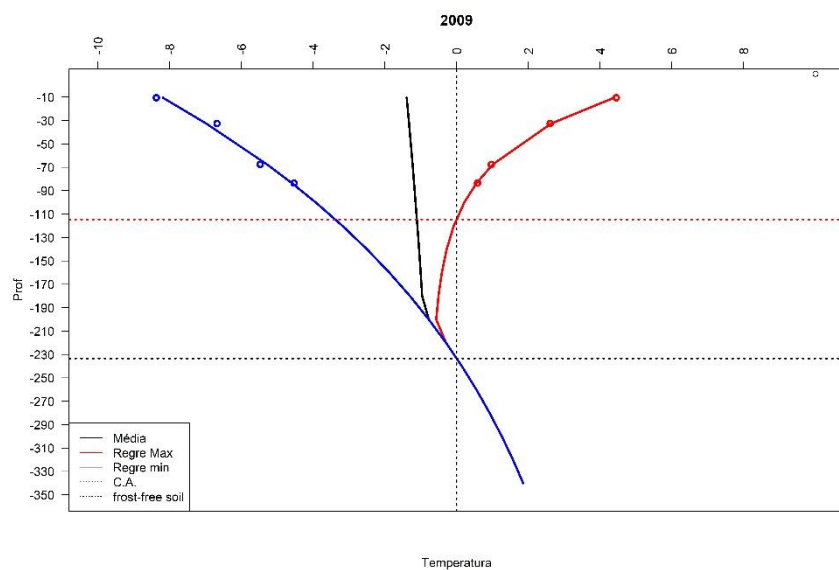


Figura 18. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2009, em Fildes Antártica Marítima.

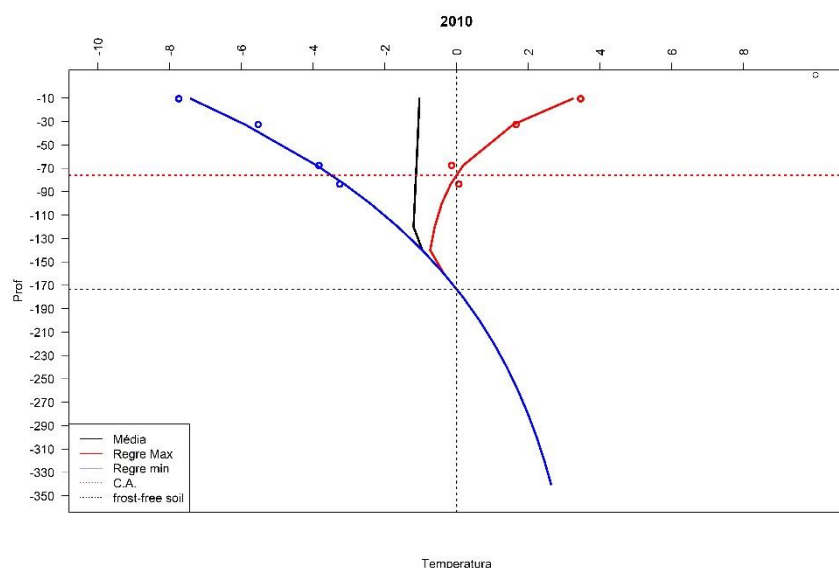


Figura 19. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2010, em Fildes Antártica Marítima.

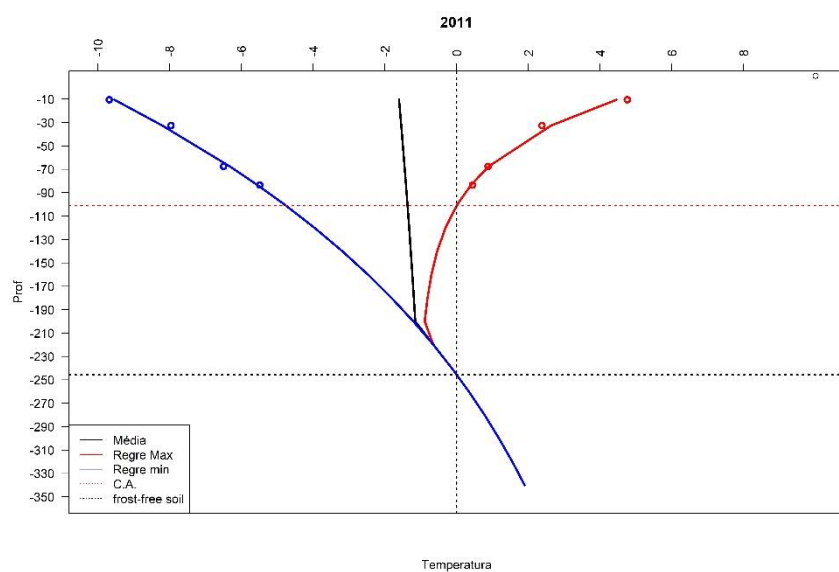


Figura 20. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2011, em Fildes Antártica Marítima.

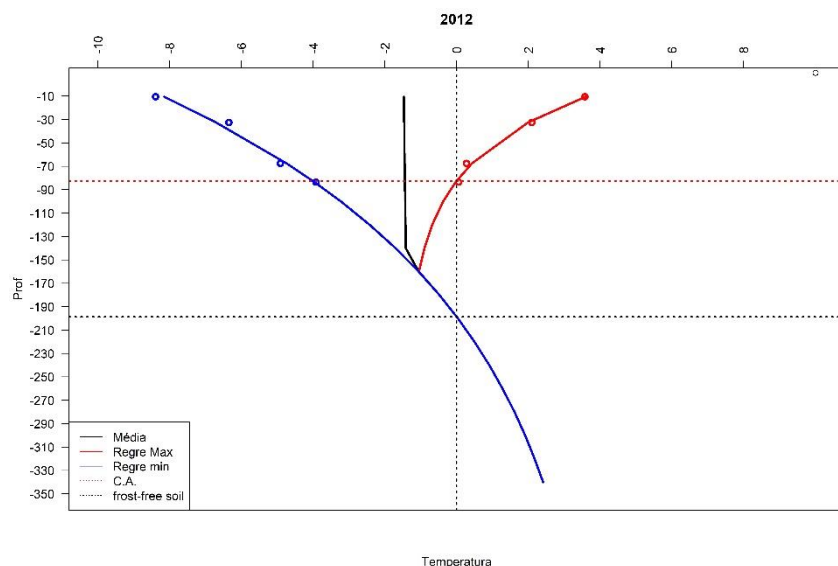


Figura 21. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2012, em Fildes Antártica Marítima.

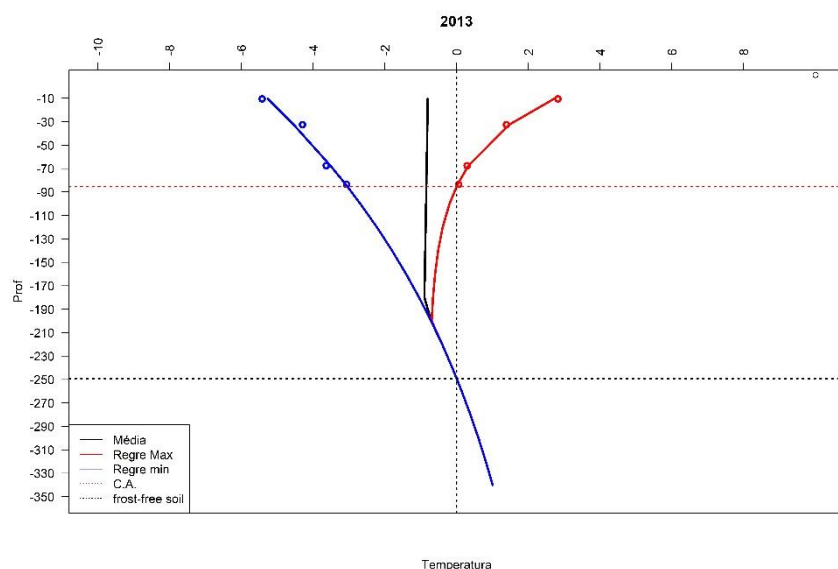


Figura 22. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2013, em Fildes Antártica Marítima.

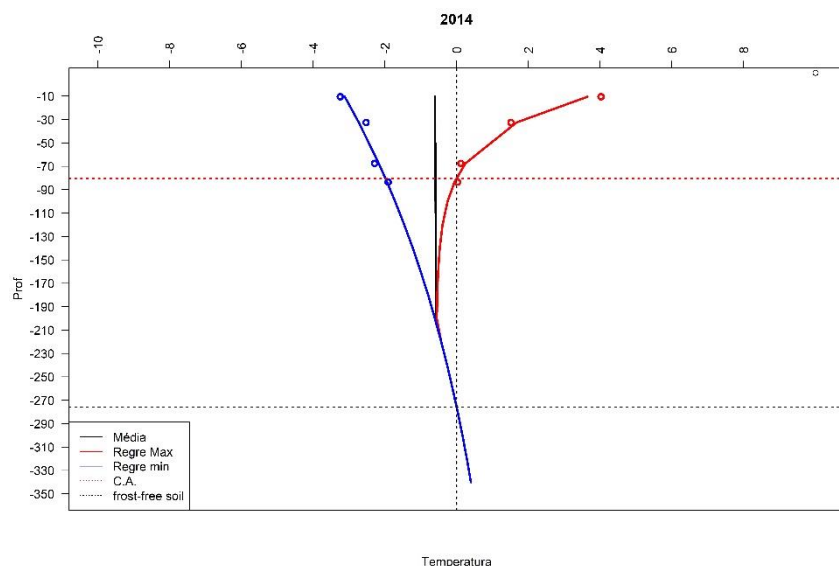


Figura 23. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2014, em Fildes Antártica Marítima.

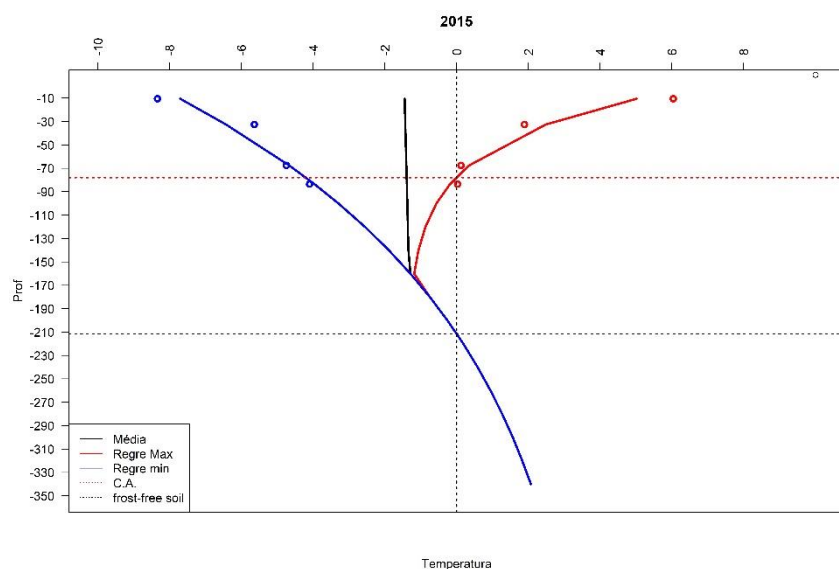


Figura 24. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2015, em Fildes Antártica Marítima.

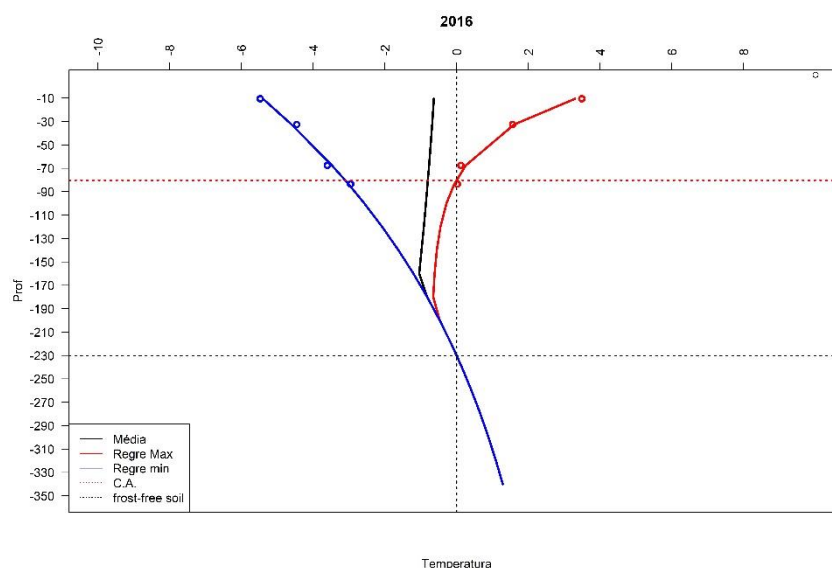


Figura 25. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2016, em Fildes Antártica Marítima.

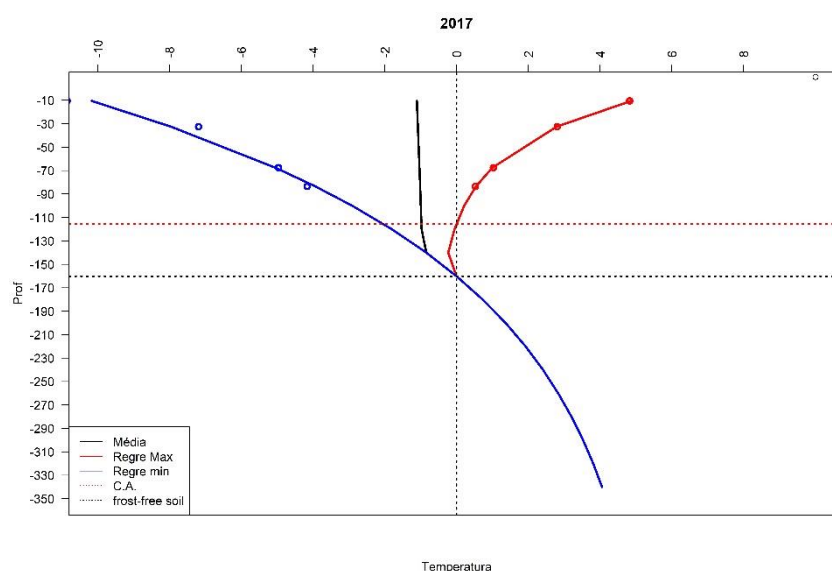


Figura 26. Cálculo da espessura da camada ativa (ALT) do permafrost, com a delimitação da base do permafrost para o ano de 2017, em Fildes Antártica Marítima.

3.10 Correlação da temperatura do solo com os fenômenos de ENSO e AAO

As maiores correlações de Spearman da temperatura do solo, com os fenômenos de ENSO, foram no ano de 2015 para todas as profundidades do solo, com valor de correlação acima de 0,86 (Figura 27). Os anos de 2008 a 2011, 2014, 2017 e 2018 apresentaram pelo menos uma profundidade com correlação significativa e acima de 0,5.

Para as correlações da temperatura do solo com o AAO, foram significativos e pelo menos uma correlação acima de 0,5, os anos de 2010, 2011, 2017 e 2018.



Figura 27. Correlação de Spearman da temperatura do solo em diferentes profundidades, com o ENSO e o AAO anual.

4. DISCUSSÃO

4.1 Características térmicas da camada ativa

A camada superficial do solo, com maior influência da temperatura do ar (coeficiente de correlação de 0,82), apresentou picos mais acentuados de máximos e mínimos. Esse comportamento, também foi verificado em outros trabalhos na região (ALMEIDA *et al.*, 2017; CHAVES *et al.*, 2017; MICHEL *et al.*, 2012, 2014b). Esse resultado está relacionado, com o balanço de energia, pois uma parcela da radiação incidente, que não é refletida devido aos valores reduzidos de albedo, se destina em aquecer o ar (fluxo convectivo de calor sensível), e outra parte o solo (fluxo por condução de calor no solo), e a evapotranspiração e/ou transpiração (fluxo de calor latente) (RASMUSSEN *et al.*, 2018).

O fluxo de energia no solo acompanha a sazonalidade, e conseqüentemente ocorre diferença do teor de água disponível em cada estação do ano, e o teor de água no solo exerce grande influência no controle da temperatura e na transferência do calor no solo (O'BRIEN *et al.*, 2018). Com mais intensidade no verão, com o aquecimento e descongelamento da camada superficial, ocorre maior percolação da água no perfil (YANG *et al.*, 2020). Portanto maior umidade (solo com boa drenagem) até na última camada, onde ocorre o acúmulo de água por restrição da drenagem, em função da presença do topo impermeável do permafrost (HINKEL *et al.*, 2001).

O tipo de cobertura na superfície do solo também influencia a dinâmica térmica em profundidade, no sítio de Fildes, a vegetação é composta por musgos e líquens. De acordo com Hrbáček *et al.* (2020), a cobertura de musgo produz mais efeito tampão no verão, com temperatura do solo até 8 vezes menor do que no solo descoberto. Durante o inverno a diferença das temperaturas entre solo com musgo e descoberto são menores. No inverno também ocorre o atraso de mais de 40 dias do descongelamento da camada superficial, no solo com musgo em comparação ao solo sem cobertura.

Observa-se que as temperaturas a 67,5 e 83,5 cm em Fildes, sofrem forte efeito de tamponamento do solo, tanto no verão como no inverno. No inverno, naturalmente as temperaturas diminuem, mas as temperaturas em profundidade (67,5 e 83,5 cm) são maiores que na superfície (10,5 e 32,5 cm). No verão as temperaturas a 10,5 e 32,5 cm de profundidades são maiores, e apresentam bastante variação de máximo e mínimos.

No ano de 2014, ocorreram as maiores temperaturas do solo nos horizontes mais profundos, fato também registrado por Chaves *et al.* (2017), na Península Keller, localizada na mesma ilha. Nos anos de 2009, 2011, 2012 e 2017, ocorreram excepcionalmente temperaturas anuais abaixo da média dos demais anos estudados.

Oliva *et al.* (2017b), em estudo da camada ativa em três bacias diferentes na Península Byers (Ilha de Livingston), encontraram um regime térmico semelhante ao de Fildes. Com aumento do número de dias isotérmicos em profundidade, e diminuição dos dias de descongelamento com a profundidade. A textura franco-arenosa do solo em Fildes, e a condição boa de drenagem e porosidade, propiciam o aumento dos dias isotérmicos na época do degelo, com forte efeito de cortina zero (GJORUP *et al.*, 2020; MICHEL *et al.*, 2014b; OLIVA *et al.*, 2017b).

Os picos de umidade nos verões de 2008-2009, 2010-2011 e 2016-2017, são condizentes com os máximos de precipitação pluvial e de neve registrados para esses períodos. A presença maior de água, aumenta o fluxo de calor, e também absorve maior quantidade de energia para congelar (DOBÍŃSKI, 2020; O'BRIEN *et al.*, 2018).

4.2 Comportamento da camada ativa, em relação a temperatura do ar

A correlação da temperatura do ar e a temperatura nas profundidades do solo, foram maiores no presente trabalho do que as encontradas nos trabalhos de Chaves *et al.* (2017) e Michel *et al.* (2014b). A temperatura do ar se correlacionou melhor com a camada superficial do solo, e é decrescente com a profundidade. Isso ocorre porque a radiação atinge diretamente a camada mais tênue do solo e por transferência de calor, de forma mais lenta, aquece as demais camadas (BAI; SCOTT; MIN, 2014; MOLIN; RABELLO, 2011).

Segundo Guglielmin *et al.* (2008), não somente a radiação direta influencia a maior temperatura na camada superficial, pois nela também se expressa a máxima atividade biológica, o que exerce grande influência no regime térmico, pois modifica as propriedades físico-químicas da camada ativa. O limite superior da camada ativa, é a que mais sofre os processos rápidos e intensos de troca de calor com a atmosfera, de intemperismo, e também a que está mais exposta a radiação solar (no verão), o que favorece o constante descongelamento da neve depositada nas demais estações do ano (ALMEIDA *et al.*, 2017).

Assim como no trabalho de Chaves *et al.* (2017) e Michel *et al.* (2014b), é possível que haja a ocorrência de atraso na resposta do aquecimento do ar em relação ao aquecimento do solo, não avaliado neste trabalho. O processo do descongelamento da água no solo, tem a capacidade de alterar o regime térmico do solo, o que produz interferência devido à liberação de calor latente e, protege o solo de mudanças bruscas de temperatura. O efeito da água na fase líquida, é mais nítido quando começa novamente a ocorrer o congelamento e, assim, gera gradientes de temperatura mais fortes a superfície do solo (DOBÍŃSKI, 2020).

4.3 Tendência temporal de Mann-Kendall

O teste de MK-modificado foi importante para compreender o comportamento da tendência de toda série temporal, muito utilizado em estudos de séries ambientais (PINGALE *et al.*, 2014). No trabalho de Araghi *et al.* (2017) foram encontradas autocorrelações dos dados de temperatura, e para contornar esse efeito utilizaram testes de Mann-Kendall (MK) modificados dos autores Hirsch *et al.* (1982) e de Hamed e Rao (1998). Panwar *et al.* (2018) também utilizaram essa técnica e destacaram a importância de avaliar a inclinação da reta para verificar a significância dos resultados do MK.

A tendência de aquecimento no verão constatado no presente estudo, também é decorrente de um longo período de fase positiva do AAO, com consequência de aumento da temperatura do ar nas Shetland do Sul e na Península Antártica. Assim como os intensos fenômenos de ENSO no período de 2008 até 2018, o qual será discutido detalhadamente no tópico 4.6. Os efeitos dos fenômenos de ENSO podem ter influenciado até os pontos de mudanças bruscas na reta do teste Pettitt. Os pontos de viradas das tendências sazonais foram em dezembro de 2015, quando o El Niño atingiu seu valor máximo (2,6 °C). Os pontos de viradas do MK-modificado mensal, também tiveram predominância em alguns meses de ENSO, como: setembro/2016 e novembro/2015. Mudanças de padrões no comportamento dos dados podem estar atrelados a ocorrência dos fenômenos apresentados. Porém, outros sistemas podem estar atuando em conjunto.

A intensificação da tendência de aquecimento no verão e em alguns meses do ano, pode estar também atrelado a uma série de modificações relatados em outros estudos, como exemplo, derretimento das calotas polares, novas áreas livres de gelo, maior aquecimento da superfície, advecção de calor e umidade, entre outros (PEDRO *et al.*, 2016; THOMAS *et al.*, 2015). Estimativas por meio de modelagens climáticas,

conjecturam o fortalecimento ainda maior desses processos (BRACEGIRDLE *et al.*, 2013; MAYEWSKI *et al.*, 2017). A variabilidade e mudanças no clima, podem alterar substancialmente o permafrost, até torná-lo inativo (DOBINSKI, 2011; DOBIŃSKI, 2020; HRBÁČEK *et al.*, 2020a; VAN GESTEL *et al.*, 2019).

Já os testes de MK-modificado anual e para os diferentes lag's, foram negativos para maior parte dos anos. Esse resultado pode ser relacionado não só com os eventos de ENSO e o AAO, que induzem eventos extremos tanto de temperatura negativas como positivas, como também a presença de fenômenos como o inverno sem núcleo (GOYANES *et al.*, 2014; GUGLIELMIN; DRAMIS, 1999; GUGLIELMIN; CANNONE, 2012), assim como maior ocorrência de ventos de oeste, deixando o tempo mais nebuloso na Antártica Marítima (HRBÁČEK *et al.*, 2020b). Outros estudos, como Chaves *et al.* (2017), também encontraram tendências antagônicas em um solo com padrões (patterned ground) na Península Keller, na mesma ilha deste estudo, com verões mais quentes e invernos mais frios. Turner *et al.* (2016), com o mesmo método (MK), encontraram tendência de resfriamento na temperatura do ar próximo a superfície (de até - 0,47 °C no período de 1999 – 2014) na Península Antártica, embora seja a região de maior aquecimento da Antártica, espacialmente existe variabilidade.

Os resultados desses estudos indicam que as tendências de aquecimento ou resfriamento, não são generalizados em todas as regiões da Antártica. Pois na Antártica, existe uma grande variedade de climas, com interferência dos modos de variabilidade natural de grande, meso e pequena escala, e dos fatores locais inerentes a cada sítio, como tipo de solo, cobertura, regime hídrico, geologia e topografia. Esse último influenciando na exposição aos ventos e à radiação solar.

No presente estudo alguns meses apresentaram tendência de aquecimento, para análises mensais de MK-modificado, e alguns anos tiveram resultado de tendência de resfriamento, para os testes anuais (Figura 6). Esse resultado antagônico, pode ser explicado pelos eventos de escala local, a temperatura do ar oscila consideravelmente na escala diária, mensal e sazonal, com meses mais quentes, e outros com temperaturas mais baixas. Esses efeitos são decorrentes dos sistemas locais, por exemplo, os invernos sem núcleo, que baixam até 2 graus na temperatura do ar e são comuns na Shetlands do Sul. No entanto, em outros meses pode ocorrer maior advecção dos ventos de oeste e a temperatura aumenta (TURNER *et al.*, 2014). Por isso, mês a mês os resultados podem ser diferentes, e considerando uma média de mais meses, a tendência pode mudar. No entanto, a climatologia em escala local na Antártica em geral, é deficiente em

informações, apresentando um empecilho para total compreensão da variabilidade térmica em cada sítio de monitoramento (KING; TURNER, 1997).

O regime hidrotérmico de Fildes é representativo da Shetland do Sul, com espessura média da camada ativa (92,6 cm) condizente com a literatura. Apesar das variações do teste de MK-modificado para as diferentes abordagens (sazonal, mensal e anual), a série completa (2008-2018) não apresentou tendência. Portanto, pode-se dizer que em Fildes os processos de aquecimento global e a intensificação dos eventos extremos ainda não modificaram de forma acentuada o regime térmico do solo. As tendências de aquecimento ou resfriamento para Antártica, podem modificar uma série de aspectos importantes, como a atividade criogênica e outros processos geomórficos, dependentes da intensidade do frio, umidade, duração do congelamento do solo, assim como oscilações repentinas na temperatura do ar (OLIVA *et al.*, 2017).

4.4 Umidade do solo

A quantidade de neve e chuva precipitados na Península de Fildes, notadamente foi o que mais influenciou o regime de umidade no solo. No ano de 2012, teve início o decréscimo da umidade do solo (Figura 15) e também da espessura da camada ativa (Figura 29), que foi condizente com a diminuição da neve precipitada, que foi decrescente de 2012 a 2016 (de 982 cm para 90 cm, respectivamente) (Figura 28). Exceto o ano de 2015, com forte evento de El Niño, em praticamente todos os meses houve uma deposição intensa de neve (1602 cm) e chuva acima da média (803 mm). Um volume menor de precipitação, pode diminuir a profundidade da camada ativa, e o regime hídrico do solo (DOBIŃSKI, 2020; DU *et al.*, 2020; GUGLIELMIN; CANNONE, 2012).

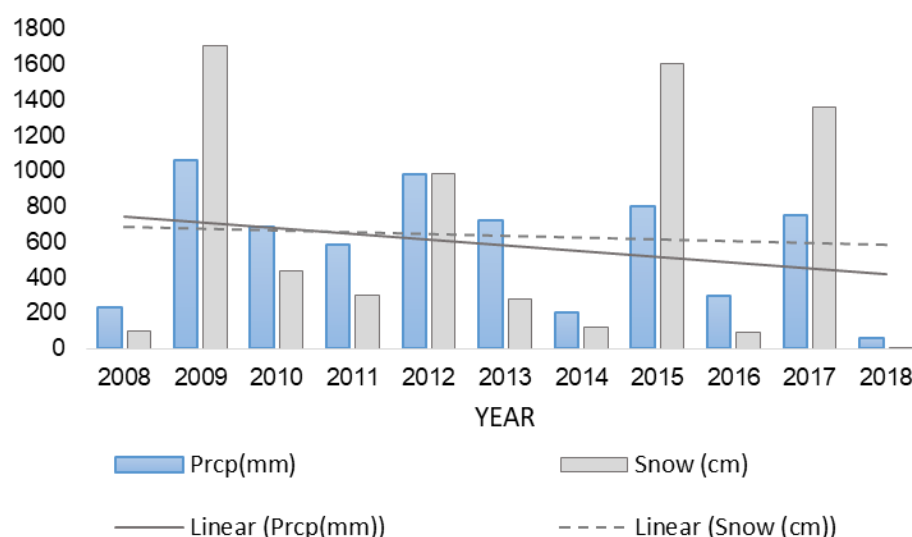


Figura 28. Índice de precipitação e neve no período de 2008-2018, na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.

A umidade do solo a 83,5 cm, em torno de 30%, com picos chegando a 70%, favoreceu o aumento dos dias isotérmicos com a profundidade. Pois a umidade, possui uma grande interferência nos ciclos de congelamento e descongelamento da camada ativa do permafrost, devido a relação direta com a condutividade térmica do solo e capacidade total de calor (LI *et al.*, 2019). Quando a umidade do solo é baixa, os poros do solo, são preenchidos por ar, ao invés de água e gelo, o ar tem maior resistência a condução do calor entre as partículas do solo, e menor capacidade de absorver calor (GAO *et al.*, 2020). Ao passo que o ar é expulso para entrada da água, a capacidade total de calor do solo é ampliada, devido a maior capacidade da água em absorver o calor no solo (HINKEL *et al.*, 2001). Sabe-se também que a condutividade térmica do gelo é 3 a 4 vezes maior do que a própria água (HINKEL *et al.*, 2001).

A redução da umidade do solo (Figura 15), por um ciclo de 5 anos consecutivos, como observado nesse estudo, é alarmante em ambientes com permafrost. De acordo com Chen (2020), o teor de água e a cobertura vegetal, são fatores importantes como atenuantes nos efeitos do aquecimento global, nas altas latitudes. Com menor precipitação, o solo fica menos úmido, é consequentemente com menor capacidade de reter o calor e menor é a energia necessária para aquecer o solo, além de afetar a condutividade térmica do próprio solo (HRBÁČEK *et al.*, 2020b).

Estudos sobre a presença do permafrost, em locais com vegetação, como no Platô Central do Tibet, relatam a importância da vegetação (CHEN *et al.*, 2020). A vegetação, além de ser um isolante térmico, também possui potencial de modificar o regime

hidrotérmico do solo, com capacidade de retenção da água (HRBÁČEK *et al.*, 2020b). Os musgos exercem controle na temperatura do solo, cumprem com papel de aumentar a capacidade de infiltração da água no solo, devido ao amortecimento das gotas de chuva, atenuando os processos erosivos e o favorecimento de um microclima mais úmido, em relação a uma cobertura de cascalho, por exemplo. A presença de musgo também diminui a magnitude das oscilações da temperatura do solo, com potencial de diminuir os ciclos de congelamento e descongelamento do solo (HRBÁČEK *et al.*, 2020b).

A textura do solo, é um componente importante para umidade, o silte, por exemplo, possui o dobro da capacidade térmica da areia fina (CARSON, 2019). O solo do sítio em Fildes, é um Criosolo Túrbico, possui textura franco-arenosa, com boa drenagem, além da vegetação espaça, a área também possui nidificação de Skuas (*Stercorarius antarcticus*) (MICHEL *et al.*, 2014b). A temperatura do solo, conseqüentemente também oscila devido a evaporação e diferenças na precipitação, e no movimento vertical da água no solo (DU *et al.*, 2020; LI *et al.*, 2019).

4.5 Permafrost e profundidade da camada ativa do solo

Segundo Dobinsk (2012), a definição do permafrost tem como base sua temperatura e durabilidade. Entretanto, a percepção de sua durabilidade está mudando. As observações realizadas que indicavam sua estabilidade, principalmente os estudos realizados na Sibéria (ASTAKHOV, 1996), impuseram uma premissa de que sua durabilidade fosse "eterna" (daí o prefixo "perma"). Porém, outras observações em áreas onde ele ocorre de forma descontínua, a presença do permafrost demonstrou variabilidade temporal em sua presença. Com isso, conforme sugerido por Dobinsk (2012), tornou-se obrigatório que o termo fosse ajustado e se aplicasse, o que a princípio seria solo permanentemente congelado, passou a ser também utilizado o termo solo "perenemente" congelado. O termo "congelado" se refere à sua durabilidade, mas "permafrost" não significa mais que o solo estará eternamente congelado. A fim de definir explicitamente a área de ocorrência de permafrost, ela acabou sendo definida como uma característica de congelamento a longo prazo, que, na prática, se resume a dois anos consecutivos e, como tal, foi incluída nesta definição mais recente.

Os valores de temperatura do solo em Fildes apresentou valores sempre negativos quando se considera todo o período (10 anos) e nas médias anuais em todas as profundidades. Porém, quando se considera as médias diárias levanta a discussão do

próprio conceito de permafrost. Apesar de tratar-se de um conceito meramente térmico (EVERETT, 1989; TEDROW, 1966), a temporariedade da permanência da temperatura abaixo de dois anos é algo ainda discutível. A necessidade dos dois anos implícita no seu conceito não deixa claro qual seria a periodicidade a ser considerada da temperatura, se seria horária, diária, mensal ou mesmo anual.

Uma das principais funções dos termômetros inseridos em diferentes profundidades no solo, é avaliar a atividade térmica e a espessura da camada ativa e sua variação ao longo do tempo. A ALT é fortemente influenciada pela litologia local, cobertura e duração da neve, regime hídrico do solo, e a topografia local (DOBIŃSKI, 2020; HRBÁČEK *et al.*, 2020a; OLIVA *et al.*, 2017b). De acordo com Dobiński (2020), a camada ativa está presente em mais de 25% das áreas terrestres e costeiras, intimamente relacionada aos padrões sazonais do congelamento e descongelamento do solo, ou seja, períodos em que a temperatura variou acima ou abaixo de 0° C.

No sítio de Fildes, percebe-se a influência da umidade do solo e da precipitação, na espessura da camada da ativa. Nos anos de maiores picos de umidade, a camada ativa foi mais espessa, e com o declínio da umidade do solo, também ocorreu afinamento na ALT de 2012 até 2016 (Figura 29). No ano que acumulou o maior volume de chuva e neve, também foi observada a maior espessura da camada ativa.

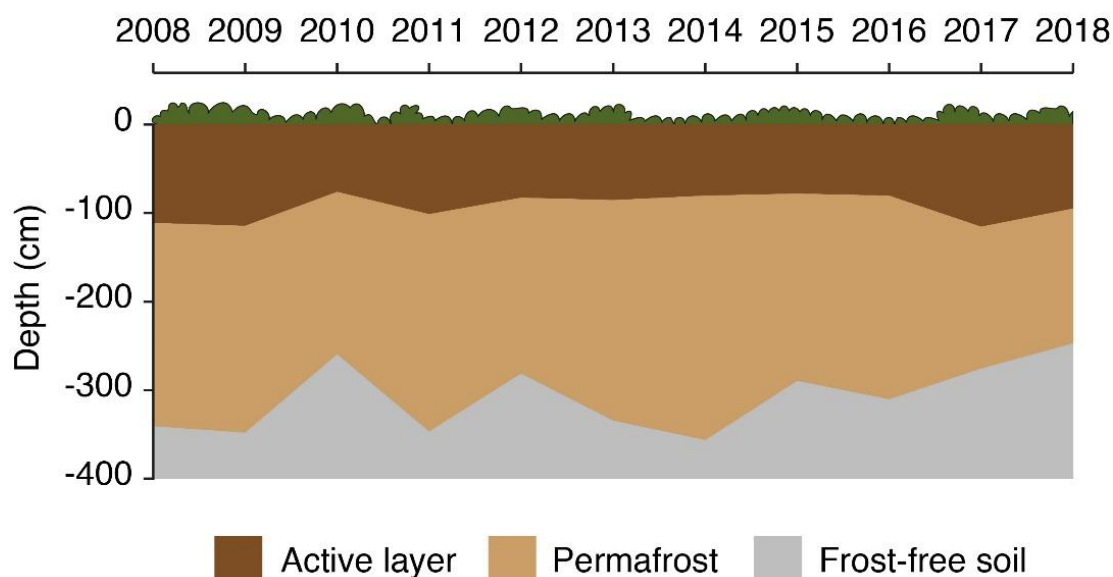


Figura 29. Comportamento anual da espessura da camada ativa, no período de 2008-2018, na Península de Fildes - Ilha de Rei George, Antártica.

Segundo Dobiński (2020), a ALT pode mudar devido a dois fatores, o primeiro é decorrente de mudanças nas condições climáticas que afeta em conjunto a atmosfera e a litosfera. O segundo fator, são as propriedades geofísicas da litosfera, que influencia a condução de calor ao longo do perfil. Em todos os cenários, a profundidade máxima em que ocorre mudança de fase da água, para o estado líquido, aumentando a umidade do solo, é crucial na determinação da ALT (DOBIŃSKI, 2020).

De acordo com Hrbáček *et al.* (2018), foi constatado uma redução da espessura da camada ativa, em todos os locais da Península Antártica ocidental incluindo os pontos (CALM-S) na Shetlands do Sul, de 2009 até 2015. Esse afinamento na ALT, pode ser explicado pelo resfriamento na região (OLIVA *et al.*, 2017a; TURNER *et al.*, 2016), e por alterações no período de duração da neve precipitada, com ocorrência até no verão, o que reduz o descongelamento da camada ativa (DE PABLO; RAMOS; MOLINA, 2017). Segundo Hrbáček *et al.* (2018), os fatores específicos de cada sítio, influenciam também no degelo sazonal, como a presença de neve, cobertura vegetal e as propriedades físicas do solo, e são elementos importantes na diminuição da ALT.

A média da ALT encontrado em Fildes, de 92,61 cm (2008 -2018), está de acordo com as ALT média, encontrados na literatura para aquela região (CANNONE; GUGLIELMIN, 2009; GOYANES *et al.*, 2014; GUGLIELMIN, 2012; GUGLIELMIN; ELLIS EVANS; CANNONE, 2008; HRBÁČEK *et al.*, 2020b; MICHEL *et al.*, 2014b; OLIVA *et al.*, 2017b; OLIVEIRA *et al.*, 2014; VIEIRA *et al.*, 2010). Hrbáček *et al.* (2020b), na Ilha de Signy, encontraram uma ALT de até 181 cm (2016/2017) no solo descoberto e de máximo de 55 cm no solo com musgo. Já Oliva *et al.* (2017b), encontraram uma ALT de 115, cm (Escondido), 90 cm (Cerro Negro) e 85 cm (Domo), na Península Byers, na Ilha de Livingston, também das Shetland do Sul.

A evolução térmica da camada ativa do solo é um ponto chave para diversos estudos que envolvem mudanças no clima (DOBIŃSKI, 2020; DU *et al.*, 2020). A camada ativa expandida, preconiza que maiores são as evidências da variabilidade climática e do aquecimento global, e quanto mais tênue, menores as temperaturas do ambiente e a deposição da camada de neve (HRBÁČEK *et al.*, 2020a, 2020b; OLIVA *et al.*, 2017b). A camada ativa cumpre funções ecológicas, químicas, físicas e hidrológicas, muito importantes nas regiões de altas latitudes, além de ser responsável pela interação do permafrost com a atmosfera (DOBINSKI, 2011). A camada ativa do solo, recebe influência de diversos fatores, como a própria camada de neve, permeabilidade do solo, temperatura e cobertura da superfície, propriedades do solo, fatores climáticos (relevo,

altitude, massas de ar, maritimidade etc.) e de elementos climáticos, como a radiação e a temperatura (BISKABORN *et al.*, 2019; DOBIŃSKI, 2020) . A ALT e sua variabilidade, também são importantes para os diferentes processos criotúrbicos dos solos, como a existência de solos padronizados (CHAVES *et al.*, 2017).

4.6 Comportamento da série temporal e a interação com os módulos de variabilidade climática (ENSO e AAO)

Os modos de variabilidade climática, como os fenômenos de ENSO e o AAO, desencadeiam alterações, no comportamento da temperatura da superfície, na Antártica (MAYEWSKI *et al.*, 2017). O intervalo de 2008-2018, foram marcados por intensos e longos períodos de El Niño e La Niña, entre eles destacam a La Niña 2010/2011 e o El Niño de 2015/2016, com forte intensidade (Figura 30). Diversos trabalhos na literatura relatam alteração no regime de chuva e na temperatura do ar devido os fenômenos de ENSO, em várias regiões do planeta (SANTOSO; MCPHADEN; CAI, 2017).

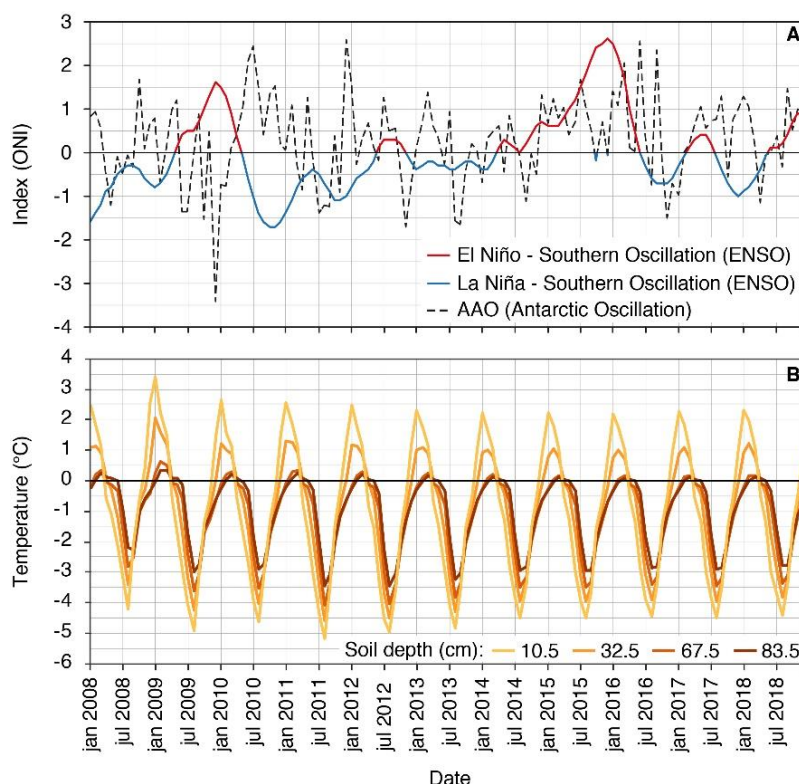


Figura 30. Séries do ENSO (El Niño e La Niña), AAO (Antarctic Oscillation) e a temperatura do solo em Fildes, em diferentes profundidades, no período de 2008 - 2018.

A AAO, teve sinal positivo predominante, na maioria de todos os meses, de todos os anos do período de 2008-2018. No ano de 2010, por exemplo, a AAO foi positiva de março até dezembro, e em 2015 de janeiro até setembro. A polaridade positiva da AAO condiciona a um aumento da temperatura do ar nas Shetland do Sul e na Península Antártica, dos ventos de leste (60 °S), como também o aumento de ciclones no oceano Austral (CHAVES *et al.*, 2017; CHRISTIE *et al.*, 2009; MARSHALL *et al.*, 2011; RETAMALES-MUÑOZ; DURÁN-ALARCÓN; MATTAR, 2019).

No ano de 2008 foi registrado forte intensidade de La Niña nos meses de janeiro e fevereiro. Com perda de intensidade, se estendendo para o grau moderado até o fraco em junho, com novo início novembro. Esse evento forte de La Niña, teve início em julho de 2007. As temperaturas do solo (32,5; 67,5 e 83,5 cm) apresentaram boas correlações com a La Niña. Em 2008 as temperaturas monitoradas de maior profundidade (67,5 e 83,5 cm), apresentaram tendência de resfriamento (Teste de Mann-Kendall). Apesar de que nos meses quentes de 2008, os registros são de temperaturas consideradas altas para região (máximo de 6,8 °C em dezembro/2008).

Em 2009 ocorreu La Niña do início do ano (até março) e de julho até o final do ano ocorreu o El Niño, com forte grau (ONI máximo de 1,6 °C). Nesse ano foi constatado 83 dias de descongelamento nos meses mais quentes, com descongelamento até a 83,5 cm do solo. E durante a primavera, houve intenso congelamento em todas as profundidades. Em 2009 ocorreram os maiores acumulados de precipitação (1059 mm) e neve (1707 cm) de todo o período estudado. Nesse ano as maiores correlações com ENSO foram para as temperaturas a 32,5 (0,59) e 10,5 cm (0,52). Em 2009, também houve tendência (Teste anual do MK-modificado) de resfriamento, em todas as temperaturas do solo, exceto a 10,5 cm. Nos anos de 2008 e 2009 ocorreram as maiores espessuras da camada ativa do período, atingindo 111 e 114 cm, respectivamente.

O forte evento do El Niño prologou-se até fevereiro de 2010. No entanto, de junho 2010 até maio de 2011, também ocorre La Niña, com o grau mais intenso (ONI de -1,7 °C) do período (2008-2018). As correlações do ENSO foram maiores (e negativas) para o ponto 10,5 cm (-0,64). Em 2010 a camada ativa apresentou a menor espessura do período (75 cm). Nesse ano, de março até dezembro, a AAO foi positiva. As fortes variações de ENSO podem ter afetado a dinâmica da AAO devido o acoplamento das condições do tempo em latitudes mais baixa, com o clima antártico (BOIASKI; FERRAZ; TATSCH, 2014).

No ano de 2011 ocorreu La Niña de intensidade fraca a moderada em quase todos os meses (exceto em junho), coincidindo com o ano com um dos maiores valores de temperatura mínima para série, com mínima diária de $-9,8^{\circ}\text{C}$. O ano de 2011 também apresentou temperaturas positivas elevadas, alcançando máxima diária de $8,7^{\circ}\text{C}$. Nesse ano, houve tendência de resfriamento para as profundidades 32,5 e 67,5 cm. As correlações de Spearman foram maiores em profundidades, com valor máximo de $-0,65$. As correlações nos anos de 2012 e 2013 foram baixas, e foram anos de maior neutralidade do fenômeno ENSO, no período estudado.

O ano de 2014, 2015 e 2016, foram marcados por um longo e contínuo evento de El Niño, com intensidade forte e maior valor do índice ONI de todo período (ONI de 2,6 $^{\circ}\text{C}$ em 2015). De acordo com a literatura, o evento de El Niño 2015/2016, é um dos mais intensos desde 1950 (L'HEUREUX *et al.*, 2019). Na classificação proposta de Null (2018), os eventos classificados como muito fortes de 1950 até os dias atuais, só foram três (1982/83, 1997/98 e 2015/16). As correlações de Spearman no período de 2015/16 foram as maiores de toda série (correlação máxima de 0,98).

O ano de 2014 apresentou temperaturas acima da média, com um ano de inverno pouco rigoroso (mínimo de $-3,2^{\circ}\text{C}$) e altas temperaturas no verão (máximo de $6,7^{\circ}\text{C}$). Foi observado ainda nesse ano, um dos menores índices de precipitação para série (206 mm de chuva e 1214 cm de neve), com tendência anual da temperatura do solo significativas e negativas para todas as profundidades do solo. No ano de 2015, todas as profundidades apresentaram correlação acima de 0,86. E também, foi um ano marcado pela intensa precipitação de neve (1602,1 cm), e pelas oscilações de temperaturas extremas, atingindo 9°C no verão e $-8,4^{\circ}\text{C}$ no inverno, e uma camada ativa menor (78 cm) do que a média do período. De acordo com Santoso *et al.* (2017), o evento extremo de El Niño em 2015/2016 foi marcado por aumento no número de ciclones e chuvas torrenciais em algumas regiões, como foi registado em Fildes, e seca severas com alto índice de incêndios florestais, como no sudeste da Ásia. Boiaski *et al.* (2013) relatam que um circuito de ondas de Rossby é descolado próximas do equador em direção ao sul da América do Sul, atingindo até a Península Antártica, em anos de El Niño, com modificação nos sistemas sinóticos dessas regiões.

O ano de 2017 mostrou pico de descongelamento no verão e outono (até na profundidade 83,5 cm). No entanto, na primavera com ocorrência de La Niña, o solo se manteve congelado desde o inverno. Nesse ano, também houve um grande volume de chuva (747,8 mm) e neve precipitado (13609 cm). E, apesar do inverno com a menor

temperatura mínima do período (-11,3 °C), no verão as temperaturas também foram altas (máxima de 8,3 °C), o que culminou na maior espessura da camada ativa para todo período (115 cm), ou seja, foi o ano com maior amplitude de máximos e mínimos. Já o ano de 2018 apresentou boas correlações da temperatura do solo com ENSO (máximo de 0,86 para 83,5 cm), no início do ano de 2018 ocorreu La Niña e no final do ano El Niño. Em 2018, as tendências para as duas maiores profundidades do solo foram significativas e negativa, apesar de máximas diárias próximas a 7,5 °C.

Na literatura diversos autores discutem os eventos de ENSO, como fator que interfere na temperatura da superfície do mar próximo a Antártica. Segundo os autores, esses fenômenos atuam em conjunto com complexos processos atmosféricos (HOLLAND; KWOK, 2012). Yuan (2004), destacam que a conexão mais forte sobre o gelo do mar, deve-se ao El Niño – Oscilação Sul (ENSO) e o modo climático de alta latitude – Dipolo Antártico, que caracteriza conexão fora do período das anomalias, permanecendo entre três a quatro estações após ter sido forçado do ENSO. Quando ocorre El Niño, as variações anuais da expansão e contração do gelo marinho do pacífico, seguem as flutuações de intensidade do Amundsen Sea Low (ASL) ligado ao ENSO (YUAN; MARTINSON, 2000).

Ao longo dos anos, o Amundsen Sea Low (ASL), atinge um “polo de variabilidade máxima” no campo da pressão média do nível do mar (MSLP). Se a ALS é forte na média e também ocorre eventos de La Niña, na Antártica ocorre maior advecção do frio e maior extensão do gelo oceânico em direção ao Mar de Ross, e advecção e redução da extensão do gelo na direção ocidental da Península Antártica (TURNER, 2004). No entanto, quando o ALS é caracterizado como fraco, existe predominância das anomalias de alta pressão no mar de Bellingshausen-Amundsen, e frequentemente está ocorrendo o fenômeno El Niño, as temperaturas ficam abaixo do normal e a extensão do gelo é maior em direção a leste da Península Antártica.

Inúmeros estudos, relatam detalhadamente como os fenômenos El Niño e La Niña, de forma correlata com outros eventos, influenciam mudanças de temperatura, regime de chuva e vento na atmosfera e no mar na região Antártica, entre eles: Carleton, 1988; Martinson; Iannuzzi, 2003; Yuan, 2004; Mayewski *et al.*, 2017. Porém, os estudos das correlações entre esses fenômenos e a dinâmica da temperatura e umidade do solo são escassos. Chaves *et al.*, (2017) encontraram correlação positiva entre a temperatura do solo e a ocorrência do ENSO no período de outubro de 2011 até março de 2012, e observaram que quando ocorreu anomalia de ENOS positiva, as temperaturas de anomalia

do solo também foram positivas. Segundo os autores, na região da Antártica Marítima, durante os verões de 2011 até 2013, ocorreram temperaturas muito mais amenas do que o esperado, devido a variabilidade natural na circulação atmosférica. E que durante o inverno tem ocorrido o contrário, com temperaturas maiores. Essa mudança no comportamento da atmosfera caracteriza em menos energia no sistema do solo, fazendo com que os horizontes mais profundos se mantenham congelado.

5. CONCLUSÃO

O teste de Mann-Kendall apresentou resultado positivo e significativo para todas as profundidades nas análises mensais, com predominância nos meses de agosto, setembro e novembro. No teste sazonal, o verão foi significativo e positivo para os pontos em maiores profundidades. Porém, nos testes anuais, as tendências foram negativas (resfriamento) para todos os anos, exceto 2010 e 2016 (sem tendência). O teste com diferentes lag's, apresentou tendência de resfriamento (com maior frequência nos anos de 2008, 2009, 2011, 2013, 2014) e em alguns anos não foram identificados tendência.

O teste de MK, apresentou ausência de tendência, considerando a série completa (2008-2018), e é um bom indicativo, para uma região sensível a mudanças no clima e sujeito a intensificação dos fenômenos naturais, como o ENSO.

A temperatura do ar obteve maior correlação, com o ponto mais superficial do solo (10,5 cm), e foi decrescente com a profundidade, mostrando a resistência do solo, na transferência de energia com os pontos em maiores profundidades e tamponamento do solo, favorecido pelas características da cobertura e textura do solo.

O número de dias isotérmicos, aumentou com a profundidade. Foi identificado variação sazonal do período de congelamento, com o aumento da profundidade, com migração do máximo de dias de congelamento do inverno para a primavera.

A umidade do solo (83,5 cm), apresentou maiores picos de máximos de acordo com o regime de chuva e neve precipitada. A diminuição do índice pluviométrico, influenciou diretamente o decréscimo da umidade do solo e a espessura da camada ativa (ALT).

As maiores correlações de Spearman da temperatura do solo (para todas as profundidades do solo), com os fenômenos de ENSO, foram no ano de maior intensidade do El Niño (2015/2016). Também foi detectado correlação da temperatura do solo com a AAO, em pelo menos 4 anos da série estudada.

Os modos de variabilidade climática ENSO e AAO, interferem na dinâmica da camada ativa. Seus efeitos em maior intensidade (ENSO 2015/2016), influenciaram na espessura da camada ativa, devido a alteração no regime de chuva e na quantidade de neve precipitado, e também nos ciclos de congelamento e descongelamento e aumento do número de dias isotérmicos em profundidade. Em ano com evento de ENSO, coincidentemente observou-se grandes amplitudes nos valores máximos e mínimos para

a temperatura do solo nas diferentes profundidades, por exemplo, nos anos de 2011, 2015 e 2017.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, Ivan C. C. *et al.* Active layer thermal regime at different vegetation covers at Lions Rump, King George Island, Maritime Antarctica. **Geomorphology**, [S. l.], 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.048>
- ALMEIDA, Ivan C. C. *et al.* Long term active layer monitoring at a warm-based glacier front from maritime Antarctica. **Catena**, [S. l.], v. 149, p. 572–581, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.031>
- ALMEIDA, Ivan Carlos Carreiro. **Solos de Lions Rump, Antártica Marítima: Processos de Formação, Classificação, Mapeamento e monitoramento da camada ativa**. 2012. - Universidade Federal de Viçosa, [s. l.], 2012.
- ANDREOLI, Rita Valéria *et al.* The influence of different El Niño types on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, [S. l.], 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.4783>
- ARAGHI, Alireza; MOUSAVI-BAYGI, Mohammad; ADAMOWSKI, Jan. Detecting soil temperature trends in Northeast Iran from 1993 to 2016. **Soil and Tillage Research**, [S. l.], v. 174, p. 177–192, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.still.2017.07.010>
- BAI, Yanying; SCOTT, Thomas A.; MIN, Qingwen. Climate change implications of soil temperature in the Mojave Desert, USA. **Frontiers of Earth Science**, [S. l.], v. 8, n. 2, p. 302–308, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s11707-013-0398-3>
- BBC. **China country profile - BBC News**. [S. l.: s. n.]
- BELTRAMI, Hugo; KELLMAN, Lisa. An examination of short- and long-term air-ground temperature coupling. **Global and Planetary Change**, [S. l.], v. 38, n. 3–4, p. 291–303, 2003. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00112-7](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00112-7)
- BENDIA, Amanda G. *et al.* Surviving in hot and cold: psychrophiles and thermophiles from Deception Island volcano, Antarctica. **Extremophiles**, [S. l.], 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00792-018-1048-1>
- BISKABORN, Boris K. *et al.* Permafrost is warming at a global scale. **Nature Communications**, [S. l.], 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4>
- BOCKHEIM, J. *et al.* Climate warming and permafrost dynamics in the Antarctic Peninsula region. **Global and Planetary Change**, [S. l.], 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.10.018>
- BOCKHEIM, J. G. Global distribution of cryosols with mountain permafrost: An overview. **Permafrost and Periglacial Processes**, [S. l.], 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/ppp.1830>
- BOIASKI, Nathalie; FERRAZ, Simone Erotildes Teleginski; TATSCH, Jônatan. PADRÃO ESPACIAL DA OSCILAÇÃO ANTÁRTICA NO MODELO HADGEM2-ES. **Ciência e Natura**, [S. l.], 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.5902/2179460x11665>
- BOIASKI, Nathalie Tissot; FERRAZ, Simone Erotildes Teleginski; TATSCH, Jonatan Dupont. VARIABILIDADE INTRASSAZONAL EXTREMA DA TEMPERATURA DO AR À SUPERFÍCIE NA PENÍNSULA ANTÁRTICA. **Ciência e Natura**, [S. l.], 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.5902/2179460x13880>
- BRACEGIRDLE, Thomas J. *et al.* Assessment of surface winds over the atlantic, indian, and pacific ocean sectors of the southern ocean in cmip5 models: Historical bias, forcing response, and state dependence. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, [S. l.], v. 118, n. 2, p. 547–562, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/jgrd.50153>

BRUNNA STEFANNY SANGEL DE, Oliveira; ALAN CAVALCANTI DA, Cunha. Correlação entre qualidade da água e variabilidade da precipitação no sul do Estado do Amapá. **Revista Ambiente & Água**, [S. l.], p. 261–275, 2014. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1980-993X2014000200008&lang=pt

BURN, C. R. The active layer: Two contrasting definitions. **Permafrost and Periglacial Processes**, [S. l.], 1998. Disponível em: [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199810/12\)9:4<411::AID-PPP292>3.0.CO;2-6](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199810/12)9:4<411::AID-PPP292>3.0.CO;2-6)

CANNONE, Nicoletta; GUGLIELMIN, Mauro. Influence of vegetation on the ground thermal regime in continental Antarctica. **Geoderma**, [S. l.], 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.04.007>

CARLETON, Andrew M. Sea Ice–Atmosphere Signal of the Southern Oscillation in the Weddell Sea, Antarctica. **Journal of Climate**, [S. l.], v. 1, n. 4, p. 379–388, 1988. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1988\)001<0379:SISOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1988)001<0379:SISOTS>2.0.CO;2)

CARSON, M. A. Soil moisture. In: **Introduction to Physical Hydrology**. [S. l.: s. n.]. E-book. Disponível em: <https://doi.org/10.4324/9780429273339-8>

CHAVES, D. A. *et al.* Active layer and permafrost thermal regime in a patterned ground soil in Maritime Antarctica, and relationship with climate variability models. **Science of the Total Environment**, [S. l.], v. 584–585, p. 572–585, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.01.077>

CHEN, Shengyun *et al.* Soil thermal regime alteration under experimental warming in permafrost regions of the central Tibetan Plateau. **Geoderma**, [S. l.], 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114397>

CHRISTIE, Duncan A. *et al.* El Niño–Southern Oscillation signal in the world’s highest-elevation tree-ring chronologies from the Altiplano, Central Andes. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, [S. l.], v. 281, n. 3–4, p. 309–319, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.11.013>

CLEM, Kyle R. *et al.* The relative influence of ENSO and SAM on antarctic Peninsula climate. **Journal of Geophysical Research**, [S. l.], 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2016JD025305>

COLOMBO, Nicola *et al.* **Review: Impacts of permafrost degradation on inorganic chemistry of surface fresh water**. [S. l.: s. n.] Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.11.017>

COOK, A. J. *et al.* Ocean forcing of glacier retreat in the western Antarctic Peninsula. **Science**, [S. l.], 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1126/science.aae0017>

COOK, A. J.; VAUGHAN, D. G. **Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years**. [S. l.: s. n.] Disponível em: <https://doi.org/10.5194/tc-4-77-2010>

DAHER, Mayara *et al.* Semi-arid soils from a topolithosequence at James Ross Island, Weddell Sea region, Antarctica: Chemistry, mineralogy, genesis and classification. **Geomorphology**, [S. l.], 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.11.003>

DE PABLO, M. A. *et al.* Thaw depth spatial and temporal variability at the Limnopolar Lake CALM-S site, Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica. **Science of the Total Environment**, [S. l.], 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.09.284>

DE PABLO, M. A.; RAMOS, M.; MOLINA, A. Snow cover evolution, on 2009–2014, at the Limnopolar Lake CALM-S site on Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica. **Catena**, [S. l.], 2017. Disponível em:

<https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.002>
 DOBINSKI, Wojciech. **Permafrost**. [S. l.: s. n.] Disponível em:
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.06.007>
 DOBIŃSKI, Wojciech. **Permafrost active layer**. [S. l.: s. n.] Disponível em:
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103301>
 DU, Yizhen *et al.* Evaluation of 11 soil thermal conductivity schemes for the permafrost region of the central Qinghai-Tibet Plateau. **Catena**, [S. l.], 2020. Disponível em:
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104608>
 ERMOLIN, Evgeniy; DE ANGELIS, Hernán; SKVARCA, Pedro. Mapping of permafrost on Vega Island, Antarctic Peninsula, using satellite images and aerial photography. **Annals of Glaciology**, [S. l.], 2002. Disponível em:
<https://doi.org/10.3189/172756402781817824>
 EVERETT, K. R. Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms. **Arctic and Alpine Research**, [S. l.], 1989. Disponível em: <https://doi.org/10.2307/1551636>
 FERNANDINO, Gerson; ELLIFF, Carla I.; SILVA, Iracema R. **Ecosystem-based management of coastal zones in face of climate change impacts: Challenges and inequalities**. [S. l.: s. n.] Disponível em:
<https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2018.03.034>
 GAO, Zeyong *et al.* Soil water dynamics in the active layers under different land-cover types in the permafrost regions of the Qinghai-Tibet Plateau, China. **Geoderma**, [S. l.], 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114176>
 GEIGER, Rudolf. Classificação climática de Köppen- Geiger. **Creative Commons Attribution-Share Alike 3.0 Unported**, [S. l.], 1936.
 GHARINEIAT, Zahra; DENG, Xiaoli. Description and assessment of regional sea-level trends and variability from altimetry and tide gauges at the northern Australian coast. **Advances in Space Research**, [s. l.], 2018 Disponível em:
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.02.038>
 GJORUP, Davi Feital *et al.* Sulfurization, acid-sulfate soils and active layer monitoring at the semiarid Seymour Island, Antarctica. **Geoderma Regional**, [S. l.], 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2020.e00305>
 GLAZER, Michał *et al.* Spatial distribution and controls of permafrost development in non-glacial Arctic catchment over the Holocene, Fuglebekken, SW Spitsbergen. **Geomorphology**, [S. l.], 2020. Disponível em:
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107128>
 GOVIL, Pawan *et al.* Melt water flux and climate change record of last 18.5 ka from Schirmacher Oasis, East Antarctica. **Polar Science**, [S. l.], 2018. Disponível em:
<https://doi.org/10.1016/J.POLAR.2018.05.001>. Acesso em: 20 maio. 2018.
 GOYANES, G. *et al.* Local influences of geothermal anomalies on permafrost distribution in an active volcanic island (Deception Island, Antarctica). **Geomorphology**, [S. l.], 2014. Disponível em:
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.04.010>
 GUGLIELMIN, M.; DRAMIS, F. Permafrost as a climatic indicator in northern Victoria Land, Antarctica. In: 1999, **Annals of Glaciology**. [S. l.: s. n.] Disponível em:
<https://doi.org/10.3189/172756499781821111>
 GUGLIELMIN, Mauro. Ground surface temperature (GST), active layer and permafrost monitoring in continental Antarctica. **Permafrost and Periglacial Processes**, [S. l.], 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/ppp.553>
 GUGLIELMIN, Mauro. **Advances in permafrost and periglacial research in Antarctica: A review**. [S. l.: s. n.] Disponível em:
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.008>

GUGLIELMIN, Mauro; CANNONE, Nicoletta. A permafrost warming in a cooling Antarctica? **Climatic Change**, [S. l.], 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0137-2>

GUGLIELMIN, Mauro; DALLE FRATTE, Michele; CANNONE, Nicoletta. Permafrost warming and vegetation changes in continental Antarctica. **Environmental Research Letters**, [S. l.], 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/4/045001>

GUGLIELMIN, Mauro; ELLIS EVANS, Cynan J.; CANNONE, Nicoletta. Active layer thermal regime under different vegetation conditions in permafrost areas. A case study at Signy Island (Maritime Antarctica). **Geoderma**, [S. l.], v. 144, n. 1–2, p. 73–85, 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.10.010>

HAMED, Khaled H.; RAMACHANDRA RAO, A. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. **Journal of Hydrology**, [S. l.], v. 204, n. 1–4, p. 182–196, 1998. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00125-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00125-X)

HINKEL, K. M. *et al.* Patterns of soil temperature and moisture in the active layer and upper permafrost at Barrow, Alaska: 1993–1999. In: 2001, **Global and Planetary Change**. [S. l.: s. n.] Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00096-0](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00096-0)

HIRSCH, Robert M.; SLACK, James R.; SMITH, Richard A. Techniques of trend analysis for monthly water quality data. **Water Resources Research**, [S. l.], v. 18, n. 1, p. 107–121, 1982. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/WR018i001p00107>

HOLLAND, Paul R.; KWOK, Ron. Wind-driven trends in Antarctic sea-ice drift. **Nature Geoscience**, [S. l.], v. 5, n. 12, p. 872–875, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/ngeo1627>

HRBÁČEK, Filip *et al.* Active layer monitoring at CALM-S site near J.G.Mendel Station, James Ross Island, eastern Antarctic Peninsula. **Science of the Total Environment**, [S. l.], 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.05.266>

HRBÁČEK, Filip *et al.* Active layer monitoring in Antarctica: an overview of results from 2006 to 2015. **Polar Geography**, [S. l.], 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/1088937X.2017.1420105>

HRBÁČEK, Filip *et al.* Modelling ground thermal regime in bordering (dis)continuous permafrost environments. **Environmental Research**, [S. l.], 2020 a. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.envres.2019.108901>

HRBÁČEK, Filip *et al.* Effect of climate and moss vegetation on ground surface temperature and the active layer among different biogeographical regions in Antarctica. **Catena**, [S. l.], 2020 b. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104562>

HRBÁČEK, Filip; NÝVLT, Daniel; LÁSKA, Kamil. Active layer thermal dynamics at two lithologically different sites on James Ross Island, Eastern Antarctic Peninsula. **Catena**, [S. l.], 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.020>

HRBÁČEK, Filip; UXA, Tomáš. The evolution of a near-surface ground thermal regime and modeled active-layer thickness on James Ross Island, Eastern Antarctic Peninsula, in 2006–2016. **Permafrost and Periglacial Processes**, [S. l.], 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/ppp.2018>

HUGHES, Terry P. *et al.* Global warming and recurrent mass bleaching of corals. **Nature**, [S. l.], v. 543, n. 7645, p. 373–377, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/nature21707>

IBÁÑEZ, J. M. *et al.* The 1998–1999 seismic series at Deception Island volcano, Antarctica. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, [S. l.], 2003. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00247-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00247-6)

IPCC. **Summary for Policymakers. Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special**

Report on the impacts of global warming of 1.5 °C above pre-industrial levels. [S. l.: s. n.]. *E-book*. Disponível em: <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>

IPCC (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE). Special Report: The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate (final draft). **IPCC Summary for Policymakers**, [S. l.], 2019. Disponível em: <https://doi.org/https://www.ipcc.ch/report/srocc/>

J., ROGELJ, D. SHINDELL, K. JIANG, S. FIFITA, P. FORSTER, V. GINZBURG, C. HANDA, H. KHESHGI, S. KOBAYASHI, E. KRIEGLER, L. MUNDACA, R. SÉFÉRIAN, and M. V. Vilariño. IPCC special report Global Warming of 1.5 °C. **IPCC special report Global Warming of 1.5 °C**, [S. l.], 2018.

JIANG, Yueyang *et al.* Importance of soil thermal regime in terrestrial ecosystem carbon dynamics in the circumpolar north. **Global and Planetary Change**, [S. l.], v. 142, p. 28–40, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.04.011>

KAHIMBA, F. C.; SRI RANJAN, R.; KRISHNAPILLAI, M. Impact of cable lengths on the accuracy of dielectric constant measurements by time domain reflectometry. **Canadian Biosystems Engineering / Le Genie des biosystems au Canada**, [S. l.], 2007.

KENDALL, Maurice G. Rank Correlation Methods. **London Griffin**, [S. l.], 1975.

KING, J. C.; TURNER, J. **Antarctic Meteorology and Climatology**. [S. l.: s. n.]. *E-book*. Disponível em: <https://doi.org/10.1017/cbo9780511524967>

KOSTOV, Yavor *et al.* Fast and slow responses of Southern Ocean sea surface temperature to SAM in coupled climate models. **Climate Dynamics**, [S. l.], 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3162-z>

L'HEUREUX, Michelle L. *et al.* Strength outlooks for the El Niño-Southern Oscillation. **Weather and Forecasting**, [S. l.], 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/WAF-D-18-0126.1>

LARIOS, A. D. *et al.* Analysis of atmospheric ammonia concentration from four sites in Quebec City region over 2010–2013. **Atmospheric Pollution Research**, [S. l.], v. 9, n. 3, p. 476–482, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.apr.2017.11.001>

LI, Ren *et al.* Soil thermal conductivity and its influencing factors at the Tanggula permafrost region on the Qinghai–Tibet Plateau. **Agricultural and Forest Meteorology**, [S. l.], 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.10.011>

LORREY, Andrew M.; FAUCHEREAU, Nicolas C. Southwest Pacific atmospheric weather regimes: linkages to ENSO and extra-tropical teleconnections. **International Journal of Climatology**, [S. l.], 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.5304>

LUO, Dongliang *et al.* Difference between near-surface air, land surface and ground surface temperatures and their influences on the frozen ground on the Qinghai-Tibet Plateau. **Geoderma**, [S. l.], v. 312, p. 74–85, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.09.037>

MANN, Henry B. Nonparametric Tests Against Trend. **Econometrica**, [S. l.], v. 13, n. 3, p. 245, 1945. Disponível em: <https://doi.org/10.2307/1907187>

MARSHALL, Gareth J. *et al.* Analysis of a regional change in the sign of the SAM-temperature relationship in Antarctica. **Climate Dynamics**, [S. l.], 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0682-9>

MARTINSON, D. G.; IANNUZZI, R. A. Spatial / temporal patterns in Weddell gyre characteristics and their relationship to global climate. **Journal of Geophysical Research**, [S. l.], v. 108, n. c4, p. 8083, 2003. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2000JC000538>

MAYEWSKI, P. A. *et al.* Ice core and climate reanalysis analogs to predict Antarctic

and Southern Hemisphere climate changes. **Quaternary Science Reviews**, [S. l.], v. 155, p. 50–66, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.017>

MCGREGOR, S. *et al.* Inferred changes in El Niño-Southern Oscillation variance over the past six centuries. **Climate of the Past**, [S. l.], 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/cp-9-2269-2013>

MICHEL, R. F. M. *et al.* Active-layer thermal monitoring on the Fildes Peninsula, King George Island, maritime Antarctica. **Solid Earth**, [S. l.], v. 5, n. 2, p. 1361–1374, 2014 a. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/se-5-1361-2014>

MICHEL, Roberto F. M. *et al.* Active layer temperature in two Cryosols from King George Island, Maritime Antarctica. **Geomorphology**, [S. l.], v. 155–156, p. 12–19, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.013>

MICHEL, Roberto F. M. *et al.* Soils and landforms from Fildes Peninsula and Ardley Island, Maritime Antarctica. **Geomorphology**, [S. l.], v. 225, n. C, p. 76–86, 2014 b. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.041>

MOLIN, José P.; RABELLO, Ladislau M. Estudos sobre a mensuração da condutividade elétrica do solo. **Engenharia Agrícola**, [S. l.], 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S0100-69162011000100009>

NASANBAT, Elbegjargal *et al.* Frequency analysis of MODIS NDVI time series for determining hotspot of land degradation in Mongolia. In: 2018, **International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences - ISPRS Archives**. [S. l.: s. n.] p. 1299–1304. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLII-3-1299-2018>

NULL, Jan. **El Niño and La Niña Years and Intensities**. [s. l.], 2018.

O'BRIEN, Peter L. *et al.* Thermal remediation alters soil properties – a review. [S. l.: s. n.] Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2017.11.052>

Observations: Cryosphere. In: **Climate Change 2013 the Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. [S. l.: s. n.]. E-book. Disponível em: <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.012>

OLIVA, M. *et al.* Recent regional climate cooling on the Antarctic Peninsula and associated impacts on the cryosphere. **Science of the Total Environment**, [S. l.], 2017 a. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.12.030>

OLIVA, M. *et al.* Permafrost degradation on a warmer Earth: Challenges and perspectives This review comes from a themed issue on Sustainable Soil Management. **Current Opinion in Environmental Science & Health**, [S. l.], 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.coesh.2018.03.007>

OLIVA, M.; FRITZ, M. **Permafrost degradation on a warmer Earth: Challenges and perspectives**. [S. l.: s. n.] Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.coesh.2018.03.007>

OLIVA, Marc *et al.* Active layer dynamics in three topographically distinct lake catchments in Byers Peninsula (Livingston Island, Antarctica). **Catena**, [S. l.], 2017 b. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.011>

OLIVEIRA, Leidjane M. M. de *et al.* Evapotranspiração real em bacia hidrográfica do Nordeste brasileiro por meio do SEBAL e produtos MODIS. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, [S. l.], v. 18, n. 10, p. 1039–1046, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v18n10p1039-1046>

PANWAR, M.; AGARWAL, A.; DEVADAS, V. Analyzing land surface temperature trends using non-parametric approach: A case of Delhi, India. **Urban Climate**, [S. l.], v. 24, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2018.01.003>

PATTON, Annette I.; RATHBURN, Sara L.; CAPPS, Denny M. **Landslide response**

to climate change in permafrost regions. [S. l.: s. n.] Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.04.029>

PEDRO, J. B. *et al.* Southern Ocean deep convection as a driver of Antarctic warming events. **Geophysical Research Letters**, [S. l.], v. 43, n. 5, p. 2192–2199, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2016GL067861>

PEREIRA, Thiago Torres C. *et al.* Genesis, mineralogy and ecological significance of ornithogenic soils from a semi-desert polar landscape at Hope Bay, Antarctic Peninsula. **Geoderma**, [S. l.], v. 209–210, p. 98–109, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.06.012>

PETTITT, A. N. A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. **Applied Statistics**, [S. l.], v. 28, n. 2, p. 126, 1979. Disponível em: <https://doi.org/10.2307/2346729>

PINGALE, Santosh M. *et al.* Spatial and temporal trends of mean and extreme rainfall and temperature for the 33 urban centers of the arid and semi-arid state of Rajasthan, India. **Atmospheric Research**, [S. l.], v. 138, p. 73–90, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.10.024>

POGLIOTTI, P. *et al.* Warming permafrost and active layer variability at Cime Bianche, Western European Alps. **Cryosphere**, [S. l.], 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/tc-9-647-2015>

POLVANI, L. M. *et al.* Stratospheric Ozone Depletion: The Main Driver of Twentieth-Century Atmospheric Circulation Changes in the Southern Hemisphere. **Journal of Climate**, [S. l.], v. 24, n. 3, p. 795–812, 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/2010jcli3772.1>

PONCET, S.; PONCET, J. Censuses of penguin populations of the Antarctic Peninsula, 1983–87. **British Antarctic Survey Bulletin**, [S. l.], 1987. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0198-0254\(88\)92649-0](https://doi.org/10.1016/0198-0254(88)92649-0)

PÖRTNER, H. O. *et al.* **IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate.** [S. l.: s. n.]. E-book.

POTAPOWICZ, Joanna *et al.* **The influence of global climate change on the environmental fate of anthropogenic pollution released from the permafrost: Part I. Case study of Antarctica.** [S. l.: s. n.] Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.168>

RAMOS, M. *et al.* Temperature gradient distribution in permafrost active layer, using a prototype of the ground temperature sensor (REMS-MSL) on Deception Island (Antarctica). **Cold Regions Science and Technology**, [S. l.], 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2011.10.012>

RAMOS, Miguel *et al.* Drilling and installation of boreholes for permafrost thermal monitoring on Livingston Island in the maritime Antarctic. **Permafrost and Periglacial Processes**, [S. l.], 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/ppp.635>

RASMUSSEN, Laura H. *et al.* Modelling present and future permafrost thermal regimes in Northeast Greenland. **Cold Regions Science and Technology**, [S. l.], v. 146, p. 199–213, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.10.011>

RESCK, Bruno de Carvalho. **Química e mineralogia de solos vulcânicos das Ilhas Deception e Penguin, Antártica Marítima.** 2011. - Universidade Federal de Viçosa, [s. l.], 2011.

RETAMALES-MUÑOZ, G.; DURÁN-ALARCÓN, C.; MATTAR, C. Recent land surface temperature patterns in Antarctica using satellite and reanalysis data. **Journal of South American Earth Sciences**, [S. l.], 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102304>

ROY, Indrani; TEDESCHI, Renata G.; COLLINS, Matthew. ENSO teleconnections to the Indian summer monsoon under changing climate. **International Journal of Climatology**, [S. l.], 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.5999>

SANTOSO, Agus; MCPHADEN, Michael J.; CAI, Wenju. **The Defining Characteristics of ENSO Extremes and the Strong 2015/2016 El Niño**. [S. l.: s. n.] Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2017RG000560>

SCHAEFER, Carlos E. G. R. *et al.* Soils of the Weddell Sea Sector, Antarctica. In: [S. l.: s. n.]. *E-book*. Disponível em: https://doi.org/10.1007/978-3-319-05497-1_14

SCHAEFER, Carlos E. G. R. *et al.* Penguin activity modify the thermal regime of active layer in Antarctica: A case study from Hope Bay. **Catena**, [S. l.], 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.021>

SEMEDO, Alvaro *et al.* Projection of global wave climate change toward the end of the twenty-first century. **Journal of Climate**, [S. l.], v. 26, n. 21, p. 8269–8288, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00658.1>

SEN, Pranab Kumar. Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. **Journal of the American Statistical Association**, [S. l.], v. 63, n. 324, p. 1379–1389, 1968. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934>

SIMAS, Felipe N. B. *et al.* Soils of the South Orkney and South Shetland Islands, Antarctica. In: [S. l.: s. n.]. *E-book*. Disponível em: https://doi.org/10.1007/978-3-319-05497-1_13

SIMPKINS, Graham R. *et al.* Seasonal relationships between large-scale climate variability and antarctic sea ice concentration. **Journal of Climate**, [S. l.], 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00367.1>

SIMPKINS, Graham R.; PEINGS, Yannick; MAGNUSDOTTIR, Gudrun. Pacific influences on tropical Atlantic teleconnections to the southern hemisphere high latitudes. **Journal of Climate**, [S. l.], 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0645.1>

SKVARCA, Pedro; DE ANGELIS, Hernán; ERMOLIN, Evgeniy. Mass balance of “Glaciar Bahía del Diablo”, Vega Island, Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, [S. l.], 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.3189/172756404781814672>

SOIL SURVEY STAFF. **Gridded Soil Survey Geographic (gSSURGO) Database for the Conterminous United States**. [s. l.], 2018.

SOLOMINA, Olga N. *et al.* **Glacier fluctuations during the past 2000 years**. [S. l.: s. n.] Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.04.008>

SOUZA, Katia Karoline Delpupo *et al.* Soil formation in Seymour Island, Weddell Sea, Antarctica. **Geomorphology**, [S. l.], 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.047>

STAMMERJOHN, S. E. *et al.* Trends in Antarctic annual sea ice retreat and advance and their relation to El Niño–Southern Oscillation and Southern Annular Mode variability. **Journal of Geophysical Research**, [S. l.], 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2007jc004269>

TEDESCHI, Renata G.; COLLINS, Matthew. The influence of ENSO on South American precipitation: simulation and projection in CMIP5 models. **International Journal of Climatology**, [S. l.], 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.4919>

TEDESCHI, Renata G.; GRIMM, Alice M.; CAVALCANTI, Iracema F. A. Influence of Central and East ENSO on precipitation and its extreme events in South America during austral autumn and winter. **International Journal of Climatology**, [S. l.], 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.4670>

TEDROW, J. C. F. Polar Desert Soils. **Soil Science Society of America Journal**, [S. l.], 1966. Disponível em: <https://doi.org/10.2136/sssaj1966.03615995003000030024x>

TEDROW, J. C. F. Polar Soils. In: **Encyclopedia of Soils in the Environment**. [S. l.: s. n.]. E-book. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/B0-12-348530-4/00010-2>

The frozen earth. Fundamentals of geocryology. Peter J. Williams and Michael W. Smith (1989). Publisher Cambridge University Press, Cambridge, (hardback). ISBN 0 521 36534 1. 306 pp. **Permafrost and Periglacial Processes**, [S. l.], 1993. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/ppp.3430040221>

THOMAS, E. R. *et al.* Twentieth century increase in snowfall in coastal West Antarctica. **Geophysical Research Letters**, [S. l.], v. 42, n. 21, p. 9387–9393, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2015GL065750>

THOMAZINI, A. *et al.* Geospatial variability of soil CO₂-C exchange in the main terrestrial ecosystems of Keller Peninsula, Maritime Antarctica. **Science of the Total Environment**, [S. l.], v. 562, p. 802–811, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.04.043>

TURNER, John. The El Niño-Southern Oscillation and Antarctica. **International Journal of Climatology**, [S. l.], v. 24, n. 1, p. 1–31, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.965>

TURNER, John *et al.* Antarctic climate change and the environment: An update. **Polar Record**, [S. l.], 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1017/S0032247413000296>

TURNER, John *et al.* Absence of 21st century warming on Antarctic Peninsula consistent with natural variability. **Nature**, [S. l.], 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/nature18645>

TURNER, John *et al.* Unprecedented springtime retreat of Antarctic sea ice in 2016. **Geophysical Research Letters**, [S. l.], 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2017GL073656>

TURNER, John; OVERLAND, James E.; WALSH, John E. An Arctic and Antarctic perspective on recent climate change. **International Journal of Climatology**, [S. l.], 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.1406>

UXA, Tomáš; KŘÍŽEK, Marek; HRBÁČEK, Filip. PERICLIMv1.0: A model deriving palaeo-air temperatures from thaw depth in past permafrost regions. **Geoscientific Model Development Discussions**, [S. l.], 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/gmd-2020-5>

VAN GESTEL, Natasja *et al.* Long-term warming research in high-latitude ecosystems: Responses from polar ecosystems and implications for future climate. In: **Ecosystem Consequences of Soil Warming: Microbes, Vegetation, Fauna and Soil Biogeochemistry**. [S. l.: s. n.]. E-book. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-813493-1.00016-8>

VIEIRA, Gonçalo *et al.* Thermal state of permafrost and active-layer monitoring in the antarctic: Advances during the international polar year 2007-2009. **Permafrost and Periglacial Processes**, [S. l.], 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/ppp.685>

WALKER, C. C.; GARDNER, A. S. Rapid drawdown of Antarctica's Wordie Ice Shelf glaciers in response to ENSO/Southern Annular Mode-driven warming in the Southern Ocean. **Earth and Planetary Science Letters**, [S. l.], 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.08.005>

WANG, Chunzai *et al.* El Niño and Southern Oscillation (ENSO): A Review. In: [S. l.: s. n.]. E-book. Disponível em: https://doi.org/10.1007/978-94-017-7499-4_4

WANG, Qingzhi *et al.* The influence of pavement type on the thermal stability of block-stone embankments in the warm permafrost region. **Transportation Geotechnics**, [S. l.], 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.trgeo.2020.100334>

WASHBURN, A. L. Geocryology: a survey of periglacial processes and environments. **Geocryology: a survey of periglacial processes and environments**, [S. l.], 1979.

Disponível em: <https://doi.org/10.1111/j.1745-7939.1981.tb00945.x>

WELHOUSE, Lee J. *et al.* Composite analysis of the effects of ENSO events on Antarctica. **Journal of Climate**, [S. l.], 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0108.1>

WILHELM, Kelly R.; BOCKHEIM, James G. Climatic controls on active layer dynamics: Amsler Island, Antarctica. **Antarctic Science**, [S. l.], 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1017/S0954102016000511>

YANG, Shuhua *et al.* Evaluation of reanalysis soil temperature and soil moisture products in permafrost regions on the Qinghai-Tibetan Plateau. **Geoderma**, [S. l.], 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114583>

YENER, Deniz; OZGENER, Onder; OZGENER, Leyla. **Prediction of soil temperatures for shallow geothermal applications in Turkey**. [S. l.: s. n.] Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.rser.2016.11.065>

YU, Jin Yi; KIM, Seon Tae. Identifying the types of major El Niño events since 1870. **International Journal of Climatology**, [S. l.], 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.3575>

YUAN, Xiaojun. ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: A synthesis of phenomenon and mechanisms. **Antarctic Science**, [S. l.], v. 16, n. 4, p. 415–425, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1017/S0954102004002238>

YUAN, Xiaojun; MARTINSON, Douglas G. Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity. **Journal of Climate**, [S. l.], v. 13, n. 10, p. 1697–1717, 2000. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1697:ASIEVA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1697:ASIEVA>2.0.CO;2)

YUE, Sheng; WANG, Chun Yuan. The Mann-Kendall test modified by effective sample size to detect trend in serially correlated hydrological series. **Water Resources Management**, [S. l.], v. 18, n. 3, p. 201–218, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1023/B:WARM.0000043140.61082.60>

ANEXO - A

Tabela 4. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Mensal.

Mês	Prof. (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
Fevereiro	10.5	3.72	0.000195893	0.09
Agosto		4.31	1.66E-05	0.12
Agosto	32.5	4.90	9.78E-07	0.11
Agosto		5.42	5.87E-08	0.10
Setembro	67.5	3.40	0.000674341	0.06
Novembro		4.89	9.94E-07	0.02
Setembro		3.66	0.000253255	0.05
Novembro	83.5	5.37	8.02E-08	0.03

Tabela 5. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Sazonal.

Profundidade (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
67.5	4.12	0.000039	0.0003
83.5	4.61	0.000004	0.0002

Tabela 6. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência - Anual

Profundidade (cm)/Ano	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
10.5 /2013	-10.4	3.76E-25	-0.01
10.5 /2014	-12.1	1.78E-33	-0.007
32.5 /2009	-12.2	3.64E-34	-0.015
32.5 /2011	-10.9	6.92E-28	-0.012
32.5 /2012	-11.0	6.62E-28	-0.010
32.5 /2013	-13.4	8.66E-41	-0.007
32.5 /2014	-14.2	1.14E-45	-0.005
32.5 /2015	-10.4	2.62E-25	-0.008
32.5 /2017	-10.4	2.12E-25	-0.012
67.5 /2008	-9.9	4E-23	-0.004
67.5 /2009	-13.0	7.5E-39	-0.009
67.5 /2011	-12.0	3.2E-33	-0.006
67.5 /2013	-11.3	1.8E-29	-0.003
67.5 /2014	-12.5	9.7E-36	-0.003
67.5 /2015	-10.0	1.2E-23	-0.004
67.5 /2017	-13.3	2.8E-40	-0.007
67.5 /2018	-9.9	4E-23	-0.004
83,5 /2008	-11.3	1.18E-29	-0.003
83,5 /2009	-12.1	6.88E-34	-0.006
83,5 /2014	-9.3	2.11E-20	-0.002

83,5 /2017	-11.1	1.33E-28	-0.005
83,5 /2018	-11.3	1.18E-29	-0.003

Tabela 7. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Lag de 2 anos.

Lag's	Ano de Início	Prof. (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
2 anos	2014	10.5	-9.33	1.02E-20	-0.12
	2013	32.5	-9.54	1.37291E-21	-0.05
	2014		-13.29	2.53833E-40	-0.09
	2008		-9.66	4.67E-22	-0.07
	2011	67.5	-9.68	3.71E-22	-0.06
	2014	83.5	-12.78	2.16E-37	-0.06
	2008		-10.31	6.65E-25	-0.06
	2009		-9.69	3.43E-22	-0.04
	2011		-8.85	8.45E-19	-0.05
	2014		-10.55	4.85E-26	-0.05

Tabela 8. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência - Lag de 3 anos.

Lag's	Ano de Início	Prof. (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
3 anos	2013	10.5	-8.05	8.42E-16	-0.05
	2010	32.5	-7.56	3.98E-14	-0.04
	2013		-11.92	9.36E-33	-0.04
	2008		-9.70	3.15E-22	-0.03
	2013	67.5	-11.00	3.86E-28	-0.02
	2014	83.5	-8.08	6.31E-16	-0.01
	2008		-11.20	4.24E-29	-0.03
	2013		-9.22	2.96E-20	-0.02
	2014		-7.76	8.82E-15	-0.01

Tabela 9. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência - Lag de 4 anos.

Lag's	Ano de Início	Prof. (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
4 anos	2013	32.5	-7.22	5.13E-13	-0.01
	2008	67.5	-7.70	1.37E-14	-0.02
	2009		-7.22	5.09E-13	-0.02
	2013		-8.35	7.04E-17	-0.01
	2008	83.5	-8.89	6.27E-19	-0.01

2009	-8.16	3.44E-16	-0.01
2013	-7.95	1.88E-15	-0.01

Tabela 10. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Mensal.

Mês	Prof. (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
Fevereiro	10.5	8771	5.78E-09	173	28/02/2014
Agosto		13420	3.17E-12	141	17/08/2012
Agosto	32.5	15614	2.12E-16	143	19/08/2012
Agosto		17606	9.78E-21	152	28/08/2012
Setembro	67.5	8469	1.31E-05	245	05/09/2016
Novembro		10144	7.28E-08	240	30/11/2015
Setembro	83.5	8941	3.33E-06	171	21/09/2013
Novembro		10195	6.13E-08	240	30/11/2015

Tabela 11. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Sazonal.

Profundidade (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
67.5	124608	3.01E-06	1375	18/12/2015
83.5	126868	1.85E-06	1375	18/12/2015

Tabela 12. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Anual.

Profundidade (cm)/Ano	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
10.5 /2013	376355	3.28E-08	1724	18/11/2012
10.5 /2014	659573	2.46E-24	481	24/06/2009
32.5 /2009	30910	1.75E-51	139	19/05/2009
32.5 /2011	28990	2.45E-45	153	02/06/2011
32.5 /2012	31777	6.01E-54	149	28/05/2012
32.5 /2013	32474	8.81E-57	162	11/06/2013
32.5 /2014	32844	4.50E-58	162	11/06/2014
32.5 /2015	30914	4.25E-54	145	31/05/2015
32.5 /2017	28798	9.59E-45	144	19/04/2017
67.5 /2008	22490	1.59E-44	118	22/06/2008
67.5 /2009	33044	8.90E-59	167	16/06/2009
67.5 /2011	33118	4.87E-59	169	18/06/2011
67.5 /2013	33132	4.35E-59	190	09/07/2013
67.5 /2014	33296	1.14E-59	185	04/07/2014
67.5 /2015	31842	2.28E-57	161	01/06/2015
67.5 /2017	32982	1.47E-58	165	24/05/2017
67.5 /2018	22490	1.59E-44	118	30/05/2018
83.5 /2008	23492	1.53E-48	134	08/07/2008
83.5 /2009	33270	1.41E-59	177	26/06/2009
83.5 /2014	33066	7.44E-59	194	13/07/2014
83.5 /2017	33216	2.19E-59	173	14/06/2017

83.5 /2018	23492	1.53E-48	134	22/06/2018
------------	-------	----------	-----	------------

Tabela 13. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Lag de 2 anos.

Lag's	Ano de Início	Prof. (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
2 anos	2014	10.5	77924	4.82E-41	501	16/05/2015
	2013	32.5	70963	4.13E-34	162	11/06/2013
	2014		89970	1.43E-54	515	30/05/2015
	2008		76458	9.01E-51	472	15/06/2009
	2011	67.5	81994	3.26E-45	170	19/06/2011
	2014	83.5	93134	1.90E-58	530	14/06/2015
	2008		77600	2.75E-52	481	24/06/2009
	2009		92504	1.15E-57	176	25/06/2009
	2011		88431	1.61E-52	177	26/06/2011
	2014		94624	2.56E-60	534	18/06/2015

Tabela 14. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Lag de 3 anos.

Lag's	Ano de Início	Prof. (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
3 anos	2013	10.5	121825	7.45469E-30	866	16/05/2015
	2010	32.5	116671	2.41877E-27	518	02/06/2011
	2013		141800	2.69622E-40	880	30/05/2015
	2008		155679	3.63062E-57	472	15/06/2009
	2013	67.5	144518	7.72062E-42	895	14/06/2015
	2014	83.5	144934	5.79111E-42	530	14/06/2015
	2008		166123	4.91432E-65	481	24/06/2009
	2013		146274	7.50122E-43	899	18/06/2015
	2014		161537	5.02082E-52	534	18/06/2015

Tabela 15. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Lag de 4 anos.

Lag's	Ano de Início	Prof. (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
4 anos	2013	32.5	171760	4.65E-25	880	30/05/2015
	2008		199887	2.93E-38	472	15/06/2009
	2009	67.5	182426	3.26E-28	900	19/06/2011
	2013		205092	1.51E-35	895	14/06/2015
	2008		219792	3.61E-46	481	24/06/2009
	2009	83.5	204742	1.99E-35	906	25/06/2011
	2013		225391	7.62E-43	899	18/06/2015

CAPÍTULO II

TENDÊNCIA TEMPORAL E DINÂMICA DA CAMADA ATIVA EM DIFERENTES PONTOS DE MONITORAMENTO NA ANTÁRTICA MARÍTIMA E PENÍNSULA

RESUMO

A Antártica proporciona uma chance singular para entender as modificações no permafrost, e no clima global. As áreas livres de gelo (0,5% da área total da Antártica), compreendem uma ampla faixa geográfica e climática, com uma gama muito variada de geologia, topografia, solo e clima. Com o objetivo de estudar a tendência temporal, da temperatura do ar e do solo, e a dinâmica da camada ativa do solo, foram escolhidos cinco sítios de monitoramento, localizados entre a Antártica Marítima e a Península. Aplicou-se o método de Mann-Kendall, para identificar a existência de tendência (série completa, sazonal e anual), o teste de Sen-Slope, para verificar o grau de inclinação da tendência, e o teste de Pettitt, para determinar a data exata de mudança brusca da reta. O cálculo da espessura da camada ativa - ALT, foi estimada de acordo com a temperatura máxima mensal. Utilizou-se a correlação de *Spearman*, entre os eventos climáticos de grande escala, o ENSO (El Niño-Oscilação Sul) e AAO (Antarctic Oscillation), e a temperatura do solo em diferentes profundidades. A dinâmica da camada ativa e o regime térmico, foram influenciados pelos efeitos locais de cada sítio. Notou-se diferenças no regime, nos sítios com cobertura vegetal (Low Head e Hope Bay), e nos sítios com cobertura de cascalho médio e grosso (Seymour e James Ross). O regime térmico de Deception, predominantemente foi influenciado pelas atividades geotérmicas, principalmente em profundidade. A umidade e a textura do solo, também exerceram controle sobre os períodos de congelamento e descongelamento. O regime térmico nos sítios, não foi uniforme. Destaca-se o estado isotérmico, como processo marcante, com sentido crescente em profundidade em Low Head, Deception e Hope Bay, no verão e outono. O teste de Mann-Kendall, foi significativo para todos os sítios em estudo. A ALT foi mais espessa para os sítios localizados próximos a Península em relação aos sítios situados nas Shetlands. As séries temporais, foram influenciadas pelo forte El Niño (2015/2016), e La Niña de classe moderada em 2011, com ocorrência de invernos rigorosos e verões muito quentes, com efeito também no ponto de mudança brusca da reta de tendência. O aquecimento, como relatado na literatura não é generalizado em toda Antártica, devido a própria variabilidade natural e atuação de fatores climáticos locais e regionais.

Palavras-chave: Permafrost, temperatura do solo, espessura da camada ativa, umidade do solo, Mann-Kendall, El Niño-Oscilação Sul, Antarctic Oscillation.

ABSTRACT

Antarctica provides a unique chance to understand changes in permafrost, and in the global climate. The ice-free areas (0.5% of the Antarctic area) comprise a wide geographical and climatic range, with a very varied range of geology, topography, soil and climate. In order to study the temporal trend, air and soil temperature, and the dynamics of the active soil layer, five monitoring sites were chosen, located between Maritime Antarctica and the Peninsula. The Mann-Kendall method was applied to identify the existence of a trend (complete, seasonal and annual series), the Sen-Slope test, to verify the degree of trend inclination, and the Pettitt test, to determine the exact date of abrupt change of the line. The calculation of the Active Layer Thickness - ALT was estimated according to the maximum monthly temperature. Spearman's correlation was used from large scale climatic events, ENSO (El Niño-Southern Oscillation) and AAO (Antarctic Oscillation), and soil temperature at different depths. The dynamics of the active layer and the thermal regime were influenced by the local effects of each site. Differences were observed in the regime, in the sites with vegetation cover (Low Head and Hope Bay), and in the sites with medium and thick gravel cover (Seymour and James Ross). The thermal regime of Deception was predominantly influenced by geothermal activities, mainly in depth. Soil moisture and texture also exerted control over freezing and thawing periods. The thermal regime in the sites was not uniform. The isothermal state stands out as a remarkable process, with a growing sense in depth in Low Head, Deception and Hope Bay, in summer and autumn. The Mann-Kendall test was significant for all sites under study. ALT was thicker for sites located near the Peninsula in relation to sites located in the Shetlands. The time series were influenced by the strong El Niño (2015/2016), and La Niña of moderate class in 2011, with occurrence of harsh winters and very hot summers, with effect also at the point of sudden change of the trend line. Warming, as reported in the literature is not widespread throughout Antarctica, due to its own natural variability and the action of local and regional climatic factors.

Keywords: Permafrost, soil temperature, active layer thickness, soil moisture, Mann-Kendall, El Niño-Southern Oscillation, Antarctic Oscillation.

1. INTRODUÇÃO

A Antártica Marítima e Peninsular tem experimentado incrementos na temperatura do ar, superiores a outras áreas do mundo, apesar do baixo grau de perturbação ambiental antrópica (PATTON; RATHBURN; CAPPS, 2019; VAN GESTEL *et al.*, 2019). Existem relatos de aumento da temperatura em até 3,4 °C na Península Antártica, o que alguns pesquisadores chamam essas áreas de novo “hotspots” de aquecimento do mundo (GUGLIELMIN, 2006, 2012; TURNER; OVERLAND; WALSH, 2007).

Projeta-se que com o cenário mais otimista de elevação da temperatura modelado pelo IPCC, ocorra um decréscimo líquido de gelo do mar, em 6,8% para 1,5 °C e 11,8% para aumento de 2 °C (IPCC, 2018). No setor terrestre, os impactos no permafrost podem ser irreversíveis, com riscos e desafios de adaptação humana, principalmente no hemisfério Norte (OLIVA *et al.*, 2018). No entanto, a Antártica não sofreu aquecimento por igual, em algumas áreas observa-se tendência de resfriamento da temperatura da superfície desde o final da década de 90, devido a própria variabilidade natural e complexa, ainda não decifrado totalmente pela comunidade científica (TURNER *et al.*, 2016).

A variabilidade e intensificação de fenômenos naturais de grande escala, entre outros efeitos, são capazes de modificarem os padrões térmicos do mar na Antártica (KOSTOV *et al.*, 2017; TURNER *et al.*, 2017). A ocorrência do El Niño – Oscilação do Sul (ENSO), no oceano Pacífico, tem intensas repercussões na temperatura da superfície da Antártica, em um processo denominado teleconexão Oceano Pacífico Tropical (TPO), a qual tem influência observada na costa da Península Antártica, assim como no mar de Amundsen-Bellinghausen e no arquipélago de ilhas da Shetland do Sul (TURNER, 2004; TURNER *et al.*, 2017). Associado as consequências do ENSO, existe uma intensificação dos eventos extremos de chuva e temperatura, por exemplo (SIMPKINS; PEINGS; MAGNUSDOTTIR, 2016).

Pesquisas verificaram que no intervalo de 1979 a 2009, houve muito mais variação do ENSO, do que de 1590 a 1880 (MCGREGOR *et al.*, 2013). O ENSO pode também acoplar com o Modo Anular Sul (SAM), responsável pelo regime de ventos e pressões nas latitudes média e alta do Hemisfério Sul. O ENSO pode resultar em aquecimento (El Niño) ou resfriamento (La Niña), e o acoplamento com o SAM tende a intensificar e/ou

aumentar a sua variabilidade, com impactos diretos no permafrost (CLEM *et al.*, 2016; WELHOUSE *et al.*, 2016).

Devido sua ocorrência subterrânea, o permafrost tem monitoramento limitado e sua distribuição é controlada por fatores complexos do microclima, como a camada de neve, propriedades do solo, temperatura do ar, topografia, umidade, radiação solar e cobertura vegetal (WILLIAMS, SMITH, 1993). Os solos com permafrost ocupam 8 % da área terrestre total (SOIL SURVEY STAFF, 2018) e são muito relevantes, pois contém um grande estoque de carbono orgânico, com potencial de agravar o efeito estufa, com emissões dióxido de carbono (CO₂) e metano (CH₄) (POTAPOWICZ *et al.*, 2019; VAN GESTEL *et al.*, 2019), principalmente os localizados no hemisfério norte. O degelo do permafrost pode ocasionar também o termokast, e ainda acirrar disputas com extração de combustíveis fósseis, mineração e outras atividades econômicas (WANG *et al.*, 2020).

Os estudos regionais sobre a variabilidade e tendências na dinâmica da camada ativa na Antártica, ainda são escassos (ALMEIDA *et al.*, 2014; BOCKHEIM *et al.*, 2013; SCHAEFER *et al.*, 2017; TURNER *et al.*, 2014). Principalmente estudos com abrangência de transectos latitudinais e longitudinais, com inclusão de regiões distintas, abrangendo as ilhas Shetlands do Sul e a Península Antártica (WILHELM; BOCKHEIM, 2017). Outro déficit é a escassez de séries históricas, com pelo menos mais de 10 anos de monitoramento de dados diários, o que impossibilita uma visão mais panorâmica das tendências evolutivas da camada ativa e permafrost, na Antártica (GUGLIELMIN, 2012; GUGLIELMIN; DALLE FRATTE; CANNONE, 2014; OLIVA *et al.*, 2018). Regimes térmicos estudados em ambientes climáticos contrastantes e de transição, levam a uma maior compreensão sobre os fatores de formação do solo, como a influência dos mecanismos de crioturbação, e outras propriedades como estado da matéria orgânica e salinização, por exemplo (GJORUP *et al.*, 2020).

Com bases nessas afirmações, o objetivo do presente trabalho foi estudar a tendência da temperatura do solo e do ar, e a dinâmica hidrotérmica da camada ativa. Assim como estimar a espessura da camada ativa - ALT e avaliar a correlação da temperatura do solo com os eventos climáticos de grande escala.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Área de estudo

Foram avaliados os dados de cinco sítios de monitoramento, em diferentes pontos da Antártica Marítima e Peninsular, para verificar os efeitos da variabilidade climática no regime térmico do solo. Os pontos escolhidos foram: Low Head, Deception, Hope Bay, James Ross e Seymour (Figura 31).

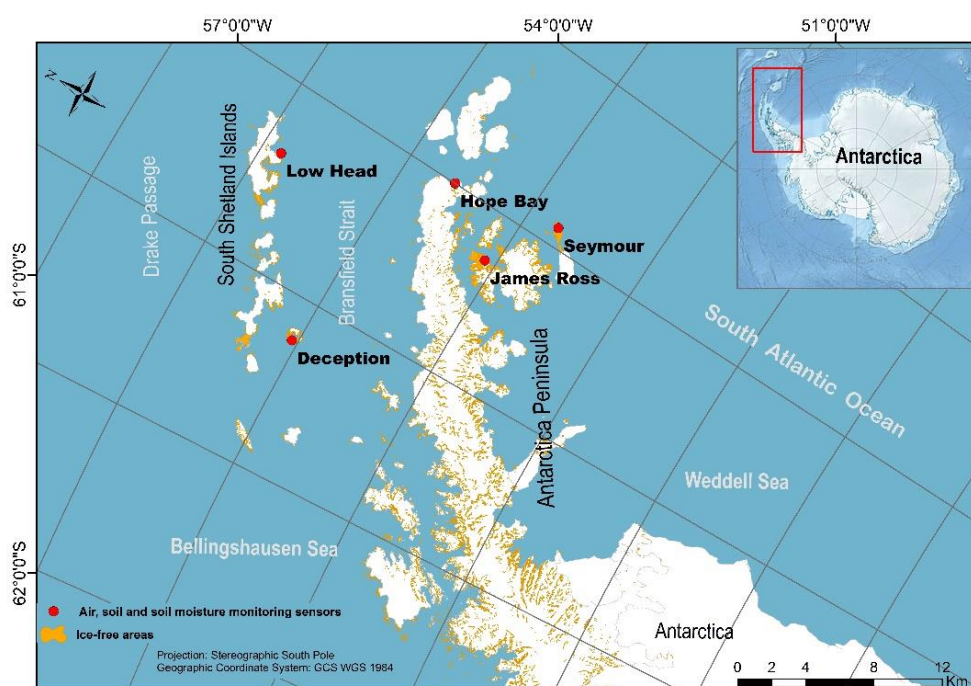


Figura 31. Pontos de monitoramento de temperatura do ar e do solo, em diferentes pontos da Antártica Marítima e Península.

Os pontos de monitoramento, possuem características distintas de: região, solo, clima, elevação e cobertura (Quadro 1).

Quadro 1. Sítios de monitoramento de temperatura do ar e do solo em diferentes profundidades, na Antártica, e descrição das suas características.

Sítios	Localização	Coordenadas geográficas (UTM)	Elevação (m)	Solo (WRB, 2015)	Clima (Köppen, 1936)	Cobertura	Características gerais
Low Head (Promotório)	Centro sul da Ilha Rei George	440766.27 W 3108356.17 S	85	Turbic Cambic Cryosol Ornithic	ET (Clima de Tundra)	Musgos	Possui intensa nidificação de pinguins e skuas, e é considerada como a área de solos ornitogênicos mais antigos da Antártica Marítima (ALMEIDA, 2012)
Deception (Ilha)	Arquipélago das Shetlands do Sul	616039.49 W 616039.49 S	25	Haplic Cryosol	Cfc (Clima oceânico subpolar)	Cascalho	Vulcão, de idade Quaternária com uma caldeira em estado de dormência com cerca de 10 km de diâmetro, colapsada e submergida pelo mar (RESCK, 2011).
Hope Bay (Península)	Norte da Península da Antártica	499559.99 W 2969687 S	50	Turbic Leptic Cryosols Ornithic	EF (polar)	Líquens e algas (Prasiola crispa)	Localizado na borda da pinguineira ativa, Solo muito rochoso, crioturbado (PEREIRA, 2012).
James Ross (Ilha)	Costa nordeste da Península Antártica	457464.22 W 2913759.70 S	367	Skeletal Turbic Cryosol	BSk (Clima semiárido frio)	Cascalho grosso	Solo oriundo de Arenito Marinho, com permafrost contínuo (DAHER <i>et al.</i> , 2019).
Seymour (Ilha)	Costa leste da Península Antártica	516288.25 W 2874476.81 S	103	Skeletal Cryosol Arenic	Cfc (Clima oceânico subpolar)	Cascalho	Rampas de solifluxão na borda da Formação La Meseta (Submeseta). Matriz arenosa composta por diferentes fragmentos de rochas. Extremamente pedregoso. Permafrost sem gelo moído a 100 cm de profundidade. Presença de salinidade (SOUZA <i>et al.</i> , 2014).

2.2 Sistema de coleta de dados

O sistema de sensores foi instalado em perfil do solo em diferentes profundidades, com base na distinção de horizontes, para cada sítio. Na maioria dos sítios, o perfil foi aberto até o topo do permafrost em função da dificuldade de rompê-lo. O sistema, consiste em termistores e sensores de umidade (precisão de ± 0.2 °C, modelo 107 Temperature Probe, Campbell Scientific Inc, Utah, USA), com disposição vertical no solo, e um (1) sensor de temperatura do ar (100 cm de altura), todos conectados a um datalogger (modelo CR 1000, Campbell Scientific Inc., Utah, EUA). As séries de dados, possuem tamanhos diferentes, com início a partir de fevereiro de 2011 (Tabela 16). A limitação no tamanho das séries, está associado a dificuldade na logística e/ou falha no próprio equipamento, com a impossibilidade de rápida manutenção, devido ao acesso limitado aos sítios de monitoramento Antártico. Os dados de umidade do solo (conteúdo volumétrico de água no solo) podem apresentar valores superestimado, sujeitos à alteração na constante dielétrica da água, em solos com temperaturas abaixo de 0 °C.

Tabela 16. Profundidade dos sensores de monitoramento da temperatura do solo, umidade temperatura do ar para na Antártica, e os respectivos períodos da série.

Sítios	Temp. solo e umidade (cm)	Temp. ar (cm)	Período da série
Low Head	10, 30, 50, 80 e 100		02/2011 até 12/2018
Deception	10, 30, 50 e 70	100 (acima do solo)	02/2011 até 12/2018
Hope Bay	5, 10, 30, 50 e 100		03/2011 até 12/2017
James Ross	5, 10, 30, 50 e 100		02/2016 até 12/2018
Seymour	5, 10, 30, 50 e 100		03/2011 até 04/2016

2.3 Tratamento dos dados

Os dados foram submetidos a: correções de fuso horário; preenchimento de falhas pelo método da média móvel ponderada; detecção de outliers e filtragem através do filtro da diferença de quartil.

2.4 Análise exploratória

Para o melhor entendimento, das características do comportamento das séries, foi realizado a análise exploratória, por meio da plotagem das séries e de alguns parâmetros da estatística descritiva, como: média, mínima, máxima e amplitude, na escala diária e mensal, coeficiente de variação (CV) e desvio padrão (Desvio P.) para os diferentes tipos de temperatura e profundidade.

2.5 Análise de tendência, autocorrelação na série de dados

O teste estatístico de Mann-Kendall (MK) (KENDALL, 1975; MANN, 1945), não-paramétrico, tem sido amplamente indicado pela literatura para análise de tendências em séries temporais de dados ambientais (ARAGHI; MOUSAVI-BAYGI; ADAMOWSKI, 2017; PINGALE *et al.*, 2014). O teste é eficiente em indicar se a série possui comportamento crescente, com valor positivo (1), ou decrescente, com valor negativo (-1), expresso pelo tau de Mann-Kendall (PINGALE *et al.*, 2014). Para verificar a significância do teste, testa-se a hipótese nula – H0 (não há tendência nos dados) e a hipótese alternativa - H1 (tendência monótona).

Séries de dados ambientais normalmente apresentam comportamento influenciados pelo efeito da sazonalidade, por isso, é necessário realizar o teste de autocorrelação serial, pois a possibilidade das séries apresentarem autocorrelação podem mascarar o teste de tendência (HIRSCH; SLACK; SMITH, 1982).

A autocorrelação pode ser identificado por um correlograma, em que os coeficientes de autocorrelação são plotados por diferentes lags, os testes são avaliados com 95% de confiabilidade (YUE; WANG, 2004), os cálculos são realizados utilizando as expressões (1, 2 e 3):

$$n_k = \frac{\frac{1}{n-k} \sum_{t=1}^{n-k} [x_t - E(x_t)][x_{t+k} - E(x_{t+k})]}{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n [x_t - E(x_t)]^2} \quad (1)$$

$$E(x_t) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n x_t \quad (2)$$

em que $E(x_t)$ é a média dos dados da amostra. Se os dados da amostra estiverem em série correlacionada, a significância da autocorrelação serial *lag-1* no nível de significância de $\alpha = 0,1$ do teste bicaudal é avaliado usando a seguinte equação:

$$\frac{-1-1.645\sqrt{n-2}}{n-1} \leq r_1 \leq \frac{-1+1.645\sqrt{n-2}}{n-1} \quad (3)$$

2.6 Teste de Mann-Kendall modificado

Quando for constatado a autocorrelação serial, utiliza-se um teste modificado de Mann-Kendall (MK-modificado). Na literatura existe inúmeros testes de Mann-Kendall com modificações que podem ser mais apropriadas conforme as características e dimensão dos dados a serem analisados. Um dos métodos utilizados é o formulado por Hamed e Rao (1998). O teste de, é de base empírica, e compensa o efeito da correlação serial da variância (VCA) (HAMED; RAMACHANDRA RAO, 1998), calculada por:

$$V^*(S) = V(S) \frac{n}{n^*} \quad (4)$$

em que: $V(S)$ é a variância da estatística de MK para os dados da amostra original, em que n é o tamanho da amostra; n^* é o ESS; e n/n^* é o fator de correção devido a existência da correlação serial em dados da série.

A estatística MK padronizada modificada Z^* é dada por:

$$Z^* = \begin{cases} \frac{S_t - 1}{\sqrt{V^*(S_t)}} & \text{if } S_t > 0 \\ 0 & \text{if } S_t = 0 \\ \frac{S_t + 1}{\sqrt{V^*(S_t)}} & \text{if } S_t < 0 \end{cases} \quad (5)$$

O fator de correção é calculado por:

$$\frac{n}{n^*} = 1 + \frac{2}{n(n-1)(n-2)} \sum_{j=1}^{n-1} (n-k)(n-k-1)(n-k-2) r_k^R \quad (6)$$

em que: r_k^R é o *lag-k* coeficiente de correlação serial dos ranks da série, substituindo os dados da série, por seus ranks na seguinte fórmula:

$$r_k = \frac{\frac{1}{n-k} \sum_{t=1}^{n-k} [X_t - E(X_t)] [X_{t+k} - E(X_{t+k})]}{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n [X_t - E(X_t)]^2} \quad (7)$$

$$E(X_t) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n X_t \quad (8)$$

em que: r_k é o coeficiente de correlação serial *lag-k* dos dados da série X_t , e $E(X_t)$ é a média do dados.

No presente estudo foram aplicados o teste de MK-modificado, na série completa, na escala sazonal e anual, para a temperatura do ar e todas as temperaturas do solo de cada sítio.

2.7 Teste de Sen-Slope

O teste de Sen-Slope (SEN, 1968), não-paramétrico, avalia a magnitude da tendência, indica o grau de inclinação do reta, o quanto ela variou no sentido positivo ou negativo e pode ser calculado por:

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k} \text{ para } i = 1, \dots, N, \quad (9)$$

em que: x_j são os valores dos dados no tempo j e $k(j > k)$ respectivamente.

Para apenas um dado para cada intervalo de tempo, tem-se:

$$N = \frac{n(n-1)}{2} \quad (10)$$

em que n é o número de intervalos de tempo, se tratando de vários intervalos de tempo:

$$N < \frac{n(n-1)}{2} \quad (11)$$

em que n é o número total de observações.

N e Q_i são classificados em ordem crescente e a mediana do estimador de inclinação de Sen-Slope é dada por:

$$Q_{med} = \begin{cases} Q_{[(N+1)/2]}, & \text{se } N \text{ para singular} \\ \frac{Q_{[N/2]} + Q_{[(N+2)/2]}}{2}, & \text{se } N \text{ para uniforme} \end{cases} \quad (12)$$

O Q_{med} aponta a tendência dos dados, e a inclinação da tendência. Através do intervalo de confiança a 95%, determina-se se estatisticamente a inclinação tem significância estatística:

$$C_\alpha = Z_{1-\frac{\alpha}{2}} \sqrt{Var(S)} \quad (13)$$

em que $var(s)$ está definido na equação (21) e $Z_{1-\frac{\alpha}{2}}$ foi determinado na tabela de distribuição normal. Quando $Q_{Máximo}$ e $Q_{mínimo}$ tem o mesmo sinal, Q_{med} é estatisticamente diferente de 0.

2.8 Teste de Pettitt

O teste de Pettitt (PETTITT, 1979), detecta exatamente o ponto de mudança brusca em uma série temporal, quando é verificado que o teste para tendência foi significativo, é importante determinar a data de ocorrência da mudança de comportamento da série, a análise é feita através da seguinte fórmula:

$$U_{t,T} = U_{t-1,T} + \sum_{j=1}^T \text{sgn}(x_i - x_j) \quad \text{para } t = 2, \dots, T, \quad (14)$$

em que: $\text{sgn}(x)=1$ para $x>0$; $\text{sgn}(x)=0$ para $x=0$; $\text{sgn}(x)=-1$ para $x<0$.

Calcula-se $U_{t,T}$ para os valores $1 < t < T$, e $k(t)$:

$$k(t) = \text{MAX}_{1 \leq t \leq T} |U_{t,T}| \quad (15)$$

O ponto em que ocorreu a alteração brusca da tendência, é calculada por:

$$p \cong 2 \exp \left\{ -6k(t)^2 / (T^3 + T^2) \right\} \quad (16)$$

No ponto em que t é máximo de $k(t)$, temos o ponto exato da virada, calcula-se os valores crítico de K através da equação:

$$K_{crit} = \pm \sqrt{\frac{-\ln(p/2)(T^3 + T^2)}{6}} \quad (17)$$

2.9 Cálculo do dia de descongelamento, congelamento, isotérmicos e congelamento-descongelamento

O cálculo dos dias de descongelamento (dias em que todas as medições horárias do solo são positivas e pelo menos uma leitura é mais quente que 0,5 °C), dias congelados (dias em que todas as medições horárias da temperatura são negativas e pelo menos uma leitura é mais baixa que -0,5 °C), dias isotérmicos (dias em que todas as medidas horárias variam apenas entre $\pm 0,5$ °C), dias de congelamento-descongelamento (dias em que existem temperaturas negativas e positivas com pelo menos um valor superior a 0,5 °C ou menor que -0,5 °C), foram realizados de acordo com Guglielmin *et al.* (2008). Os fenômenos foram avaliados na escala anual e sazonal para cada sítio.

2.10 Cálculo da espessura da camada ativa – ALT

A ALT, foi estimada de acordo com a temperatura máxima mensal, ao atingir 0 °C. A temperatura média e mínima também foram plotadas e quando a temperatura mínima atingiu 0 °C, determinou-se esse ponto como o limite do permafrost (Frost Free Soil) (DOBINSKI, 2020; BORIS, BISKABORN, 2019;). A ALT e o limite inferior do permafrost foram alcançados através de um modelo com regressão.

2.11 Correlação da temperatura do solo com os fenômenos de ENSO (El Niño-Oscilação Sul) e AAO (Antarctic Oscillation)

As correlações de Spearman, foram calculadas para cada mês das séries correspondentes. Os dados do ENSO e AAO, foram adquiridos no site do Climate Prediction Center (CPC) (<https://origin.cpc.ncep.noaa.gov>). O CPC utiliza o Índice de Niño Oceânico (ONI), para caracterizar as fases positivas (El Niño) e negativas (La Niña) do ENSO. A magnitude dos eventos de ENSO, foram discutidos de acordo com Tabela 17.

Tabela 17. Classificação da intensidade dos fenômenos de ENSO (El Niño-Oscilação Sul), de acordo com o Índice de Niño Oceânico (ONI).

Evento	Intensidade ONI (°C)	Classificação
El Niño	≥ 1.5	Forte
	1 – 1.4	Moderado
	0.5 – 0.9	Fraco
Neutralidade	-0.4 – 0.4	Neutro
	-0.5 – -0.9	Fraco
La Niña	-1 – -1.4	Moderado
	≤ -1.5	Forte

Fonte: (NULL, 2018), disponível em: <https://ggweather.com/enso/oni.htm>.

3. RESULTADOS

3.1 Estatística descritiva

Considerando as diferenças locais e regionais onde cada sítio está inserido, para temperatura do ar, a ilha de Seymour apresenta as maiores amplitudes, registrando também menor temperatura ($-30,31\text{ }^{\circ}\text{C}$) (Quadro 2). Em março de 2015 foi registrada a maior máxima, no sítio de Hope Bay, com $20,17\text{ }^{\circ}\text{C}$, valor muito próximo da registrada em 09 de fevereiro de 2020 na ilha de Seymour, que foi $20,75\text{ }^{\circ}\text{C}$. Entretanto, esses sítios não possuem sistemas homologados pela WMO (Organização Meteorológica Mundial), pois foram configurados para registros de temperatura e umidade do solo (comunicação verbal)¹.

Em relação às temperaturas do solo, as maiores máximas e mínimas ocorreram nos sensores mais superficiais em função da maior influência das variações da temperatura do ar. Low Head apresentou a maior temperatura máxima ($13,24\text{ }^{\circ}\text{C}$), quase o dobro da máxima da temperatura do ar desse mesmo local, que foi de $7,28\text{ }^{\circ}\text{C}$. A menor temperatura do solo foi registrada no inverno de 2011 em Seymour ($-27,29\text{ }^{\circ}\text{C}$). Verifica-se que as menores variações ocorrem nas maiores profundidades (menores coeficientes de variação - CV).

De maneira geral, as menores temperaturas médias dos solos em todas as profundidades foram registradas nos setores ao leste da Península Antártica. Em todos os sítios, as temperaturas médias e mínimas, estão abaixo de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, mas as temperaturas máximas são positivas até nas maiores profundidades de monitoramento (Temp. do solo 5). Destaca-se na profundidade 4 a ilha de Deception, por não apresentar diferença na temperatura média, mínima e máxima, todas estão no limiar de 0°C , devido a influência das atividades geotérmicas.

¹Comunicação pessoal com o Prof. Dr. Marcio R. Francelino e Prof. Dr. Carlos E. Schaefer

Quadro 2. Estatística descritiva para os sítios de Low Head, Deception, Hope Bay e Seymour.

		Variável	Low Head	Deception	Hope Bay	James Ross	Seymour
Série completa	Temp. do ar (°C)	Média	-2.58	-1.78	-5.32	-4.42	-8.27
		Desvio P.	4.65	3.72	6.99	6.67	8.34
		CV	180.45	208.96	131.46	151.15	100.8
		Máxima	7.28	5.04	20.17	11.35	9.65
		Data	5/26/2016	2/21/2018	3/25/2015	5/26/2016	2/24/2013
		Mínima	-22.24	-18.47	-26.61	-26.54	-30.31
		Data	7/23/2011	9/10/2013	7/27/2017	5/29/2018	7/22/2011
	Temp. do solo 1 (°C)	Média	-1.12	-0.46	-4.35	-3.25	-6.53
		Desvio P.	4.33	1.67	6.21	7.51	7.85
		CV	386.51	360.79	142.55	231.35	120.29
		Máxima	13.24	6.78	9.19	12.15	9.73
		Data	1/2/2016	1/2/2017	1/1/2016	1/8/2018	1/30/2015
		Mínima	-17.25	-9.9325	-21.82	-26.34	-27.29
		Data	7/5/2015	6/14/2012	7/22/2011	7/3/2018	7/28/2011
	Temp. do solo 2 (°C)	Média	-1.28	-0.35	-4.38	-4.23	-6.63
		Desvio P.	3.91	0.97	5.95	4.43	7.2
		CV	306.06	278.04	135.96	104.84	108.61
		Máxima	9.53	3.7	8.37	7.21	7.04
		Data	1/2/2016	1/3/2017	1/1/2016	4/2/2016	1/1/2016
		Mínima	-15.94	-5.27	-21.05	-18	-25.82
		Data	7/5/2015	6/14/2012	7/22/2011	7/4/2018	7/28/2011
	Temp. do solo 3 (°C)	Média	-1.28	-0.21	-4.3	-4	-6.58
		Desvio P.	3.11	0.36	5	4.92	6.66
		CV	242.77	174.71	116.38	122.84	101.17
		Máxima	6.13	1.15	5.2	6.7	5.73
		Data	1/3/2016	2/13/2017	1/2/2016	4/2/2016	1/31/2015
		Mínima	-12.639	-1.833	-17.979	-20.876	-24.044
		Data	7/7/2015	7/7/2012	7/29/2011	7/3/2018	7/29/2011
	Temp. do solo 4 (°C)	Média	-1.34	-0.09	-4.29	-4.14	-6.55
		Desvio P.	2.29	0.13	4.59	4.73	5.67
		CV	171.1	148.38	107.11	114.17	86.49
		Máxima	3.43	0.92	3.57	7.08	2.42
		Data	1/2/2017	1/3/2017	1/22/2013	4/2/2016	1/31/2015
		Mínima	-9.12	-0.64	-16.87	-20.34	-21.26
		Data	7/8/2015	10/2/2015	8/4/2011	7/4/2018	7/29/2011
Temp.do solo 5 (°C)	Média	-1.36	—	-4.18	-3.84	-6.57	
	Desvio P.	1.44	—	3.94	5.2	5.09	
	CV	105.83	—	94.25	135.44	77.52	
	Máxima	0.05	—	1.85	6.61	0.64	
	Data	2/9/2017	—	2/8/2016	12/3/2017	2/8/2016	
	Mínima	-5.15	—	-15.27	-22.75	-19.32	

	Data	9/23/2015	–	8/4/2011	7/3/2018	8/3/2011
--	------	-----------	---	----------	----------	----------

Em relação a amplitude de variação dos dados com a profundidade, Low Head suaviza a variação de máximos e mínimos, com menor magnitude na última profundidade (Figura 32). Nesse local os invernos de 2011, 2015 e 2017 influenciaram nos menores valores de temperatura para toda série. E os verões de 2016 e 2017, apresentaram temperaturas elevadas, influenciando as temperaturas máximas para o sítio. Já em Deception, somente houve variação de amplitude de máximos e mínimos até 30 cm de profundidade, após isso (50 e 70 cm) a série ficou uniforme e linear, em torno da reta de 0 °C (Figura 33). Os invernos dos anos de 2011, 2012 e 2017, primavera 2010, 2011 e 2015 foram os mais severos. E os verões de 2011, e 2017, os com maiores temperaturas.

Em Hope Bay verificou-se pequena variação da amplitude dos dados, com o aumento da profundidade (Figura 34). Os anos de 2011 e 2015 equivaleram a anos de temperaturas extremas, com as menores temperaturas mínimas e as maiores máximas. Os verões de 2012, 2013, e 2017 influenciaram também as temperaturas mais altas para o sítio. Já em James Ross, a amplitude dos dados varia de forma mais acentuada no inverno, em que a temperatura apresenta valores de mínimos discrepantes, e no verão a média se comporta em torno de 0 °C. Os invernos com as temperaturas mais baixas, ocorreram em 2017 e 2018. As menores mínimas diárias foram no inverno de 2018, e as maiores máximas diárias no outono de 2016 (Figura 35). Seymour apresenta comportamento cíclico sazonal, semelhante a Hope Bay, com pouca variação térmica com o aumento da profundidade (Figura 36). Os invernos com as temperaturas mais baixas, foram em 2011, 2012 e 2015. Os verões com temperaturas mais elevadas foram em 2015 e 2016.

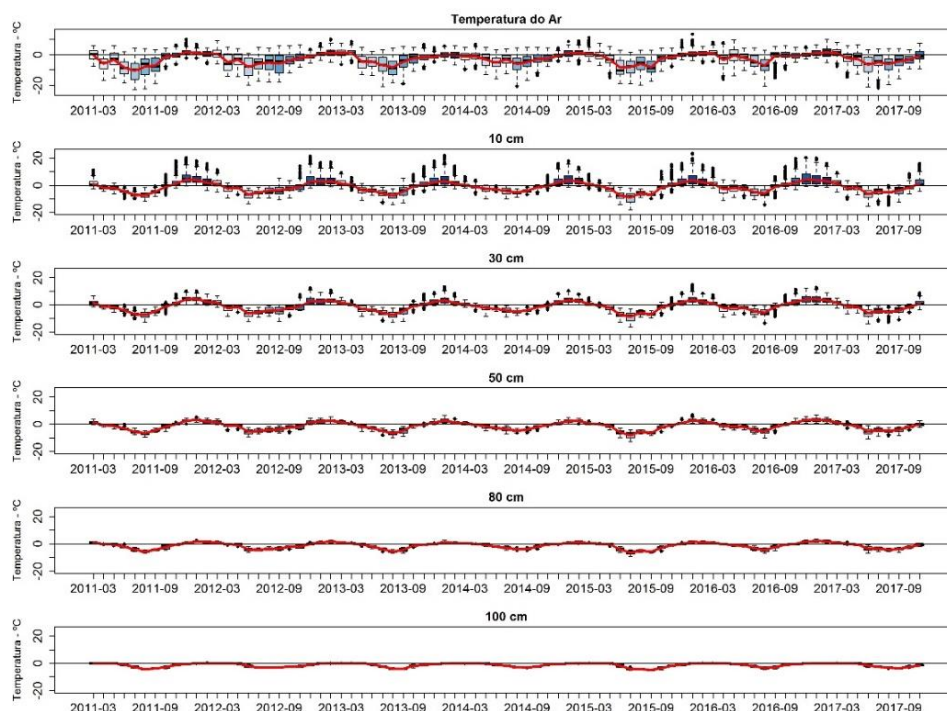


Figura 32. Boxplot das temperaturas médias anual para temperatura do ar, e do solo para as profundidades 10, 30, 50, 80 e 100 cm na Ilha de Low Head, Antártica.

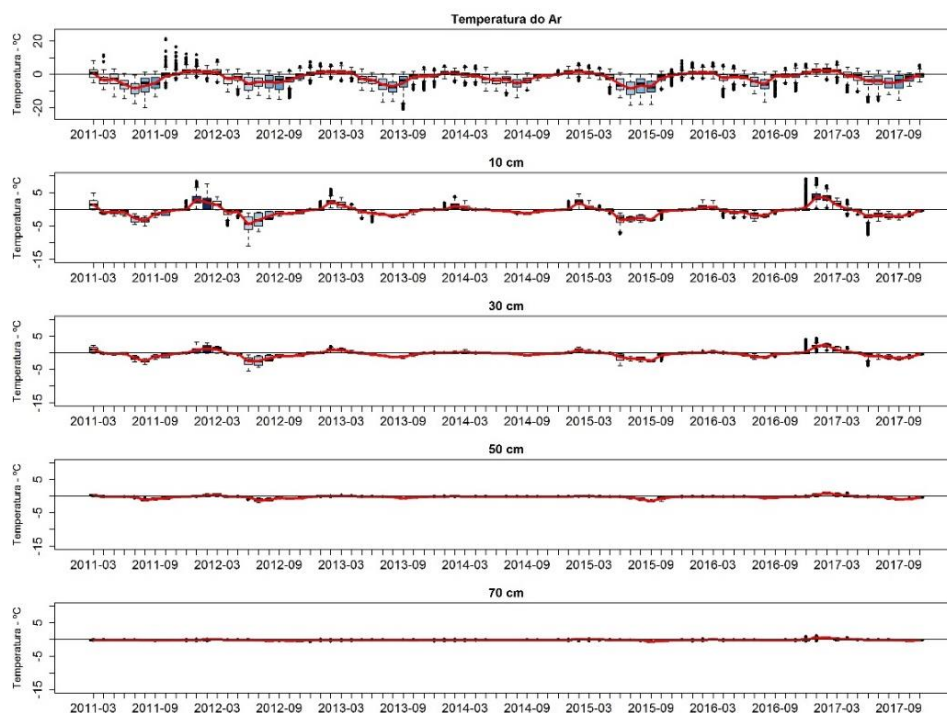


Figura 33. Boxplot das temperaturas médias anual para a temperatura do ar e do solo para as profundidades 10, 30, 50, 80 e 100 cm em Deception, Antártica.

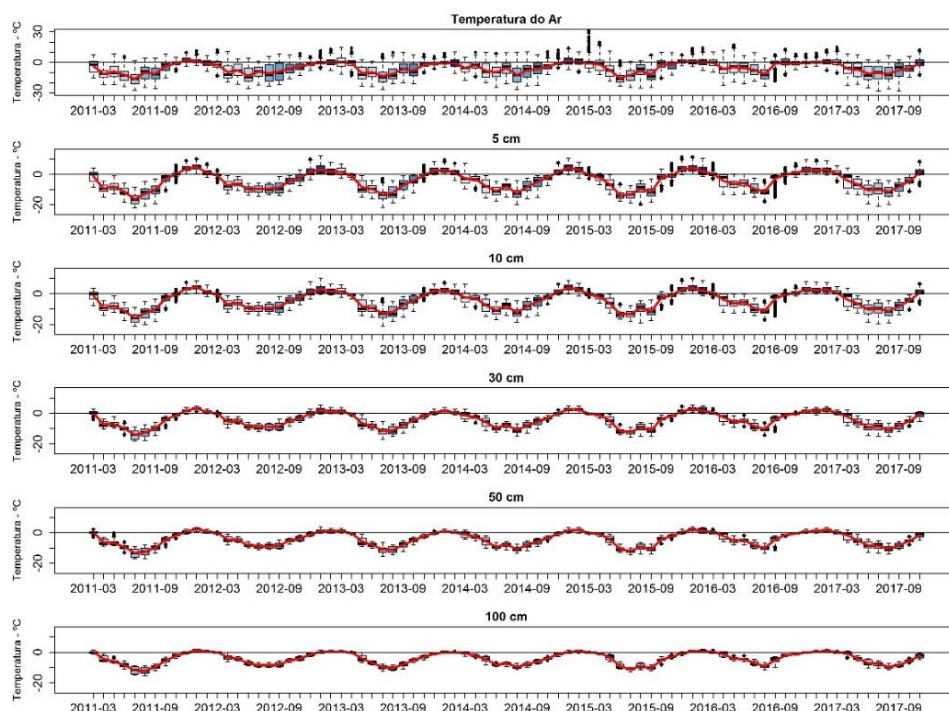


Figura 34. Boxplot das temperaturas médias anual para a temperatura do ar e do solo para as profundidades 5, 10, 30, 50 e 100 cm em Hope Bay, Antártica.

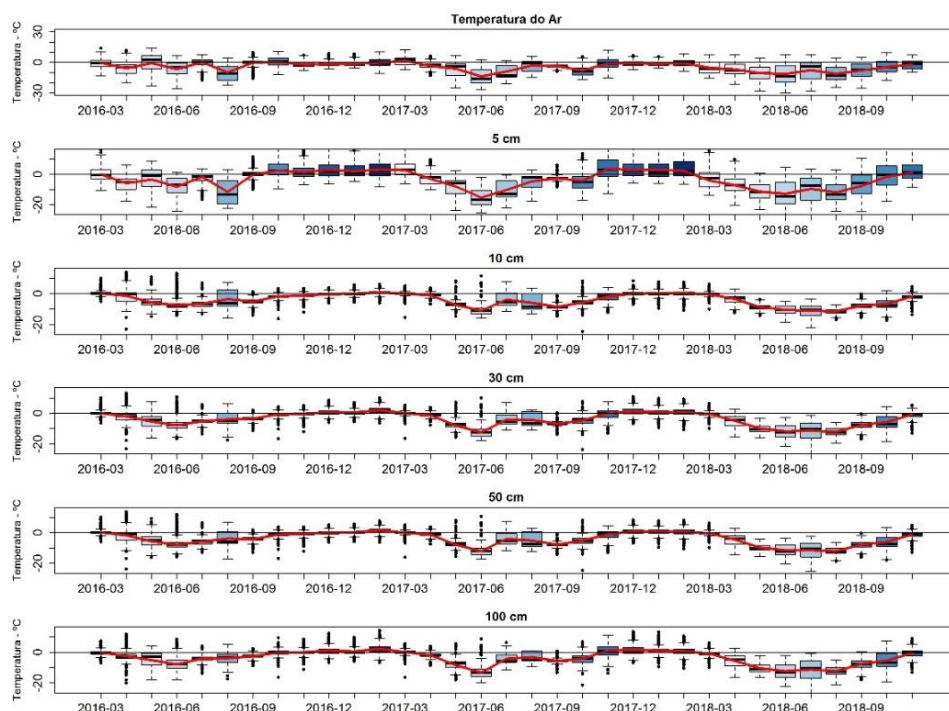


Figura 35. Boxplot das temperaturas médias anual para a temperatura do ar e do solo para as profundidades 5, 10, 30, 50 e 100 cm em James Ross, Antártica.

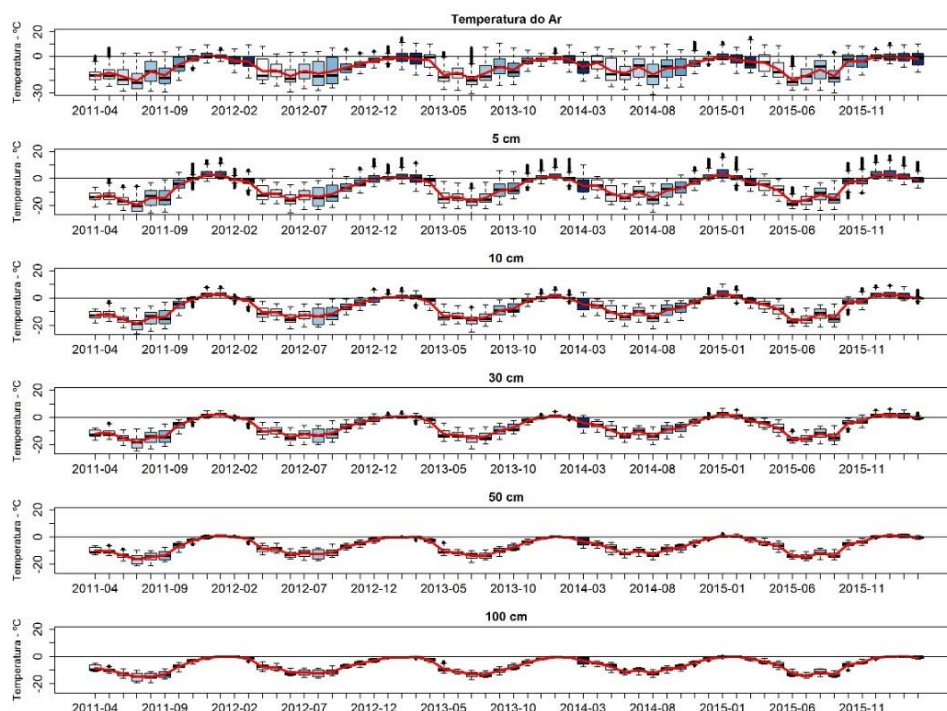


Figura 36. Boxplot das temperaturas médias anual para a temperatura do ar e do solo para as profundidades 5, 10, 30, 50 e 100 cm em Seymour, Antártica.

3.2 Correlação serial

Fundamentado nos correlogramas de autocorrelação *versus* lag's, foi detectado autocorrelação em todas as séries dos cinco sítios analisados. No gráfico, visualmente é possível observar que os valores de ACF amostral excedem o espaço delimitado, ao nível de 95% de confiança (linhas tracejadas). Para contornar esse efeito, foi utilizado a versão modificada do teste de MK, para análise de tendência na temperatura do ar e do solo em diferentes profundidades (Figura 56 a Figura 60 - Anexo B).

3.3 Teste de Mann-Kendal

A Figura 37 e Figura 38, permite a visualização completa, dos sítios com o resultado final do MK-modificado, com as tendências de aquecimento e resfriamento. Dos cinco (5) sítios estudados, somente, James Ross, não apresentou aquecimento para série completa e sazonal, e apenas Deception, não apresentou tendência para série completa. Todos os sítios apresentaram tendência significativa em pelo menos uma escala de análise, seja de aquecimento ou resfriamento, para série completa, no período sazonal, anual ou para ambos. A temperatura do ar, foi a variável mais suscetível a tendência de aquecimento.

Na escala anual, Low Head, apresentou tendência de resfriamento, principalmente nas profundidades mais inferiores, nos anos de 2012, 2013, 2014, 2017 e 2018. Deception, também apresentou tendência de resfriamento para os pontos em maiores profundidades, em todos os anos. Já Hope Bay, somente em 2017, houve tendência de resfriamento nas maiores profundidades (50 e 100 cm). Já James Ross, apresentou tendência de aquecimento a 5 cm do solo, em 2016. E Seymour, apresentou tendência de aquecimento, na temperatura do ar e do solo (5 até 30 cm), em 2011, e tendência de resfriamento de 5 a 100 cm, em 2016.

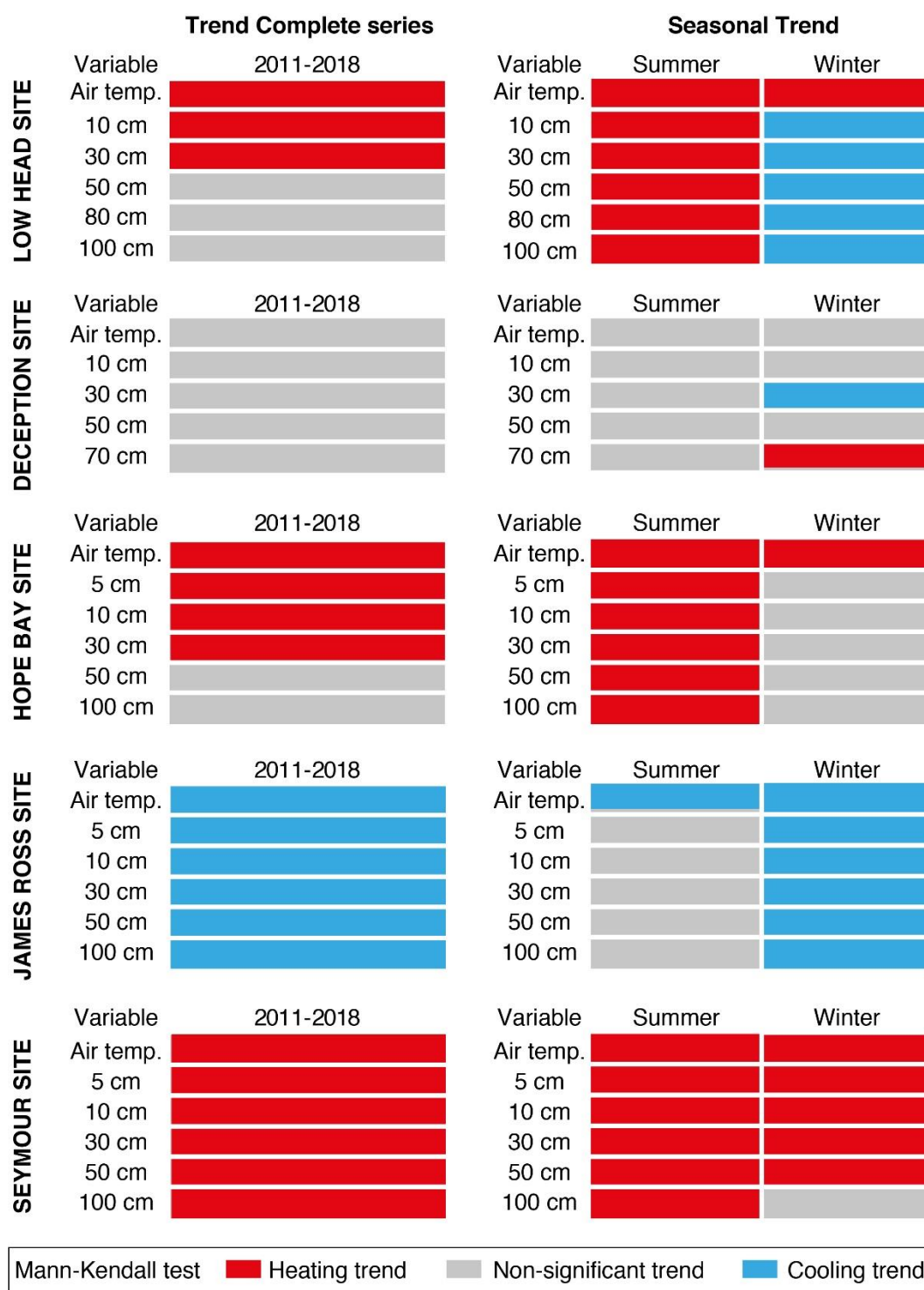


Figura 37. Principais resultados do teste de Mann-Kendall, para a série completa e na escala sazonal, para os cinco sítios de monitoramento de temperatura do ar e do solo, na Antártica.

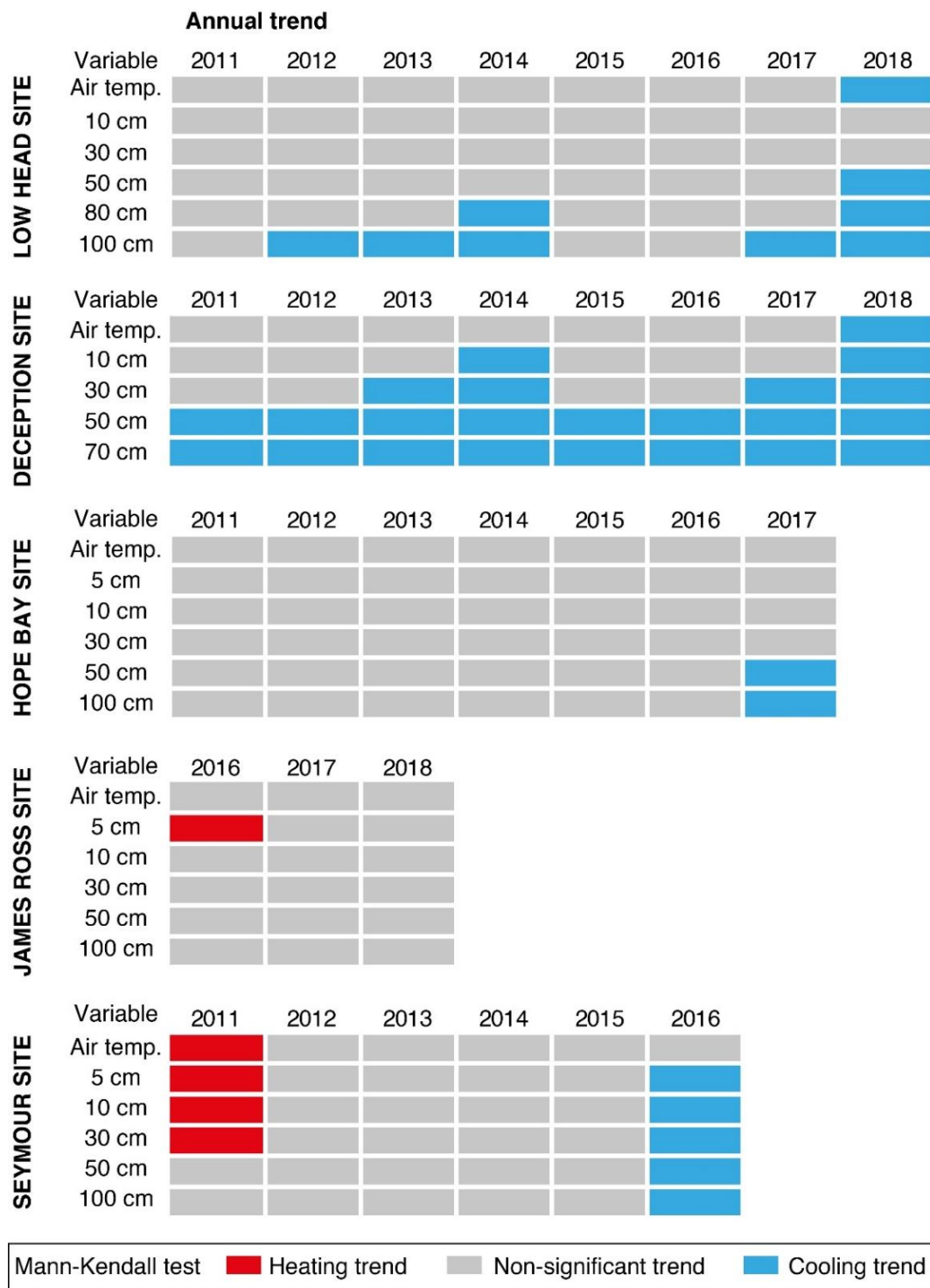


Figura 38. Principais resultados do teste de Mann-Kendall, na escala anual, para os cinco sítios de monitoramento de temperatura do ar e do solo, na Antártica.

3.4 Decomposição sazonal para as séries com tendência para série completa e sazonal

Através do gráfico de decomposição sazonal da série, é possível também identificar a presença de tendência, cuja linha é influenciada pelos anos com invernos

mais rigorosos e/ou verões mais quentes. Com característica de uma onda com vale muito baixo, e crista elevada, em um contexto global de mudanças climáticas, espera-se ocorrência com mais frequência de cenários extremos.

Apesar dos episódios nos invernos, com temperaturas muito baixas, ocorridos em anos como 2011 e 2012, o pico de aquecimento no ano de 2016, sobressaiu em todas as séries que abrangem esse período, com um grande salto desde 2015, em que houve temperaturas no inverno, muito amenas, mas um verão com altas temperaturas. Em Low Head, Deception, Hope Bay e Seymour observou-se esse comportamento (Figura 61, a Figura 72 – Anexo B). O sítio Low Head, Hope Bay e Seymour, apresentaram uma linha crescente de aquecimento do início ao final da série, com pico máximo no verão entre os anos de 2016 e 2017. A linha de tendência em Seymour, foi muito semelhante a Hope Bay (Figura 71 a Figura 73), as pontas extremas da linha, condizem com o inverno de 2011 (com temperaturas muito baixas) e o verão de 2016/2017, com temperaturas muito altas. Para James Ross, no gráfico de decomposição sazonal (Figura 69 e Figura 70), a linha de tendência é muito diferente dos demais sítios, com sentido decrescente, formando uma reta. A tendência, apresenta esse comportamento, por causa, do verão mais quente em 2016 e início de 2017, com inverno rigoroso de 2017.

3.5 Teste de Sen-Slope

Após a confirmação da tendência pelo MK-Modificado, foi possível avaliar o grau da tendência, através do ângulo de inclinação da reta. Quanto maior o valor da inclinação da reta, mais forte é o sentido da tendência de aquecimento ou resfriamento das séries. O Sen-Slope, foi significativo para todas as tendências identificadas pelo teste de MK-Modificado (Tabela 18 a 21, Tabela 26, Tabela 27, Tabela 30 a 33, 38 a 41, 47 a 49 - Anexo B). A maior inclinação, foi para o inverno de Seymour, com 0,01 para temperatura do ar e do solo a 5 cm, ambos com inclinação crescente, mostrando o aquecimento que houve na série, para os anos em análise.

3.6 Teste de Pettitt

O teste de Pettitt determinou o ponto correto da modificação brusca de inclinação da reta, apontado pelos testes de MK-modificado e Sen-Slope, nas séries dos sítios estudados (Tabela 22 a Tabela 25, Tabela 28 a Tabela 29, Tabela 34 a Tabela 37, Tabela 42 a Tabela 45, Tabela 50 a Tabela 53 - Anexo B) De forma geral, observou-se que os

pontos de viradas foram nos meses mais quentes e frios de 2011, verão de 2012, primavera e verão de 2014, verão de 2017 e 2018.

3.7 Congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotérmico

3.7.1 Análise anual

Em Low Head, Hope Bay e Seymour para todos os anos e profundidades, o processo de congelamento foi predominante (Figura 40, Figura 42 e Figura 43). E os dias isotermais foram crescentes com a profundidade, e o congelamento-descongelamento, foi decrescente com a profundidade.

Em Low Head, no ano de 2016, houve o maior número de dias de descongelamento, para todas as profundidades com ocorrência do processo, com máximo de 142 dias em 30 e 50 cm, e destaca-se o ano de 2011, 2014 e 2015, com os menores dias de descongelamento. Os dias isotermais, apresentaram máximo em 100 cm, no ano de 2016, com 172 dias. Já em Deception, o processo de congelamento apresentou decréscimo com o aumento da profundidade, entre os sítios estudados, foi o único sítio onde se observou esse comportamento (Figura 40), provavelmente em função das atividades geotérmicas. O processo isotermal, também foi crescente com a profundidade em Deception, constituindo o processo predominante em todas as profundidades, com maior ocorrência nos de 2014 e 2016. O máximo de dias permanecendo na isoterмия, ocorreu principalmente na profundidade (70 cm), com maior valor em 2016 (362 dias), também é peculiar desse sítio o processo de congelamento-descongelamento ser pouco aparente, em todos os anos e profundidades.

Em Hope Bay o congelamento máximo ocorreu em 2014 para a profundidade 100 cm, com 283 dias. Já o ano de 2016 apresentou maior número de dias isotérmicos em todas as profundidades, com máximo de 86 dias, na profundidade 100 cm.

Em James Ross, em todas as profundidades, os processos predominantes foram congelamento e o congelamento/descongelamento (Figura 42). O processo isotermal foi inexpressivo para todas as profundidades. Houve descongelamento em todas as profundidades para os anos de 2016 e 2017.



Figura 39. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermiais para 2011 a 2017 para a temperatura do solo nas profundidades 10; 30; 50; 80 e 100 cm, em Low Head, Antártica.

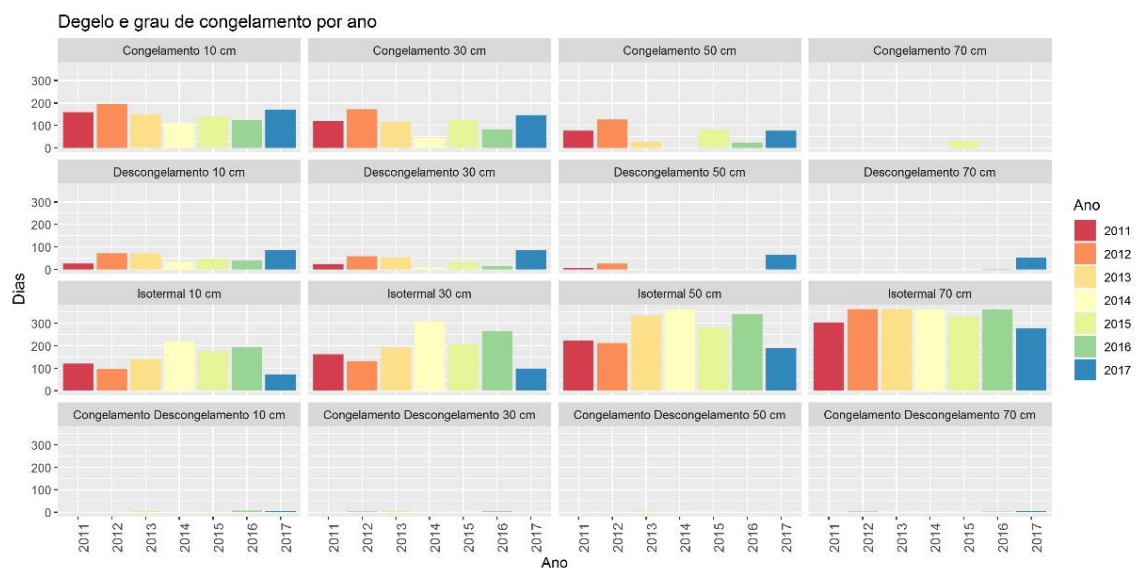


Figura 40. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermiais para 2011 a 2017 para a temperatura do solo nas profundidades 10; 30; 50 e 70 cm, em Deception, Antártica.

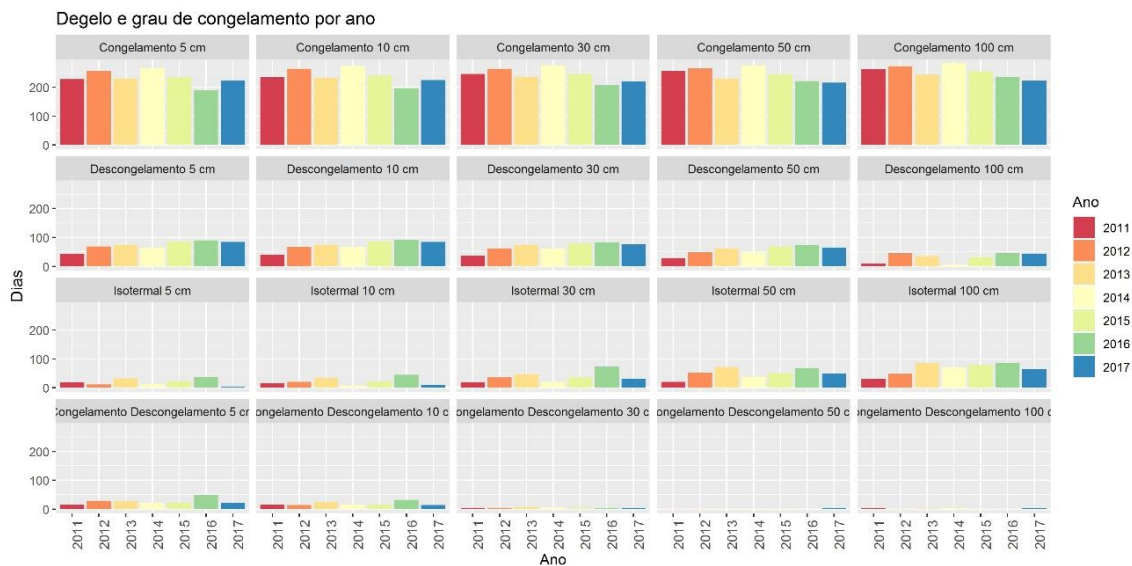


Figura 41. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermiais para 2011 a 2017 para a temperatura do solo nas profundidades 5, 10; 30; 50 e 100 cm, em Hope Bay, Antártica.



Figura 42. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermiais para 2016 a 2018 para a temperatura do solo nas profundidades 5, 10; 30; 50 e 100 cm, em James Ross, Antártica.

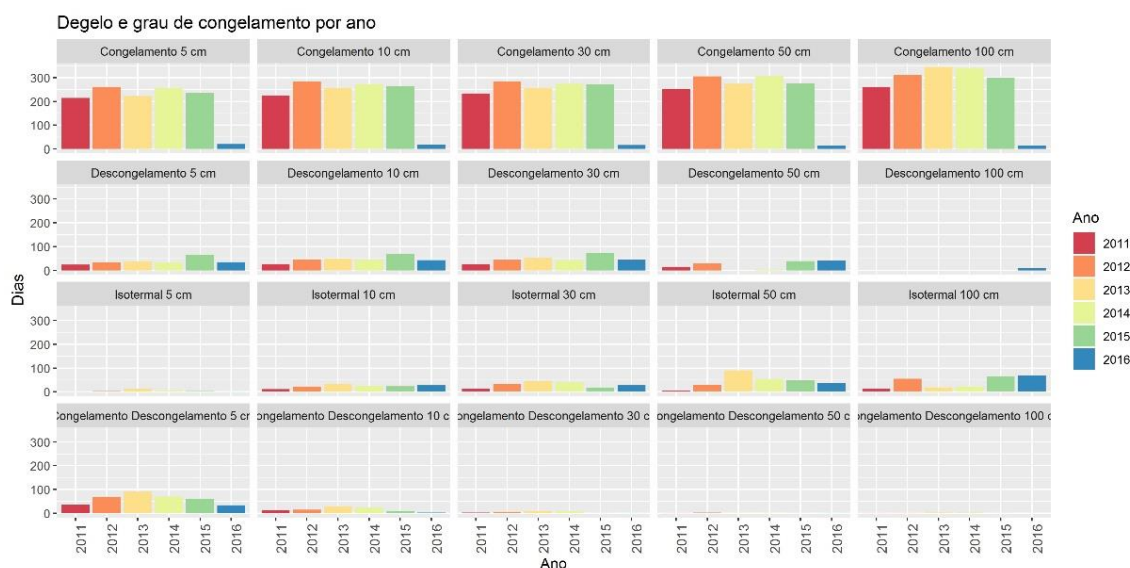


Figura 43. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermais para 2011 a 2016 para a temperatura do solo nas profundidades 5; 10; 30; 50 e 100 cm em Seymour, Antártica.

3.7.2 Análise sazonal

Na análise sazonal, o congelamento foi o processo predominante no outono, inverno e primavera, para Hope Bay e Seymour (Figura 76 e Figura 78 – Anexo B). Em Low Head, o congelamento é predominante somente no inverno e na primavera (Figura 74 – Anexo B). Nesses dois sítios o congelamento é máximo no inverno e na primavera na profundidade de 100 cm. Já em Seymour, esse processo já atinge o máximo de dias no inverno para todas as profundidades e permanece completamente congelado na primavera desde a profundidade 50 cm.

O congelamento no verão ocorreu em Low Head, Hope Bay e Seymour de forma crescente em profundidade e em James Ross, só na profundidade superficial com manifestação máxima de 10 dias (Figura 77 – Anexo B).

O processo de descongelamento, foi profusa no verão em todas as profundidades, com quase nenhuma ocorrência do evento na última profundidade, em Low head, Deception e Seymour. Em Deception, nas maiores profundidades, quase não ocorre descongelamento, porque as séries permanecem no isotermal, predominantemente, em todas as estações do ano (Figura 75 – Anexo B).

Já Hope Bay apresentou descongelamento no verão para todos os pontos, inclusive a 100 cm de profundidade. Em James Ross, todas as profundidades apresentaram descongelamento no verão, outono e inverno, mas em pequena escala. O descongelamento, foi decrescente do verão para o outono, nulo no inverno para todas as profundidades, e voltou a ocorrer na primavera para os sítios de Low Head, Deception, Hope Bay e Seymour, nas profundidades mais superficiais até 30 cm e até 50 cm para Low Head e Deception.

Para Low Head e Hope Bay, o processo isotermal, foi crescente do verão para o outono, com ocorrência isolada no inverno, retornando na primavera. Em Low Head na profundidade 100 cm, os dias da série, permanecem quase com totalidade no isotermal no verão (máximo de 72 dias em 2011) e outono (máximo de 92 dias em 2011, 2012, 2013 e 2015). Para Deception, o fenômeno, foi crescente na primavera para as duas primeiras profundidades e dominante em todas as estações do ano, em 50 e 70 cm de profundidade.

Em James Ross, o processo isotermal, foi aparente somente no outono de 2014 para as profundidades 10, 30, 50 e 100 cm, e em 2017 no inverno nas profundidades de 10, 30 e 100 cm. Para Seymour, os dias isotérmicos, tiveram maior ocorrência no verão e foram crescentes com a profundidade, o maior número de dias ocorreu na profundidade de 100 cm, no verão de 2011, com 68 dias. Ainda sobre o processo isotérmico, chama-se atenção para a profundidade 100 cm, com 68 dias no verão de 2011, de 2015 (59 dias) e 2014 (52 dias).

3.8 Cálculo da espessura da camada ativa – ALT, para cada sítio

A camada ativa, apresentou maior espessura média para Hope Bay, com 142,7 cm. A menor espessura média foi encontrada em Deception, com 88,3 cm. A maior espessura foi de 159,8 cm em Hope Bay, no ano de 2016 (ano com maior número de dias com descongelamento do solo), e a menor foi de 68,3 cm em Deception, no ano de 2011 (Figura 44). Low Head e Seymour, apresentaram ALT de 115,6 e 94,2 cm, respectivamente. Em James Ross, não foi possível estimar a ALT, devido ao tamanho reduzido da série de dados.

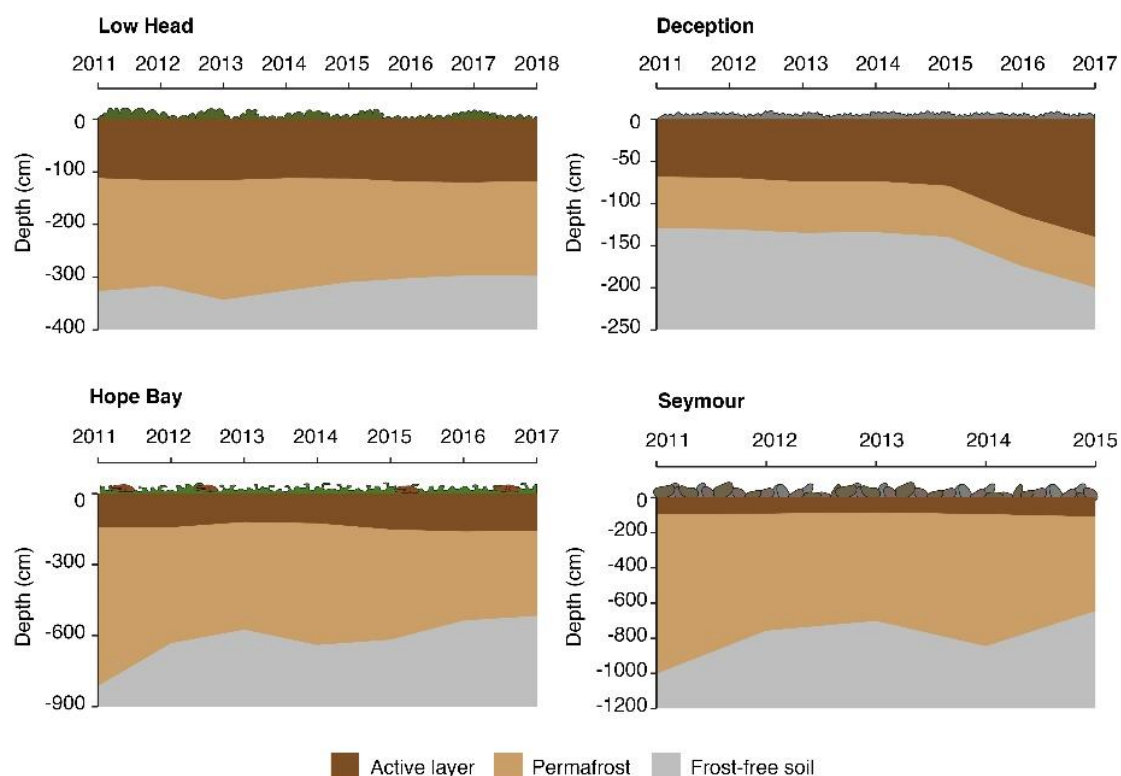


Figura 44. Espessura da camada ativa - ALT do permafrost para os sítios em estudo.

Mesmo com espessuras diferentes, os sítios localizados mais próximos a Península Antártica (Hope Bay e Seymour), obtiveram ALT profundas, quando comparadas com os demais sítios da Shetlands do Sul (Low Head e Deception).

3.9 Correlação da temperatura do solo com ENSO e AAO

Para Low Head, o ano de 2012, obteve alta correlação com todas as profundidades do solo, com coeficiente de correlação máximo de - 0,98 para o ENSO. Os anos de 2015, 2016, 2017 e 2018 também apresentaram pelo menos uma profundidade com valor acima de 0,60. Para a AAO, somente os anos de 2011 e 2013, apresentou alguma profundidade com correlação maior de 0,60 (Figura 45).



Figura 45. Correlação da temperatura do solo em diferentes profundidades, com os fenômenos de ENSO e o AAO, para Low Head.

No sítio de Low Head, o verão dos anos de 2011, 2015, 2016, 2017 e 2018, foram muito quentes. Já os invernos dos anos de 2011, 2015 e 2017, apresentaram temperaturas muito baixas. O teste de Pettitt, indicaram mudança brusca entre outubro a dezembro de 2015 para série completa, e para o verão (Tabela 22 e Tabela 23– Anexo-B). Os meses de agosto de 2012, maio e junho de 2015, para o teste de tendência do inverno e anual (Tabela 24 e Tabela 25). Em 2015, teve-se o El Niño, mais forte entre os anos estudados, e pode ter interferido nos dias com temperaturas muito extremas. Para as tendências anuais, os pontos de mudança brusca de maior frequência, foram em abril, maio e junho de 2018, com ocorrência de La Niña e El Niño.

Para Deception, o ENSO foi bem correlacionado nos anos de 2012, 2015 e 2018, com coeficiente maior de $\pm 0,55$ em todas as profundidades. Os anos de 2014, 2016 e 2017, apresentaram pelo menos uma profundidade com correlação significativa e maior de 0,5. Já para a AAO, os anos de 2011, 2013 e 2018 obtiveram correlação significativa e superior a $\pm 0,60$ (Figura 46).

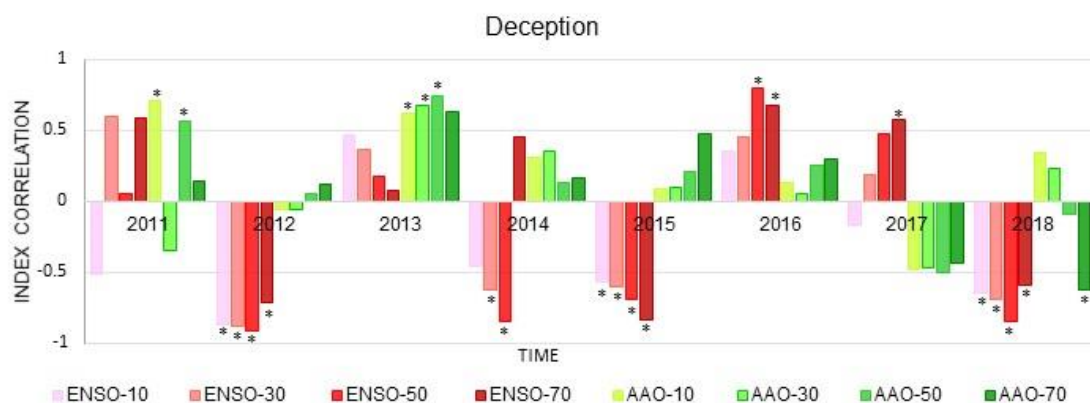


Figura 46. Correlação da temperatura do solo em diferentes profundidades, com os fenômenos de ENSO e o AAO, para Deception.

Para Deception, as primaveras de 2011 e 2015, os invernos de 2011 e 2012, foram os com as menores temperaturas. Os verões de 2011 e 2017, foram os mais quentes. O teste de Pettitt indicou junho de 2015, para as mudanças de aquecimento e resfriamento do teste sazonal (Tabela 28 – Anexo B), o teste anual apresentou datas de mudança brusca para temperatura variado, mas com maior predominância em 2014 e 2018 de abril a setembro, todos esses períodos foram anos de El Niño (Tabela 29 – Anexo B).

Em Hope Bay, para os eventos de ENSO, os anos de 2012, 2016 e 2017, apresentam praticamente todas as profundidades do solo, com correlação de $\pm 0,60$. Para a AAO, somente os anos de 2013 e 2016, apresentaram correlações significativas e em apenas uma profundidade (Figura 47).



Figura 47. Correlação da temperatura do solo em diferentes profundidades, com os fenômenos de ENSO e o AAO, para Hope Bay.

Para Hope Bay, os outonos de 2013 e 2015, os verões de 2011, 2012, 2013, 2015 e 2016, foram os períodos de maiores temperaturas e os invernos de 2011, 2013, 2015 e 2017, foram os mais amenos. O teste de Pettitt, indicou setembro de 2015 e outubro de 2011 para série completa (Tabela 34 - Anexo B), novembro de 2015, dezembro de 2014 e dezembro de 2015 para o verão (Tabela 35– Anexo B), e agosto de 2011, 2012 e 2015, para o inverno (Tabela 36– Anexo B) e maio de 2011 e abril de 2017 para análise anual (Tabela 37 – Anexo B). O ano de 2011, também apresentou inverno muito rigoroso e esteve praticamente todo ano sob influência da La Niña. O ano de 2014, já foi de El Niño, com fraca intensidade.

James Ross, foi o sítio que apresentou menores correlações significativas com ENSO e AAO. Apenas uma correlação, no ano de 2017 para o ENSO e em 2018 para AAO (Figura 48).



Figura 48. Correlação da temperatura do solo em diferentes profundidades, com os fenômenos de ENSO e o AAO, para James Ross.

Em James Ross, o outono de 2016, verão de 2017 e 2018 foram os períodos de maiores temperaturas, e os invernos de 2017 e 2018 foram as com temperaturas mais frias. O teste de Pettitt, indicou abril de 2017 e 2018 para série completa (Tabela 42 - Anexo B), fevereiro de 2017 para verão (Tabela 43 - Anexo B) e maio de 2017 e abril de 2018 para o inverno (Tabela 44 - Anexo B) e outubro de 2016 para escala anual. Os anos de 2016, 2017 e 2018, foram anos com ocorrência espaçada de El Niño e La Niña, e de alguma forma pode ter influenciado os valores extremos e também o período abrupto de tendência da reta.

Em Seymour, os anos de 2011 e 2012, foram correlacionados de forma significativos com ENSO, em praticamente todas as profundidades, com valor de até -0,80. Já para o AAO, somente o ano de 2011 correlacionou-se bem, com valores superiores a 0,65, em todas as profundidades do solo (Figura 49).

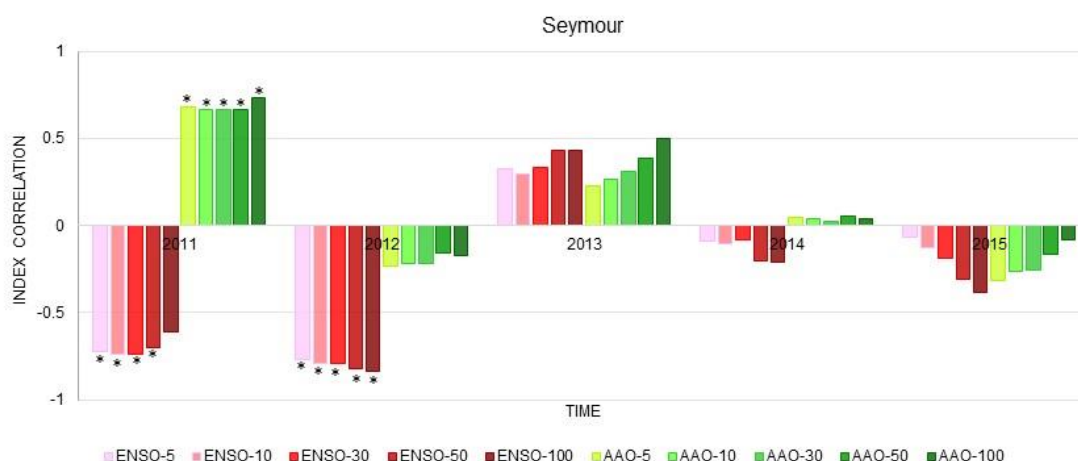


Figura 49. Correlação da temperatura do solo em diferentes profundidades, com os fenômenos de ENSO e o AAO, para Seymour.

Para Seymour, os outonos de 2015 e 2016, os verões de 2012, 2015 e 2016, foram os com maiores temperaturas. E a primavera de 2012, inverno de 2011, 2014 e 2015, os com menores temperaturas. O teste de Pettitt, indicou outubro de 2011 para série completa (Tabela 50 – Anexo B), novembro de 2015, novembro e dezembro de 2014 para o verão (Tabela 51 – Anexo B), agosto de 2012 para o inverno (Tabela 52 – Anexo B) e setembro de 2011 e fevereiro de 2016 para o teste anual (Tabela 53 – Anexo B). Desses anos, em 2011 ocorreu La Niña de fraca a moderada intensidade, 2012 La Niña fraca, 2014 ocorreu El Niño, e 2015/2016 com forte intensidade de El Niño.

4. DISCUSSÃO

4.1 Variação da dinâmica na camada ativa entre os sítios

Devido aos efeitos locais de cada sítio, assim como a latitude, altitude, tipo de cobertura e clima, o regime térmico do solo apresentou dinâmicas diferentes entre os sítios em estudo, com alguns pontos semelhantes. Lugares de clima semi-desértico (semiárido), como em James Ross e Seymour, com índices de precipitação restrita e temperaturas mais baixas, não limitaram a dinâmica da camada ativa, com ciclos variando entre o congelamento, descongelamento, e o congelamento-descongelamento (GJORUP *et al.*, 2020).

A vegetação pode deixar o solo com maior capacidade de reter água, e consequentemente maior condutividade e capacidade térmica do solo (RAMOS *et al.*, 2009). A vegetação age amortecendo termicamente a camada ativa, e retém maior umidade, mais perceptível no sítio de Low Head, coberto com musgos (ALMEIDA *et al.*, 2014), do que para Hope Bay, com cobertura de líquens e algas. Uma maior cobertura de neve nos sítios com cobertura vegetal, cria um tamponamento ainda maior, fazendo com que tenha existência de maiores períodos de dias isotérmicos, com temperatura próximas a 0 °C, confirmando observações de Schaefer *et al.* (2017).

A camada ativa de Low Head, com localização na Antártica Marítima e próximo ao limite climático do permafrost Antártico, é influenciada pela posição no relevo (posição de sulco), pela camada de neve, pela cobertura vegetal de musgo (*Andreaea gainii*), e pelo descongelamento da camada ativa (ALMEIDA, 2012). As características do solo (Turbic Cambic Cryosol, com textura argilosa) (ALMEIDA *et al.*, 2017), restringe a drenagem, o que permite o acúmulo de água acima da mesa do permafrost, protegendo o solo de um resfriamento abrupto, proporcionando um gradiente térmico substancial (Efeito de cortina zero) (BOCKHEIM *et al.*, 2013; MICHEL *et al.*, 2014b; SIMAS *et al.*, 2015).

Já em Hope Bay, o tipo de solo (Ornithogenic Cryosols Turbi-leptic) e a cobertura vegetal de líquens e algas (*Prasiola crispa*), favorecem a pequena variação da amplitude dos dados de temperatura e umidade do solo com o aumento da profundidade, devido ao efeito de tamponamento entre a superfície e subsuperfície. No entanto, observa-se neste sítio descongelamento do solo, no verão e outono, até 100 cm de profundidade, devido ao fluxo de energia eficiente ao longo do perfil. O sítio está localizado em uma pinguineira

abandonada, na borda de uma ativa, com mais de 120.000 pares de pinguins Adelie, com produção de aproximadamente 15 toneladas diárias de excremento seco (PONCET; PONCET, 1987). Os horizontes orgânicos, com alto teor de matéria orgânica, associados a presença de vegetação, criam um microclima que amortecem o efeito da temperatura do ar de um clima de semi deserto, com isolamento térmico do solo, até mesmo no verão (PEREIRA *et al.*, 2013). Pois no verão, o solo não descongela totalmente, até mesmo nas profundidades mais superficiais.

De forma análoga no sítio de Deception, a temperatura do solo também apresenta pouca variação com o aumento da profundidade, mas por fatores distintos. Em Deception, a presença das atividades geotérmicas estabiliza e ameniza as mudanças bruscas de temperatura nas maiores profundidades (50 e 70 cm). Neste sítio, o efeito geotérmico local, é o que mais influência na dinâmica da camada ativa. Existem poucos trabalhos que relacionam atividade geotérmica e sua interação com permafrost, assim como a variabilidade espacial e a dinâmica sazonal da camada ativa (GOYANES *et al.*, 2014). As últimas atividades vulcânicas, em Deception, ocorreram em 1967, 1969 e 1970, apesar desses eventos recentes, o permafrost é presente em toda ilha, até o nível da praia (RAMOS *et al.*, 2012; RESCK, 2011) Acredita-se na existência de uma extensão tectônica regional, para explicar as atividades vulcânicas e hidrotérmicas. Os aspectos geomorfológicos, são resultado dos padrões estruturais do lineamento, que também controlam as fumarolas ativas e os locais com temperaturas do solo anômala (BENDIA *et al.*, 2018).

Em todas as estações do ano em Deception, aparentemente o processo de degelo é bilateral, diferentemente da maioria dos solos com permafrost, com degelo unilateral, da superfície adentrando lentamente pelo solo (MICHEL *et al.*, 2012). Em média a temperatura do solo, no ponto de monitoramento, é maior do que a temperatura do ar. Goyanes *et al.* (2014), relacionaram a temperatura do ar com a do solo, em Deception, e encontraram também uma temperatura média mensal, sempre maior na superfície do solo, em relação a temperatura do ar. Em Deception, as atividades geotérmicas têm influência em microescala, e age diretamente sobre o estado do permafrost, pois os efeitos vulcânico-hidrotérmicos, se manifestam em profundidade. Os resultados também indicam o efeito local, na espessura da camada ativa, que é pouco espessa (Figura 44), considerando os trabalhos publicados na Shetlands do Sul.

Já em James Ross, que é o sítio de maior altitude (367 m), a sua posição no relevo, presença de cascalho grosso e perfil bem mais úmido, fez com que a maior parte da série,

tenha ficado dividida entre os processos de congelamento no outono e inverno e o congelamento/descongelamento principalmente no verão, e com número de dias abundantes no outono e primavera. James Ross, foi o sítio que apresentou o menor número de dias com descongelamento, porém, mesmo em poucos dias apresentou descongelamento até 100 cm de profundidade, em todas as estações do ano, até mesmo no inverno. O descongelamento de alguns dias, a 100 cm de profundidade, está associado ao solo úmido. A dinâmica da camada ativa para James Ross, não apresentou um padrão definido, nem entre as estações do ano e muito menos em profundidade.

Porém em Seymour, também com perfil muito pedregoso e cobertura de cascalho, somente no verão a série muda o efeito dos processos. No outono, inverno e primavera, houve congelamento intenso. No verão, a série fica distribuída entre descongelamento, congelamento/descongelamento e congelamento, com magnitude nessa ordem, respectivamente. Esse padrão é só alterado nas últimas profundidades, que diminui o número de dias de congelamento/descongelamento e passa para o isotermal. O solo em profundidade não apresenta maior dificuldade na condução térmica, devido à alta concentração de sais e o intenso congelamento (SOUZA *et al.*, 2014). No sítio de Seymour uma das principais características do solo, é a presença de sais ao longo do perfil, o sódio é o íon em maior concentração, e quase não sofre a ação dos processos periglaciais (crioturbação) (SIMAS *et al.*, 2015; SOUZA *et al.*, 2014).

Seymour encontra-se sob condições climáticas de uma transição do clima antártico continental-marítimo “pseudo continental” (SCHAEFER *et al.*, 2015; SOUZA *et al.*, 2014). O clima da Ilha também é condicionado por massas de ar continental, devido ao efeito orográfico da Península Antártica, e a influência do oceano é minimizada pelos longos períodos de congelamento no mar de Weddell (SOUZA *et al.*, 2014). Na primavera, o solo fica congelado com temperaturas muito inferiores a 0 °C, com no máximo 10 dias de descongelamento para camada superficial. No verão, existe condições suficientes para predominância de descongelamento da camada ativa em até 50 cm de profundidade, com alternância de dias de congelamento/descongelamento e congelamento nas profundidades mais superficiais e isotérmicos nas maiores profundidades. No entanto, já no final do verão, o solo começa o processo de congelamento, e no outono existem poucos dias de descongelamento ou congelamento/descongelamento.

Entre as características locais de maior relevância na dinâmica da camada ativa, destaca-se a textura do solo, que pode influenciar diretamente os regimes de umidade do

solo sazonalmente. A diferença do teor de água no solo, explica em partes, as diferenças nos padrões e ciclos de congelamento e descongelamento nos solos em estudo. A quantidade de água no perfil, amortece alterações bruscas de temperatura, e intensifica o efeito de cortina zero (OLIVA *et al.*, 2017b). De acordo com Oliva *et al.* (2017b) e Biskaborn *et al.* (2019), as propriedades do solo, como textura e porosidade, e a espessura e duração da neve precipitada, exercem controle direto sobre o regime térmico do solo.

Pablo *et al.* (2018), destacam a espessura e duração da camada de neve, como o fator mais relevante em escala espacial, para explicar a profundidade do degelo no solo. Pois a neve, está intrinsicamente relacionada com o albedo e a temperatura da superfície. Já Oliva *et al.* (2017b), em estudo do regime térmico de vários perfis em Byers, afirmou que apesar da neve ser um ótimo isolante térmico, uma maior espessura da camada de neve associado a uma estação de verão com temperaturas elevadas, também conduz a uma camada ativa mais profunda.

Para os locais com quantidade de neve precipitada insignificante, como Seymour, James Ross e Hope Bay, as características e propriedades edáficas, são os fatores mais importantes para transmissão térmica ao longo do perfil do solo (PABLO *et al.*, 2018). Os sítios Low Head, Deception e Hope Bay, apresentaram constantes períodos, em que, os dias permaneceram no intervalo isotérmico. O estado isotermal, indica efeito da cortina zero, produzido pela troca de calor latente, ou seja, está havendo alteração fase da água com o congelamento e o descongelamento, com perda da energia do solo (DOBÍŃSKI, 2020). Em James Ross, os constantes dias de congelamento/descongelamento, da primeira à última profundidade do solo, no verão, outono e primavera, é um sinal da possível ocorrência de ciclos de descongelamento e congelamento (GUGLIELMIN; ELLIS EVANS; CANNONE, 2008).

De todos os setores abordado neste estudo, a Antártica Marítima, reúne o maior número de trabalhos publicados. Com base nas publicações, os fatores que mais afetam o regime da camada ativa e o permafrost são: temperatura da superfície do mar, espessura da cobertura de neve, topografia, tipo e umidade do solo, mineralogia, matéria orgânica, tipo de cobertura do solo, vegetação, litologia e idade da deglaciação (ALMEIDA *et al.*, 2017; BISKABORN *et al.*, 2019; BOCKHEIM *et al.*, 2013; DE PABLO *et al.*, 2018; HRBÁČEK *et al.*, 2020a; OLIVA *et al.*, 2017b; SCHAEFER *et al.*, 2017).

4.2 Tendências temporais das séries de temperatura do ar e do solo

Na Antártica, com um clima muito dinâmico, o aquecimento não tem sido igualitário e constante em todo continente (OLIVA; FRITZ, 2018; POGLIOTTI *et al.*, 2015; TURNER *et al.*, 2017). Muitos fatores têm sido elencados para explicar as áreas de aquecimento, entre eles, o recuo das geleiras, perda do ozônio estratosférico, intensificação dos ventos de oeste e movimentações das teleconexões atmosféricas de baixa e alta latitude, e a ocorrência dos fenômenos naturais, como o ENSO. De acordo com Turner *et al.* (2016), na costa oeste da Península Antártica, foram observados os maiores registros de aquecimento da temperatura do ar próxima a superfície, na Antártica.

Para as tendências de resfriamento do teste de MK-modificado, as explicações são baseadas em fatores como a máxima oscilação natural da circulação atmosférica regional, atrelado a localização e condições das teleconexões atmosféricas de baixa e alta latitude na Antártica (GUGLIELMIN; DRAMIS, 1999; GUGLIELMIN; CANNONE, 2012; OLIVA *et al.*, 2018; TURNER *et al.*, 2016). Ao aumento dos ventos frios de leste para sudeste, devido a altos índices de ciclones no mar de Weddell, com correlação com o jato de latitude média. Assim como, tem existido uma maior movimentação do gelo marinho, atingindo a costa leste da Península (TURNER *et al.*, 2016). De acordo com Hrbáček *et al.* (2018), nos sítios de monitoramento do CALM-S, localizados na Península Antártica ocidental, houve um afinamento na ALT de 2009 até 2015, e uma redução da temperatura do ar.

De acordo com King e Turner (1997) o clima na Antártica é muito dinâmico, com fatores de escala local e regional que agem em constantes passagens de sistemas, como frentes frias e atmosfera turbulenta. Mesmo em escala diária, pode haver mudanças bruscas de temperatura e na condição do tempo. Esse comportamento muito variável e intenso, são chaves para desvendar tendências antagônicas nas diferentes escalas avaliadas pelo teste de Mann-Kendall, para um mesmo sítio. A meteorologia local e regional nos diferentes setores na Antártica, ainda possuem muitas lacunas e poucos trabalhos disponíveis na literatura (GUGLIELMIN, 2012; HRBÁČEK *et al.*, 2018, 2020b; TURNER *et al.*, 2014, 2016).

Na Antártica existe uma complexa interação: atmosfera – oceano – gelo, com forte efeito regional e grande variabilidade interanual e sazonal (BISKABORN *et al.*, 2019; TURNER *et al.*, 2014). O sistema de circulação, funciona de forma muito destoante durante o verão e o inverno. No verão (dezembro a fevereiro) o jato de latitude média fica

enfraquecido, causando uma diminuição dos ciclones regionais e alteração na temperatura da superfície, enquanto que as forçantes climáticas tropicais não são suficientes para causar forte variabilidade na região. No inverno (março a setembro) as anomalias da temperatura na superfície do mar tropical (SST), nos oceanos Atlântico e Pacífico, influência de forma marcante a Península Antártica. Neste período, as teleconexões tropicais e das altas latitudes do sul, e o jato médio, ficam fortalecidos, intensificando as atividades ciclônicas (TURNER *et al.*, 2016).

Na Ilha de Deception, por exemplo, devido a sua localização está mais propenso a nebulosidade, atenuando o recebimento da radiação solar, devido a predominância dos ventos de oeste. Esse resultado foi encontrado por Hrbáček *et al.* (2020), comparando a radiação entre pontos diferentes, na ilha de Signy, James Ross e Edmonson point, os menores valores de radiação média, foram encontrados no local com menor latitude (Ilha Signy), representado 50% do valor encontrado em Edmonson Point (na maior latitude). As tendências anuais de resfriamento, também estão condicionadas aos fatores locais, como a presença de uma lente de gelo a 50 cm de profundidade e também ao próprio material de origem do solo, que favorece o congelamento da camada superficial do solo. De acordo com Hrbáček *et al.* (2018), a ALT em Deception, pode ser comparada a de lugares mais frios, como James Ross.

Em Deception, assim como na maioria dos sítios, no ano de 2011, as temperaturas foram extremas, verão muito quente e inverno muito frio, foi ano de ocorrência de La Niña. Goyanes *et al.* (2014) relataram dois momentos de aumento esporádico de até 1 °C, da temperatura do ar e do solo em Deception, em maio até junho e depois em setembro até outubro de 2011, através do processo “inverno sem núcleo”(GUGLIELMIN; DRAMIS, 1999; GUGLIELMIN; CANNONE, 2012). Esse fenômeno “inverno sem núcleo”, ocorre devido a intensificação da circulação ciclônica, com o aparecimento de uma densa e rápida advecção de ar quente de norte e oeste. E também existem modificações oceânicas em macro escala, como o surgimento de anomalias positivas na temperatura da superfície do oceano e a retração do gelo no mar para o sul, que podem ser relacionados com a fase positiva do SAM e os efeitos do ENSO (MAYEWSKI *et al.*, 2017; SIMPKINS *et al.*, 2012; TURNER, 2004).

Em James Ross, o perfil úmido, induz a constantes processos de congelamento-descongelamento até a 100 cm de profundidade, em todas as estações do ano. Nas maiores profundidades (50 e 100 cm), o sítio apresentou de forma acentuada a maior temperatura máxima entre os locais em estudo (Quadro 2). A presença da umidade e temperaturas

diárias altas no outono de 2016, com intensidade forte do El Niño, influenciaram na tendência de aquecimento em 2016, no ponto de 5 cm de profundidade (Figura 38). De acordo com Hrbáček *et al.* (2017), a litologia do solo de James Ross, afetam os parâmetros físicos do solo (principalmente a granulometria), a textura e a umidade. Os autores também relataram um aumento de 1,2 °C, na temperatura do ar nos meses de verão de 2013/2014 para 2015/2016. Também observaram um aumento na temperatura do solo de mais de 2 °C em 2015/2016, e durante a estação do degelo a profundidade máxima da camada ativa maior foi maior em 2015/2016, com 113 cm. Mesmo que haja diferença significativa na temperatura média anual do ar, entre 4 a 5 °C mais baixa em James Ross do que nas regiões da Shetlands do Sul, o degelo no verão é mais quente em James Ross, com maiores valores de grau dias de descongelamento (TDD) (HRBÁČEK *et al.*, 2017).

Chaves *et al.* (2017) em estudo sobre tendência do regime térmico, com método de Mann-Kendall, em solo com padrões em Keller, Ilha de Rei George, verificaram que as temperaturas do verão estão mais quentes e do inverno mais frias, assim como no presente estudo, os resultados de tendência para os sítios em estudo, com tendências antagônicas. Chaves *et al.* (2017), encontraram correlação positiva com o fenômeno ENSO e o AAO. Ramos *et al.* (2009), na ilha de Livingston, no período de 2000 a 2006, também encontraram tendência de aquecimento em todas as profundidades e sítios de monitoramento do solo.

Turner *et al.* (2016) realizaram um estudo em seis (6) estações na Península Antártica, utilizando o método de Mann-Kendall, para verificar tendência na temperatura do ar próximo a superfície (SAT). Os resultados indicaram um período de aquecimento (de até 0,32 °C por década de 1979 – 1997), e outro período de resfriamento (de até - 0,47 °C por década de 1999 – 2014). No período que compreendeu o aquecimento, os verões foram mais quentes, com influência marcante do SAM, que também apresentou tendência positiva nesse período. Já no período de resfriamento, houve um aumento do gelo marinho, no norte da Península Antártica e do mar de Weddell, com interferência do jato de meia latitude. Os autores sugeriram que os resultados com tendências antagônicas, estão abarcadas dentro dos limites decadal de grande variabilidade natural da região, apesar de modelos com cenários de média emissão de CO₂, projetar um forte aquecimento regional na Antártica, até o final do século XX.

No presente estudo, os sítios de Low Head, James Ross, Hope Bay e Seymour apresentaram tendência de aquecimento para série completa, para verão e inverno e na escala anual. Apesar da maior similaridade com clima continental da Península Antártica,

em Hope Bay, James Ross e Seymour, esses sítios estão mais propícios a receberem maior quantidade de radiação no verão, devido a menor nebulosidade, em comparação aos sítios na Antártica Marítima, com clima mais oceânico (OLIVA *et al.*, 2017b). No verão é o período da máxima atividade ecológica do solo, em regiões como a Antártica, com radiação solar limitada nas demais estações do ano. O aumento da temperatura no verão e no inverno, além do recuo e aumento das áreas livres de gelo, induzirá e intensificará diversos processos, como o crescimento e expansão dos organismos vegetais, a formação e desenvolvimento do solo, ciclo hidrológico e seus componentes como o escoamento, e a migração e nidificação das aves. Além da extinção de uma série de microrganismo e algas comprometendo o equilíbrio dos ecossistemas locais. O aquecimento anormal, irá refletir na degradação do permafrost, com aumento da espessura da camada ativa e liberação de diversos gases, que agravam o efeito estufa (BOCKHEIM, 2015; IPCC, 2019; THOMAZINI *et al.*, 2016; VAN GESTEL *et al.*, 2019; VIEIRA *et al.*, 2010).

Por outro lado, o indicativo de tendências de resfriamento, atenuará os processos periglaciais, com menores taxas de erosão, degelo e soliflução. O resfriamento também influenciará a longo prazo, os processos de formação do solo, expansão da vegetação e afinamento da camada ativa do solo e aumento do permafrost (BISKABORN *et al.*, 2019; BOCKHEIM *et al.*, 2013; DE PABLO *et al.*, 2018; OLIVA *et al.*, 2018; SCHAEFER *et al.*, 2017; VIEIRA *et al.*, 2010). Neste estudo, apenas o sítio de James Ross, apresentou tendência de resfriamento para série completa, para o verão e inverno.

Os modelos projetam para Antártica, uma maior taxa de precipitação (IPCC, 2014), e maiores acumulados de chuva, que pode resultar entre outras consequências, um maior aquecimento do solo, como já previsto também para o Ártico (BISKABORN *et al.*, 2019; HRBÁČEK *et al.*, 2020a; OLIVA; FRITZ, 2018; TURNER *et al.*, 2017; VAN GESTEL *et al.*, 2019).

4.3 Espessura da camada ativa - ALT

A média da ALT para os sítios de Hope Bay (142,7 cm) e Seymour (94,2 cm), inseridos na Antártica continental, foram maiores do que relatado em diferentes estudos de 2006 a 2018 (GJORUP *et al.*, 2020; HRBÁČEK *et al.*, 2017; OLIVA *et al.*, 2017b; SCHAEFER *et al.*, 2017; UXA; KŘÍŽEK; HRBÁČEK, 2020). O solo em Seymour, possui boa condutividade e eficiência de energia, com regime térmico e hídrico do solo

muito semelhantes entre as maiores profundidades principalmente (GJORUP *et al.*, 2020).

A média da ALT para os sítios Low head (115,6 cm) e Deception (88,3 cm), situados na Antártica Marítima, estão dentro do intervalo descritos na literatura de 2008 até 2015 (89 a 147 cm) para a região (CHAVES *et al.*, 2017; GUGLIELMIN; ELLIS EVANS; CANNONE, 2008; HRBÁČEK *et al.*, 2017; MICHEL *et al.*, 2014a; OLIVA *et al.*, 2017b). De acordo com Hrbáček *et al.* (2018), o degelo médio em Deception de 2006 a 2016, foi de 29 cm (Lago cratera) e a ALT foi estimada em 36 cm.

De acordo com Dobiński (2020), a ALT normalmente é mais espessa em solos com presença de areia e cascalho, em relação a solos de granulometria menor. No entanto, também pode ocorrer em solos com boa drenagem, com material mais grosseiro, o descolamento da água em profundidade, propiciando assim uma camada gelada, que atrasa o descongelamento.

Diversos fatores afetam a espessura da camada ativa, como a temperatura do ar, precipitação e radiação solar, no entanto, os fatores locais, como tipo de solo, textura, litologia, topografia e regime hídrico, podem influenciar de forma determinante a ALT (DOBIŃSKI, 2020; GJORUP *et al.*, 2020; HRBÁČEK; UXA, 2020). Segundo Washburn (1979), os fatores ambientais que atuam no desenvolvimento do solo congelado, são os mesmos que controlam o regime térmico da camada ativa. Os efeitos locais e o aumento da temperatura do ar, são as respostas, pelos valores de ALT mais altos na zona de transição entre a Antártica Marítima e Continental (BISKABORN *et al.*, 2019).

Os sítios localizados nas Shetlands (Low Head e Deception), apresentaram menores espessuras de ALT (Figura 44), estão de acordo com outros trabalhos. Hrbáček *et al.* (2017), que também encontraram maior ALT na região oeste da Península Antártica, em relação aos sítios do CALM-S na Shetlands do Sul, atribuíram essa diferença na persistência da cobertura de neve até mesmo no verão, dificultando o descongelamento da camada ativa em sítios como Deception, por exemplo.

A menor espessura da ALT de Deception pode ser explicada em função da presença de sedimentos vulcanolásticos, atividades geotérmicas, maiores condições de nebulosidade com menor incidência da radiação solar (GUGLIELMIN; DRAMIS, 1999; IBÁÑEZ *et al.*, 2003; VIEIRA *et al.*, 2010). Goyanes *et al.* (2014), também encontraram uma ALT mais fina em Deception, em relação a outros locais da Antártica Marítima, com variação entre 30 a 70 cm. Hrbáček *et al.* (2018), também citam a menor profundidade média anual da camada ativa, em Deception (Crater Lake) com 36 cm entre os sítios da

CALM-S, no setor da Península e Shetlands. Segundo os mesmos autores, os baixos valores de ALT em Deception, são devidos a estrutura porosa do pumice lapilli (Crater Lake), e as cinzas mistas de origem vulcânica e depósitos piroclásticos em Irizar.

4.4 Regime hidrotérmico do solo

Apesar da limitação em utilizar os dados de umidade do solo, devido as discrepâncias entre as constantes dielétricas da água e do gelo, com possibilidade de superestimação do teor de água no solo, sítios com utilização do mesmo equipamento são admissíveis de comparação (KAHIMBA; SRI RANJAN; KRISHNAPILLAI, 2007).

Hope Bay, apresentou o menor teor de água no solo, com 4,27% a 50 cm, o regime de umidade foi semelhante em todas as profundidades, com pouca variação. Os maiores regimes de umidade, foram encontrados em Low Head e Seymour, com maior média de 20,4% em Seymour a 5 cm de profundidade. Quanto maior a umidade, maior é o aporte de calor latente ao sistema, com modificação nas propriedades da camada ativa, como o retardo da resposta térmica do solo e atenuação de mudanças bruscas na temperatura, com formação de gradientes térmicos (DOBÍŃSKI, 2020). Seymour e Low Head possuem regimes hídricos muito próximos, apesar da diferença no total de precipitação, com teor de umidade mais elevado na profundidade mais superficial, e queda gradativa entre as demais profundidades, e a umidade é decrescente com a profundidade. Esse mesmo comportamento foi observado na Ilha de Rei George por Almeida *et al.* (2017).

Nos demais sítios, os regimes hídricos foram muito homogêneos entre as profundidades, mas não foram decrescentes ao longo do perfil. Todos os sítios apresentaram maior umidade no verão com queda no inverno. Os sítios, exceto James Ross, apresentaram tendência linear de aumento da umidade, com o tempo. Esse aumento da umidade do solo, relaciona-se com o aumento da temperatura do ar e do solo, constatado pelo teste de MK-modificado nos sítios de Low Head, Hope Bay e Seymour (Figura 37). A ALT apresentou aumento com o tempo, nos sítios de Low Head, Deception e Hope Bay, uma maior umidade do solo, leva a uma camada ativa mais espessa.

A umidade do solo, também influenciou os períodos de congelamento e descongelamento da camada ativa. As profundidades superficiais com maior umidade, são mais facilmente descongeladas, ao passo que as camadas mais inferiores, com menor teor de umidade são mais resistentes ao descongelamento. Esse contraste foi observado em Seymour e Low Head.

Entre os sítios situados na Antártica Marítima, Low Head, possui cobertura vegetal, o que influenciou no maior teor de água (valor máximo de 33% em 2014), em maior quantidade na camada mais superficial do solo (Figura 50). Além da cobertura vegetal de musgo, fatores locais como a topografia, textura do solo e drenagem determinaram um maior regime hídrico para o sítio. A presença de água no perfil do solo, desencadeia dois processos em épocas diferentes. O primeiro facilita para que as temperaturas fiquem no limiar do isothermal em profundidade, devido ao elevado calor latente da água, liberando energia e impedindo rápidas mudanças de temperatura. No segundo momento, a água causa um tamponamento, criando resistência ao aumento do degelo, pois nessa fase, existe grande quantidade de gelo nas camadas adjacentes ao permafrost, esse fato, impediu inclusive que não houvesse descongelamento a 100 cm de profundidade do solo (ALMEIDA *et al.*, 2014; GUGLIELMIN, 2012; PEREIRA *et al.*, 2013). Esses processos explicam, o descongelamento ter atingindo somente até a profundidade de 80 cm, e também o congelamento máximo a 100 cm se estender até a primavera.

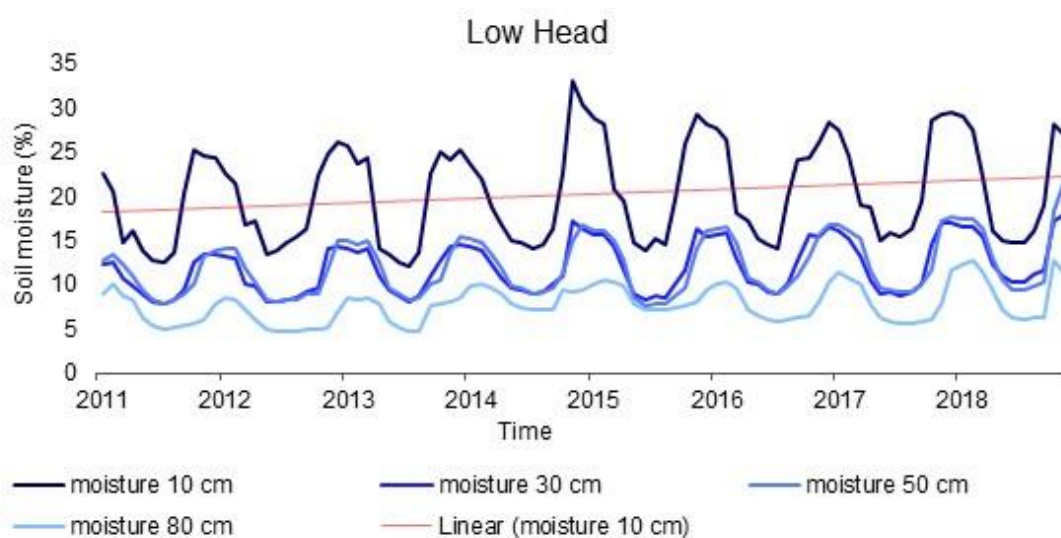


Figura 50. Umidade do solo (%) em diferentes profundidades para Low Head.

Em Deception, as características do solo, não favorece um alto teor de água no solo, com maior presença de macroporos. O perfil foi descrito como grosseiro, bem drenado e com baixa condutividade térmica nas profundidades 10 e 30 cm, mesmo que a posição do sítio favoreça a formação de uma camada espessa de neve. O material grosseiro (solo muito rochoso) dificulta o fluxo de energia, protegendo o permafrost

(MICHEL *et al.*, 2012; SCHAEFER *et al.*, 2017). A 50 cm de profundidade, o solo possui uma descontinuidade, onde uma lente de gelo se aloja em uma matriz de textura mais fina, a 50 e 70 cm o teor de umidade é maior, do que na superfície, com média de 8,4% e 7,2%. O maior valor de umidade, foi encontrada a 50 cm de profundidade (26,8%) em 2017. A umidade nesse ponto (50 cm), é maior devido a água que se desprende dessa lente de gelo, devido ao aquecimento bilateral (Figura 51).

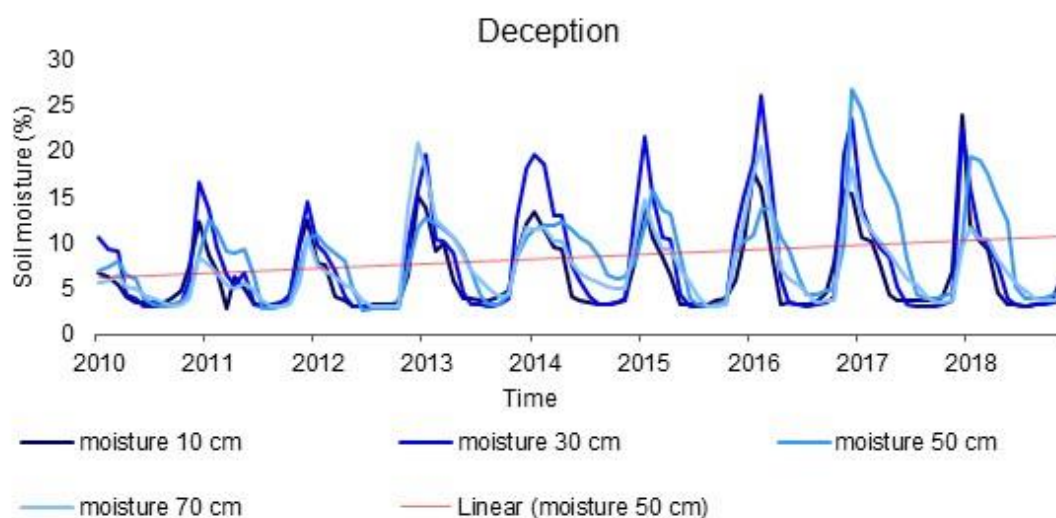


Figura 51. Umidade do solo (%) em diferentes profundidades para Deception.

Diferentemente, o regime hídrico em Hope Bay é de um solo com boa condutividade térmica, devido aos atributos do solo e da cobertura vegetal, além da presença de matéria orgânica. A umidade média para cada profundidade varia muito pouco (Figura 52), indo de 5,1% para 4,2%, com valor máximo de 8,6% na camada mais superficial (10 cm), em 2017. O fluxo de energia é facilitado pela presença de água em todos os pontos em profundidade. O clima seco e frio, favorece para que o solo permaneça congelado praticamente o ano inteiro, o que aumenta a condutividade térmica do solo. O aumento da umidade do solo, observado pela linha de tendência, é reflexo do aumento na temperatura do solo e do ar, identificados pelo teste de MK-modificado (Figura 37).

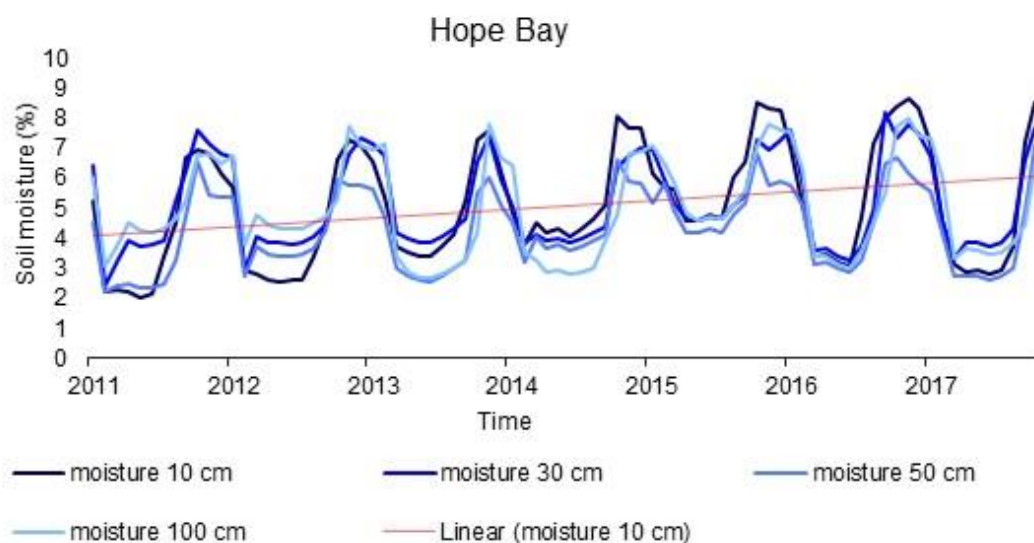


Figura 52. Umidade do solo (%) em diferentes profundidades para Hope Bay.

O regime hídrico do solo em James Ross é maior do que Hope Bay, localizados no mesmo clima regional, em clima de transição da Antártica Marítima para o continente. James Ross apresentou perfil com umidade elevada em todas as profundidades, apesar do clima de polar de deserto, com processo de crioturbação ativo, devido a litologia e posição do relevo (DAHER *et al.*, 2019; GJORUP *et al.*, 2020). James Ross foi o único sítio com tendência de resfriamento, para temperatura do ar e do solo em todas as profundidades (Figura 37). Consequentemente, também foi o único sítio, em que o regime hídrico foi decrescente com o tempo (Figura 53).

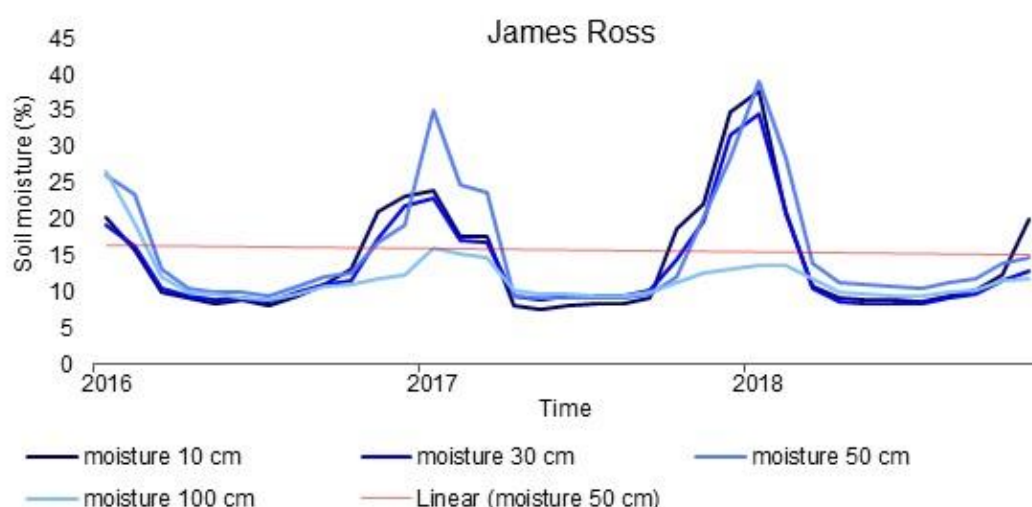


Figura 53. Umidade do solo (%) em diferentes profundidades para James Ross.

Em James Ross a maior umidade foi em 50 cm de profundidade, com máximo de 39,3% em 2018, decorrente da maior quantidade de cascalho nas profundidades superficiais. Trata-se de um perfil esquelético, com 80% de cascalho na superfície, com diminuição de até 40% com a profundidade, propicia a existência de espaços vazios, que deixa o perfil mais permeável e com menor condutividade térmica, quando o solo não está úmido (DAHER *et al.*, 2019). Essa situação permite uma maior drenagem em superfície, com acúmulo na superfície da camada com drenagem mais restritiva. A ausência de cobertura vegetal, também implica em menor isolamento e maior amplitude térmica na camada superficial, assim como maior taxa de evaporação da água no solo (GUGLIELMIN; DALLE FRATTE; CANNONE, 2014; GUGLIELMIN; ELLIS EVANS; CANNONE, 2008). Já na profundidade 100 cm não é observado picos tão elevados de umidade no verão, quanto as profundidades anteriores em função na presença do permafrost. Apesar da altitude local de 367 m, o solo possui listras, evidenciando as condições úmidas na camada ativa (DAHER *et al.*, 2019). A umidade no perfil, faz com que, mesmo com o aumento da profundidade, as séries apresentem variações de temperatura, muito semelhantes, devido as propriedades térmicas da água, e induz também a existência de descongelamento em todas as profundidades do solo, do verão ao inverno. As propriedades do solo local, como a cor mais escura que influencia a temperatura da superfície do solo e o albedo, absorvendo e transmitindo mais calor, favorece o degelo da neve, o que também contribui para a maior umidade deste solo.

Em Seymour, é possível observar um maior teor de umidade a 5 cm de profundidade (Figura 54), com picos máximos no verão e nas demais profundidades o regime hídrico do solo é semelhante. Segundo Gjorup *et al.* (2020), apesar do clima regional de semidesértico, o pedoclima em Seymour, é mais comparável ao da Antártica Marítima, em relação a variáveis como ALT e regime hídrico do solo. O regime térmico do solo, mostra baixa condutividade elétrica, típico de solos bem drenados, com lixiviação de sais, principalmente nas camadas superficiais. Já em profundidade, próximo ao permafrost, os valores de condutividade térmica são maiores (GJORUP *et al.*, 2020). De acordo com GJORUP *et al.* (2020), de forma geral, o solo em Seymour, possui temperatura média bem correlacionada em todas as profundidades e entre a temperatura do ar, mostrando uma boa transmissão de energia ao longo do perfil. De acordo com os autores, o fluxo de energia eficiente da radiação solar, é uma das razões da ausência da cobertura de neve.

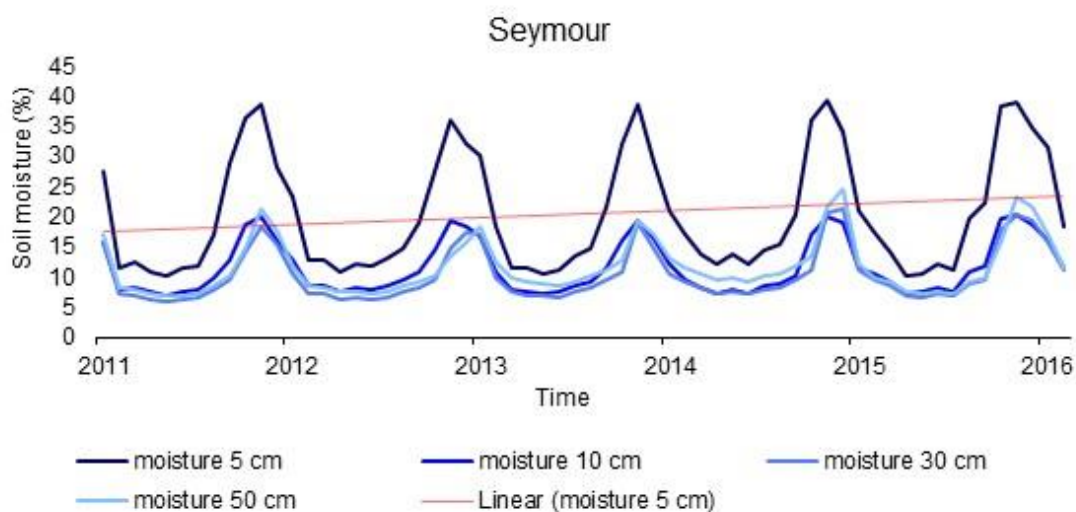


Figura 54. Umidade do solo (%) em diferentes profundidades para Seymour.

O perfil do sítio de Seymour é composto por materiais grosseiros e heterogêneos, com mais de 40% de material grosseiro ao longo do perfil esquelético e quando descongelado possui rápida movimentação lateral (SOUZA *et al.*, 2014). O material grosseiro não é um bom condutor de calor, maior presença de macroporosidade e menor capacidade de retenção de água, e a energia suficiente para descongelar o solo, não atinge profundidade maior de 100 cm. O perfil é de um solo profundo, com pouca diferenciação de horizontes, com uma estrutura de grão único devido a ablação e deposição de sedimentos pelo vento, e alto valor de pH (próximo de 10) (GJORUP *et al.*, 2020). O relevo local é ondulado, bem drenado (SCHAEFER *et al.*, 2015). O solo não possui nenhum fator que favoreça o isolamento térmico, não tem camada de neve expressiva, matéria orgânica ou presença de vegetação. O sítio está localizado a altitude de 103 m, e está sujeito a ação dos fortes ventos dos setores S e SW, também existe ação de ventos catalíticos, com característica quente e secos vindos de WNW (ERMOLIN; DE ANGELIS; SKVARCA, 2002). A precipitação máxima em Seymour é de 200 a 250 mm, e somente 20% é na forma de chuva, o que impacta muito pouco a dinâmica da camada ativa (SKVARCA; DE ANGELIS; ERMOLIN, 2004). No verão, é o descongelamento da camada ativa, que é o maior responsável pela presença de água (SOUZA *et al.*, 2014).

4.5 Correlação do ENSO e AAO, com a temperatura do solo em diferentes sítios e mudança brusca da tendência de Mann-Kendall

A Antártica recebe influência de muitos fenômenos meteorológicos, desde a micro a macro escala (TURNER *et al.*, 2014). Observa-se algumas relações notáveis com as fases do ENSO, tanto na ocorrência de eventos extremos de temperatura do ar e do solo, como também nos pontos de viradas das tendências indicadas pelo teste de Pettitt.

Durante o intervalo que compreende o estudo, houveram vários períodos de ENSO, tanto na fase positiva (El Niño) como negativa (La Niña) (Figura 55). Levando em consideração o Índice Oceânico Niño (ONI), de 2011 até 2018, somente o ano de 2013 permaneceu neutro para as fases do ENSO.

No início de 2011 (janeiro e fevereiro), foram meses de La Niña moderado, e de março até setembro, com índice fraco. No final de 2011 ocorre a La Niña de forma moderada (outubro até dezembro), que vai perdendo a força, até março de 2012. No entanto, a La Niña de 2011, foi parte da forte ocorrência do fenômeno com início em 2010, quando atingiu intensidade forte.

Em 2011, ocorreu as maiores: amplitudes térmicas, médias e mínimas mensais para Low Head, Deception, Hope Bay e Seymour, e máxima mensal também para Deception, assim como foi um ano com o inverno mais severos para esses sítios. O ano de 2012, apresentou a máxima mensal para o verão em Low Head, maior média mensal e um dos verões mais quentes para Hope Bay e Seymour, porém com a maior amplitude mensal e um dos invernos mais rigorosos em Deception e também em Seymour.

No final de 2014 começa a fase positiva do ENSO, mas com grau fraco nos meses de novembro e dezembro, permanecendo assim até abril de 2015. Em Seymour, no inverno de 2014, ocorreu uma das maiores amplitudes térmicas diárias (- 39,04 °C) para temperatura do solo (5 cm).

Mas em maio de 2015, o El Niño já atinge o grau moderado e de julho até março de 2016, fica fortalecido, atingindo o forte grau, com valor máximo de 2,6 (dezembro/2015). De acordo com Santoso *et al.* (2017), o El Niño de 2015/2016, foi o mais importante evento de ENSO do século XXI, classificado como muito forte e com consequências muito extremas. No mesmo ano, o El Niño, vai perdendo sua força e termina em maio, com intensidade fraca. O ano de 2016 termina com novo evento de La Niña, com fraco grau.

O ano de 2015/2016, influenciou notadamente as séries em todos os sítios. Com uma das maiores amplitudes térmicas, valores de máxima e mínima diária e mensal em

Low Head, além do inverno de 2015 e verão de 2016, com valores extremos para série. Para Deception, as mínimas mensais ocorreram na primavera de 2016 (50, 70 cm), e as menores médias diárias na primavera de 2015. Hope Bay, também apresentou uma das maiores amplitudes diárias a 5 cm de profundidade, no outono de 2015, e maiores máximos e mínimos diários ocorreram também nesse ano. Em James Ross, sucedeu as maiores amplitudes e máximas diárias no inverno de 2016 e maiores máximas mensais no outono de 2016. Em Seymour, o inverno com uma das temperaturas mais baixas, foram em 2015, e um dos verões com temperaturas mais elevadas foram em 2015 e 2016.

A La Niña, volta a ocorrer no final de 2017, atingindo somente a classe moderada, e termina em março de 2018. No final de 2018, temos ocorrência de El Niño, mas com fraca magnitude. Em Low Head, Deception e Hope Bay, o ano de 2017 influenciou em um dos menores valores de temperatura para toda série. E os verões de 2016 (Low Head) e 2017 (Low Head, Deception e Hope Bay), apresentaram temperaturas elevadas, influenciando as temperaturas máximas para os sítios. Para James Ross, as maiores médias mensais ocorreram no: verão/2017 (temp. ar, 10, 30, 50, 100 cm) e verão/2018 (5 cm). O inverno com as temperaturas mais baixas, ocorreu em 2017 e 2018. As menores mínimas diárias foram no inverno de 2018.

Pode-se observar que no intervalo de 2011-2018, houve uma La Niña de grau moderado em 2011 e um El Niño muito intenso em 2015/2016. O índice SAM, também permaneceu positivo, em 2015 até o início de 2017 (RETAMALES-MUÑOZ; DURÁN-ALARCÓN; MATTAR, 2019).

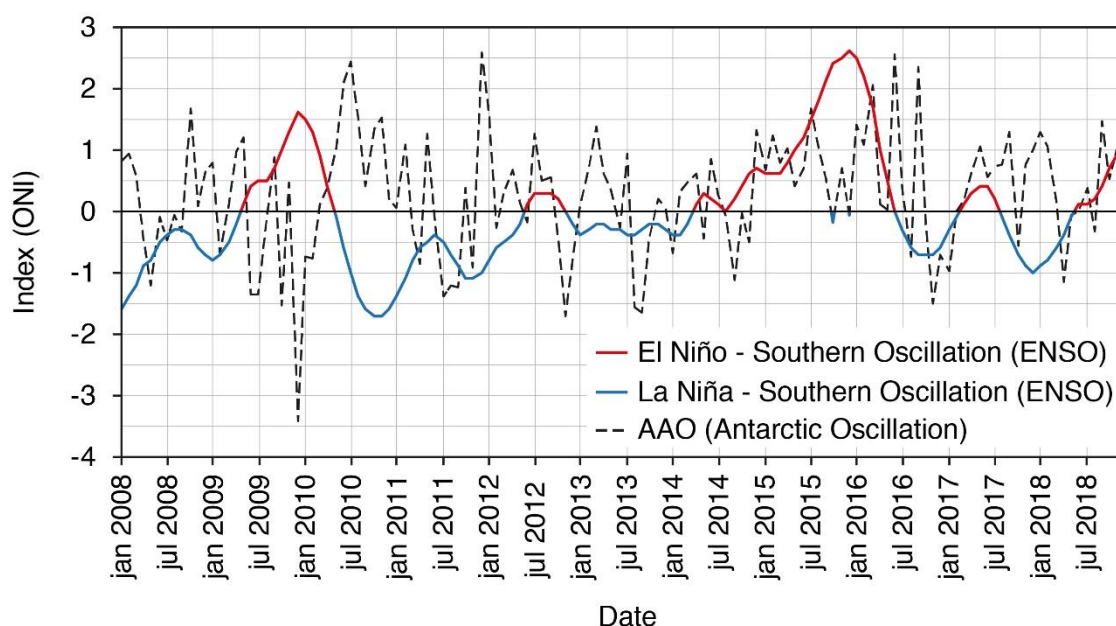


Figura 55. Índice Oceânico Niño (ONI) [média mensal de três meses de anomalias do ERSST.v5 SST na região Niño 3.4 (5° N-5° S, 120°-170° W)], valores positivos indicam o El Niño, e negativo La Niña. Os valores maiores que 1,5 o El Niño é considerado forte, de 1 até 1,4 moderado e 0,5 a 0,9 fraco, com sinais opostos é a mesma escala para La Niña.

De acordo com Retamales-Muñoz *et al.* (2019), o ENSO exerce influência sobre a variabilidade da temperatura da Antártica, através das teleconexões, provenientes das variações na temperatura da superfície e do Oceano Pacífico Tropical (TPO). De acordo com os autores, a temperatura da superfície tem efeito amplificado de aumento, nos anos seguintes de passagens do ENSO. A fase positiva do SAM, indica movimento de ventos de em direção a Antártica e aumento de ciclones. O SAM acoplado com ENSO, pode intensificar os efeitos do El Niño ou La Niña, na temperatura da superfície (CLEM *et al.*, 2016).

Existem autores que defendem a hipótese que desde 1958, a AAO encontra-se em fase positiva, e essa alteração na sua variabilidade natural, está atrelada as ações antrópicas em mudança do ambiente e aumento no nível das emissões de gases do efeito estufa, e a diminuição do ozônio estratosférico (BAI; SCOTT; MIN, 2014; CLEM *et al.*, 2016; MAYEWSKI *et al.*, 2017; POLVANI *et al.*, 2011; RETAMALES-MUÑOZ; DURÁN-ALARCÓN; MATTAR, 2019). Inúmeros trabalhos relatam tendência positiva da AAO, da década de 1970 até a primeira década de 2000. Com a AAO, que é o principal modo de variabilidade do HS, com fase positiva, várias consequências são evidenciadas para o clima na Antártica, entre elas: alteração na circulação atmosférica entre 40 ° S e 60 ° S; e aumento da temperatura na superfície do mar na Península Antártica (MARSHALL *et al.*, 2011; TURNER *et al.*, 2017).

Os estudos dos fenômenos de grande escala, como o ENSO, e os impactos sobre o regime térmico do solo, são de grande importância, uma vez que projeta-se uma frequência ainda maior desses eventos, com consequência global, inclusive na Antártica (IPCC, 2019; IPCC, 2018; RETAMALES-MUÑOZ; DURÁN-ALARCÓN; MATTAR, 2019).

5. CONCLUSÕES

De forma geral, os anos de 2011 (verão/inverno), 2015 (verão/inverno), 2016 (verão) e 2017 (verão/inverno), foram os anos e estações do ano, com maior influência na dinâmica da camada ativa, e responsáveis pelos maiores eventos extremos de temperaturas do ar e do solo.

Para alguns sítios de monitoramento, houve aumento dos dias isotérmicos com a profundidade: Low Head, Deception e Hope Bay, principalmente no verão e outono. Deception, permaneceu no isotermal em todas as estações do ano.

Sazonalmente a camada ativa, não se comportou de forma uniforme entre os sítios. Somente Low Head, Hope Bay e Seymour, apresentaram congelamento máximo no inverno. Deception não apresentou congelamento como processo dominante em nenhuma estação do ano, e em James Ross o padrão de congelamento foi indefinido entre as profundidades e as estações do ano.

O teste de tendência de Mann-Kendall foi efetivo ao objetivo do presente estudo. Dos cinco sítios estudados, que representam diferentes ambientes na Antártica, o teste para série completa apresentou que em três sítios (Low Head, Hope Bay e Seymour) ocorreu tendência de aquecimento; em um o teste foi não significativo (Deception); e apenas um apresentou resfriamento (James Ross). Para o estudo de tendências sazonais: três sítios com aquecimento no verão (Low Head, Hope Bay e Seymour); quatro sítios com pelo menos uma das temperaturas aquecendo no inverno (Low Head, Deception, Hope Bay e Seymour); quatro sítios com pelo menos uma temperatura resfriando no inverno (Low Head, Deception, James Ross e Seymour). Todos os sítios foram significativos para o teste anual, com tendência de resfriamento para todos, exceto James Ross. E tendência de aquecimento para James Ross e Seymour.

Os resultados dos testes de Mann-Kendall, em Low Head, Hope Bay e Seymour, são alarmantes, com aquecimento na série completa, do verão, inverno e anual (Seymour), na maioria dos pontos de monitoramento em profundidade do solo, e na temperatura do ar. As rápidas taxas de aquecimento do ar e do solo, em algumas partes da Antártica, tem potencial de degradar substancialmente o permafrost.

Alguns resultados dos testes de Mann-Kendall, com tendência de resfriamento, como em Low Head, James Ross e Deception, mostram a grande variabilidade dos fenômenos naturais, com intensificação dos eventos extremos, com aquecimento e resfriamento.

A ALT apresentou a maior e menor espessura para os sítios de Hope Bay e Deception, respectivamente. De forma geral, os sítios localizados na Antártica Marítima, tiveram menor espessura da camada ativa, do que os sítios situados na Península Antártica.

A ALT, foi determinada pelos fatores locais, como tipo de solo, textura e topografia, e pelos fatores em escala mais abrangente, como maior nebulosidade e, portanto, menor incidência de radiação nas Shetlands do Sul. No entanto, encontrar as maiores ALT's, para latitudes maiores, demonstram que as mudanças climáticas relatadas a nível global, também estão presente nas áreas mais restritas e sensíveis do globo terrestre.

As fases do ENSO durante o período estudado, como a La Niña, com intensidade moderada em 2011, e o El Niño com forte intensidade nos anos de 2015/2016, tiveram influência no regime térmico de todos os sítios, com valores extremos no verão e no inverno, e mudança brusca na linha de tendência do teste de Mann-Kendall.

A teleconexão do ENSO e AAO, tem efeitos relevantes para o regime térmico do solo, com capacidade de modificar o padrão climático e a dinâmica da camada ativa do permafrost.

Estudos que englobam locais que vão desde a Antártica Marítima até a Antártica continental, são considerados chaves para entender como a transição climática, afeta os regimes térmicos e hídricos do solo.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, Ivan C. C. *et al.* Active layer thermal regime at different vegetation covers at Lions Rump, King George Island, Maritime Antarctica. **Geomorphology**, [S. l.], 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.048>
- ALMEIDA, Ivan C. C. *et al.* Long term active layer monitoring at a warm-based glacier front from maritime Antarctica. **Catena**, [S. l.], v. 149, p. 572–581, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.031>
- ALMEIDA, Ivan Carlos Carreiro. **Solos de Lions Rump, Antártica Marítima: Processos de Formação, Classificação, Mapeamento e monitoramento da camada ativa**. 2012. - Universidade Federal de Viçosa, [s. l.], 2012.
- ANDREOLI, Rita Valéria *et al.* The influence of different El Niño types on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, [S. l.], 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.4783>
- ARAGHI, Alireza; MOUSAVI-BAYGI, Mohammad; ADAMOWSKI, Jan. Detecting soil temperature trends in Northeast Iran from 1993 to 2016. **Soil and Tillage Research**, [S. l.], v. 174, p. 177–192, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.still.2017.07.010>
- BAI, Yanying; SCOTT, Thomas A.; MIN, Qingwen. Climate change implications of soil temperature in the Mojave Desert, USA. **Frontiers of Earth Science**, [S. l.], v. 8, n. 2, p. 302–308, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s11707-013-0398-3>
- BBC. **China country profile - BBC News**. [S. l.: s. n.]
- BELTRAMI, Hugo; KELLMAN, Lisa. An examination of short- and long-term air-ground temperature coupling. **Global and Planetary Change**, [S. l.], v. 38, n. 3–4, p. 291–303, 2003. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00112-7](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00112-7)
- BENDIA, Amanda G. *et al.* Surviving in hot and cold: psychrophiles and thermophiles from Deception Island volcano, Antarctica. **Extremophiles**, [S. l.], 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00792-018-1048-1>
- BISKABORN, Boris K. *et al.* Permafrost is warming at a global scale. **Nature Communications**, [S. l.], 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4>
- BOCKHEIM, J. *et al.* Climate warming and permafrost dynamics in the Antarctic Peninsula region. **Global and Planetary Change**, [S. l.], 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.10.018>
- BOCKHEIM, J. G. Global distribution of cryosols with mountain permafrost: An overview. **Permafrost and Periglacial Processes**, [S. l.], 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/ppp.1830>
- BOIASKI, Nathalie; FERRAZ, Simone Erotildes Teleginski; TATSCH, Jônatan. PADRÃO ESPACIAL DA OSCILAÇÃO ANTÁRTICA NO MODELO HADGEM2-ES. **Ciência e Natura**, [S. l.], 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.5902/2179460x11665>
- BOIASKI, Nathalie Tissot; FERRAZ, Simone Erotildes Teleginski; TATSCH, Jonatan Dupont. VARIABILIDADE INTRASSAZONAL EXTREMA DA TEMPERATURA DO AR À SUPERFÍCIE NA PENÍNSULA ANTÁRTICA. **Ciência e Natura**, [S. l.], 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.5902/2179460x13880>
- BRACEGIRDLE, Thomas J. *et al.* Assessment of surface winds over the atlantic, indian, and pacific ocean sectors of the southern ocean in cmip5 models: Historical bias, forcing response, and state dependence. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, [S. l.], v. 118, n. 2, p. 547–562, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/jgrd.50153>

BRUNNA STEFANNY SANGEL DE, Oliveira; ALAN CAVALCANTI DA, Cunha. Correlação entre qualidade da água e variabilidade da precipitação no sul do Estado do Amapá. **Revista Ambiente & Água**, [S. l.], p. 261–275, 2014. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1980-993X2014000200008&lang=pt

BURN, C. R. The active layer: Two contrasting definitions. **Permafrost and Periglacial Processes**, [S. l.], 1998. Disponível em: [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199810/12\)9:4<411::AID-PPP292>3.0.CO;2-6](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199810/12)9:4<411::AID-PPP292>3.0.CO;2-6)

CANNONE, Nicoletta; GUGLIELMIN, Mauro. Influence of vegetation on the ground thermal regime in continental Antarctica. **Geoderma**, [S. l.], 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.04.007>

CARLETON, Andrew M. Sea Ice–Atmosphere Signal of the Southern Oscillation in the Weddell Sea, Antarctica. **Journal of Climate**, [S. l.], v. 1, n. 4, p. 379–388, 1988. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1988\)001<0379:SISOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1988)001<0379:SISOTS>2.0.CO;2)

CARSON, M. A. Soil moisture. In: **Introduction to Physical Hydrology**. [S. l.: s. n.]. E-book. Disponível em: <https://doi.org/10.4324/9780429273339-8>

CHAVES, D. A. *et al.* Active layer and permafrost thermal regime in a patterned ground soil in Maritime Antarctica, and relationship with climate variability models. **Science of the Total Environment**, [S. l.], v. 584–585, p. 572–585, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.01.077>

CHEN, Shengyun *et al.* Soil thermal regime alteration under experimental warming in permafrost regions of the central Tibetan Plateau. **Geoderma**, [S. l.], 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114397>

CHRISTIE, Duncan A. *et al.* El Niño–Southern Oscillation signal in the world’s highest-elevation tree-ring chronologies from the Altiplano, Central Andes. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, [S. l.], v. 281, n. 3–4, p. 309–319, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.11.013>

CLEM, Kyle R. *et al.* The relative influence of ENSO and SAM on antarctic Peninsula climate. **Journal of Geophysical Research**, [S. l.], 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2016JD025305>

COLOMBO, Nicola *et al.* **Review: Impacts of permafrost degradation on inorganic chemistry of surface fresh water**. [S. l.: s. n.] Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.11.017>

COOK, A. J. *et al.* Ocean forcing of glacier retreat in the western Antarctic Peninsula. **Science**, [S. l.], 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1126/science.aae0017>

COOK, A. J.; VAUGHAN, D. G. **Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years**. [S. l.: s. n.] Disponível em: <https://doi.org/10.5194/tc-4-77-2010>

DAHER, Mayara *et al.* Semi-arid soils from a topolithosequence at James Ross Island, Weddell Sea region, Antarctica: Chemistry, mineralogy, genesis and classification. **Geomorphology**, [S. l.], 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.11.003>

DE PABLO, M. A. *et al.* Thaw depth spatial and temporal variability at the Limnopolar Lake CALM-S site, Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica. **Science of the Total Environment**, [S. l.], 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.09.284>

DE PABLO, M. A.; RAMOS, M.; MOLINA, A. Snow cover evolution, on 2009–2014, at the Limnopolar Lake CALM-S site on Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica. **Catena**, [S. l.], 2017. Disponível em:

<https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.002>
 DOBINSKI, Wojciech. **Permafrost**. [S. l.: s. n.] Disponível em:
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.06.007>
 DOBIŃSKI, Wojciech. **Permafrost active layer**. [S. l.: s. n.] Disponível em:
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103301>
 DU, Yizhen *et al.* Evaluation of 11 soil thermal conductivity schemes for the permafrost region of the central Qinghai-Tibet Plateau. **Catena**, [S. l.], 2020. Disponível em:
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104608>
 ERMOLIN, Evgeniy; DE ANGELIS, Hernán; SKVARCA, Pedro. Mapping of permafrost on Vega Island, Antarctic Peninsula, using satellite images and aerial photography. **Annals of Glaciology**, [S. l.], 2002. Disponível em:
<https://doi.org/10.3189/172756402781817824>
 EVERETT, K. R. Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms. **Arctic and Alpine Research**, [S. l.], 1989. Disponível em: <https://doi.org/10.2307/1551636>
 FERNANDINO, Gerson; ELLIFF, Carla I.; SILVA, Iracema R. **Ecosystem-based management of coastal zones in face of climate change impacts: Challenges and inequalities**. [S. l.: s. n.] Disponível em:
<https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2018.03.034>
 GAO, Zeyong *et al.* Soil water dynamics in the active layers under different land-cover types in the permafrost regions of the Qinghai-Tibet Plateau, China. **Geoderma**, [S. l.], 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114176>
 GEIGER, Rudolf. Classificação climática de Köppen- Geiger. **Creative Commons Attribution-Share Alike 3.0 Unported**, [S. l.], 1936.
 GHARINEIAT, Zahra; DENG, Xiaoli. Description and assessment of regional sea-level trends and variability from altimetry and tide gauges at the northern Australian coast. **Advances in Space Research**, [s. l.], 2018 Disponível em:
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.02.038>
 GJORUP, Davi Feital *et al.* Sulfurization, acid-sulfate soils and active layer monitoring at the semiarid Seymour Island, Antarctica. **Geoderma Regional**, [S. l.], 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2020.e00305>
 GLAZER, Michał *et al.* Spatial distribution and controls of permafrost development in non-glacial Arctic catchment over the Holocene, Fuglebekken, SW Spitsbergen. **Geomorphology**, [S. l.], 2020. Disponível em:
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107128>
 GOVIL, Pawan *et al.* Melt water flux and climate change record of last 18.5 ka from Schirmacher Oasis, East Antarctica. **Polar Science**, [S. l.], 2018. Disponível em:
<https://doi.org/10.1016/J.POLAR.2018.05.001>. Acesso em: 20 maio. 2018.
 GOYANES, G. *et al.* Local influences of geothermal anomalies on permafrost distribution in an active volcanic island (Deception Island, Antarctica). **Geomorphology**, [S. l.], 2014. Disponível em:
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.04.010>
 GUGLIELMIN, M.; DRAMIS, F. Permafrost as a climatic indicator in northern Victoria Land, Antarctica. In: 1999, **Annals of Glaciology**. [S. l.: s. n.] Disponível em:
<https://doi.org/10.3189/172756499781821111>
 GUGLIELMIN, Mauro. Ground surface temperature (GST), active layer and permafrost monitoring in continental Antarctica. **Permafrost and Periglacial Processes**, [S. l.], 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/ppp.553>
 GUGLIELMIN, Mauro. **Advances in permafrost and periglacial research in Antarctica: A review**. [S. l.: s. n.] Disponível em:
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.008>

GUGLIELMIN, Mauro; CANNONE, Nicoletta. A permafrost warming in a cooling Antarctica? **Climatic Change**, [S. l.], 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0137-2>

GUGLIELMIN, Mauro; DALLE FRATTE, Michele; CANNONE, Nicoletta. Permafrost warming and vegetation changes in continental Antarctica. **Environmental Research Letters**, [S. l.], 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/4/045001>

GUGLIELMIN, Mauro; ELLIS EVANS, Cynan J.; CANNONE, Nicoletta. Active layer thermal regime under different vegetation conditions in permafrost areas. A case study at Signy Island (Maritime Antarctica). **Geoderma**, [S. l.], v. 144, n. 1–2, p. 73–85, 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.10.010>

HAMED, Khaled H.; RAMACHANDRA RAO, A. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. **Journal of Hydrology**, [S. l.], v. 204, n. 1–4, p. 182–196, 1998. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00125-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00125-X)

HINKEL, K. M. *et al.* Patterns of soil temperature and moisture in the active layer and upper permafrost at Barrow, Alaska: 1993–1999. In: 2001, **Global and Planetary Change**. [S. l.: s. n.] Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00096-0](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00096-0)

HIRSCH, Robert M.; SLACK, James R.; SMITH, Richard A. Techniques of trend analysis for monthly water quality data. **Water Resources Research**, [S. l.], v. 18, n. 1, p. 107–121, 1982. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/WR018i001p00107>

HOLLAND, Paul R.; KWOK, Ron. Wind-driven trends in Antarctic sea-ice drift. **Nature Geoscience**, [S. l.], v. 5, n. 12, p. 872–875, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/ngeo1627>

HRBÁČEK, Filip *et al.* Active layer monitoring at CALM-S site near J.G.Mendel Station, James Ross Island, eastern Antarctic Peninsula. **Science of the Total Environment**, [S. l.], 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.05.266>

HRBÁČEK, Filip *et al.* Active layer monitoring in Antarctica: an overview of results from 2006 to 2015. **Polar Geography**, [S. l.], 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/1088937X.2017.1420105>

HRBÁČEK, Filip *et al.* Modelling ground thermal regime in bordering (dis)continuous permafrost environments. **Environmental Research**, [S. l.], 2020 a. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.envres.2019.108901>

HRBÁČEK, Filip *et al.* Effect of climate and moss vegetation on ground surface temperature and the active layer among different biogeographical regions in Antarctica. **Catena**, [S. l.], 2020 b. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104562>

HRBÁČEK, Filip; NÝVLT, Daniel; LÁSKA, Kamil. Active layer thermal dynamics at two lithologically different sites on James Ross Island, Eastern Antarctic Peninsula. **Catena**, [S. l.], 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.020>

HRBÁČEK, Filip; UXA, Tomáš. The evolution of a near-surface ground thermal regime and modeled active-layer thickness on James Ross Island, Eastern Antarctic Peninsula, in 2006–2016. **Permafrost and Periglacial Processes**, [S. l.], 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/ppp.2018>

HUGHES, Terry P. *et al.* Global warming and recurrent mass bleaching of corals. **Nature**, [S. l.], v. 543, n. 7645, p. 373–377, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/nature21707>

IBÁÑEZ, J. M. *et al.* The 1998–1999 seismic series at Deception Island volcano, Antarctica. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, [S. l.], 2003. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00247-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00247-6)

IPCC. **Summary for Policymakers. Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special**

Report on the impacts of global warming of 1.5 °C above pre-industrial levels. [S. l.: s. n.]. *E-book*. Disponível em: <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>

IPCC (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE). Special Report: The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate (final draft). **IPCC Summary for Policymakers**, [S. l.], 2019. Disponível em: <https://doi.org/https://www.ipcc.ch/report/srocc/>

J., ROGELJ, D. SHINDELL, K. JIANG, S. FIFITA, P. FORSTER, V. GINZBURG, C. HANDA, H. KHESHGI, S. KOBAYASHI, E. KRIEGLER, L. MUNDACA, R. SÉFÉRIAN, and M. V. Vilariño. IPCC special report Global Warming of 1.5 °C. **IPCC special report Global Warming of 1.5 °C**, [S. l.], 2018.

JIANG, Yueyang *et al.* Importance of soil thermal regime in terrestrial ecosystem carbon dynamics in the circumpolar north. **Global and Planetary Change**, [S. l.], v. 142, p. 28–40, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.04.011>

KAHIMBA, F. C.; SRI RANJAN, R.; KRISHNAPILLAI, M. Impact of cable lengths on the accuracy of dielectric constant measurements by time domain reflectometry. **Canadian Biosystems Engineering / Le Genie des biosystems au Canada**, [S. l.], 2007.

KENDALL, Maurice G. Rank Correlation Methods. **London Griffin**, [S. l.], 1975.

KING, J. C.; TURNER, J. **Antarctic Meteorology and Climatology**. [S. l.: s. n.]. *E-book*. Disponível em: <https://doi.org/10.1017/cbo9780511524967>

KOSTOV, Yavor *et al.* Fast and slow responses of Southern Ocean sea surface temperature to SAM in coupled climate models. **Climate Dynamics**, [S. l.], 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3162-z>

L'HEUREUX, Michelle L. *et al.* Strength outlooks for the El Niño-Southern Oscillation. **Weather and Forecasting**, [S. l.], 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/WAF-D-18-0126.1>

LARIOS, A. D. *et al.* Analysis of atmospheric ammonia concentration from four sites in Quebec City region over 2010–2013. **Atmospheric Pollution Research**, [S. l.], v. 9, n. 3, p. 476–482, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.apr.2017.11.001>

LI, Ren *et al.* Soil thermal conductivity and its influencing factors at the Tanggula permafrost region on the Qinghai–Tibet Plateau. **Agricultural and Forest Meteorology**, [S. l.], 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.10.011>

LORREY, Andrew M.; FAUCHEREAU, Nicolas C. Southwest Pacific atmospheric weather regimes: linkages to ENSO and extra-tropical teleconnections. **International Journal of Climatology**, [S. l.], 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.5304>

LUO, Dongliang *et al.* Difference between near-surface air, land surface and ground surface temperatures and their influences on the frozen ground on the Qinghai-Tibet Plateau. **Geoderma**, [S. l.], v. 312, p. 74–85, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.09.037>

MANN, Henry B. Nonparametric Tests Against Trend. **Econometrica**, [S. l.], v. 13, n. 3, p. 245, 1945. Disponível em: <https://doi.org/10.2307/1907187>

MARSHALL, Gareth J. *et al.* Analysis of a regional change in the sign of the SAM-temperature relationship in Antarctica. **Climate Dynamics**, [S. l.], 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0682-9>

MARTINSON, D. G.; IANNUZZI, R. A. Spatial / temporal patterns in Weddell gyre characteristics and their relationship to global climate. **Journal of Geophysical Research**, [S. l.], v. 108, n. c4, p. 8083, 2003. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2000JC000538>

MAYEWSKI, P. A. *et al.* Ice core and climate reanalysis analogs to predict Antarctic

and Southern Hemisphere climate changes. **Quaternary Science Reviews**, [S. l.], v. 155, p. 50–66, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.017>

MCGREGOR, S. *et al.* Inferred changes in El Niño-Southern Oscillation variance over the past six centuries. **Climate of the Past**, [S. l.], 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/cp-9-2269-2013>

MICHEL, R. F. M. *et al.* Active-layer thermal monitoring on the Fildes Peninsula, King George Island, maritime Antarctica. **Solid Earth**, [S. l.], v. 5, n. 2, p. 1361–1374, 2014 a. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/se-5-1361-2014>

MICHEL, Roberto F. M. *et al.* Active layer temperature in two Cryosols from King George Island, Maritime Antarctica. **Geomorphology**, [S. l.], v. 155–156, p. 12–19, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.013>

MICHEL, Roberto F. M. *et al.* Soils and landforms from Fildes Peninsula and Ardley Island, Maritime Antarctica. **Geomorphology**, [S. l.], v. 225, n. C, p. 76–86, 2014 b. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.041>

MOLIN, José P.; RABELLO, Ladislau M. Estudos sobre a mensuração da condutividade elétrica do solo. **Engenharia Agrícola**, [S. l.], 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S0100-69162011000100009>

NASANBAT, Elbegjargal *et al.* Frequency analysis of MODIS NDVI time series for determining hotspot of land degradation in Mongolia. In: 2018, **International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences - ISPRS Archives**. [S. l.: s. n.] p. 1299–1304. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLII-3-1299-2018>

NULL, Jan. **El Niño and La Niña Years and Intensities**. [s. l.], 2018.

O'BRIEN, Peter L. *et al.* Thermal remediation alters soil properties – a review. [S. l.: s. n.] Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2017.11.052>

Observations: Cryosphere. In: **Climate Change 2013 the Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. [S. l.: s. n.]. E-book. Disponível em: <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.012>

OLIVA, M. *et al.* Recent regional climate cooling on the Antarctic Peninsula and associated impacts on the cryosphere. **Science of the Total Environment**, [S. l.], 2017 a. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.12.030>

OLIVA, M. *et al.* Permafrost degradation on a warmer Earth: Challenges and perspectives This review comes from a themed issue on Sustainable Soil Management. **Current Opinion in Environmental Science & Health**, [S. l.], 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.coesh.2018.03.007>

OLIVA, M.; FRITZ, M. **Permafrost degradation on a warmer Earth: Challenges and perspectives**. [S. l.: s. n.] Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.coesh.2018.03.007>

OLIVA, Marc *et al.* Active layer dynamics in three topographically distinct lake catchments in Byers Peninsula (Livingston Island, Antarctica). **Catena**, [S. l.], 2017 b. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.011>

OLIVEIRA, Leidjane M. M. de *et al.* Evapotranspiração real em bacia hidrográfica do Nordeste brasileiro por meio do SEBAL e produtos MODIS. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, [S. l.], v. 18, n. 10, p. 1039–1046, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v18n10p1039-1046>

PANWAR, M.; AGARWAL, A.; DEVADAS, V. Analyzing land surface temperature trends using non-parametric approach: A case of Delhi, India. **Urban Climate**, [S. l.], v. 24, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2018.01.003>

PATTON, Annette I.; RATHBURN, Sara L.; CAPPS, Denny M. **Landslide response**

to climate change in permafrost regions. [S. l.: s. n.] Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.04.029>

PEDRO, J. B. *et al.* Southern Ocean deep convection as a driver of Antarctic warming events. **Geophysical Research Letters**, [S. l.], v. 43, n. 5, p. 2192–2199, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2016GL067861>

PEREIRA, Thiago Torres C. *et al.* Genesis, mineralogy and ecological significance of ornithogenic soils from a semi-desert polar landscape at Hope Bay, Antarctic Peninsula. **Geoderma**, [S. l.], v. 209–210, p. 98–109, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.06.012>

PETTITT, A. N. A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. **Applied Statistics**, [S. l.], v. 28, n. 2, p. 126, 1979. Disponível em: <https://doi.org/10.2307/2346729>

PINGALE, Santosh M. *et al.* Spatial and temporal trends of mean and extreme rainfall and temperature for the 33 urban centers of the arid and semi-arid state of Rajasthan, India. **Atmospheric Research**, [S. l.], v. 138, p. 73–90, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.10.024>

POGLIOTTI, P. *et al.* Warming permafrost and active layer variability at Cime Bianche, Western European Alps. **Cryosphere**, [S. l.], 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/tc-9-647-2015>

POLVANI, L. M. *et al.* Stratospheric Ozone Depletion: The Main Driver of Twentieth-Century Atmospheric Circulation Changes in the Southern Hemisphere. **Journal of Climate**, [S. l.], v. 24, n. 3, p. 795–812, 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/2010jcli3772.1>

PONCET, S.; PONCET, J. Censuses of penguin populations of the Antarctic Peninsula, 1983–87. **British Antarctic Survey Bulletin**, [S. l.], 1987. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0198-0254\(88\)92649-0](https://doi.org/10.1016/0198-0254(88)92649-0)

PÖRTNER, H. O. *et al.* **IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate**. [S. l.: s. n.]. E-book.

POTAPOWICZ, Joanna *et al.* **The influence of global climate change on the environmental fate of anthropogenic pollution released from the permafrost: Part I. Case study of Antarctica**. [S. l.: s. n.] Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.168>

RAMOS, M. *et al.* Temperature gradient distribution in permafrost active layer, using a prototype of the ground temperature sensor (REMS-MSL) on Deception Island (Antarctica). **Cold Regions Science and Technology**, [S. l.], 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2011.10.012>

RAMOS, Miguel *et al.* Drilling and installation of boreholes for permafrost thermal monitoring on Livingston Island in the maritime Antarctic. **Permafrost and Periglacial Processes**, [S. l.], 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/ppp.635>

RASMUSSEN, Laura H. *et al.* Modelling present and future permafrost thermal regimes in Northeast Greenland. **Cold Regions Science and Technology**, [S. l.], v. 146, p. 199–213, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.10.011>

RESCK, Bruno de Carvalho. **Química e mineralogia de solos vulcânicos das Ilhas Deception e Penguin, Antártica Marítima**. 2011. - Universidade Federal de Viçosa, [s. l.], 2011.

RETAMALES-MUÑOZ, G.; DURÁN-ALARCÓN, C.; MATTAR, C. Recent land surface temperature patterns in Antarctica using satellite and reanalysis data. **Journal of South American Earth Sciences**, [S. l.], 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102304>

ROY, Indrani; TEDESCHI, Renata G.; COLLINS, Matthew. ENSO teleconnections to the Indian summer monsoon under changing climate. **International Journal of Climatology**, [S. l.], 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.5999>

SANTOSO, Agus; MCPHADEN, Michael J.; CAI, Wenju. **The Defining Characteristics of ENSO Extremes and the Strong 2015/2016 El Niño**. [S. l.: s. n.] Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2017RG000560>

SCHAEFER, Carlos E. G. R. *et al.* Soils of the Weddell Sea Sector, Antarctica. In: [S. l.: s. n.]. *E-book*. Disponível em: https://doi.org/10.1007/978-3-319-05497-1_14

SCHAEFER, Carlos E. G. R. *et al.* Penguin activity modify the thermal regime of active layer in Antarctica: A case study from Hope Bay. **Catena**, [S. l.], 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.021>

SEMEDO, Alvaro *et al.* Projection of global wave climate change toward the end of the twenty-first century. **Journal of Climate**, [S. l.], v. 26, n. 21, p. 8269–8288, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00658.1>

SEN, Pranab Kumar. Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. **Journal of the American Statistical Association**, [S. l.], v. 63, n. 324, p. 1379–1389, 1968. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934>

SIMAS, Felipe N. B. *et al.* Soils of the South Orkney and South Shetland Islands, Antarctica. In: [S. l.: s. n.]. *E-book*. Disponível em: https://doi.org/10.1007/978-3-319-05497-1_13

SIMPKINS, Graham R. *et al.* Seasonal relationships between large-scale climate variability and antarctic sea ice concentration. **Journal of Climate**, [S. l.], 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00367.1>

SIMPKINS, Graham R.; PEINGS, Yannick; MAGNUSDOTTIR, Gudrun. Pacific influences on tropical Atlantic teleconnections to the southern hemisphere high latitudes. **Journal of Climate**, [S. l.], 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0645.1>

SKVARCA, Pedro; DE ANGELIS, Hernán; ERMOLIN, Evgeniy. Mass balance of “Glaciar Bahía del Diablo”, Vega Island, Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, [S. l.], 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.3189/172756404781814672>

SOIL SURVEY STAFF. **Gridded Soil Survey Geographic (gSSURGO) Database for the Conterminous United States**. [s. l.], 2018.

SOLOMINA, Olga N. *et al.* **Glacier fluctuations during the past 2000 years**. [S. l.: s. n.] Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.04.008>

SOUZA, Katia Karoline Delpupo *et al.* Soil formation in Seymour Island, Weddell Sea, Antarctica. **Geomorphology**, [S. l.], 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.047>

STAMMERJOHN, S. E. *et al.* Trends in Antarctic annual sea ice retreat and advance and their relation to El Niño–Southern Oscillation and Southern Annular Mode variability. **Journal of Geophysical Research**, [S. l.], 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2007jc004269>

TEDESCHI, Renata G.; COLLINS, Matthew. The influence of ENSO on South American precipitation: simulation and projection in CMIP5 models. **International Journal of Climatology**, [S. l.], 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.4919>

TEDESCHI, Renata G.; GRIMM, Alice M.; CAVALCANTI, Iracema F. A. Influence of Central and East ENSO on precipitation and its extreme events in South America during austral autumn and winter. **International Journal of Climatology**, [S. l.], 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.4670>

TEDROW, J. C. F. Polar Desert Soils. **Soil Science Society of America Journal**, [S. l.], 1966. Disponível em: <https://doi.org/10.2136/sssaj1966.03615995003000030024x>

TEDROW, J. C. F. Polar Soils. In: **Encyclopedia of Soils in the Environment**. [S. l.: s. n.]. E-book. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/B0-12-348530-4/00010-2>

The frozen earth. Fundamentals of geocryology. Peter J. Williams and Michael W. Smith (1989). Publisher Cambridge University Press, Cambridge, (hardback). ISBN 0 521 36534 1. 306 pp. **Permafrost and Periglacial Processes**, [S. l.], 1993. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/ppp.3430040221>

THOMAS, E. R. *et al.* Twentieth century increase in snowfall in coastal West Antarctica. **Geophysical Research Letters**, [S. l.], v. 42, n. 21, p. 9387–9393, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2015GL065750>

THOMAZINI, A. *et al.* Geospatial variability of soil CO₂-C exchange in the main terrestrial ecosystems of Keller Peninsula, Maritime Antarctica. **Science of the Total Environment**, [S. l.], v. 562, p. 802–811, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.04.043>

TURNER, John. The El Niño-Southern Oscillation and Antarctica. **International Journal of Climatology**, [S. l.], v. 24, n. 1, p. 1–31, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.965>

TURNER, John *et al.* Antarctic climate change and the environment: An update. **Polar Record**, [S. l.], 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1017/S0032247413000296>

TURNER, John *et al.* Absence of 21st century warming on Antarctic Peninsula consistent with natural variability. **Nature**, [S. l.], 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/nature18645>

TURNER, John *et al.* Unprecedented springtime retreat of Antarctic sea ice in 2016. **Geophysical Research Letters**, [S. l.], 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2017GL073656>

TURNER, John; OVERLAND, James E.; WALSH, John E. An Arctic and Antarctic perspective on recent climate change. **International Journal of Climatology**, [S. l.], 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.1406>

UXA, Tomáš; KŘÍŽEK, Marek; HRBÁČEK, Filip. PERICLIMv1.0: A model deriving palaeo-air temperatures from thaw depth in past permafrost regions. **Geoscientific Model Development Discussions**, [S. l.], 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/gmd-2020-5>

VAN GESTEL, Natasja *et al.* Long-term warming research in high-latitude ecosystems: Responses from polar ecosystems and implications for future climate. In: **Ecosystem Consequences of Soil Warming: Microbes, Vegetation, Fauna and Soil Biogeochemistry**. [S. l.: s. n.]. E-book. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-813493-1.00016-8>

VIEIRA, Gonçalo *et al.* Thermal state of permafrost and active-layer monitoring in the antarctic: Advances during the international polar year 2007-2009. **Permafrost and Periglacial Processes**, [S. l.], 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/ppp.685>

WALKER, C. C.; GARDNER, A. S. Rapid drawdown of Antarctica's Wordie Ice Shelf glaciers in response to ENSO/Southern Annular Mode-driven warming in the Southern Ocean. **Earth and Planetary Science Letters**, [S. l.], 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.08.005>

WANG, Chunzai *et al.* El Niño and Southern Oscillation (ENSO): A Review. In: [S. l.: s. n.]. E-book. Disponível em: https://doi.org/10.1007/978-94-017-7499-4_4

WANG, Qingzhi *et al.* The influence of pavement type on the thermal stability of block-stone embankments in the warm permafrost region. **Transportation Geotechnics**, [S. l.], 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.trgeo.2020.100334>

WASHBURN, A. L. Geocryology: a survey of periglacial processes and environments. **Geocryology: a survey of periglacial processes and environments**, [S. l.], 1979.

Disponível em: <https://doi.org/10.1111/j.1745-7939.1981.tb00945.x>

WELHOUSE, Lee J. *et al.* Composite analysis of the effects of ENSO events on Antarctica. **Journal of Climate**, [S. l.], 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0108.1>

WILHELM, Kelly R.; BOCKHEIM, James G. Climatic controls on active layer dynamics: Amsler Island, Antarctica. **Antarctic Science**, [S. l.], 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1017/S0954102016000511>

YANG, Shuhua *et al.* Evaluation of reanalysis soil temperature and soil moisture products in permafrost regions on the Qinghai-Tibetan Plateau. **Geoderma**, [S. l.], 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114583>

YENER, Deniz; OZGENER, Onder; OZGENER, Leyla. **Prediction of soil temperatures for shallow geothermal applications in Turkey**. [S. l.: s. n.] Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.rser.2016.11.065>

YU, Jin Yi; KIM, Seon Tae. Identifying the types of major El Niño events since 1870. **International Journal of Climatology**, [S. l.], 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/joc.3575>

YUAN, Xiaojun. ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: A synthesis of phenomenon and mechanisms. **Antarctic Science**, [S. l.], v. 16, n. 4, p. 415–425, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1017/S0954102004002238>

YUAN, Xiaojun; MARTINSON, Douglas G. Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity. **Journal of Climate**, [S. l.], v. 13, n. 10, p. 1697–1717, 2000. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1697:ASIEVA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1697:ASIEVA>2.0.CO;2)

YUE, Sheng; WANG, Chun Yuan. The Mann-Kendall test modified by effective sample size to detect trend in serially correlated hydrological series. **Water Resources Management**, [S. l.], v. 18, n. 3, p. 201–218, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1023/B:WARM.0000043140.61082.60>

CONCLUSÕES GERAIS

Para os sítios analisados, exceto em James Ross e Seymour, houve aumento dos dias isotérmicos com a profundidade, principalmente no verão e outono. Em Deception, o estado isotérmico, foi predominante em todas as estações do ano, principalmente em profundidade, devido as atividades geotérmicas.

O regime hídrico do solo, foi altamente influenciado pelos fatores locais e topográficos. A litologia, textura, matéria orgânica, drenagem, posição no relevo, presença de sais, foram mais importantes para a umidade do solo, do que os índices de chuva, por exemplo, que é contrastante nas diferentes regiões climáticas dos sítios. Os maiores regimes hídricos, foram encontrados em Low Head, Seymour e James Ross. Em Fildes, a cobertura de neve e a precipitação pluvial, influenciaram de forma significativa a ALT.

O teste de Mann-kendall, foi útil em constatar tendência temporal, com diferentes abordagens, como também apontou o sentido da tendência (positiva ou negativa). Todos os sítios, apresentaram tendência em pelo menos uma escala de análise. Fildes e Deception, foram os únicos que não apresentam tendência para série completa. Esses resultados são bons indicativos, no contexto de mudanças climáticas globais.

Os sítios localizados na Antártica Marítima, foram influenciados pela maior nebulosidade, menor incidência da radiação e também menor amplitude de variação da temperatura, devido essas áreas estarem contornadas pelo oceano, com maior efeito em regular a temperatura. Dessa forma, os sítios localizados nas Shetlands do Sul, apresentaram menor espessura média para camada ativa.

As fases do ENSO durante o período estudado, como a La Niña, com intensidade moderada em 2011, e o El Niño com forte intensidade nos anos de 2015 e 2016, tiveram influência no regime térmico de todos os sítios, com valores extremos no verão e no inverno, e mudança brusca na linha de tendência do teste de Mann-Kendall.

Poucos são os trabalhos, que possuem uma abrangência com uma perspectiva mais regional, com pontos de monitoramento em diferentes transectos. Estudos como esse, permitem discursões mais construtivas, a cerca, dos processos envolvidos na dinâmica da camada ativa do solo, sua espessura e a estabilidade do permafrost. Ainda mais, quando envolve análises, como as correlações com eventos climáticos de grande escala.

ANEXO B

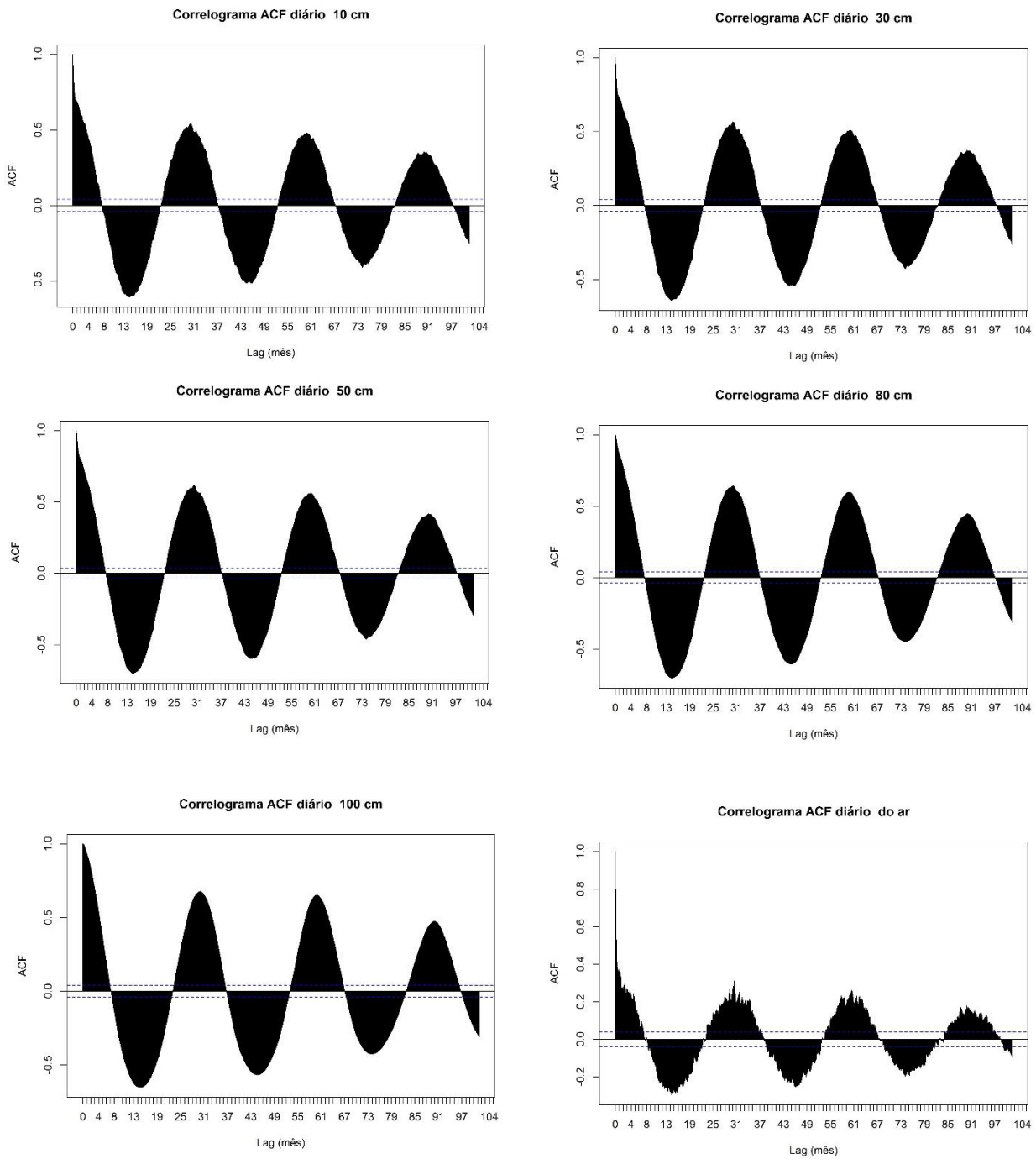


Figura 56. Função de autocorrelação amostral - ACF para temperatura do ar, e do solo nas profundidades 10; 30; 50; 80 e 100 cm em Low Head, Antártica.

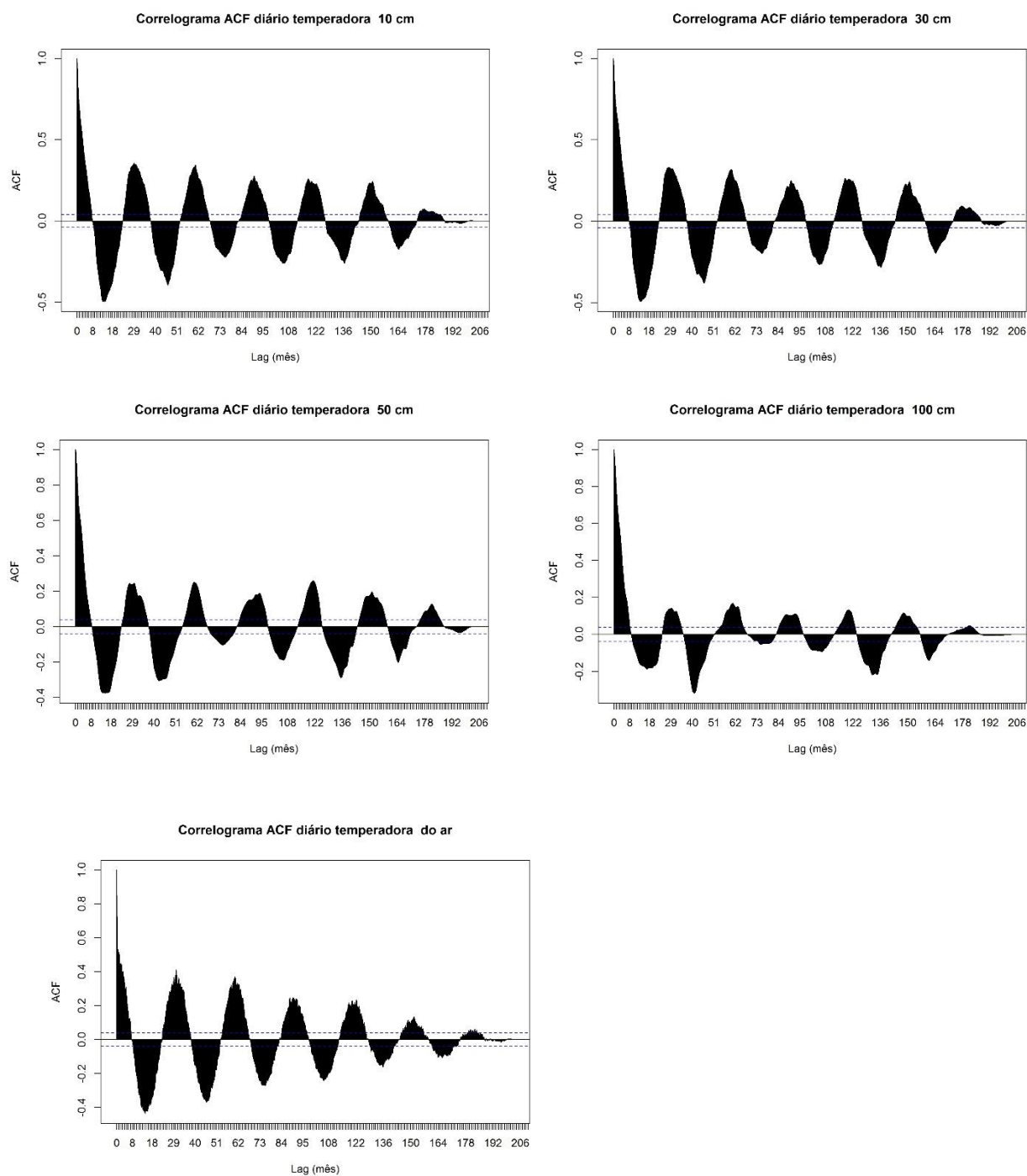


Figura 57. Função de autocorrelação amostral - ACF para temperatura do ar, e do solo nas profundidades 10; 30; 50; e 70 cm em Deception, Antártica.

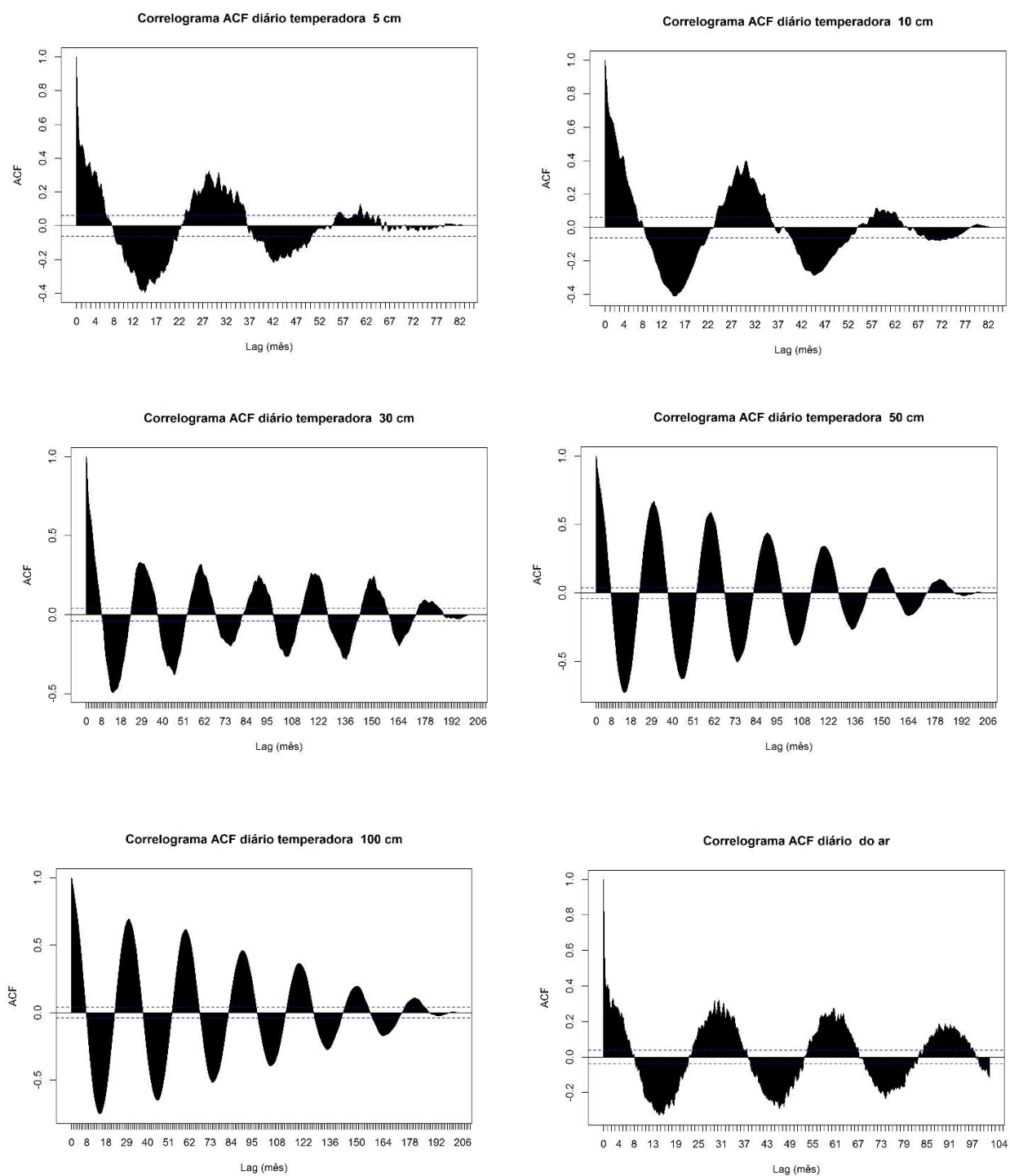


Figura 58. Função de autocorrelação amostral - ACF para temperatura do ar, e do solo nas profundidades 5, 10; 30; 50; e 100 cm em Hope Bay, Antártica.

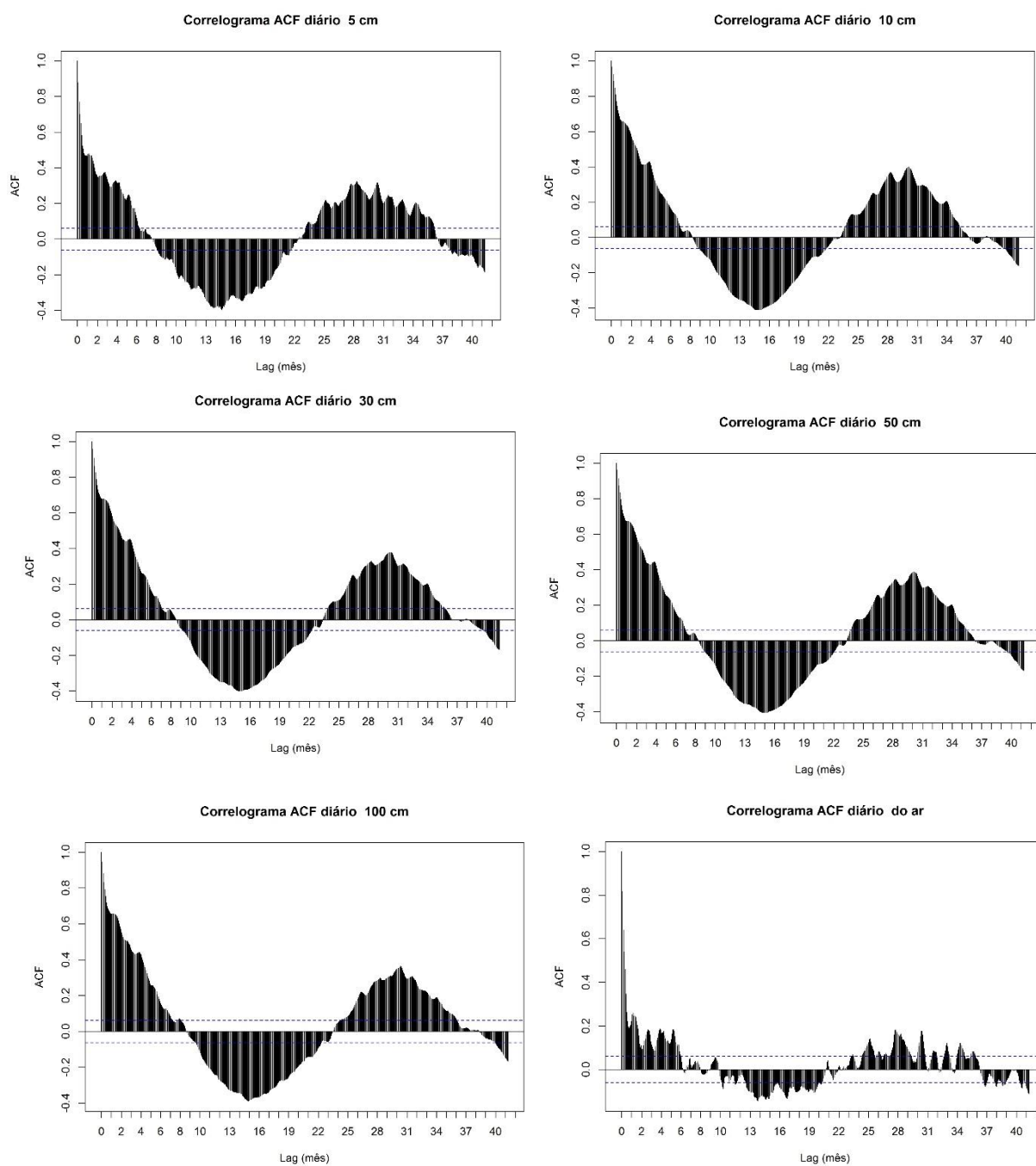


Figura 59. Função de autocorrelação amostral - ACF para temperatura do ar, e do solo nas profundidades 5, 10; 30; 50; e 100 cm em James Ross, Antártica.

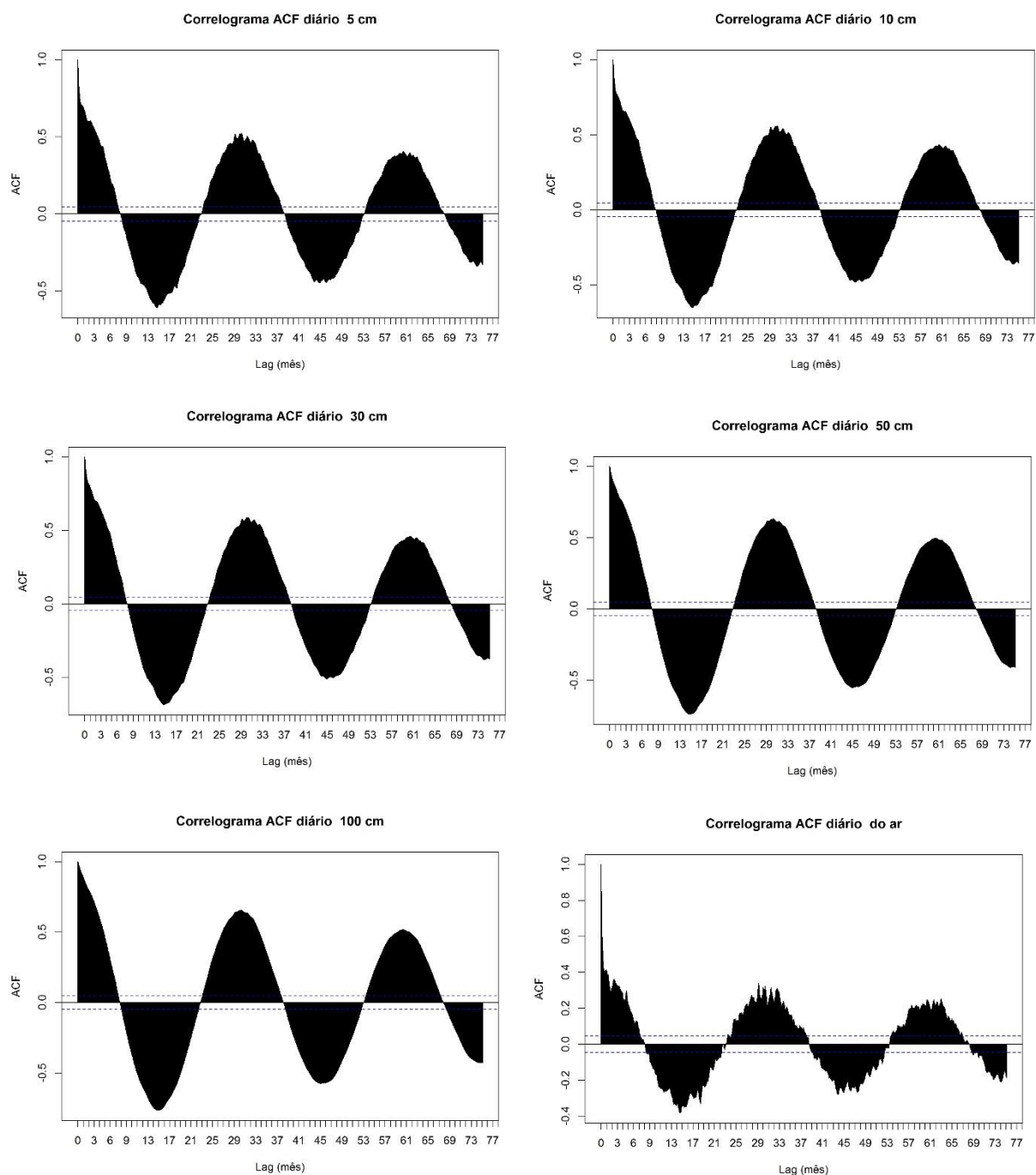


Figura 60. Função de autocorrelação amostral - ACF para temperatura do ar, e do solo nas profundidades 5, 10; 30; 50; e 100 cm em Seymour, Antártica.

Tabela 18. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Série completa para Low-Head.

Variáveis (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
Temp. ar (100)	0.00033	0.00069	0.00051
10	3.19934	0.001377	0.000373
30	3.122162	0.001795	0.000299

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 19. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Verão para Low-Head.

Variáveis (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
Temp. ar (100)	0.000477	0.001268116	0.00087161
10	0.000548	0.001627701	0.00108071
30	0.000557	0.001498542	0.00102366
50	0.000565	0.00132774	0.00093862
80	0.000645	0.001214523	0.00092191
100	0.000274	0.000578982	0.00041708

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 20. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Inverno para Low-Head.

Variáveis (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
Temp. ar (100)	0.00031	0.001524	0.000912
10	-0.00088	-0.000026	-0.000441
30	-0.00085	-0.000050	-0.000431
50	-0.00092	-0.000202	-0.000550
80	-0.00078	-0.000251	-0.000506
100	-0.00014	-0.000046	-0.000086

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 21. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Anual para Low-Head.

Variáveis (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
Temp.ar	-6.78295	1.18E-11	-0.00925
30	-11.2905	1.46E-29	-0.01725
50	-11.434	2.83E-30	-0.00699
50	-13.1236	2.41E-39	-0.01603
100	-11.8016	3.83E-32	-0.00441
100	-11.3898	4.70E-30	-0.00336
100	-11.495	1.40E-30	-0.003
100	-13.2793	3.05E-40	-0.00366
100	-13.868	9.90E-44	-0.00366

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 22. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Série completa para Low-Head.

Variáveis (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
----------------	-----------	-----------	----------------	------

Temp. ar (100)	346676	3.41E-14	1725	19/11/2015
10	240834	4.06E-10	1701	22/10/2015
30	241869	3.35E-10	1703	25/10/2015

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 23. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Verão para Low-Head.

Variáveis (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
Temp. ar (100)	100317	7.65E-11	808	22/11/2015
10	94353	1.22E-09	807	21/11/2015
30	98330	1.96E-10	809	23/11/2015
50	101504	4.32E-11	817	01/12/2015
80	111203	3.16E-13	825	09/12/2015
100	99616	1.07E-10	831	15/12/2015

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 24. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Inverno para Low-Head.

Variáveis (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
Temp. ar (100)	80422	0.000011	352	15/08/2012
10	60191	0.002204	819	22/05/2015
30	59222	0.002739	819	22/05/2015
50	69708	0.000216	820	23/05/2015
80	78098	0.000021	824	27/05/2015
100	67953	0.000340	831	03/06/2015

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 25. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Anual para Low-Head.

Variáveis (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
Temp.ar (100)	17351	2.04E-21	111	21/04/2018
30	24310	1.24E-41	128	08/05/2018
50	28320	2.76E-43	135	15/05/2014
50	25138	1.74E-44	136	16/05/2018
100	32822	1.59E-57	160	08/06/2012
100	32948	1.94E-58	167	16/06/2013
100	32188	8.58E-56	153	02/06/2014
100	32108	1.62E-55	160	09/06/2017
100	27697	6.49E-54	155	04/06/2018

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 26. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Inverno para Deception.

Variáveis (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
30	-0.000081	-0.000014	-0.000040
70	0.000010	0.000017	0.000013

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 27. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Anual para Deception.

Variáveis (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
Temp.ar	-8.82489	1.10E-18	-0.01365
10	-13.8052	2.37E-43	-0.00229
10	-11.088	1.43E-28	-0.00974
30	-10.6106	2.66E-26	-0.00326
30	-17.2086	2.29E-66	-0.00079
30	-14.0671	6.05E-45	-0.00847
30	-13.3997	6.07E-41	-0.00548
50	-11.5435	7.96E-31	-0.00064
50	-12.0385	2.23E-33	-0.00215
50	-13.2643	3.73E-40	-0.00052
50	-20.047	2.14E-89	-0.0002
50	-12.756	2.89E-37	-0.00089
50	-11.5844	4.94E-31	-0.00032
50	-17.7933	7.96E-71	-0.00369
50	-16.0801	3.52E-58	-0.00203
70	-9.94726	2.59E-23	-0.00022
70	-13.4148	4.95E-41	-0.00077
70	-12.7539	2.97E-37	-0.00014
70	10.37923	3.08E-25	7.39E-05
70	-13.9238	4.54E-44	-0.00063
70	-10.9593	6.00E-28	-0.00015
70	-21.8875	3.42E-106	-0.0017
70	-10.9757	5.00E-28	-0.00037

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 28. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Inverno para Deception.

Variáveis (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
30	98208	5.89E-06	1016	04/06/2015
70	245662	4.94E-35	921	01/06/2015

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 29. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Anual para Deception.

Variáveis (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
Temp.ar	20757	1.82E-30	111	21/4/2018
10	32598	3.26E-57	159	8/6/2014
10	26281	1.39E-48	127	7/5/2018
30	30367	1.05E-49	151	31/5/2013
30	33143	3.97E-59	193	12/7/2014
30	32578	3.83E-57	160	9/6/2017
30	27558	2.23E-53	150	30/5/2018
50	28477	9.21E-44	187	6/7/2011
50	30577	5.56E-50	163	11/6/2012
50	29874	4.05E-48	145	25/5/2013
50	30749	5.93E-51	215	3/8/2014
50	30001	1.59E-48	149	29/5/2015
50	28002	5.50E-42	181	29/6/2016
50	32960	1.76E-58	191	10/7/2017
50	27833	1.93E-54	167	16/6/2018
70	30778	4.76E-51	223	11/8/2011
70	32903	8.29E-58	186	4/7/2012
70	24795	2.79E-33	145	25/5/2013
70	22322	4.71E-27	252	9/9/2014
70	32367	2.07E-56	203	22/7/2015
70	27112	2.19E-39	205	23/7/2016
70	32585	3.62E-57	200	19/7/2017
70	24686	6.45E-43	217	5/8/2018

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 30. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Série completa para Hope Bay.

Variáveis (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
Temp. ar (100)	0.0007	0.0014	0.0010
5	0.0004	0.0011	0.0008
10	0.0004	0.0011	0.0007
30	0.0003	0.0008	0.0005

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 31. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Verão para Hope Bay.

Variáveis (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
Temp. ar (100)	0.0007	0.0021	0.0014

5	0.0009	0.0024	0.0016
10	0.0009	0.0024	0.0016
30	0.0009	0.0023	0.0016
50	0.0010	0.0022	0.0016
100	0.0009	0.0019	0.0014

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 32. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Inverno para Hope Bay.

Variáveis (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
Temp. ar (100)	0.00043	0.00265	0.00153
5	-0.00065	0.00093	0.00011
10	-0.00066	0.00084	0.00005
30	-0.00080	0.00039	-0.00018
50	-0.00082	0.00017	-0.00024
100	-0.00076	0.00006	-0.00028

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 33. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Anual para Hope Bay.

Variáveis (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
50	-11.0238	2.94E-28	-0.02502
100	-12.7367	3.70E-37	-0.02465

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 34. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Série completa para Hope Bay.

Variáveis (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
Temp. ar (100)	270834	3.90E-13	1673	28/09/2015
5	258242	5.57E-12	220	06/10/2011
10	257270	6.80E-12	220	06/10/2011
30	250574	2.64E-11	222	08/10/2011

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 35. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Verão para Hope Bay.

Variáveis (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
Temp. ar (100)	75269	0.0000000020	805	19/11/2015
5	74216	0.0000000036	636	01/12/2014
10	75991	0.0000000013	638	03/12/2014
30	73288	0.0000000059	641	06/12/2014
50	71346	0.0000000164	642	07/12/2014
100	68123	0.0000000848	814	28/11/2015

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 36. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Inverno para Hope Bay.

Variáveis (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
Temp. ar (100)	67568	0.00000547	352	15/08/2012
5	52683	0.00082964	184	31/08/2011
10	52600	0.00085023	184	31/08/2011
30	51314	0.00123702	184	31/08/2011
50	51314	0.00123702	920	31/08/2015
100	53491	0.00065215	920	31/08/2015

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 37. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Anual Hope Bay.

Variáveis (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
50	24423	5.13E-42	115	25/04/2017
100	25715	1.56E-46	145	25/05/2011

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 38. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Série completa para James Ross.

Variáveis (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
Temp. ar (100)	-0.0059	-0.0032	-0.0045
10	-0.0039	-0.0022	-0.0030
30	-0.0044	-0.0022	-0.0033
50	-0.0041	-0.0021	-0.0030
100	-0.0047	-0.0023	-0.0035

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 39. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Verão para James Ross.

Variáveis (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
Temp. ar (100)	-0.0094	-0.0032	-0.0063

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 40. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Inverno para James Ross.

Variáveis (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
Temp. ar (100)	-0.0197	-0.0117	-0.0156
5	-0.0198	-0.0124	-0.0161
10	-0.0174	-0.0126	-0.0150

30	-0.0192	-0.0139	-0.0166
50	-0.0190	-0.0138	-0.0164
100	-0.0186	-0.0132	-0.0160

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 41. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Anual para James Ross.

Variáveis (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
5	7.180431	6.95E-13	0.030185

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 42. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Série completa para James Ross.

Variáveis (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
Temp. ar (100)	82119	1.14E-17	418	22/04/2017
10	120055	2.81E-37	781	20/04/2018
30	119319	7.92E-37	767	06/04/2018
50	120013	2.98E-37	768	07/04/2018
100	111396	3.74E-32	766	05/04/2018

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 43. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Verão para James Ross.

Variáveis (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
Temp. ar (100)	14752	1.64E-06	178	25/02/2017

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 44. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Inverno para James Ross.

Variáveis (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
Temp. ar (100)	31387	1.17E-15	263	18/05/2017
5	34730	4.45E-19	262	17/05/2017
10	42111	7.54E-28	423	24/04/2018
30	42744	1.11E-28	420	21/04/2018
50	42605	1.70E-28	421	22/04/2018
100	42384	3.32E-28	418	19/04/2018

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 45. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Anual para James Ross.

Variáveis (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
----------------	-----------	-----------	----------------	------

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 46. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Série completa para Seymour.

Variáveis (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
Temp. ar (100)	0.0019	0.0033	0.0026
5	0.0023	0.0037	0.0030
10	0.0021	0.0034	0.0028
30	0.0020	0.0032	0.0026
50	0.0016	0.0027	0.0021
100	0.0014	0.0024	0.0018

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 47. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Verão para Seymour.

Variáveis (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
Temp. ar (100)	0.0013	0.0040	0.0026
5	0.0024	0.0050	0.0037
10	0.0024	0.0047	0.0035
30	0.0023	0.0044	0.0033
50	0.0022	0.0041	0.0031
100	0.0022	0.0040	0.0030

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 48. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Inverno para Seymour.

Variáveis (cm)	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
Temp. ar (100)	0.0027	0.0070	0.0049
5	0.0024	0.0060	0.0042
10	0.0021	0.0055	0.0038
30	0.0018	0.0050	0.0034
50	0.0009	0.0035	0.0022

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 49. Resultado do teste de Sen-Slope para verificar inclinação da tendência – Anual para Seymour.

Profundidade (cm)/Ano	Sens_slope_z	Sens_slope_p	Tendência da Inclinação
Tem.ar /2011	9.577265	9.96E-22	0.079
5 /2011	11.17938	5.14E-29	0.081
10 /2011	11.0672	1.81E-28	0.073
30 /2011	10.74506	6.25E-27	0.068

5 /2016	-5.29323	1.20E-07	-0.045
10 /2016	-7.09996	1.25E-12	-0.036
30 /2016	-8.05641	7.86E-16	-0.031
50 /2016	-7.96727	1.62E-15	-0.022
100 /2016	-7.6313	2.32E-14	-0.005

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 50. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Série completa para Seymour.

Variáveis (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
Temp. ar (100)	162385	1.14E-11	188	05/10/2011
5	197282	5.10E-17	188	05/10/2011
10	203351	4.68E-18	189	06/10/2011
30	208292	6.36E-19	189	06/10/2011
50	214130	5.65E-20	203	20/10/2011
100	214821	4.22E-20	205	22/10/2011

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 51. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Verão para Seymour.

Variáveis (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
Temp. ar (100)	40550	3.67E-06	805	19/11/2015
5	53210	2.66E-10	632	27/11/2014
10	55912	2.49E-11	634	29/11/2014
30	58374	2.59E-12	636	01/12/2014
50	61096	1.90E-13	638	03/12/2014
100	60274	4.24E-13	637	02/12/2014

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 52. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Inverno para Seymour.

Variáveis (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
Temp. ar (100)	46144	1.53E-07	321	15/08/2012
5	52900	8.85E-10	321	15/08/2012
10	54554	2.25E-10	322	16/08/2012
30	55821	7.68E-11	323	17/08/2012
50	55039	1.50E-10	324	18/08/2012

Teste significativo a 95% de confiança.

Tabela 53. Resultado do teste de Pettitt para verificar inclinação da tendência – Anual para Seymour.

Variáveis (cm)	Pettitt_u	Pettitt_p	k_ponto_virada	Data
Temp.ar (100)	14194	1.41E-25	173	20/09/2011
5	16486	2.35E-34	175	22/09/2011
10	16614	6.94E-35	175	22/09/2011
30	16668	4.14E-35	176	23/09/2011
5	1592	4.29E-09	40	09/02/2016
10	1831	6.83E-12	42	11/02/2016
30	1886	1.36E-12	42	11/02/2016
50	1924	4.36E-13	43	12/02/2016
100	1988	6.07E-14	51	20/02/2016

Teste significativo a 95% de confiança.

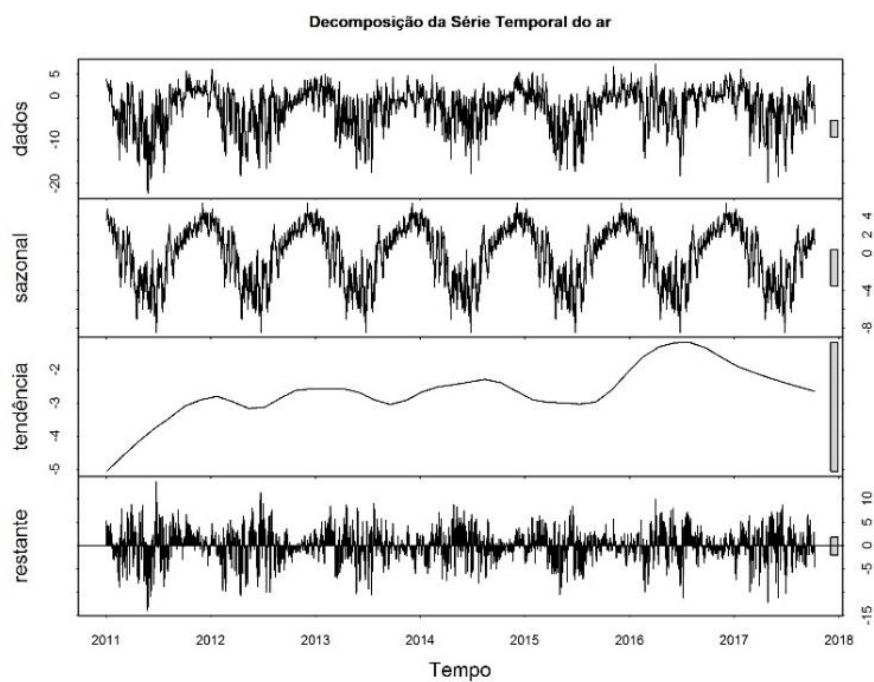


Figura 61. Decomposição da série da temperatura do ar, em Low Head, Antártica.

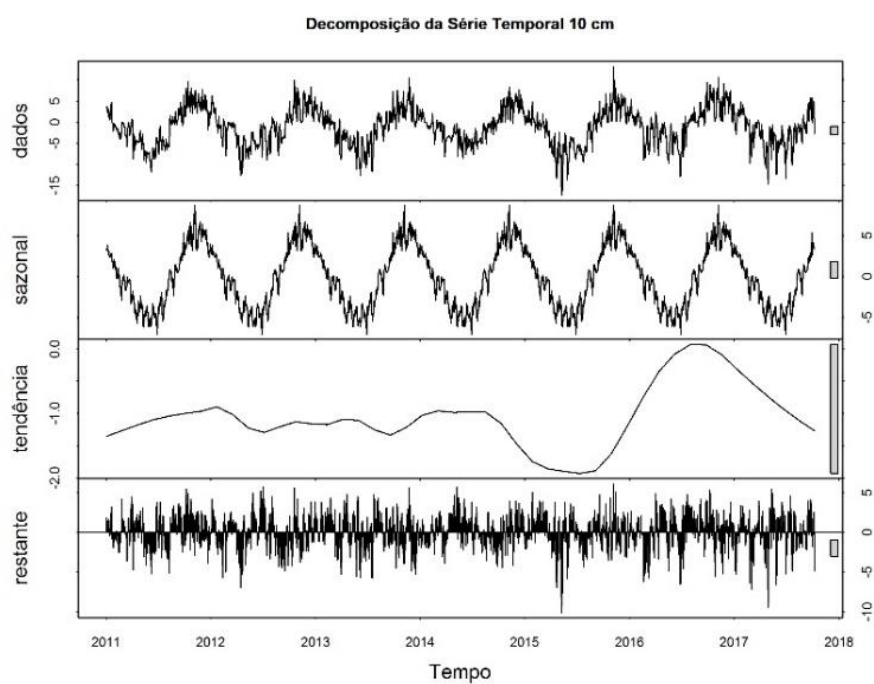


Figura 62. Decomposição da série da temperatura do solo para profundidade 10 cm, em Low Head, Antártica.

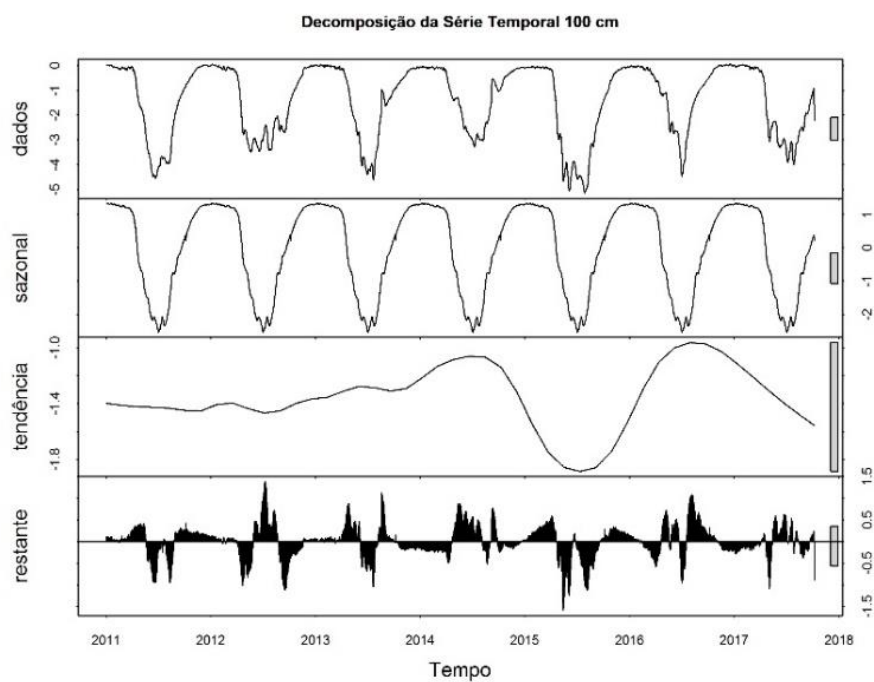


Figura 63. Decomposição da série da temperatura do solo para profundidade 100 cm, em Low Head, Antártica.

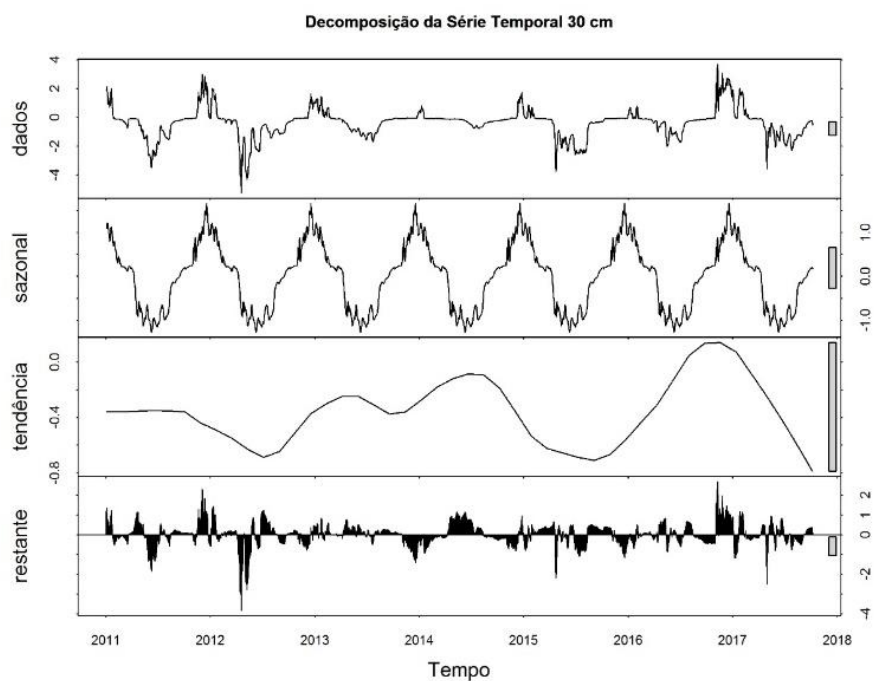


Figura 64. Decomposição da série da temperatura do solo para profundidade 30 cm, em Deception, Antártica.

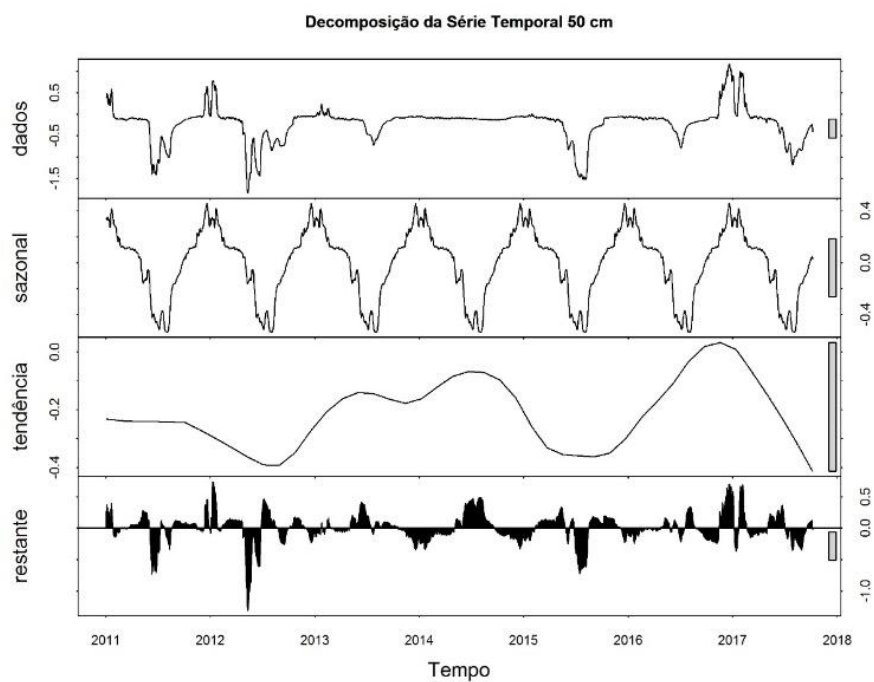


Figura 65. Decomposição da série da temperatura do solo para profundidade 70 cm, em Deception, Antártica.

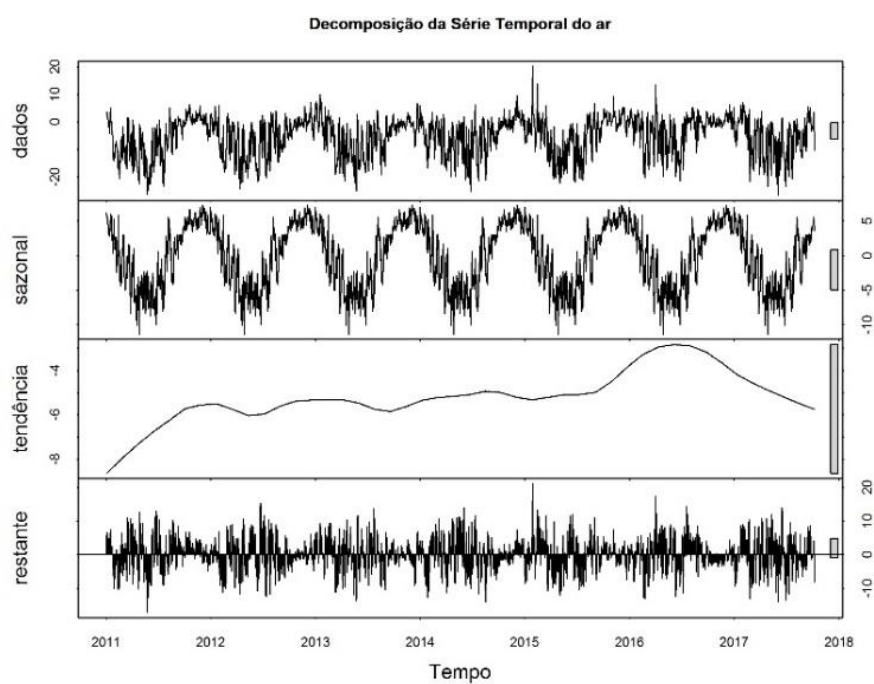


Figura 66. Decomposição da série da temperatura do ar, em Hope Bay, Antártica.

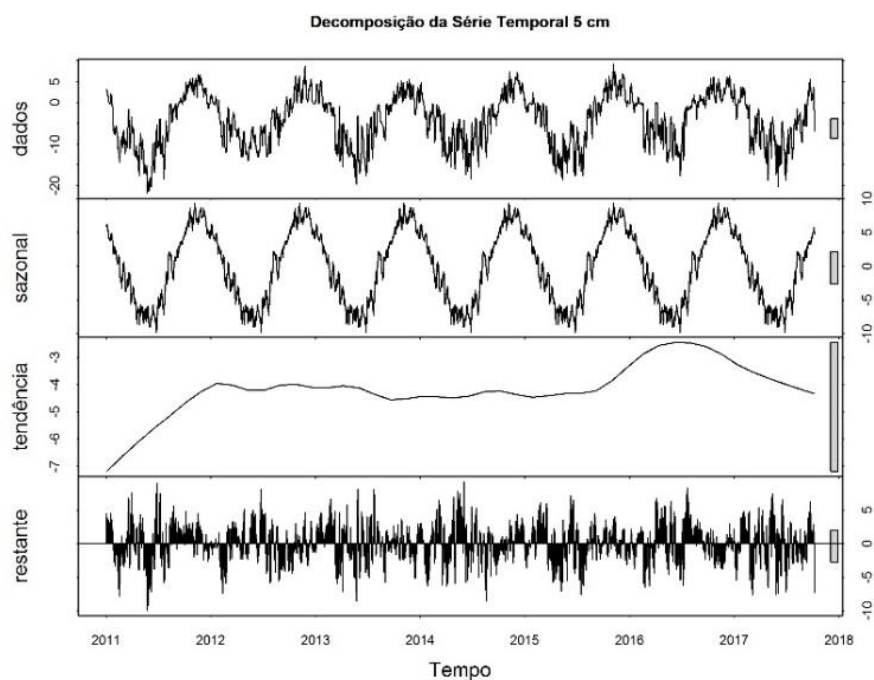


Figura 67. Decomposição da série da temperatura do solo para profundidade 5 cm, em Hope Bay, Antártica.

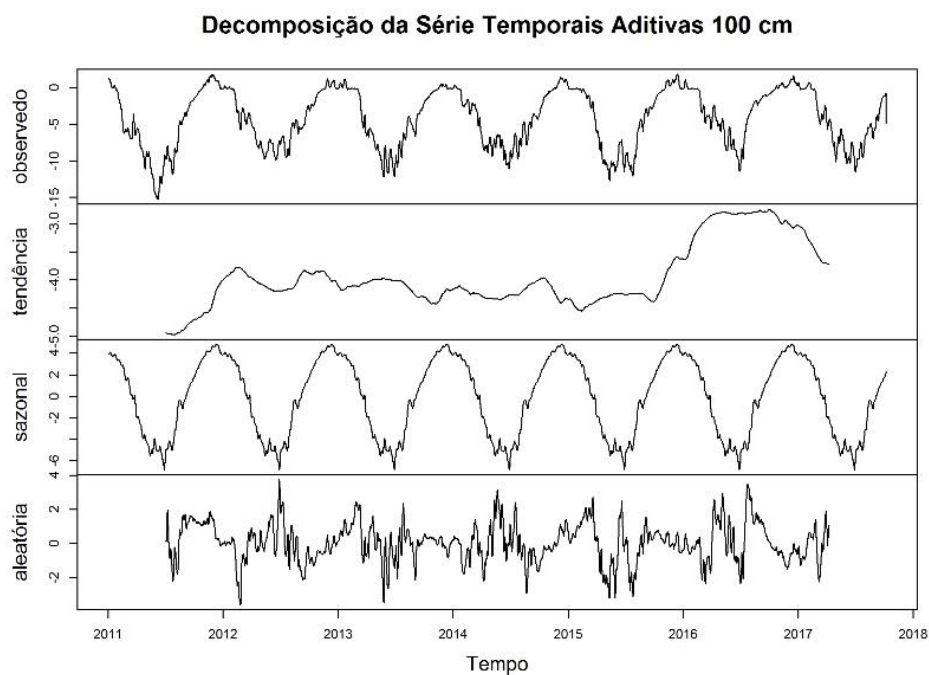


Figura 68. Decomposição da série da temperatura do solo para profundidade 100 cm, em Hope Bay, Antártica.

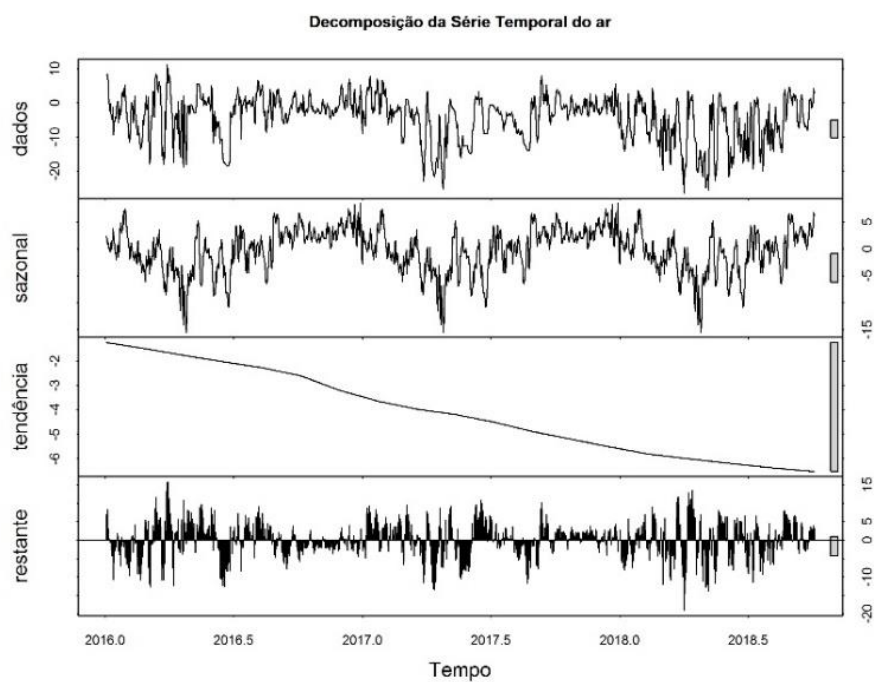


Figura 69. Decomposição da série da temperatura do ar, em James Ross, Antártica.

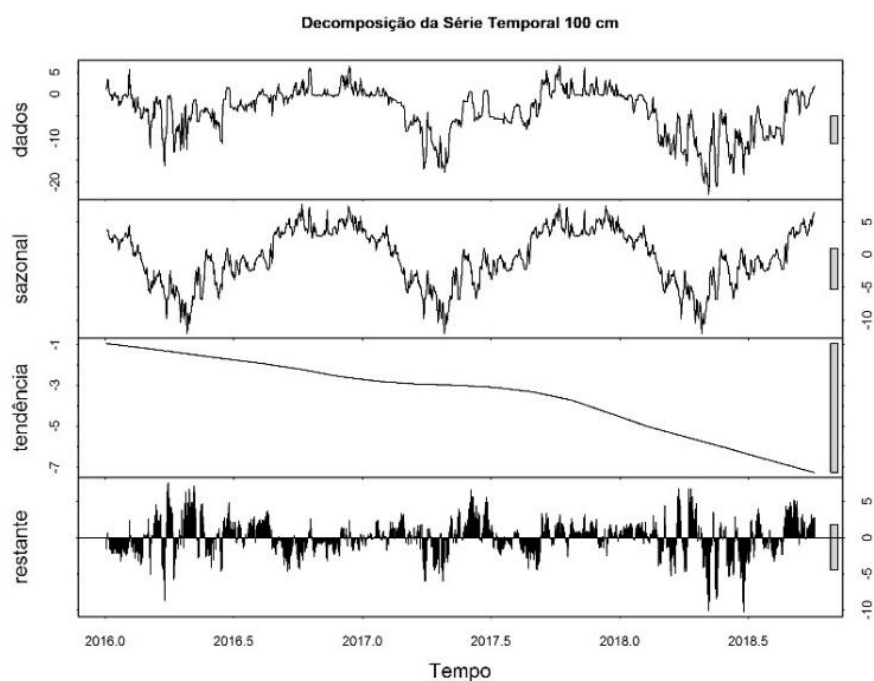


Figura 70. Decomposição da série da temperatura do solo a 100 cm, em James Ross, Antártica.

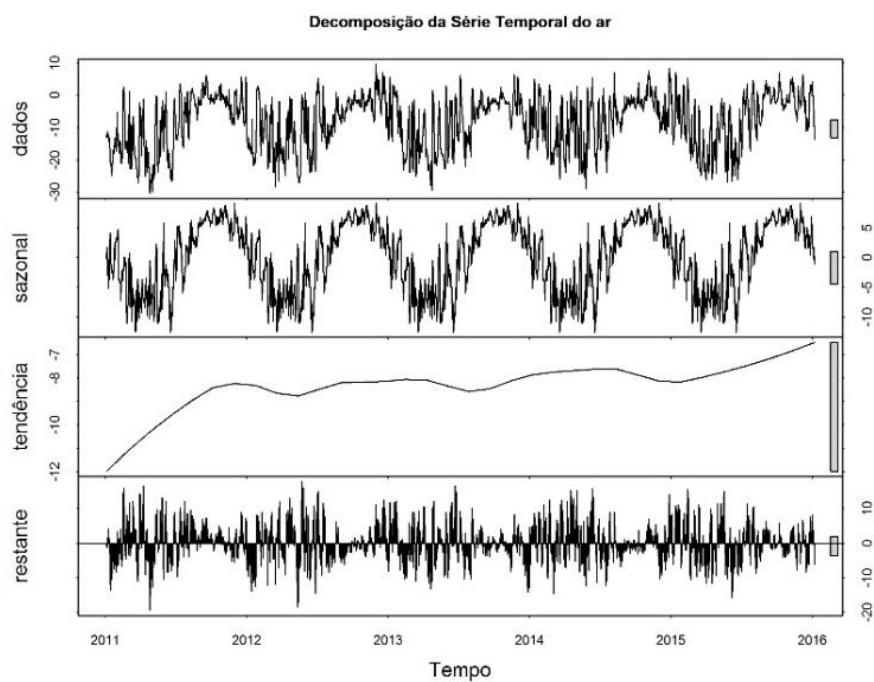


Figura 71. Decomposição da série da temperatura do ar, em Seymour, Antártica.

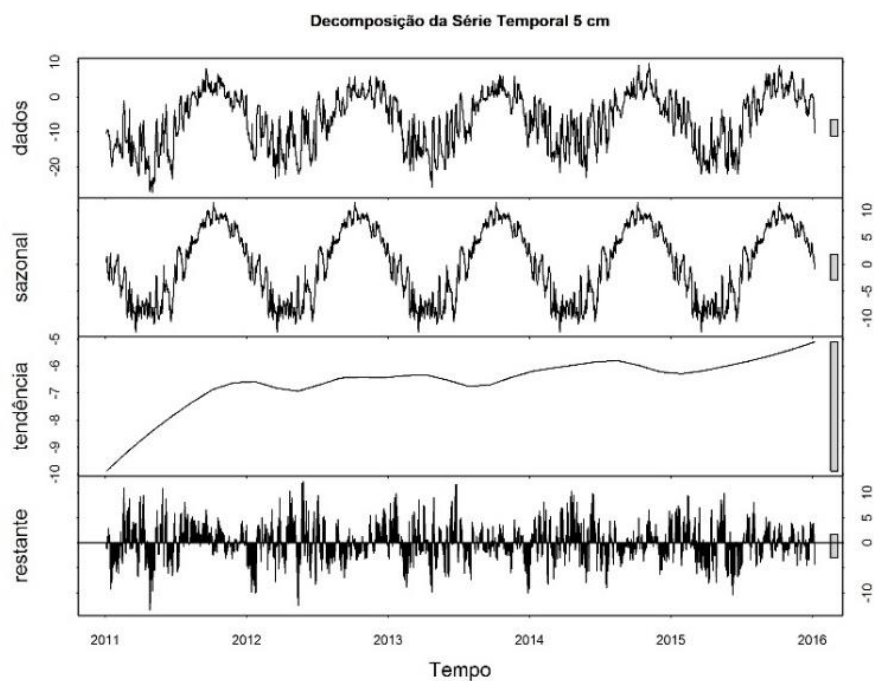


Figura 72. Decomposição da série da temperatura do solo a 5 cm de profundidade, em Seymour, Antártica.

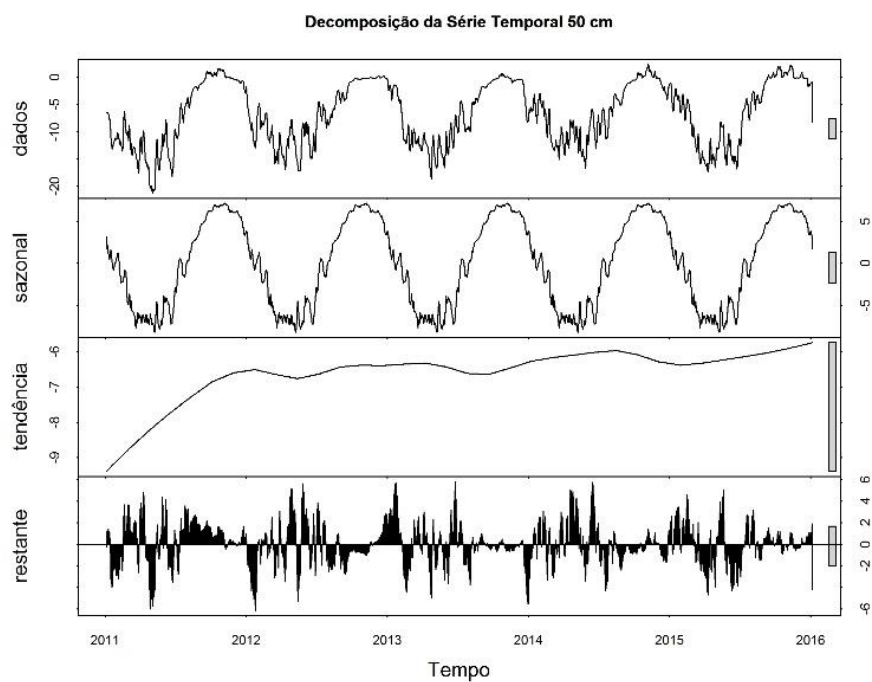


Figura 73. Decomposição da série da temperatura do solo a 50 cm de profundidade, em Seymour, Antártica.



Figura 74. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermais por estação do ano para 2011 a 2017 para a temperatura do ar e do solo nas profundidades 5, 10; 30;50; e 100 cm, em Low Head, Antártica



Figura 75. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermiais por estação do ano para 2011 a 2017 para a temperatura do ar e do solo nas profundidades 10; 30; 50; e 70 cm, em Deception, Antártica.

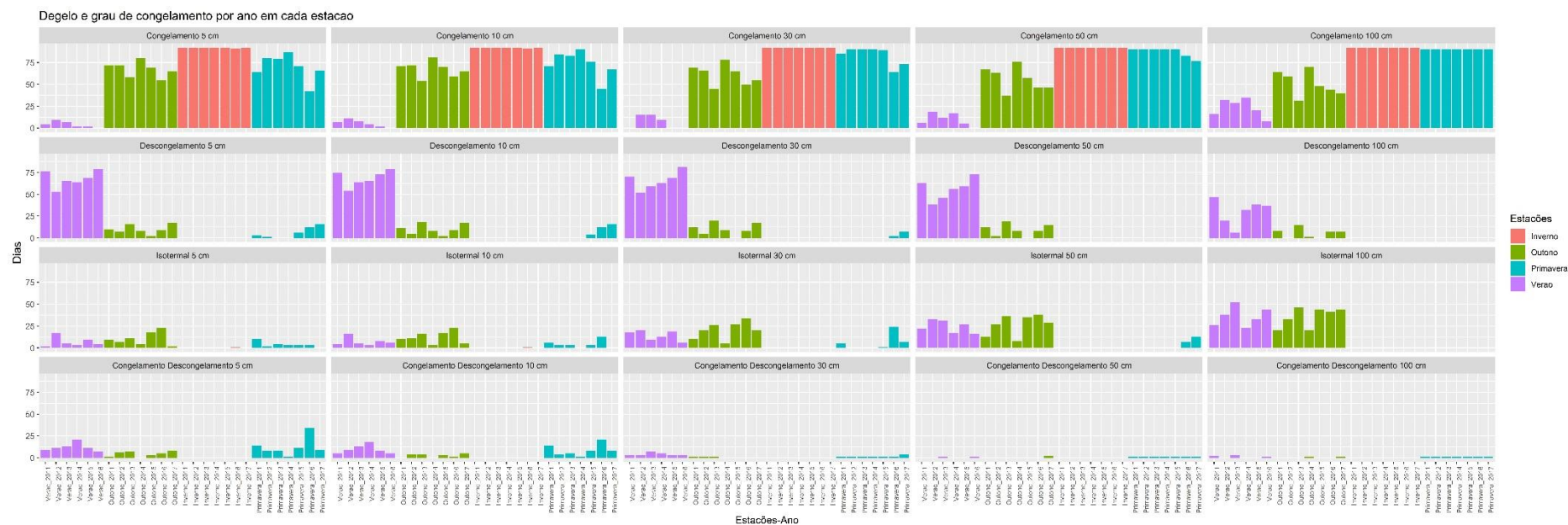


Figura 76. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermiais por estação do ano para 2011 a 2017 para a temperatura do ar e do solo nas profundidades 5;10; 30;50; e 100 cm, em Hope Bay, Antártica

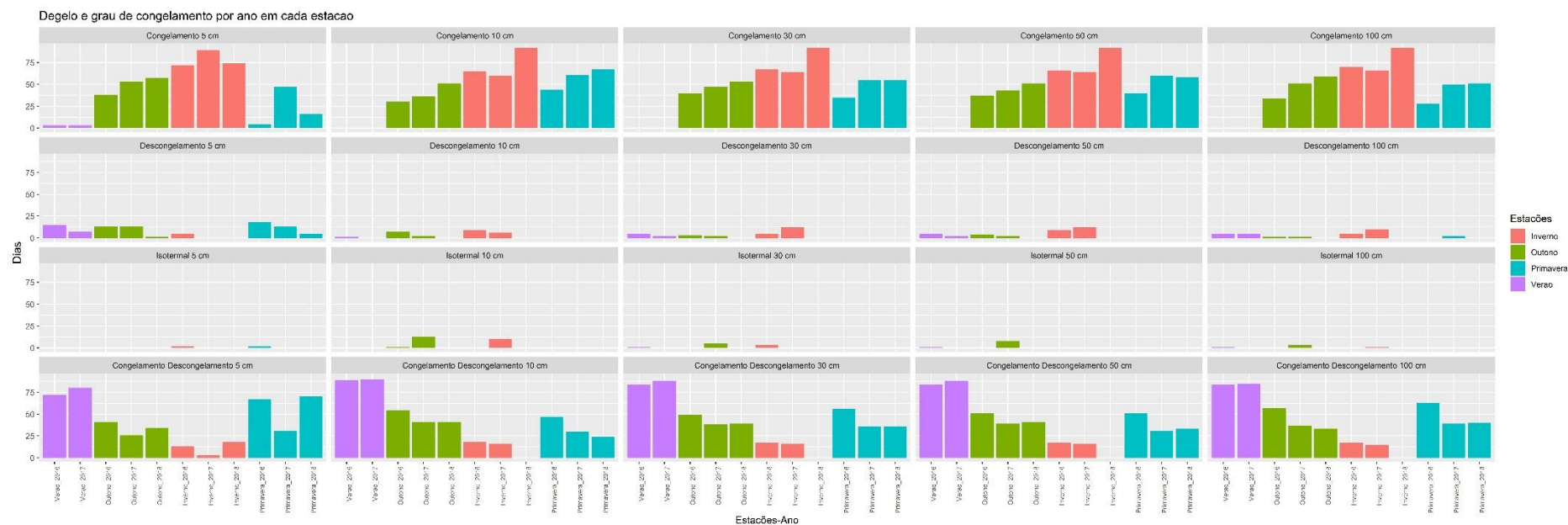


Figura 77. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermiais por estação do ano para 2016 a 2018 para a temperatura do ar e do solo nas profundidades 5;10; 30;50; e 100 cm, em James Ross, Antártica.



Figura 78. Processos de congelamento, descongelamento, congelamento-descongelamento e isotermais por estação do ano para 2011 a 2016 para a temperatura do ar e do solo nas profundidades 5;10; 30;50; e 100 cm, em Seymour, Antártica.