

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas

Marcus Vinícius Mendes

**Relações de larga escala entre a Temperatura da Superfície do Mar do Oceano
Atlântico Sul e a precipitação continental na América do Sul no período de 1901
a 2010**

São Paulo

2020

Marcus Vinícius Mendes

Relações de larga escala entre a Temperatura da Superfície do Mar do Oceano Atlântico Sul e a precipitação continental na América do Sul no período de 1901 a 2010

Dissertação apresentada no Programa de Pós-Graduação do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como forma de requisito parcial para obtenção do título de mestre. **Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade**
Área de Concentração: Meteorologia
Orientador: Prof. Dr. Tercio Ambrizzi

São Paulo

2020

Dedico este trabalho às pessoas
mais importantes na minha vida:
minha mãe Marilene, esposa
Grasiele e filha Alice.

Agradecimentos

Agradeço a todos que tornaram possível a conclusão desse trabalho:

- Primeiramente agradeço a Deus pela minha saúde e pela oportunidade de ampliar a minha formação acadêmica com esse curso de mestrado.
- À minha mãe Marilene pelo exemplo de dedicação que sempre norteou as minhas decisões.
- À minha esposa Grasielle por ser o meu porto seguro e companheira de todos os momentos, você é a inspiração da minha vida. Eu te amo!
- À minha filha Alice por me trazer muitas alegrias desde o seu nascimento, prometo cuidar de você para sempre com toda a minha dedicação e carinho.
- À Marinha do Brasil pela oportunidade de cursar um mestrado e por todo o suporte durante os anos de minha carreira.
- Ao Professor Dr. Tercio Ambrizzi pela orientação acadêmica com conselhos sempre precisos e fundamentais para o andamento desse projeto de pesquisa.
- Ao Capitão de Fragata Daniel Peixoto de Carvalho pela orientação técnica durante o mestrado e ensinamentos desde o período a bordo do Navio Escola Brasil em 2008.
- À professora Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha e professor Dr. Ricardo de Camargo por participarem da banca de qualificação e apontarem pontos importantes para melhorar o projeto de pesquisa.
- Aos militares do Centro de Coordenação de Estudos da Marinha em São Paulo pela dedicação e apoio nesses dois anos de minha estadia em São Paulo.
- Aos professores e funcionários do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP pela relevante contribuição com o futuro científico do Brasil.
- Ao Dr. José Leandro Campos que me auxiliou com os detalhes de programação do projeto de pesquisa.
- Aos colegas de mestrado pela convivência e aprendizados.
- Esta pesquisa faz parte do Projeto Temático intitulado “Interannual Variability of the Meridional Transports across the SAMOC Basin-Wide Array – SAMBAR” financiado pela FAPESP (Proc. No. 2017/09659-6). O orientador, Prof. Tercio Ambrizzi, agradece o suporte.

“É muito melhor arriscar coisas grandiosas, alcançar triunfos e glórias, mesmo expondo-se a derrota, do que formar fila com os pobres de espírito que nem gozam muito nem sofrem muito, porque vivem nessa penumbra cinzenta que não conhece vitória nem derrota.”

Theodore Roosevelt

RESUMO

As interações de larga escala entre o oceano e a atmosfera são essenciais para caracterizar a variabilidade climática ao longo do tempo. Diversos estudos analisaram a variabilidade da temperatura da superfície do mar (TSM) do Oceano Atlântico Sul e da precipitação continental da América do Sul com amostras menores que 50 anos, devido à falta de dados observados e de reanálises mais longas no Hemisfério Sul na época em que foram publicados. A elaboração das reanálises centenárias pela NOAA e pelo ECMWF tornou possível o estudo de variabilidades climáticas que abrangem um longo período. Assim sendo, o objetivo desse trabalho é analisar relações de larga escala entre a TSM do Oceano Atlântico Sul e representar seus efeitos na precipitação continental na América do Sul no período de 1901 a 2010. A análise estatística multivariada das funções ortogonais empíricas (empirical orthogonal function – EOF) foi aplicada em dados de reanálise para obter a variabilidade da temperatura da superfície do mar no Oceano Atlântico Sul e da precipitação continental na América do Sul, além disso o índice do dipolo do Atlântico Sul, modo dominante de variabilidade acoplada do Oceano Atlântico Sul, e o índice de larga escala da monção na América do Sul (large-scale index for South America Monsoon – LISAM) foram calculados para representar as principais características de larga escala da TSM e precipitação na área de estudo do presente trabalho. As reanálises ERA-20C, ERA-20CM, CERA-20C e NOAA20CR apresentaram padrões espaciais de variabilidade semelhantes nas variáveis analisadas, sendo que a reanálise centenária acoplada CERA20C do ECMWF mostrou-se estatisticamente mais confiável na representação dos dados de precipitação continental na América do Sul. A correlação do índice do Dipolo do Atlântico Sul com a precipitação continental na América do Sul apresentou os maiores valores nas áreas costeiras da Região Nordeste, Sudeste e Sul do Brasil. Os efeitos do dipolo do Atlântico Sul nas anomalias de precipitação continental na América do Sul foram mais evidentes na escala sazonal e multidecadal, exercendo maiores influências nas Regiões Nordeste e Sudeste do Brasil. O Teste de Rodionov aplicado às estações chuvosa e seca do sistema de Monções na América do Sul apontou uma estabilidade nas referidas estações, com poucas mudanças de regime do padrão médio da precipitação no período de 1901 a 2010. Tomando como base a literatura revisada, esse é o primeiro trabalho que fez uma análise climatológica dos efeitos da TSM do Oceano Atlântico Sul na precipitação continental da América do Sul em escalas de tempo multidecadal, decadal, sazonal, mensal e diária no período de 1901 a 2010.

Palavras-chave: larga escala, temperatura da superfície do mar, Oceano Atlântico Sul, precipitação, América do Sul.

ABSTRACT

Large-scale interactions between the ocean and the atmosphere are essential to characterize climatic variability over time. Several studies analyze the variability of the sea surface temperature (SST) of the South Atlantic Ocean and the continental precipitation of the South America with samples under 50 years old, due to the lack of observed data and longer reanalysis in the Southern Hemisphere at the time they were published. The creation of centenary reanalysis by NOAA and ECMWF has made it possible to study climatic variability over a long period. Therefore, the objective of this work is to analyze large-scale relationships between the SST of the South Atlantic Ocean and to represent its effects on continental precipitation in South America in the period from 1901 to 2010. The multivariate statistical analysis of the empirical orthogonal functions (EOF) was applied to reanalysis data to obtain the variability of the sea surface temperature in the South Atlantic Ocean and continental precipitation in South America, in addition, the South Atlantic dipole index, the dominant mode of coupled variability in the South Atlantic Ocean, and the large-scale monsoon index in South America (LISAM) were calculated to represent the main large-scale characteristics of SST and precipitation in the specific area of this present work. The reanalysis ERA-20C, ERA-20CM, CERA-20C and NOAA20CR showed similar spatial patterns of variability in the variables analyzed, and the coupled centenary reanalysis CERA-20C of the ECMWF proved to be statistically more reliable in the representation of continental precipitation data in South America. The correlation of the South Atlantic Dipole index with continental precipitation in South America showed the highest values in coastal areas in the northeast, southeast and south regions of Brazil. The effects of the South Atlantic dipole on continental precipitation anomalies in South America were more evident on the seasonal and multidecadal scale and act more intensely in the northeast and southeast regions of Brazil. The Rodionov test applied to the rainy and dry seasons of the Monsoon system in South America pointed to stability in those seasons, with few changes in the regime of the average pattern of precipitation in the period from 1901 to 2010. Based on the literature reviewed, this is the first work that has done a climatological analysis of the effects of SST of the South Atlantic Ocean on the continental precipitation of South America in multidecadal, decadal, seasonal, monthly and daily time scales in the period from 1901 to 2010.

Key words: large-scale, sea surface temperature, South Atlantic Ocean, precipitation, South America.

Lista de Ilustrações

Figura 1 - Ciclo de vida do Dipolo do Atlântico Sul. Fonte: Sterl e Hazeleger (2003, p. 12)

Figura 2 – Ciclo de vida do Dipolo do Atlântico Sul. Fonte: Nnamchi et al. (2011, p. 11)

Figura 3 – Evolução sazonal do dipolo do Atlântico Sul em eventos positivos e negativos. Fonte: Morioka et al. (2011, p. 5542 e 5547)

Figura 4 – Anomalias de precipitação positivas nas regiões de contorno de linha contínua e negativas nas regiões de contorno pontilhadas (a) eventos positivos e (b) eventos negativos de dipolo do Atlântico Sul. As regiões coloridas no oceano representam as anomalias de TSM. Fonte: Bombardi et al. (2013, p. 6)

Figura 5 – Área utilizada para cálculo do índice do Dipolo do Atlântico Sul, localizada entre as latitudes 45° S e 5° N e longitudes 60° W e 20° E. a) exemplo de episódios negativos de Dipolo do Atlântico Sul com anomalias negativas de TSM no polo tropical e positivas no polo extratropical. b) exemplo de episódios positivos de Dipolo do Atlântico Sul com anomalias positivas de TSM no polo tropical e positivas no polo extratropical.

Figura 6 – Área utilizada para cálculo do índice do LISAM, localizada entre as latitudes 40° S a 0° e longitudes 65° W a 20° E

Figura 7 – Área utilizada para análises da precipitação continental na América do Sul, localizada entre as latitudes 60° S a 20° N e longitudes 110° W a 20° W

Figura 8 – As cores indicam a variância explicada de dados de temperatura do ar em 1900 (a,b,c) e em 2010 (d,e,f). (a),(d) ERA-20CM.(b),(e) ERA-20C. (c),(f) NOAA-20CR. Cada quadrado tem 5°X5° de latitude/longitude. Fonte: Poli et al. (2016, p. 4088)

Figura 9 – Precipitação média do GPCC (mm/mês), durante o período de 1901 a 2010

Figura 10 – Precipitação média das reanálises centenárias (mm/mês), durante o período de 1901 a 2010: a) ERA-20C, b) CERA-20C c) ERA-20CM e d) NOAA-20CR

Figura 11 – a) Regimes de precipitação da América do Sul. Fonte: Reboita et al. (2010, p. 188) b) Regiões utilizadas para comparar os dados de precipitação das reanálises com os dados observados do GPCC. Cada retângulo se encontra dentro de uma das regiões com regimes de precipitações estabelecidos no artigo “Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica” Reboita et al. (2010)

Figura 12 – Comparação entre os dados históricos do Índice Niño Oceânico da NOAA, em verde, com os dados da reanálise centenária ERA-20C, em preto. Os períodos acima da linha horizontal vermelha representam as ocorrências de El Niño e abaixo da linha azul representam as ocorrências de La Niña. O período varia de 1950 a 2010

Figura 13 – Comparação entre os dados históricos do Índice Niño Oceânico da NOAA, em verde, com os dados da reanálise centenária CERA-20C, em preto. Os períodos acima da linha horizontal vermelha representam as ocorrências de El Niño e abaixo da linha azul representam as ocorrências de La Niña. O período varia de 1950 a 2010

Figura 14 – Comparação entre os dados históricos do Índice Niño Oceânico da NOAA, em verde, com os dados da reanálise centenária ERA-20CM, em preto. Os períodos acima da linha horizontal vermelha representam as ocorrências de El Niño e abaixo da linha azul representam as ocorrências de La Niña. O período varia de 1950 a 2010

Figura 15 – Comparação entre os dados históricos do Índice Niño Oceânico da NOAA, em verde, com os dados da reanálise centenária NOAA-20CR, em preto. Os períodos acima da linha

horizontal vermelha representam as ocorrências de El Niño e abaixo da linha azul representam as ocorrências de La Niña. O período varia de 1950 a 2010

Figura 16 – Cálculo do Índice Niño Oceânico com dados das reanálises centenárias ERA-20C (vermelho), ERA-20CM (verde), CERA-20C (preto), NOAA-20CR (azul). Os períodos acima da linha horizontal vermelha representam as ocorrências de El Niño e abaixo da linha azul representam as ocorrências de La Niña. O período varia de 1950 a 2010

Figura 17 – Primeiro modo da variabilidade da precipitação (mm/mês) na América do Sul nas reanálises centenárias ERA-20C, CERA-20C, ERA-20CM e NOAA20CR no período de 1901 a 2010

Figura 18 – Segundo modo da variabilidade da precipitação (mm/mês) na América do Sul nas reanálises centenárias ERA-20C, CERA-20C, ERA-20CM e NOAA20CR no período de 1901 a 2010

Figura 19 – Terceiro modo da variabilidade da precipitação (mm/mês) na América do Sul nas reanálises centenárias ERA-20C, CERA-20C, ERA-20CM e NOAA20CR no período de 1901 a 2010

Figura 20 – Padrão espacial da primeira EOF da TSM do Oceano Atlântico Sul nas reanálises centenárias ERA-20C, CERA-20C, ERA-20CM e NOAA20CR no período de 1901 a 2010

Figura 21 – Padrão espacial da segunda EOF da TSM do Oceano Atlântico Sul nas reanálises centenárias ERA-20C, CERA-20C, ERA-20CM e NOAA20CR no período de 1901 a 2010

Figura 22 – Padrão espacial da terceira EOF da TSM do Oceano Atlântico Sul nas reanálises centenárias ERA-20C, CERA-20C, ERA-20CM e NOAA20CR no período de 1901 a 2010

Figura 23 – Série temporal do dipolo do Atlântico Sul calculado com os dados das reanálises centenárias, no período de 1901 a 2010. A reanálise CERA-20C está representada na cor vermelha, a ERA-20C na cor preta, a ERA-20CM na cor verde e a NOAA-20CR na cor azul

Figura 24 – Mapas de correlação entre o índice do dipolo do Atlântico sul e a precipitação na América do Sul

Figura 25 – Composições das anomalias de precipitação em diferentes eventos do Dipolo do Atlântico Sul, ENOS neutro: (a), (b), (c) e (d) positivo e (e), (f), (g) e (h) negativo no período de 1901 a 2010, calculados com os dados das reanálises: (a) e (e) ERA-20C; (b) e (f) CERA-20C; (c) e (g) ERA-20CM e (d) e (h) NOAA-20CR

Figura 26 – Composições das anomalias de precipitação, calculadas em cada década no período de 1901 a 2010 em eventos positivos do Dipolo do Atlântico Sul e ENOS neutro: (a) 1901 a 1909, (b) 1910 a 1919, (c) 1920 a 1929, (d) 1930 a 1939, (e) 1940 a 1949, (f) 1950 a 1959, (g) 1960 a 1969, (h) 1970 a 1979, (i) 1980 a 1989, (j) 1990 a 1999, (k) 2000 a 2009. Cada composição foi calculada com uma reanálise centenária, da esquerda para a direita: em cima ERA20C e CERA-20C e em baixo ERA-20CM e NOAA-20CR

Figura 27 – Composições das anomalias de precipitação, calculadas em cada década no período de 1901 a 2010 em eventos negativos do Dipolo do Atlântico Sul e ENOS neutro: (a) 1901 a 1909, (b) 1910 a 1919, (c) 1920 a 1929, (d) 1930 a 1939, (e) 1940 a 1949, (f) 1950 a 1959, (g) 1960 a 1969, (h) 1970 a 1979, (i) 1980 a 1989, (j) 1990 a 1999, (k) 2000 a 2009. Cada composição foi calculada com uma reanálise centenária, da esquerda para a direita: em cima ERA20C e CERA-20C e em baixo ERA-20CM e NOAA-20CR

Figura 28 - Composições das anomalias de precipitação, calculadas sazonalmente no período de 1901 a 2010 em eventos positivos do Dipolo do Atlântico Sul e ENOS neutro: (a) SON, (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA. Cada composição foi calculada com uma reanálise centenária, da esquerda para a direita: em cima ERA20C e CERA-20C e em baixo ERA-20CM e NOAA-20CR

Figura 29 - Composições das anomalias de precipitação, calculadas sazonalmente no período de 1901 a 2010 em eventos negativos do Dipolo do Atlântico Sul e ENOS neutro: (a) SON, (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA. Cada composição foi calculada com uma reanálise centenária, da esquerda para a direita: em cima ERA20C e CERA-20C e em baixo ERA-20CM e NOAA-20CR

Figura 30 - Composições das anomalias de precipitação, calculadas mês a mês no período de 1901 a 2010 em eventos positivos do Dipolo do Atlântico Sul e ENOS neutro: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, (f) junho, (g) julho, (h) agosto, (i) setembro, (j) outubro, (k) novembro e (l) dezembro. Cada composição foi calculada com uma reanálise centenária, da esquerda para a direita: em cima ERA20C e CERA-20C e em baixo ERA-20CM e NOAA-20CR

Figura 31 - Composições das anomalias de precipitação, calculadas mês a mês no período de 1901 a 2010 em eventos negativos do Dipolo do Atlântico Sul e ENOS neutro: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, (f) junho, (g) julho, (h) agosto, (i) setembro, (j) outubro, (k) novembro e (l) dezembro. Cada composição foi calculada com uma reanálise centenária, da esquerda para a direita: em cima ERA20C e CERA-20C e em baixo ERA-20CM e NOAA-20CR

Figura 32 - Composições das anomalias de precipitação, calculadas na escala diária no período de 1901 a 2010 em eventos positivos do Dipolo do Atlântico Sul e ENOS neutro: na esquerda dados da reanálise ERA-20C e na direita o resultado na reanálise CERA-20C

Figura 33 - Composições das anomalias de precipitação, calculadas na escala diária no período de 1901 a 2010 em eventos negativos do Dipolo do Atlântico Sul e ENOS neutro: na esquerda dados da reanálise ERA-20C e na direita o resultado na reanálise CERA-20C

Figura 34 - Série temporal do LISAM calculado com dados das reanálises centenárias, em vermelho a CERA20C, em preto a ERA20C, em verde a ERA20CM e azul a NOAA20CR

Figura 35 – Aplicação do teste de Rodionov no índice LISAM, calculado com os dados da reanálise ERA20C, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

Figura 36 – Aplicação do teste de Rodionov no índice LISAM, calculado com os dados da reanálise CERA20C, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

Figura 37 – Aplicação do teste de Rodionov no índice LISAM, calculado com os dados da reanálise ERA20CM, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

Figura 38 – Aplicação do teste de Rodionov no índice LISAM, calculado com os dados da reanálise CERA20C, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

Figura 39 – Aplicação do teste de Rodionov na estação chuvosa do índice LISAM, calculado com os dados da reanálise ERA20C, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

Figura 40 – Aplicação do teste de Rodionov na estação chuvosa do índice LISAM, calculado com os dados da reanálise CERA20C, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

Figura 41 – Aplicação do teste de Rodionov na estação chuvosa do índice LISAM, calculado com os dados da reanálise ERA20CM, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

Figura 42 – Aplicação do teste de Rodionov na estação chuvosa do índice LISAM, calculado com os dados da reanálise NOAA-20CR, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

Figura 43 – Aplicação do teste de Rodionov na estação seca do índice LISAM, calculado com os dados da reanálise ERA-20C, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

Figura 44 – Aplicação do teste de Rodionov na estação seca do índice LISAM, calculado com os dados da reanálise CERA-20C, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

Figura 45 – Aplicação do teste de Rodionov na estação seca do índice LISAM, calculado com os dados da reanálise ERA-20CM, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

Figura 46 – Aplicação do teste de Rodionov na estação seca do índice LISAM, calculado com os dados da reanálise NOAA-20CR, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

Figura 47 – Padrão espacial do dipolo do Atlântico do Sul, calculado com os dados da reanálise centenária ERA-20C. As cores representam os valores da correlação linear e o contorno representa os locais com significância estatística ao nível de 5 %

Figura 48 - Padrão espacial do dipolo do Atlântico do Sul, calculado com os dados da reanálise centenária ERA-20CM. As cores representam os valores da correlação linear e o contorno representa os locais com significância estatística ao nível de 5 %

Figura 49 - Padrão espacial do dipolo do Atlântico do Sul, calculado com os dados da reanálise centenária CERA-20C. As cores representam os valores da correlação linear e o contorno representa os locais com significância estatística ao nível de 5 %

Figura 50 - Padrão espacial do dipolo do Atlântico do Sul, calculado com os dados da reanálise centenária NOAA-20CR. As cores representam os valores da correlação linear e o contorno representa os locais com significância estatística ao nível de 5 %

Figura 51 - Padrões espaciais, obtidos pela correlação entre o primeiro modo da EOF combinada (LISAM) e as anomalias de cada variável: (a) precipitação; (b) umidade específica; (c) vento zonal; (d) vento meridional; e (e) temperatura do ar. Áreas sombreadas indicam correlações com significância estatística a um nível de 5%. Fonte: Silva e Carvalho (2007, p. 53)

Figura 52 - Padrões espaciais, obtidos pela correlação entre o primeiro modo da EOF combinada (LISAM) e as anomalias de precipitação, no período de 1901 a 2010, utilizando dados de reanálise: nos quadrados superiores, ERA-20C e CERA-20C e nos quadrados inferiores, ERA20-CM e NOAA-20CR

Figura 53 - Padrões espaciais, obtidos pela correlação entre o primeiro modo da EOF combinada (LISAM) e as anomalias de umidade específica, no período de 1901 a 2010, utilizando dados de

reanálise: nos quadrados superiores, ERA-20C e CERA-20C e nos quadrados inferiores, ERA20-CM e NOAA-20CR

Figura 54 - Padrões espaciais, obtidos pela correlação entre o primeiro modo da EOF combinada (LISAM) e as anomalias de vento zonal, no período de 1901 a 2010, utilizando dados de reanálise: nos quadrados superiores, ERA-20C e CERA-20C e nos quadrados inferiores, ERA20-CM e NOAA-20CR

Figura 55 - Padrões espaciais, obtidos pela correlação entre o primeiro modo da EOF combinada (LISAM) e as anomalias de vento meridional, no período de 1901 a 2010, utilizando dados de reanálise: nos quadrados superiores, ERA-20C e CERA-20C e nos quadrados inferiores, ERA20-CM e NOAA-20CR

Figura 56 - Padrões espaciais, obtidos pela correlação entre o primeiro modo da EOF combinada (LISAM) e as anomalias de temperatura, no período de 1901 a 2010, utilizando dados de reanálise: nos quadrados superiores, ERA-20C e CERA-20C e nos quadrados inferiores, ERA20-CM e NOAA-20CR

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Resumo das principais características das reanálises centenárias

Tabela 2 – Coeficiente de correlação linear entre os dados observados GPCC e as reanálises centenárias

Tabela 3 – Desvio médio mensal, viés (bias), entre a precipitação observada GPCC e as reanálises centenárias

Tabela 4 – RMSE (root mean square), entre a precipitação observada GPCC e as reanálises centenárias

Tabela 5 – Variabilidade explicada pelos modos da Função Ortogonal Empírica aplicada nos dados de precipitação

Tabela 6 – Variabilidade explicada pelos modos da Função Ortogonal Empírica aplicada nos dados de TSM

Tabela 7 – Aplicação do Teste de Rodionov separadamente nas estações seca e chuvosa do índice LISAM calculado nas reanálises centenárias. Na estação chuvosa foi considerada a média dos meses de outubro a abril e a estação seca foi calculada pela média de precipitação durante os meses de maio a setembro no período de 1901 a 2010. A estabilidade do índice LISAM foi considerada ocorreu quando os valores do índice não se alteraram no final do ano de 2010 em comparação ao início do ano de 1901 e o aumento e a diminuição foram considerados quando ocorreram, respectivamente, valores maiores e menores do índice LISAM no final de 2010 em comparação ao início do século XX

Lista de abreviatura e siglas

CERA-20C – Coupled Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century

ENOS – El Niño Oscilação Sul

EOF – Empirical Orthogonal Function

ERA-20C – Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century

ERA-20CM – Atmospheric Model Ensemble Reanalysis of the Twentieth Century

HadISST - Hadley Center Global Sea Ice and Sea Surface Temperature

LISAM – Large-scale index for South America Monsoon

NOAA ERSST – National Oceanic and Atmospheric Administration Extended Reconstructed SST data set

NOAA-20CR – National Oceanic and Atmospheric Administration Twentieth Century Reanalysis

ONI – Oceanic Niño Index

SAD – South Atlantic Dipole

SASD – South Atlantic Subtropical Dipole

SVD – Singular Value Decomposition

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

ZCAS – Zona de convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de convergência intertropical

ZCPS – Zona de convergência do Pacífico Sul

SUMÁRIO

Capítulo I.....	19
Introdução.....	19
1.1 Objetivos.....	21
1.2 Fundamentação teórica.....	22
1.2.1 Dipolo do Atlântico Sul.....	22
1.2.2 O Sistema de Monções na América do Sul.....	26
1.2.3 O fenômeno El Niño Oscilação Sul.....	27
Capítulo II.....	30
Dados e Metodologia.....	30
2.1 Dados.....	30
2.1.1 Descrição do conjunto de dados ERA-20CM.....	31
2.1.2 Descrição do conjunto de dados ERA-20C.....	32
2.1.3 Descrição do conjunto de dados CERA-20C.....	32
2.1.4 Descrição do conjunto de dados NOAA-20CR.....	34
2.2 Validação de dados de precipitação.....	35
2.3 Metodologia.....	40
2.3.1 Função Ortogonal Empírica (Empirical Orthogonal Function – EOF).....	40
2.3.2 Decomposição do Valor singular (Singular Value Decomposition – SVD).....	40
2.3.3 Cálculo do Índice Niño Oceânico (Ocean Niño Index - ONI).....	41
2.3.4 Cálculo do Dipolo do Atlântico Sul (South Atlantic Dipole - SAD).....	45
2.3.5 Cálculo do Large-scale index for South American (LISAM).....	45
2.3.6 Teste de Rodionov.....	46
Capítulo III.....	47
Resultados e Discussões.....	47
3.1 Variabilidade da precipitação na América do Sul no período de 1901 a 2010.....	47
3.2 Variabilidade da TSM no Oceano Atlântico Sul no período de 1901 a 2010.....	50
3.3 Análise da Série temporal do Dipolo do Atlântico Sul calculado em diferentes conjuntos de dados de reanálise.....	53
3.4 Mapas de correlação entre o índice do dipolo do Atlântico Sul e a precipitação na América do Sul.....	54
3.5 Composição de anomalias de precipitação durante as diferentes fases do Dipolo do Atlântico Sul.....	55
3.5.1 Composição das anomalias de precipitação em casos de Dipolo do Atlântico Sul positivo e negativo na escala multidecadal.....	56
3.5.2 Composição das anomalias de precipitação em casos de Dipolo do Atlântico Sul positivo e negativo na escala decadal.....	58
3.5.3 Composição das anomalias de precipitação em casos de Dipolo do Atlântico Sul positivo e negativo na escala sazonal.....	71
3.5.4 Composição das anomalias de precipitação em casos de Dipolo do Atlântico Sul positivo e negativo na escala mensal.....	78
3.5.5 Composição das anomalias de precipitação em casos de Dipolo do Atlântico Sul positivo e negativo na escala diária.....	92
3.6 Análise da série temporal do Sistema de Monções na América do Sul calculado em diferentes conjuntos de dados de reanálise.....	93
3.7 Aplicação do Teste de Rodionov.....	94
Capítulo IV.....	108
4.1 Conclusão.....	108
4.2 Sugestões para trabalhos futuros.....	111
Referências Bibliográficas.....	113

Capítulo I

Introdução

O clima da região central da América do Sul em média apresenta estações do ano bem definidas, em termos de precipitação, com a estação de verão austral (DJF) mais úmida que a estação de inverno (JJA), formando um ciclo sazonal onde da primavera ao verão a precipitação aumenta e do verão ao outono diminui, chegando a valores mínimos no inverno austral. Como observado por Zhou and Lau (1998), essa sazonalidade caracteriza um clima de monção sobre o continente.

No final da primavera austral, em baixas latitudes, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) migra para o sul, acompanhando o ciclo anual solar, fazendo com que os ventos alísios transportem umidade devido a evaporação oceânica nos trópicos, que adentram na Região Norte do Brasil. Sincronicamente, em baixos níveis uma baixa térmica se forma entre as regiões do norte da Argentina e sul da Bolívia, conhecida como baixa do Chaco, e em altos níveis o jato polar e o subtropical se fundem induzindo uma baixa pressão baroclínica a baixa do Chaco sobre o Peru e Norte da Bolívia, fazendo com que essa região seja favorável à convergência de umidade e convecção profunda (Gan et al. 2004).

Do inverno para o verão austral em altos níveis é observada uma mudança de fluxo zonal para ondulatório na circulação, resultando na formação de anticiclone baroclinico à baixa do Chaco sobre o altiplano boliviano, conhecido por Alta da Bolívia e de um cavado sobre a Região Nordeste do Brasil, conhecido como cavado do Nordeste (Cavalcanti 2016). Entre a Alta da Bolívia e Cavado do Nordeste uma crista se forma, favorecendo a convecção ao longo de uma banda orientada de Noroeste a Sudoeste (NO-SE). Em baixos níveis, devido ao fluxo de umidade do oceano ao continente e da presença topográfica dos Andes, o fluxo de umidade forma uma circulação de NO-SE, o que leva a formação de uma banda de nebulosidade e precipitação, chamada de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

A ZCAS é um dos principais sistemas de tempo integrante das monções, sendo responsável por grande parte da precipitação sobre as regiões sudeste, centro-oeste e sul da Região Sudeste. Muitos trabalhos como Carvalho et al. (2004) e Carvalho et al. (2002) dividem a ZCAS em componentes continental e oceânica, sendo a parte continental mais influenciada pela termodinâmica, devido a anomalias na temperatura sobre o continente (Figuerola et al. 1995) e a parte oceânica sendo mais influenciada pela dinâmica através de trens de ondas de Rossby vindo de médias latitudes (Carvalho et al. 2004; Van der Wiel et al. 2010).

Alguns estudos como (Bombardi et al. 2013; Almeida et al. 2007) atribuem parte da variabilidade da precipitação sobre o continente em médias latitudes às anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) sob o Oceano Atlântico Sul. O principal modo de variabilidade observado nas TSMs subtropicais do Oceano Atlântico Sul que se acopla com a circulação em baixos níveis (alta subtropical), forma um dipolo entre os trópicos e médias latitudes, o Dipolo do Atlântico Sul (SAD) também conhecido por Dipolo Subtropical do Atlântico Sul (SASD). Bombardi et al. (2013), buscando relações entre o SAD e a precipitação diária encontrou que em eventos onde a TSM em médias latitudes apresenta anomalias positivas tem-se um favorecimento de precipitação ao longo de uma banda orientada de noroeste-sudeste, lembrando o padrão ZCAS de verão, observado em outras estações do ano também. Isto pode ser atribuído ao favorecimento de atividade de transientes como ciclones e frentes que conseguem atingir latitudes mais baixas, explicando assim as anomalias positivas de precipitação ao longo dessa banda e sobre a Região Sudeste do país.

Almeida et al. (2007) estudando a evolução temporal da covariabilidade entre as TSMs do Atlântico Sul e a precipitação continental para o verão austral, concluiu que a ZCAS é intensificada por anomalias positivas de TSM no começo da estação de verão deslocando-se para norte, acompanhada de um resfriamento das TSMs anteriormente positivas. Chaves e Nobre (2004) através de experimentos com modelos de circulação atmosférica e oceânica, descrevem tal mecanismo como um feedback negativo entre a ZCAS e o campo de TSM subjacente. A intensificação da ZCAS leva a uma redução de radiação de onda curta diminuindo a anomalia positiva de TSM.

Taschetto e Wainer (2008) através de experimentos com GCMs, estudando a variação da TSM do Atlântico Sul com a precipitação continental, sugerem que a TSM do Atlântico Sul é mais importante que o modo ENOS (El Niño Oscilação Sul) na posição da ZCAS sobre a costa sudoeste do Brasil durante a estação de verão, porém em sua componente oceânica é mais influenciada pelo modo ENOS, via propagação de trens de ondas de Rossby, como Carvalho et al. (2002) sugerem.

Contudo a posição da ZCAS não pode ser associada unicamente a TSM ou a eventos ENOS, diversos estudos relatam a conexão entre a ZCAS e a ZCPS (Zona de Convergência do Pacífico Sul) seja utilizando análise de dados observacionais (Casarin e Kousky, 1986), como também simulações numéricas com modelos barotrópicos (Ambrizzi et al. 1994) e modelos baroclínicos (Ambrizzi e Hoskins, 1997).

Jorgetti et al. (2014) usando dados de TSM e OLR (radiação de onda longa) mostram que em casos onde a ZCAS está posicionada mais a norte, anomalias de vento zonal de leste são observadas em baixos níveis e em casos onde a ZCAS está posicionada mais a sul o contrário é observado, coerente com as fases de monção ativa e inativa respectivamente. Os autores atribuem a

formação dessa circulação ao resfriamento e aquecimento da TSM no Oceano Atlântico subtropical, onde sugerem que anomalias frias causam um aumento no gradiente de temperatura entre o continente e o oceano favorecendo um fluxo de leste em baixos níveis no sudoeste do Brasil, não favorecendo a formação da ZCAS mais a norte.

Rodrigues e Woolings (2017) estudando relações entre bloqueios atmosféricos na costa da América do Sul e precipitação para os últimos 30 anos, mostram que em períodos onde há maior ocorrência de fluxo bloqueado, são observados menos eventos de ZCAS e mais eventos extremos de anomalias positivas de TSM subtropical, especificamente entre a costa da Argentina e Uruguai. Porém atribuem a alta frequência de fluxo bloqueado a propagação de ondas de Rossby vindas do Oceano Pacífico, possivelmente geradas da Oscilação de Madden Julian (Carvalho et al. 2002; Rodrigues e Woolings 2017).

Estudos paleoclimáticos mostram que o sistema de monção, incluindo a ZCAS, sofreu grande variabilidade, ora se intensificando, como na Pequena Idade do Gelo, e ora se enfraquecendo, como no Anomalia Climática Medieval (Vuille et al. 2012). Porém a distribuição espacial da precipitação nesses períodos de grande variabilidade não foi uniforme (Novello et al. 2018). Em escalas de tempo mais longas Robertson e Mechoso (2000) identificaram uma circulação em altos níveis nos Andes que acompanha intensificações e enfraquecimentos da ZCAS. Tais variações estão acopladas ao dipolo de TSM do Atlântico Subtropical em ciclos de 15 anos.

1.1 Objetivos

Diversos estudos, já haviam analisado a variabilidade da TSM do Oceano Atlântico Sul e da precipitação continental da América do Sul em escalas de tempo variando de pântadas, sazonal e decadal, porém com amostras menores que 50 anos, devido à falta de dados observados e de reanálises no Hemisfério Sul na época em que foram publicados. Com o advento de novos produtos como as reanálises do século XX da NOAA (20th Century Reanalysis, Compo et al. 2011) e do ECMWF: ERA-20C (Poli et al. 2016), ERA-20CM (Hersbasch et al. 2015) e CERA-20C (Lalloyaux et al. 2018), tornou-se possível estudar variabilidades climáticas que abrangem um longo período. Por conseguinte, este trabalho tem como objetivos:

- Estudar a variabilidade da TSM do Oceano Atlântico Sul e da precipitação na América do Sul, no período de 1901 a 2010, utilizando dados das reanálises centenárias.
- Estudar a correlação entre o índice de TSM (dipolo do Atlântico Sul) e a precipitação continental na América do Sul, no período de 1901 a 2010.

- Verificar qual reanálise centenária (ERA-20C, ERA20CM, CERA20C e NOAA-20CR) representa melhor a precipitação sobre a América do Sul.
- Calcular composições das anomalias de precipitação na América do Sul durante diferentes eventos do dipolo do Atlântico Sul no período de 1901 a 2010 nas escalas de tempo: multidecadal, decadal, sazonal, mensal e diária.
- Calcular o índice de larga escala para o sistema de monções da América do Sul (large-scale index for South America Monsoon – LISAM), utilizando dados das reanálises centenárias, durante o período de 1901 a 2010.
- Verificar mudanças de regime no padrão médio da precipitação durante as estações chuvosa e seca, utilizando dados das reanálises centenárias, durante o período de 1901 a 2010.

1.2 Fundamentação teórica

1.2.1 Dipolo do Atlântico Sul

Segundo Venegas et al. (1997), o modo dominante de variabilidade acoplada sobre o Oceano e a atmosfera é conhecido como dipolo do Atlântico Sul e pode ser caracterizado como um padrão espacial de dois polos entre as anomalias de TSM no Oceano Atlântico Sul, com um polo localizado na região tropical e o outro na região extratropical do Oceano Atlântico Sul. A fase positiva (negativa) do dipolo do Atlântico Sul é caracterizada por anomalias positivas (negativas) de TSM no polo tropical e negativas (positivas) no extratropical.

O dipolo do Atlântico Sul pode ser determinado pelo método da decomposição em valores singulares (SVD) entre a TSM e a pressão ao nível médio do mar, obtendo-se como resultado a variabilidade acoplada entre o oceano e atmosfera (Venegas et al. 1997; Haarsma et al. 2003; Sterl e Hazeleger 2003; Nnamchi et al. 2011; Bombardi et al. 2013).

Estudos mostram que o padrão dipolo do Atlântico Sul está presente no segundo modo da EOF aplicada nas anomalias de TSM no Oceano Atlântico Sul: Sterl e Hazeleger (2003) calcularam uma variância explicada de 16,694 % na EOF-2 dos dados de TSM da reanálise do NCEP/NCAR (Kalnay et al. 1996) no período de 1949 a 2000; Nnamchi et al. (2011) encontraram uma variância

explicada de 13,2 % para os dados de TSM do HadISST (Rayner et al. 2006) no período de 1950 a 2006 e de 13,7 % com os dados do NOAA ERSST (Smith et al. 2008) no período de 1950 a 2008.

Sterl e Hazeleger (2003) utilizaram a técnica estatística SVD para definir o ciclo de vida do dipolo do Atlântico Sul, dessa forma, chegaram à conclusão de que durante seis meses ocorre o fortalecimento, pico e enfraquecimento, sendo que foi utilizado um exemplo de um evento negativo de dipolo, sem especificar de quais meses estariam presentes as fases do dipolo, preocupando-se apenas com o período de duração do dipolo do Atlântico sul, conforme figura 1.

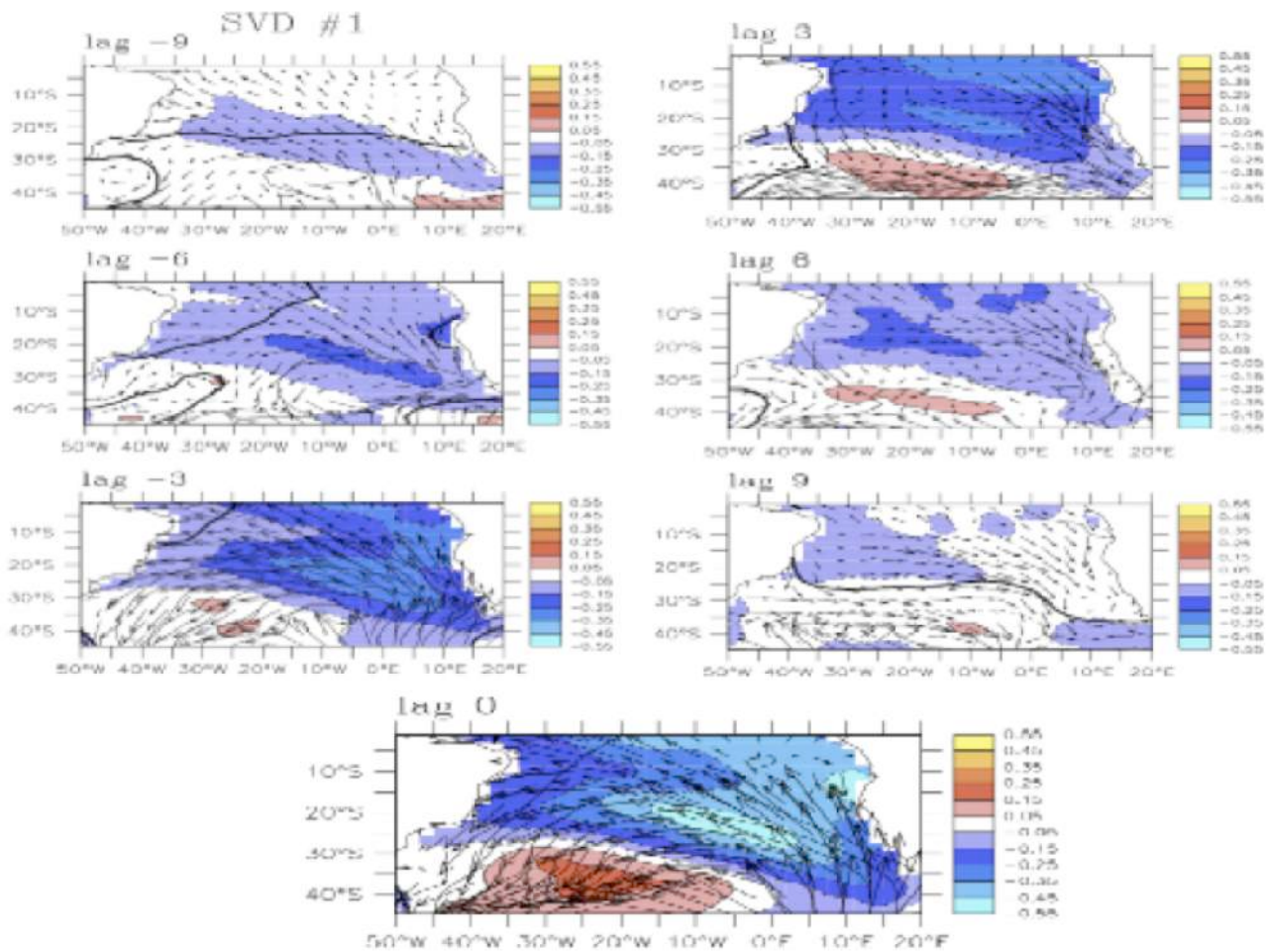


Figura 1 - Ciclo de vida do Dipolo do Atlântico Sul. Fonte: Sterl e Hazeleger (2003, p. 12)

Nnamchi et al. (2011) calcularam o fenômeno dipolo através da diferença entre as anomalias de TSM em dois locais do Oceano Atlântico Sul, o polo nordeste (NEP), localizado entre as latitudes 0°S e 15°S e longitudes 10°E e 20°W, e o polo sudoeste (SWP), localizado entre as latitudes 25°S e 40°S e longitudes 10°W e 40°W, a correlação encontrada entre o método de Nnamchi et al. (2011) e a SVD entre TSM e pressão ao nível médio do mar para o cálculo do dipolo foi de 0,93, assim sendo o SAODI mostrou ser um índice eficaz para mensurar o dipolo do Atlântico Sul.

Nnamchi et al. (2011) definiram um ciclo de vida de oito meses para o dipolo do Atlântico

Sul: entre março e abril, anomalias positivas de TSM surgem na costa da Angola e anomalias negativas na costa da Argentina, ventos anômalos de superfície se propagam em direção ao norte, partindo do polo SWP; entre maio e junho, ocorre um rápido crescimento da polaridade entre o NEP e o SWP, aumentando a intensidade dos ventos que emanam do SWP e convergem no NEP; entre julho e agosto, os padrões do dipolo se intensificam e ocorre o pico do índice SAODI; entre setembro e outubro, ocorre o enfraquecimento do padrão dipolo, a descrição do ciclo de vida foi realizada para eventos positivos de dipolo, sendo que Nnamchi et al. (2011) chegaram à conclusão que a fase mais intensa ocorre durante o inverno austral, conforme figura 2.

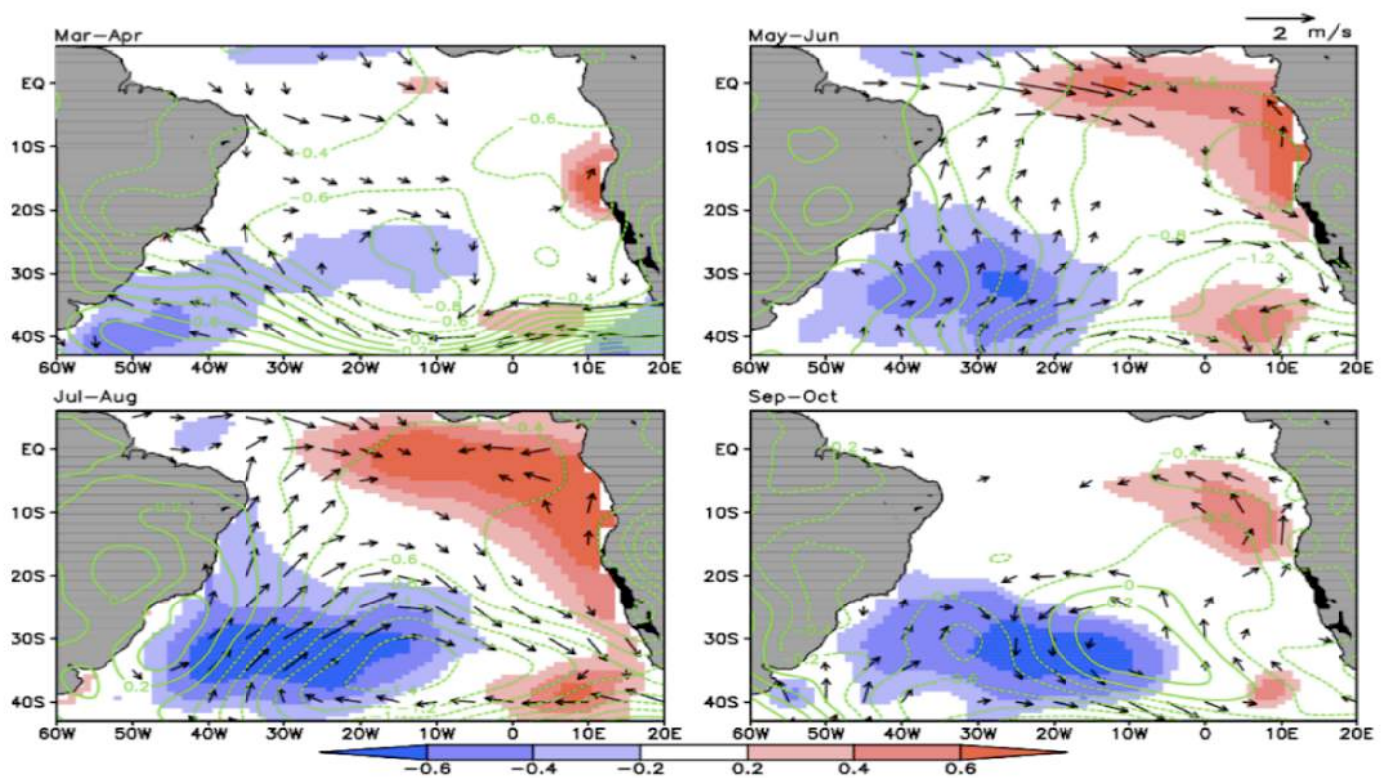
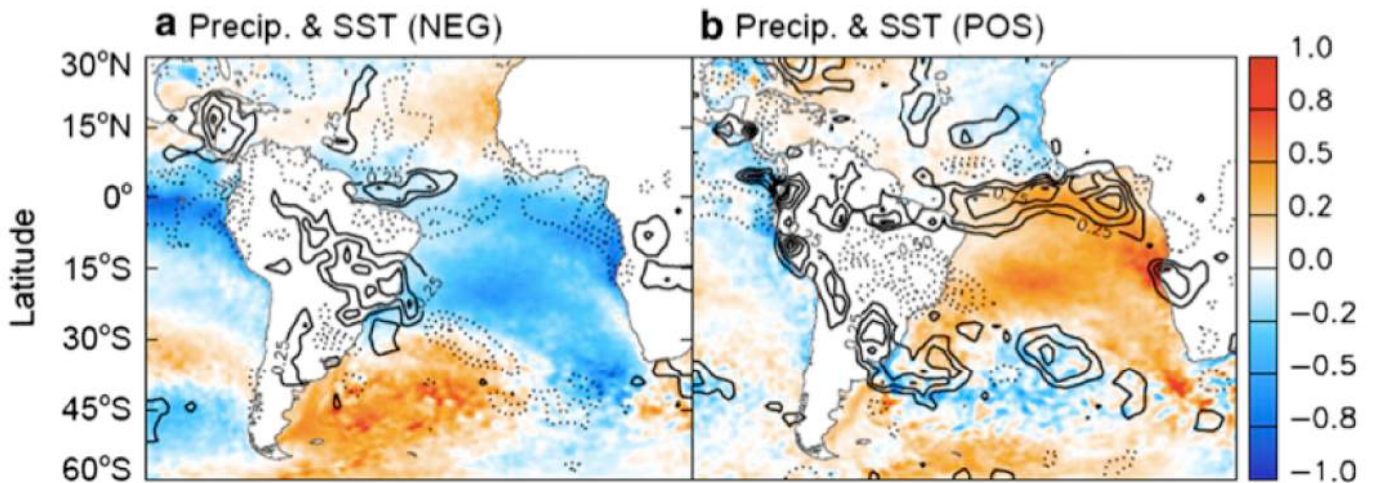


Figura 2 – Ciclo de vida do Dipolo do Atlântico Sul. Fonte: Nnamchi et al. (2011, p. 11)

Morioka et al. (2011) denominaram o dipolo do Atlântico Sul como dipolo subtropical do Atlântico (SASD), sendo o modo dominante da variabilidade interanual no Oceano atlântico Sul, orientado na direção nordeste-sudoeste e calculado pela diferença entre as anomalias da temperatura da superfície do mar nos polos nordeste (entre as longitudes 10° W a 30° W e latitudes 30° S e 40° S) e sudeste (entre as longitudes 0° W a 20° W e latitudes 15° S e 25° S). Diferente de outros trabalhos (Venegas et al. 1997; Sterl e Hazeleger 2003 e Nnamchi et al. 2011), Morioka et al. (2011) encontraram um padrão dipolo na primeira EOF da TSM do Atlântico Sul e não no segundo modo da EOF como obtido em diversos trabalhos. Eles também representaram o ciclo de vida do dipolo do Atlântico Sul através de composições sazonais de anomalias de TSM, onde durante eventos

observadas anomalias negativas de precipitação na Região Sudeste da América do Sul e positivas no norte e nordeste da América do Sul.



contorno pontilhados (a) eventos positivos e (b) eventos negativos de dipolo do Atlântico Sul. As regiões coloridas no oceano representam as anomalias de TSM. Fonte: adaptado de Bombardi et al. (2013, p. 6)

Pezzi e Cavalcanti (2001) analisaram a precipitação na América do Sul, com ênfase na estação chuvosa da Região Nordeste brasileira, durante episódios de ENOS em diferentes fases do dipolo do Atlântico e obtiveram como resultado: eventos de dipolo positivo e El Niño acarretam em condições de seca para a Região Nordeste brasileira; casos de dipolo negativo e El Niño ocorrem chuvas acima do normal na porção norte da Região Nordeste brasileira; em episódios negativos de dipolo e La Niña foram observadas anomalias positivas de precipitação sobre a Região Nordeste brasileira e em situações de dipolo positivo e La Niña foram observadas anomalias negativas de precipitação.

1.2.2 O Sistema de Monções na América do Sul

Derivado da palavra árabe *mausim*, que significa estação, o vocábulo monções denomina as inversões sazonais de grande escala no regime de ventos.

Gan et al. (2016) qualificaram a circulação integrante do sistema de monção como sendo um fenômeno de larga escala em que ocorre a inversão dos ventos em baixos níveis na mudança entre as estações inverno e verão. Pode-se classificar a circulação de uma área como de monção quando estão presentes reversões sazonais na direção do vento com o consequente aparecimento de verões chuvosos e invernos secos (Vuille et al. 2012). Moran e Morgan (1986) e Gan et al. (2016) definiram como fator preponderante para a formação da circulação de monção a diferença térmica entre os continentes e o oceanos.

O Sistema de Monções na América do Sul foi discutido por Zhou e Lau em 1998, sendo

dividido sazonalmente em cinco fases: pré-moção (outubro a novembro); desenvolvimento da monção (novembro a dezembro); maturação da monção (dezembro a fevereiro); enfraquecimento da monção (fevereiro a março) e pós-moção (março a abril). Embora não ocorra uma acentuada reversão dos ventos sobre a América do Sul, como no exemplo da monção asiática, é possível identificar a reversão característica de um sistema de monções com a remoção da média anual dos ventos (Zhou e Lau, 1998).

Observando as diversas características do sistema de monções na América do Sul, pode-se perceber que ocorre um acoplamento entre altos e baixos níveis. Esse acoplamento foi estudado por Mechoso et al. (2005), onde foi ilustrada uma representação da estrutura do jato de baixos níveis a leste da Cordilheira dos Andes, a convecção relativa à atividade monçônica na região do Brasil central e o ar descendente a oeste dos andes.

Existem vários estudos que investigaram o ciclo de vida dos sistemas de monções, objetivando determinar o início, duração e término das monções. Por exemplo, Horel et al. (1989) utilizaram a radiação de onda longa emergente como um índice para a precipitação e convecção, servindo como um valor de base para identificação do início e término da estação chuvosa.

Liebmann e Marengo (2001) sugeriram um método baseado no aumento das anomalias sazonais de precipitação com a remoção do ciclo anual entre duas estações secas, de acordo com esse método a estação chuvosa inicia-se com o aumento de anomalias positivas e termina quando essas anomalias se tornam negativas. Bombardi et al. (2013) aplicaram essa metodologia em dados de pântadas do Global Precipitation Climatology Project (GPCP) e encontraram que o início das monções sobre o Brasil estava compreendido entre meados de outubro e início de novembro.

Gan et al. (2004) definiram o início (término) da estação chuvosa como a data em que a chuva alcançasse valores acima (abaixo) de 4 mm/dia por pelo menos 75 % das pântadas subsequentes e a primeira ocorrência de ventos de oeste (leste) em 850 hPa em 60° W e entre 10° a 20° S. Gan et al. (2005) investigaram quatro índices para determinar o início, fim e as variações intra-sazonais do sistema de monções na América do Sul.

1.2.3 O fenômeno El Niño Oscilação Sul

O ENOS é um fenômeno acoplado entre oceano e atmosfera que afeta a circulação global definido pelo aquecimento e resfriamento das águas do Oceano Pacífico Equatorial, sendo dividido nas fases positiva (El Niño), negativa (La Niña) e neutra (anos sem episódios de El Niño ou La Niña). As fases positiva e negativa referem-se às anomalias na TSM no Pacífico equatorial. Durante o El Niño, ocorrem anomalias positivas de TSM, sendo essas anomalias negativas na ocorrência da La Niña.

A definição de intensidade e classificação dos eventos ENOS pode ser feita através de

índices climáticos, como o índice Niño oceânico (ONI), índice de oscilação sul (SOI), os índices Niño (Niño 1+2, Niño 3.4, Niño 3, Niño 4) e o multivariate ENSO index (MEI). O índice Niño oceânico é definido pelas anomalias de TSM na região do Niño 3.4; o SOI é calculado pela diferença de pressão atmosférica ao nível do mar entre duas estações distintas: Taiti e Darwin; os índices nomeados Niño são definidos através de anomalias de TSM médias em diferentes regiões do Pacífico equatorial e o índice MEI é calculado pela função ortogonal empírica (EOF) combinada de cinco variáveis (pressão ao nível médio do mar, temperatura da superfície do mar, vento zonal e meridional e radiação de onda longa).

A oscilação sul possui um papel relevante na variabilidade climática interanual, sendo essa oscilação determinada por flutuações na pressão atmosférica ao nível do mar nos trópicos, chuvas de monção e circulação no inverno sobre a América do Norte e outras partes da região extratropical. Embora os meteorologistas tenham conhecimento da oscilação do sul desde a década de 30, sua relação com o fenômeno oceânico El Niño não foi reconhecida até o final dos anos 60, e uma compreensão teórica dessas relações só começou a surgir por volta dos anos 80 (Rasmusson e Wallace, 1983).

A fase negativa da oscilação sul ocorre durante os episódios de El Niño e refere-se à situação em que a pressão atmosférica está abaixo da média no Taiti e acima da média em Darwin. Em contrapartida, a fase positiva da oscilação sul ocorre durante os episódios de La Niña, e refere-se à situação quando a pressão atmosférica está acima da média no Taiti e abaixo da média em Darwin.

Gray et al. (1992) sugeriram que o ciclo ENOS pode ser significativamente influenciado por tendências sutis na atividade convectiva tropical que ocorrem em associação com a Oscilação Quase-Bianual (QBO) do vento zonal e anomalias de temperatura na estratosfera equatorial.

A visão predominante do sinal climático atmosférico global associado ao El Niño Oscilação Sul é de uma resposta linear, porém devido às assimetrias zonais das TSMs climatológicas, mesmo pequenos desvios da temperatura do mar em relação ao seu valor climatológico podem provocar grandes desvios de precipitação na borda das áreas aquecidas do Pacífico Oeste, assim sendo a componente não linear deve ser considerada (Hoerling et al., 1997).

A ação humana foi atribuída a crescente alteração de ocorrências de episódios ENOS, conforme verificado por Yeh et al. (2009). No entanto, as mudanças de frequência do tipo ENOS observadas desde a década de 1990 podem fazer parte de um ciclo natural (McPhaden et al., 2011; Newman et al., 2011; Yeh et al., 2009). Com relação às mudanças em outras características da variabilidade do ENOS, existe uma grande dificuldade em separar o sinal antropogênico da variabilidade natural do sistema climático, já que o registro instrumental cobre um período inferior a 150 anos, que é muito breve para caracterizar com segurança o longo período, magnitude e

duração do ENOS, bem como esse período de 150 anos não foi suficiente para abordar adequadamente a questão de quais mecanismos podem estar impulsionando essas mudanças (Timmermann et al., 2010). Pesquisas na área de modelagem sugerem que são necessários 500 anos para analisar toda a variação natural do ENOS (Wittenberg, 2009).

Segundo Grimm et al. (2000) o ENOS é o principal modo de variabilidade acoplada que atua na América do Sul na escala de tempo interanual, ocasionando anomalias de precipitação no continente associadas ao El Niño e La Niña. Assim sendo, no presente trabalho serão calculadas as anomalias de precipitação na América do Sul durante a fase neutra do ENOS, com o intuito de avaliar a influência do dipolo do Atlântico Sul sem a atuação do ENOS.

Capítulo II

Dados e Metodologia

2.1 Dados

Durante o século XX, o sistema de observações de dados evoluiu acentuadamente. Dados observados de vento, pressão e TSM estiveram disponíveis durante todo o século, porém a sua distribuição possuía um grande espaçamento na maior parte do período, principalmente no início do século. Então, com o intuito de preencher essa falta de dados e aumentar a confiabilidade no conhecimento de fenômenos atmosféricos do passado, diversos centros de análise do tempo vem oferecendo dados de reanálise, que são séries de dados obtidos por uma reconstrução da atmosfera realizada por um modelo atmosférico (Hersbasch et al. 2015).

Os dados de reanálise atmosférica são disponibilizados em formato .grib ou .nc NetCDF (Network Common Data Form). No presente trabalho foram analisadas as reanálises centenárias ERA20-CM, ERA-20C, CERA-20C e NOAA-20CR no formato NetCDF. Foram utilizados dados mensais e diários de precipitação e temperatura da superfície do mar; dados mensais de umidade específica, ventos zonal e meridional, temperatura em 850 hPa.

Os dados foram analisados em três áreas de estudo: área de cálculo do índice do dipolo do Atlântico Sul (Figura 5); área de cálculo do LISAM (Figura 6) e área de análise da precipitação na América do Sul (Figura 7).

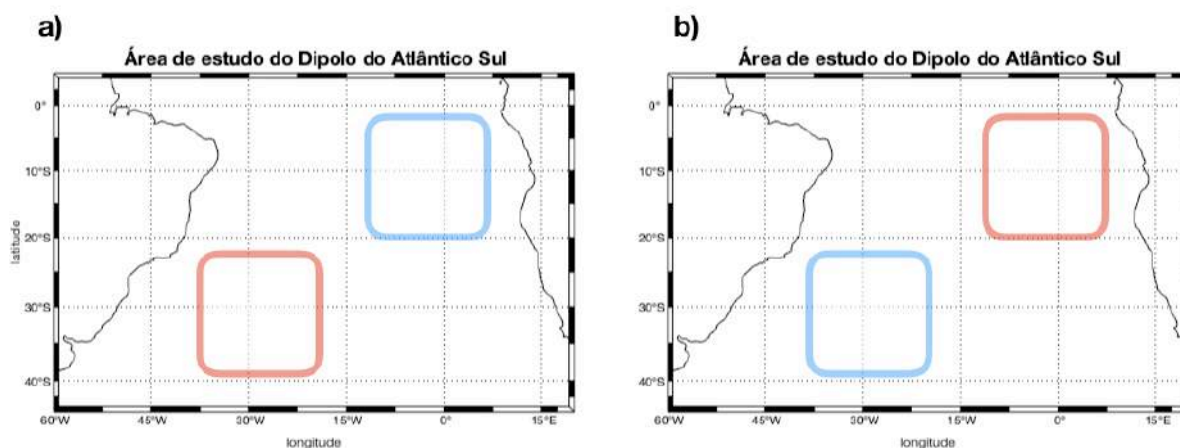


Figura 5 – Área utilizada para cálculo do índice do Dipolo do Atlântico Sul, localizada entre as latitudes 45° S e 5° N e longitudes 60° W e 20° E. a) exemplo de episódios negativos de Dipolo do Atlântico Sul com anomalias negativas de TSM no polo tropical e positivas no polo extratropical. b) exemplo de episódios positivos de Dipolo do Atlântico Sul com anomalias positivas de TSM no polo tropical e positivas no polo extratropical.

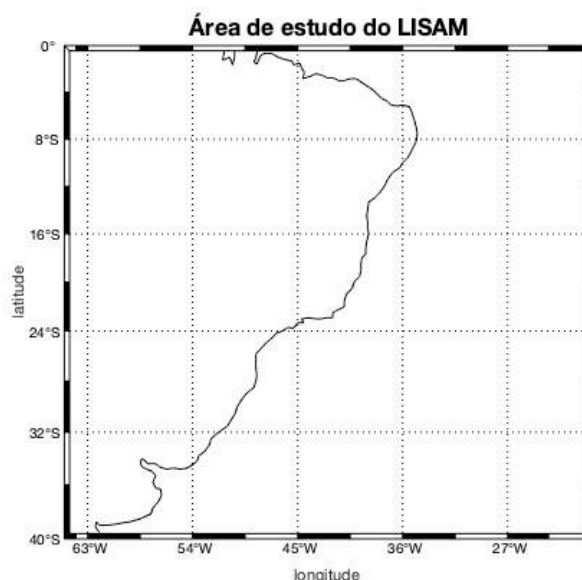


Figura 6 – Área utilizada para cálculo do índice do LISAM, localizada entre as latitudes 40° S a 0° e longitudes 65° W a 20° E

utilizada para

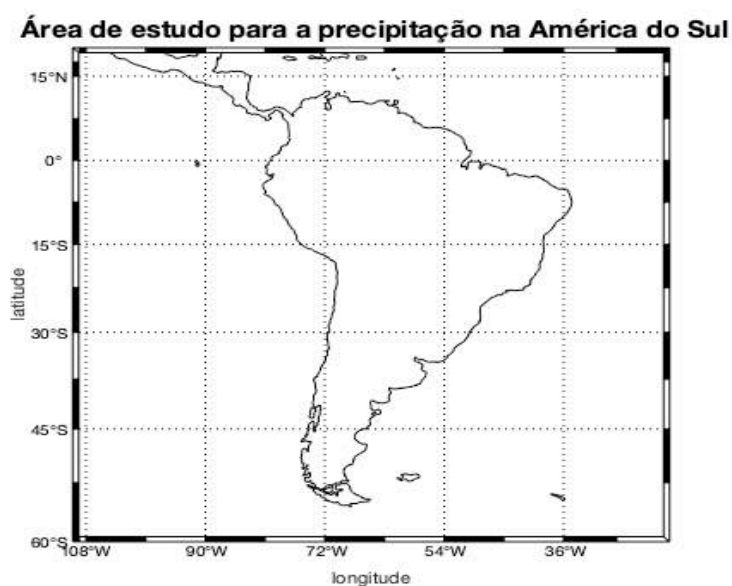


Figura 7 – Área utilizada para análises da precipitação continental na América do Sul, localizada entre as latitudes 60° S a 20° N e longitudes 110° W a 20° W

2.1.1 Descrição do conjunto de dados ERA-20CM

A reanálise centenária europeia ERA-20CM foi a primeira reanálise integrante do projeto ERA-CLIM do ECMWF, que possui o objetivo de aumentar a qualidade e consistência de dados climáticos por meio das reanálises globais (Hersbasch et al. 2015).

O período de abrangência da ERA-20CM é de 1899 a 2010. Na superfície oceânica cada membro da ERA-20CM utiliza dados provenientes do Met Office Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature dataset - HadISST (Titchner e Rayner 2014). ERA-20CM é uma variação do modelo de previsão atmosférica Cy38r1, um sistema que foi utilizado, operacionalmente, no ECMWF entre 19 de junho de 2012 e 25 de junho de 2013. O modelo possui uma resolução vertical

de 91 níveis e uma resolução horizontal de aproximadamente 125 Km (T159) (Hersbasch et al. 2015).

Os dados da reanálise ERA 20CM não são capazes de reproduzir situações sinóticas reais devido ao fato de nenhuma observação atmosférica ter sido assimilada. No entanto, a reanálise é capaz de fornecer uma estimativa estatística do clima. Toda a informação observacional foi incorporada nas condições de contorno do modelo. Estes foram responsáveis pela evolução da TSM, gelo marinho, ozônio, aerossóis e gases de efeito estufa, que incluem grandes eventos como erupções vulcânicas e o El Niño Oscilação Sul. Portanto, o ERA-20CM fornece uma boa referência para a variabilidade de baixa frequência da atmosfera para o século XX, e é bem adequado para projetar o aquecimento global (Hersbasch et al. 2015).

2.1.2 Descrição do conjunto de dados ERA-20C

A reanálise centenária europeia ERA-20C abrange o período de 1900 a 2010 e assimila dados observados de pressão na superfície e vento obtido de observações marítimas. Os dados de pressão na superfície são provenientes do International Surface Pressure Databank (ISPD, Cram et al. 2015) versão 3.2.6 e do International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS, Woodruff et al. 2011) versão 2.5.1, o ventos marítimos foram obtidos do ICOADS (Poli et al., 2016). Os dados de TSM são provenientes do Met Office Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature dataset (HadISST) versão 2.1.0.0 (Titchner e Rayner 2014).

O sistema de assimilação de dados e modelagem utilizado para criar a reanálise ERA-20C foi baseado no Integrated Forecast System (IFS cy38r1), o qual possui na sua configuração padrão um modelo de circulação geral atmosférico (AGCM). A configuração do modelo é idêntica a do ERA-20CM, com a única exceção do time step que foi reduzido de 1 hora para 30 minutos (Poli et al. 2016). O modelo possui uma resolução vertical de 91 níveis e uma resolução horizontal de aproximadamente 125 Km (T159), o produto final consiste de médias mensais a cada três horas de em todas as variáveis, as quais são geradas para o período de 1900 a 2010 (Poli et al. 2016).

Devido ao fato de assimilar dados observados de pressão na superfície e vento, espera-se que a reanálise ERA-20C apresente as características sinóticas mais próximas da realidade, em comparação à reanálise ERA-20CM, sendo que a ERA20-CM utiliza somente dados de saída de um modelo atmosférico e não assimila dados observados (Poli et al. 2016).

2.1.3 Descrição do conjunto de dados CERA-20C

A reanálise centenária europeia CERA-20C é uma reanálise acoplada entre o oceano e a atmosfera que tem o objetivo de reconstruir o tempo e o clima do passado da Terra, incluindo dados

da atmosfera, oceano, ondas e gelo marinho. O modelo dinâmico e o sistema de assimilação de dados foram, inicialmente, desenvolvidos para a previsão numérica do tempo e posteriormente modificados para considerar as forçantes radiativas e o sistema de observações. Com o intuito de limitar o impacto de alterações do sistema de observações durante o século XX, somente dados de observação de superfície convencionais foram utilizados (Laloyaux et al. 2018).

A reanálise CERA-20C abrange o período de 1901 a 2010 com foco na variabilidade climática de baixa frequência. Semelhante ao ERA-20C, as observações de superfície incluem pressões de superfície a partir do Banco de Dados do ISPDv3.2.6 (Cram et al. 2015) e ICOADSv2.5.1, ventos de superfície sobre os oceanos do ICOADSv2.5.1. Em contraste com o ERA-20C, o CERA-20C faz uso de um sistema de assimilação mais recente que utiliza simultaneamente observações atmosféricas e oceânicas em um modelo acoplado. O acoplamento oceano-atmosfera leva a um sistema mais equilibrado, sem as tendências nos fluxos de calor da superfície evidentes em produtos como o ERA-20C (Laloyaux et al. 2018).

Além disso, CERA-20C é baseada na técnica de Assimilação de Dados Ensemble que executa um conjunto de dez sistemas independentes de assimilação para representarem explicitamente erros nas observações e no modelo de previsão. As informações dos dez membros são usadas durante a assimilação para calcular um erro de segundo plano, que determina como distribuir as informações das observações no espaço. A técnica ensemble também visa fornecer uma indicação da confiança nos dados. Finalmente, o CERA-20C utiliza um sistema de previsão de modelo atualizado em comparação com o ERA-20C. Juntos, a estimativa de erros, o acoplamento e o modelo atualizado levam a uma melhora significativa na pontuação de habilidade de previsão do CERA-20C sobre o ERA-20C (Laloyaux et al. 2018).

Os dados atmosféricos do CERA20C estão numa grade horizontal de 125 Km com 91 níveis verticais, entre a superfície e 0,01hPa e os dados oceânicos estão numa grade horizontal de 110 Km e 42 níveis verticais (ECMWF). Antes de fazer o download do dado, no site do ECMWF, pode-se escolher uma resolução espacial que varia de $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ até $3^\circ \times 3^\circ$ de latitude por longitude, para este trabalho foi escolhida a resolução de $1^\circ \times 1^\circ$. A resolução temporal é de 3 horas (Laloyaux et al. 2018).

O CERA-20C foi produzido pelo modelo IFS (integrated forecast system) versão Cy41r2, que é aplicado em previsões de tempo sazonais, mensais e de médio prazo, também foram utilizadas as forçantes atmosféricas das versões finais das reanálises ERA-20CM e ERA-20C (ECMWF).

A interface ar-mar e os dados de TSM foram obtidos da base de dados do HadISST2, conjunto de dados produzido pelo Met Office Hadley Centre (Titchner e Rayner 2014). A reanálise CERA20C não assimila todo o sistema de observações do conjunto de dados, apenas as que possuam uma boa cobertura espacial e temporal durante todo o período.

2.1.4 Descrição do conjunto de dados NOAA-20CR

O projeto da reanálise do Século XX da NOAA (NOAA 20th Century Reanalysis V2c) faz parte de um esforço internacional para produzir um abrangente conjunto de dados de circulação atmosférica, assimilando apenas dados de pressão de superfície e usando temperatura da superfície do mar e distribuições de gelo marinho como condições de contorno (Compo et al. 2011).

A reanálise NOAA-20CR foi produzida pela National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) e pelo Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (CIRES), utilizando um modelo com uma resolução horizontal T62, vertical de 24 níveis de pressão, resolução temporal de seis horas e uma grade de 2°. A TSM utilizada como condição de contorno foi obtida do Met Office HadISST1.1 (Rayner et al. 2003), a pressão é proveniente do International Surface Pressure Databank (ISPD) e o período de abrangência da reanálise NOAA-20CR versão 2c é de 1851 a 2011 (Compo et al. 2011).

A reanálise NOAA-20CR utiliza um sistema de assimilação de dados com filtro Kalman por ensemble e uma nova versão do modelo NCEP para gerar campos com TSM interpoladas mensalmente e concentração de gelo marinho como condições de contorno (Compo et al. 2011).

A figura 8 apresenta uma comparação entre as reanálises ERA-20C, ERA20CM e NOAA-20CR (versão 2), tomando como base a variância explicada, apresentando as diferenças de porcentagem entre os anos de 1900 e 2010. Pode-se verificar um aumento das localidades em que os dados são gerados, nas reanálises ERA20C e NOAA20CR nota-se um elevado aumento na variabilidade explicada em latitudes médias, o que não ocorreu na reanálise ERA20CM, fato que pode ser justificado pelo aumento de dados assimilados nessas regiões (Poli et al. 2016).

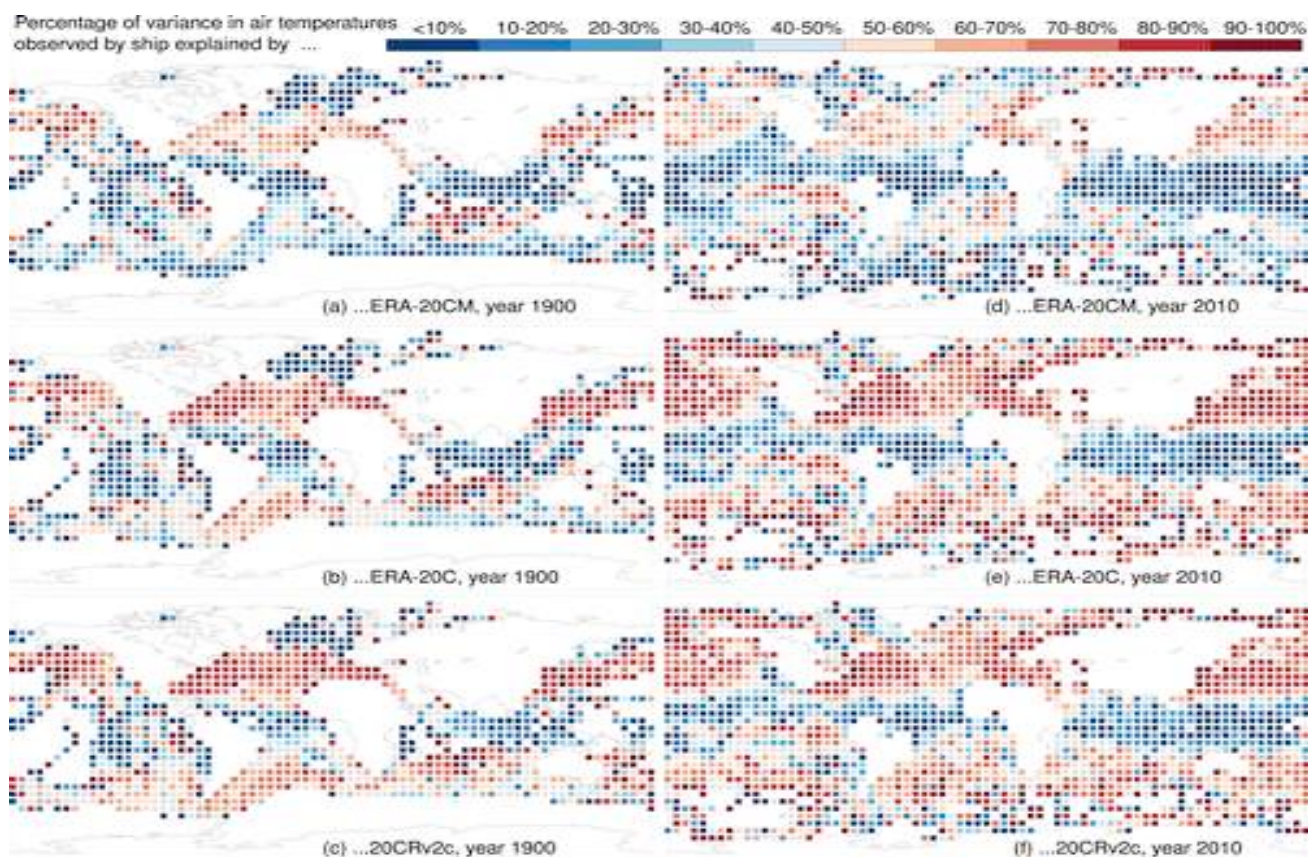


Figura 8 – As cores indicam a variância explicada de dados de temperatura do ar em 1900 (a,b,c) e em 2010 (d,e,f). (a), (d) ERA-20CM. (b),(e) ERA-20C. (c),(f) NOAA-20CR. Cada quadrado tem 5°X5° de latitude/longitude. Fonte: Poli et al. (2016, p. 4088)

Na tabela 1 consta um resumo das principais características das reanálises centenárias utilizadas nesse trabalho.

Tabela 1 – Resumo das principais características das reanálises centenárias

Reanálise	Organização	Cobertura temporal	Resolução horizontal	Método de assimilação	Banco de dados de TSM	Membros Ensemble
ERA-20C	ECMWF	1900 - 2010	T159 125Km	4D - Var	HadISST2.1.0.0	-
CERA-20C	ECMWF	1901 - 2010	T159 125Km	4D - Var	Modelo acoplado oceano-atmosfera	10
ERA-20CM	ECMWF	1900 - 2010	T159 125Km	-	HadISST2.1.0.0	10
NOAA-20CR	NOAA/CIRES	1871 - 2013	T162 210Km	Filtro Kalman Ensemble	HadISST1.1	56

Fonte: adaptado de Berntell et al. (2018, p. 2)

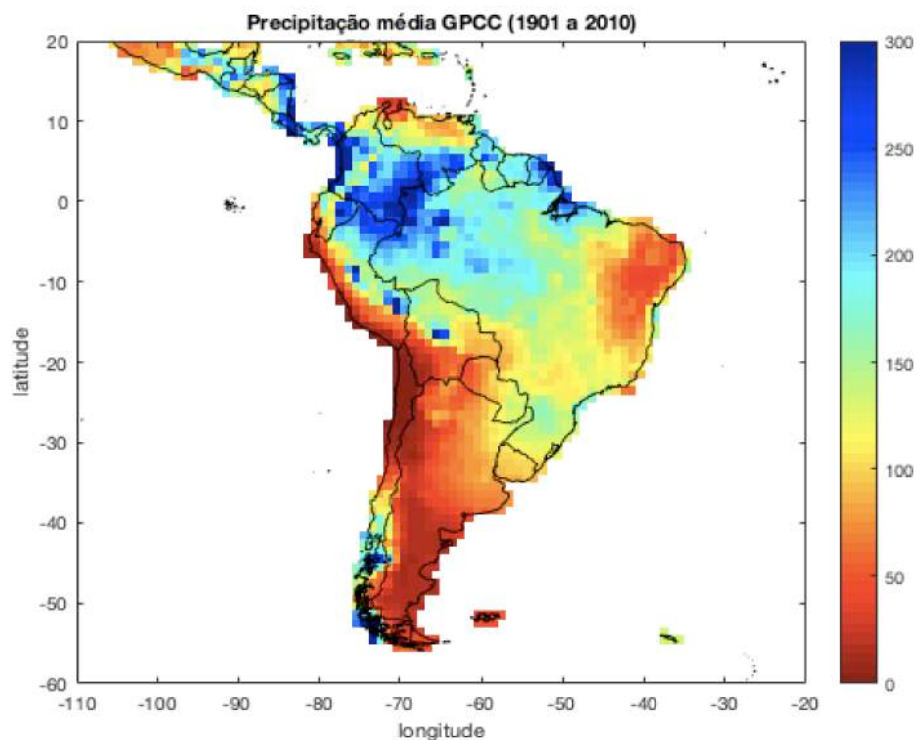
2.2 Validação de dados de precipitação

O Global Precipitation Climatology Center (GPCC) (Rudolf e Schneider 2005) é um banco

de dados baseado em precipitações obtidas através de observações de superfície, interpolado para uma grade 2,5° X 2,5° de resolução espacial. A concepção do GPCC foi devido a uma determinação da Organização Meteorológica Mundial em 1989, sendo que sua operação ficou por conta do Deutscher Wetterdienst (DWD, Serviço Nacional de Meteorologia da Alemanha), sendo composto por dados mensais de precipitação continental no período de 1901 a 2010 (Schneider et al. 2010). Neste trabalho, o GPCC será utilizado para validar os dados das reanálises centenárias do ECMWF e NOAA 20th Century Reanalysis v2c.

A validação dos dados das reanálises centenárias foi aplicada com a utilização de quatro critérios: comparação entre os padrões espaciais da precipitação média na América do Sul no período de 1901 a 2010, cálculo do coeficiente de correlação linear, cálculo da raiz do erro quadrático médio RMSE (root mean square) e cálculo do viés (bias).

Figura 9



Precipitação média dos dados GPCC (mm/mês), durante o período de 1901 a 2010

Os padrões espaciais da precipitação média (mm/mês) das reanálises centenárias, período de 1901 a 2010 (1320 meses), ficaram bem semelhantes ao padrão espacial dos dados do GPCC, embora ocorram algumas diferenças, por exemplo, os dados da NOAA-20CR apresentaram valores mais intensos de precipitação nas regiões sudeste, sul do Brasil e oeste da América do Sul.

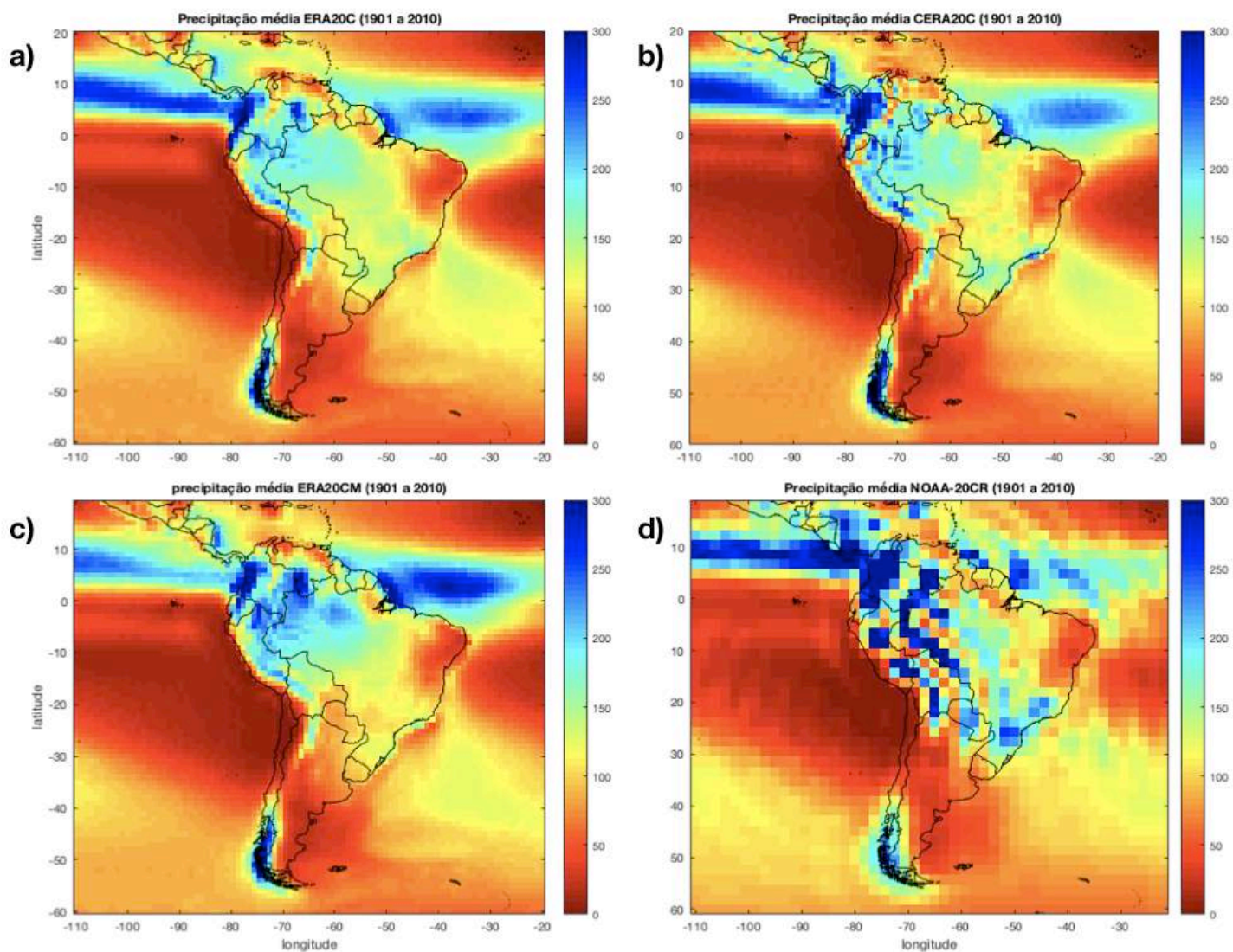


Figura 10 – Precipitação média das reanálises centenárias (mm/mês), durante o período de 1901 a 2010: a) ERA-20C, b) CERA-20C c) ERA-20CM e d) NOAA-20CR

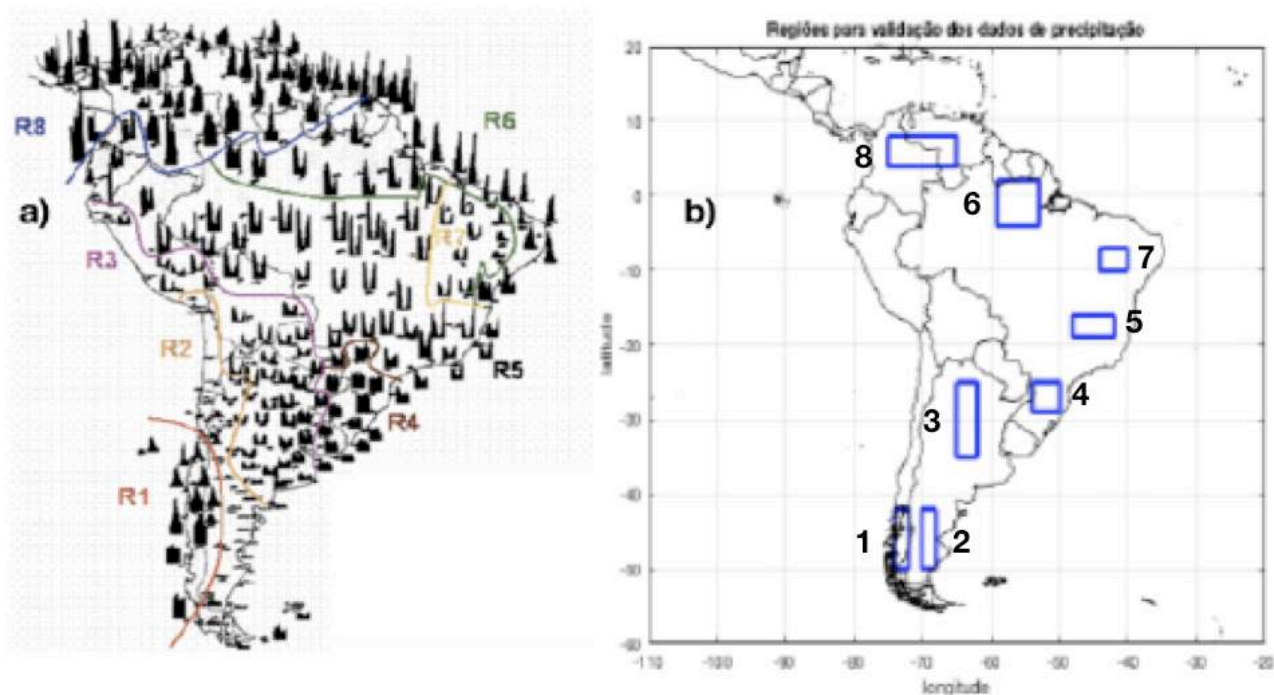


Figura 11 – a) Regimes de precipitação da América do Sul. Fonte: Reboita et al. (2010, p. 188) b) Regiões utilizadas para comparar os dados de precipitação das reanálises com os dados observados do GPCC. Cada retângulo se encontra dentro de uma das regiões com regimes de precipitações estabelecidos no artigo “Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica” Reboita et al. (2010)

Após a geração dos dados de precipitação média em cada retângulo da figura 11 (b), foram calculados o coeficiente de correlação linear, viés, raiz do erro médio quadrático - root mean square error, RMSE.

O coeficiente de correlação linear é uma medida da intensidade de associação entre duas variáveis analisadas, neste trabalho o conjunto de dados GPCC e as reanálises centenárias (Wilks, 2006).

Tabela 2 – Coeficiente de correlação linear entre os dados observados GPCC e as reanálises centenárias

Dados (região)	ERA-20CM	ERA-20C	CERA-20C	NOAA-20CR
GPCC (R1)	0.43	0.45	0.62	0.38
GPCC (R2)	0.30	0.46	0.61	0.15
GPCC (R3)	0.82	0.71	0.76	0.43
GPCC (R4)	0.26	0.48	0.51	0.36
GPCC (R5)	0.81	0.84	0.87	0.82
GPCC (R6)	0.76	0.82	0.79	0.66
GPCC (R7)	0.74	0.81	0.85	0.81
GPCC (R8)	0.94	0.91	0.91	0.59
Correlação linear média	0.63	0.68	0.74	0.52

O viés é uma metodologia estatística utilizada para medir a correspondência entre os valores estimados e os valores observados, pelo viés pode-se verificar se determinada variável observada

está sendo subestimada (viés negativo) ou superestimada (viés positivo) pelos dados previstos, quanto mais o viés se aproximar de zero melhor será a estimativa do parâmetro observado (Wilks, 2006).

Tabela 3 – Desvio médio mensal, viés (bias), entre a precipitação observada GPCC e as reanálises centenárias

Dados (região)	ERA-20CM	ERA-20C	CERA-20C	NOAA-20CR
GPCC (R1)	109.42	101.69	126,99	81.83
GPCC (R2)	19.83	17.19	9.98	81.75
GPCC (R3)	16.84	23.92	27.74	-25.73
GPCC (R4)	-27.46	-12.07	6.14	40.87
GPCC (R5)	-1.32	21.32	- 4.32	46.82
GPCC (R6)	-11.47	-42.05	-41.74	-46.72
GPCC (R7)	6.91	4.72	8.04	1.05
GPCC (R8)	7.31	-23.09	-27.11	99.15
Viés médio	15	11.45	13.21	34.88

A raiz do erro médio quadrático (root mean square error, RMSE) possui valores sempre positivos e mede a amplitude do erro, sendo utilizado na verificação da acurácia de valores previstos em relação ao observado (Wilks, 2006), quanto mais o RMSE se aproximar de zero melhor será a capacidade dos dados previstos de representar os dados observados.

Tabela 4 – RMSE (root mean square), entre a precipitação observada GPCC e as reanálises centenárias

Dados (região)	ERA-20CM	ERA-20C	CERA-20C	NOAA-20CR
GPCC (R1)	120.99	121.59	136.88	101.34
GPCC (R2)	24.51	22.84	15.05	85.35
GPCC (R3)	42.87	45.07	43.6	52.4
GPCC (R4)	73.79	67.36	60.32	96.67
GPCC (R5)	63.87	71.54	52.86	83.69
GPCC (R6)	67.71	72.98	76.19	90.62
GPCC (R7)	51.37	50.84	40.17	41.67
GPCC (R8)	50.64	52.3	55.48	153.5
RMSE médio	61.97	63.06	60.07	88.15

A reanálise CERA-20C apresentou os melhores valores de correlação linear na média das oito regiões, dentro de cada região a reanálise ERA-20CM representou melhor as regiões 3 e 8 e a reanálise ERA-20C representou melhor a região 6. A reanálise NOAA20CR apresentou os menores valores de correlação linear em grande parte das regiões e o pior valor médio de correlação linear em comparação com as outras reanálises.

As regiões mais ao norte exibiram os maiores valores de correlação linear, com algumas pequenas exceções, o que demonstra uma tendência das reanálises representarem de forma mais assertiva os dados na região tropical em comparação à região extratropical.

O viés médio das reanálises centenárias mostrou uma tendência de as reanálises

superestimarem os dados do GPCC, com exceção da região 6, dois casos nas regiões 4 e 8 e um caso na região 5. Os dados apresentaram os piores valores de viés na região 1 no extremo sul da América do Sul, exceto a reanálise NOAA20CR que demonstrou o pior resultado na região 8 (extremo norte da América do Sul). A reanálise ERA-20C obteve a melhor correspondência média em relação aos dados do GPCC, porém a reanálise ERA-20CM representou melhores resultados de viés em quatro regiões.

As reanálises europeias apresentaram erros próximos na representação das regiões e a reanálise NOAA20CR mostrou o maior erro médio entre as reanálises. A reanálise CERA-20C apresentou o menor valor de erro médio entre todas, sugerindo uma melhor capacidade de representar os dados de precipitação do GPCC. As reanálises obtiveram um valor elevado de RMSE na região 1, por outro lado, a região 2 foi melhor representada pelas reanálises europeias, com os menores erros dentre as regiões.

Analisando as tabelas 2, 3 e 4, utilizando os dados do GPCC como parâmetro de validação, pode-se concluir que os dados da reanálise CERA-20C representam melhor a precipitação na América do Sul e a reanálise centenária NOAA-20CR obteve os piores resultados nas análises estatísticas utilizadas. As regiões mais ao norte obtiveram maiores correlações lineares do que as regiões mais ao sul, mostrando uma melhor capacidade dos dados em representá-las.

2.3 Metodologia

2.3.1 Função Ortogonal Empírica (Empirical Orthogonal Function – EOF)

A EOF é uma técnica estatística multivariada que transforma linearmente um conjunto de variáveis em diversos conjuntos (modos), explicando uma parcela da variabilidade do conjunto inicial em cada modo, sendo que esta técnica também é conhecida como análise de componentes principais (Björnsson e Venegas, 1997). Neste trabalho, a EOF foi utilizada para calcular o índice Large-scale index for South America Monsoon (LISAM) e para estudar a variabilidade da precipitação na América do Sul e da TSM no Oceano Atlântico Sul.

O cálculo de uma EOF é realizado pelos seguintes procedimentos: cálculo da matriz de covariância; cálculo dos autovalores; cálculo dos autovetores; cálculo do z-scores e da variância explicada em cada modo da EOF.

2.3.2 Decomposição do Valor singular (Singular Value Decomposition – SVD)

O método SVD pode ser entendido como a decomposição de uma matriz retangular **A** em três matrizes: matriz ortogonal **U**, matriz diagonal **S** e na transposta de uma matriz ortogonal **V** (Björnsson e Venegas, 1997), conforme descrito na equação 1. Analogamente a EOF, os autovalores

estão representados na matriz S e os autovetores na matriz transposta de V .

$$A_{mn} = U_{mm} \times S_{mn} \times V_{nn}^t \quad (1)$$

A técnica SVD pode ser aplicada em dois conjuntos de dados de variáveis distintas e identifica pares de padrões espaciais acoplados, cada par explica uma fração da covariância entre as variáveis analisadas. Portanto, ao calcular a SVD entre duas variáveis, encontra-se a matriz de covariância cruzada entre essas variáveis (Björnsson e Venegas, 1997).

Neste trabalho, a SVD foi aplicada para calcular o índice Dipolo do Atlântico Sul, utilizando os dados de TSM e pressão ao nível médio do mar.

2.3.3 Cálculo do Índice Niño Oceânico (Ocean Niño Index - ONI)

O ONI é calculado pela National Oceanic Atmospheric Administration (NOAA) como um índice para diferenciar as fases do ENOS: El Niño (fase positiva), La Niña (fase negativa) e a fase neutra. A base de cálculo do ONI são as anomalias de TSM na região do Niño 3.4 (latitudes 5°S a 5°N e longitudes 120° a 170°W), sendo calculada uma média a cada três meses. De acordo com a NOAA, valores de ONI maiores que 0,5 são classificados como El Niño, menores que -0,5 como La Niña e entre -0,5 e 0,5 configuram a situação de ENOS neutro.

Nesta pesquisa, inicialmente foi feita uma comparação entre a série temporal gerada com os dados disponíveis no site da NOAA e outra série temporal gerada com os dados das reanálises centenárias ERA-20C, ERA20-CM, CERA-20C e NOAA-20CR, no período de 1950 a 2010, em virtude da NOAA disponibilizar dados a partir de 1950, sendo esse, um período menor que o de interesse desse trabalho.

Após validar a metodologia de cálculo do ONI no período de 1950 a 2010, foram geradas séries temporais do índice Niño oceânico para o período de 1901 a 2010. Neste trabalho, o cálculo do ONI foi utilizado para verificar as anomalias de precipitação na América do Sul durante os períodos neutros do ENOS, em diferentes fases do dipolo do Atlântico Sul.

As figuras 12, 13, 14 e 15 mostram proximidade entre os valores calculados pela metodologia deste trabalho, utilizando dados das reanálises centenárias, e os valores de ONI disponibilizados pela NOAA. Nos anos iniciais da análise, as diferenças foram maiores entre as reanálises e os dados da NOAA, principalmente no período de 1950 a 1970.

As principais diferenças entre as reanálises centenárias ERA-20C, ERA-20CM, CERA-20C e NOAA20CR e os dados da NOAA foram: as reanálises europeias apontaram uma La Niña em 1962, que não ocorreu; nenhuma reanálise europeia representou o El Niño que ocorreu no segundo

semestre de 1969; a reanálise ERA-20C não identificou a La Niña do segundo semestre de 1983; nenhuma das reanálises centenárias representou a La Niña que ocorreu entre outubro a abril dos anos de 2005 e 2006. De uma forma geral, os dados da reanálise NOAA20CR foram mais consistentes com os dados disponibilizados pelo Centro de Previsões Climáticas da NOAA.

Na figura 16 foi estendido o cálculo do ONI para o período de 1901 a 2010 e com base nesse gráfico serão calculadas as anomalias de precipitação durante períodos neutros de ENOS nas diferentes fases do Dipolo do Atlântico Sul. Nota-se a grande proximidades entre as reanálises durante o período de 1981 a 2010 e maior divergência entre 1901 a 1920.

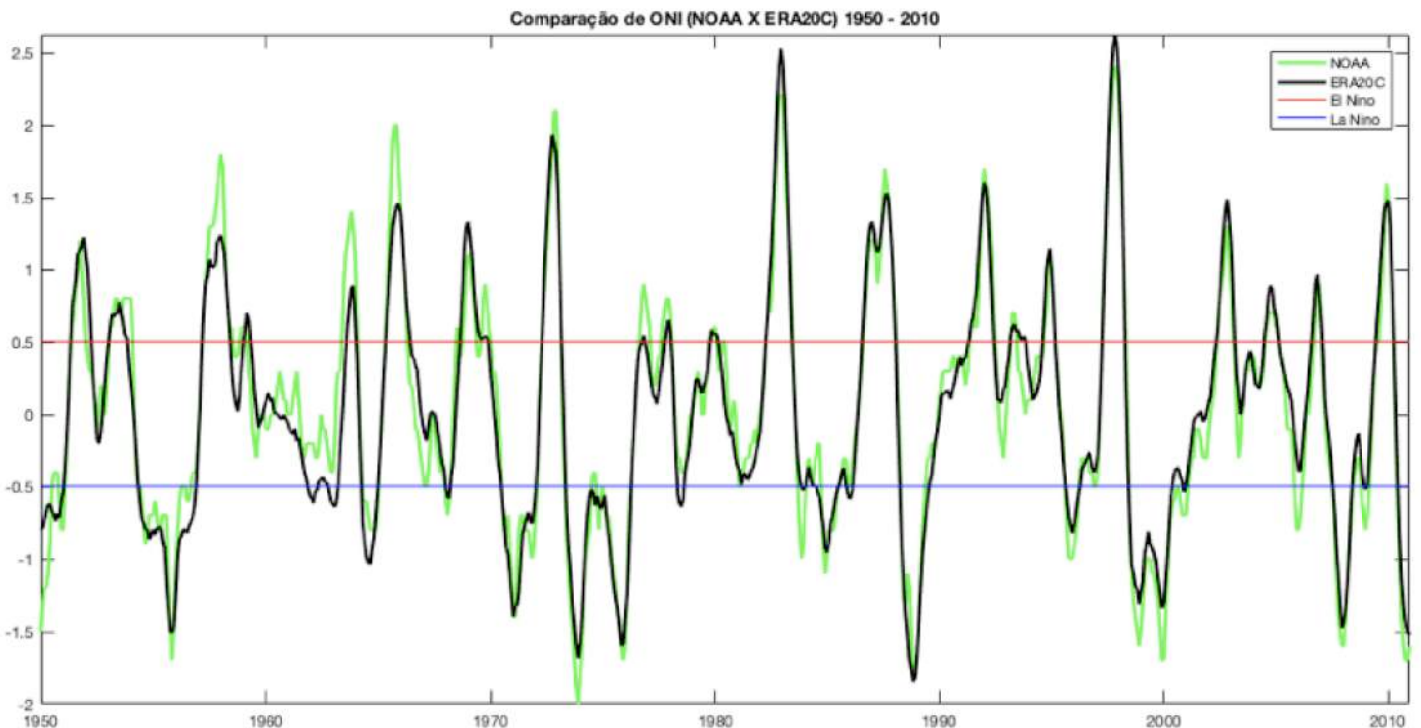


Figura 12 – Comparação entre os dados históricos do Índice Niño Oceânico da NOAA, em verde, com os dados da reanálise centenária ERA-20C, em preto. Os períodos acima da linha horizontal vermelha representam as ocorrências de El Niño e abaixo da linha azul representam as ocorrências de La Niña. O período varia de 1950 a 2010

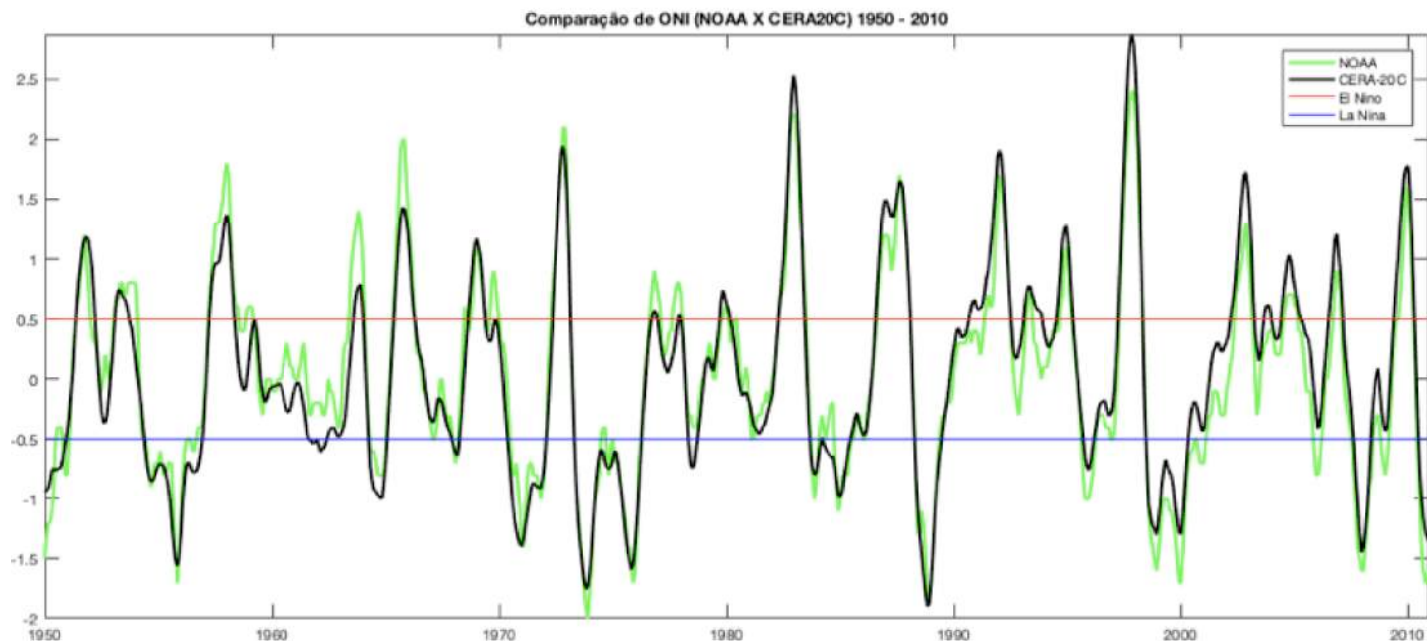


Figura 13 – Comparação entre os dados históricos do Índice Niño Oceânico da NOAA, em verde, com os dados da reanálise centenária CERA-20C, em preto. Os períodos acima da linha horizontal vermelha representam as ocorrências de El Niño e abaixo da linha azul representam as ocorrências de La Niña. O período varia de 1950 a 2010

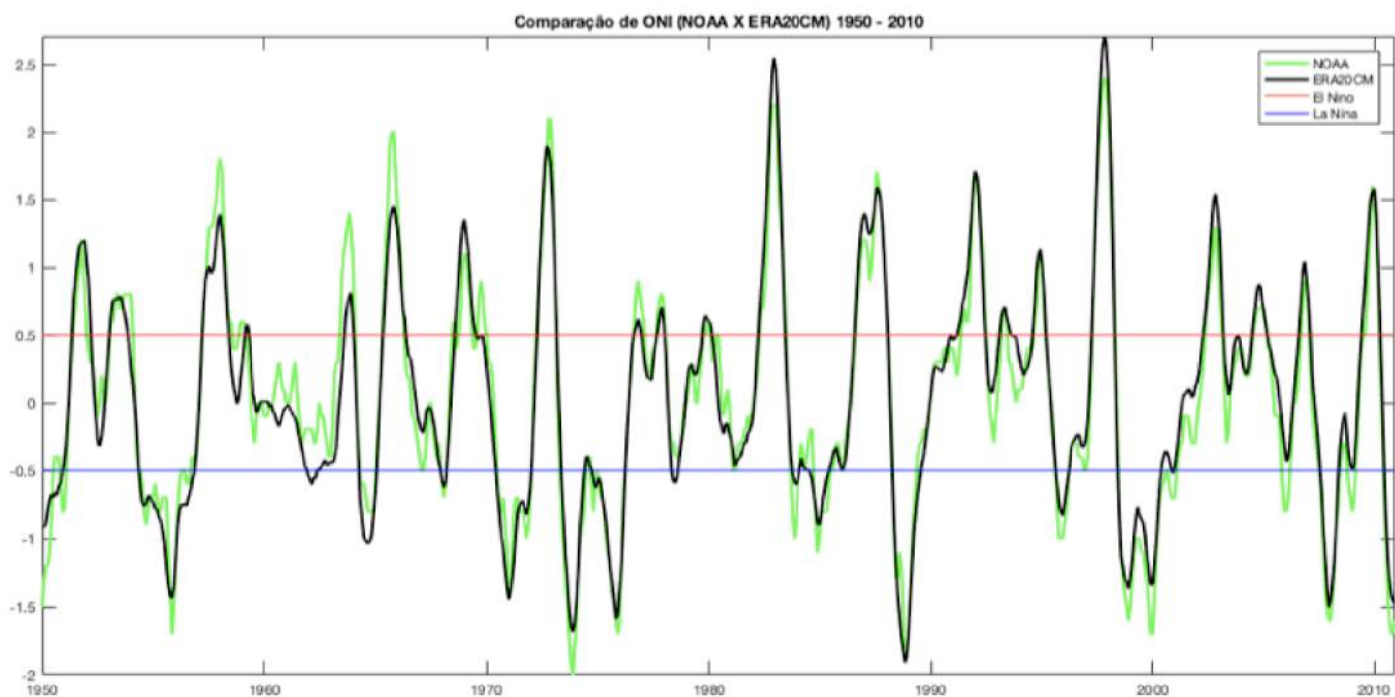


Figura 14 – Comparação entre os dados históricos do Índice Niño Oceânico da NOAA, em verde, com os dados da reanálise centenária ERA-20CM, em preto. Os períodos acima da linha horizontal vermelha representam as ocorrências de El Niño e abaixo da linha azul representam as ocorrências de La Niña. O período varia de 1950 a 2010

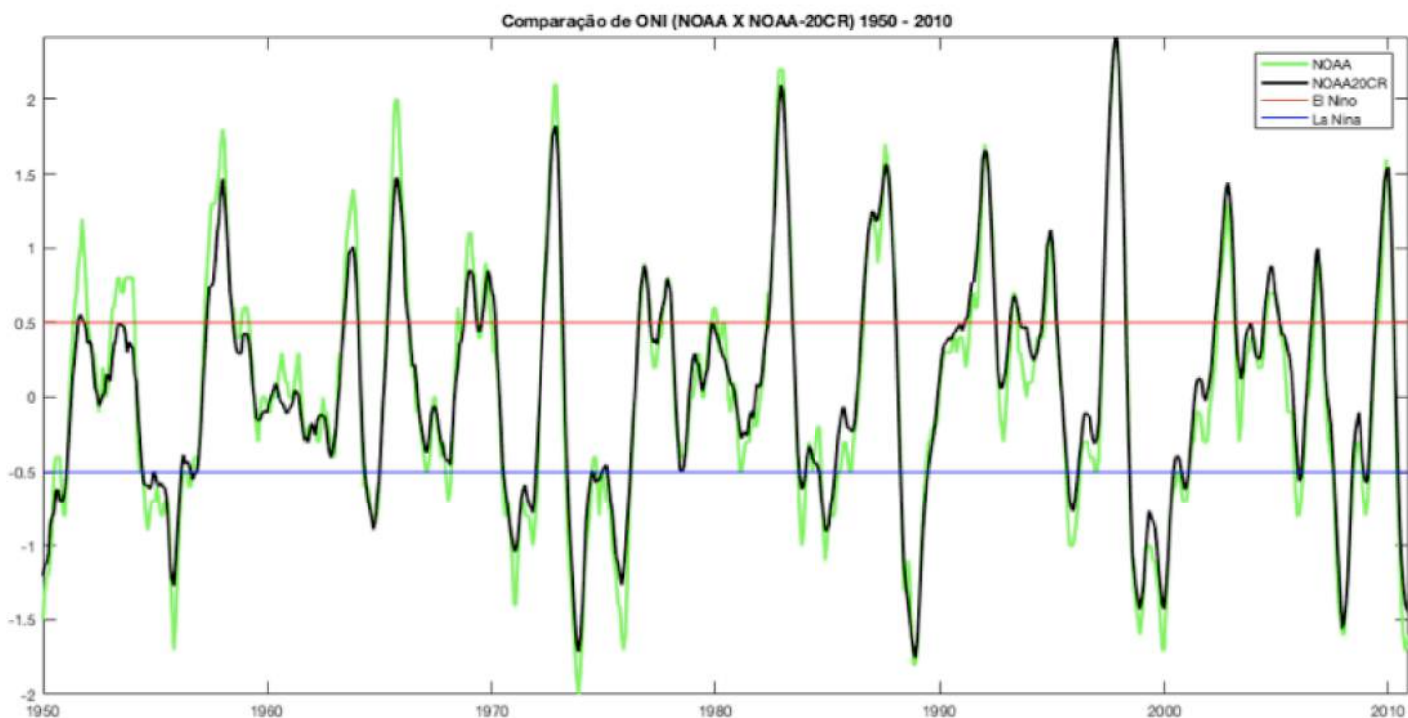


Figura 15 – Comparação entre os dados históricos do Índice Niño Oceânico da NOAA, em verde, com os dados da reanálise centenária NOAA-20CR, em preto. Os períodos acima da linha horizontal vermelha representam as ocorrências de El Niño e abaixo da linha azul representam as ocorrências de La Niña. O período varia de 1950 a 2010

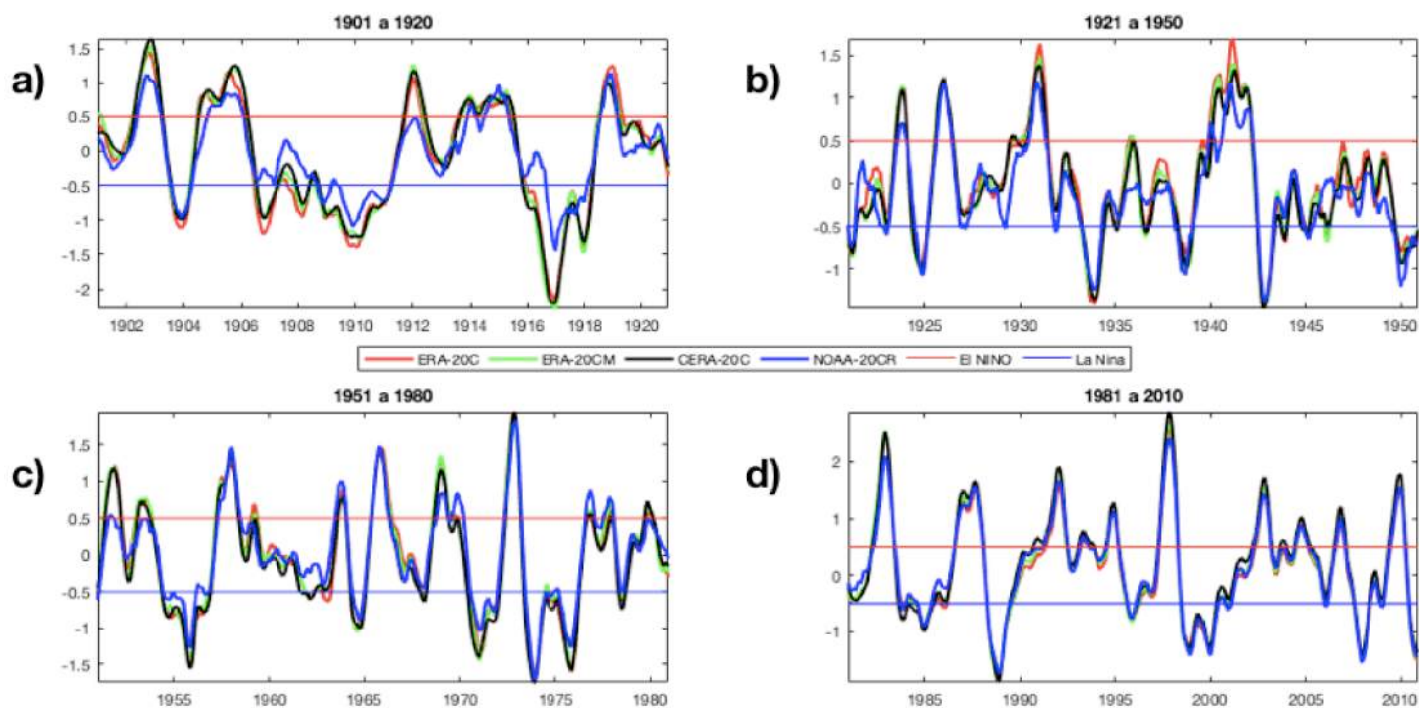


Figura 16 – Cálculo do Índice Niño Oceânico com dados das reanálises centenárias ERA-20C (vermelho), ERA-20CM (verde), CERA-20C (preto), NOAA-20CR (azul) nos períodos a) 1901 a 1920, b) 1921 a 1950, c) 1951 a 1980 e d) 1981 a 2010. Os valores acima da linha horizontal vermelha representam as ocorrências de El Niño e abaixo da linha azul representam as ocorrências de La Niña.

2.3.4 Cálculo do Dipolo do Atlântico Sul (South Atlantic Dipole - SAD)

O dipolo do Atlântico Sul é um fenômeno acoplado, sendo definido pela realização da análise da decomposição do valor singular entre as componentes oceânicas (TSM) e atmosféricas (pressão ao nível do mar), Venegas et al. (1997).

No presente trabalho, o SAD será utilizado como índice oceânico para analisar seus efeitos na precipitação na América do Sul em diferentes escalas temporais. O índice retorna um número de pares de séries temporais (coeficientes temporais) correspondentes a oscilações dos padrões dados pelos pares de matrizes não singulares da SVD (Navarra e Simoncini 2010), sendo que os coeficientes temporais relativos à TSM resultam na série temporal do dipolo do Atlântico Sul.

O domínio espacial adotado neste trabalho para o cálculo do SAD foi o mesmo de Nnamchi et al. (2011) e Bombardi et al. (2014), localizado entre as latitudes 45°S a 5°N e longitudes 60°W a 20°E. Antes de calcular a SVD foi removida a tendência linear e o ciclo anual dos dados de TSM e da pressão ao nível do mar. Os padrões espaciais do SAD foram obtidos pela correlação entre as anomalias de TSM e os coeficientes temporais do par da SVD relativa à TSM. Os padrões espaciais calculados encontram-se no apêndice A.

2.3.5 Cálculo do Large-scale index for South American (LISAM)

O LISAM consiste no cálculo da função ortogonal empírica combinada das variáveis precipitação, umidade específica, ventos zonal e meridional e temperatura em 850hPa, com extração da média anual e tendência. O LISAM retorna a componente principal (série temporal) correspondente aos padrões de variabilidade dos dados pelos coeficientes ou Funções Ortogonais Empíricas.

Silva e Carvalho (2007) utilizaram dados diários de precipitação do Global Precipitation Climatology Project (GPCP – Xie et al. 2003) e as variáveis temperatura, umidade específica, vento zonal e meridional da reanálise do NCEP/NCAR (Kalnay et al. 1996), no período de 1979 a 2005. O domínio espacial varia de 0 a 40°S e 65° W a 20° W.

Segundo Silva e Carvalho (2007) o primeiro modo desse padrão representa a variabilidade interanual do sistema de monções na América do Sul. Nesta pesquisa, a série temporal do LISAM servirá de base para analisar a intensidade das estações chuvosa e seca na América do Sul e a possível ocorrência de mudanças de regime de precipitação entre os anos de 1901 a 2010.

O segundo modo do LISAM representa o padrão de precipitação da ZCAS oceânica. O índice possui os seguintes propósitos: representação das características espaciais em larga escala das Monções na América do Sul; continuidade no tempo para a avaliação do início e fim das monções

de verão e estimativa das características da estação seca; busca de uma identificação eficiente das paradas e fases ativas e representações realísticas do sistema monções na América do Sul (Silva e Carvalho - 2007).

Neste trabalho, o LISAM foi aplicado em dados mensais de precipitação, umidade específica, vento zonal, vento meridional e temperatura em 850hPa das reanálises ERA-20C, ERA-20-CM, CERA-20C e NOAA-20CR, durante o período de 1901 a 2010. No apêndice B são apresentados os padrões espaciais de cada variável, calculados com as reanálises centenárias.

2.3.6 Teste de Rodionov

O Teste de Rodionov (2004) possui o objetivo de identificar mudanças de regime em relação à média de dados em anos anteriores em uma série temporal. O teste de Rodionov (2004) utiliza os procedimentos abaixo para encontrar as mudanças de regime:

- 1 - definição do limiar de corte, semelhante ao ponto de corte na filtragem passa-baixa, onde no presente trabalho será utilizado o limiar de cinco anos;
- 2 - determinação da diferença entre os valores médios de dois regimes subsequentes;
- 3 - calcular a média dos valores iniciais de uma variável para servir como estimativa para o primeiro regime;
- 4 - estabelecimento do ponto a ser atingido para que ocorra mudança de regime;
- 5 - com o ponto de mudança estabelecido, cada novo valor da variável será avaliado para verificar se o regime será alterado;
- 6 - cálculo do índice de mudança de regime e caso esse índice seja menor que zero, retornar ao quarto procedimento, caso contrário o regime no ano analisado é significativo e a busca pela mudança de regime iniciará no ano subsequente, neste momento ocorre um loop entre os passos quatro e seis até encerrar o período em que se pretende analisar.

Capítulo III

Resultados e Discussões

3.1 Variabilidade da precipitação na América do Sul no período de 1901 a 2010

A variabilidade da precipitação, no período de 1901 a 2010, foi analisada pelo cálculo da função ortogonal empírica para os dados mensais das reanálises ERA20C, CERA20C, ERA20CM e NOAA20CR. A tabela 5 nos mostra a porcentagem explicada pelos três modos iniciais da EOF dos dados de precipitação das reanálises. Foram calculados outros padrões de EOF, porém as porcentagens são bem menores, logo não representam um padrão atmosférico significativo.

Tabela 5 – Variabilidade explicada pelos modos da Função Ortogonal Empírica aplicada nos dados de precipitação

EOF	ERA-20C	ERA-20CM	CERA-20C	NOAA-20CR
1	44,66 %	58,79 %	51,64 %	44,79 %
2	15,38 %	18,76 %	15,72 %	12,48 %
3	4,54 %	5,65 %	5,44 %	5,21 %

As figuras 17, 18 e 19 representam os três primeiros modos da EOF da precipitação, no período de 1901 a 2010, do conjunto de dados do GPCC e das reanálises centenárias ERA20C, CERA20C, ERA20CM e NOAA20CR.

O primeiro modo de variabilidade, representado pelo padrão espacial da primeira EOF da precipitação (figura 17), apresentou valores positivos significativos em uma faixa na direção de noroeste a sudeste do Brasil, estendendo-se da Bacia Amazônica até o litoral da Região Sudeste brasileira, local de ocorrência da ZCAS; grande parte do norte e nordeste brasileiro; porção leste da Cordilheira dos Andes e extremo sul da América do Sul. Os valores negativos significativos ficaram concentrados na região noroeste da América do Sul e no Chile entre as latitudes 30° S e 40° S.

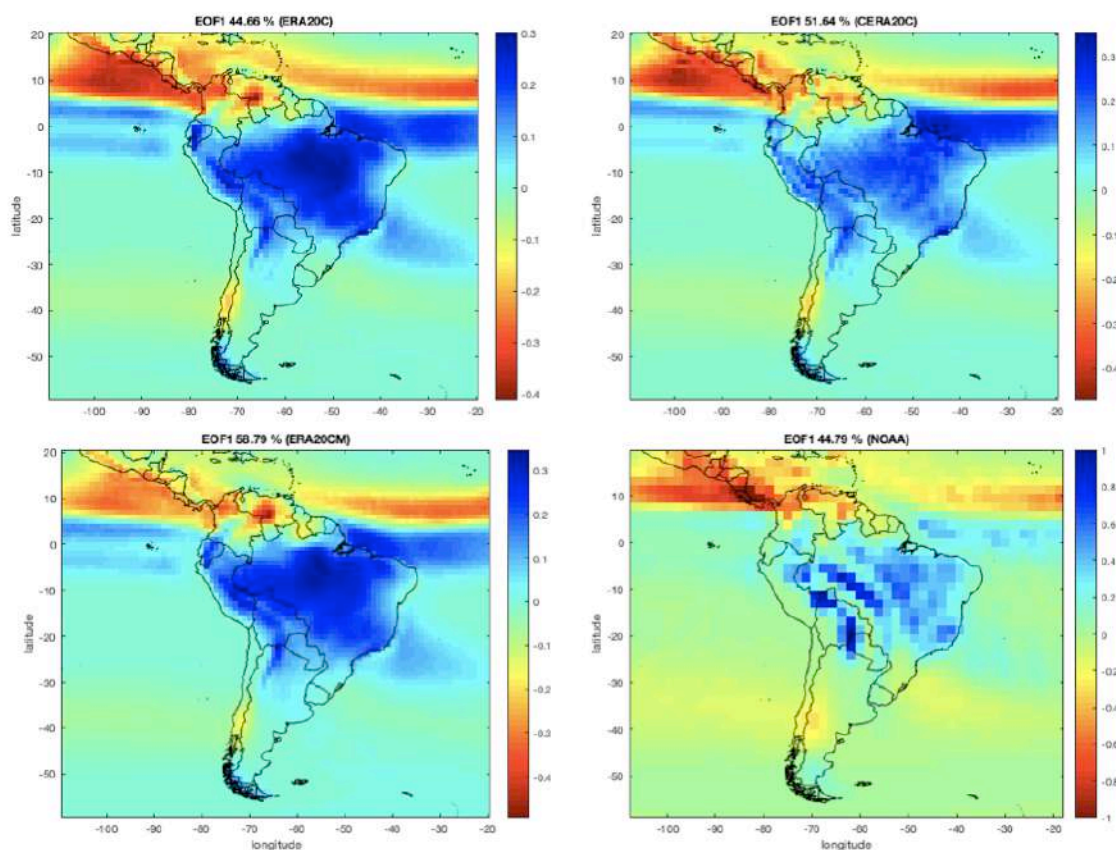


Figura 17 – Primeiro modo da variabilidade da precipitação (mm/mês) na América do Sul nas reanálises centenárias ERA-20C, CERA-20C, ERA-20CM e NOAA20CR no período de 1901 a 2010

No segundo modo da EOF de precipitação (figura 18), a região da ZCAS se manteve como uma região de contribuição de valores positivos para a variabilidade, sendo que nesse padrão pode-se perceber o aparecimento de valores negativos em partes da Região Nordeste e norte do Brasil, que pode ser devido a atuação da ZCIT migrando mais para norte no período de inverno no Hemisfério Sul.

Apesar da similaridade entre os padrões espaciais nos modos de variabilidade de precipitação, pequenas diferenças entre as quatro reanálises podem ser percebidas na intensidade em que são apresentados o mesmo modo em reanálises distintas, o que pode estar associado aos diferentes modelos e métodos de assimilação utilizados em cada reanálise.

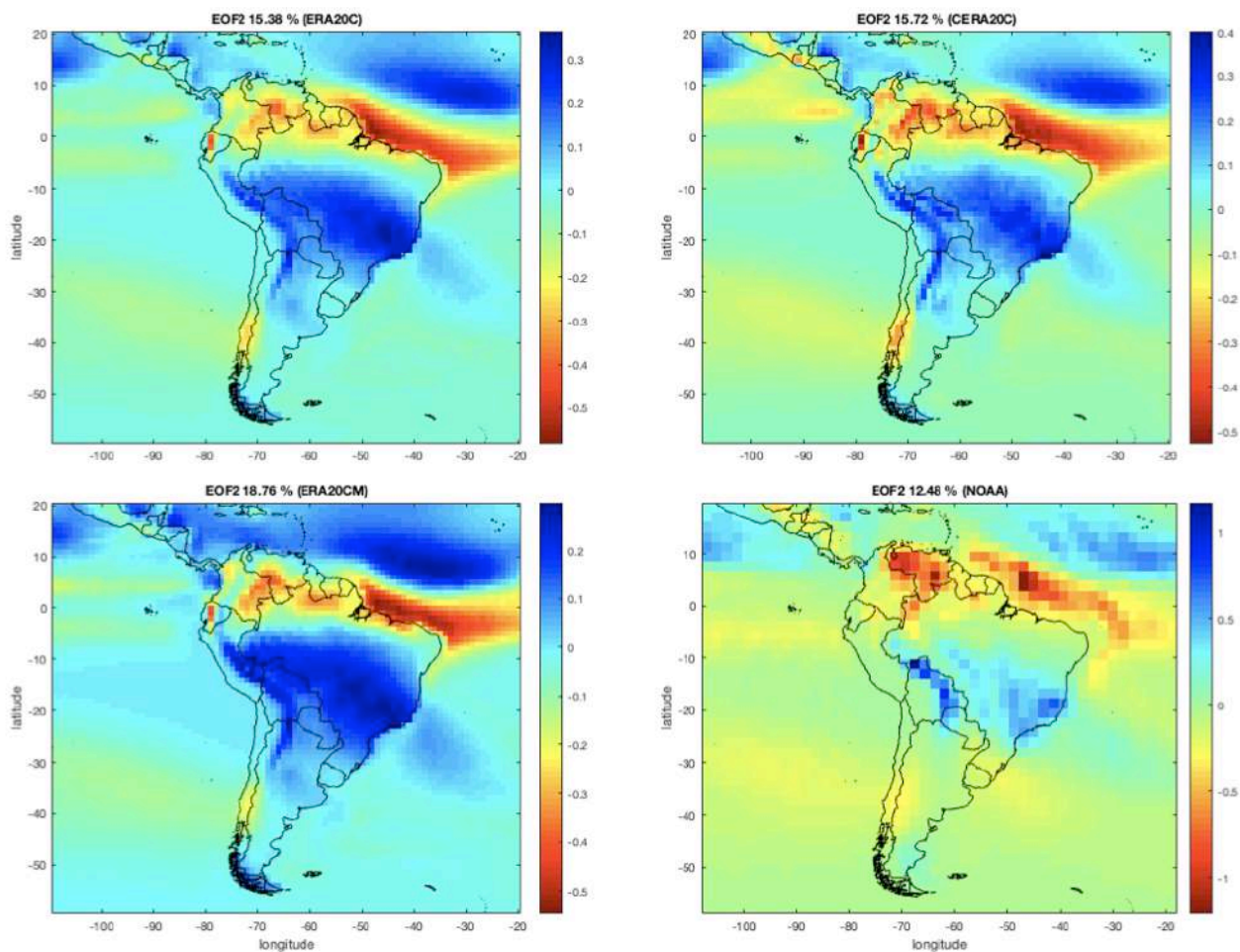


Figura 18 – Segundo modo da variabilidade da precipitação (mm/mês) na América do Sul nas reanálises centenárias ERA-20C, CERA-20C, ERA-20CM e NOAA20CR no período de 1901 a 2010.

O terceiro modo de variabilidade da precipitação (figura 19) apresentou uma queda acentuada na variabilidade explicada em todas as reanálises para abaixo dos 6 %, sendo que neste padrão acentuaram-se as diferenças entre as reanálises: uma faixa com valores negativos aparece na reanálise NOAA20CR nas regiões Sudeste e Centro Oeste brasileiros e na Bacia Amazônica, enquanto que na reanálise ERA-20C essas regiões apresentaram valores positivos. Na reanálise CERA-20C apenas a Bacia Amazônica, entre as três regiões citadas anteriormente, apresentou valores negativos e na reanálise ERA-20CM, o padrão assemelha-se ao da CERA-20C nas regiões Sudeste e Centro Oeste brasileiros e na Bacia Amazônica.

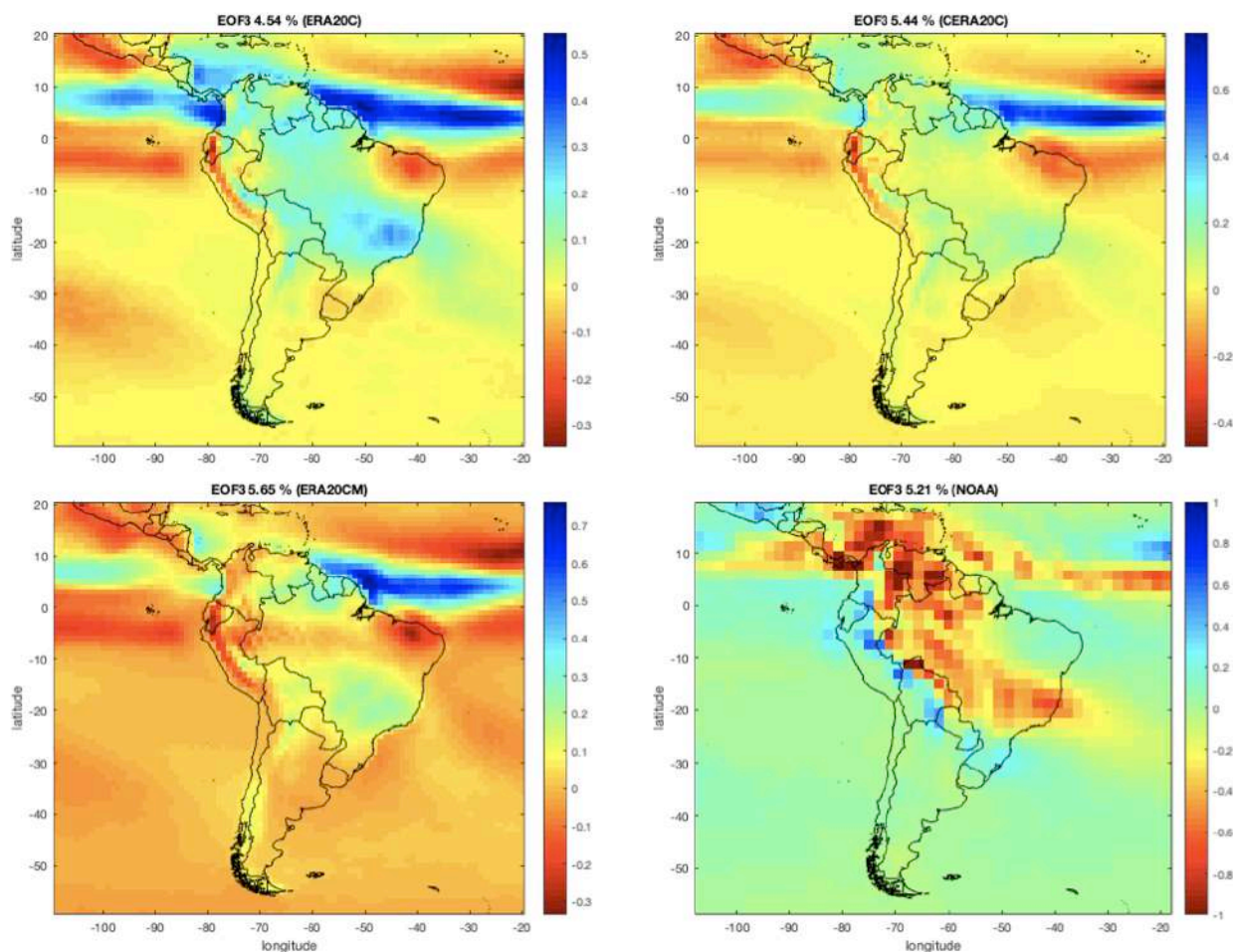


Figura 19 – Terceiro modo da variabilidade da precipitação (mm/mês) na América do Sul nas reanálises centenárias ERA-20C, CERA-20C, ERA-20CM e NOAA20CR no período de 1901 a 2010.

A Região Nordeste brasileira apresentou valores positivos nas reanálises ERA-20C, CERA-20C e ERA-20CM e negativos na reanálise NOAA20CR. A variabilidade da região noroeste da América do Sul foi representada de forma diferente na reanálise ERA-20C, com valores positivos em sua maior parte.

3.2 Variabilidade da TSM no Oceano Atlântico Sul no período de 1901 a 2010

A variabilidade da TSM, no período de 1901 a 2010, foi analisada pelo cálculo da função ortogonal empírica para os dados mensais das reanálises ERA20C, CERA20C, ERA20CM e NOAA20CR. A tabela 6 nos mostra a porcentagem explicada pelos três modos iniciais da EOF dos dados de precipitação das reanálises.

O primeiro modo de variabilidade da TSM no Oceano Atlântico Sul possui os maiores valores positivos próximos a região equatorial e esses valores vão diminuindo em direção ao sul, valores negativos significativos ocorreram próximos à foz do Rio da Prata. Nota-se que de forma

geral há uma boa semelhança entre todos os conjuntos de dados.

Tabela 6 – Variabilidade explicada pelos modos da Função Ortogonal Empírica aplicada nos dados de TSM

EOF	ERA20C	ERA20CM	CERA20C	NOAA20CR
1	85,57 %	87,84 %	89,9 %	87,56 %
2	4,42 %	4,27 %	4,04 %	5,32 %
3	2,12 %	2,07%	1,85 %	2,44 %

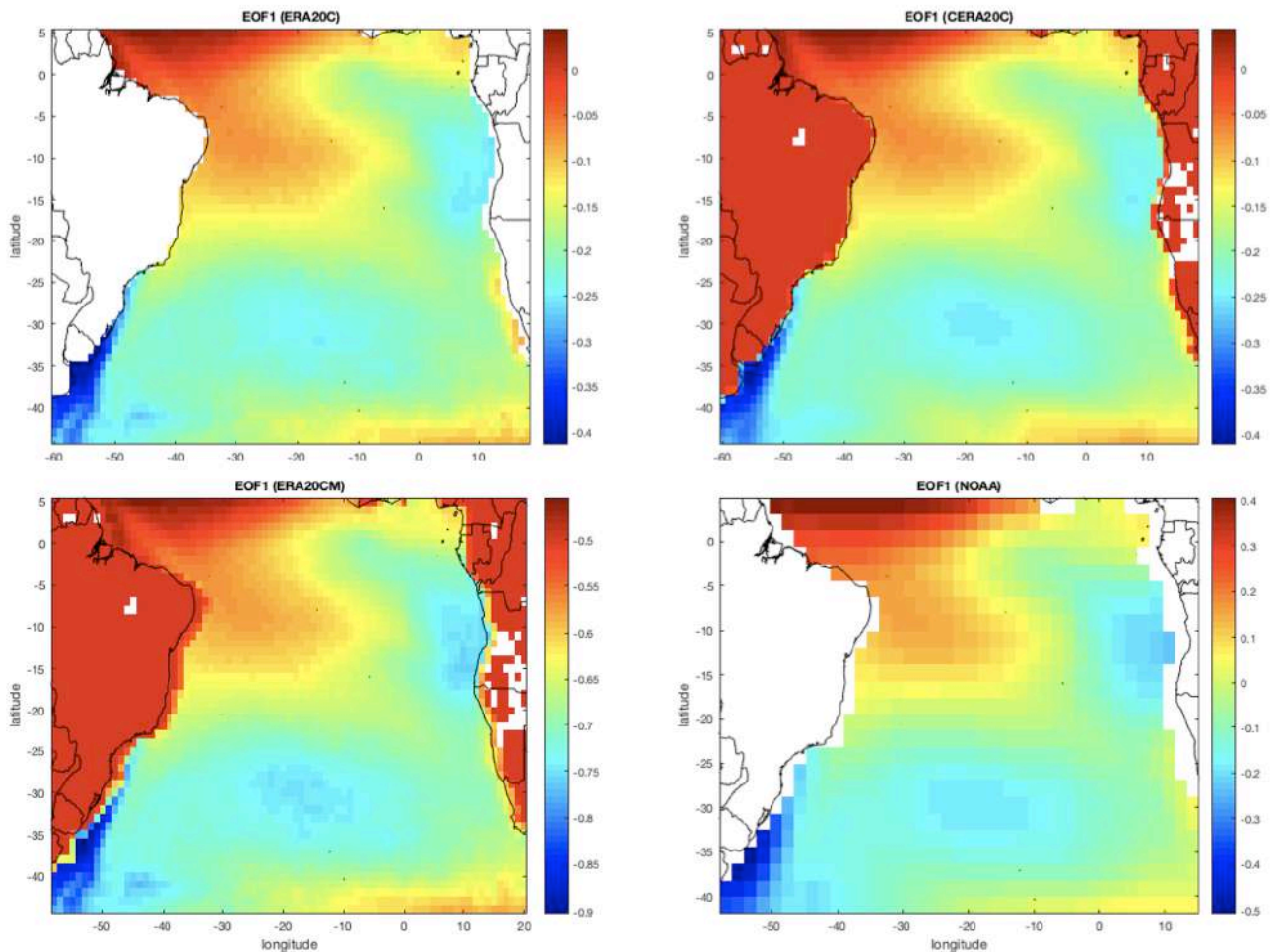


Figura 20 – Padrão espacial da primeira EOF da TSM do Oceano Atlântico Sul nas reanálises centenárias ERA-20C, CERA-20C, ERA-20CM e NOAA20CR no período de 1901 a 2010.

O segundo modo de variabilidade (Figura 21) apresentou um padrão dipolo com o centro negativo na região tropical e positivo na extratropical. Os maiores valores positivos ocorreram próximo à região da foz do Rio da Prata. Por outro lado, os padrões são semelhantes, sendo que o NOAA apresenta valores positivos mais intensos e o ERA-20C valores negativos maiores em comparação aos outros dados.

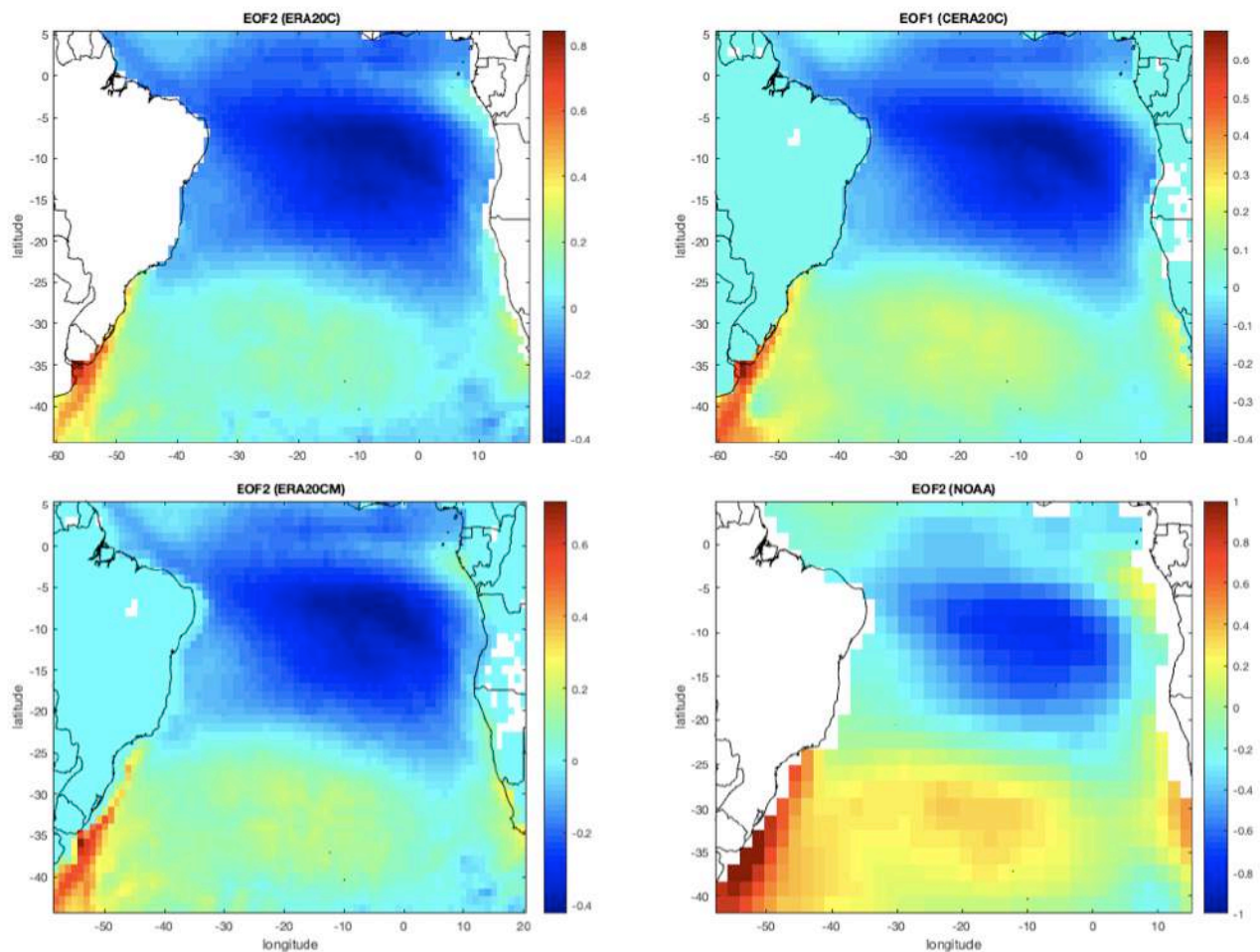


Figura 21 – Padrão espacial da segunda EOF da TSM do Oceano Atlântico Sul nas reanálises centenárias ERA-20C, CERA-20C, ERA-20M e NOAA20CR no período de 1901 a 2010.

O terceiro modo da variabilidade da TSM demonstrou um padrão dipolo na Região Nordeste do Oceano Atlântico Sul e um terceiro centro negativo na região extratropical porção sudoeste. Os maiores valores positivos ocorreram na região tropical da Costa da África e próximo à região da foz do Rio da Prata e os maiores valores negativos formaram um dipolo de mesmo sinal na direção nordeste-sudeste, com um polo na região tropical e outro na região extratropical do Oceano Atlântico Sul.

As reanálises centenárias apresentaram um padrão semelhante no terceiro modo, com pequenas diferenças nas intensidades: na reanálise CERA-20C (NOAA20CR) os valores negativos (positivos) ficaram mais destacados.

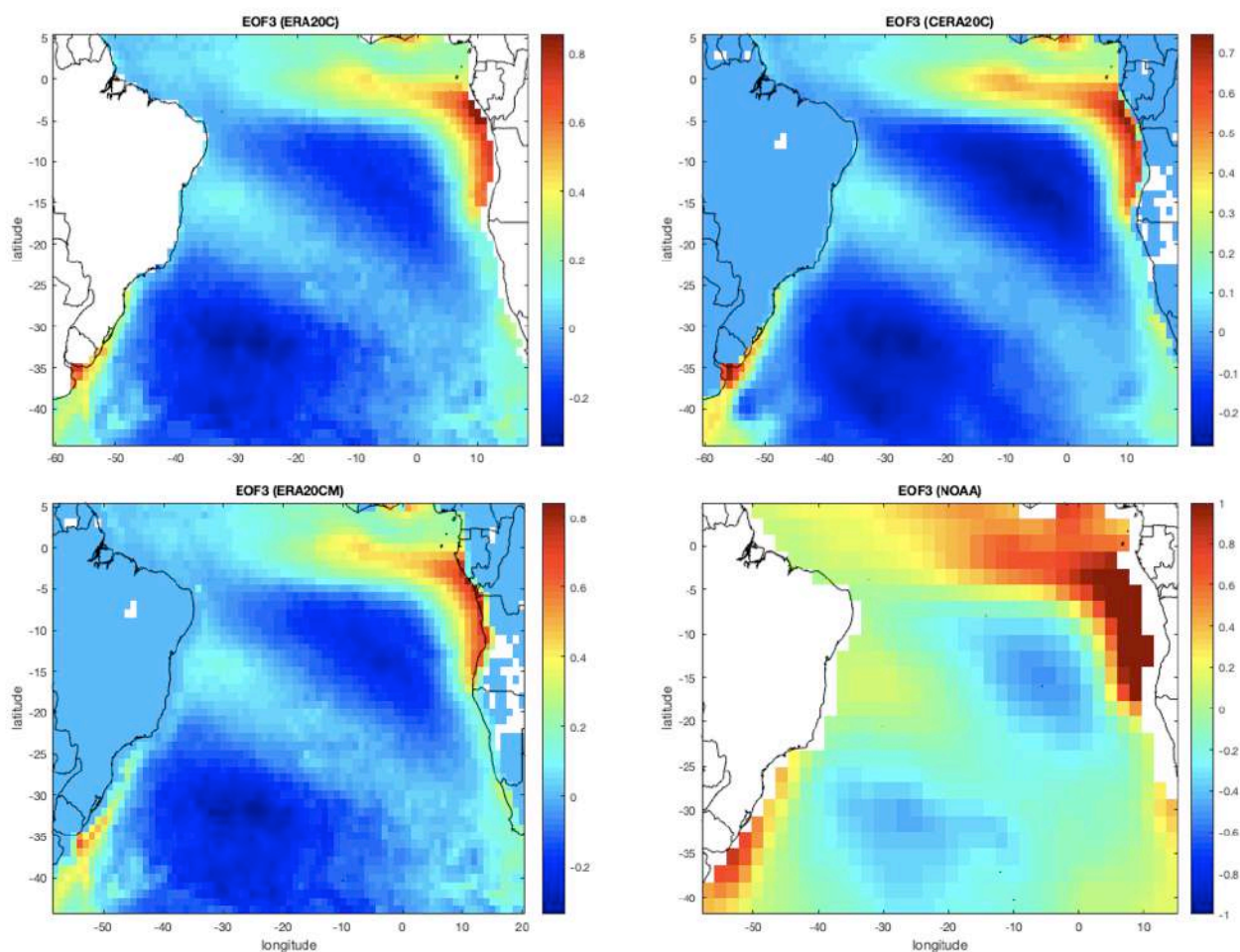


Figura 22 – Padrão espacial da terceira EOF da TSM do Oceano Atlântico Sul nas reanálises centenárias ERA-20C, CERA-20C, ERA-20M e NOAA20CR no período de 1901 a 2010.

3.3 Análise da Série temporal do Dipolo do Atlântico Sul calculado em diferentes conjuntos de dados de reanálise

Na figura 23 notam-se algumas diferenças entre os valores encontrados para o índice do dipolo do Atlântico Sul nas diferentes reanálises, com diversos exemplos de sinais opostos do dipolo para uma mesma data. A reanálise centenária da NOAA exibiu os valores mais destoantes entre as reanálises. Nos anos iniciais do século XX a disparidade entre os valores foi bem maior, no entanto, com o passar dos anos, houve uma aproximação entre os valores do índice nas diferentes reanálises, embora ainda se observa divergências entre os índices calculados nas reanálises centenárias.

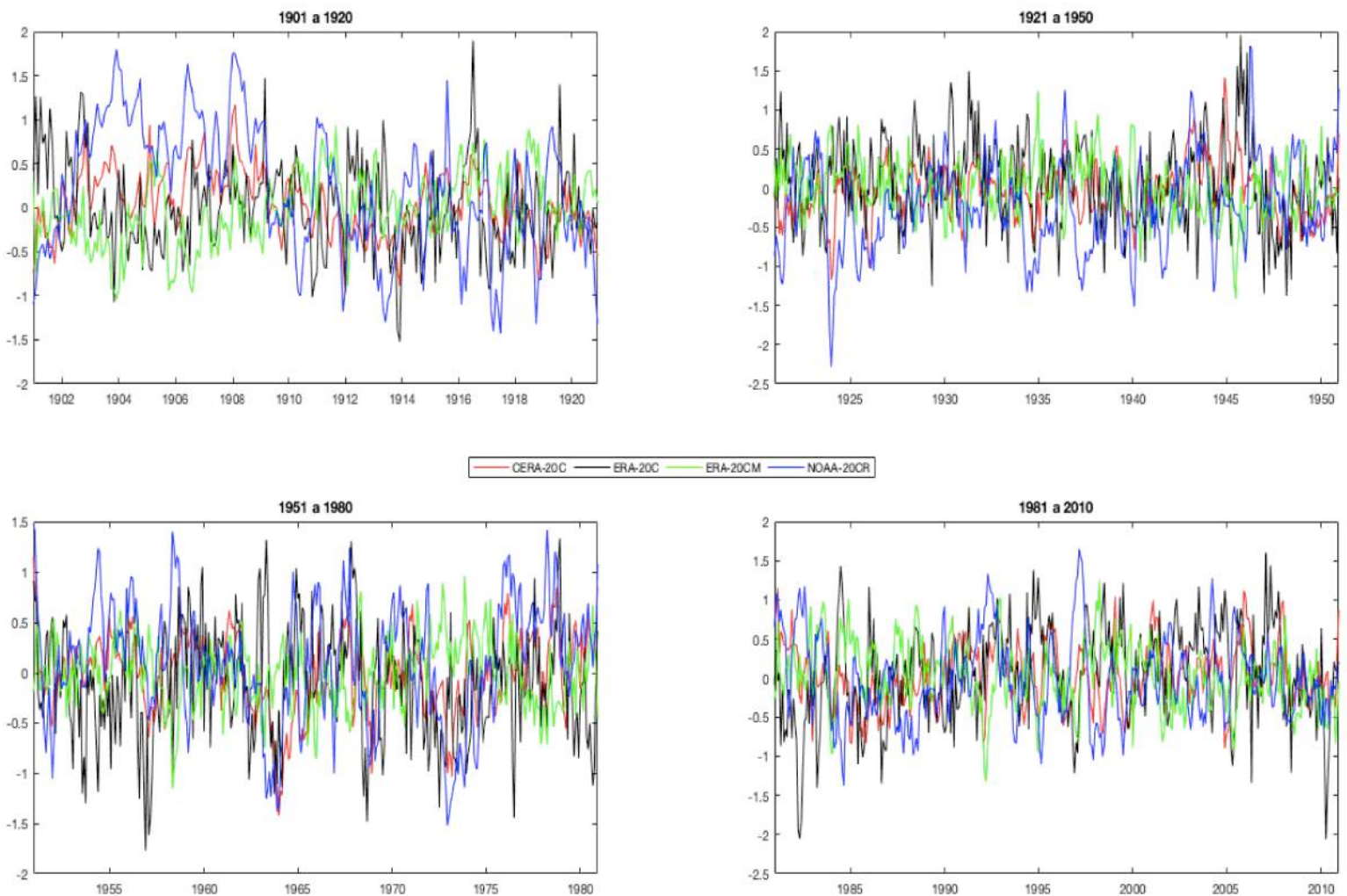


Figura 23 – Série temporal do dipolo do Atlântico Sul calculado com os dados das reanálises centenárias, no período de 1901 a 2010, separado nos anos de 1901 a 1920, 1921 a 1950, 1951 a 1980 e 1981 a 2010. A reanálise CERA-20C está representada na cor vermelha, a ERA-20C na cor preta, a ERA-20CM na cor verde e a NOAA-20CR na cor azul

3.4 Mapas de correlação entre o índice do dipolo do Atlântico Sul e a precipitação na América do Sul

Os mapas de correlação da figura 24 foram obtidos pelo cálculo da correlação linear entre o índice do Dipolo do Atlântico Sul e a precipitação (mm/mês) de cada reanálise, utilizando-se dados mensais das reanálises e o período de 1901 a 2010. A correlação positiva (negativa) representa aumento (diminuição) de precipitação em eventos de dipolo positivo e diminuição (aumento) de precipitação em eventos de dipolo negativo.

Os maiores valores de correlação foram encontrados no Oceano Atlântico, inversos ao sinal do índice do dipolo. Diversos pontos do continente na América do Sul não estão correlacionados com o índice, apresentando uma correlação muito baixa ou divergente entre as reanálises, como por exemplo a região norte e central da América do Sul e grande parte da Argentina.

As regiões sul e sudeste brasileira apresentaram uma correlação negativa com o índice do dipolo do Atlântico Sul, sendo que a intensidade dessa correlação foi diminuindo ao se afastar da zona costeira, o que pode ser explicado pela redução da influência do dipolo do Atlântico Sul ao se afastar do continente e também pela atuação de outros sistemas. Na Região Nordeste brasileira ocorreram pontos com correlação positivas ao índice em todas as reanálises. Na Bacia Amazônica as correlações foram divergentes entre as reanálises, provavelmente, devido à atuação de outros sistemas de precipitação e maior distância do oceano. Na costa Oeste da América do Sul não se verificou um padrão recorrente nas reanálises, provavelmente devido ao forte domínio do Oceano Pacífico na região.

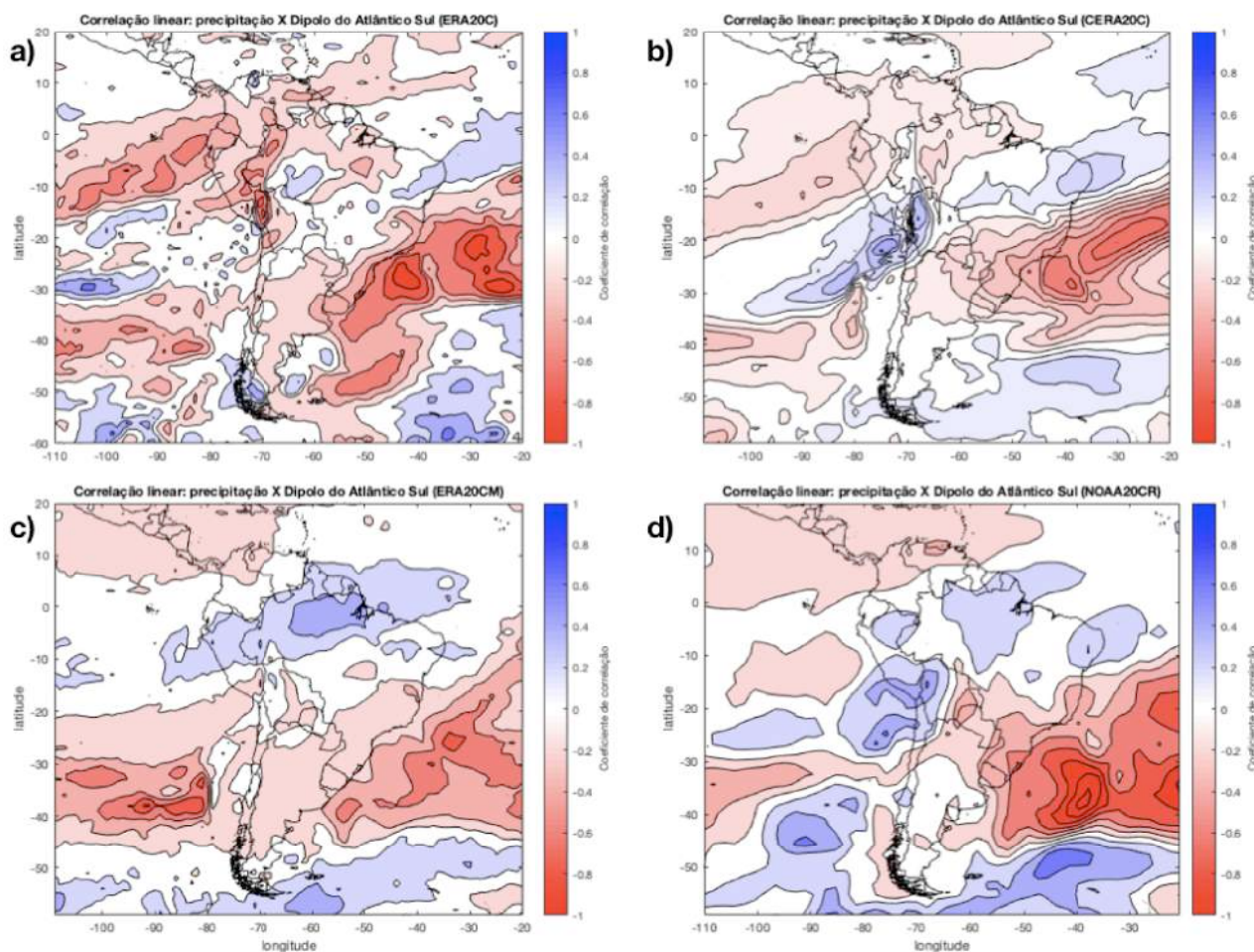


Figura 24 – Mapas de correlação entre o índice do dipolo do Atlântico sul e a precipitação na América do Sul

F

3.5 Composição de anomalias de precipitação durante as diferentes fases do Dipolo do Atlântico Sul

As anomalias de precipitação das escalas multidecadal, decadal, sazonal e mensal foram calculadas com os dados mensais das reanálises, além das escalas citadas também foram feitas composições com dados diários.

Com o intuito de minimizar o efeito da diferença gráfica entre as reanálises no cálculo do

dipolo do Atlântico Sul, observada na figura 23, e devido a grande quantidade de dados e períodos longos, as composições foram calculadas em relação aos percentis de 25 para representar o dipolo negativo e 75 representando o dipolo positivo, obtendo-se as anomalias nos períodos mais intensos de atuação do dipolo do Atlântico Sul. A faixa de cores das anomalias variam de - 30 (vermelho) a + 30 (azul) mm/mês, esses valores foram escolhidos por melhor ter representado visualmente as composições nas diversas escalas de tempo.

As composições de anomalias foram geradas somente nos períodos em que a série temporal do dipolo do Atlântico Sul obteve significância estatística acima de 95 %.

De uma forma geral, as composições não exibiram um padrão específico que se repetisse em todo o período e em todas as reanálises, provavelmente, essa falta de um padrão pode ser atribuída a maior influência da variabilidade interna de outros fenômenos atmosféricos de escala sinótica, além de diferenças nos parâmetros dos modelos de cada reanálise.

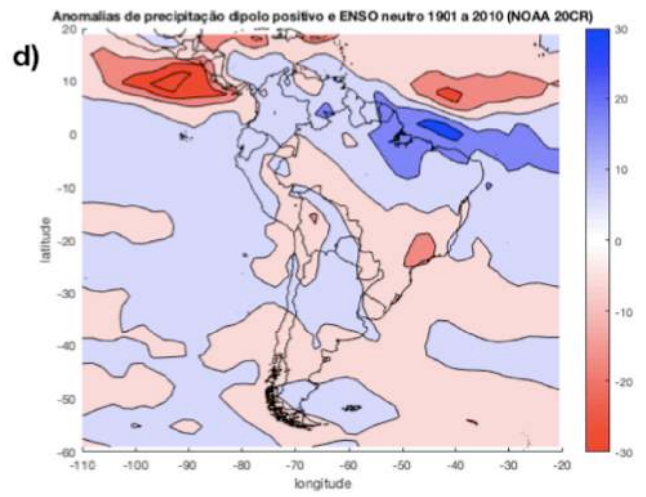
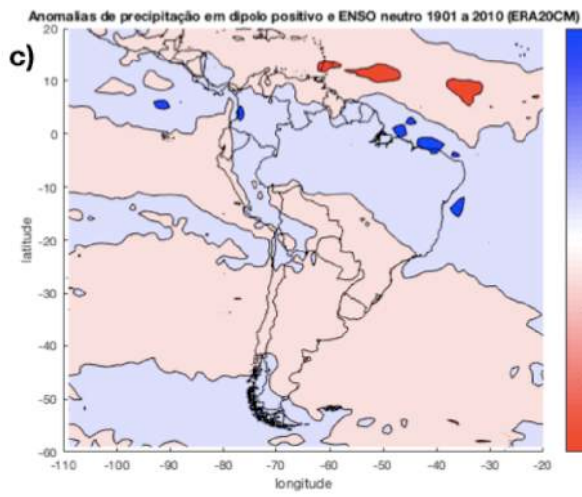
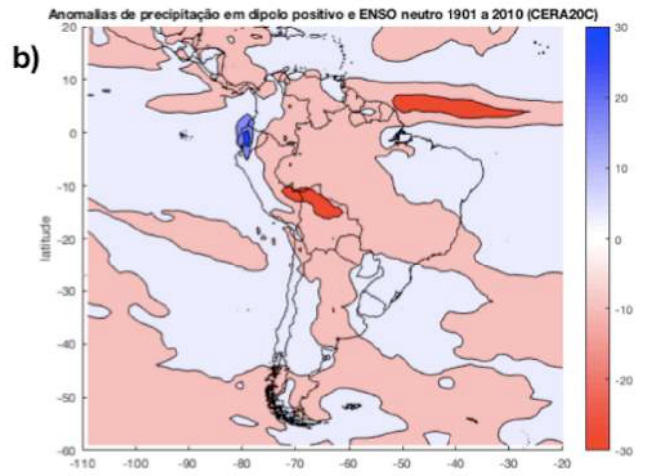
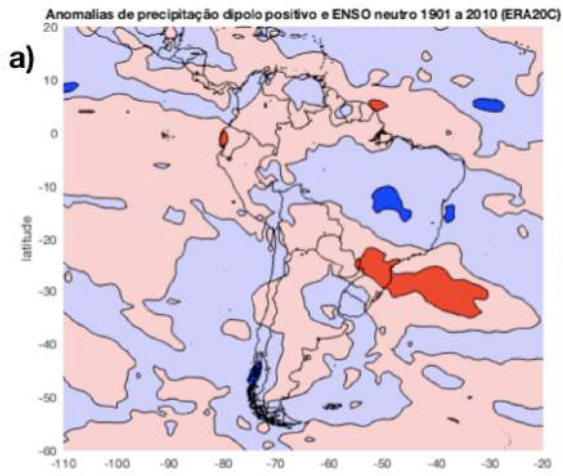
3.5.1 Composição das anomalias de precipitação em casos de Dipolo do Atlântico Sul positivo e negativo na escala multidecadal

Na escala multidecadal foi calculada a média dos dados mensais durante todo período de 1901 a 2010. Nas composições do dipolo positivo (figura 25 a, b, c, d), a Região Nordeste brasileira apresentou anomalias positivas de precipitação nas quatro reanálises centenárias, enquanto que na maior parte da Região Sudeste brasileira ocorreram anomalias negativas de precipitação.

Nas composições do dipolo negativo (figura 25 e, f, g, h), a Região Nordeste brasileira apresentou anomalias negativas de precipitação nas quatro reanálises centenárias, exceto na reanálise NOAA20CR onde houve anomalias positivas em partes da Bahia e do Sergipe.

Os resultados encontrados nas Regiões Nordeste e Sudeste estão coerentes com os mapas de correlação da figura 24.

Nas demais regiões não ocorreu um padrão que se repetisse nas reanálises, provavelmente, devido à grande quantidade de sistemas atuantes na precipitação ao longo das décadas, o que impossibilitou a existência de um padrão específico e similar em todas as reanálises.



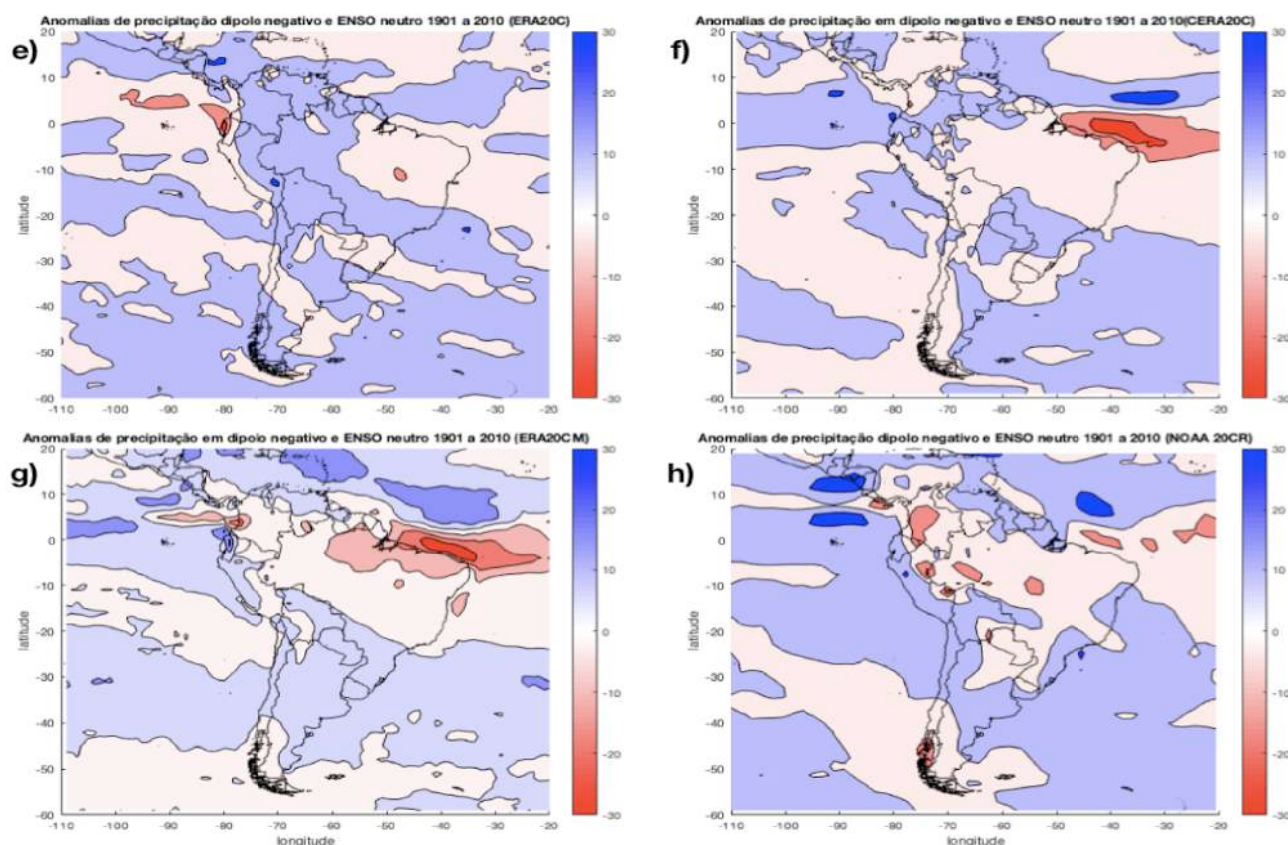


Figura 25 – Composições das anomalias de precipitação em diferentes eventos do Dipolo do Atlântico Sul, ENOS neutro: (a), (b), (c) e (d) positivo e (e), (f), (g) e (h) negativo no período de 1901 a 2010, calculados com os dados das reanálises: (a) e (e) ERA-20C; (b) e (f) CERA-20C; (c) e (g) ERA-20CM e (d) e (h) NOAA-20CR

3.5.2 Composição das anomalias de precipitação em casos de Dipolo do Atlântico Sul positivo e negativo na escala decadal

Na escala decadal foram calculadas as composições com dados mensais em cada década do século XX e também na primeira década do século XXI.

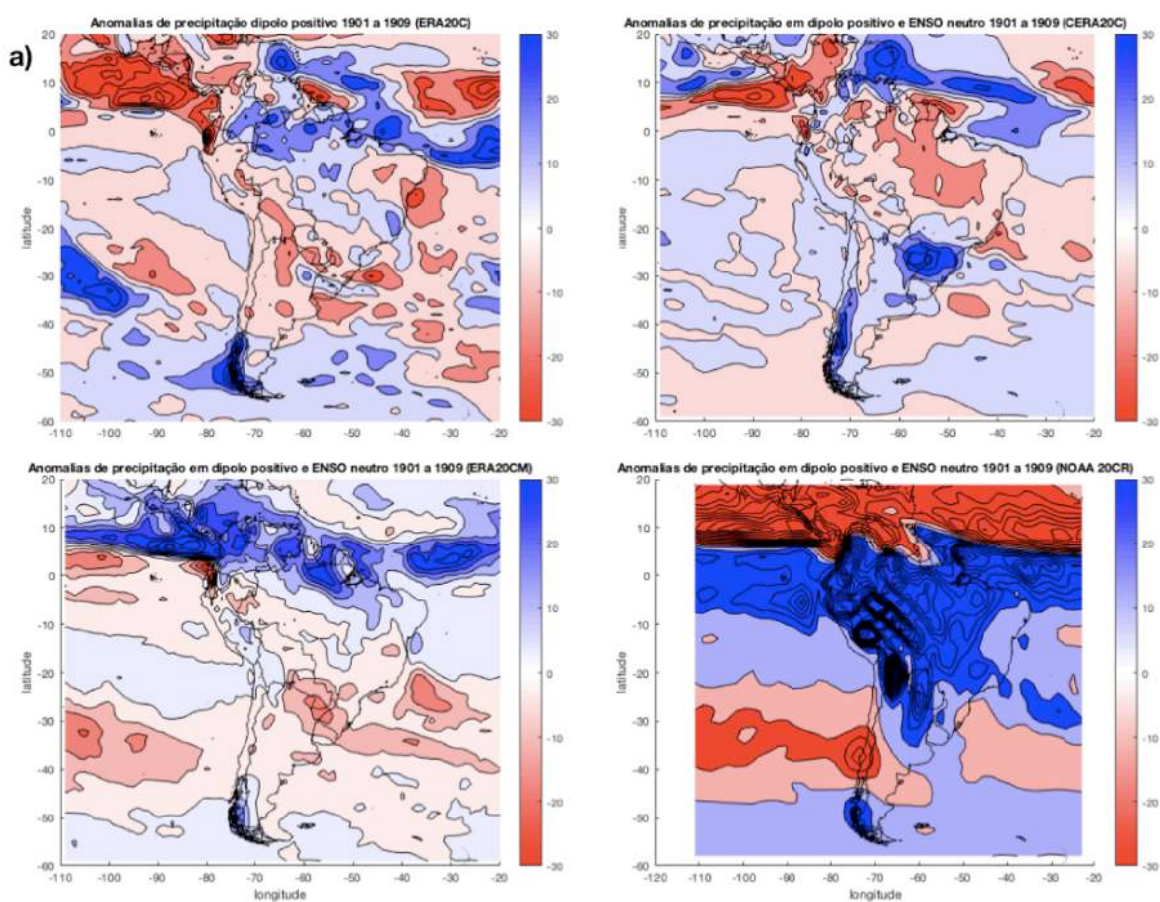
Nas décadas analisadas não ocorreu um padrão que se repetisse em todas elas e em todas as reanálises, porém em alguns períodos os resultados foram coerentes nas Regiões Sudeste e Nordeste brasileira com os mapas de correlação da figura 24.

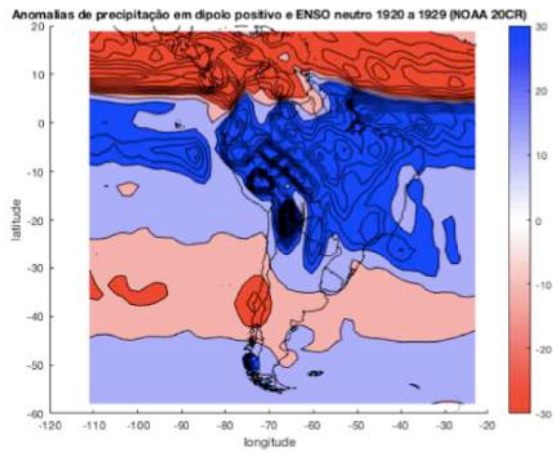
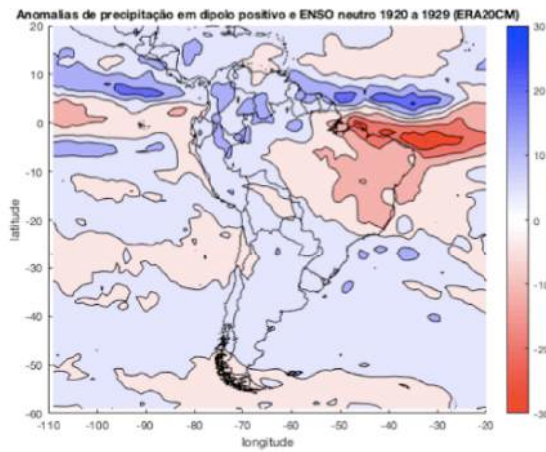
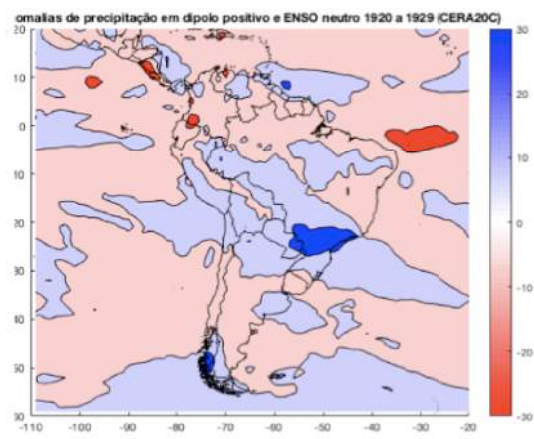
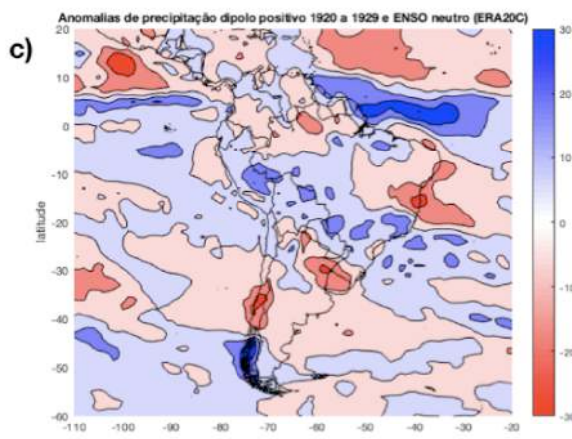
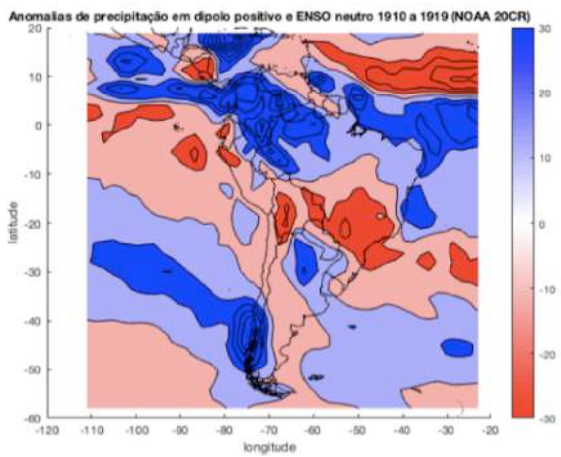
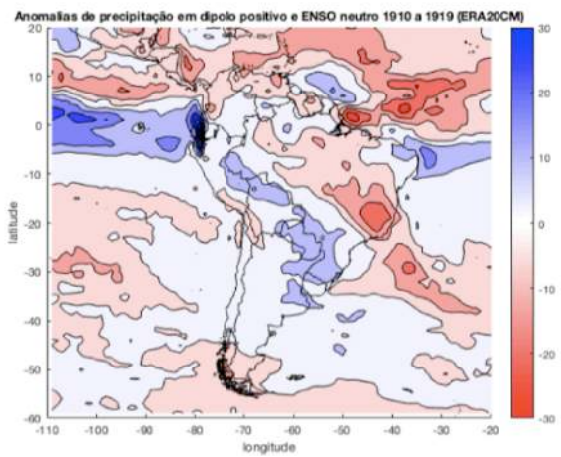
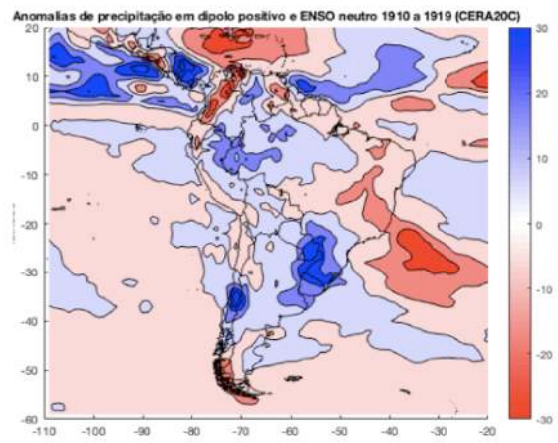
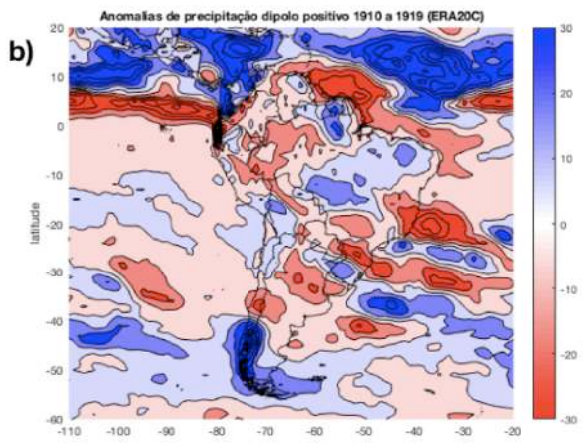
Nas Regiões Sudeste e Nordeste brasileira e em casos de dipolo positivo houve coerência com os mapas de correlação da figura 24 na reanálise ERA-20C nas décadas de 1930 a 1939, 1940 a 1949, 1950 a 1959, 1970 a 1979, 1990 a 1999 e 2000 a 2009; na reanálise CERA-20C nas décadas de 1960 a 1969 e 2000 a 2009; na reanálise ERA-20CM nas décadas de 1901 a 1909, 1910 a 1919, 1950 a 1959, 1960 a 1969 e na reanálise NOAA20CR na década de 2000 a 2009.

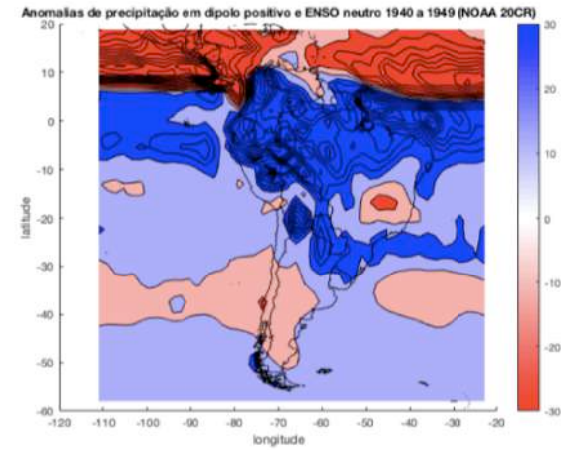
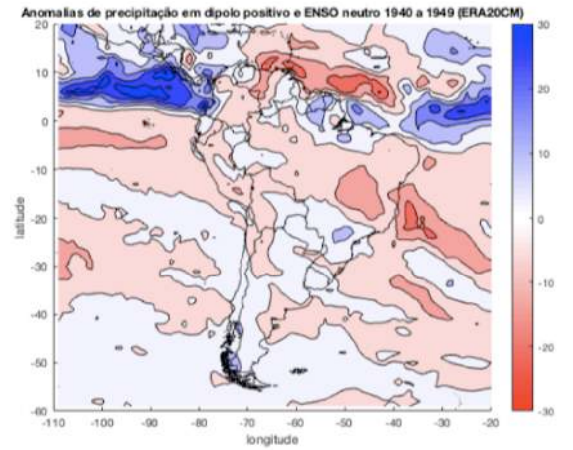
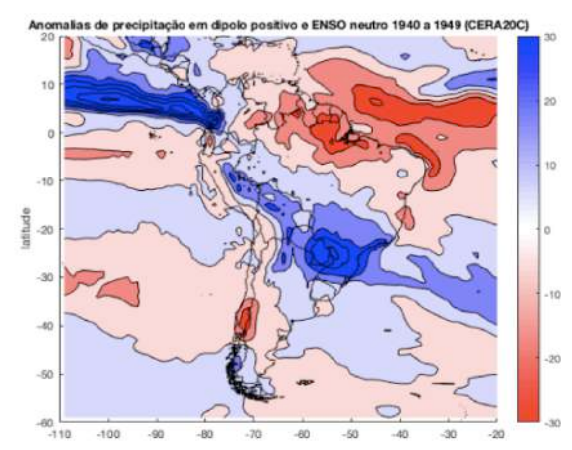
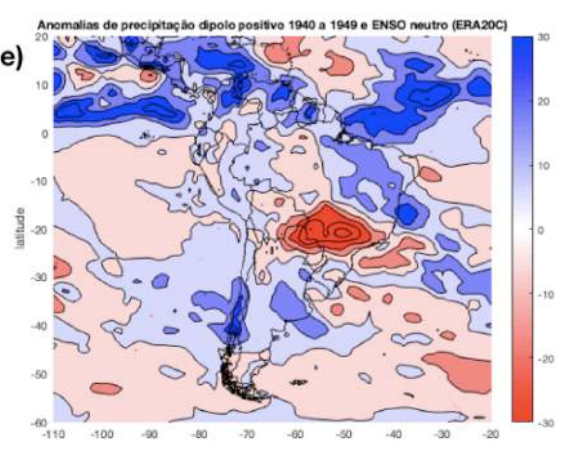
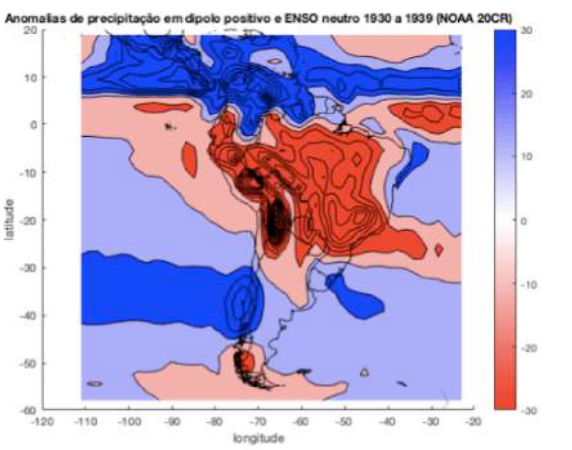
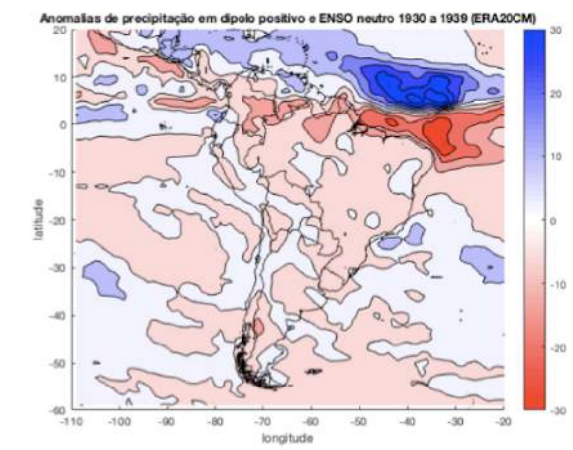
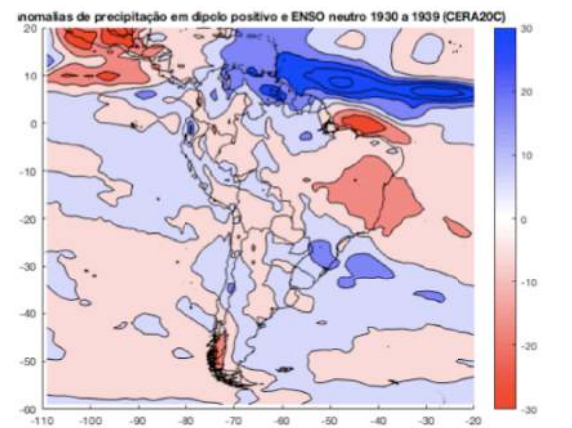
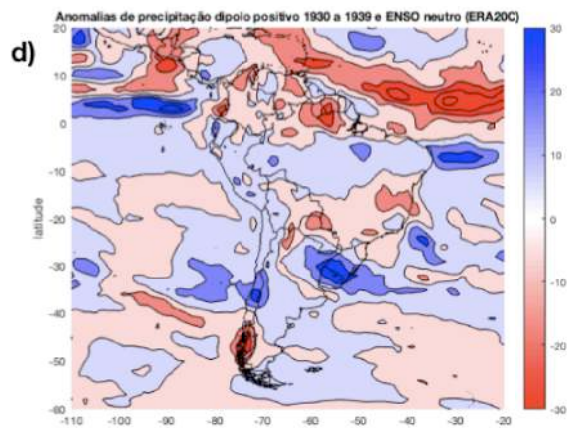
A década de 2000 a 2009 apareceu em três reanálises de forma coerente com os mapas de correlação nas reanálises ERA-20C, CERA-20C e NOAA20CR e a década de 1901 a 1909 somente mostrou-se coerente com os dados do mapa de correlação na reanálise ERA-20CM. O melhor

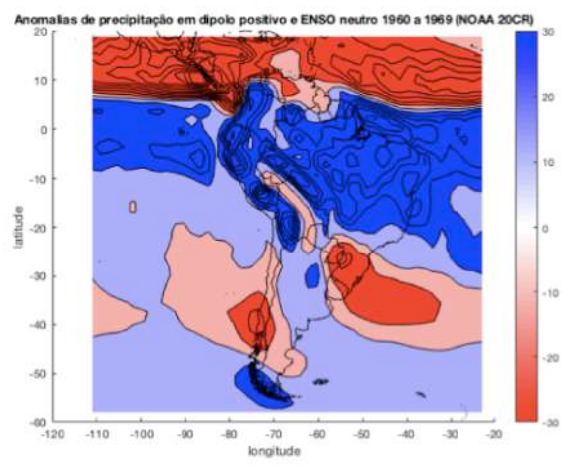
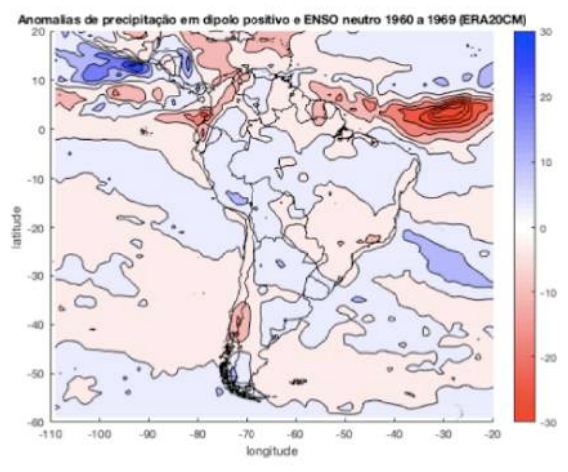
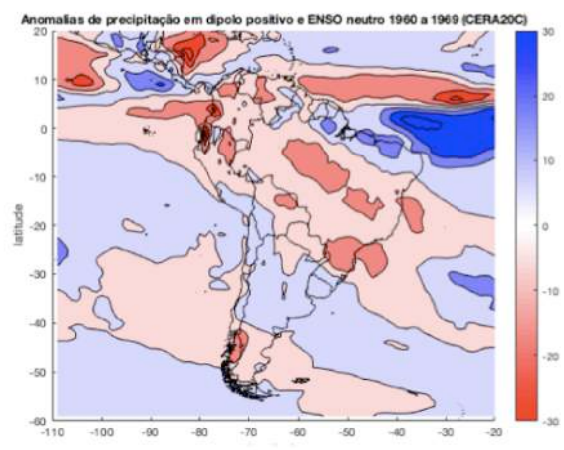
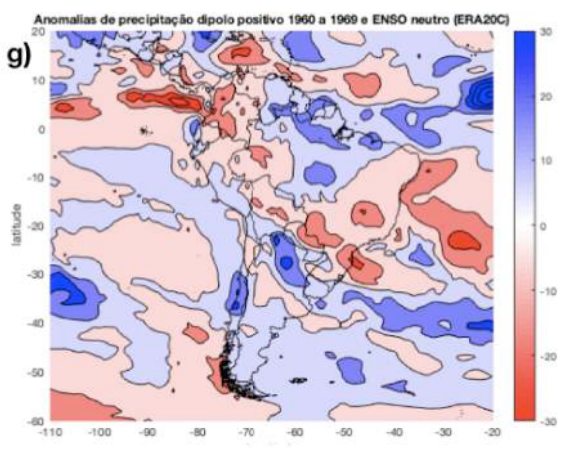
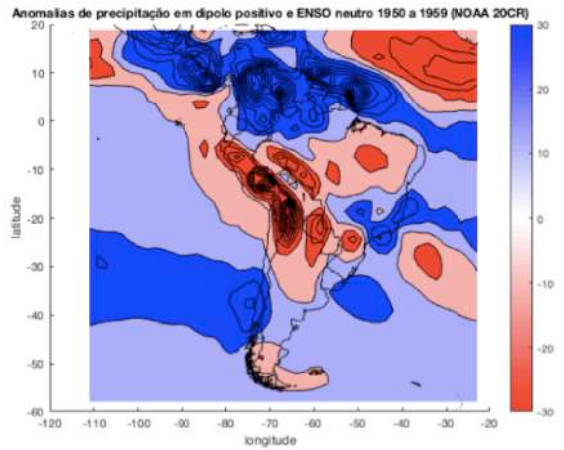
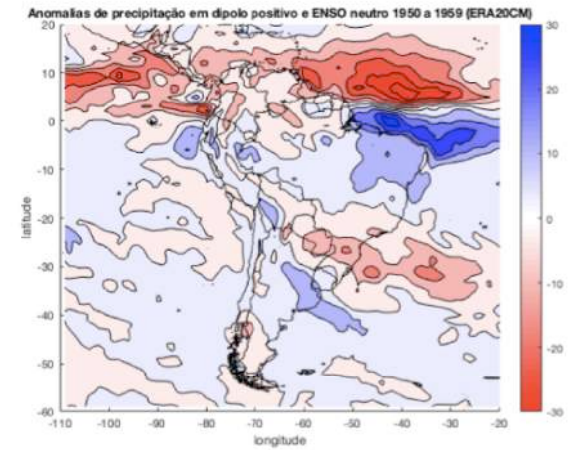
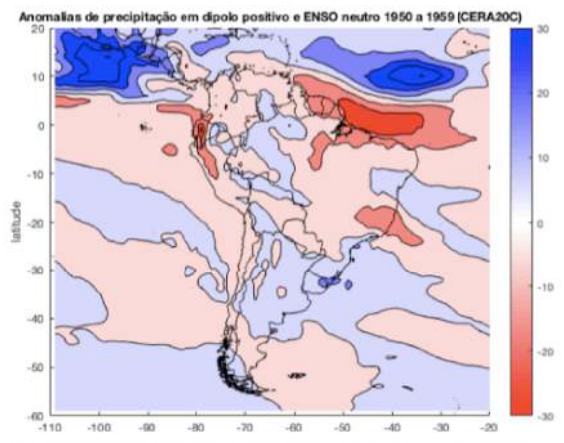
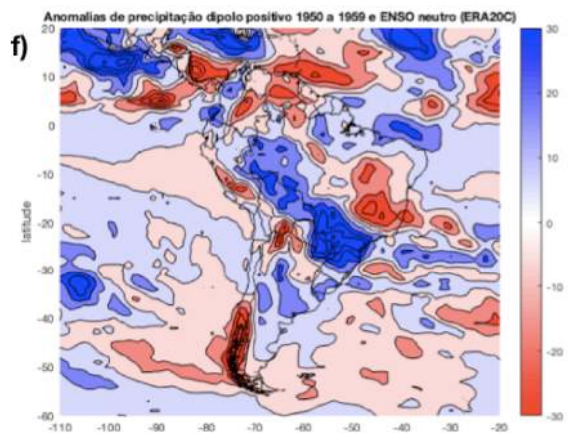
resultado em anos mais recentes pode estar associado ao aumento na confiabilidade de dados utilizados nos modelos das reanálises, bem como ao aumento de dados observados durante o século XX.

Nas Regiões Sudeste e Nordeste brasileira e em eventos de dipolo negativo houve coerência com os mapas de correlação da figura 24 na reanálise ERA-20C nas décadas de 1901 a 1909 e 1910 a 1919; na reanálise CERA-20C nas décadas de 1910 a 1919, 1970 a 1979 e 1980 a 1989; na reanálise ERA-20CM nas décadas de 1970 a 1979 e 2000 a 2009 e na reanálise NOAA20CR nas décadas de 1960 a 1969 e 2000 a 2009.

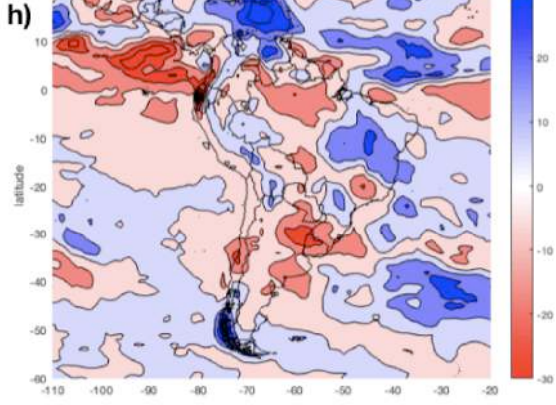




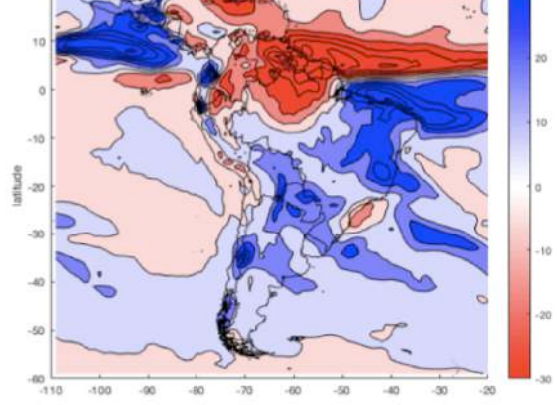




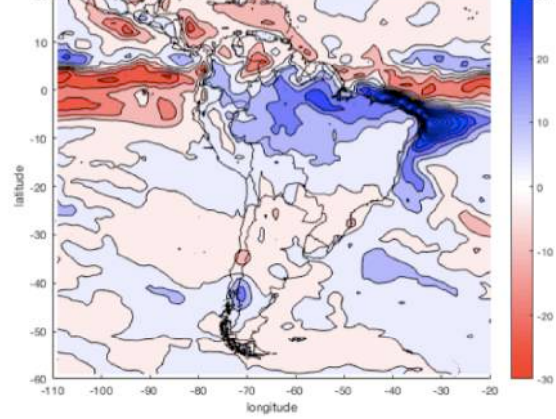
h) Anomalias de precipitação dipolo positivo 1970 a 1979 e ENSO neutro (ERA20C)



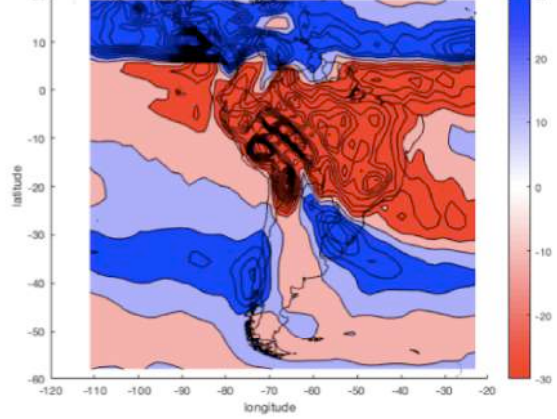
Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro 1970 a 1979 (CERA20C)



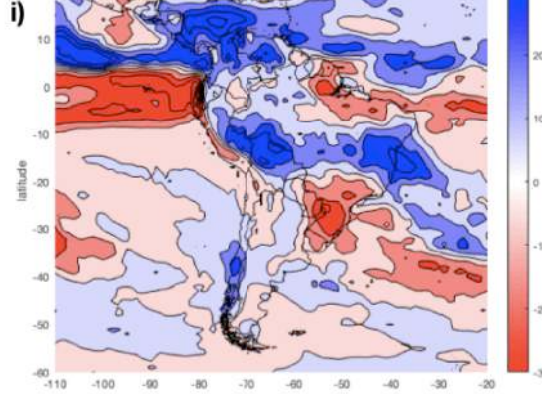
Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro 1970 a 1979 (ERA20CM)



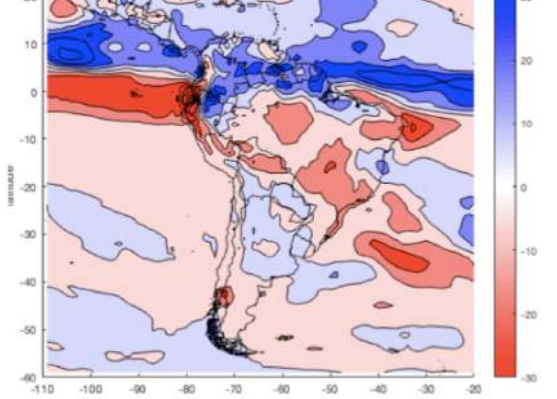
Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro 1970 a 1979 (NOAA 20CR)



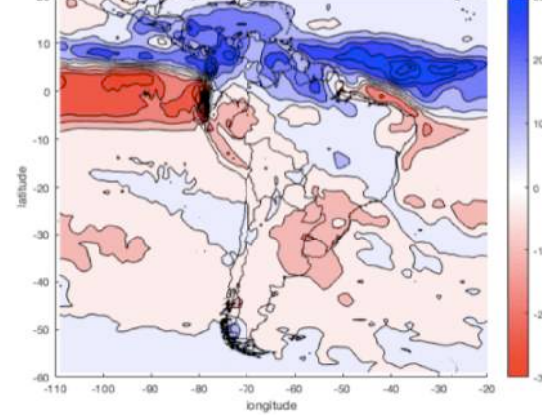
i) Anomalias de precipitação dipolo positivo 1980 a 1989 e ENSO neutro (ERA20C)



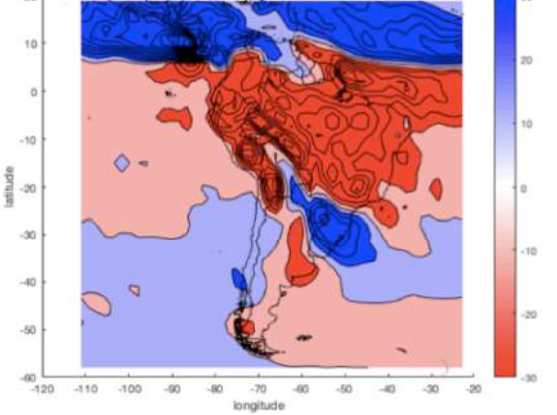
Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro 1980 a 1989 (CERA20C)



Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro 1980 a 1989 (ERA20CM)



Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro 1980 a 1989 (NOAA 20CR)



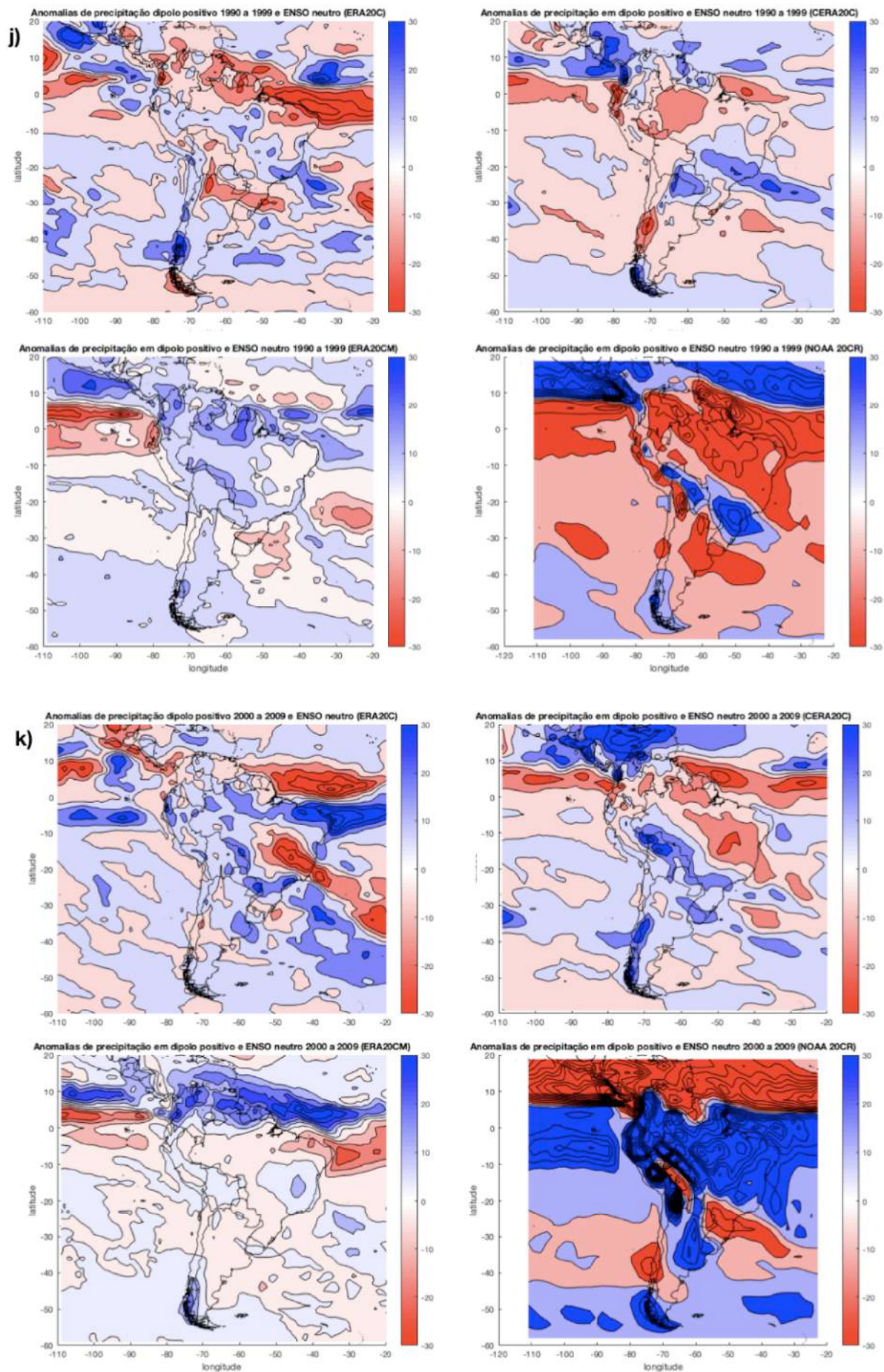
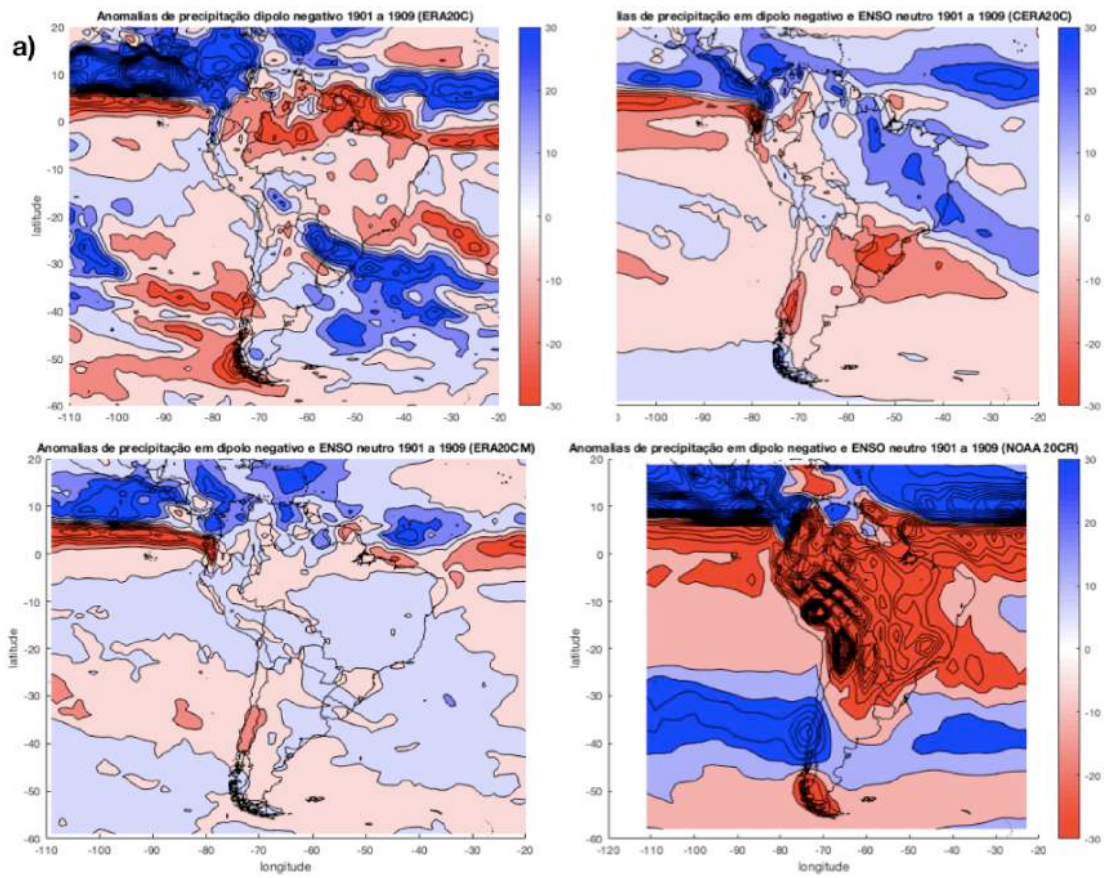
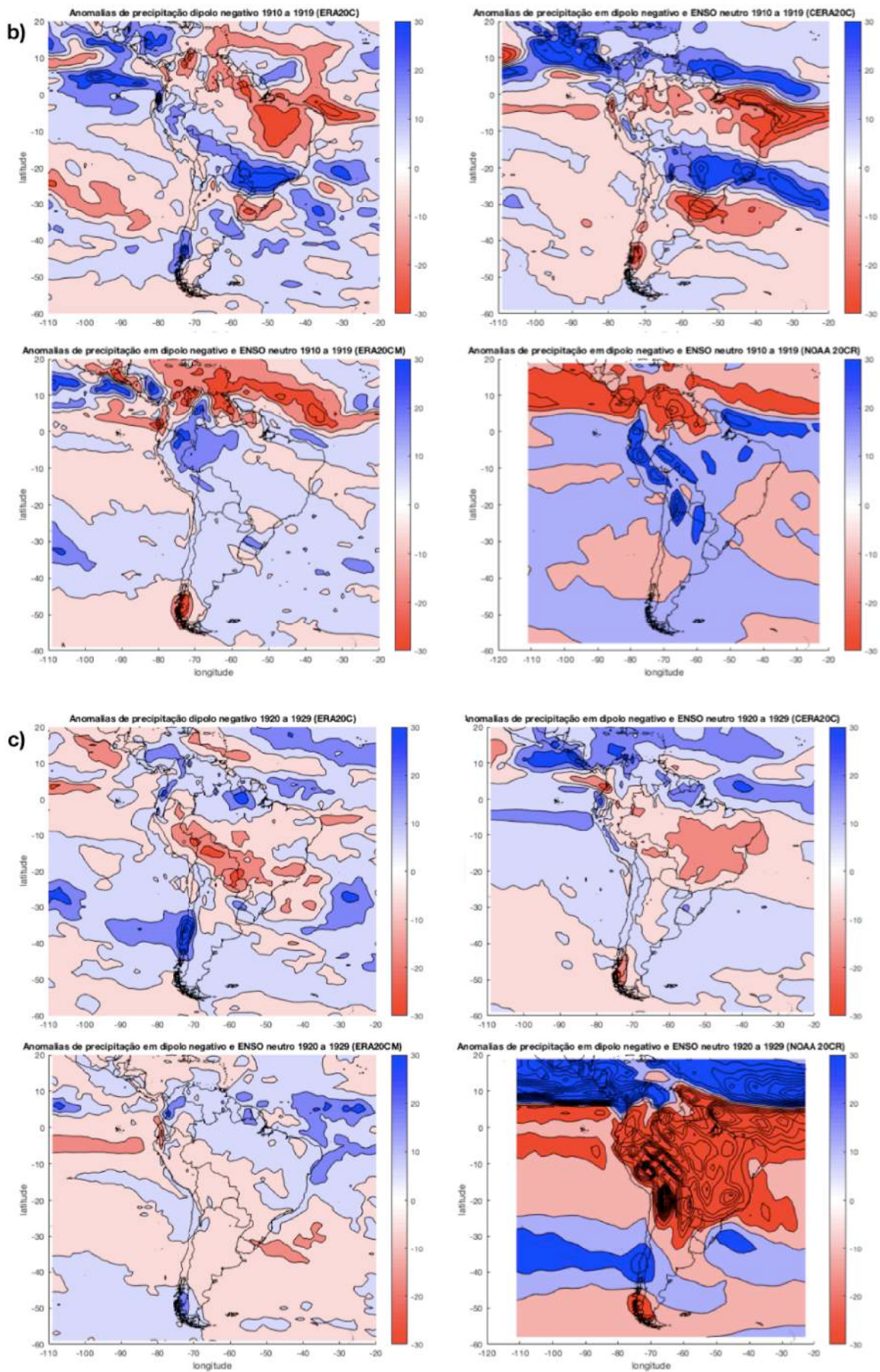
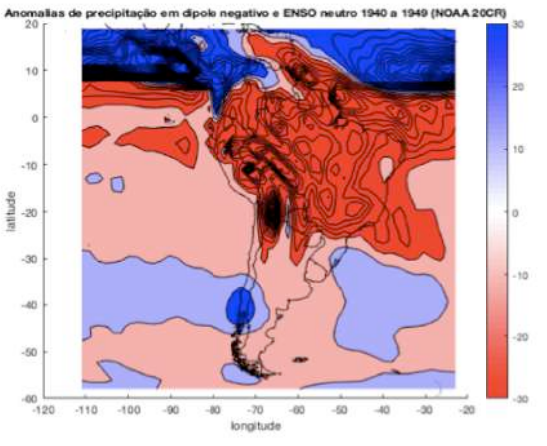
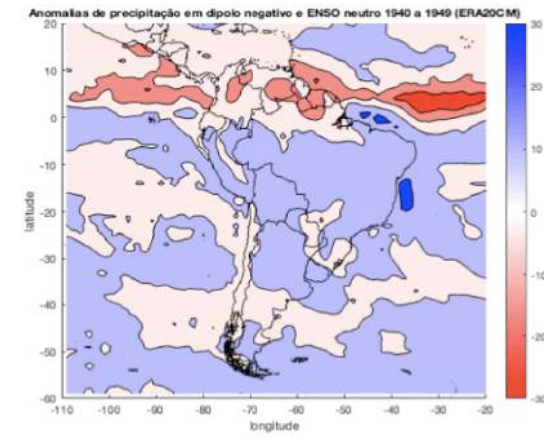
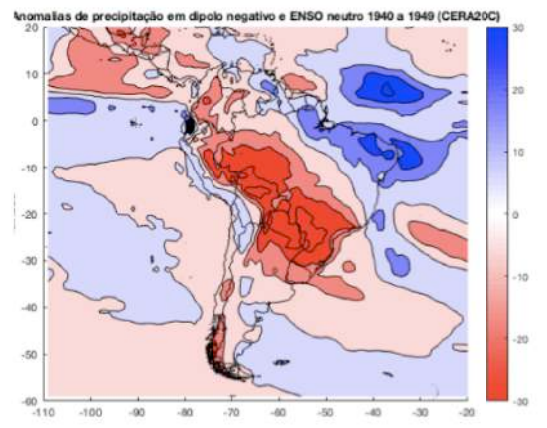
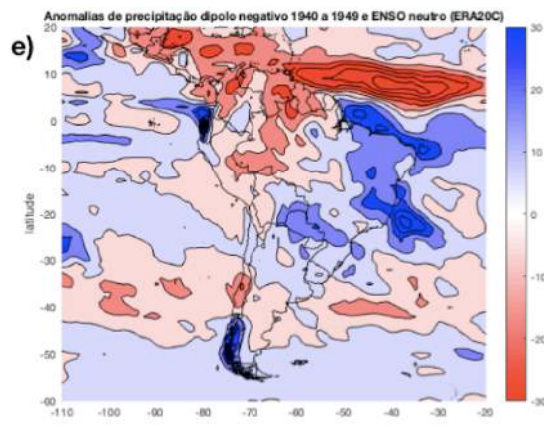
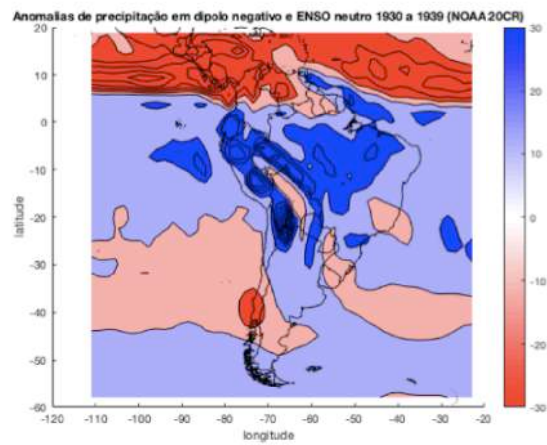
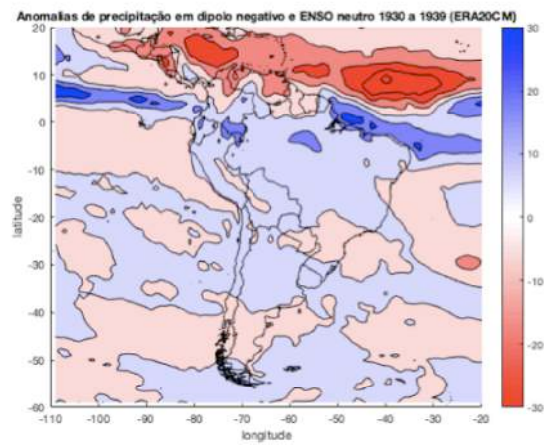
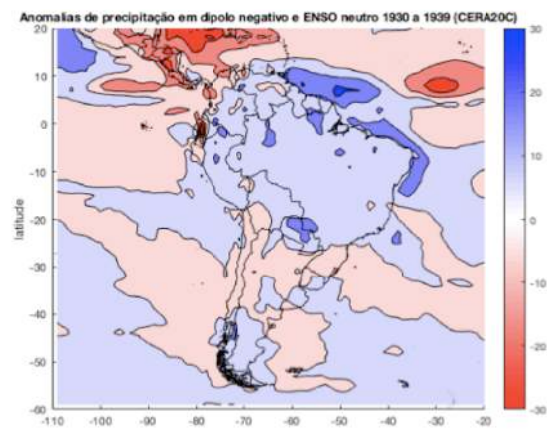
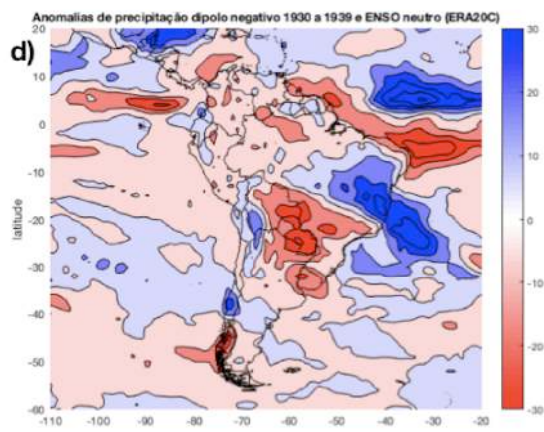


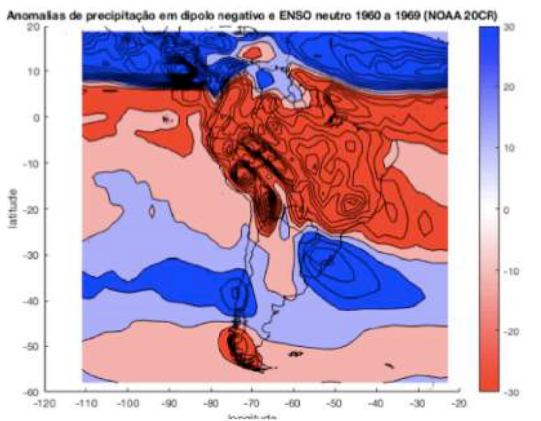
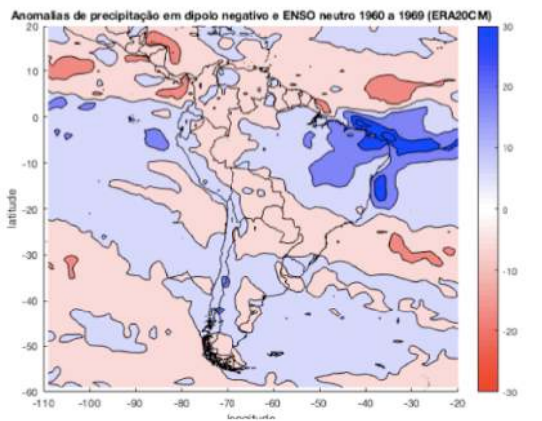
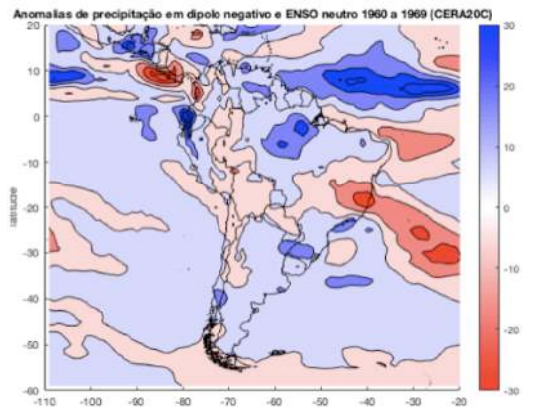
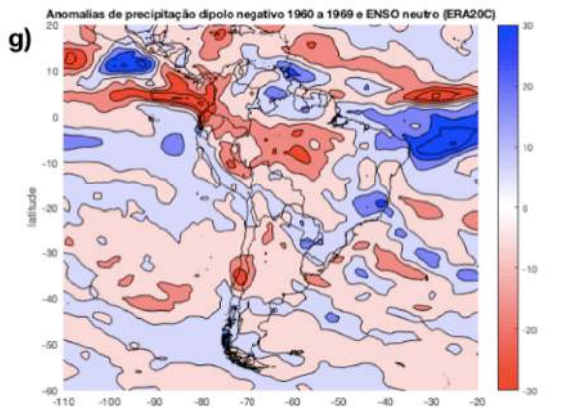
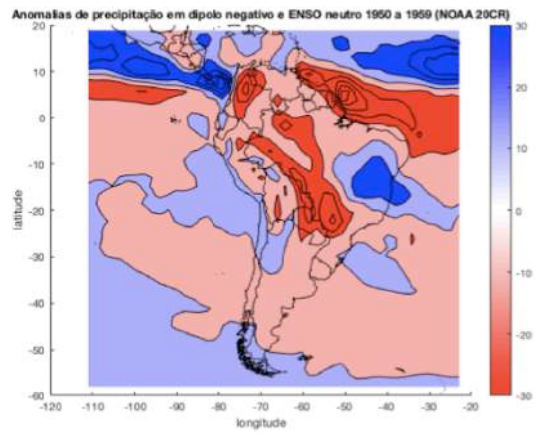
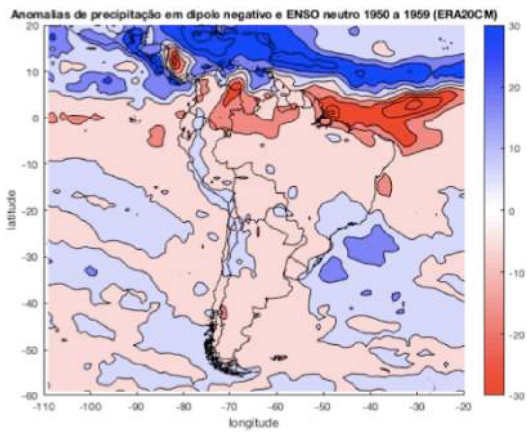
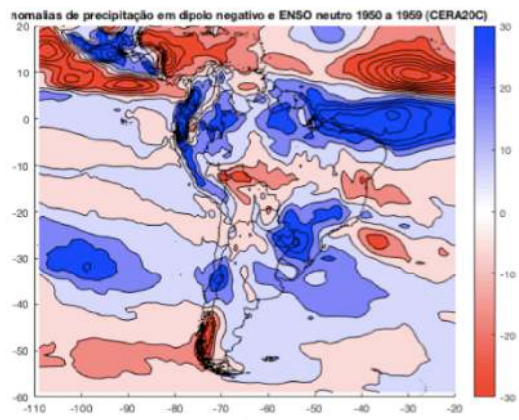
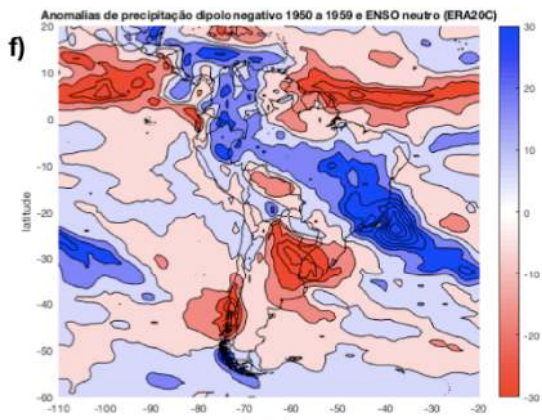
Figura 26 – Composições das anomalias de precipitação, calculadas em cada década no período de 1901 a 2010 em eventos positivos do Dipolo do Atlântico Sul e ENOS neutro: (a) 1901 a 1909, (b) 1910 a 1919, (c) 1920 a 1929, (d)

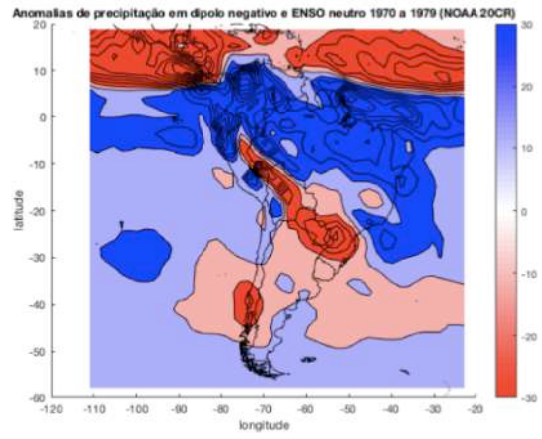
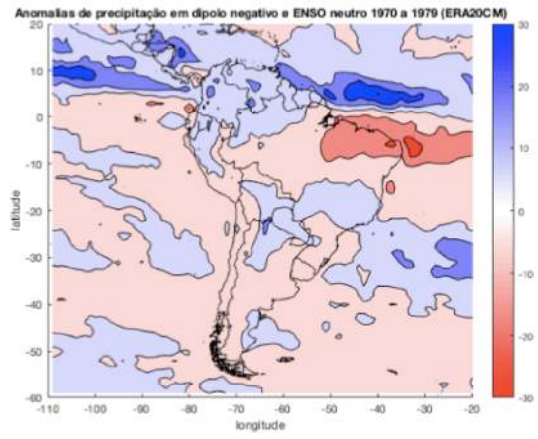
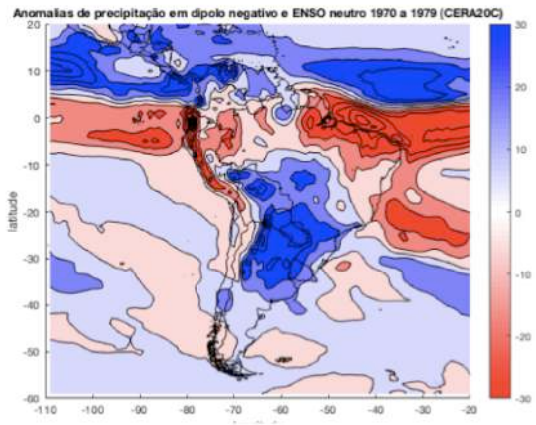
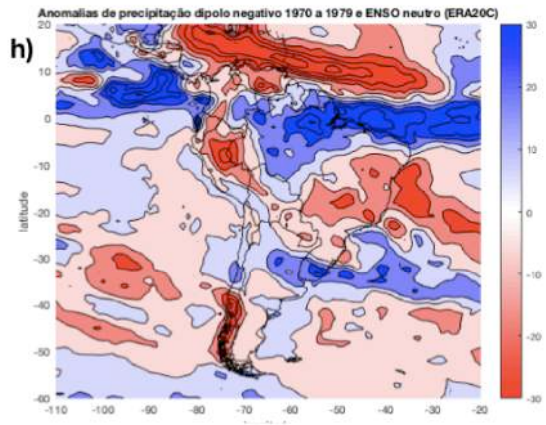
1930 a 1939, (e) 1940 a 1949, (f) 1950 a 1959, (g) 1960 a 1969, (h) 1970 a 1979, (i) 1980 a 1989, (j) 1990 a 1999, (k) 2000 a 2009. Cada composição foi calculada com uma reanálise centenária, da esquerda para a direita: em cima ERA20C e CERA-20C e em baixo ERA-20CM e NOAA-20CR

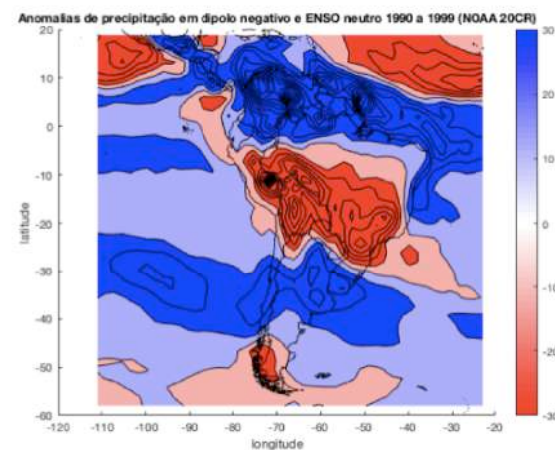
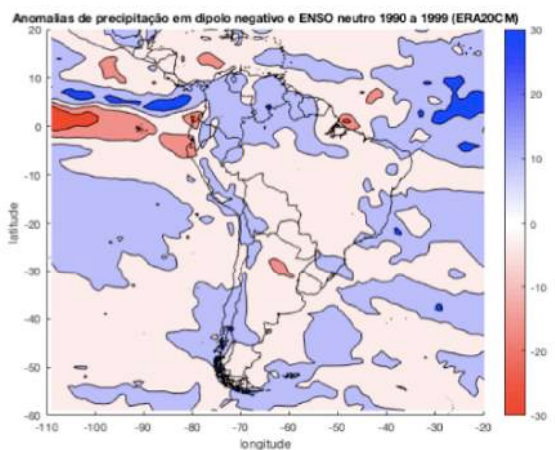
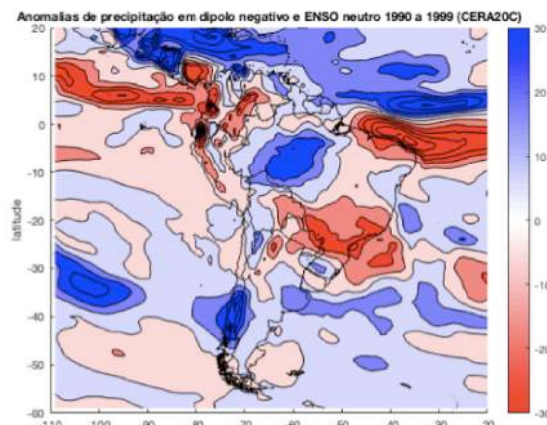
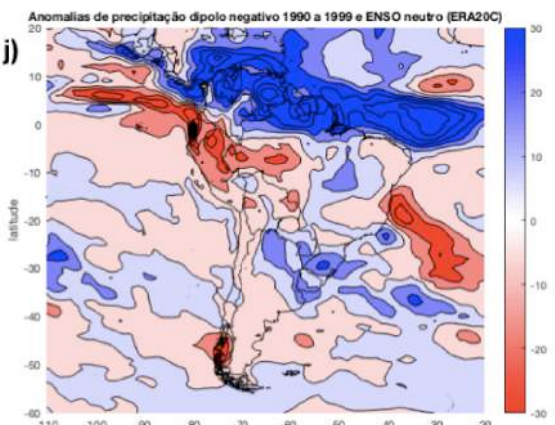
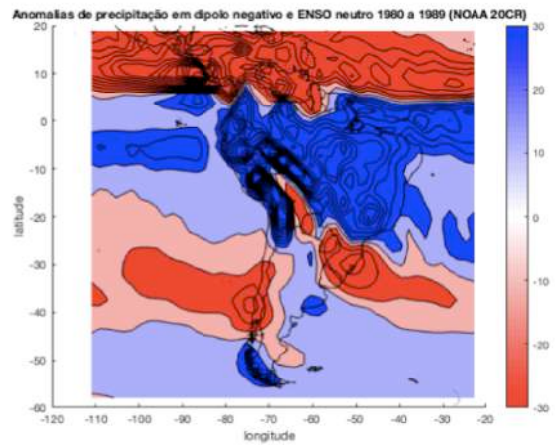
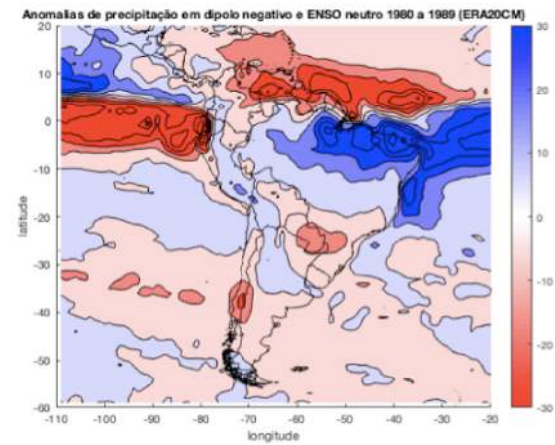
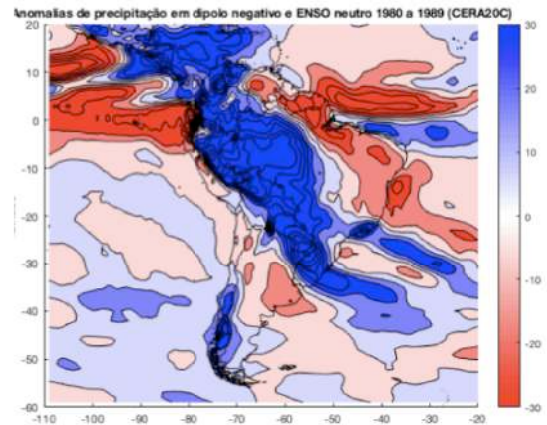
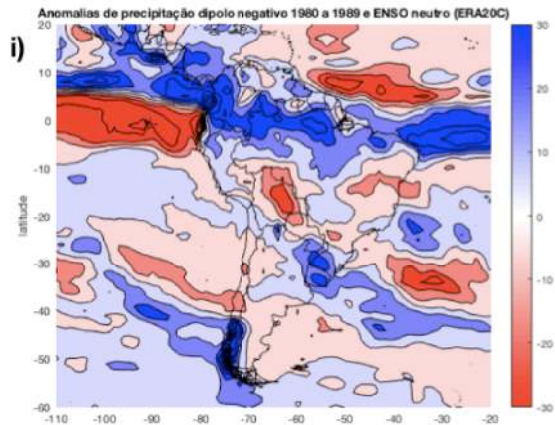












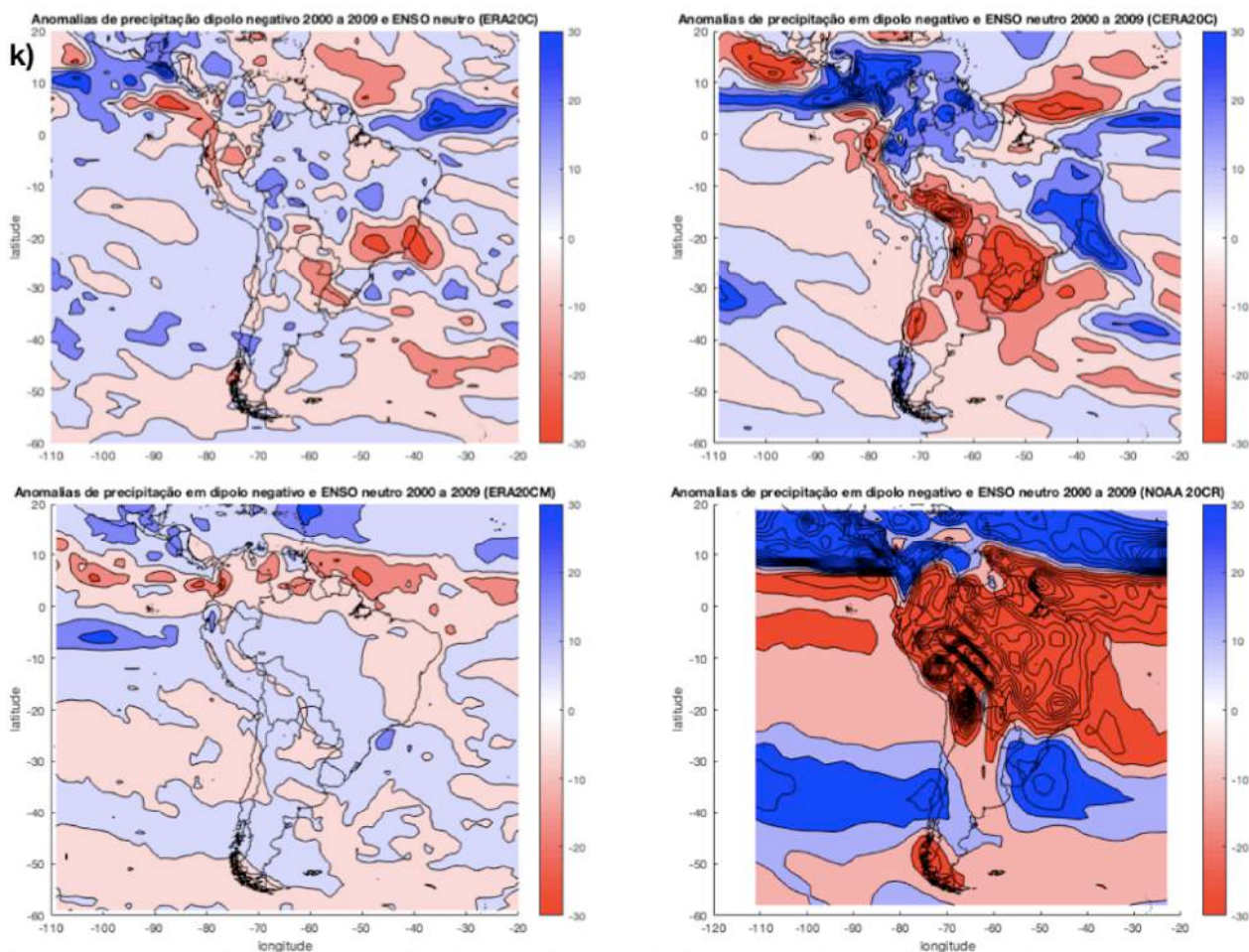


Figura 27 – Composições das anomalias de precipitação, calculadas em cada década no período de 1901 a 2010 em eventos negativos do Dipolo do Atlântico Sul e ENOS neutro: (a) 1901 a 1909, (b) 1910 a 1919, (c) 1920 a 1929, (d) 1930 a 1939, (e) 1940 a 1949, (f) 1950 a 1959, (g) 1960 a 1969, (h) 1970 a 1979, (i) 1980 a 1989, (j) 1990 a 1999, (k) 2000 a 2009. Cada composição foi calculada com uma reanálise centenária, da esquerda para a direita: em cima ERA20C e CERA-20C e em baixo ERA-20CM e NOAA-20CR

3.5.3 Composição das anomalias de precipitação em casos de Dipolo do Atlântico Sul positivo e negativo na escala sazonal

Considerando a escala sazonal foram geradas médias trimestrais durante o período de 1901 a 2010, representando as estações do ano: setembro a novembro, dezembro a fevereiro, março a maio e junho a agosto.

As Regiões Sudeste e Nordeste brasileiros foram as que mais se aproximaram de um padrão específico de anomalias de precipitação nas diferentes fases do dipolo do Atlântico Sul, em casos de dipolo positivo (negativo): na região sudeste ocorreram anomalias negativas (positivas) de precipitação e na região nordeste ocorreram anomalias positivas (negativas) de precipitação. Por outro lado, em eventos de dipolo negativo, os padrões foram inversos nas Regiões Sudeste e Nordeste, com algumas diferenças de posicionamento das anomalias nas regiões e reanálises.

Em eventos positivos de dipolo durante a primavera (Figura 28 a): a reanálise NOAA20CR mostrou como resultado anomalias positivas em todo o Nordeste e as demais reanálises exibiram

áreas positivas e outras negativas de anomalias de precipitação, sem haver concordância entre as reanálises; na Região Sudeste ocorreram anomalias positivas nas quatro reanálises e na Região Sul, anomalias negativas de precipitação nos quatro conjunto de dados.

Em eventos positivos de dipolo durante o verão (Figura 28 b): anomalias positivas de precipitação em grande parte do Nordeste brasileiro, exceto na reanálise ERA-20CM; na Região sudeste as reanálises exibiram um corredor de anomalias negativas de precipitação orientada no sentido noroeste-sudeste, próximo a região de atuação da ZCAS; na Região Sul do Brasil ocorreram anomalias negativas de precipitação, exceto nas reanálises CERA-20C e ERA-20CM.

Em eventos positivos de dipolo durante o outono (Figura 28 c): na Região Nordeste foram verificadas anomalias positivas de precipitação em todas as reanálises, exceto na NOAA20CR que exibiu anomalias negativas na faixa norte do Nordeste brasileiro; na Região sudeste ocorreram anomalias negativas de precipitação, sendo que a reanálise ERA-20CM mostrou anomalias positivas; na Região Sul do Brasil, anomalias positivas sobre a maior parte da região, com a reanálise ERA-20CM exibindo um padrão de anomalias negativas.

Em eventos positivos de dipolo durante o inverno (Figura 28 d): na Região Nordeste houve o predomínio de anomalias positivas de precipitação nas reanálises ERA-20C e CERA-20C, e na parte norte e costa leste da Região nordeste brasileiro, respectivamente nas reanálises ERA-20CM e NOAA20CR e na Região Sudeste ocorreram anomalias negativas de precipitação.

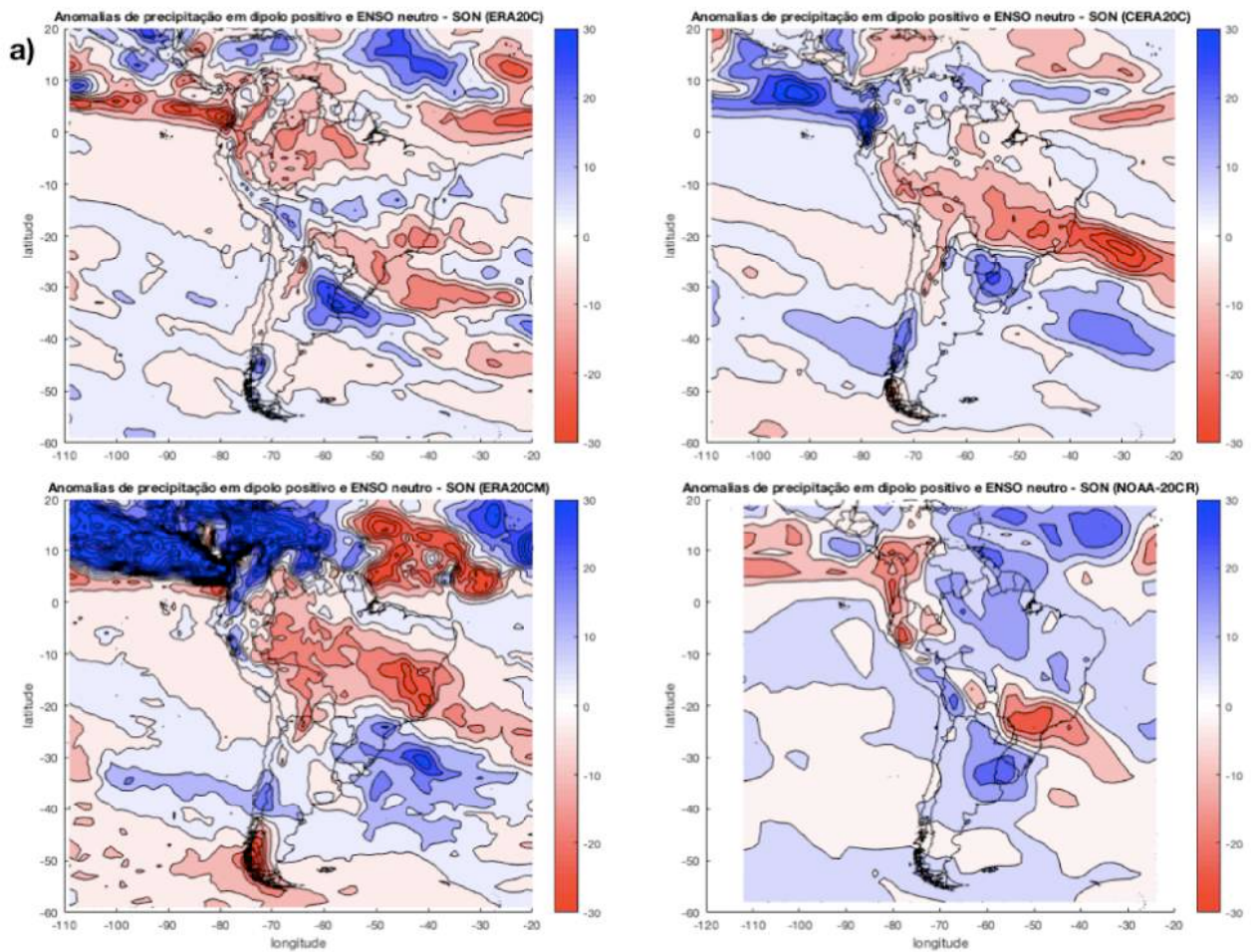
Em eventos negativos de dipolo durante a primavera (Figura 29 a): na Região Nordeste, as reanálises ERA-20C e NOAA20CR exibiram anomalias negativas de precipitação, enquanto que as reanálises CERA-20C e ERA-20CM mostraram anomalias negativas; na Região Sudeste houve o predomínio de anomalias positivas de precipitação e na Região Sul, anomalias negativas ocorreram na maior parte da região em todas as reanálises.

Em eventos negativos de dipolo durante o verão (Figura 29 b): a Região Nordeste apresentou anomalias negativas de precipitação, exceto na NOAA20CR; na Região sudeste as reanálises exibiram um corredor de anomalias positivas de precipitação orientada no sentido noroeste-sudeste, na região de atuação da ZCAS; na Região Sul houve o predomínio de anomalias negativas.

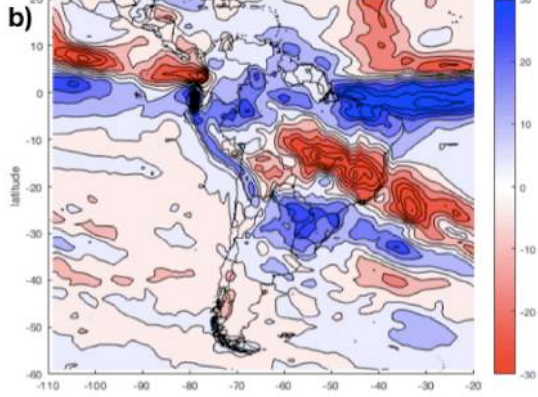
Em eventos negativos de dipolo durante o outono (Figura 29 c): Predomínio de anomalias negativas na Região Nordeste e positivas na Região Sudeste, exceto na reanálise NOAA20CR.

Em eventos negativos de dipolo durante o inverno (Figura 29 d): na Região Nordeste predominaram as anomalias negativas de precipitação, com exceção dos resultados da reanálise NOAA20CR; na região Sudeste ocorreram anomalias positivas em sua maior parte.

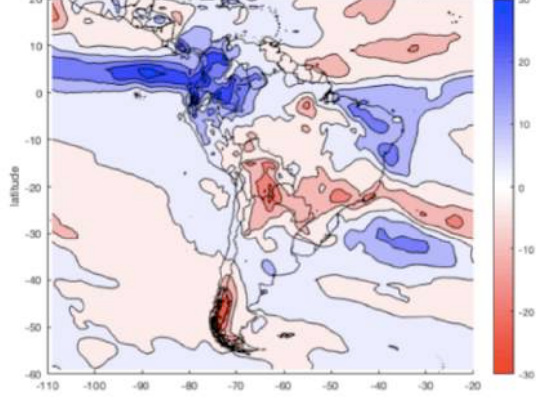
Os resultados da escala sazonal de uma forma geral ocorreram de acordo com o esperado: em casos de dipolo positivo (negativo), na Região Sudeste havia a expectativa de anomalias negativas (positivas) de precipitação e na Região Nordeste esperavam-se anomalias positivas (negativas) de precipitação.



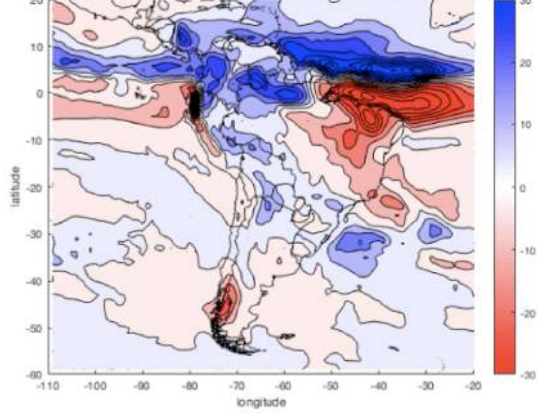
Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro - DJF (ERA20C)



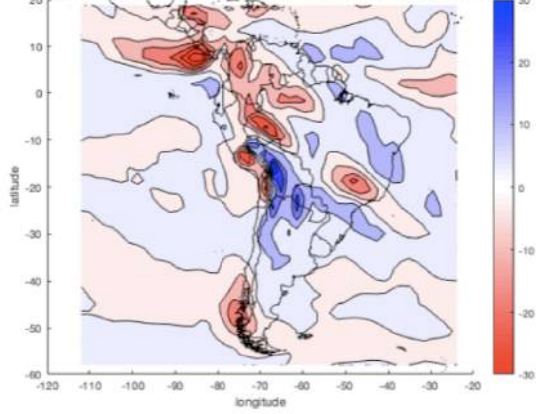
Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro - DJF (CERA20C)



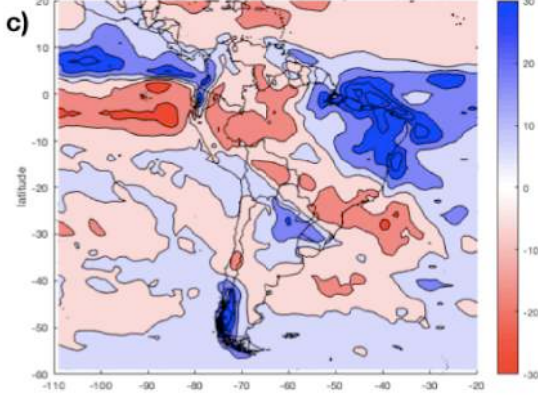
Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro - DJF (ERA20CM)



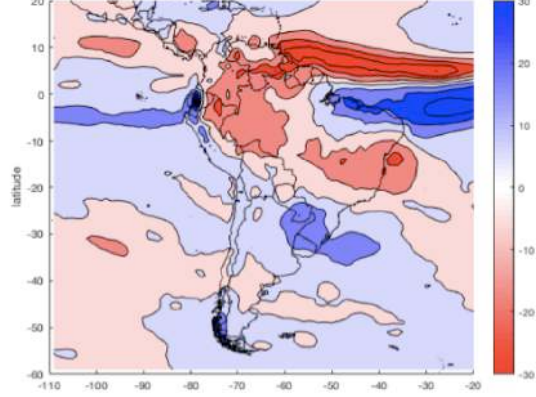
Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro - DJF (NOAA-20CR)



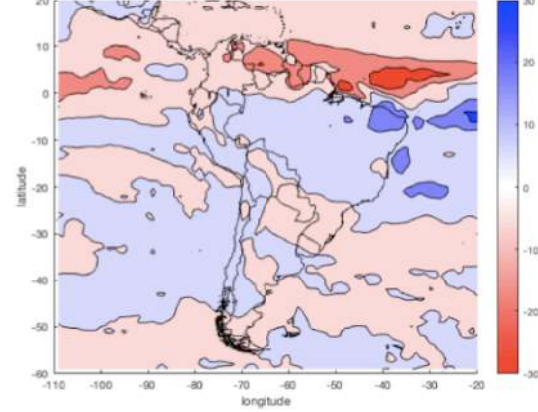
Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro - MAM (ERA20C)



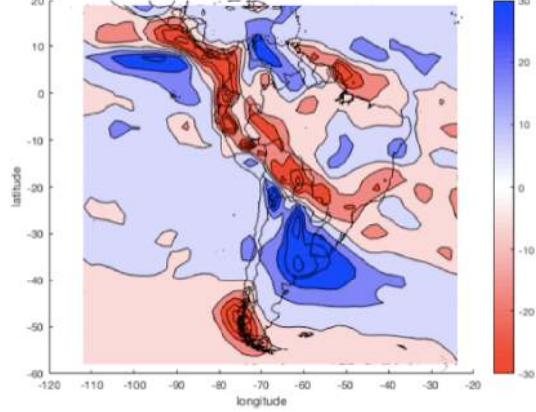
Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro - MAM (CERA20C)



Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro - MAM (ERA20CM)



Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro - MAM (NOAA-20CR)



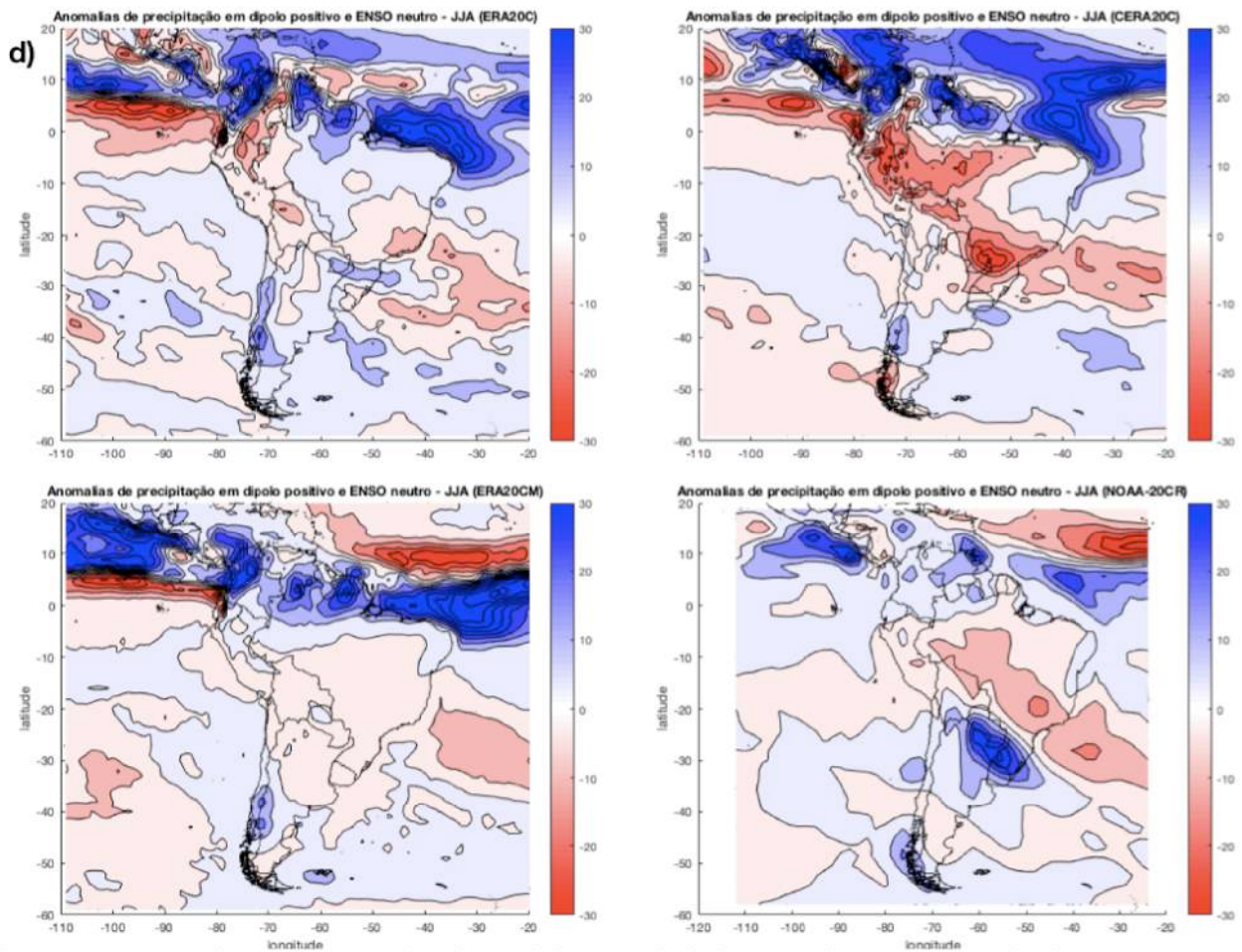
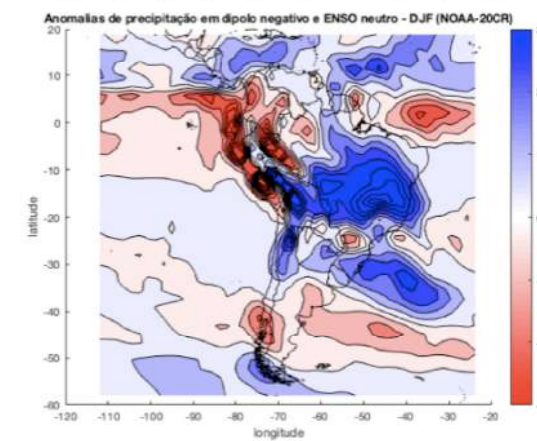
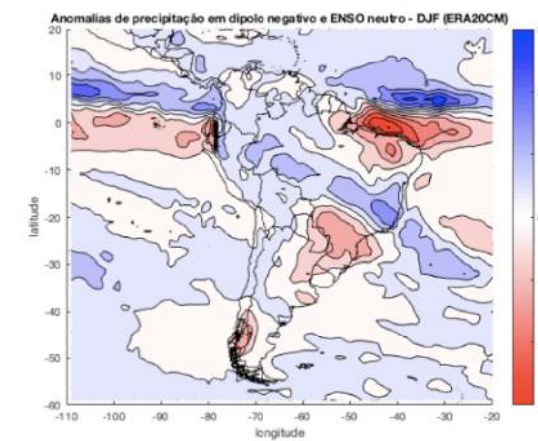
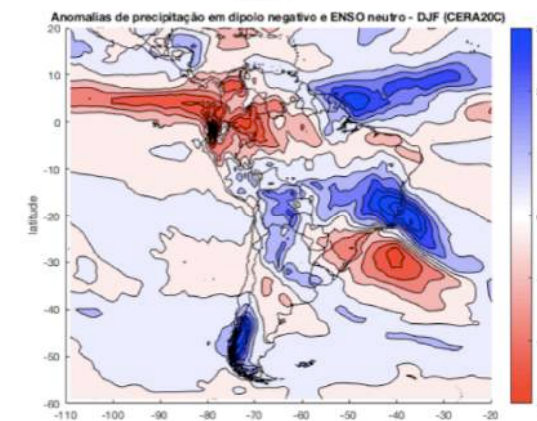
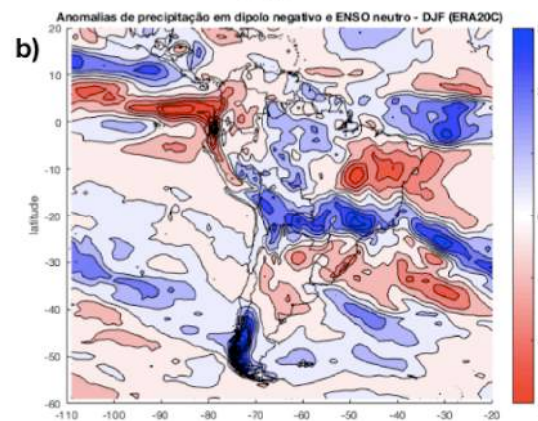
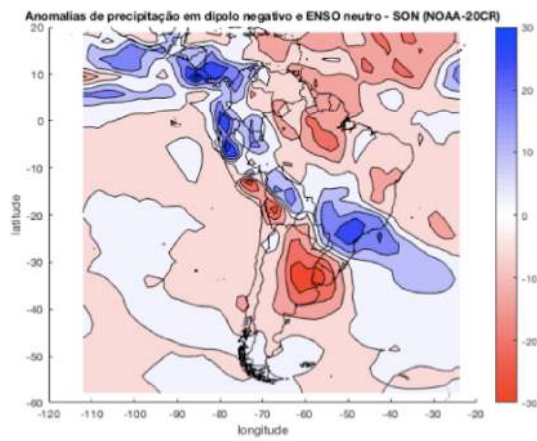
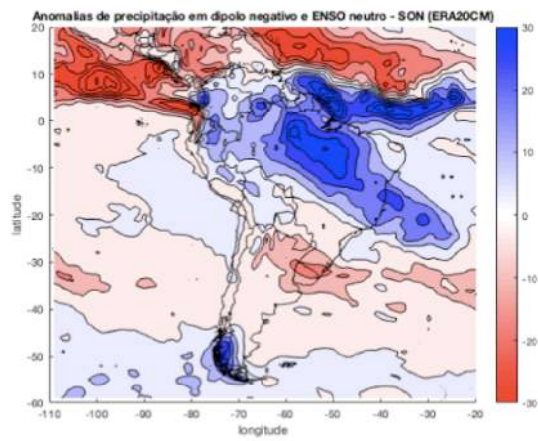
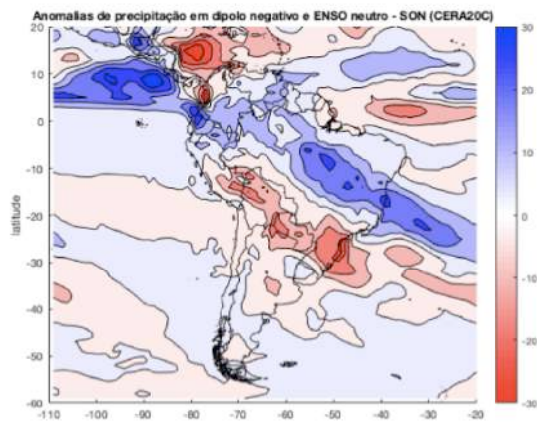
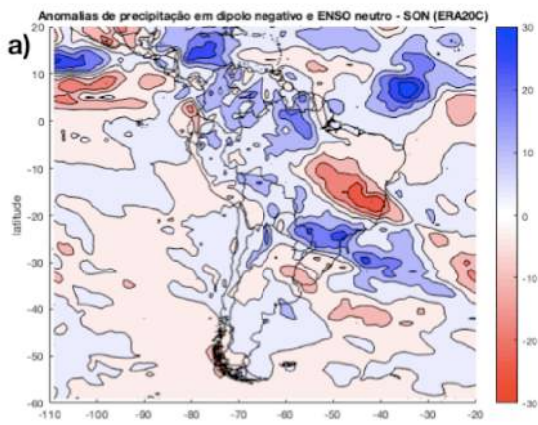


Figura 28 - Composições das anomalias de precipitação, calculadas sazonalmente no período de 1901 a 2010 em eventos positivos do Dipolo do Atlântico Sul e ENOS neutro: (a) SON, (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA. Cada composição foi calculada com uma reanálise centenária, da esquerda para a direita: em cima ERA20C e CERA-20C e em baixo ERA-20CM e NOAA-20CR



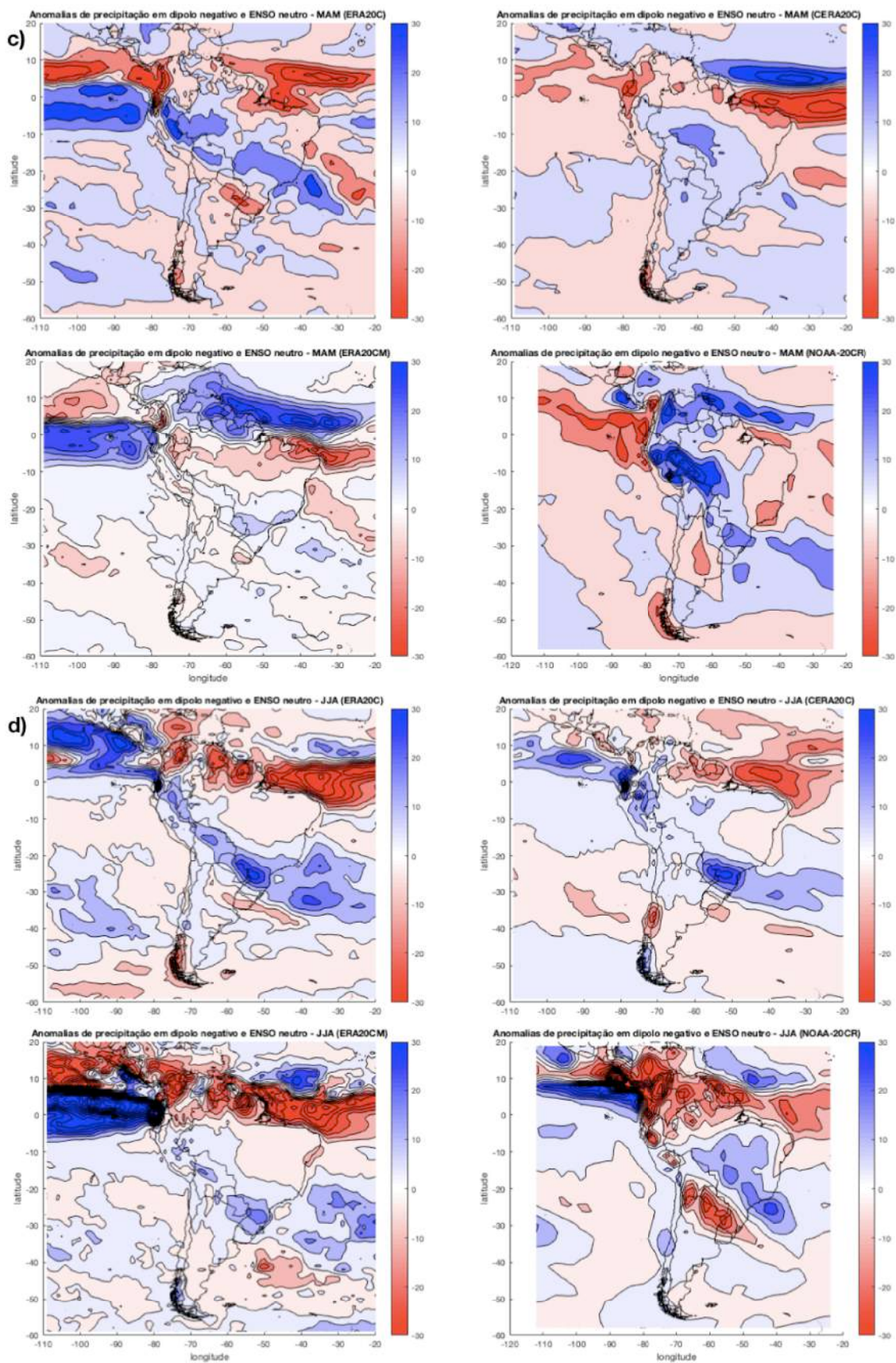


Figura 29 - Composições das anomalias de precipitação, calculadas sazonalmente no período de 1901 a 2010 em eventos negativos do Dipolo do Atlântico Sul e ENOS neutro: (a) SON, (b) DJF, (c) MAM, (d) JJA. Cada composição foi calculada com uma reanálise centenária, da esquerda para a direita: em cima ERA20C e CERA-20C e em baixo ERA-20CM e NOAA-20CR

3.5.4 Composição das anomalias de precipitação em casos de Dipolo do Atlântico Sul positivo e negativo na escala mensal

Nessa escala de tempo, as anomalias de precipitação foram calculadas mês a mês durante o período de 1901 a 2010. Nos meses analisados não foi encontrado um padrão específico que se repetisse em todo o período e em todas as reanálises, provavelmente, essa falta de um padrão pode ser atribuída a maior influência da variabilidade de outros fenômenos atmosféricos de escala sinótica, além de diferenças entre os parâmetros dos modelos de cada reanálise.

Conforme mapas de correlação da figura 24 espera-se a ocorrência de anomalias positivas (negativas) de precipitação na Região do Nordeste brasileiro em eventos positivos (negativos) e nas Regiões Sudeste e Sul do Brasil anomalias negativas (positivas) de precipitação em casos de dipolo positivo (negativo) do Atlântico Sul.

Em episódios positivos de dipolo do Atlântico Sul houve coerência entre as composições e os resultados da figura 24, onde na Região Nordeste ela ocorreu nos meses de janeiro na reanálise ERA-20C; fevereiro nas reanálises CERA-20C, ERA-20CM e NOAA20CR; março nas reanálises ERA-20C, CERA-20C e NOAA20CR; abril nas reanálises ERA-20C, ERA-20CM e NOAA20CR; maio em nenhuma reanálise; junho nas reanálises CERA-20C, ERA-20CM e NOAA20CR, exceto na porção norte da região; julho nas reanálises ERA-20CM e NOAA20CR; agosto na reanálise NOAA20CR; setembro nas reanálises CERA-20C e NOAA20CR; outubro em todas as reanálises, exceto na NOAA20CR; novembro na reanálise CERA-20C e dezembro na reanálise ERA-20C.

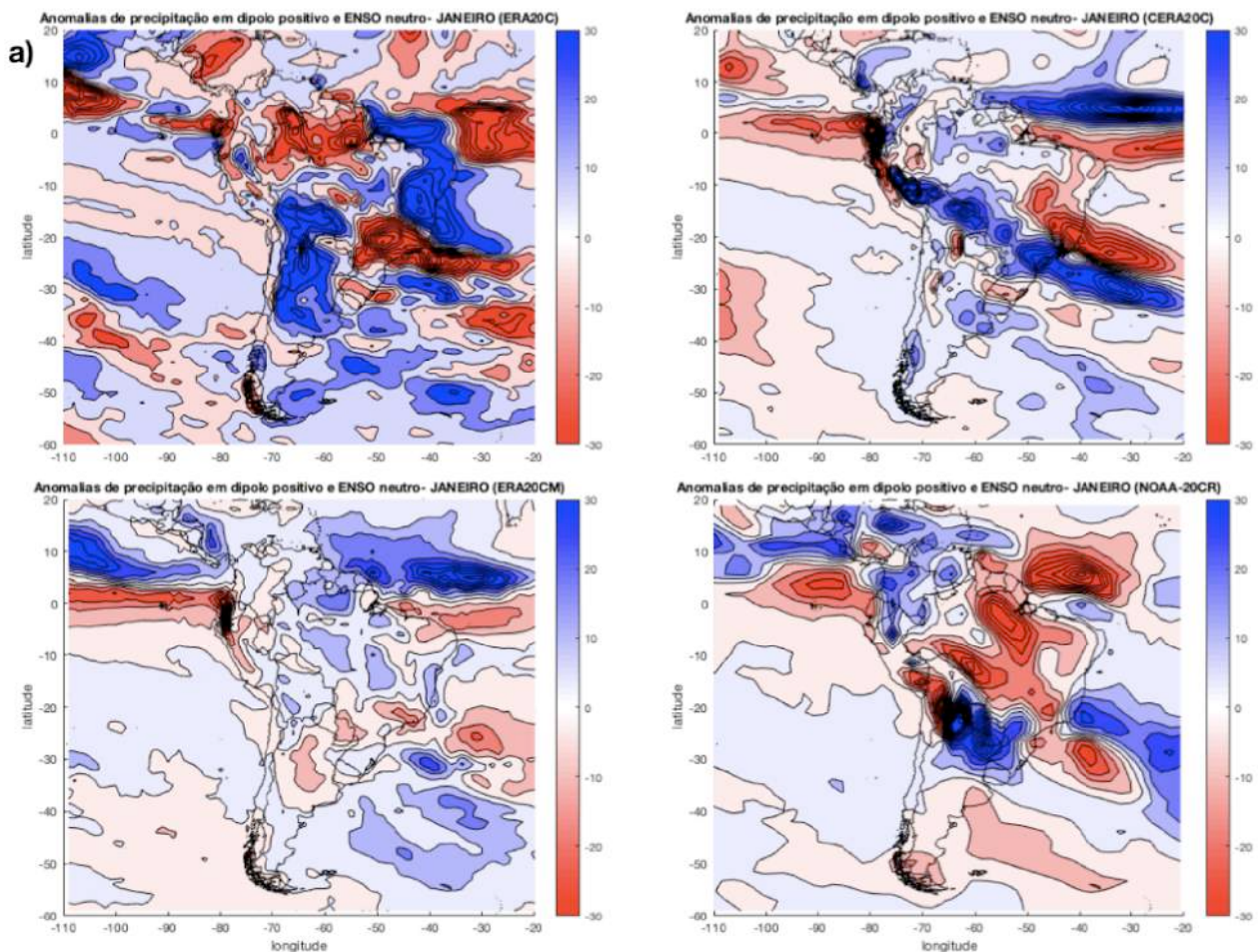
Apesar de estatisticamente a reanálise CERA-20C representar melhor a precipitação na América do Sul, em casos de dipolo positivo, a reanálise NOAA20CR apresentou anomalias de precipitação na Região Nordeste coerentes com os mapas de correlação da figura 24 em uma quantidade maior de meses.

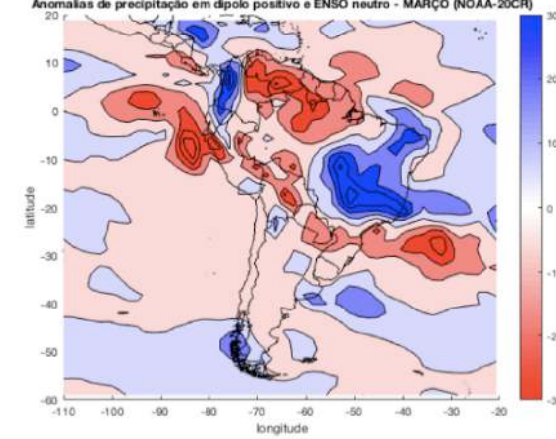
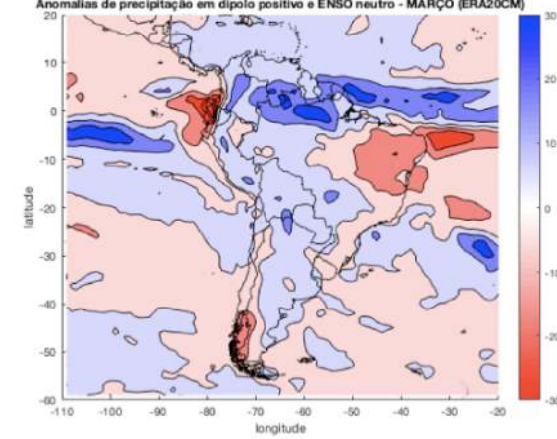
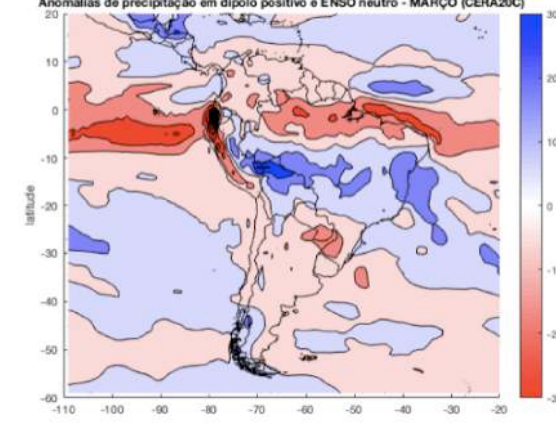
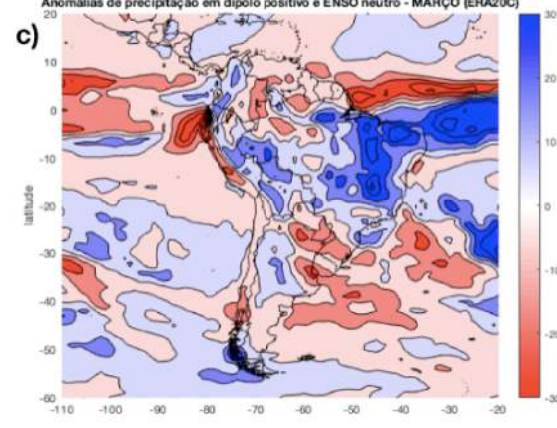
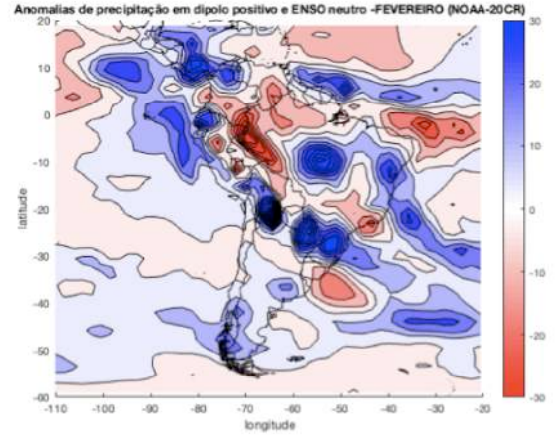
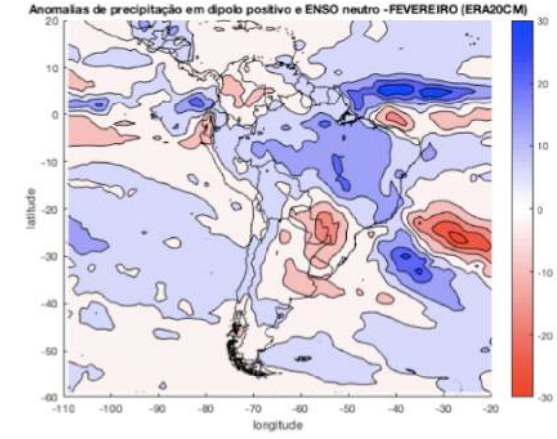
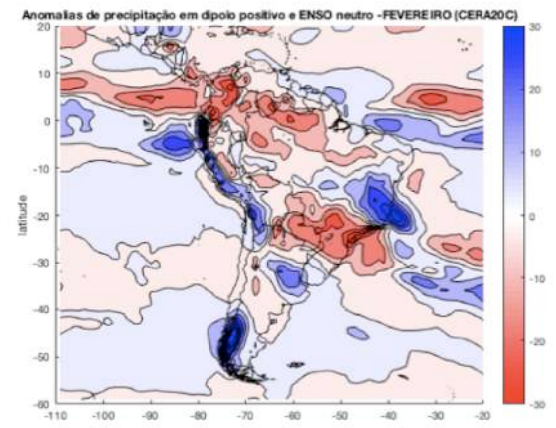
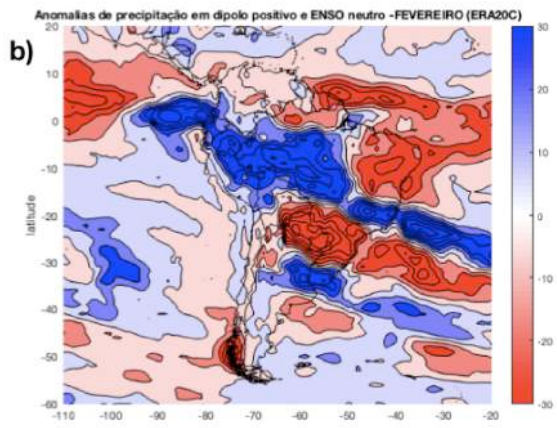
Em episódios positivos de dipolo do Atlântico Sul houve coerência entre as composições e os resultados da figura 24 na Região Sudeste, onde: nos meses de janeiro em todas as reanálises; fevereiro em nenhuma reanálise; março nas reanálises ERA-20CM; abril nas reanálises CERA-20C e NOAA20CR; maio nas reanálises ERA-20C e CERA-20C; junho na reanálise ERA-20C; julho na reanálise ERA-20C; agosto na reanálise ERA-20C; setembro nas reanálises ERA-20C, ERA-20CM e NOAA20CR; outubro nas reanálises ERA-20C e NOAA20CR; novembro na reanálise ERA-20C e dezembro na reanálise CERA-20C e ERA-20CM.

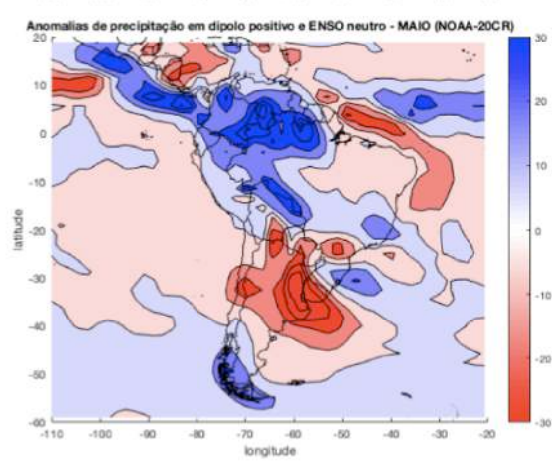
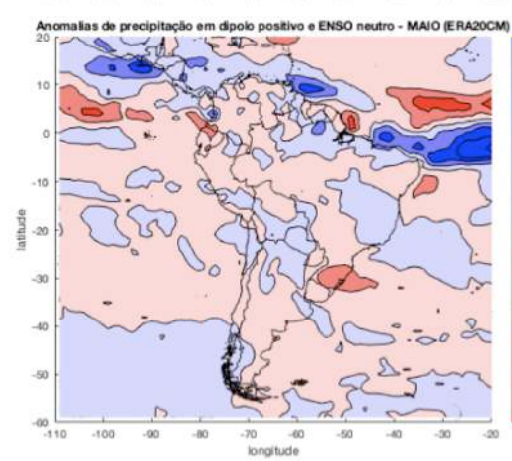
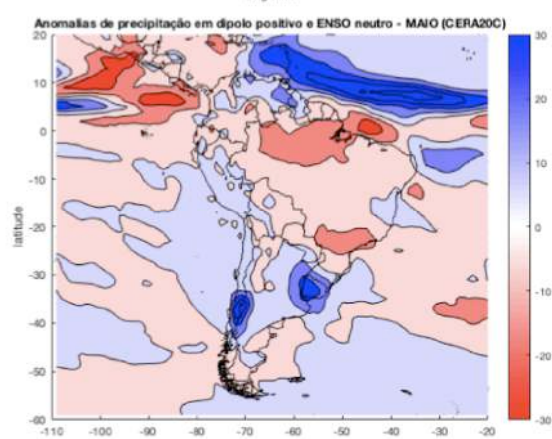
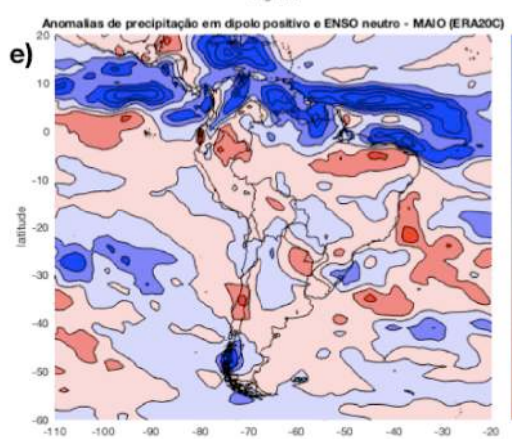
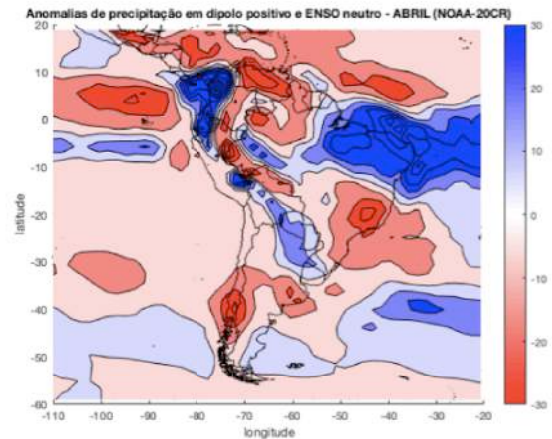
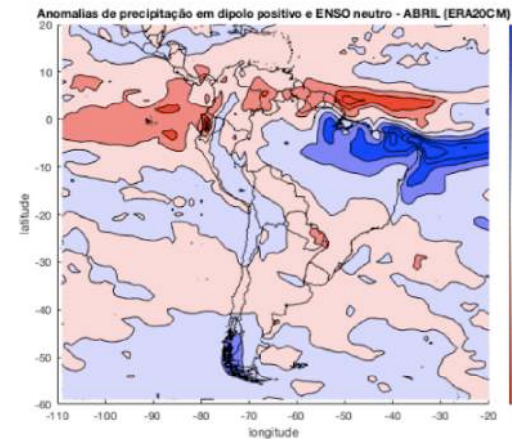
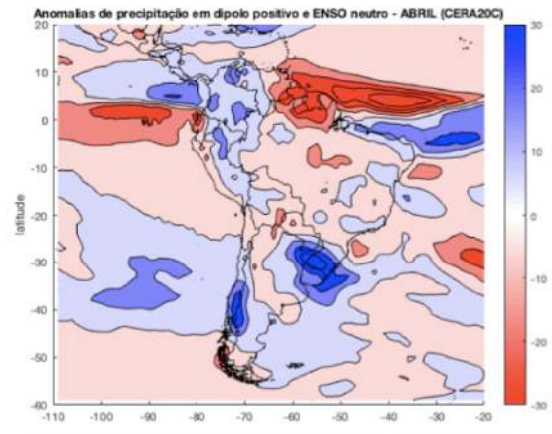
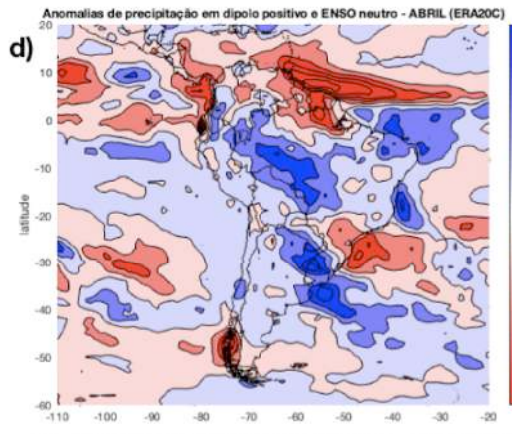
Em episódios negativos de dipolo do Atlântico Sul houve coerência entre as composições e os resultados da figura 24, na Região Nordeste: nos meses de janeiro na reanálise ERA-20C e zona costeira das demais reanálises; fevereiro na reanálise ERA-20CM; março nas reanálises ERA-20C, CERA-20C e NOAA20CR; abril nas reanálises ERA-20CM e NOAA20CR; maio nas reanálises

ERA-20C e ERA-20CM; junho em todas as reanálises, exceto na parte norte do Nordeste brasileiro nas reanálises CERA-20C e ERA-20CM; julho em todas as reanálises, exceto no interior da Região Nordeste nas reanálises ERA-20C, CERA-20C e NOAA20CR; agosto nas reanálises ERA-20C e NOAA20CR e interior da Região Nordeste na reanálise CERA-20C; setembro na reanálise ERA-20C; outubro em todas as reanálises; novembro na reanálise CERA-20C e dezembro na reanálise ERA-20CM.

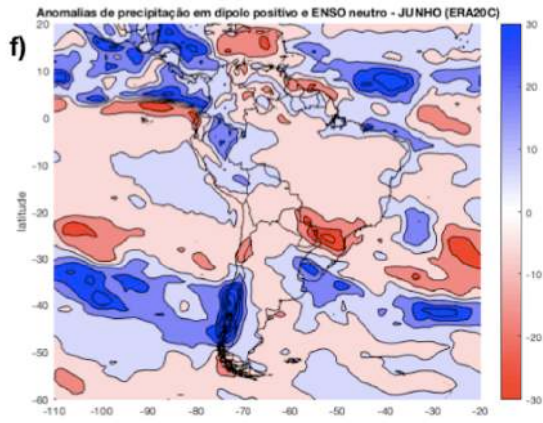
Em episódios negativos de dipolo do Atlântico Sul houve coerência entre as composições e os resultados da figura 24, na Região Sudeste: nos meses de janeiro em todas as reanálises; fevereiro em todas as reanálises, exceto na CERA-20C; março na reanálise ERA-20C; abril em todas as reanálises; maio na reanálise ERA-20C; junho na reanálise ERA-20C; julho na reanálise CERA-20C; agosto na reanálise ERA-20C; setembro em todas as reanálises, exceto na ERA-20C; outubro na reanálise ERA-20C; novembro e dezembro em todas as reanálises.



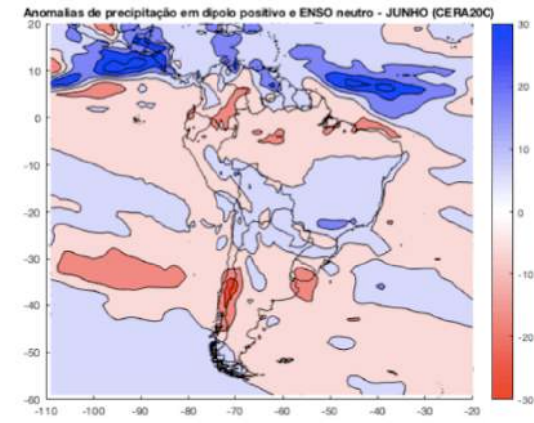




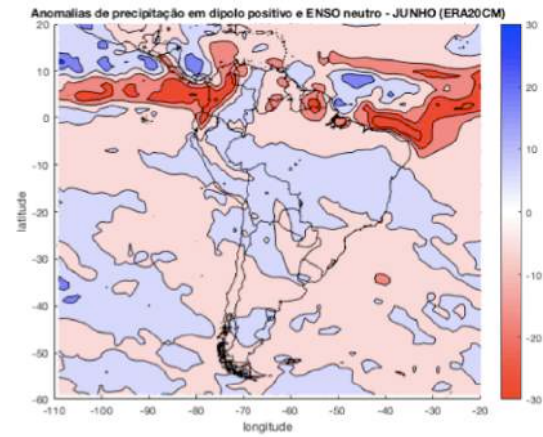
f) Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro - JUNHO (ERA20C)



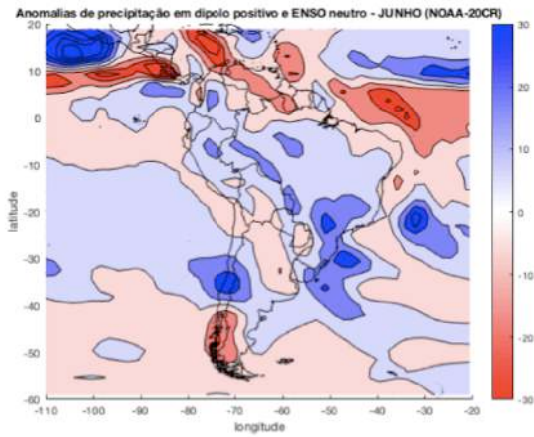
Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro - JUNHO (CERA20C)



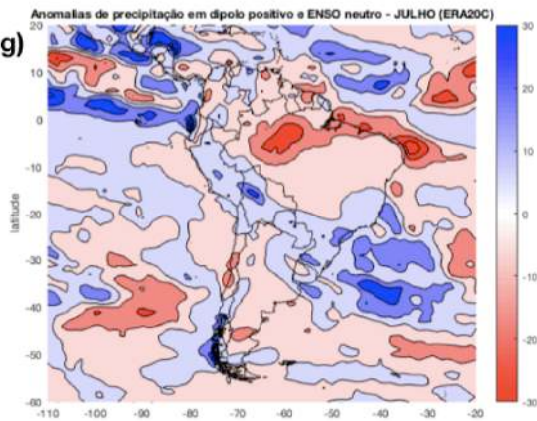
Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro - JUNHO (ERA20CM)



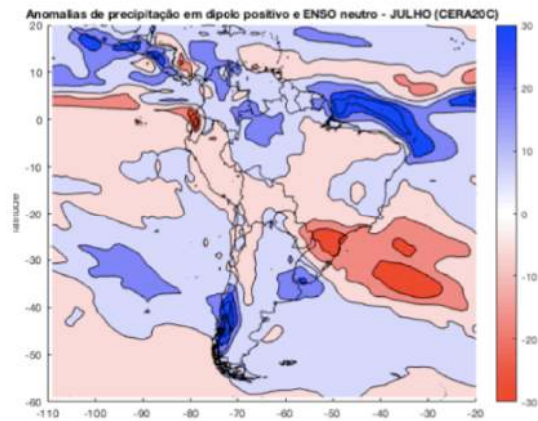
Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro - JUNHO (NOAA-20CR)



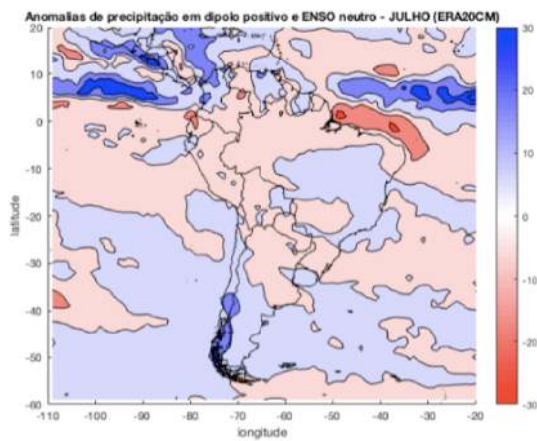
g) Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro - JULHO (ERA20C)



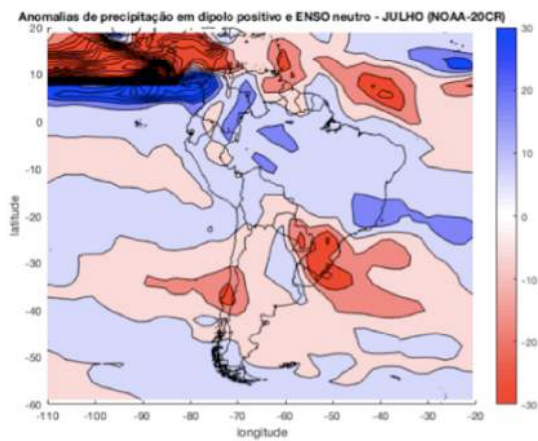
Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro - JULHO (CERA20C)

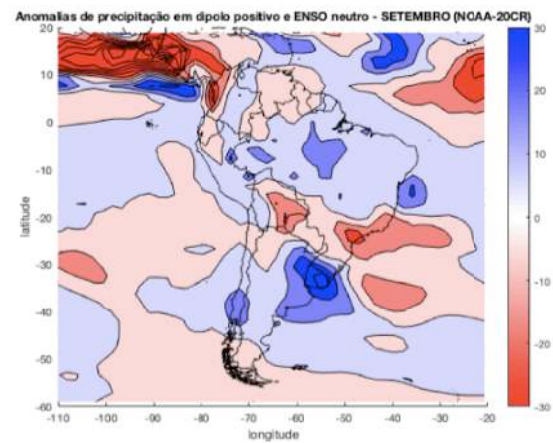
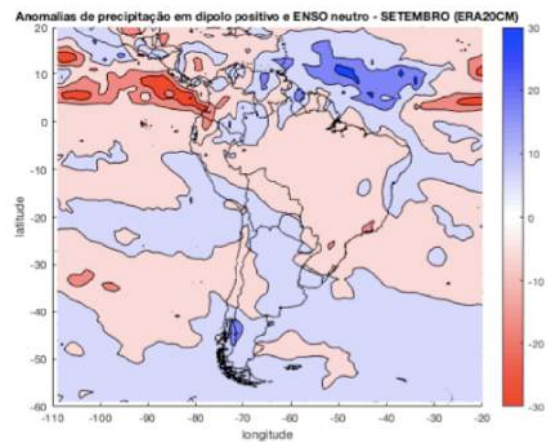
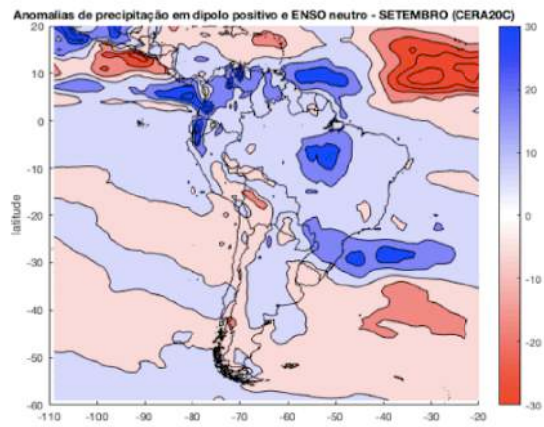
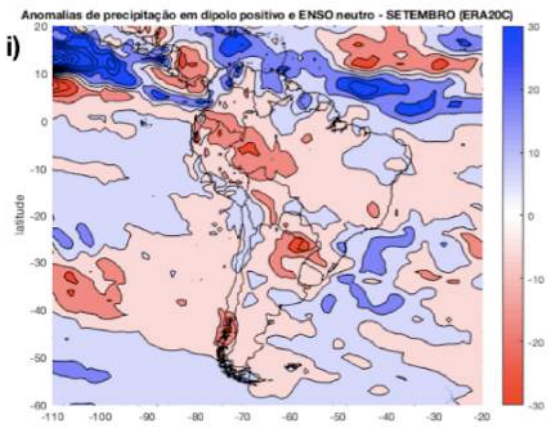
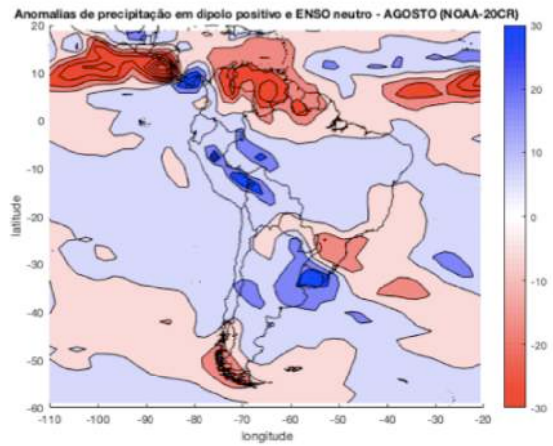
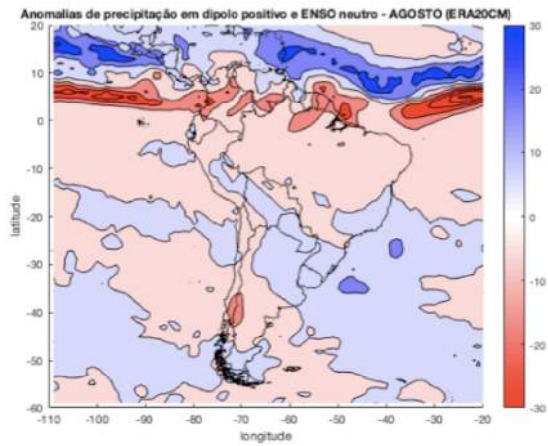
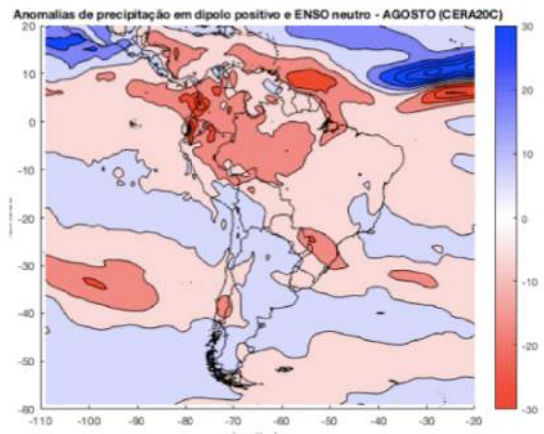
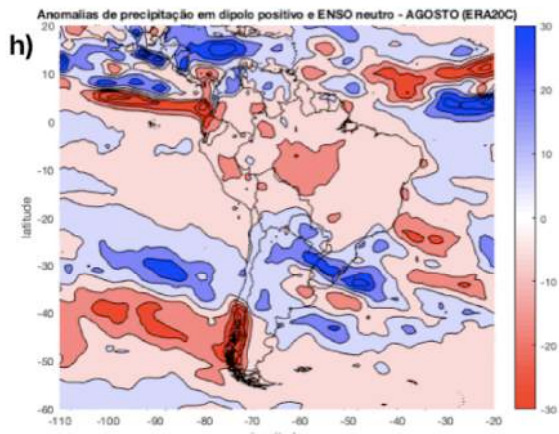


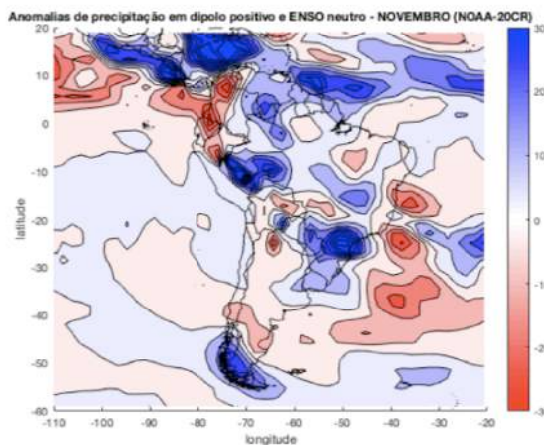
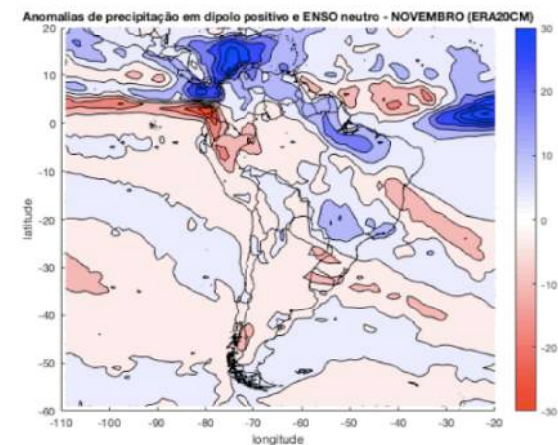
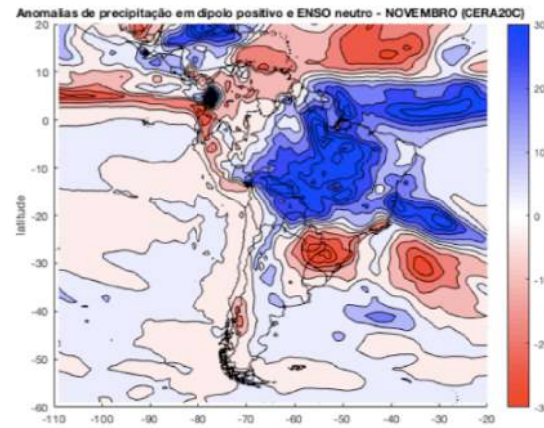
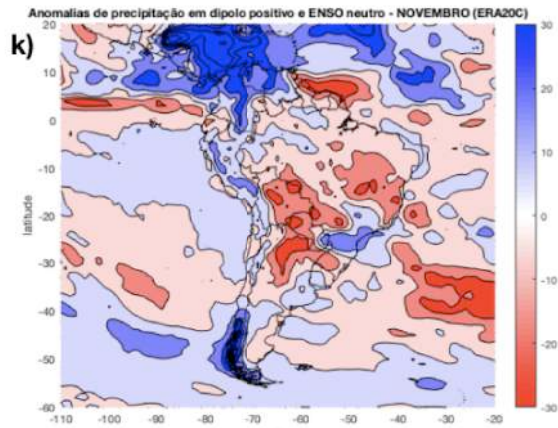
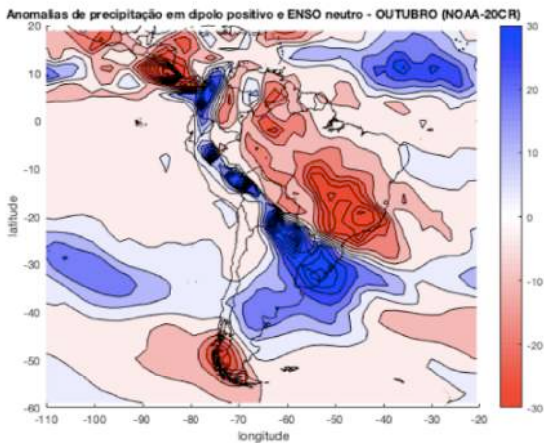
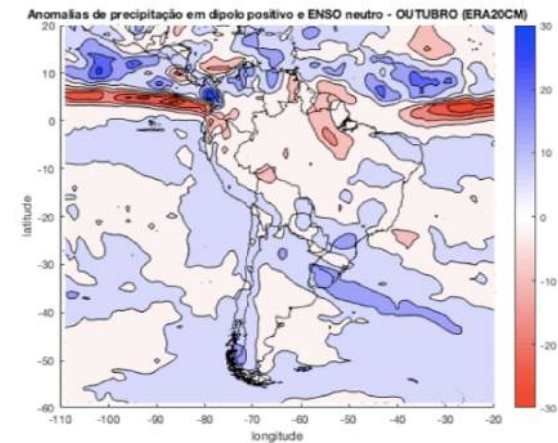
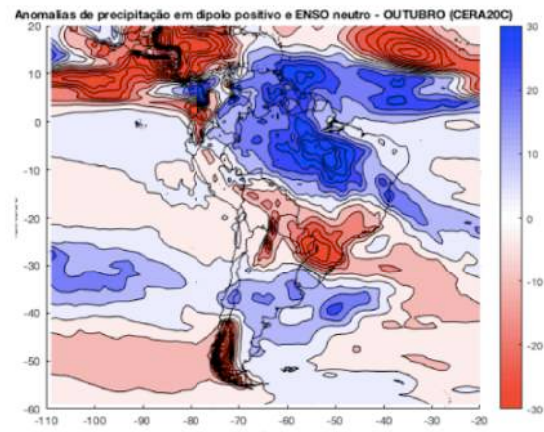
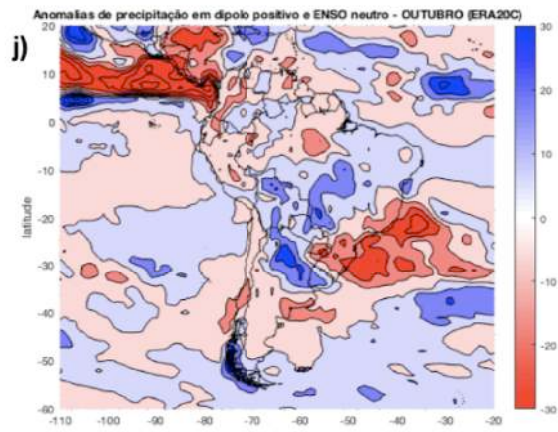
Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro - JULHO (ERA20CM)



Anomalias de precipitação em dipolo positivo e ENSO neutro - JULHO (NOAA-20CR)







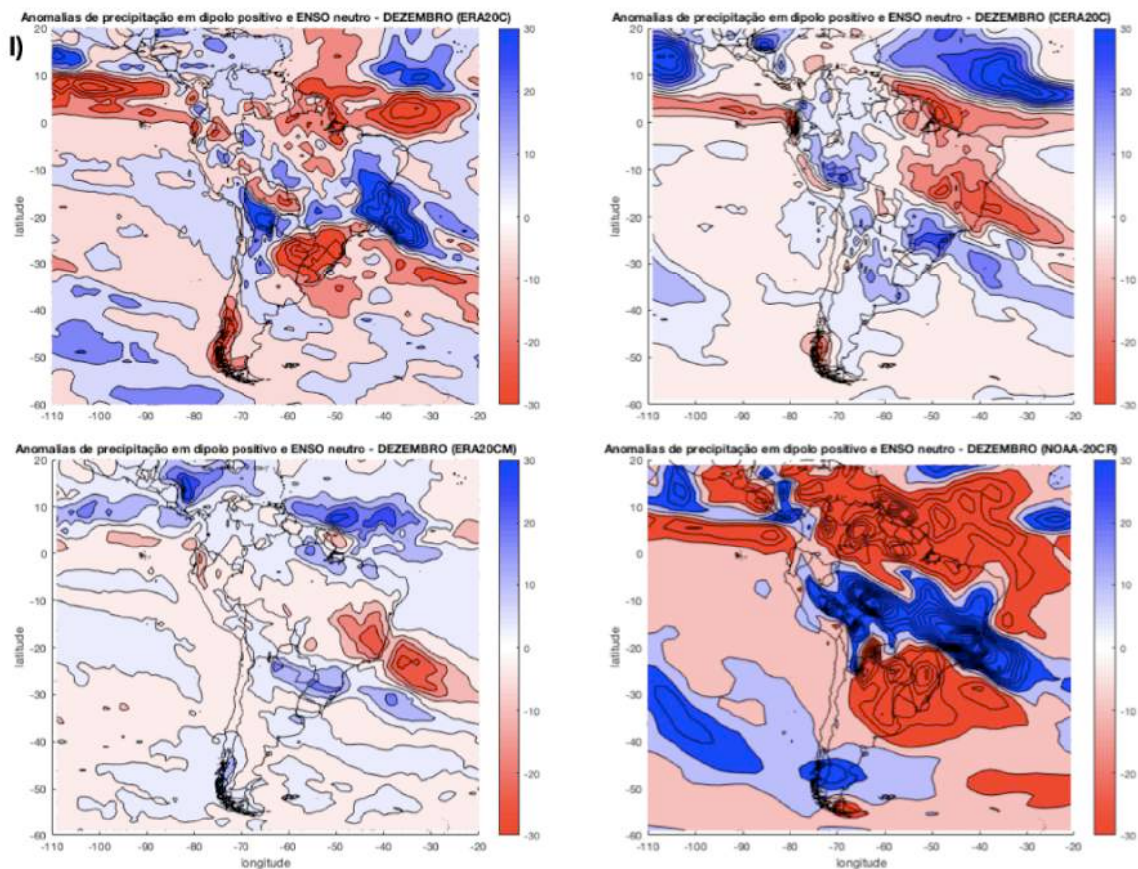
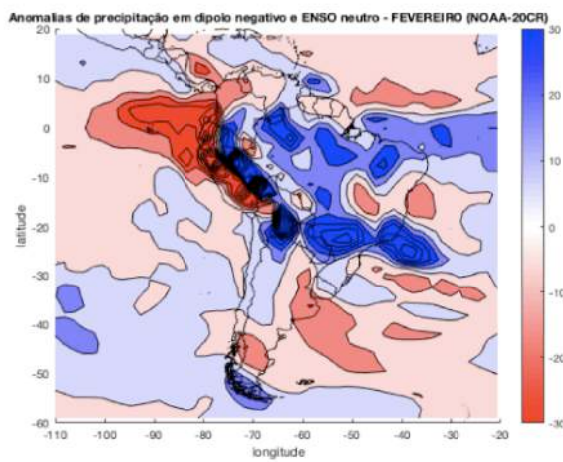
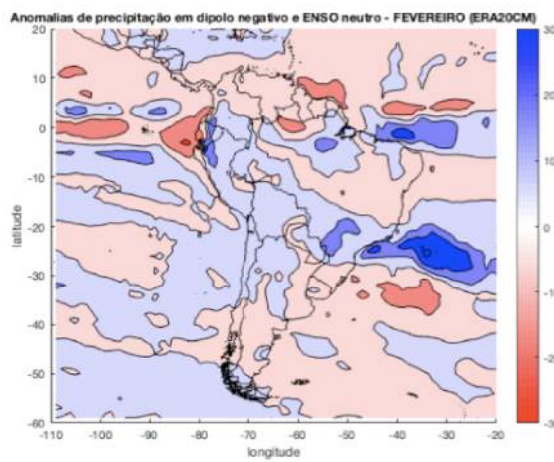
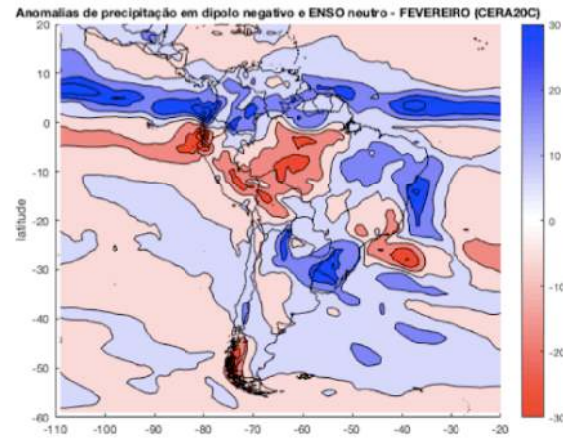
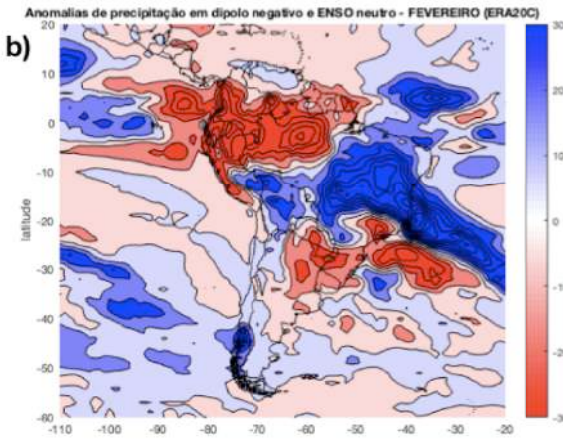
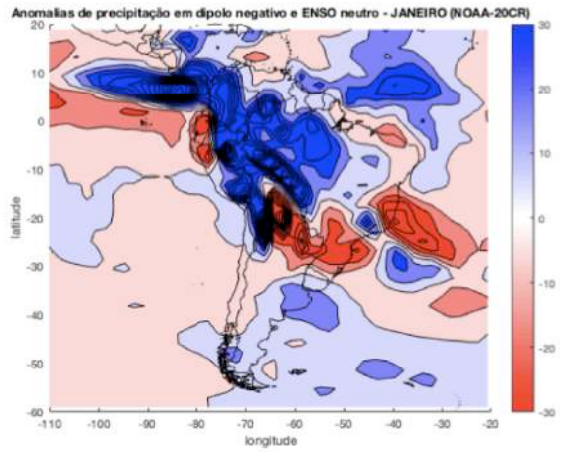
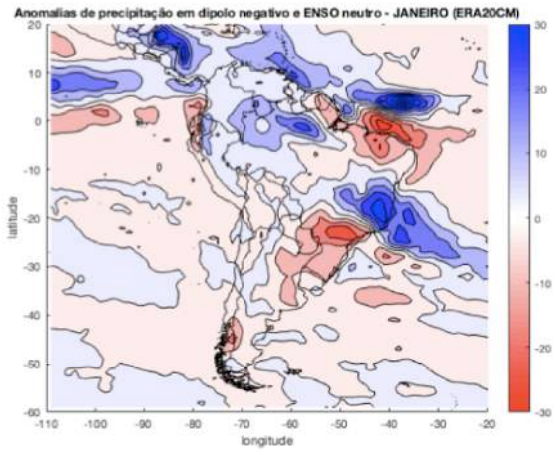
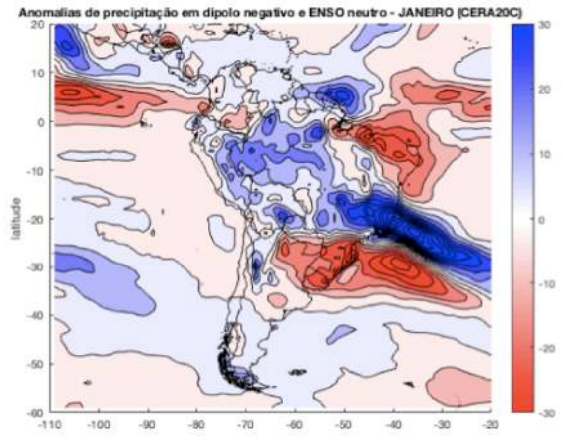
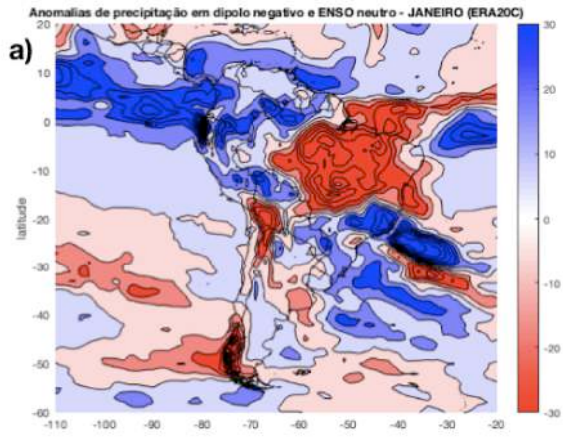
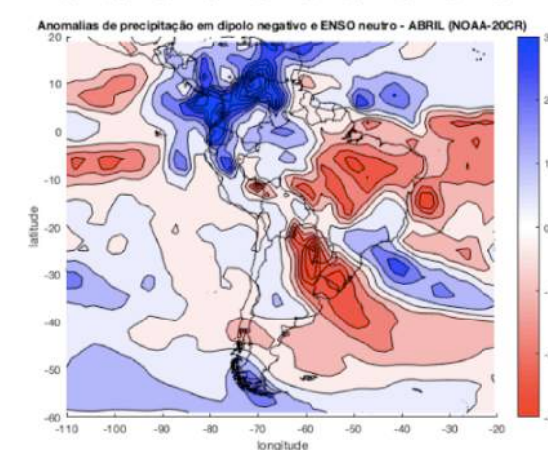
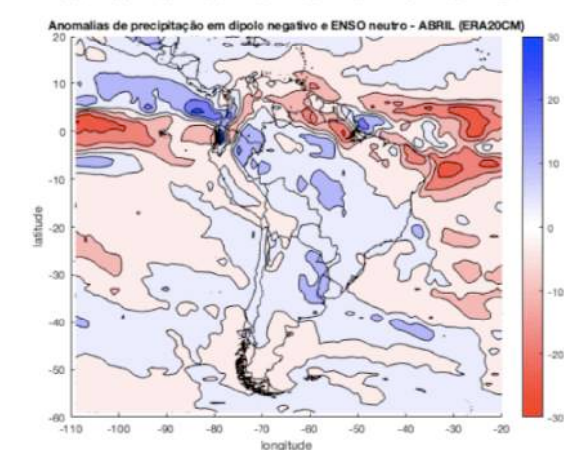
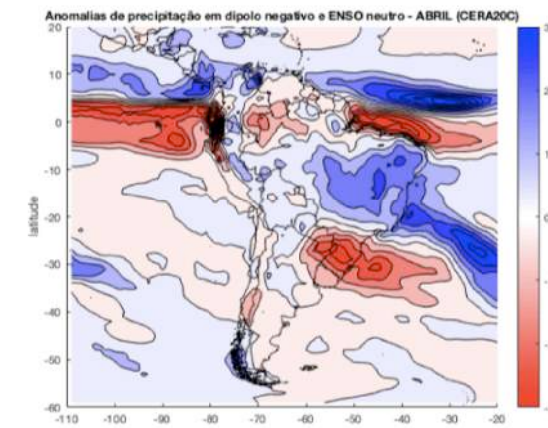
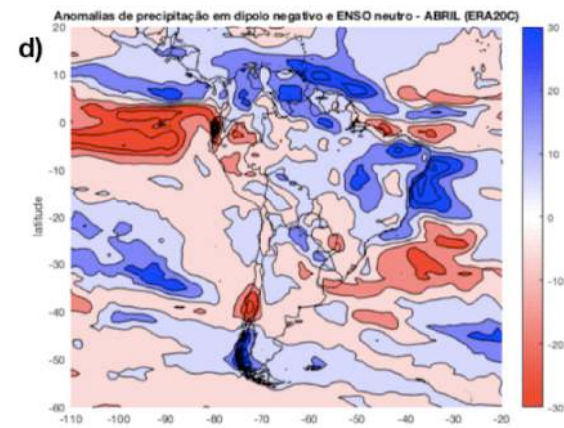
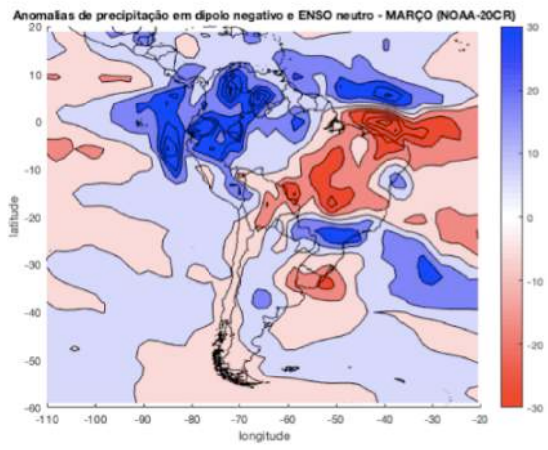
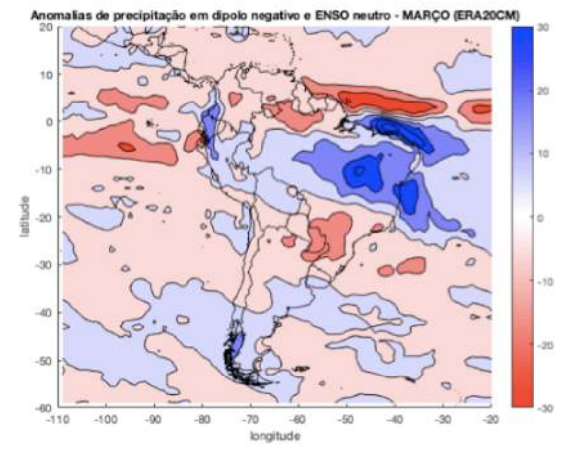
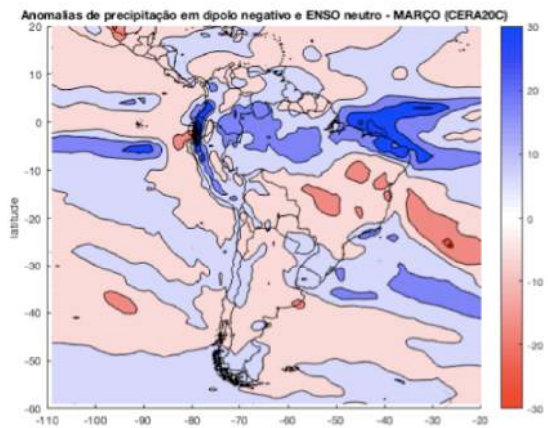
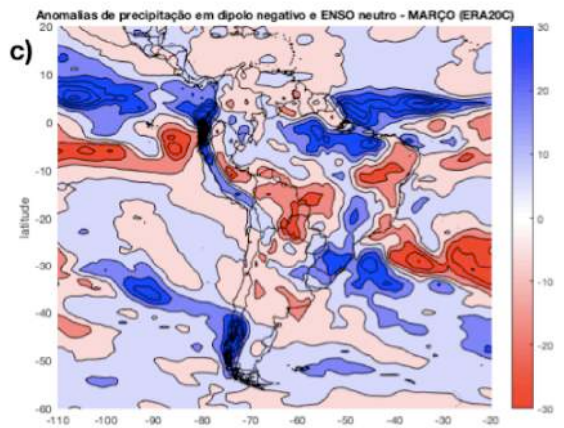
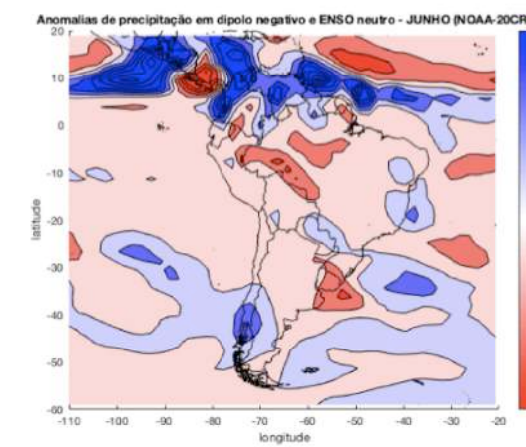
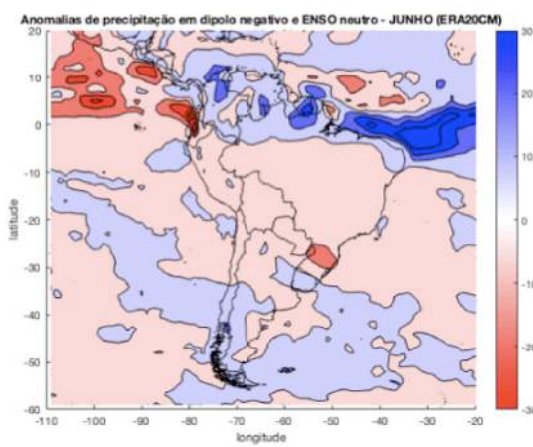
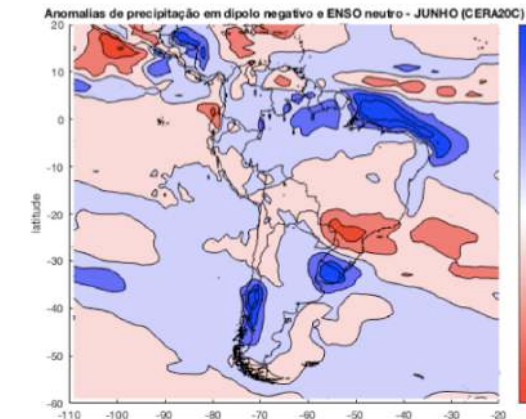
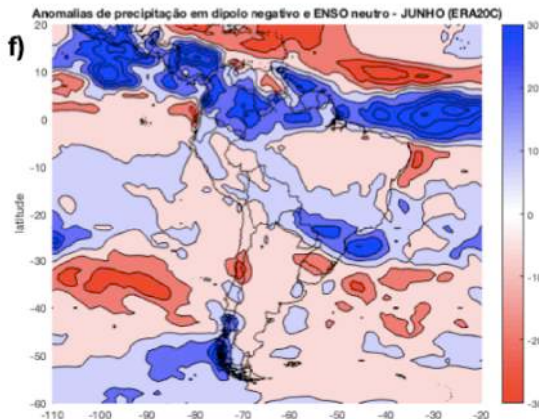
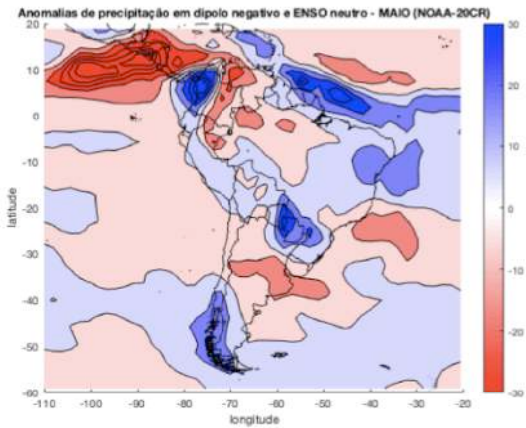
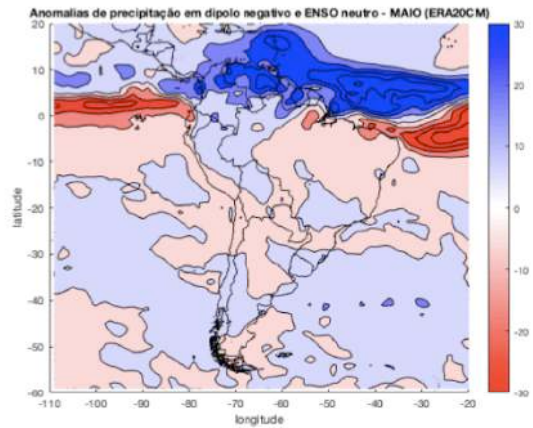
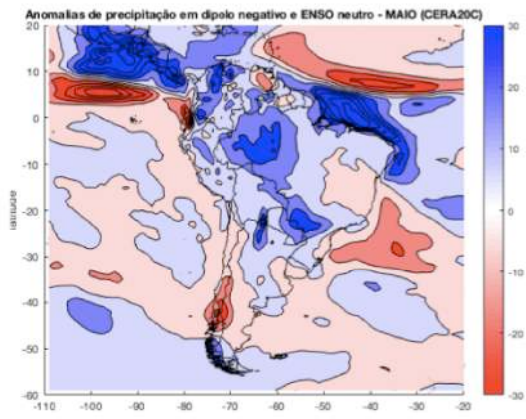
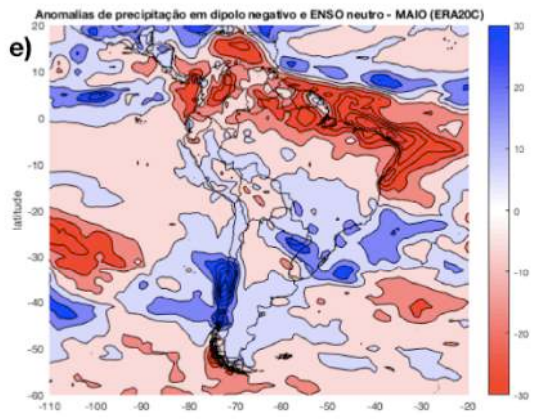
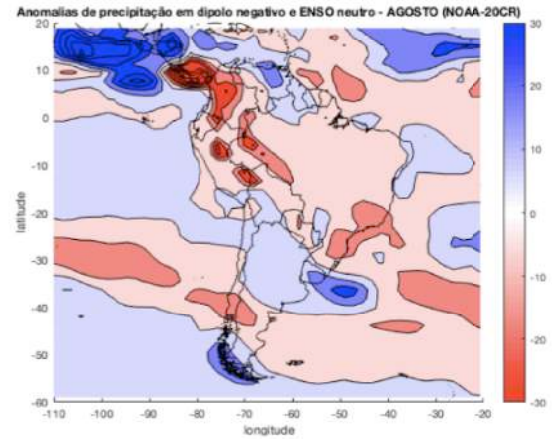
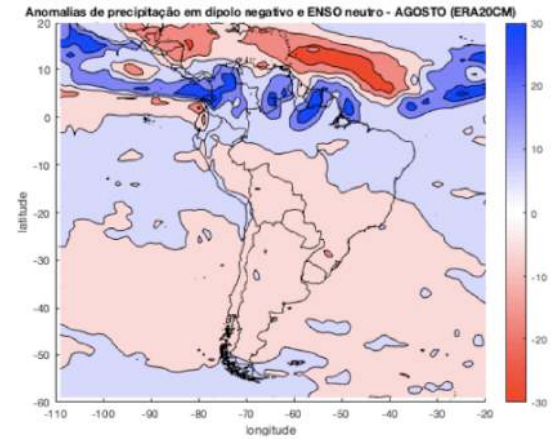
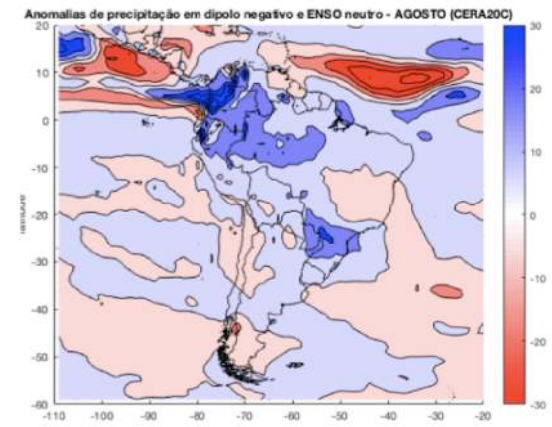
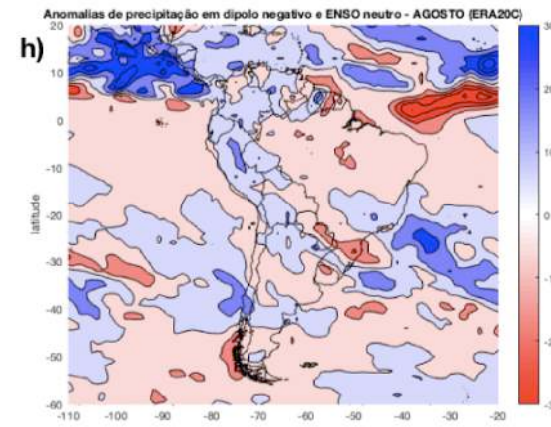
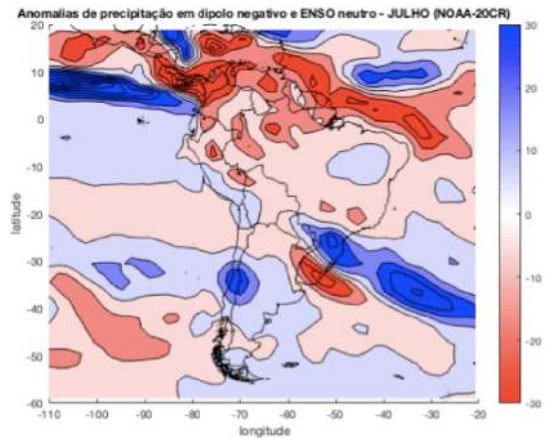
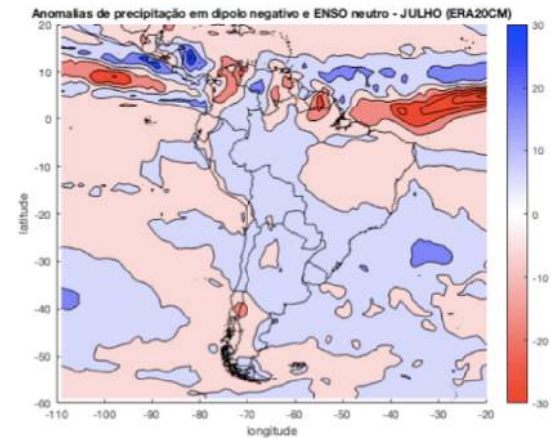
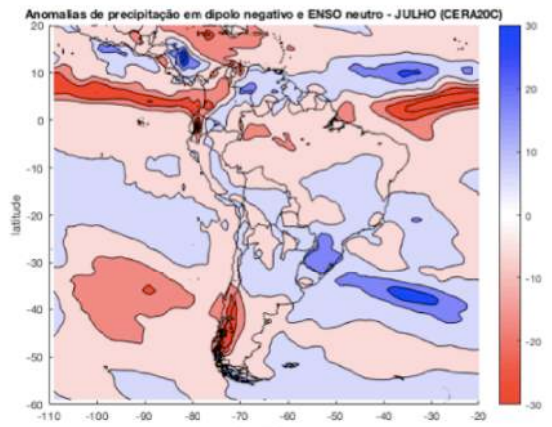
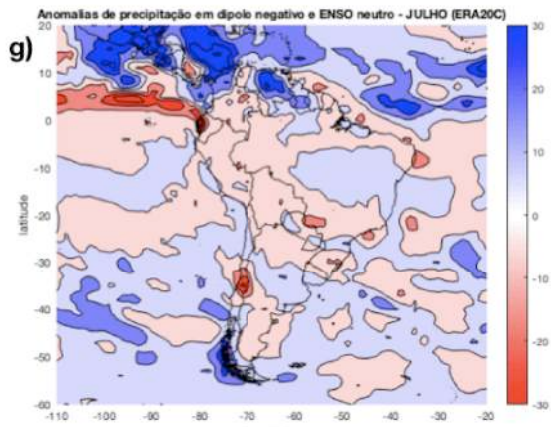


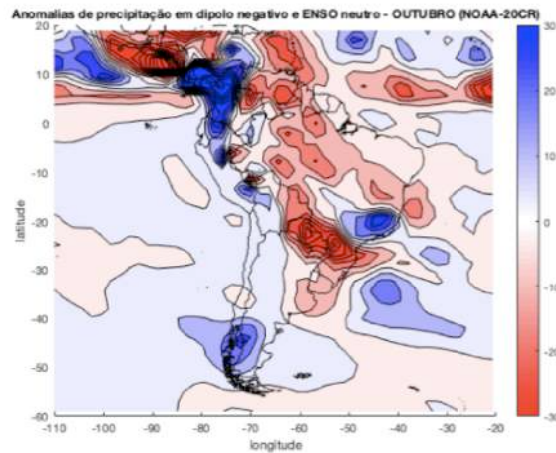
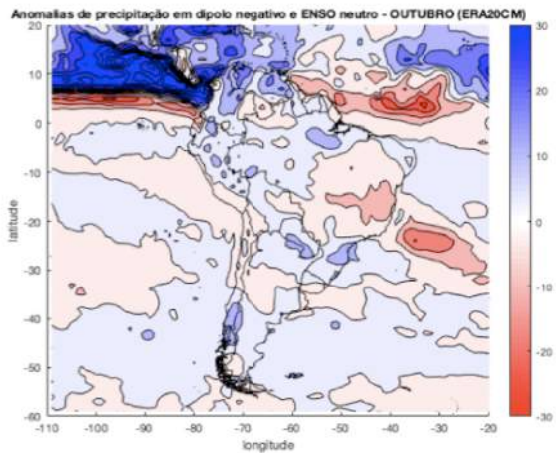
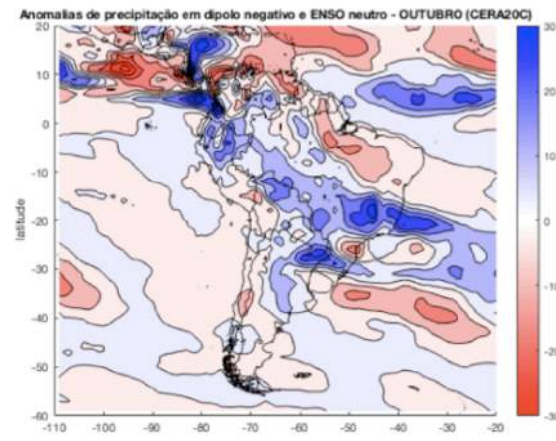
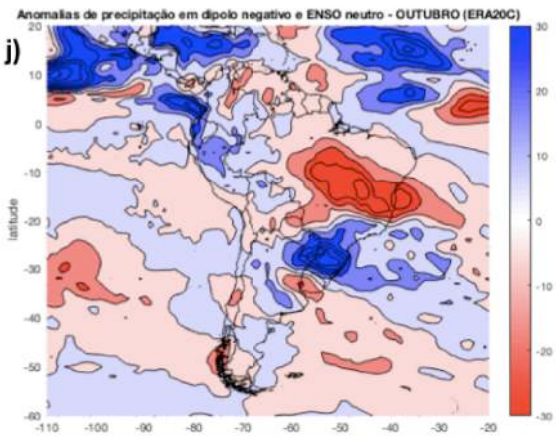
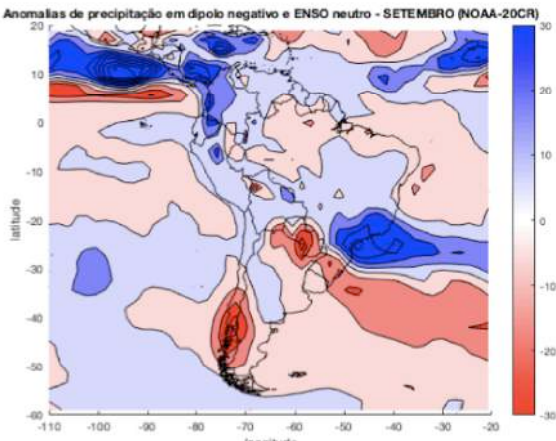
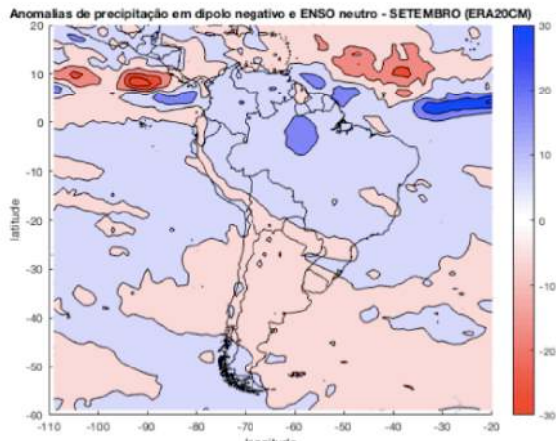
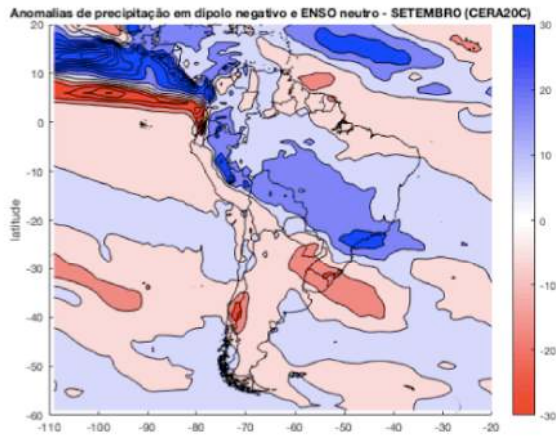
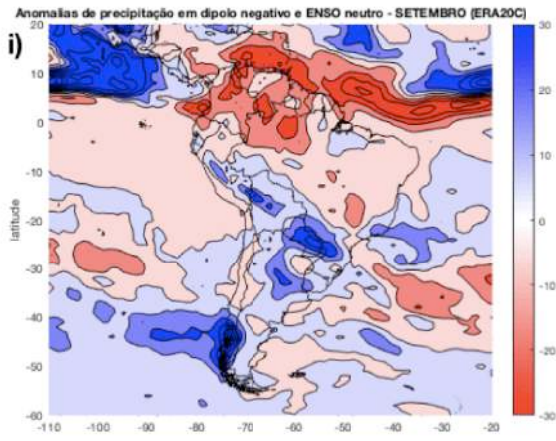
Figura 30 - Composições das anomalias de precipitação, calculadas mês a mês no período de 1901 a 2010 em eventos positivos do Dipolo do Atlântico Sul e ENOS neutro: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, (f) junho, (g) julho, (h) agosto, (i) setembro, (j) outubro, (k) novembro e (l) dezembro. Cada composição foi calculada com uma reanálise centenária, da esquerda para a direita: em cima ERA20C e CERA-20C e em baixo ERA-20CM e NOAA-20CR











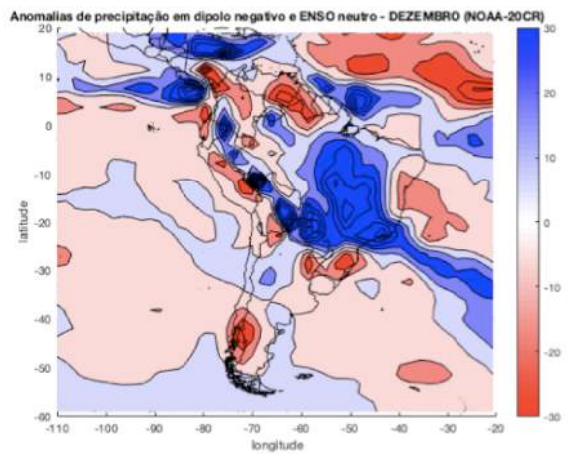
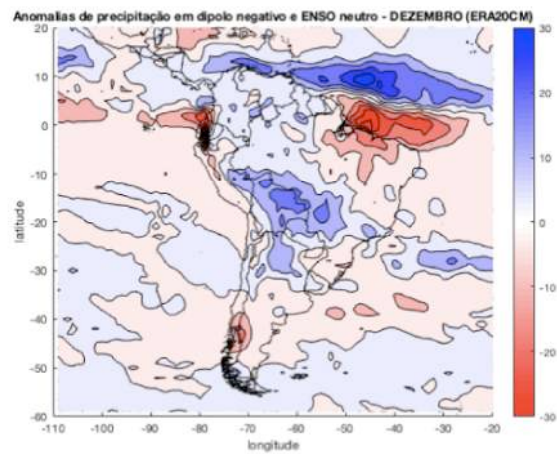
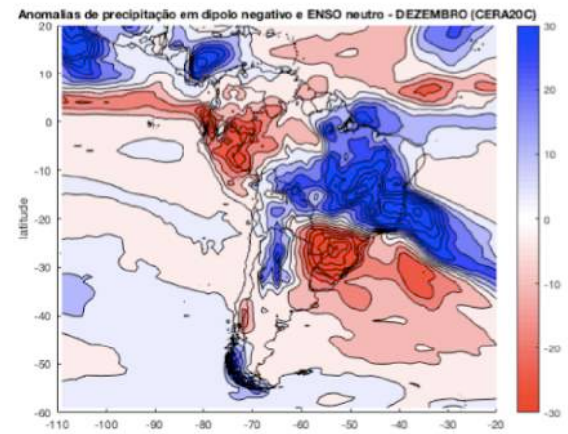
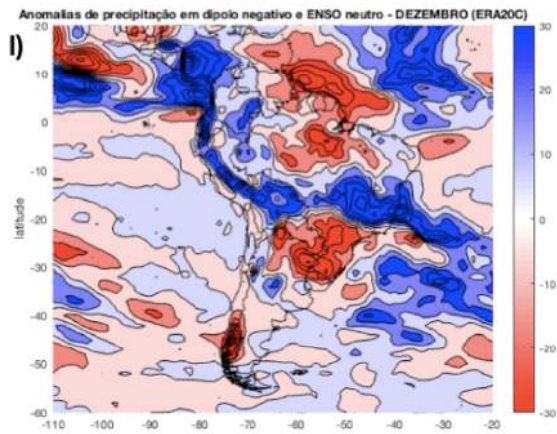
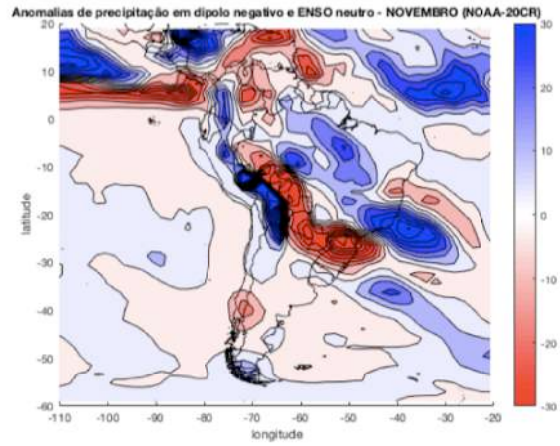
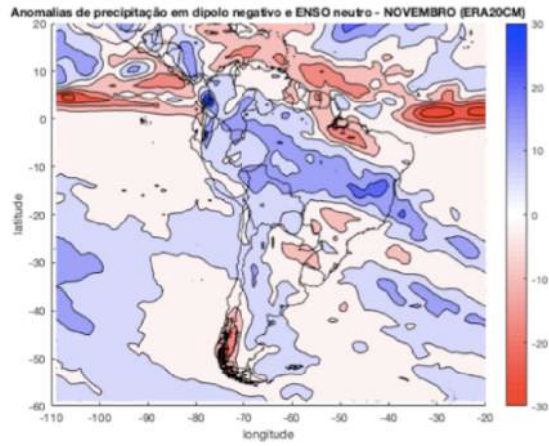
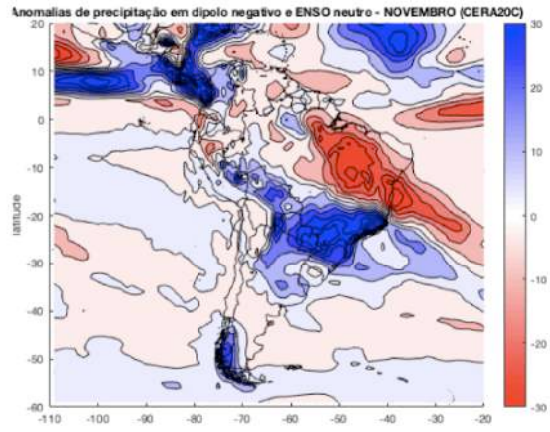
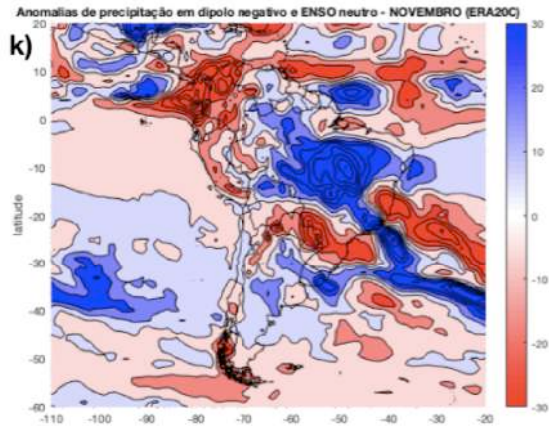


Figura31 - Composições das anomalias de precipitação, calculadas mês a mês no período de 1901 a 2010 em eventos negativos do Dipolo do Atlântico Sul e ENOS neutro: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, (f) junho, (g) julho, (h) agosto, (i) setembro, (j) outubro, (k) novembro e (l) dezembro. Cada composição foi calculada com uma reanálise centenária, da esquerda para a direita: em cima ERA20C e CERA-20C e em baixo ERA-20CM e NOAA-20CR

3.5.5 Composição das anomalias de precipitação em casos de Dipolo do Atlântico Sul positivo e negativo na escala diária

Nessa escala de tempo foram calculadas pântadas dos dados diários, sendo excluídos da série de dados todos os dias 29 de fevereiro dos anos bissextos e dessa forma cada ano foi dividido em 73 pântadas. As reanálises ERA-20CM e NOAA20CR não disponibilizam dados diários de TSM, impossibilitando o cálculo do dipolo do Atlântico Sul.

Os padrões de dipolo positivo e negativo apresentaram poucas diferenças entre si em eventos de sinais opostos, conforme figuras 32 e 33, sendo difícil distinguir a atuação do fenômeno oceânico nessa escala temporal, o que pode ser atribuído a baixa influência do dipolo do Atlântico Sul na escala de pântadas no período de 1901 a 2010.

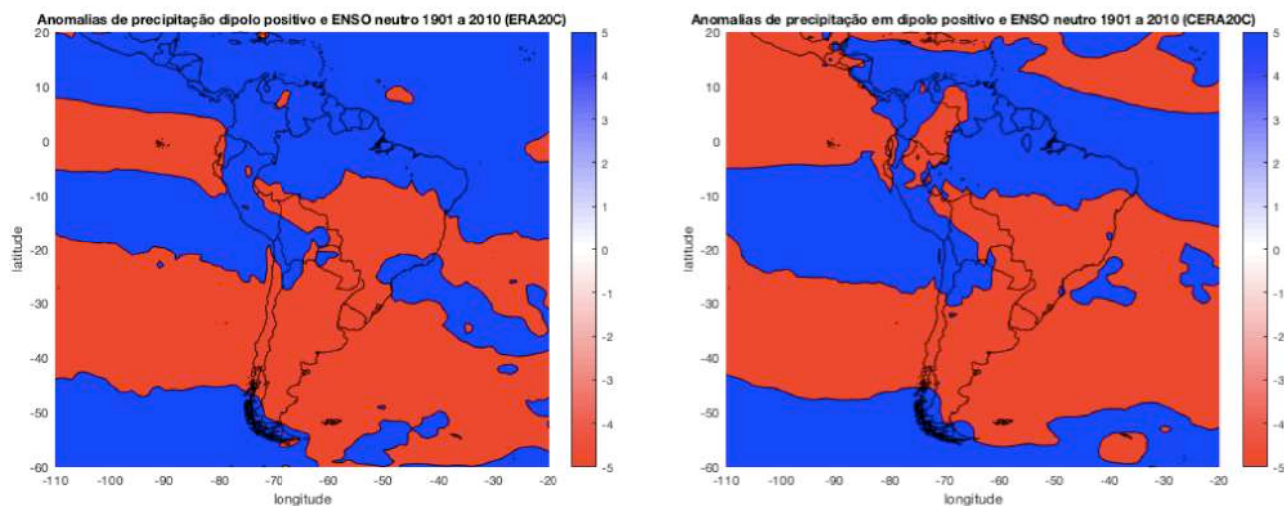


Figura 32 - Composições das anomalias de precipitação, calculadas na escala diária no período de 1901 a 2010 em eventos positivos do Dipolo do Atlântico Sul e ENOS neutro: na esquerda dados da reanálise ERA-20C e na direita o resultado na reanálise CERA-20C

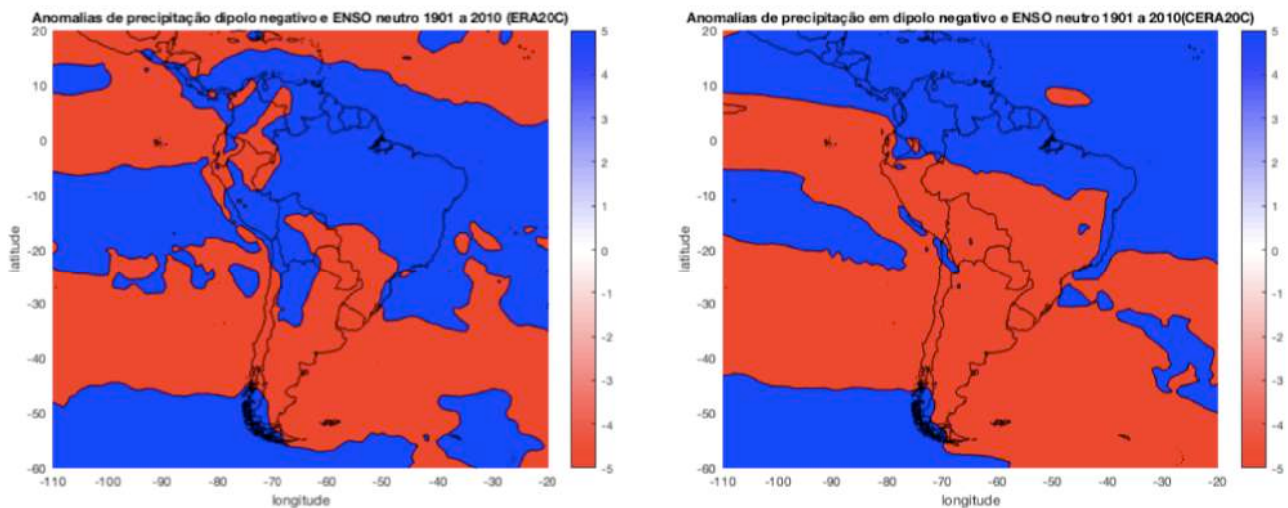


Figura 33 - Composições das anomalias de precipitação, calculadas na escala diária no período de 1901 a 2010 em eventos negativos do Dipolo do Atlântico Sul e ENOS neutro: na esquerda dados da reanálise ERA-20C e na direita o resultado na reanálise CERA-20C

3.6 Análise da série temporal do Sistema de Monções na América do Sul calculado em diferentes conjuntos de dados de reanálise

Na figura 34 nota-se que os valores do índice LISAM ficaram bem próximos uns dos outros nos diferentes dados das reanálises centenárias. A variação anual do LISAM alterando-se de valores positivos na estação chuvosa para negativos na estação seca pode ser observada em todas as reanálises, sendo que houve algumas divergências do início/fim de cada estação.

A reanálise centenária NOAA-20CR apresentou valores mais intensos do que as demais reanálises em cada estação, cabe ressaltar que, estatisticamente, a reanálise da NOAA apresentou os piores resultados de correlação linear, viés e RMSE entre as reanálises na comparação com dados observados do GPCC.

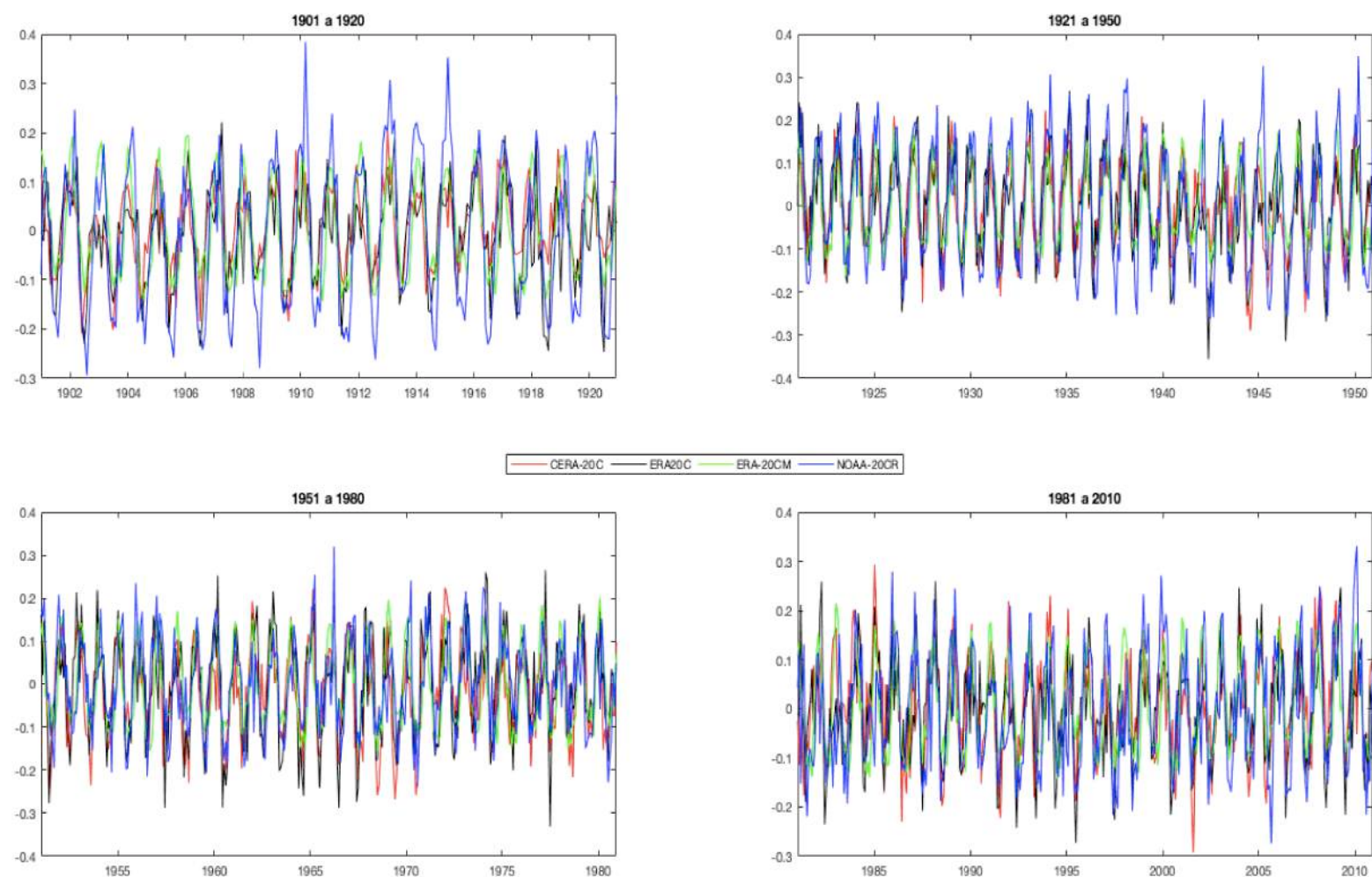


Figura 34 - Série temporal do LISAM calculado com dados das reanálises centenárias, em vermelho a CERA20C, em preto a ERA20C, em verde a ERA20CM e azul a NOAA20CR

3.7 Aplicação do Teste de Rodionov

Com o intuito de investigar períodos onde a média dos padrões do sistema de monções na América do Sul mudam substancialmente em relação à períodos anteriores, o teste de Rodionov (2004) será aplicado nas séries temporais do LISAM calculada com as reanálises centenárias.

O índice LISAM nas quatro reanálises apresentou tendência de aumento de intensidade conforme pode ser verificado pela linha laranja nas figuras de 35 a 38, visto que nessas imagens os valores do ano de 2010 encontra-se em patamares superiores ao de 1901, o que significa um ligeiro aumento de intensidade do índice.

Todas as reanálises demonstraram poucas mudanças de regime em relação aos valores médios, na reanálise ERA-20C ocorreram cinco mudanças de regime; na reanálise CERA-20C ocorreram quatro mudanças; na reanálise ERA-20CM ocorreu uma mudança de regime e seis mudanças na reanálise NOAA20CR, valores considerados baixos de mudanças de regime para o período de 110 anos.

A pequena quantidade de mudanças de regime no conjunto de dados ERA-20CM pode ser explicado pelo fato dessa reanálise não assimilar dados observados, dessa forma, ERA-20CM não recebe a influência da variabilidade de eventos sinóticos.

O índice LISAM representa as estações chuvosa e seca de cada ano, então para verificar mudanças de regime em cada estação foram calculados separadamente o início e fim de cada estação utilizando o seguinte critério: estação chuvosa de outubro a abril e estação seca de maio a setembro.

O Teste de Rodionov aplicado na estação chuvosa exibiu como resultado: estabilidade na reanálise ERA-20C com valores em 2010 iguais aos encontrados em 1901, com quatro mudanças de regime entre 1901 e 2010 (figura 39); tendência de diminuição na reanálise CERA-20C, com seis mudanças de regime durante 1901 a 2010 (figura 40); tendência de aumento na reanálise ERA-20-CM, com cinco mudanças de regime entre 1901 e 2010 (figura 41) e tendência de aumento na reanálise NOAA20CR, com sete mudanças de regime durante 1901 a 2010 (figura 42).

O Teste de Rodionov aplicado na estação seca exibiu como resultado: tendência de aumento na reanálise ERA-20C, com quatro mudanças de regime durante 1901 a 2010 (figura 43); tendência de aumento na reanálise CERA-20C, com sete mudanças de regime durante 1901 a 2010 (figura 44); leve tendência de aumento na reanálise ERA-20-CM, com duas mudanças de regime durante 1901 a 2010 (figura 45) e tendência de aumento na reanálise NOAA20CR, com cinco mudanças de regime entre 1901 e 2010 (figura 46).

A estação chuvosa não apresentou o mesmo padrão de tendência nas quatro reanálises ao passo que a estação seca exibiu uma tendência de aumento de valor nas quatro reanálises, representando a sua diminuição de intensidade visto que quanto mais negativo for o índice mais intensa a estação seca.

A CERA-20C foi a reanálise que melhor representou, estatisticamente, a precipitação na América do Sul e também nas regiões R3, R5 e R7 (figura 11 a) que estão sob um regime de monções na América do Sul. Essa reanálise apontou uma tendência de diminuição (aumento) nos padrões médios da estação chuvosa (seca).

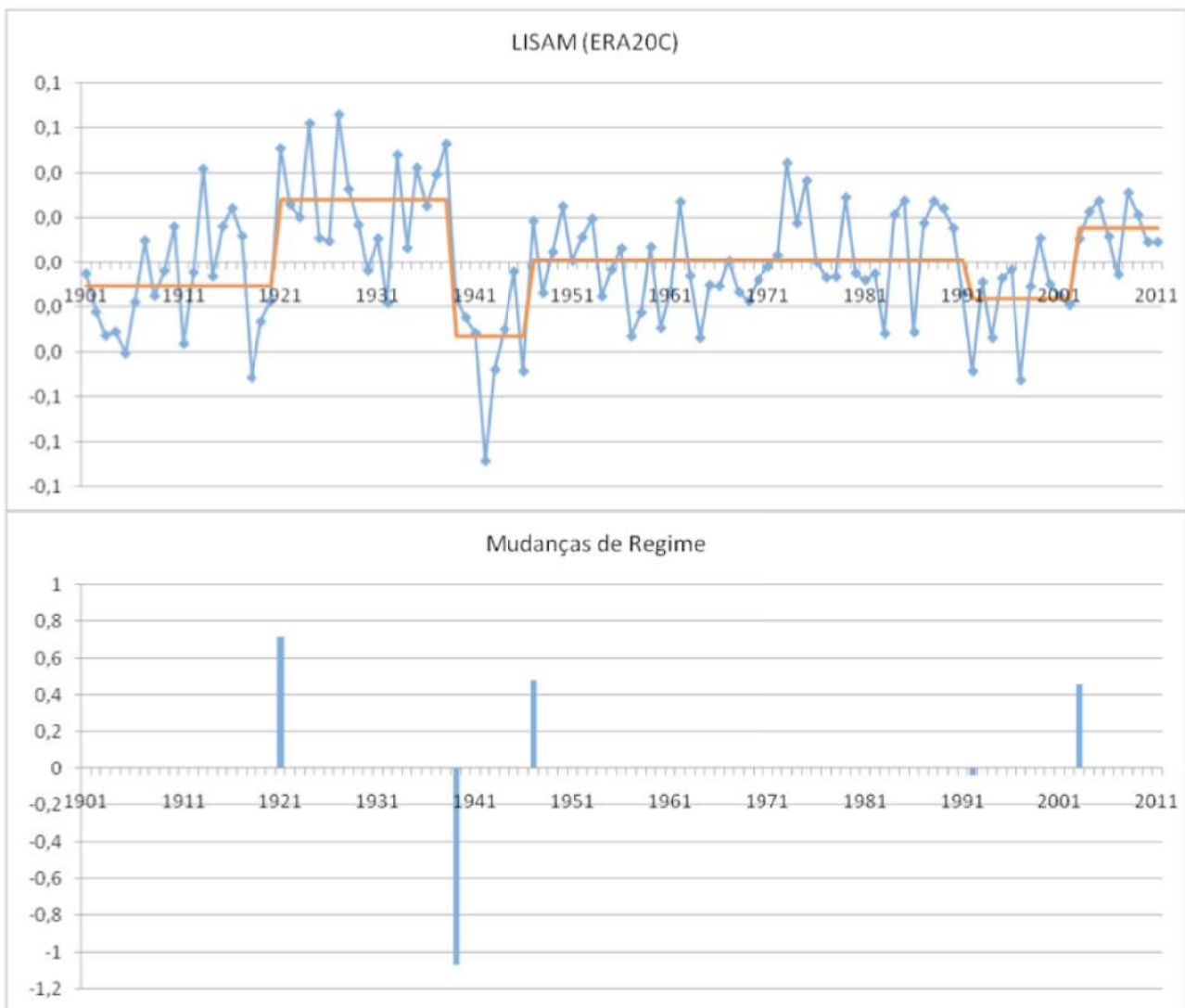


Figura 35 – Aplicação do teste de Rodionov no índice LISAM, calculado com os dados da reanálise ERA20C, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

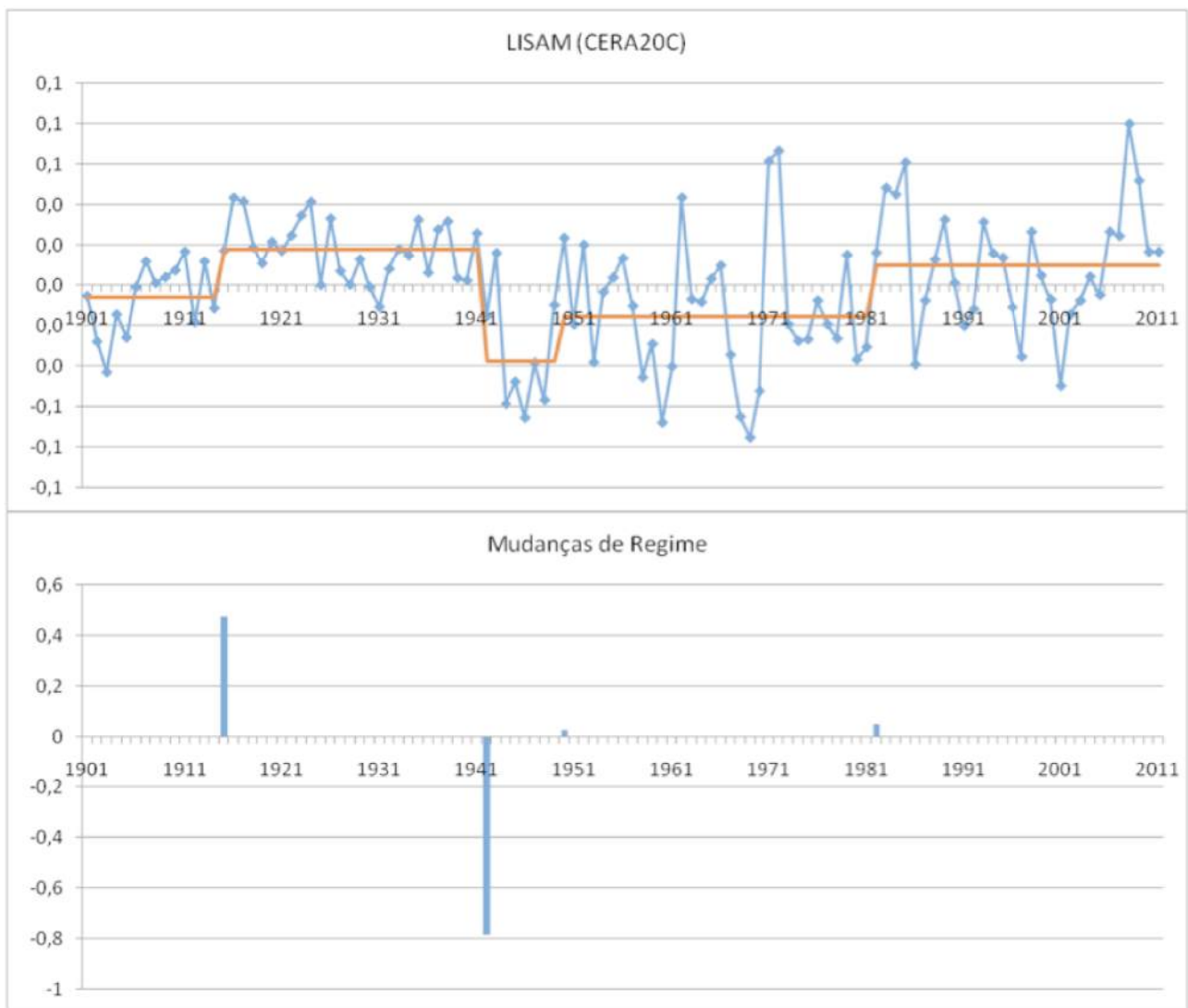


Figura 36 – Aplicação do teste de Rodionov no índice LISAM, calculado com os dados da reanálise CERA20C, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

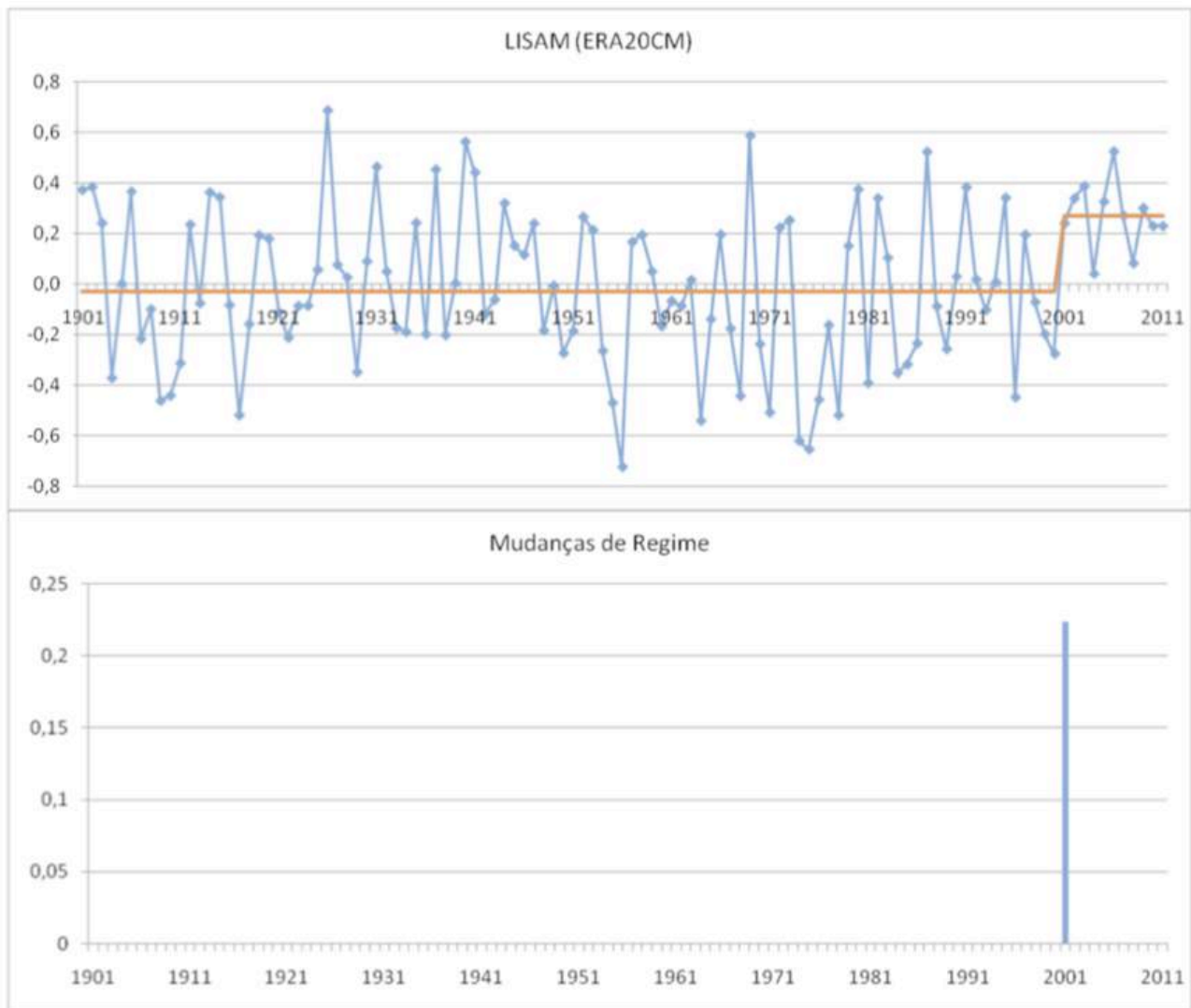


Figura 37 – Aplicação do teste de Rodionov no índice LISAM, calculado com os dados da reanálise ERA20CM, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

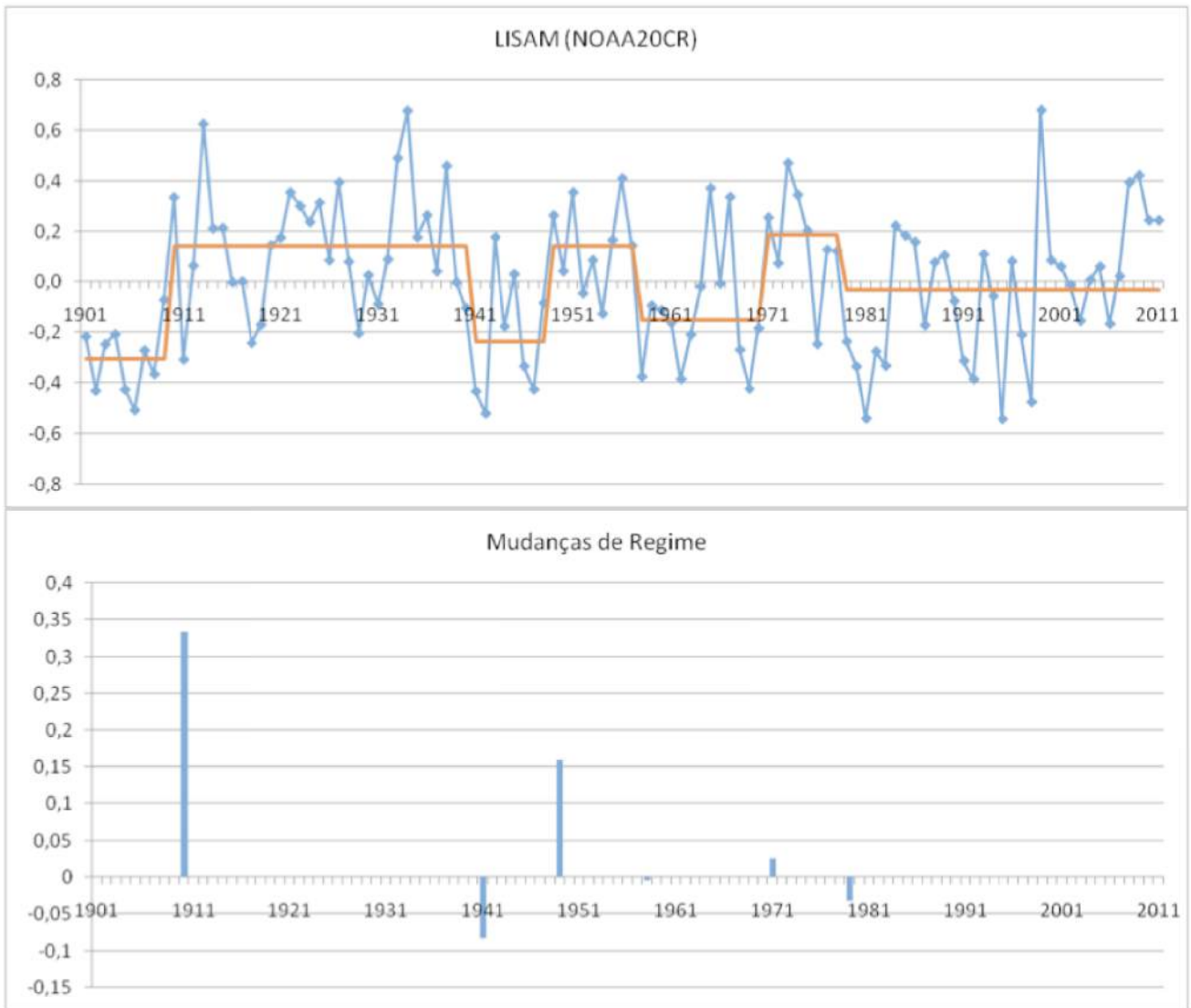


Figura 38 – Aplicação do teste de Rodionov no índice LISAM, calculado com os dados da reanálise NOAA20CR, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

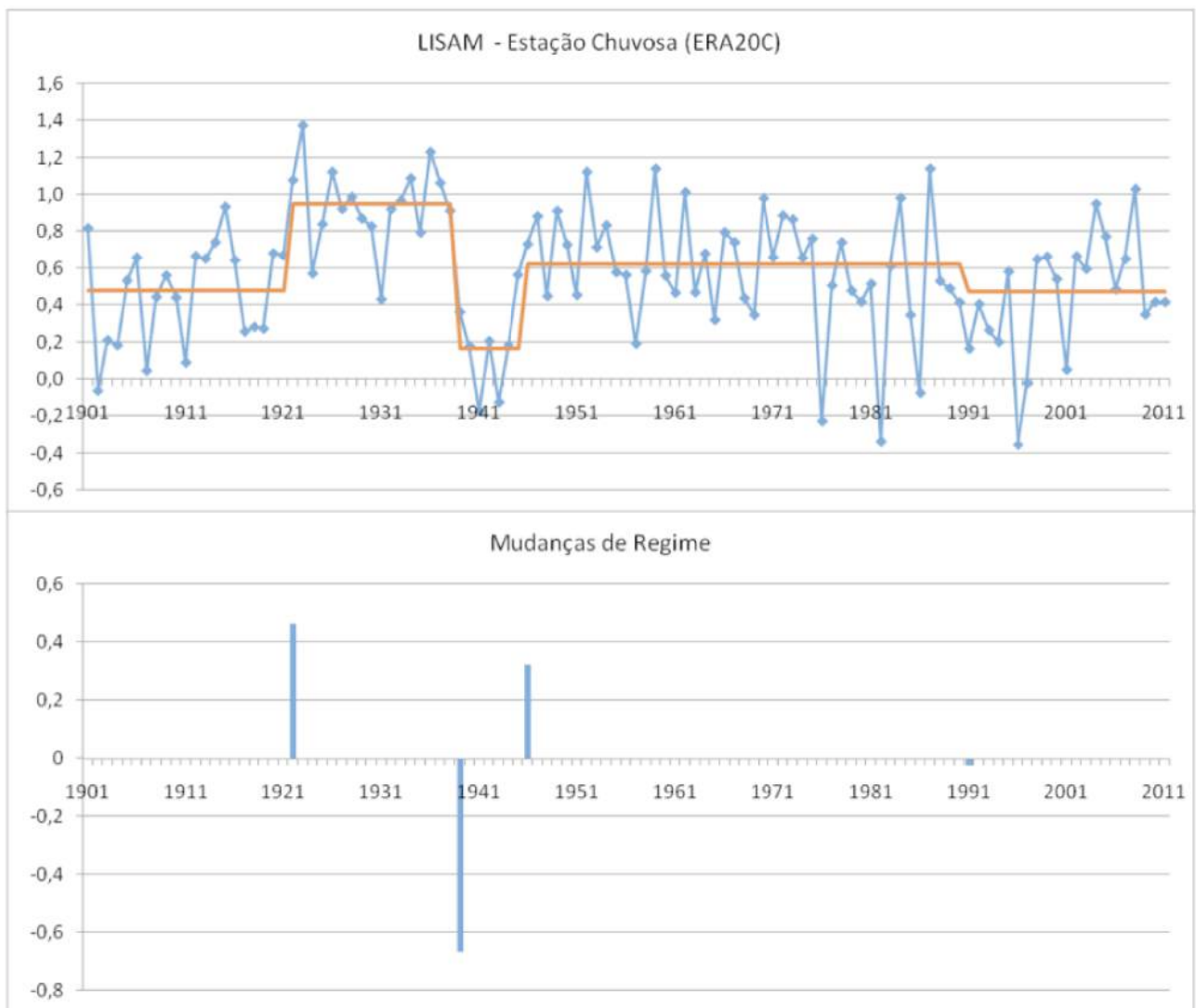


Figura 39 – Aplicação do teste de Rodionov na estação chuvosa do índice LISAM, calculado com os dados da reanálise ERA20C, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

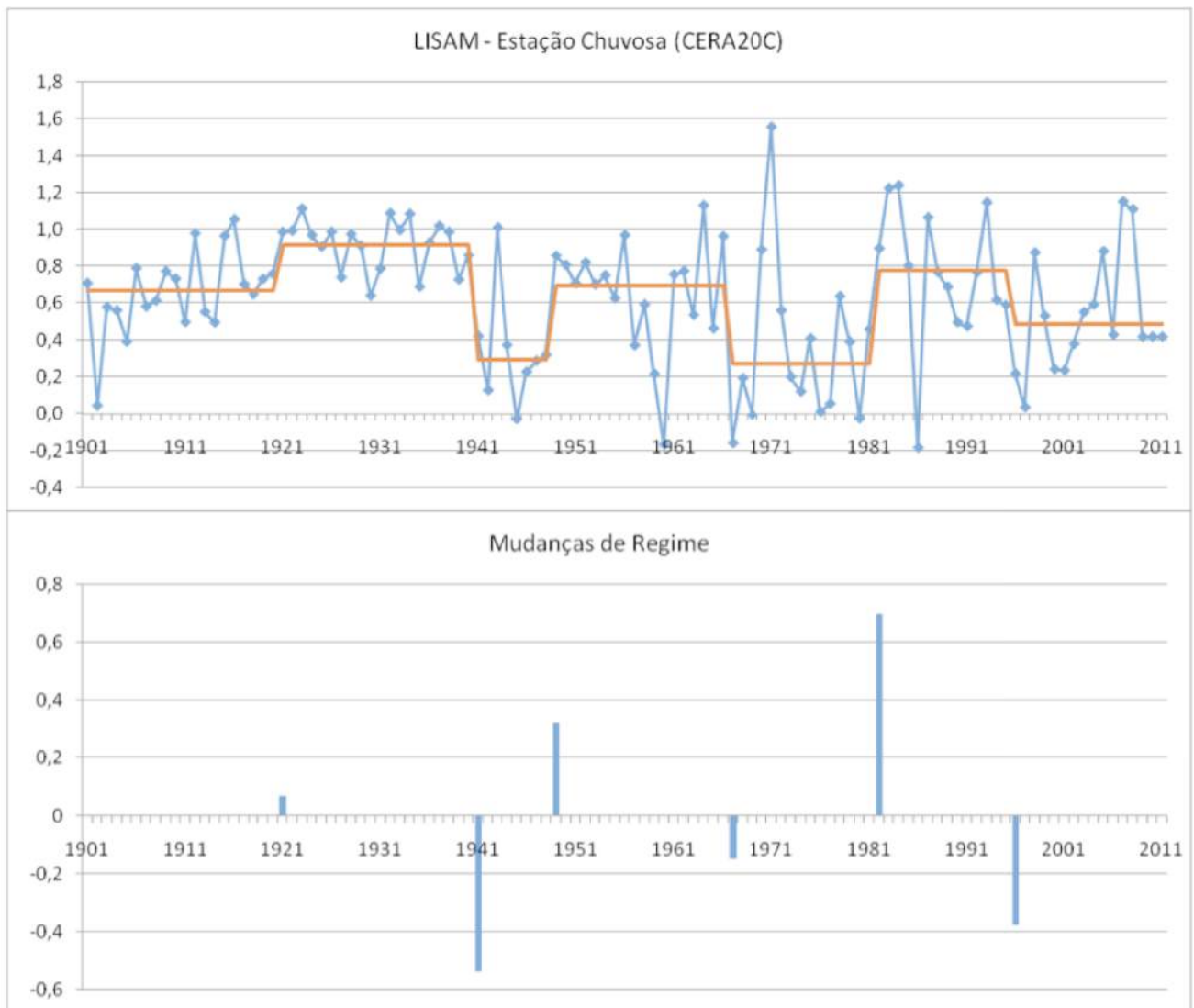


Figura 40 – Aplicação do teste de Rodionov na estação chuvosa do índice LISAM, calculado com os dados da reanálise CERA20C, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

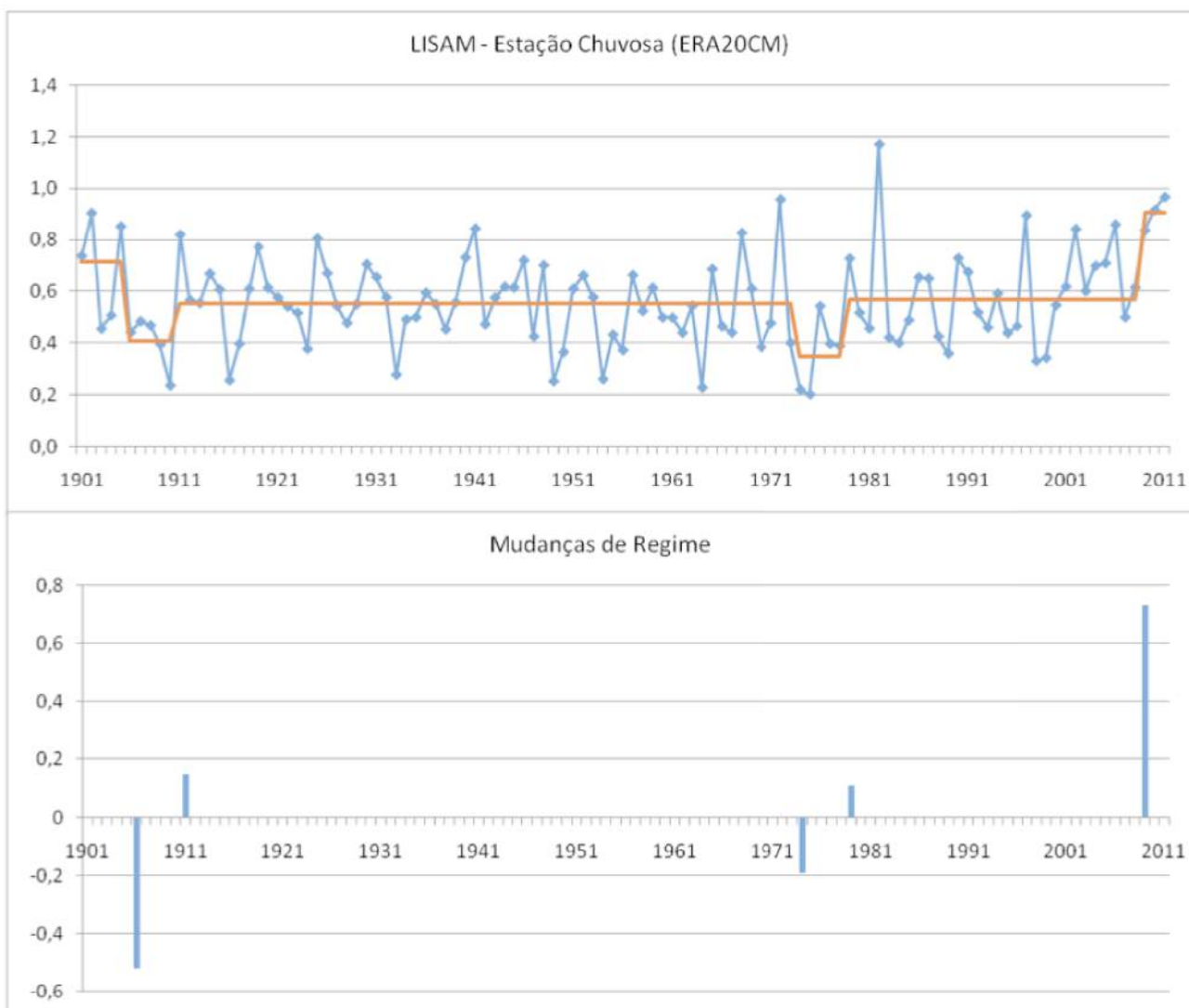


Figura 41 – Aplicação do teste de Rodionov na estação chuvosa do índice LISAM, calculado com os dados da reanálise ERA20CM, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

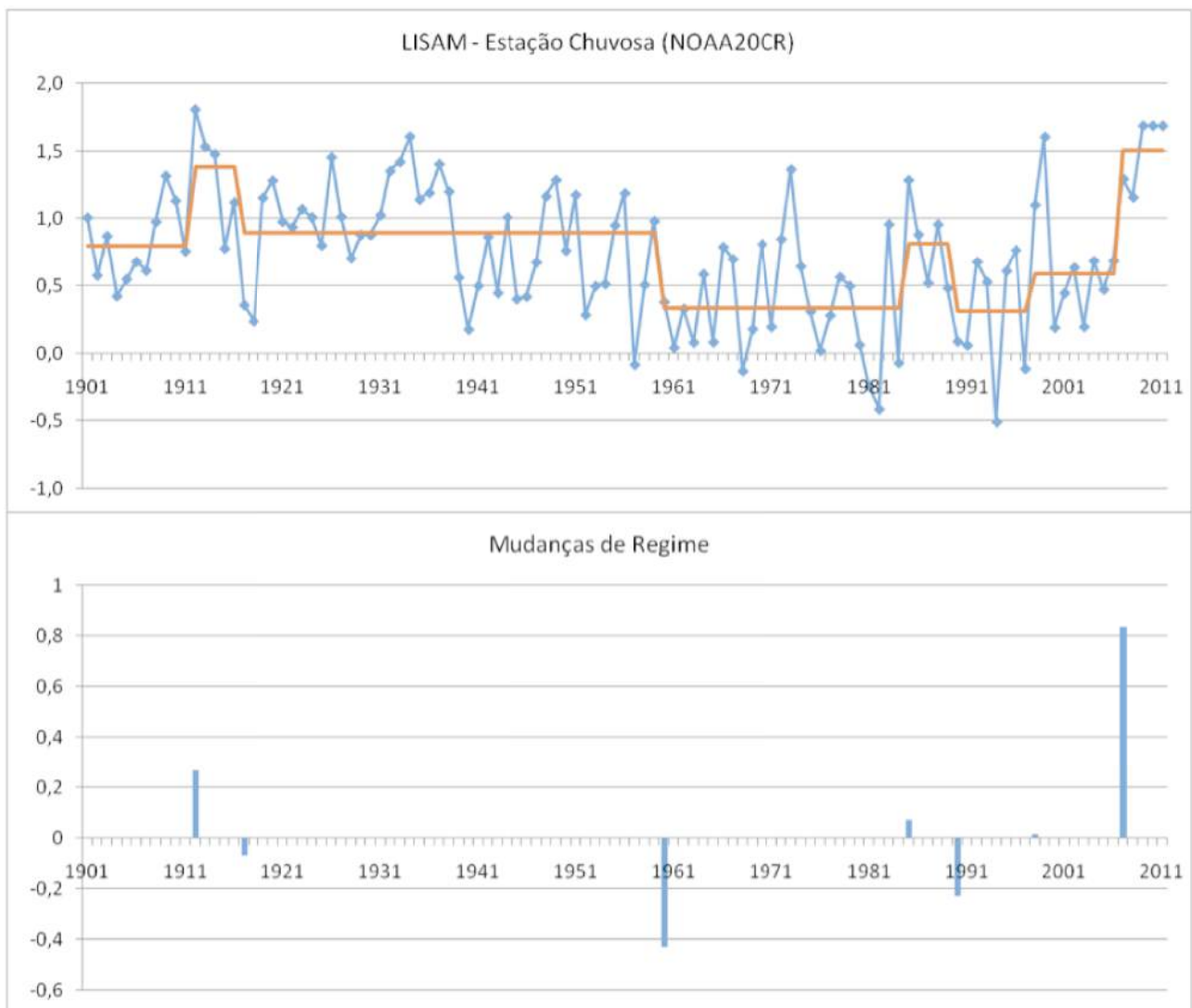


Figura 42 – Aplicação do teste de Rodionov na estação chuvosa do índice LISAM, calculado com os dados da reanálise NOAA-20CR, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

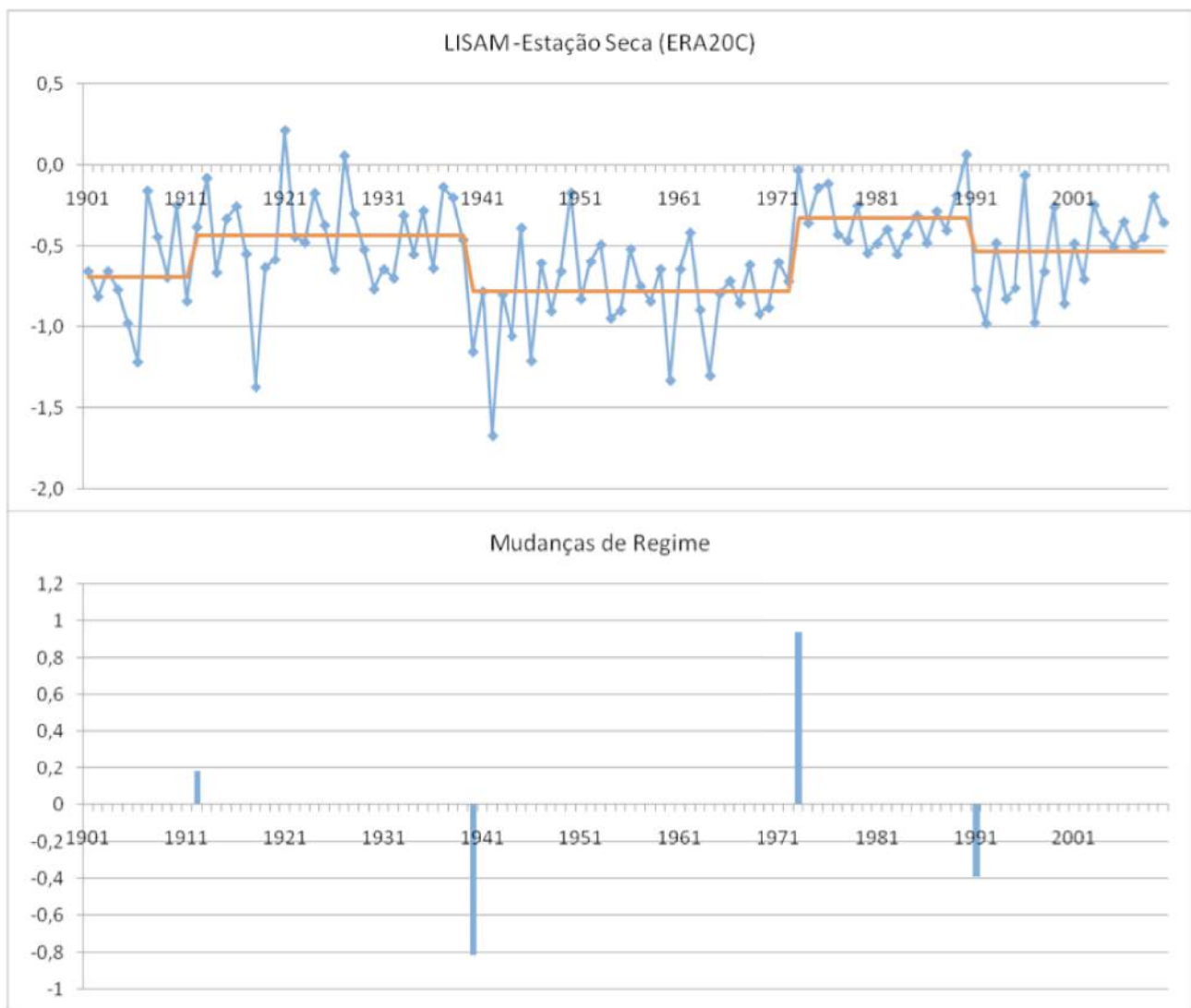


Figura 43 – Aplicação do teste de Rodionov na estação seca do índice LISAM, calculado com os dados da reanálise ERA-20C, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

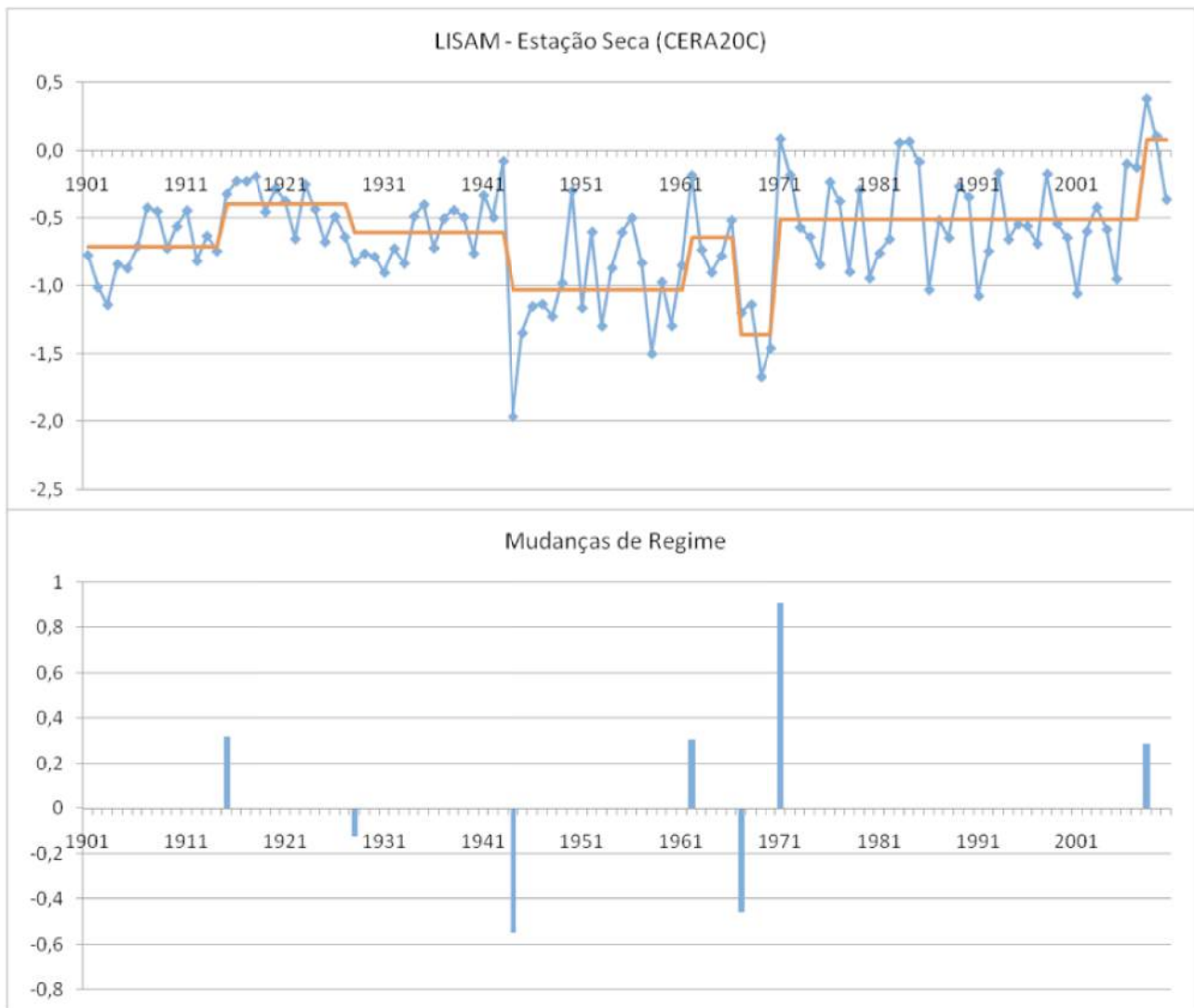


Figura 44 – Aplicação do teste de Rodionov na estação seca do índice LISAM, calculado com os dados da reanálise CERA-20C, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

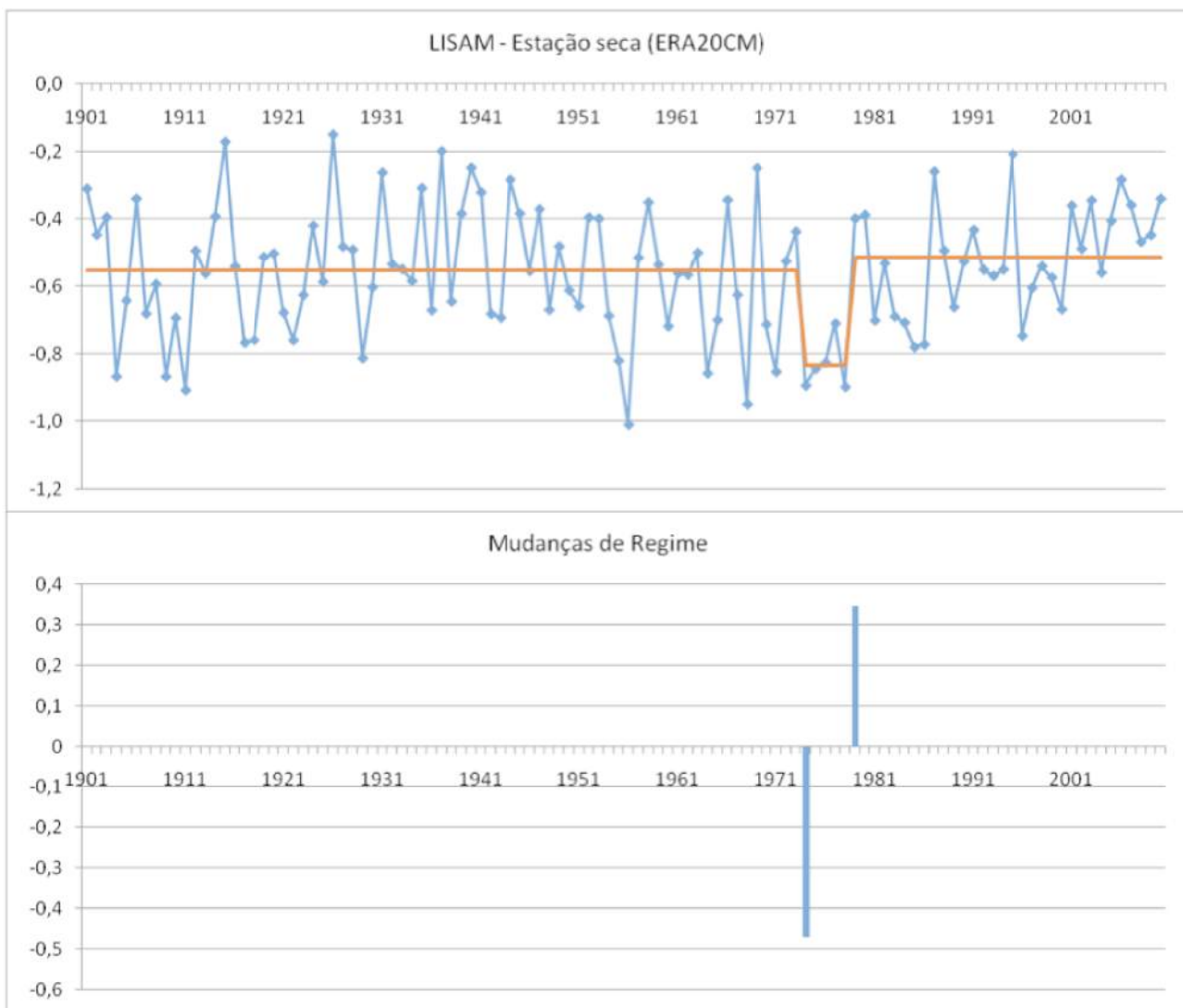


Figura 45 – Aplicação do teste de Rodionov na estação seca do índice LISAM, calculado com os dados da reanálise ERA-20CM, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

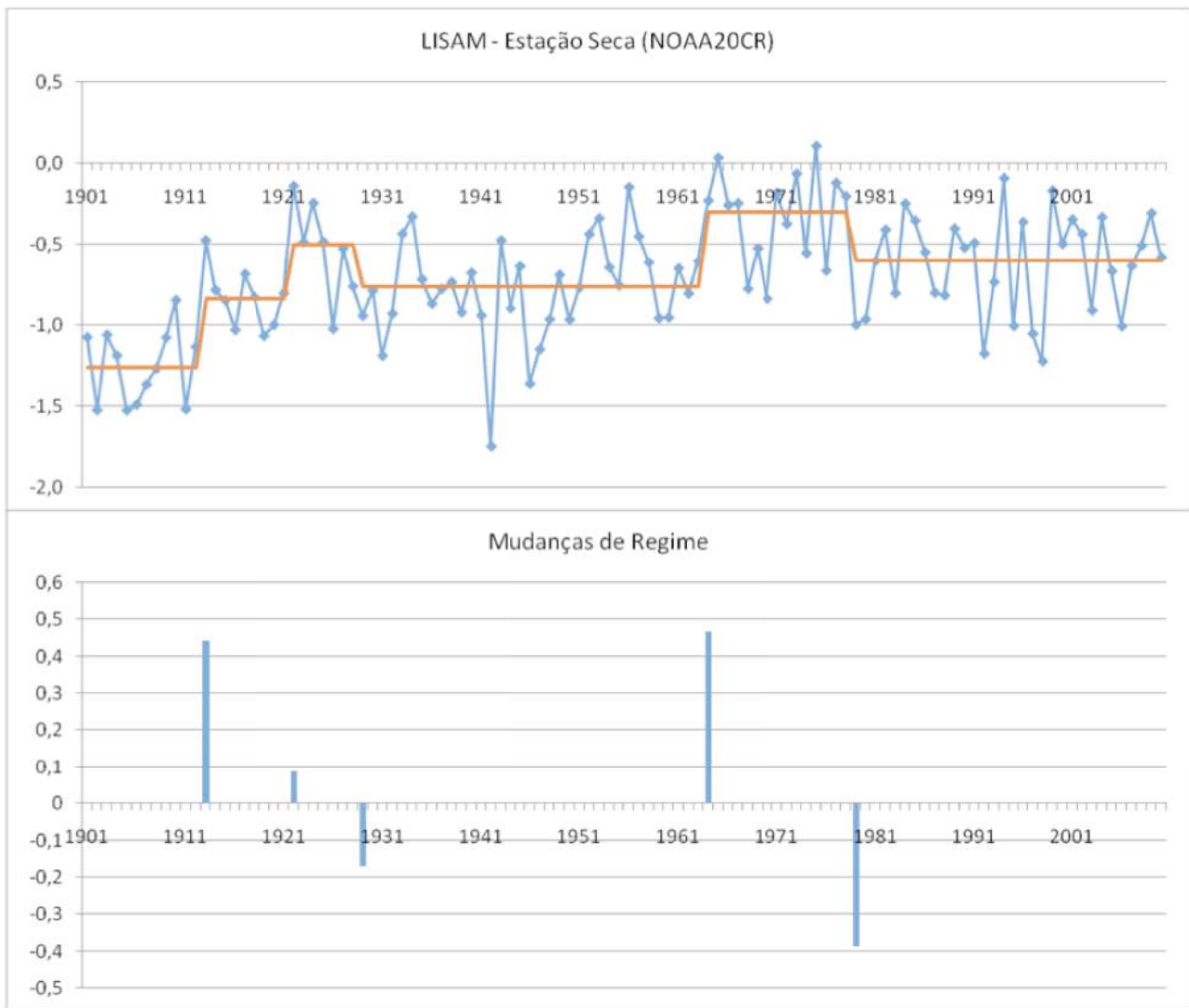


Figura 46 – Aplicação do teste de Rodionov na estação seca do índice LISAM, calculado com os dados da reanálise NOAA-20CR, durante o período de 1901 a 2010. Na figura de cima: a série temporal em azul e uma reta laranja representando os valores médios de cada regime; na figura de baixo: os anos em que houve mudanças de regime representados pelas barras azuis

Capítulo IV

4.1 Conclusão

No presente trabalho foram analisadas relações de larga escala entre a TSM do Oceano Atlântico Sul e a precipitação continental na América do Sul, no entanto, devido à grande extensão das áreas de estudo foram escolhidos o índice do dipolo do Atlântico Sul e o LISAM para representar o comportamento de grande escala das variáveis TSM e precipitação ao longo do tempo.

A precipitação continental na América do Sul associada ao seu Sistema de Monções tem sido objeto de vários estudos, relatando os inúmeros processos responsáveis pela sua variabilidade. Nesse contexto, a TSM surge como uma forçante da precipitação, portanto a TSM no Oceano Atlântico Sul aparece como de fundamental importância para se compreender a variabilidade do SMAS em várias escalas de tempo.

Com o intuito de representar as relações entre a TSM e a precipitação no período de 1901 a 2010, as reanálises centenárias do ECMWF, ERA-20C, ERA-20CM, CERA-20C e da NOAA, NOAA20CR, foram utilizadas em diferentes escalas de tempo. Apesar de utilizarem banco de dados semelhantes, as reanálises apresentaram algumas diferenças na representação de anomalias de precipitação continental na América do Sul.

Na presente pesquisa foi realizada uma validação das reanálises centenárias com dados observados do GPCC, utilizando-se quatro critérios: comparação entre os padrões espaciais; cálculo do coeficiente de correlação linear; cálculo da raiz do erro quadrático médio e cálculo do viés (bias). Através dessa validação, observou-se que a reanálise centenária acoplada oceano-atmosfera, CERA-20C, obteve os melhores valores estatísticos dentre as reanálises, em comparação com o GPCC, representando de forma mais realista a precipitação continental na América do Sul, por outro lado o conjunto de dados NOAA20CR exibiu os piores resultados dentre as reanálises.

A variabilidade da precipitação continental na América do Sul foi analisada através dos três modos iniciais da função ortogonal empírica aplicada aos dados das reanálises centenárias, onde a variabilidade explicada pela primeira EOF obteve os seguintes valores: 44,6 %; 58,79 %; 51,64 %; 44,79%, respectivamente, pelas reanálises ERA-20C, ERA-20CM, CERA-20C e NOAA20CR.

A localização da ZCAS no continente aparece nas duas primeiras EOFs da precipitação, evidenciando a sua importância para a precipitação continental na América do Sul e conseqüentemente a importância do estudo das monções na América do Sul, que possui a ZCAS como um dos principais sistemas atuantes dentro das monções na América do Sul (Carvalho e Cavalcanti, 2016).

A variabilidade da TSM no Oceano Atlântico Sul foi analisada pelos três modos iniciais da função ortogonal empírica aplicada aos dados das reanálises centenárias, ficando como variabilidade explicada pela primeira EOF, os seguintes valores: 85,57,6 %; 87,84 %; 89,9 % e 87,56 % obtidos, respectivamente, pelas reanálises ERA-20C, ERA-20CM, CERA-20C e NOAA20CR.

O primeiro modo da EOF aplicado aos dados de TSM apresentou valores elevados da variabilidade explicada dos padrões de TSM e obteve os valores positivos próximo à região equatorial, com a diminuição de intensidade em direção aos polos. Cabe destacar que a segunda EOF apresentou, em todas as reanálises, um padrão dipolo com um centro na região tropical e outro na região extratropical do Oceano Atlântico Sul.

A correlação linear do índice do dipolo do Atlântico Sul com a precipitação continental na América do Sul foi negativa nas Regiões Sudeste e Sul do Brasil e positiva na Região Nordeste e em outras regiões da América do Sul, não se observou um padrão que se repetisse em todas as reanálises, ou seja, aumento (diminuição) de precipitação em eventos de dipolo positivo e diminuição (aumento) de precipitação em eventos de dipolo negativo. Esses resultados são coerentes com Bombardi et al. (2013) que obtiveram em eventos de dipolo do Atlântico Sul negativo (positivo) e ENOS neutro, anomalias de precipitação negativas (positivas) na Região Nordeste do Brasil; anomalias de precipitação positivas (negativas) na Região Sudeste e anomalias de precipitação negativas (positivas) na Região Sul.

Os efeitos do índice dipolo do Atlântico Sul nas anomalias de precipitação na América do Sul foram analisados em períodos sem a influência do ENOS e em casos extremos do índice do dipolo, sendo os eventos positivos representados pelos valores acima do percentil de 75 e valores negativos abaixo do percentil de 25.

As composições das anomalias de precipitação foram calculadas nas escalas de tempo multidecadal, decadal, sazonal, mensal e diária, sendo que as escalas multidecadal e sazonal foram as que mais se aproximaram de um padrão que se repetisse nas quatro reanálises centenárias. Em alguns casos ocorreu nas diversas escalas temporais, um sinal na região de atuação da ZCAS onde os casos de dipolo positivo (negativo) mostram uma faixa de anomalias negativas (positivas) de precipitação orientada no sentido noroeste-sudeste na Região Sudeste brasileira, aparecendo deslocada em algumas reanálises mais ao norte ou ao sul.

O LISAM calculado com dados das reanálises centenárias apresentou concordância com o índice LISAM de Silva e Carvalho (2007), expressando padrões espaciais semelhantes, como pode ser verificado no apêndice B, mesmo para um período mais longo e dados de diferentes reanálises.

Entre as reanálises os valores foram bem próximos graficamente, com exceção da reanálise NOAA20CR que exibiu valores mais intensos que as demais reanálises, nota-se que a NOAA20CR foi a reanálise que pior representou, estatisticamente, a precipitação na América do Sul.

O Teste Rodinov aplicado no índice LISAM e depois separadamente nas estações chuvosa e seca apresentou períodos de mudanças de regime distintas entre as reanálises, o que pode ser atribuído às diferenças de cada reanálise: a reanálise ERA-20C assimila dados observados de pressão na superfície e vento obtido de observações marítimas, assim sendo a expectativa é que essa reanálise represente as características sinóticas de forma mais próxima a realidade; a reanálise ERA-20CM não assimila dados observados e, portanto, não é capaz de reproduzir características sinóticas reais; a CERA-20C é uma reanálise acoplada entre o oceano e a atmosfera e possui como foco a variabilidade de baixa frequência; e a reanálise NOAA20CR assimila apenas dados de pressão em superfície e utiliza a temperatura da superfície do mar e distribuições de gelo marinho como condições de contorno.

Com o intuito de verificar se houve estabilidade, aumento ou diminuição da intensidade da precipitação foi calculado o índice LISAM nos dados das reanálises centenárias do ECMWF, ERA-20C, ERA-20CM, CERA-20C e da NOAA, NOAA20CR, separando os períodos das estações chuvosa e seca, entre os anos de 1901 a 2010. Assim sendo foi aplicado o Teste de Rodionov no índice LISAM separadamente na média dos meses de outubro a abril, representando a intensidade de precipitação na estação chuvosa, por outro lado o o Teste de Rodionov foi aplicado no índice LISAM nos meses de maio a setembro, representando a estação seca, sendo que a intensidade do índice LISAM durante a estação seca é inversamente proporcional à quantidade de chuvas, ou seja, quanto mais intenso for o índice LISAM numa determinada estação seca, menor será a quantidade de precipitação nessa estação. A estabilidade do índice LISAM foi considerada quando os valores do índice não se alteraram no final do ano de 2010 em comparação ao início do ano de 1901 e o aumento ou a diminuição foram considerados quando ocorreram, respectivamente, valores maiores ou menores do índice LISAM no final de 2010 em comparação ao início do século XX.

As quatro reanálises exibiram aumento de intensidade do índice LISAM durante o período de 1901 a 2010 na estação seca e resultados distintos em relação a estação chuvosa, mostrando de uma forma geral estações secas mais intensas no início do século XXI em comparação ao início do século XX.

A CERA-20C foi a reanálise que melhor representou, estatisticamente, a precipitação na América do Sul e também nas áreas que estão sob um regime de monções na América do Sul. Essa reanálise apontou uma diminuição (aumento) nos padrões médios da estação chuvosa (seca), pelos resultados dessa reanálise houve diminuição da intensidade da precipitação durante as estações

chuvosas e aumento da intensidade da estação seca no início do século XXI em comparação ao início do século XX. Apesar das reanálises concordarem no aumento da intensidade das estações secas, o mesmo não ocorreu na aplicação do Teste de Rodionov nas estações chuvosas, visto que a ERA-20C apresentou estabilidade na estação chuvosa e as reanálises ERA-20CM e NOAA20CR apontaram para o aumento da intensidade da precipitação nas estações chuvosas no início do século XXI em comparação ao início do século XX, conforme sintetizado na tabela 7.

Tabela 7 – Aplicação do Teste de Rodionov separadamente nas estações seca e chuvosa do índice LISAM calculado nas reanálises centenárias. Na estação chuvosa foi considerada a média dos meses de outubro a abril e a estação seca foi calculada pela média de precipitação durante os meses de maio a setembro no período de 1901 a 2010. A estabilidade do índice LISAM foi considerada quando os valores do índice não se alteraram no final do ano de 2010 em comparação ao início do ano de 1901 e o aumento e a diminuição foram considerados quando ocorreram, respectivamente, valores maiores e menores do índice LISAM no final de 2010 em comparação ao início do século XX

Reanálise/Estação	Estação chuvosa	Estação seca
ERA-20C	estabilidade	aumento
ERA-20CM	aumento	
CERA-20C	diminuição	
NOAA20CR	aumento	

Embora os períodos de mudança de regime sejam diferentes entre as reanálises, suas respectivas quantidades foram poucas nas diversas reanálises para um período de 110 anos, o que denota uma estabilidade na intensidade do índice LISAM e nas estações chuvosa e seca.

Com base na literatura revisada, este é o primeiro trabalho que investiga os efeitos do Dipolo do Atlântico Sul nas anomalias de precipitação na América do Sul num período de 110 anos e em diversas escalas de tempo, além de comparar os resultados de diferentes reanálises centenárias existentes.

4.2 Sugestões para trabalhos futuros

Para possíveis trabalhos futuros sobre o tema abordado nesta dissertação, sugere-se:

- Avaliar as composições de anomalias de precipitação em eventos de dipolo do Atlântico Sul com a influência das diferentes fases da Oscilação Multidecadal do Atlântico;
- Avaliar a influência do dipolo do Atlântico Sul em áreas pequenas, como por exemplo a

região metropolitana de São Paulo, litoral do Rio de Janeiro ou litoral da Região Nordeste brasileira;

- Avaliar projeções futuras do dipolo do Atlântico Sul e como seria a influência nas anomalias de precipitação continental na América do Sul.

Referências Bibliográficas

- AMBRIZZI, T. e HOSKINS, B.J. Stationary Rossby-wave propagation in a baroclinic atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society** p. 919-928, 1997.
- AMBRIZZI, T.; SILVA DIAS, P.L. ; e GRIMM, A.M. A comparison between barotropic and baroclinic remote responses associated with the SPCZ and SACZ. II Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorologia e VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 1994, Belo Horizonte, MG. Anais do II Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorologia e VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, vol. 2, pp. 85-87. Belo Horizonte: **Sociedade Brasileira de Meteorologia**, 1994.
- ASNANI, G. C. Climatology of the tropics. **Tropical Meteorology**, v. 1, p. 100-204, 1993.
- Berntell, E.; Zhang, Q.; Chafik, L.; e Körnich, H. Representation of multidecadal sahel rainfall variability in 20th century reanalyses. **Scientific reports**, 2018.
- BJÖRNSSON, H.; VENEGAS, S. A. A manual for EOF and SVD analyses of climatic data. **CCGCR Report**, v. 97, n. 1, p. 112-134, 1997.
- BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, Leila MV.; JONES, C. South Atlantic Sea Surface Temperature and its Relationship with Precipitation in Brazil During Neutral ENSO Periods. In: AGU Fall Meeting Abstracts. 2013.
- BOMBARDI, Rodrigo J.; CARVALHO, Leila MV. IPCC global coupled model simulations of the South America monsoon system. **Climate Dynamics**, v. 33, n. 7-8, p. 893, 2009.
- CARVALHO, L. M. V., CAVALCANTI, I. F. A. The South American Monsoon System (SAMS) - Chapter 6. VOL.1, **The Monsoons and Climate Change: Observations and Modeling**, Springer, 121-148pp., 2016.
- CARVALHO, Leila MV; JONES, Charles; LIEBMANN, Brant. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 15, n. 17, p. 2377-2394, 2002.
- CARVALHO, Leila MV; JONES, Charles; LIEBMANN, Brant. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88-108, 2004.
- CASARIN, D.P. e KOUSKY, V.E. Precipitation anomalies in the southern part of Brazil and variations of the atmospheric circulation. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 1, p.83-90, 1986.
- CAVALCANTI, Iracema FA. **Tempo e clima no Brasil**. Oficina de textos, 2016.
- CHAVES, Rosane Rodrigues; NOBRE, Paulo. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 3, 2004.
- COMPO, Gilbert P. et al. The twentieth century reanalysis project. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 654, p. 1-28, 2011.
- CRAM, Thomas A. et al. The international surface pressure databank version 2. **Geoscience Data Journal**, v. 2, n. 1, p. 31-46, 2015.COMPO, Gilbert P. et al. The twentieth century reanalysis project. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 654, p. 1-28, 2011.
- DA SILVA, Ana Elizabete; DE CARVALHO, Leila M. Vésoli. Large-scale index for South America monsoon (LISAM). **Atmospheric Science Letters**, v. 8, n. 2, p. 51-57, 2007.
- DE ALMEIDA, R. A. F. et al. Negative ocean-atmosphere feedback in the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 18, 2007.

- DE CARVALHO, Leila Maria Véspoli; CAVALCANTI, Iracema FA. The South American Monsoon System (SAMS). In: **The Monsoons and Climate Change**. Springer, Cham, 2016. p. 121-148.
- FIGUEROA, Silvio Nilo; SATYAMURTY, Prakki; DA SILVA DIAS, Pedro Leite. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 52, n. 10, p. 1573-1584, 1995.
- GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. **Journal of climate**, v. 17, n. 1, p. 47-66, 2004.
- GAN, Manoel A.; RAO, Vadlamudi B.; MOSCATI, Marley CL. South American monsoon indices. **Atmospheric Science Letters**, v. 6, n. 4, p. 219-223, 2005.
- GAN, M. A. ; SANTOS, L. F.; LIMA, J. R. A. ; AFONSO, J. M. S. ; SILVA, A. B. . Monção da América do Sul. **Revista Climanalise (São José dos Campos)**, v. 1, p. 1-6, 2016.
- GRAY, W. M.; SHEAFFER, J. D.; KNAFF, J. A. Influence of the stratospheric QBO on ENSO variability. **Journal of the Meteorological Society of Japan**. Ser. II, v. 70, n. 5, p. 975-995, 1992.
- GRIMM, Alice M.; BARROS, Vicente R.; DOYLE, Moira E. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of climate**, v. 13, n. 1, p. 35-58, 2000.
- HAARSMA, Reindert J.; CAMPOS, Edmo JD; MOLTENI, Franco. Atmospheric response to South Atlantic SST dipole. **Geophysical research letters**, v. 30, n. 16, 2003.
- HERSBACH, Hans et al. ERA-20CM: A twentieth-century atmospheric model ensemble. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 141, n. 691, p. 2350-2375, 2015.
- HOERLING, M. P.; KUMAR, A.; ZHONG, M. El Niño, La Niña, and the nonlinearity of their teleconnections. **Journal of Climate**, v. 10, n. 8, p. 1769-1786, 1997.
- HOREL, John D.; HAHMANN, Andrea N.; GEISLER, John E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 2, n. 11, p. 1388-1403, 1989.
- JORGETTI, Tatiana; DA SILVA DIAS, Pedro Leite; DE FREITAS, Edmilson Dias. The relationship between South Atlantic SST and SACZ intensity and positioning. **Climate dynamics**, v. 42, n. 11-12, p. 3077-3086, 2014.
- KALNAY, Eugenia et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437-472, 1996.
- LALOYLAUX, Patrick et al. CERA-20C: A coupled reanalysis of the Twentieth Century. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 10, n. 5, p. 1172-1195, 2018.
- LIEBMANN, Brant; MARENGO, JoséA. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 22, p. 4308-4318, 2001.
- MARENGO, José A. et al. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 5, p. 833-852, 2001.
- MCPHADEN, M. J.; LEE, T.; MCCLURG, D. El Niño and its relationship to changing background conditions in the tropical Pacific Ocean. **Geophysical Research Letters**, 2011.
- MECHOSO, C. R. et al. The American monsoon systems: An introduction. **The Global Monsoon System: Research and Forecast**, v. 1266, p. 197-206, 2005.

- MORAN, Joseph M. **Meteorology; the Atmosphere and the Science of Weather**. 1989.
- NEWMAN, M.; SHIN, S. I.; ALEXANDER, M. A. Natural variation in ENSO flavors. **Geophysical Research Letters**, 2011.
- NNAMCHI, Hyacinth C., JIANPING Li e RAYMOND NC Anyadike. Does a dipole mode really exist in the South Atlantic Ocean?. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 2011.
- NOVELLO, V. F. et al. Two millennia of south Atlantic convergence zone variability reconstructed from isotopic proxies. **Geophysical Research Letters**, v. 45, n. 10, p. 5045-5051, 2018.
- OLIVEIRA, G. S. DE. Nino e você: o fenômeno climático. In: **Nino e voce: o fenomeno climatico**. [s.l.] Transtec, 1999.
- PEZZI, L.P. e CAVALCANTI, I.F. "The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study." **Climate Dynamics** 17, no. 2-3 2001.
- POLI, Paul et al. ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century. **Journal of Climate**, v. 29, n. 11, p. 4083-4097, 2016.
- RAIA, Adma; CAVALCANTI, Iracema Fonseca de Albuquerque. The life cycle of the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v. 21, n. 23, p. 6227-6246, 2008.
- RAMAGE, Colin S. **Monsoon meteorology**. 1971.
- RASMUSSEN, E. M.; WALLACE, J. M. Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation. **Science**, 1983.
- RAYNER, N. A. A. et al. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D14, 2003.
- REBOITA, Michelle Simões, Manoel Alonso GAN, Rosmeri Porfírio DA ROCHA e Tércio AMBRIZZI. "Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica." **Revista brasileira de meteorologia** 25, no. 2 (2010): 185-204.
- ROBERTSON, Andrew W.; FARRARA, John D.; MECHOSO, Carlos R. Simulations of the atmospheric response to South Atlantic sea surface temperature anomalies. **Journal of Climate**, v. 16, n. 15, p. 2540-2551, 2003.
- ROBERTSON, Andrew W.; MECHOSO, Carlos R. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic convergence zone. **Monthly weather review**, v. 128, n. 8, p. 2947-2957, 2000.
- RODIONOV, S.N. A sequential algorithm for testing climate regime shifts. **Geophysical Research Letters**, 2004.
- RODRIGUES, Regina R.; WOOLLINGS, Tim. Impact of atmospheric blocking on South America in austral summer. **Journal of Climate**, v. 30, n. 5, p. 1821-1837, 2017.
- SILVA, A.E.; CARVALHO L.M.V. Large-scale index for South America Monsoon (LISAM). **Atmospheric Science Letters**, 2007.
- SMITH, Thomas M. et al. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880–2006). **Journal of Climate**, v. 21, n. 10, p. 2283-2296, 2008.
- STERL, A., e W. HAZELEGER. Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic Ocean. **Climate Dynamics**, 21, 559-571. 2003.
- TASCETTO, Andréa S. et al. The impact of the subtropical South Atlantic SST on South American precipitation. In: **Annales geophysicae: atmospheres, hydrospheres and space**

sciences. 2008. p. 3457.

TIMMERMANN, A.; MCGREGOR, S.; JIN, F. F. Wind effects on past and future regional sea level trends in the southern Indo-Pacific. **Journal of Climate**, v. 23, n. 16, p. 4429–4437, 2010.

TITCHNER, Holly A.; RAYNER, Nick A. The Met Office Hadley Centre sea ice and sea surface temperature data set, version 2: 1. Sea ice concentrations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 6, p. 2864-2889, 2014.

VAN DER WIEL, Karin et al. A dynamical framework for the origin of the diagonal South Pacific and South Atlantic convergence zones. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 141, n. 691, p. 1997-2010, 2015.

VENEGAS, S.A., L.A. MYSAK, e D.N. STRAUB. Atmosphere-ocean coupled variability in the South Atlantic. **J. Climate**, 10, 2904-2920. 1997.

VUILLE, Mathias et al. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. **Climate of the Past**, v. 8, n. 4, p. 1309-1321, 2012.

WILKS, D. S. Statistical methods in the atmospheric sciences. 2 ed. California: Elsevier. 2006.

WITTENBERG, A. T. Are historical records sufficient to constrain ENSO simulations? **Geophysical Research Letters**, 2009.

WOODRUFF, Scott D. et al. ICOADS Release 2.5: extensions and enhancements to the surface marine meteorological archive. **International journal of climatology**, v. 31, n. 7, p. 951-967, 2011.

XIE P, Janowiak JE, Arkin PA, Adler R, Gruber A, Ferraro R, Huffman GJ, Curtis S. GPCP pentad precipitation analyses: An experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. **Journal of Climate**, 2003.

YEH, S. W. et al. El Niño in a changing climate. **Nature**, v. 461, n. 7263, p. 511–514, 2009.

ZENG, Q. C. About King Shun’s poem “southerly wind”. **Clim. Environ. Res**, v. 10, p. 283-84, 2005.

ZHOU, Jiayu; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over South America?. **Journal of climate**, v. 11, n. 5, p. 1020-1040, 1998.

APÊNDICE A – Padrões espaciais do Dipolo do Atlântico Sul nos conjuntos de dados de reanálise ERA 20C, ERA20CM, CERA 20C e 20CR

Os padrões espaciais do dipolo do Atlântico Sul foram calculados pela correlação entre o índice do dipolo (SVD entre as anomalias de TSM e de pressão ao nível médio do mar) e as anomalias de TSM no Oceano Atlântico Sul, no período de 1901 a 2010.

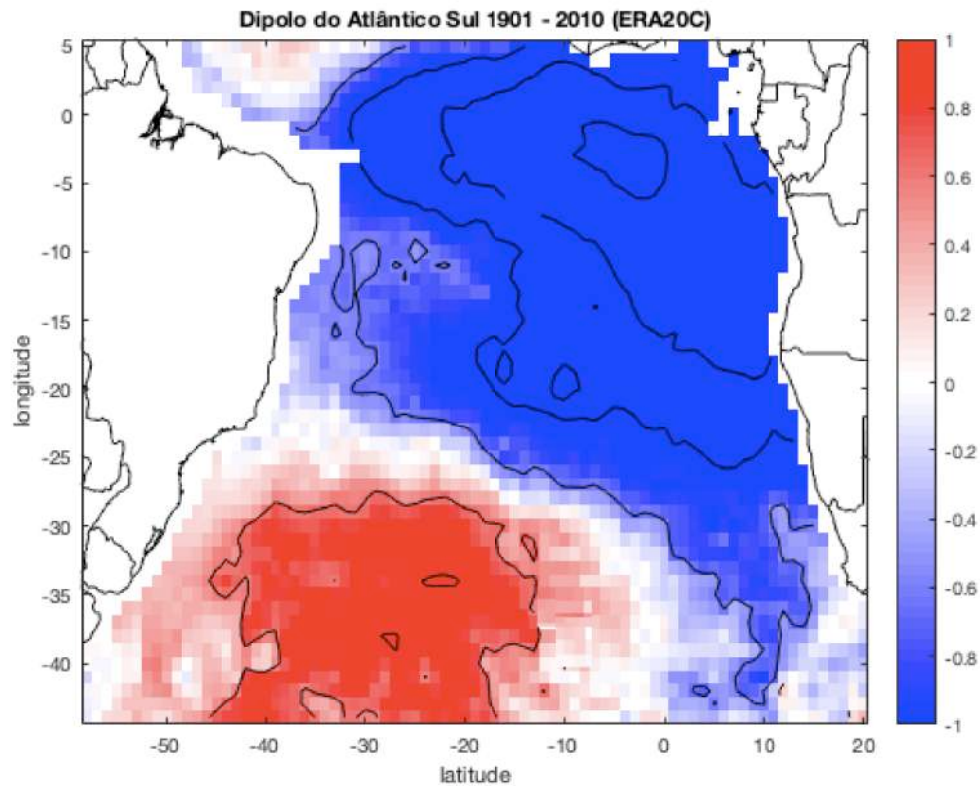


Figura 47 – Padrão espacial do dipolo do Atlântico do Sul, calculado com os dados da reanálise centenária ERA-20C. As cores representam os valores da correlação linear e o contorno representa os locais com significância estatística ao nível de 5 %

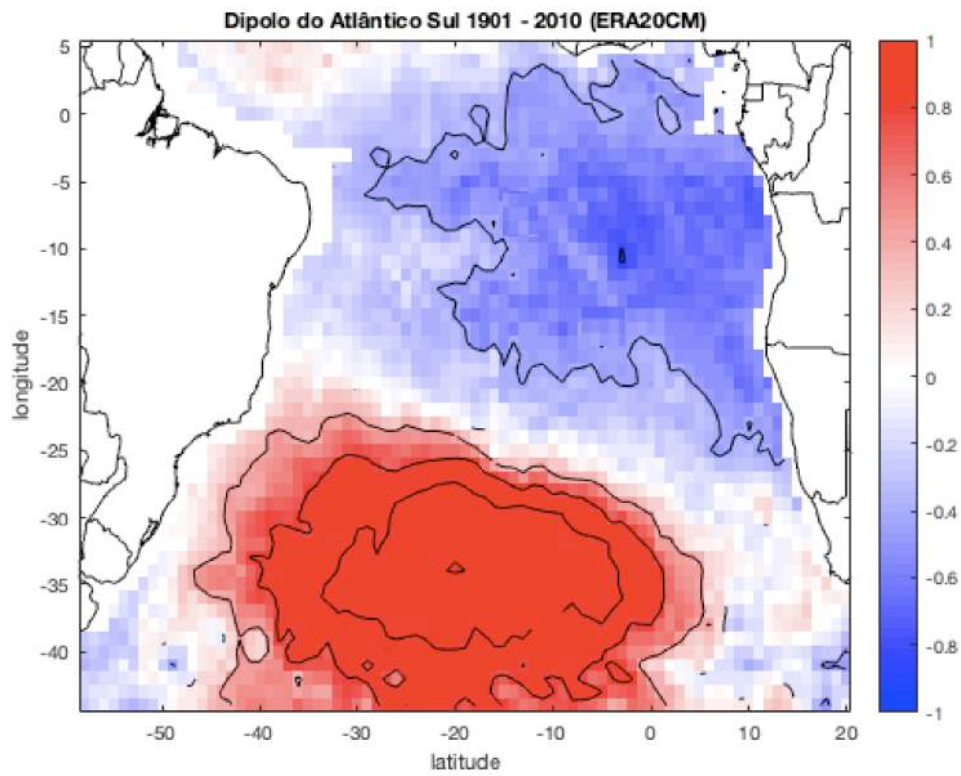


Figura 48 - Padrão espacial do dipolo do Atlântico do Sul, calculado com os dados da reanálise centenária ERA-20CM. As cores representam os valores da correlação linear e o contorno representa os locais com significância estatística ao nível de 5 %

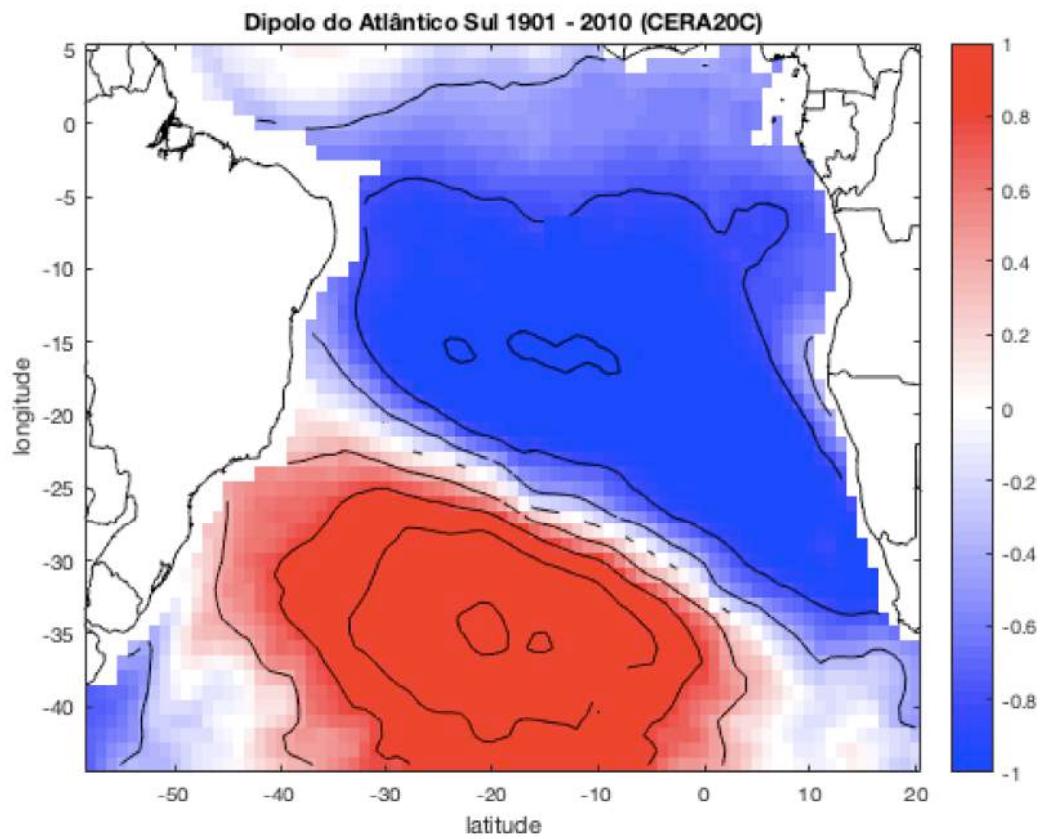


Figura 49 - Padrão espacial do dipolo do Atlântico do Sul, calculado com os dados da reanálise centenária CERA-20C. As cores representam os valores da correlação linear e o contorno representa os locais com significância estatística ao nível de 5 %

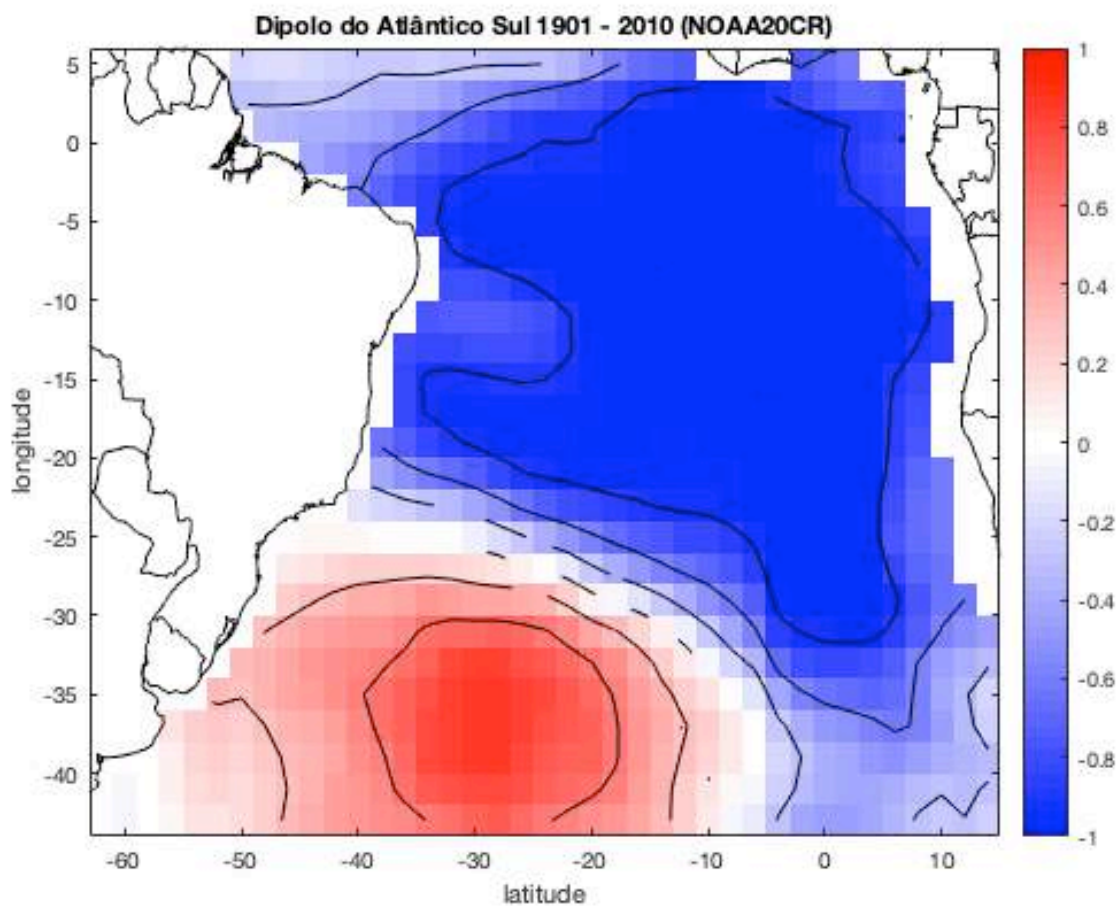


figura 50 - Padrão espacial do dipolo do Atlântico do Sul, calculado com os dados da reanálise centenária NOAA-20CR. As cores representam os valores da correlação linear e o contorno representa os locais com significância estatística ao nível de 5 %

F

APÊNDICE B - Padrões espaciais do LISAM nos conjuntos de dados de reanálise ERA 20C, ERA20CM, CERA 20C e 20CR

Os padrões espaciais de cada variável utilizada no LISAM foram calculados pela correlação entre a primeira EOF combinada das variáveis precipitação, umidade específica, temperatura, ventos zonal e meridional e a anomalia de cada variável. Abaixo seguem as comparações entre os padrões espaciais de Silva e Carvalho (2007) e os encontrados neste trabalho.

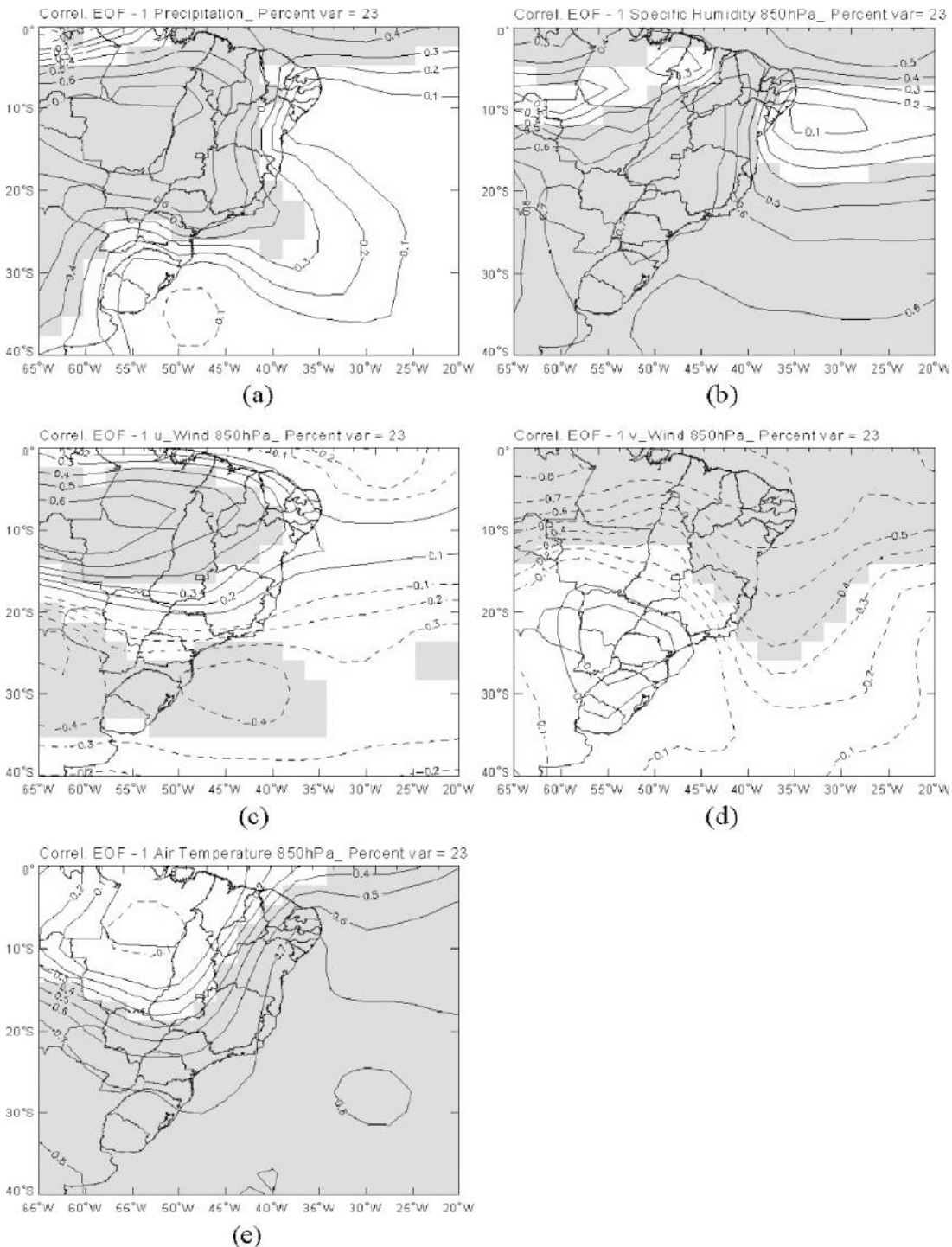


Figura 51 - Padrões espaciais, obtidos pela correlação entre o primeiro modo da EOF combinada (LISAM) e as

anomalias de cada variável: (a) precipitação; (b) umidade específica; (c) vento zonal; (d) vento meridional; e (e) temperatura do ar. Áreas sombreadas indicam correlações com significância estatística a um nível de 5%. Fonte: Silva e Carvalho (2007, p. 53)

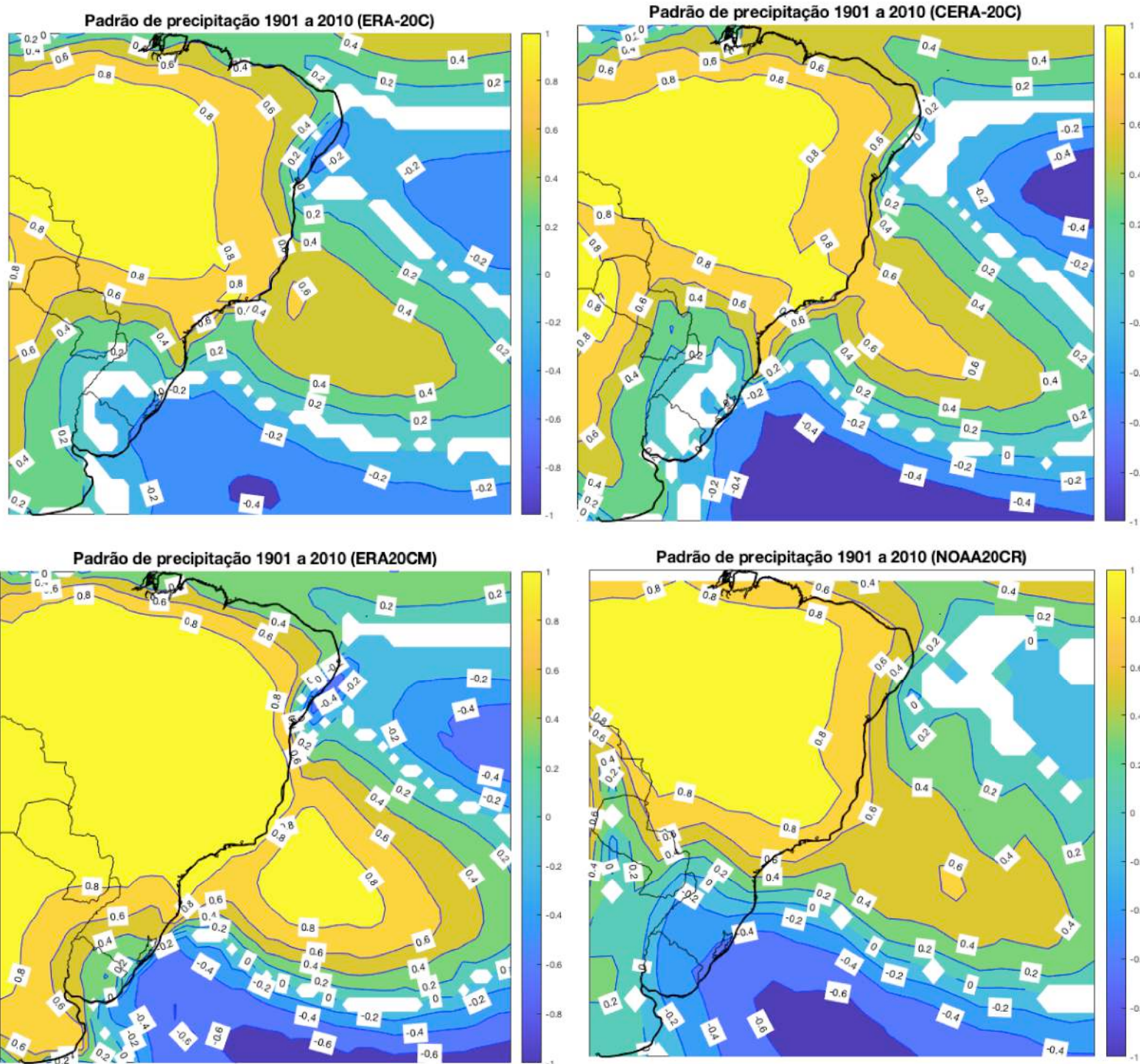


Figura 52 - Padrões espaciais, obtidos pela correlação entre o primeiro modo da EOF combinada (LISAM) e as anomalias de precipitação, no período de 1901 a 2010, utilizando dados de reanálise: nos quadrados superiores, ERA-20C e CERA-20C e nos quadrados inferiores, ERA20-CM e NOAA-20CR

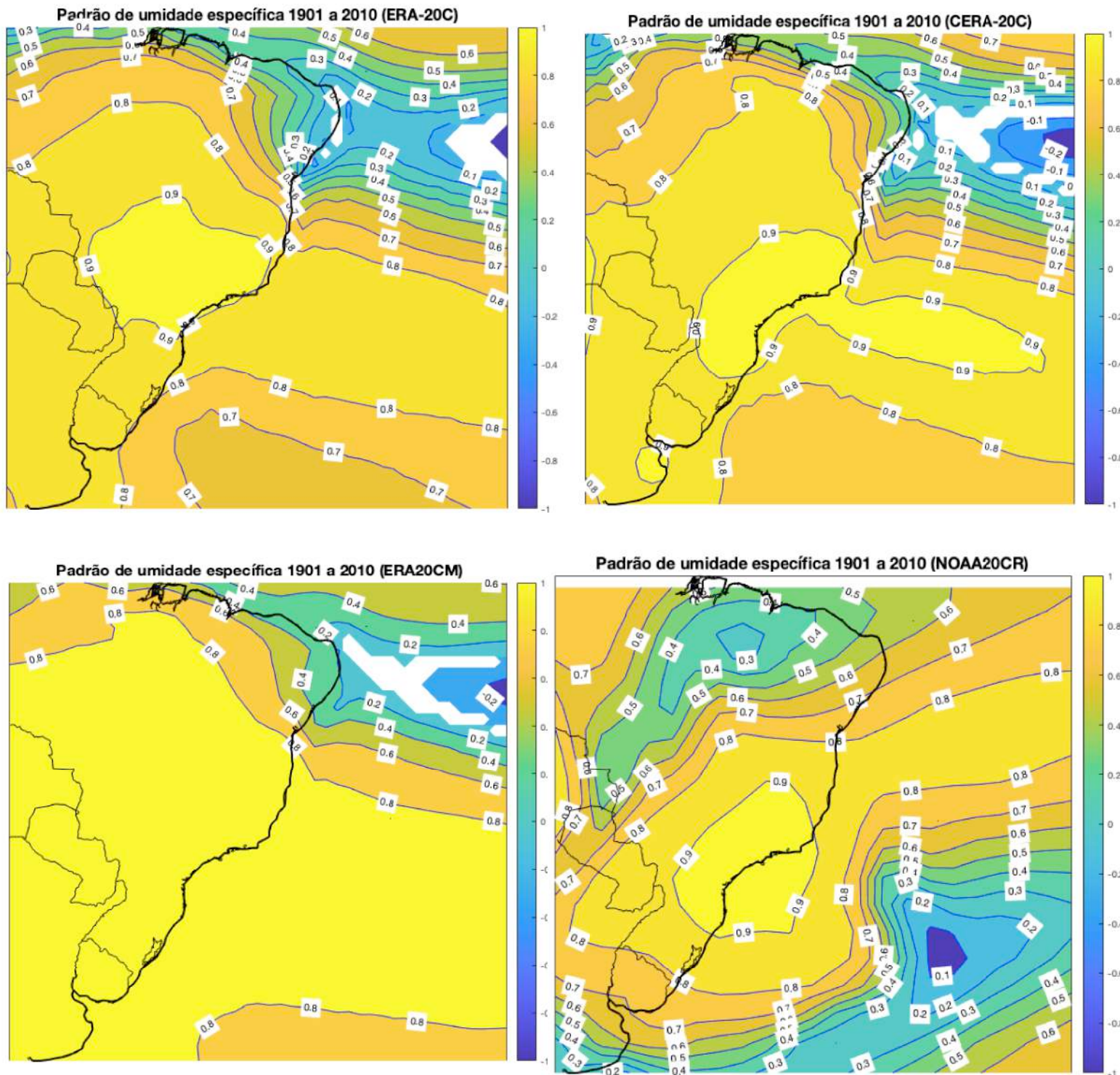


Figura 53 - Padrões espaciais, obtidos pela correlação entre o primeiro modo da EOF combinada (LISAM) e as anomalias de umidade específica, no período de 1901 a 2010, utilizando dados de reanálise: nos quadrados superiores, ERA-20C e CERA-20C e nos quadrados inferiores, ERA20-CM e NOAA-20CR

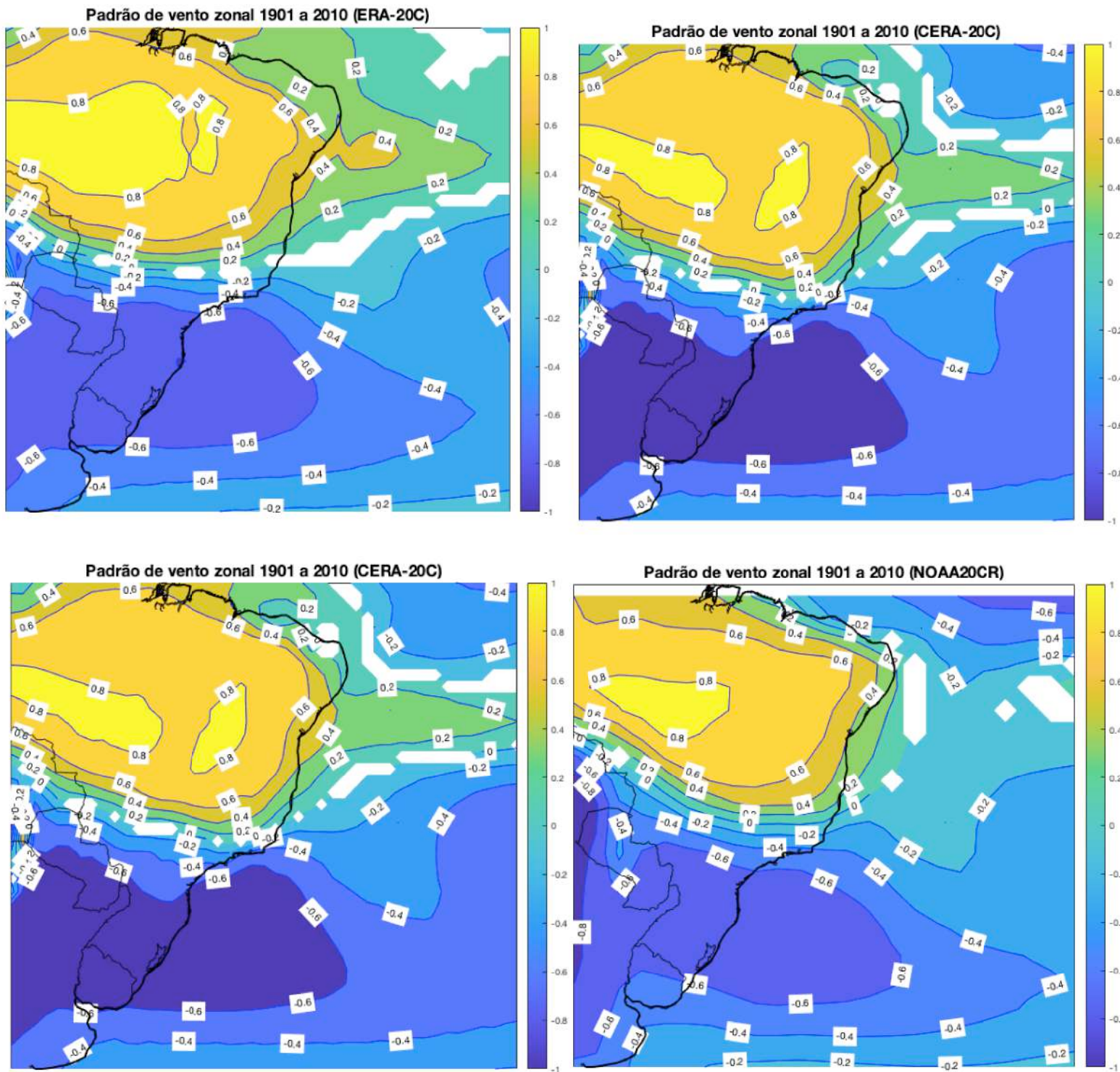


Figura 54 - Padrões espaciais, obtidos pela correlação entre o primeiro modo da EOF combinada (LISAM) e as anomalias de vento zonal, no período de 1901 a 2010, utilizando dados de reanálise: nos quadrados superiores, ERA-20C e CERA-20C e nos quadrados inferiores, ERA20-CM e NOAA-20CR

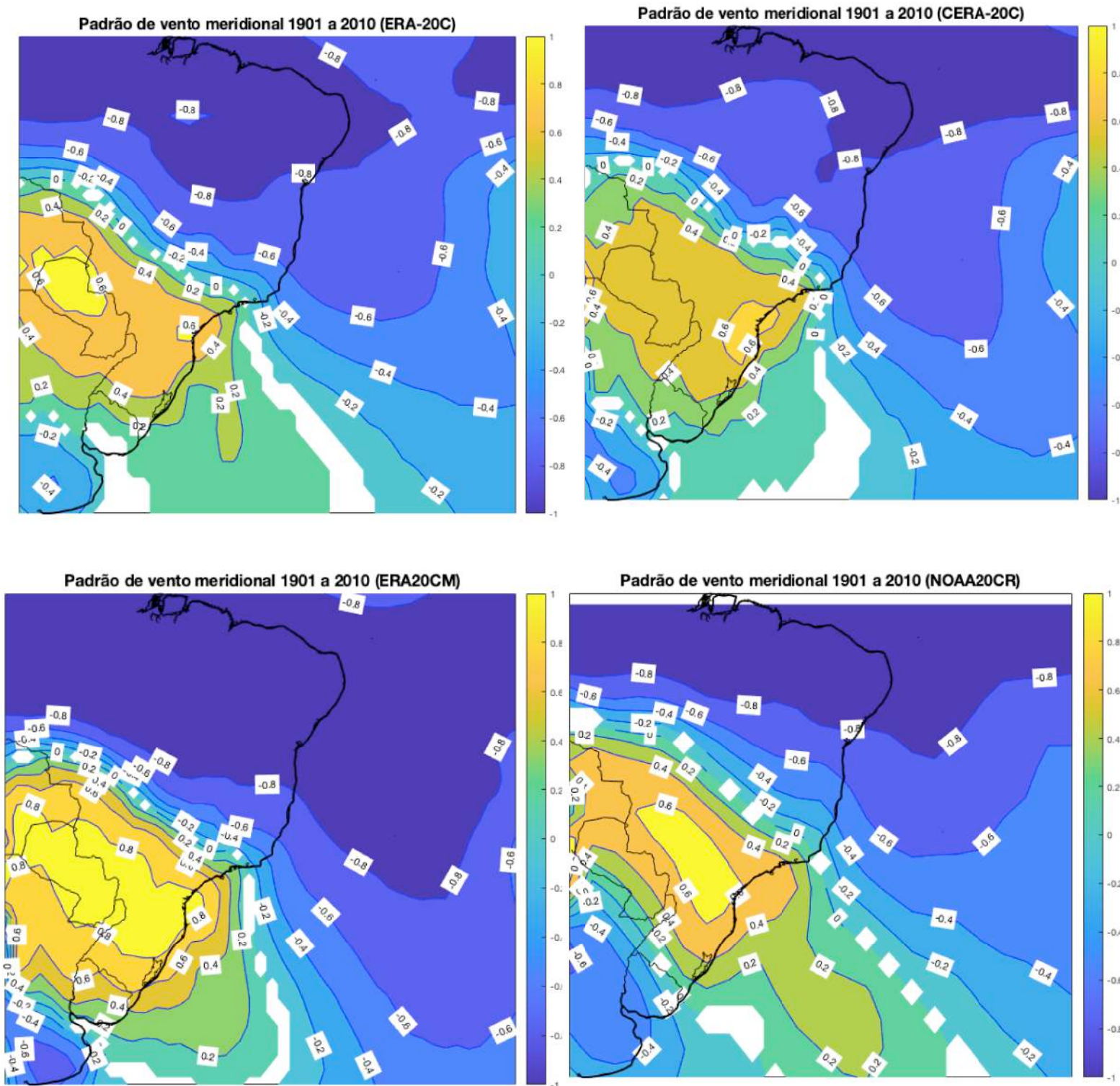


Figura 55 - Padrões espaciais, obtidos pela correlação entre o primeiro modo da EOF combinada (LISAM) e as anomalias de vento meridional, no período de 1901 a 2010, utilizando dados de reanálise: nos quadrados superiores, ERA-20C e CERA-20C e nos quadrados inferiores, ERA20-CM e NOAA-20CR

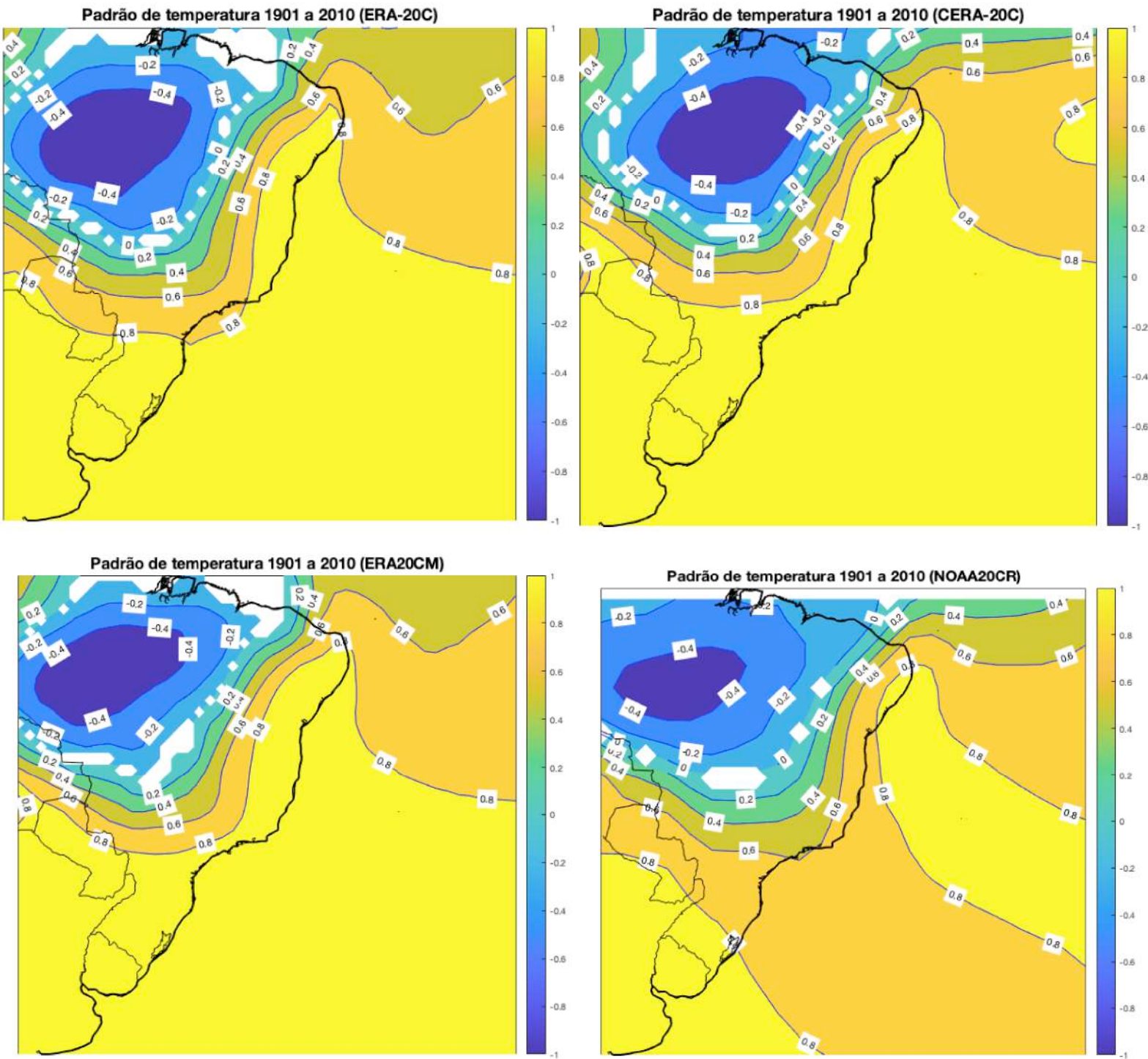


Figura 56 - Padrões espaciais, obtidos pela correlação entre o primeiro modo da EOF combinada (LISAM) e as anomalias de temperatura, no período de 1901 a 2010, utilizando dados de reanálise: nos quadrados superiores, ERA-20C e CERA-20C e nos quadrados inferiores, ERA20-CM e NOAA-20CR