



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS  
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA - MESTRADO**

**Nº de ordem: MET-UFAL-MS/134**

**JACINTO GASPAR MANUEL POMBAL**

**VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO SOBRE A REGIÃO OCIDENTAL DO  
OESTE DO SAHEL ASSOCIADA AO COMPORTAMENTO DA FRENTE  
INTERTROPICAL- FIT**

**MACEIÓ – AL  
2016**

JACINTO GASPAR MANUEL POMBAL

VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO SOBRE A REGIÃO OCIDENTAL DO  
OESTE DO SAHEL ASSOCIADA AO COMPORTAMENTO DA FRENTE  
INTERTROPICAL- FIT

Dissertação submetida ao colegiado do  
Curso de Pós-Graduação em  
Meteorologia da Universidade Federal de  
Alagoas – UFAL, para obtenção do título  
de Mestre em Meteorologia – área de  
concentração em Processos de Superfície  
Terrestre.

Orientadora: Prof.<sup>a</sup> Dra; Maria Luciene  
Dias de Melo

Co-orientador: Prof; Dr. Luiz Carlos  
Baldicero Molion

MACEIÓ – AL

Março, 2016

**Catálogo na fonte**  
**Universidade Federal de Alagoas**  
**Biblioteca Central**  
**Divisão de Tratamento Técnico**

Bibliotecária Responsável: Janaina Xisto de Barros Lima

P788v Pombal, Jacinto Gaspar Manuel.  
Variabilidade da precipitação sobre a região ocidental do oeste do Sahel associada ao comportamento da frente intertropical - FIT / Jacinto Gaspar Manuel. Manuel. – 2016.  
71 f. : il. Orientadora: Maria Luciene Dias de Melo.

Coorientador: Luiz Carlos Baldicero Molion.  
Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Maceió, 2016.

Bibliografia: f. 70-71.

1. Precipitação (Meteorologia). 2. Variabilidade climática – Sahel, África.  
3. Frente intertropical. I. Título.

CDU: 551.577.3 (6-15)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS  
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

## CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-134.


*"VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO OCIDENTAL DO OESTE DO SAHEL ASSOCIADA AO COMPORTAMENTO DA FRENTE INTERTROPICAL-FIT"*

*Jacinto Gaspar Manuel Pombal*


Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Aprovado pela Banca Examinadora composta por:

  
\_\_\_\_\_  
Profa. Dra. Maria Luciene Dias de Melo

*(Orientadora)*  
  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Luiz Carlos Bâldicero Molion  
(Coorientador)

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Ricardo Ferreira Carlos de Amorim  
(Membro Interno)

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Washington Luiz Félix Correia Filho  
(Membro Externo)

MARÇO/2016

Dedico este trabalho em memória aos meus Pais Gaspar Manuel Pombal e Maria Jacinto Marcolino Pombal. À toda a minha família, em especial a minha esposa, Ana João José Fernandes. Aos filhos Gaspar Fernandes Pombal e Jacinto Manuel Lima Pombal. Aos meus irmãos Rebeca, Francisco, Carolina, Domingas, Álvaro, Maria, Margarida, Augusto, Luiza, Lucy, Vivi e N'gueve. Aos meus professores e orientadores: Dra. Maria Luciene Dias de Melo e Luiz Carlos Baldicero Molion.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a toda minha família, que com muito carinho e apoio não mediram esforços e depositaram confiança para que eu chegasse até esta etapa de minha vida.

Às Forças Armadas Angolanas em especial a Força Aérea Nacional Angolana pelo apoio e incentivo dado durante todo o tempo da graduação e mestrado.

À Maria Rubinete da Silva Lima pelo que representou e representa em minha vida durante este trajeto especialmente pelo companheirismo, apoio e carinho recebidos;

Aos professores do Instituto de Ciências da Atmosfera da Universidade Federal de Alagoas em particular à Dra. Maria Luciene Dias de Melo e ao Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion, pela paciência na orientação e incentivo no geral, que tornaram possível o término deste trabalho.

Aos colegas João Maria de Sousa Afonso, Isidro Metódio Tuleni pelas ajudas e sugestões.

Ao Sérgio Oliveira Bernardo e Alessandro Sarmiento Cavalcante pelo o apoio durante a elaboração do trabalho.

Ao professor Marco Antonio Maríngulo Lemes pelo incentivo e sugestões.

## RESUMO

O objetivo deste estudo visa ampliar o conhecimento sobre o clima da África Ocidental. Foram utilizados dados de reanálise do Environment Prediction/Nacional Center for Atmospheric Research (NCPE/NCAR), disponíveis no site Earth Reserarch Laboratory (ESRL) para avaliar a variabilidade da precipitação da região Ocidental do Oeste do Sahel para o período 1948-2014. A precipitação média anual para estação chuvosa que ocorre de julho-setembro foi 600mm. Constatou-se que o principal mecanismo responsável pela produção das chuvas, naquela região é a Frente Intertropical-FIT. Analisaram-se os campos de Pressão ao Nível Médio do Mar-PNM, de Radiação de Ondas Longas-ROL e do Vento Meridional-VV para avaliar o deslocamento latitudinal e longitudinal das altas subtropicais dos hemisférios, norte e sul para identificar a cobertura de nuvens e atividade convectiva e determinar o posicionamento e o comportamento da FIT. Além disso, utilizaram-se os índices da Oscilação Multidecadal do Atlantico-OMA e da Oscilação Decadal do Pacífico-ODP para identificar aspectos comuns capazes de produzir impactos no clima da região. Constatou-se que os eventos La Niña em qualquer uma das fases frias da ODP estiveram relacionadas com totais pluviométricos acima da média em quase toda a faixa Ocidental incluindo a faixa do Sahel e abaixo da média ao longo da costa ocidental. Verificou-se que a distribuição espacial dos desvios positivos da precipitação associado aos eventos La niñas nas fases frias da ODP, se deslocaram mais para norte acompanhando, o posicionamento da FIT. Enquanto os desvios negativos da precipitação associado as La niñas na fase fria da ODP se deslocaram mais para sul acompanhando, o posicionamento da FIT. Na comparação dos El niños 1972-73,1982-83,1987-88, e as La niñas 1954-55,1975-76 e 1988-89 ficou evidente que os eventos El niños apresentaram uma redução das chuvas sugerindo que estes influenciam os períodos longos e severos de seca na região.

**Palavras chave:** Variabilidade da precipitação no Sahel. Frente intertropical

## ABSTRACT

The aim of this study is to increase knowledge of the climate Western Africa. Reanalysis data were used the Environment Prediction / National Center for Atmospheric Research (NCPE / NCAR), available on the website Earth Reserarch Laboratory (ESRL) to evaluate the variability of precipitation western Sahel region for the period 1948-2014. The average annual rainfall for the rainy season which occurs from July to September was 600 mm. It was found that the main mechanism responsible for the production of rainfall in the region is the Intertropical Front-FIT. It were analyzed fields the Sea Level Pressure-SLP, the Longwave Radiation-ROL and the Meridional Wind-VV to assess the latitudinal and longitudinal displacement of the subtropical high of the hemispheres, north and south to identify cloudness and convective activity and determine the location and behavior of ITF. In addition, they used the indices of the Atlantic Multidecadal Oscillation-OMA and Decadal Oscillation Pacific-ODP to identify commonalities capable of producing impacts on the climate in region. It was found that the La Niña events in any of the cold phases of the ODP were related to total rainfall above average in almost all western range including the Sahel band and below the average over the western coast. It was found that the spatial distribution of positive deviations precipitation events associated with La niñas cold phases of ODP, moved further north following the positioning of the ITF. While negative deviations from the associated rainfall La niñas warm phase in the ODP moved further south following the positioning of the FIT. Comparing the El niños 1972-73, 1982-83, 1987-88, and La Niñas 1954-55 1975-76 and 1988-89 it became clear that the events El niños showed a reduction in rainfall suggesting that these influence the long and severe periods of drought in the region.

**Keywords:** Variability of rainfall in the Sahel. Intertropical front.



## LISTA DAS FIGURAS

Figura 1 - Distribuição média temporal da pressão ao nível médio do mar. São indicados os centros de alta (A) e baixa(B) pressão bem como os ventos predominantes à superfície(setas) .....	17
Figura 2 - Variações totais mensais da precipitação em (mm) com a latitude e longitude. As linhas tracejadas indicam a superfície da descontinuidade.....	19
Figura 3 - Circulação do vento meridional nas duas estações em cima verão e em baixo inverno.....	22
Figura 4- Anomalias da TSM PNM nos extratropicos em relação a) o índice da ODP e (b) o índice CTI para o período de 1900-1992. Os tons de cor representam a TSM e os contorno a PNM.....	23
Figura 5 - Índice Oscilação Decadal do Pacífico.....	24
Figura 6 - Índice Oscilação Multidecal do Atlantico-OMA.....	25
Figura 7 - Condições sobre o oceano Pacífico do El niño-Oscilação Sul(ENOS).....	27
Figura 8 - Impacto do fenômeno El Niño em diversas partes do globo para a) verão e b) inverno.....	29
Figura 9 - Impacto do fenômeno La Niña em diversas partes do globo para a) verão e b) inverno.....	30
<b>Figura 10</b> - Localização da área de estudo a) Continente Africano. b) Região Ocidental do Oeste do Sahel. para a) verão e b) inverno.....	31
Figura 11 -Média anual da precipitação a) de julho-setembro e média mensal da precipitação b) julho, c) agosto e d) setembro para o período 1948-2014.....	37
Figura 12 -Média anual da precipitação de julho-setembro para a) fase fria 1948-1976 b) fase quente 1976-1998 c) fase fria atual da ODP em relação o período 1948-2014.....	38
Figura 13 -Média da Pressão ao Nível Mar referente ao deslocamento latitudinal e longitudinal da AN e da AS para o período 1948-2014.....	39

Figura 14 -Média da Pressão ao Nível Mar. referente ao deslocamento latitudinal e longitudinal da AN e da AS para fase fria 1948-1976.....	41
Figura 15 -Média da Pressão ao Nível Mar. referente ao deslocamento latitudinal e longitudinal da AN e da AS para fase quente 1976-1998.....	43
Figura 16 -Média da Pressão ao Nível Mar. referente ao deslocamento latitudinal e longitudinal da AN e da AS para fase fria atual 1998-2014.....	45
Figura 17 - Anomalias da Radiação de Ondas Longas para a fase quente da ODP 1976-1998, durante o período de julho-setembro.....	46
Figura 18 - Anomalias da Radiação de Ondas Longas para a fase quente da ODP 1998-2014, durante o período de julho-setembro.....	47
Figura 19 - Anomalias do Vento Meridional para o período 1948-2014, durante a estação chuvosa julho-setembro.....	48
Figura 20 - Anomalias do Vento Meridional para a fase fria 1948-1976, durante a estação chuvosa de julho-setembro.....	49
Figura 21 - Anomalias do Vento Meridional para a fase quente da ODP 1976-1998, durante a estação chuvosa de julho-setembro.....	50
Figura 22 - Anomalias do Vento Meridional para a fase fria atual da ODP 1998-2014, durante a estação chuvosa de julho-setembro.....	51
Figura 23 - a) Correlação entre a precipitação e ROL. b) Média de ROL durante a fase quente 1976-1998 da ODP.....	52
Figura 24 - a) Correlação entre a precipitação e ROL. b) gráfico de Hovmöller para a radiação de ondas longas-ROL durante a fase fria atual 1998-2014 da ODP.....	53
Figura 25 - Correlação entre a precipitação de julho-setembro e o índice da ODP com relação ao período 1948-2014 para a fase fria 1948-1976.....	54
Figura 26 -Correlação entre a precipitação de julho-setembro e o índice da ODP com relação ao período 1948-2014 para a quente 1976-1998.....	54
Figura 27 -Correlação entre a precipitação de julho-setembro e o índice da ODP com relação ao período 1948-2014 para a fase atual 1998-2014.....	55

Figura.28 - Correlação entre a precipitação de julho-setembro e o índice da OMA com relação ao período 1948-2014 durante a Fase fria 1948-1976 da ODP.....	56
Figura 29 - Correlação entre a precipitação de julho-setembro e o índice da OMA com relação ao período 1948-2014 durante a Fase quente 1976-1998.....	57
Figura 30 -Correlação entre a precipitação de julho-setembro e o índice da OMA com relação ao período 1948-2014 durante a Fase fria atual 1998-2014.....	57
Figura 31 -Desvios de precipitação julho-setembro com relação ao período 1948-2014 para a composição de eventos a) El Niño e b) La Niña, durante a fase fria 1948-1976 da ODP.....	59
Figura 32 -Desvios de precipitação julho-setembro com relação ao período 1948-2014 para a composição de eventos a) El Niño e b) La Niña, durante a fase quente 1976-1998 da ODP.....	60
Figura 33 - Desvios de precipitação julho-setembro com relação ao período 1948-2014 para a composição de eventos a) El Niño e b) La Niña, durante a fase fria atual 1998-2014 da ODP.....	61
Figura 34 -Desvios de precipitação a)1972-1973 b)1982-1983 c) 1986-1987 d) 1997-1998 de julho-setembro com relação ao período 1948-2014 associado aos El Niños de 1973, 1983, 1987 e 1997 respectivamente....	63
Figura 35 -Evolução temporal dos El niños 1972-73, 1982-1983,1986-1987 e 1997-1998 na região El niño 3.....	63
Figura 36 -Desvios de precipitação a)1954-1955 b)1975-1976 c) 1988-1989 d) 1997-1998 de julho-setembro com relação ao período 1948-2014, associado às La niñas de 1955,1975,e 1989 respectivamente.....	65
Figura 37 -Evolução temporal das La niñas 1954-1955, 1975-1976,e 1988-1989 na região El niño 3.....	65
Figura 38 -Totais Médios da precipitação nos anos dos eventos El niños na região Ocidental do Oeste do Sahel.....	66
Figura 39 -Totais Médios da precipitação nos anos dos eventos LA niñas na região Ocidental do Oeste do Sahel.....	67

## LISTA DE ABREVIATURAS

ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
PNM	Pressão ao Nível Médio do Mar
ROL	Radiação de Onda Longa
OMA	Oscilação Multidecadal do Atlântico Norte
PREC	Precipitação
VV	Vento Meridional
IME	Índice Multivariado ENOS
NCPE	Nacional Centers Environment Prediction
NCAR	Nacional Center for Atmospheric Research
ESRL	Earth Reserarch Laboratory
GrRADS	Grid Analysis and Dysplay Siystem
NOAA	Nacional Oceanic & Atmospheric Administration
PSD	Physical Sciences Division
ICOADS	International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
FOE	Funções Ortogonais empíricas
AST	Alta Subtropical
CTI...	Cold Tongue Índice

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>14</b>
<b>2</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	<b>16</b>
<b>2.1</b>	<b>Padrões da circulação atmosférica das altas subtropicais sobre o Atlântico</b> .....	<b>16</b>
<b>2.2</b>	<b>Frente Intertropical-FIT</b> .....	<b>18</b>
<b>2.3</b>	<b>Radiação de Onda Longa-ROL</b> .....	<b>20</b>
<b>2.4</b>	<b>Vento Meridional-VV</b> .....	<b>21</b>
<b>2.5</b>	<b>Oscilação Decadal do Pacífico-ODP</b> .....	<b>22</b>
<b>2.6</b>	<b>Oscilação Multidecadal do Atlântico-OMA</b> .....	<b>25</b>
<b>2.7</b>	<b>El niño e La ninã/oscilação sul-ENOS</b> .....	<b>27</b>
<b>3</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>31</b>
<b>3.1</b>	<b>Local de estudo</b> .....	<b>31</b>
<b>3.2</b>	<b>Dados utilizados</b> .....	<b>32</b>
<b>3.2.1</b>	<b>Dados de Precipitação-PREC</b> .....	<b>32</b>
<b>3.2.2</b>	<b>Dados de Pressão ao Nível médio do Mar-PNM</b> .....	<b>33</b>
<b>3.3. 3</b>	<b>Dados de Vento Meridional-VV</b> .....	<b>33</b>
<b>3.2 4</b>	<b>Dados de Radiação de Onda Longa-ROL</b> .....	<b>33</b>
<b>3.2.5</b>	<b>Índice de Oscilação Decadal Pacífico-ODP</b> .....	<b>33</b>
<b>3.2.6</b>	<b>Índice Multivariado ENOS-IME</b> .....	<b>34</b>
<b>3.2.7</b>	<b>Índice de Oscilação Multidecadal do Atlântico-OMA</b> .....	<b>34</b>
<b>3.3</b>	<b>Correlação</b> .....	<b>35</b>
<b>4</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	<b>36</b>
<b>4.1</b>	<b>Climatologia da precipitação para o período da estação chuvosa de julho-setembro</b> .....	<b>36</b>
<b>4.1.1</b>	<b>Análise do Índice da Oscilação Decadal do Pacífico-ODP</b> .....	<b>37</b>
<b>4.1.2</b>	<b>Pressão ao Nível Médio do Mar-PNM</b> .....	<b>38</b>
<b>4.1.3</b>	<b>Radiação de Onda Longa-ROL</b> .....	<b>46</b>
<b>4.1.4</b>	<b>Vento Meridional-VV</b> .....	<b>47</b>

<b>4.2</b>	<b>Análise de correlação</b> .....	51
4.2.1	Correlação entre a PREC e a ROL.....	51
4.2.2	- Correlação entre a PREC e o índice da ODP.....	53
4.2.3	Correlação entre a PREC e o índice da OMA.....	55
<b>4.3</b>	<b>Análise dos eventos El Niño e La Niña associados aos desvios da precipitação de julho-setembro com relação ao período 1948-2014 durante as fases da ODP</b> .....	58
4.3.1	El niño.....	61
4.3.2	La niña.....	64
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES</b> .....	68
	<b>REFERÊNCIA</b> .....	70

## 1 INTRODUÇÃO

As mudanças climáticas são na atualidade um dos maiores desafios que o mundo enfrenta diante aos processos de planejamento para o desenvolvimento humano. Segundo o relatório do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas -IPCC (2014), as alterações nos padrões de precipitação com ocorrência de períodos de seca e enchentes em várias regiões do mundo, de forma intensa e frequentes, indicam sinais de mudanças climáticas.

De acordo com o Índice de Vulnerabilidade às Mudanças Climáticas-CCERA (2015) a região Ocidental do Oeste do Sahel é uma das regiões da África que mais sofre os impactos das mudanças climáticas que inclui secas e enchentes. Estes impactos nos padrões climáticos, afetam a disponibilidade de água, segurança alimentar, produção agrícola, pesca, pecuária, saúde e infraestruturas, restringindo de modo geral o desenvolvimento do continente africano.

Um exemplo do agravamento das mudanças climáticas foram as condições de seca severa dos anos de 1970, 1972, 1977 e 1981 na região de Sahel, ocasionando aproximadamente a morte de 80% do gado. Cerca de 725.000 e 348.500 pessoas emigraram de Burkina Faso e Mali respectivamente, para a Costa do Marfim, como resultado da falta de chuvas, Musk (1988).

Na região Ocidental do Oeste do Sahel a variabilidade climática exhibe características nítidas de chuvas extremas e de secas severas, envolvendo os dois hemisférios (norte e sul). A precipitação apresenta-se com variações notáveis na sua distribuição, pois os índices pluviométricos anuais decrescem do equador para os trópicos, Diarra (1981).

Neste trabalho procura-se dar uma contribuição ao entendimento da variabilidade da precipitação, associada a Frente Intertropical-FIT como sendo uma das causas das anomalias de chuvas na região Ocidental do Oeste do Sahel ao contrario, da Zona de Convergência Intertropical-ZCIT que em seu ciclo anual, se movimenta meridionalmente entre 10°N e 3°S.

Através do estudo de variáveis meteorológicas tais como a Pressão à Nível Médio do Mar-PNM), Radiação de Ondas Longas -ROL, Vento Meridional -VV e Precipitação -PREC procura-se determinar o comportamento da FIT, na circulação da atmosfera tropical daquela região. Partindo da hipótese de que anomalias na Circulação Geral da Atmosfera provocam impactos nos climas regionais, procura-se

também identificar e avaliar períodos atípicos como os episódios El Niño e La Niña considerado fenômenos de alta frequência, com relação a fases frias e quentes da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e Oscilação Multidecadal Atlântico Norte (OMA), estes últimos de baixa frequência, visando prever e melhorar os prognósticos climáticos para as atividades humanas e ambientais.

Dados de reanálise do Environment Prediction/Nacional Center for Atmospheric Research (NCPE/NCAR), disponíveis no site Earth Reserarch Laboratory (ESRL) correspondentes ao período (1948-2014) foram utilizados para a análise das variáveis meteorológicas e relacioná-los com a variabilidade da precipitação associado ao comportamento da FIT. A exemplo, estabelecer-se-á uma relação dos desvios de precipitação com eventos El Niño e La Niña intensos(fortes) de julho à setembro, período que representa a estação chuvosa na maior parte da extensão territorial da região Ocidental do Oeste do Sahel.

Nos capítulos 2 e 3 apresentam-se uma descrição da metodologia e materiais utilizados das principais variáveis meteorológicas e índices climáticos que influenciam na variabilidade da precipitação associada ao comportamento da FIT e uma descrição geral dos fenômenos de escala interanual e interdecadal que produzem chuvas e secas na escala regional e global. No capítulo 4 e 5 são mostrados os resultados obtidos das análises e conclusões.



## **2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

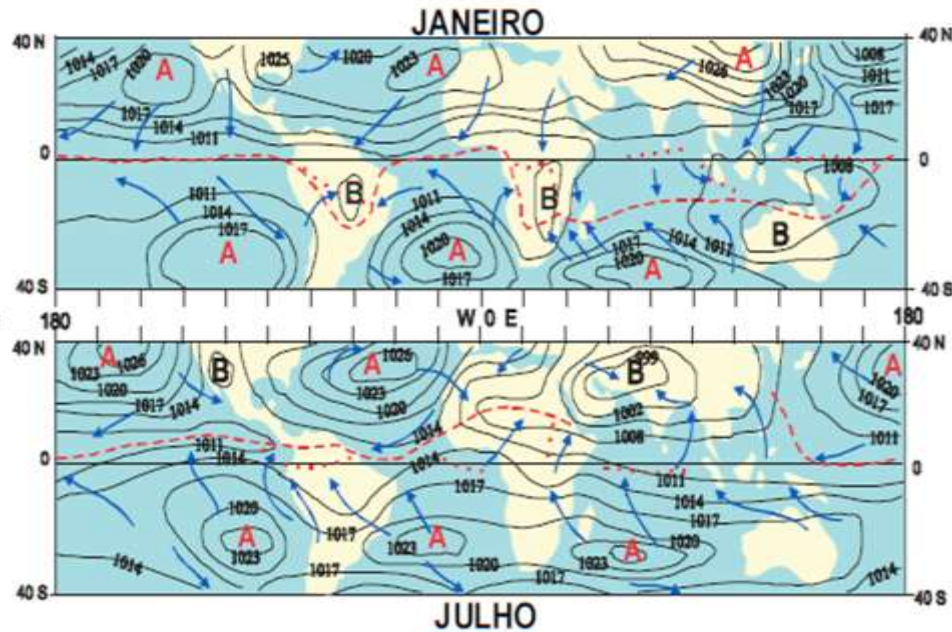
### **2.1 Padrões de circulação atmosférica das altas subtropicais sobre o Atlântico**

No campo da pressão à superfície do globo constata-se muitas das vezes a presença de uma ou mais isóbaras fechadas, concêntricas ou não, delimitando uma área onde a pressão é maior ou menor que qualquer outro ponto à sua volta. Tais núcleos de pressão mais elevada são denominados centros de alta pressão, centros anticiclônicos ou simplesmente anticiclones. Os de menor pressão são chamados de centros de baixa pressão, centros ciclônicos ou simplesmente ciclones (Varejão-Silva, 1999).

Dentro dos cinturões de alta pressão nos subtrópicos dos dois hemisférios, células distintas são desenvolvidas ao longo dos oceanos, que se manifestam como altas no campo de pressão à superfície e refletidos como anticiclones no fluxo padrão da baixa troposfera também chamado de centros de ação ou simplesmente de altas subtropicais (Hastenrath, 1991). As altas subtropicais (AST) são de núcleo quente e mantêm circulações fechadas em todos os níveis, podendo se estender até a alta troposfera. No hemisfério norte localizam-se as (AST) do Atlântico Norte e as do Pacífico norte em torno de 30<sup>o</sup>N. No hemisfério sul localizam-se as (AST) do Atlântico Sul, do Pacífico sul e do Índico sul próximo de 25<sup>o</sup>S (ver Figura 1 ).

As (AST) estão intimamente ligadas às estruturas da circulação geral da atmosfera sofrendo variações de intensidade e de posição, exercendo influência sobre o tempo e clima regionais. Segundo Flohn (1981) a redução do gradiente de temperatura (pressão) Equador-Polo, deslocaria os centros das (AST), ramos descendentes das Células de Hadley, em direção aos polos. Deste modo, as trilhas dos ciclones extratropicais ("storm tracks") e os jatos subtropical e polar se deslocariam mais para o lado polar mudando a distribuição espacial da precipitação pluvial.

**Figura 1 - Distribuição média temporal da pressão ao nível médio do mar. São indicados os centros de alta (A) e baixa(B) pressão bem como os ventos predominantes à superfície(setas)**



Fonte: VAREJÃO-SILVA, 1999.

Teissereng de Bort (1883) citado por Davis et al. (1997) foi o primeiro que identificou e definiu o comportamento do ciclo anual das (AST) a partir de mapas mensais da pressão média ao nível do mar-PNM. Rawson (1908) analisou o movimento destes centros de pressão, através de cartas sinópticas diárias durante um período de 66 anos entre 1841 e 1906, elaboradas para a África de Sul (Cape Town e Durban). Ele observou que o movimento das (AST) é caracterizado por uma oscilação cíclica latitudinal que ocorre tanto no sul quanto à norte do equador. Segundo o autor esta oscilação cíclica latitudinal, indica a existência de uma variabilidade interdecadal na posição geográfica das (AST) do Atlântico. Mostrou ainda que as (AST) seguem a marcha aparente do sol com as mudanças da declinação solar, complementando assim um ciclo de 19 anos ou seja 9,5 anos de deslocamento entre sua posição extrema norte e extrema sul.

Russuell (1902) e Lyons (1905) associaram a oscilação cíclica das (AST) com o período de ocorrências de secas e enchentes de lagos e rios sobre a América do Sul e Austrália e sobre a África Central. Hastenrath (1991) a partir de estudos anteriores (1967a) sobre a América Central, Caribe e África subsaariana, onde chuvas abundantes ocorrem entre maio e Junho e de forma abrupta mais seco entre julho e agosto. Ele observou que nestas regiões a distribuição espacial da

precipitação pluvial associada ao deslocamento das (AST), apresenta uma progressão menos acentuada para o norte do que para sul, durante a passagem do inverno para o verão.

De acordo com Molion et al, (2004) uma possível causa da variabilidade dos centros das altas subtropicais seria a oscilação decadal do Pacífico-ODP ocasionado pelas teleconexões, considerando que o oceano Pacífico ocupa um terço da superfície terrestre e que a temperatura da superfície do mar-TSM é condição de contorno inferior mais importante para atmosfera

Por exemplo, quando ocorreu uma das maiores mudanças de fase da ODP, em julho de 1976, o sistema de baixa pressão das Aleutas (Pacífico Norte) se intensificou e se deslocou para leste. Concomitantemente, as TSM tornaram-se mais baixas no Pacífico Central Norte e mais quentes no Pacífico Leste. O Pacífico Equatorial passou do evento La Niña mais intenso dos últimos 50 anos para um evento El Niño. Precipitação, cobertura de neve e descarga de rios decresceram no noroeste da América do Norte e cresceram no sul dos Estados Unidos e Norte do México.

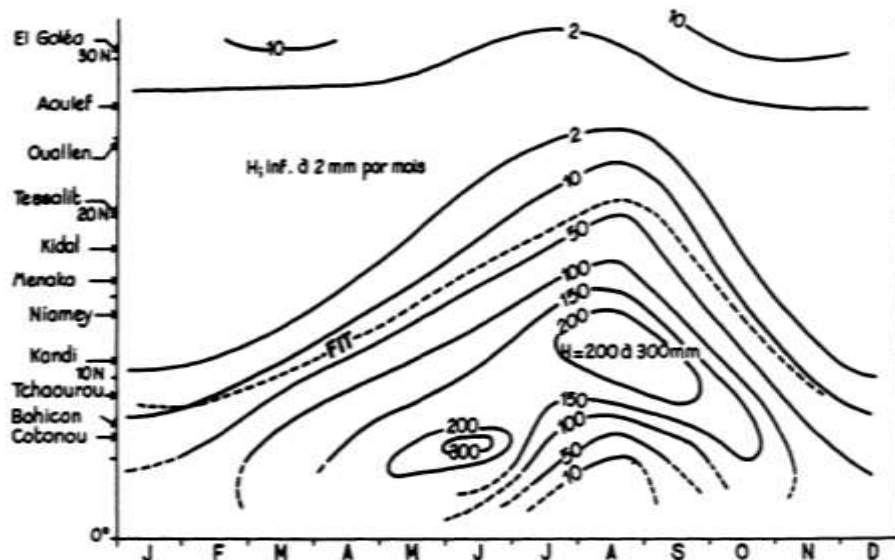
## **2.2 Frente Intertropical-FIT.**

No contato entre duas massas de ar de regiões de origem diferentes, forma-se uma superfície de descontinuidade, conhecida como superfície frontal. Essa descontinuidade é uma zona de transição, estreita e inclinada, na qual os elementos meteorológicos como pressão, temperatura, vento e umidade variam abruptamente. A linha ou zona de contato da superfície frontal com a superfície do solo, ou qualquer outro plano horizontal, é chamada de Frente.

Durante algum tempo não foram encontradas, referências a respeito de superfícies de descontinuidade na literatura sobre a circulação tropical africana dentre elas : "**Air- France's Climatology of Africa** (1963)", "**Thompson's atlas The Climate of Africa** (1965)" e "**Africa in the World Survey of Climatology from Griffiths** (1972b). De acordo com Leroux (1983) a Frente Intertropical-FIT chamada por Front Intertropical em francês, é uma superfície de descontinuidade que afigura-se somente em partes da África, rotulada como Intertropical Front (ITF), Monsoon Front (MF), Intertropical Convergence (ITC), Surface Discontinuity (SD), Inertropical Convergence Zone (ITCZ), Intertropical Discontinuity (ITD) ,etc ( ver Figura 2 ).

Segundo Hastenrath (1991) as primeiras tentativas de interpretação de evidência da FIT reside ao grande mérito das escolas britânicas e francesas de meteorologia. Deste modo, os meteorologistas britânicos e franceses entre eles (Hamilton e Archbold, 1945); (Walker, 1957); (Clackson, 1960;); (Dettwiler, 1965;); (Sansom, 1965;); (Anonymous, 1967;); (Germain, 1968).sugeriram que a FIT forma-se do contraste pronunciado entre as propriedades do ar em ambos os lados da descontinuidade, associada ao deslocamento latitudinal de sua posição em direção aos polos, no decurso do ano sobre o oeste de África.

**Figura 2 - Variações totais mensais da precipitação em (mm) com a latitude e longitude. As linhas tracejadas indicam a superfície da descontinuidade.**



Fonte: DETTWILLER, 1965.

Musk (1988) analisou a estação chuvosa de julho-setembro no Oeste de África observou que o ciclo anual de precipitação na região é o resultado do avanço sazonal para norte da descontinuidade intertropical devido ao escoamento equatorial quente, úmido e instável de sudoeste que se desloca para norte através do oeste da África, de março a julho (ver Fig. 15.3). que é profunda sobre o Golfo da Guiné/costa do Atlântico, mas mais rara ao norte, sobreposta por ventos continentais secos de do Saara de nordeste para sudoeste, produzindo sérias consequências climáticas como secas e enchentes..

Recentemente Molion e Lúcio (2013) analisaram a relação entre a ODP, ENOS e FIT no Shael na África e definiram a FIT como uma descontinuidade

originada pela convergência de duas massas de ar sobre o norte do Continente Africano, normalmente confundida com a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Observaram ainda que as características da ZCIT sobre o Atlântico Leste e da FIT sobre o Continente Africano diferem consideravelmente, pois sua gênese é distinta.

A ZCIT é formada pela convergência dos ventos Alísios de nordeste e de sudeste, massas de ar quentes e úmidas, que escoam dos anticiclones subtropicais sobre o Atlântico em direção às latitudes equatoriais em ambos os hemisférios. Em seu ciclo anual, a ZCIT se movimenta meridionalmente, aproximadamente entre 10°N e 3°S. Por outro lado, a FIT é resultante da convergência do escoamento de uma massa de ar seco do anticiclone do Norte da África com o escoamento de massa de ar úmida de sudoeste que se origina no anticiclone do Atlântico Sul.

### **2.3 Radiação de Onda Longa-ROL**

A radiação solar incidente (Radiação de Ondas curtas-ROC) e a radiação emitida pela superfície para o espaço exterior (Radiação de Onda Longa-ROL) desempenham importante papel na determinação do equilíbrio energético global do planeta. A ROL através de transferência de calor latente e calor sensível determina a quantidade de fluxo de energia disponível para evaporação da água da superfície e para o aumento ou diminuição da temperatura da superfície. O saldo de radiação em superfície é uma condição necessária para do compreensão dos climas global e regional.

Nas regiões tropicais o saldo de radiação pode mudar devido às mudanças sazonais da precipitação, mesmo quando a temperatura e a insolação mantêm-se relativamente constantes. A variação anual do saldo de radiação geralmente segue a insolação, dependendo da latitude, das condições do céu e do albedo da superfície. Durante o verão pode atingir valores com picos aproximando-se aos 200  $\text{Wm}^{-2}$  sobre os continentes e 300  $\text{Wm}^{-2}$  sobre superfícies de água Hartmann (1994) .

Segundo Bonville et al (2006) citando (Lau et al., 1997) e (Dutton et al., 2000) para as regiões tropicais baixos valores de ROL registrados por satélite no topo da atmosfera terrestre, são utilizados para caracterizar regiões de convecção profunda, enquanto que em latitudes médias, valores similares de ROL podem representar nuvens do tipo Stratus e que a convecção tropical, geralmente corresponde uma região de ROL abaixo de 240  $\text{Wm}^{-2}$ .

Molion e Bernardo (2002), analisaram as diferenças das anomalias de ROL entre janeiro de 1998 (El Niño) e janeiro de 2000 (La Niña) e notaram que existem diferenças superiores a  $120 \text{ Wm}^{-2}$  e em uma grande extensão do Pacífico as diferenças foram superiores a  $40 \text{ Wm}^{-2}$ . As anomalias negativas (menor perda) ocorrem devido à intensificação do efeito-estufa sobre o Pacífico durante os El Niños, em função da maior concentração de vapor d'água (umidade), o principal gás de efeito-estufa, nos níveis inferiores da troposfera (camada limite) e uma maior cobertura de nuvens sobre a região de águas anormalmente quentes. Durante os La Niñas, ocorre o contrário, e o efeito-estufa se enfraquece, fazendo com que a região de águas frias perca mais ROL.

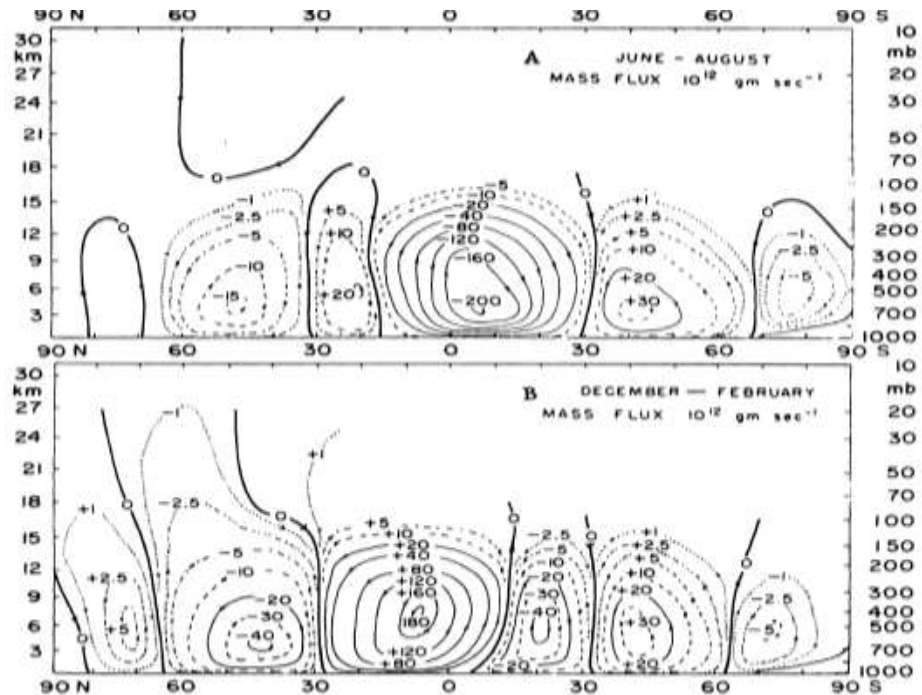
## **2.4 Vento Meridional-VV**

Na atmosfera são observados vários fenômenos meteorológicos de pequena e grande escalas espacial e de tempo tais como turbulência, convecção-cúmulo, perturbações nos movimentos do ar que transportam calor e umidade dos trópicos para às regiões polares e vice-versa. Na atmosfera tropical a componente meridional do vento é a responsável pelos movimentos verticais do ar que escoam entre os anticiclones subtropicais e as células de Hadley nos dois hemisférios.

O ar que flui para norte é mais quente do que o ar que flui para sul, de modo que a média em torno da longitude dado pelo produto meridional da velocidade e temperatura é positivo, mesmo que a média do vento meridional seja zero. Isto é caracterizado pelo transporte de energia cinética disponível para os extratropicais através da célula de Hadley dentro dos trópicos em direção aos polos (Hartmann, 1994).

Durante o verão no hemisfério norte a geração de energia cinética é menor, tornando muito mais fraca a circulação de Hadley que é compensado pela dissipação dentro dos trópicos e ao mesmo tempo no hemisfério sul ela se desenvolve mais vigorosamente e estende-se até o norte. No inverno do hemisfério norte um superávit substancial de energia cinética disponível é gerado e a circulação de Hadley se torna mais intensa e se estende em direção ao sul e concomitantemente no hemisfério sul ela se torna mais fraca, Hastenrath (1991), (ver figura.3).-

**Figura 3 - Mostra a circulação do vento meridional nas duas estações em cima verão e em baixo inverno.**



Fonte NEWELL et al,(1972,1974).

Desbois et al (1984) citado por Hastenrath (1991), avaliou observações efetuadas por satélite e aeronaves em agosto de 1979, e verificou que a progressão das chuvas confinadas ao Sul da descontinuidade, que se estende a partir da costa do Golfo da Guiné para o leste, no interior do continente em direção ao hemisfério norte, é consistente com a circulação meridional dos ventos. Ou seja coincide com o chamado esquema de análise dos ventos de Hartamn.

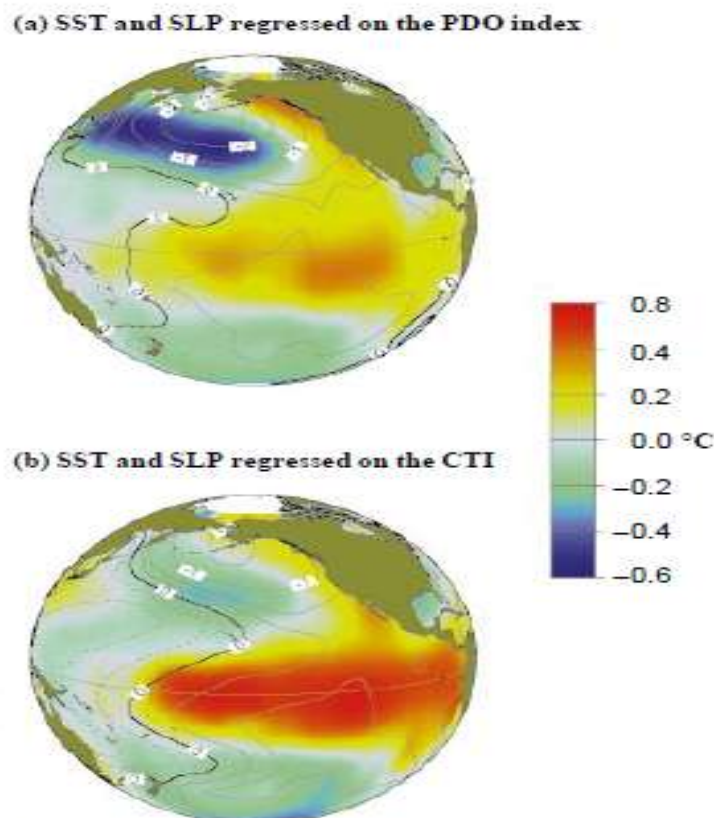
## 2.5 Oscilação Decadal do Pacífico-ODP

As flutuações recorrentes de padrões climáticos tais como a TSM que configuram amplamente sinais da variabilidade climática no oceano Pacífico, foram designadas de modo geral de Oscilação Interdecadal do Pacífico-ODP incluindo o pacífico tropical (Hare, 1994). Vários estudos relacionaram as flutuações da TSM do oceano Pacífico com o ciclo de produção da pesca do salmão. Notou-se que a pesca do salmão, ora abundante no Golfo do Alasca e míngua no Noroeste do Pacífico. coincidia com a disseminação da ODP.

Zhang (1996) com base na série climatológica histórica 1900-93 demonstrou que a ODP é um índice derivado das análises EOFs da TSM com anomalias positivas e negativa e de frequência interdecadal (várias décadas). Mantua et al.

(1997) descreveram a ODP como o modo principal da variabilidade da TSM cuja polaridade positiva (negativa) coincide com a fase quente (fria) do ENOS respectivamente, estendendo-se por um ciclo de 50 à 70 anos e duração entre 25 e 30 anos por cada uma das suas fases. Na fase fria (quente) da ODP as anomalias negativas (positivas) da TSM prevalecem sobre Pacífico Tropical e ao longo da costa das Américas e as anomalias positivas (negativas) nos extratropicais, resultando em águas frias (quentes) nas referidas regiões (ver figura 4).

**Figura 4 - Mostra as anomalias da TSM E PNM nos extratropicais em relação a) o índice da ODP e (b) o índice CTI para o período de 1900-1992. Os tons de cor representam a TSM e os contornos a PNM.**

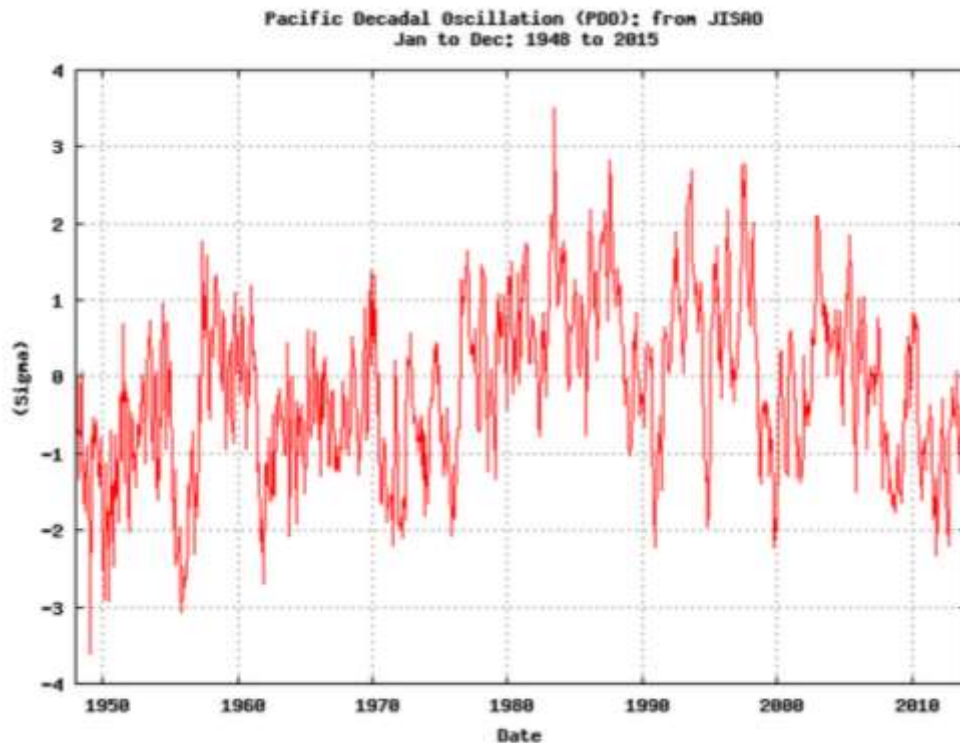


Fonte:COADS .

A reconstrução da série histórica da TSM pelo Meteorological Office Historical SST Dataset (HSSTD), fornecida pela the Climatic Research Unit, University of East Anglia citado por Folland (1990) e Parker (1995), identificou três períodos de reversão do clima: 1925-1946, 1947-1976 e 1977-1998 correspondendo as fases quente, fria e quente da ODP respectivamente. Atualmente, o período 1998-presente uma nova fase fria dá sinais de evidências, conforme o gráfico do índice-ODP exibido na (Figura 5).



**Figura 5 - Gráfico do Índice Oscilação decadal do Pacífico**



Fonte: Dados ERSL/NOAA/PSD, 2015.

Molion e Lúcio (2005). denotaram o papel da condição do oceano Pacífico e a ODP como uns dos principais controladores climáticos afeto ao clima global e regional. Analisaram os impactos da ODP sobre o clima do Sahel e observaram que os eventos El Niño da fase quente, estiveram associados a desvios negativos de precipitação, em toda África Equatorial e Sahel durante a estação chuvosa de julho a setembro. Em contraste, nos El Niños da fase fria, os desvios foram positivos na África Ocidental, ao longo da costa do Golfo da Guiné, e negativos na África Oriental.

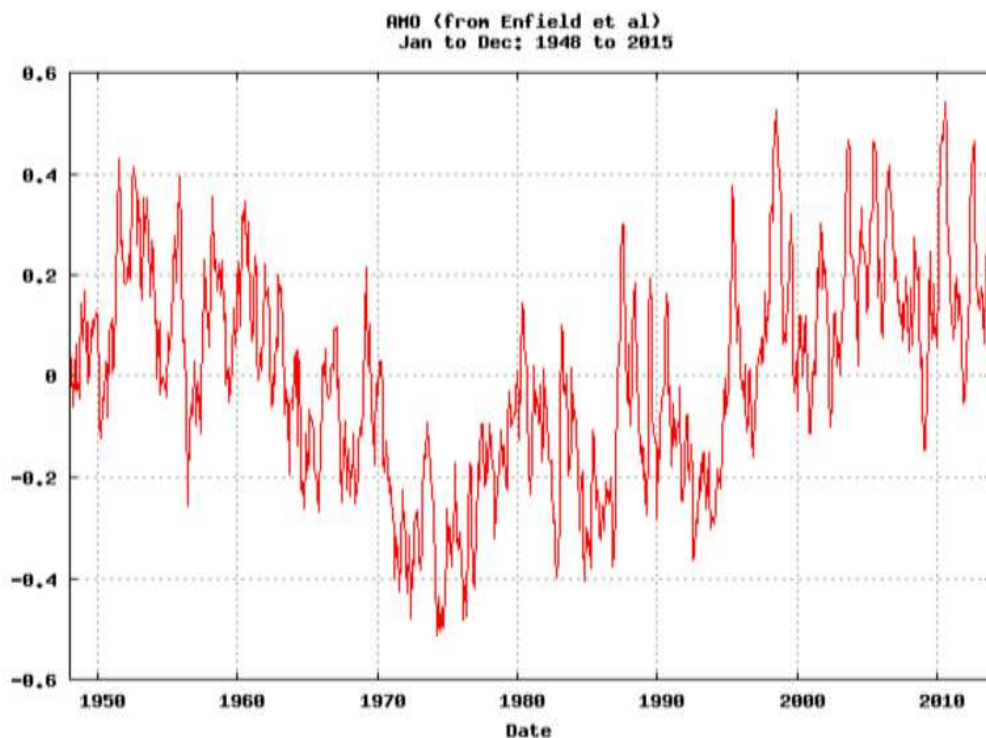
Molion et al e Kalnay et al (2004,1996), constataram que a aproximação (afastamento) da (AST) do hemisfério sul em direção ao equador, durante a fase fria 1948-1976 e fase quente (1976-1998) da ODP, propiciou com que a (FIT) sobre o Continente Africano, se deslocasse mais para o norte (sul) de sua posição normal, resultando num deslocamento da borda do Deserto do Sahara para o norte (sul) e expansão do Sahel respectivamente. Países, como Burkina Faso, Chad, Niger, Eritréa, Mauritânia e Sudão, tiveram terras agricultáveis parcialmente tomadas pela expansão do Deserto.

## 2.6 Oscilação Multidecadal do Atlântico-OMA

A oscilação multidecadal do Atlântico-OMA é uma corrente oceânica que é pensado para afetar a TSM do Atlântico Norte com base em diferentes modos de escala de tempo multidecadais (Oldenborgh et al,2009). Em outras palavras a OMA é a variabilidade natural temporal de certa forma hipotética da TSM do Atlântico Norte num intervalo de 5 a 8 décadas. Segundo Enfield et al, (2001) a OMA foi identificado por Schlesinger e Ramankutty (1994) ao analisarem o registro das obsevações da TSM do Atlântico entre 1856 e 1999. em que foram detectados ciclos de fases quentes, ocorridos entre 1860-1880 e 1940-1960 e fases frias entre 1905-1925 e 1970-1990.

Segundo Sequeira (2012) o índice OMA é calculado levando em consideração as anomalias da região norte do Atlântico e a região do Golfo do México. Após o cálculo inicial entre  $0^{\circ}$  e  $70^{\circ}$  N é feita a padronização, usando a climatologia interpolado em grade  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  desde 1856 (ver Figura.6).

**Figura.6 - .Gráfico do Índice Oscilação Multidecal do Atlantico-OMA**



Fonte:ERSL/NOAA/PSD, 2015.

A OMA afeta padrões de chuva e da temperatura do ar sobre grande parte do hemisfério norte, América do Norte, Europa, Nordeste do Brasil e Sahel na África, ao qual há indícios de sua influência na ocorrência de grandes secas e furações Trenberth (2005). Estudos Paleoclimatológicos ao longo dos últimos 3.000 anos confirmaram que a precipitação aumentou na fase quente e diminuiu na fase fria OMA (Shanahan et al, 2009). De acordo com Kerr (2000) as fases frias e quentes da OMA, possuem entre 20-40 anos de duração. Na fase quente da OMA as ocorrências de secas tendem a ser mais frequentes ou prolongadas, à exemplo das que ocorreram entre 1925 e 1965 no Centro Oeste e Sudoeste dos EUA e Shael citadas por Knight et al (2005), Follander et al (1986); Rowell et al (1995) respectivamente.

O Nacional Climatic Data Center/Nacional Oceanic and Atmospheric Administration-NCDC/NOAA (2006) divulgou um estudo onde associava a intensidade e frequência de furacões no Golfo do México com a variabilidade temporal da TSM no Atlântico e mostrou que, durante a fase positiva(negativa) da OMA, houve uma tendência de aumento (diminuição) e intensificação (enfraquecimento) dos furacões no Golfo do México. Como exemplo, a temporada de 2005, que apresentou mais de 25 furacões registrados. Convém comentar que neste período com intensificação dos Alísios, houve uma mudança de El Niño para La Niña no segundo semestre de 2005.

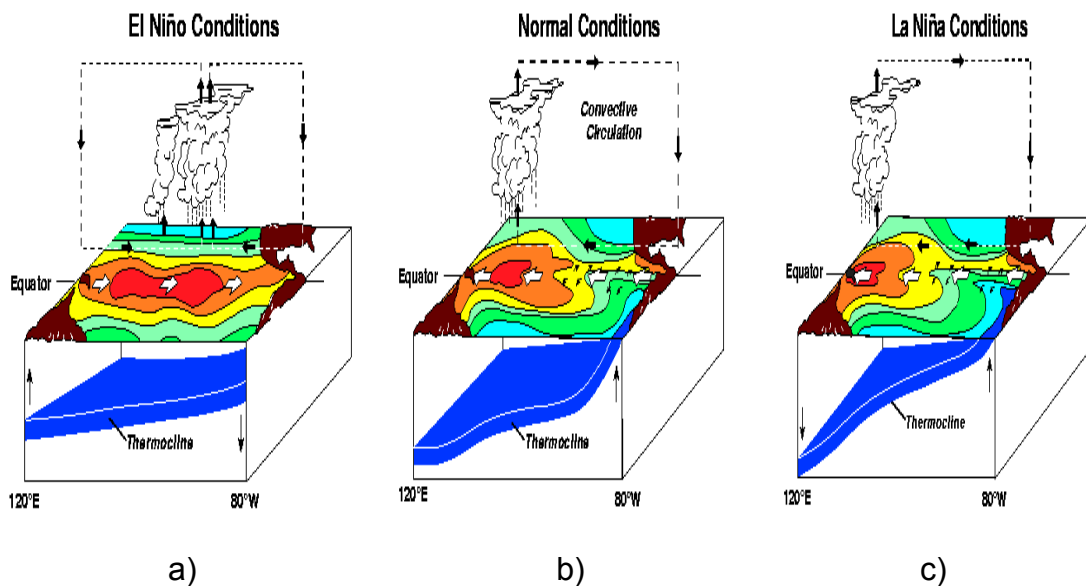
Dima e Lohmam (2007) propuseram um mecanismo determinístico baseado na interação entre o oceano, atmosfera e o gelo no mar para demonstrar periodicidade e previsão de mudanças da OMA com base em uma análise de 70 anos de dados observados. Notaram que as variações da circulação termohalina refletia nas anomalias da TSM do Atlântico Norte, através de padrões da PNM no hemisfério norte que é amplificada por conexões oceano-atmosfera com Pacífico Norte. O padrão da PNM e ventos associados induzem mudanças no gelo e salinidade do mar assim como nos fluxos de água doce, modificando a circulação oceânica de grande escala e gerando anomalias na TSM do Atlântico norte.

Molion (2005) relacionou os efeitos da OMA durante a fase fria (quente) da ODP, as águas do Golfo do México tenderam a ficar mais quentes (frias), o que por sua vez, possivelmente aumentou (diminuiu) a frequência de furacões nessa região. Segundo o autor, os Alísios mais intensos (fracos) durante a fase fria (quente) transportam águas mais (menos) quente para o Golfo.

## 2.7 El Niño e La Niña/oscilação sul-ENOS

O El Niño(La Niña)-Oscilação Sul (ENOS) é um fenômeno físico decorrente da interação das camadas superiores do Oceano Pacífico Equatorial com a atmosfera Tropical através de troca de calor latente e calor sensível. A componente oceânica, o El Niño(La Niña) é caracterizada pelo aquecimento(resfriamento) das águas superficiais do Pacífico. Os ventos alísios sopram de leste para oeste na faixa equatorial, transportando a água superficial da costa oeste da América do Sul para oeste, resultando uma concentração de água mais quente na costa da Austrália e uma ressurgência das águas mais profundas e frias na costa do Peru. isso faz com que a termoclina se aprofunde na parte ocidental do Pacífico e a isoterma de 20<sup>0</sup> chegue à cerca de 200m a 250m de profundidade. A componente atmosférica, a Oscilação Sul, consiste em flutuações nos campos de pressão entre o Pacífico Ocidental(baixa pressão) e o Pacífico Oriental(alta pressão). Foram escolhidas, e utilizadas como referencia nos estudos de clima, as estações de Tahiti(17,5<sup>0</sup>S; 149,6<sup>0</sup>W), na Polinésia Francesa, e a de Darwin (124<sup>0</sup>S; 130,9<sup>0</sup>W), na Austrália (Molion,1992). Na figura 8 mostram-se as condições dos eventos El Niño e La Niña sobre o oceano Pacífico.

**Figura 7 - Condições sobre o oceano Pacífico dos El niño-Oscilação Sul (ENOS)**



Fonte Pacific Marine Environmental Laboratory-PMEL/NOAA, 2015

Segundo Bernardo (1999), em 1920, o meteorologista inglês Gilbert Walker forneceu as primeiras pistas sobre as anomalias climáticas ligadas às diferenças de

PNM registradas entre essas duas estações, que ocorriam como uma gangorra barométrica gigante, de tal forma que quando a PNM era baixa no Pacífico Ocidental, era alta no Pacífico Oriental e vice-versa. A circulação associada a essas oscilações de PNM, na direção leste-oeste, passou a ser conhecida como célula de Walker. Para quantificar as oscilações de PNM definiu-se um índice, denominado Índice de Oscilação Sul (IOS), correspondente à diferença de PNM normalizada entre essas duas estações. Deste modo o IOS é negativo quando a PNM está abaixo da normal em Taiti e acima da normal em Darwin e positivo quando ocorre o inverso. O fenômeno El Niño (fase quente) é repetitivo, não cíclico, ocorrendo em intervalos de três a sete anos, quando as TSM permanecem altas, e o IOS negativo, durante um período de seis a dezoito meses.

Hastenrath e Greischar citados por Aragão (1990) observaram que normalmente, as temperaturas da superfície do mar (TSM) são mais quentes na parte Ocidental e mais frias na parte Oriental do Pacífico Equatorial. Este gradiente leste-oeste de TSM é mantido pelos ventos alísios. Na região de águas mais quentes, há muita chuva e na região de águas frias praticamente não chove (chamados desertos oceânicos). Quando há um enfraquecimento dos ventos alísios, o gradiente de TSM não mais pode ser mantido e as águas tornam-se mais quentes no Pacífico Central e Oriental. A região de máxima pluviometria no Pacífico Ocidental, desloca-se para o Pacífico Central. Tal deslocamento provoca uma mudança no regime de ventos, causando um enfraquecimento ainda maior dos ventos alísios. Isso, por sua vez, ocasiona um aquecimento adicional das águas, com conseqüente deslocamento mais para leste da região de intensa chuvas e assim sucessivamente, completando o ciclo.

O fenômeno EL NIÑO desencadeiam mudanças na circulação geral da atmosfera e conseqüentemente provocam adversidades climáticas (secas, enchentes, temperaturas altas, etc.) em diversas regiões continentais ao redor do globo.

Figura 8 - Impacto do fenômeno El Niño em diversas partes do globo para a) verão e b) inverno.



a)



b)

Fonte: NCEP/NOAA/EUA, 2015

O impacto do El Niño nas regiões da África Equatorial apresentam-se com moderado aumento das temperaturas médias. Não há um padrão característico de mudança de chuvas, definindo períodos chuvosos. Na região sudeste da África o fenômeno El Niño provoca secas de moderadas a intensas durante estação chuvosa, caracterizando períodos secos e quentes. Embora existam diferenças sub-

regionais, as comparações históricas mostram que as necessidades humanitárias globais na região são mais elevadas em anos de El Niño do que em anos de La Niña. Segundo a Emergency Events Database-(EM-DAT), em 1988 inundações afetaram 2,5 milhões de pessoas e a seca em 1999 afetou 31,5 milhões de pessoas foram ambos, anos associados com um evento La Niña seguido de um evento El Niño.

**Figura 9 - Impacto do fenômeno La Niña em diversas partes do globo para a) verão e b) inverno.**



a)



b)

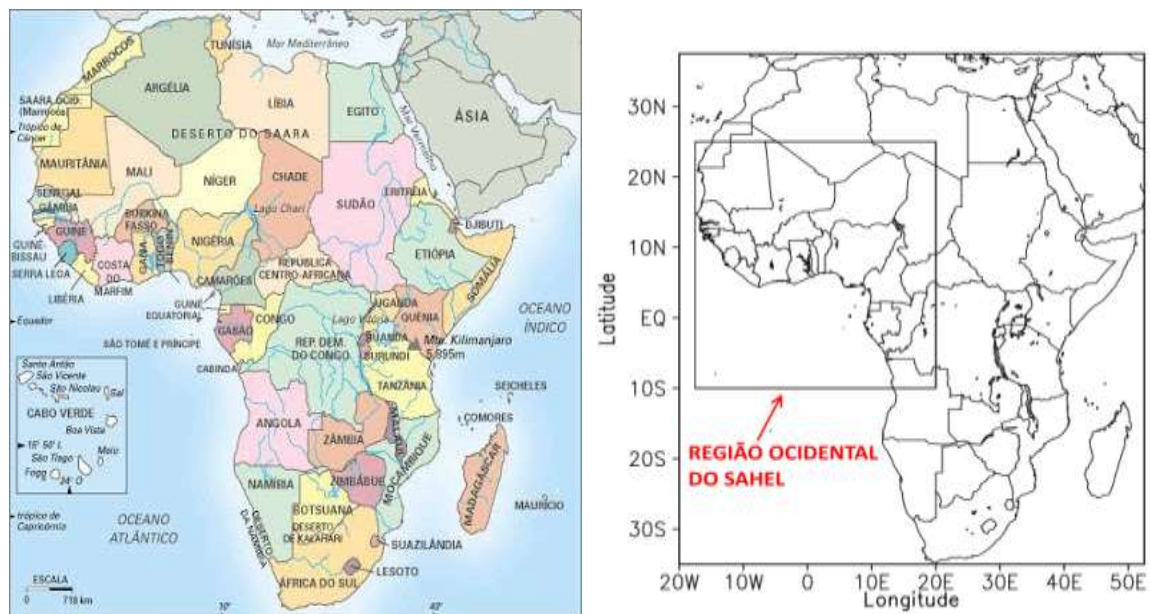
Fonte: NCEP/NOAA/EUA (2015)

### 3 MATERIAIS E MÉTODOS.

#### 3.1 Região de estudo

A região Ocidental do Oeste do Sahel constitui a área de estudo delimitada entre  $10^{\circ}\text{S};25^{\circ}\text{N}$  e  $20^{\circ}\text{W};20^{\circ}\text{E}$  (Figura 10), fica localizada na parte Ocidental do Continente Africano, situada em ambos hemisférios (norte e sul). Com relevo relativamente uniforme e florestas tropicais (parte sul) e deserto (parte norte), está inserida nos países da costa Oriental do Oceano Atlântico e alguns que partilham a faixa ocidental do deserto do Saara, tais como a Mauritânia, Cabo Verde, Senegal, Gambia, Guiné Bissau, Guiné, Serra Leoa, Libéria, Mali, Costa do Marfim, Gana, Benini, Burkina Faso, Niger, Oeste do Chade, Nigéria, Camarões, Congo Democrático, Gabão, Oeste da República do Congo e Norte de Angola.

**Figura 10 - Localização da área de estudo a) Continente Africano. b) Região do Ocidental Oeste do Sahel.**



c)

b)

Fonte: a) [http://www.suapesquisa.com/mapas/mapa\\_africa](http://www.suapesquisa.com/mapas/mapa_africa), 2015.

b) Autor, 2015

Variações dos regimes pluviométricos na região Ocidental do Oeste do Sahel, tanto nos totais anuais quanto na distribuição sazonal, conferem zonas climáticas distintas: clima equatorial, tropical e desértico. Sobre a faixa da costa ocidental e do Golfo da Guiné até à sul de Camarões, a região recebe um total pluviométrico médio



em torno de 550-600mm enquanto a faixa equatorial até o norte de Angola, o total médio varia entre 150-200mm e na faixa norte, o total médio é inferior à 100mm.

### **3.2 Dados utilizados**

No presente capítulo é feita a descrição dos dados e técnicas utilizados para análise das composições de séries temporais das variáveis meteorológicas e índices climáticos, agrupados em três períodos distintos: período de estudo (1948-2014); período da fase fria da ODP (1948-1976); período da fase quente da ODP (1976-1988); período da fase fria atual da ODP (1988-2014); período dos eventos El Niños (1973, 1983, 1987 e 1997) e período dos eventos La Niñas (1955, 1975 e 1989).

Foram utilizados médias mensais e anuais da PNM, ROL, VV, PREC e os índices IME, ODP, e OMA, obtidos a partir do banco de dados de reanálises do Environment Prediction/Nacional Center for Atmospheric Research-NCPE/NCAR, reconstruídos por Kalnay et al (1996) no projeto reanálise 40 anos. A grade de resolução de cobertura espacial é de 2,5° x 2,5° de latitude e longitude com escala temporal compreendido desde primeiro de janeiro de 1948 até o presente, disponíveis no site [esrl.psd.data@noaa.gov](mailto:esrl.psd.data@noaa.gov) do Earth Reserarch Laboratory –ESRL.

Os dados utilizados foram extraídos a partir do Grid Analysis and Dysplay Siystem-GrRADS onde foi gerado a configuração de composições das médias, anomalias e correlações das variáveis meteorológicas e índices climáticos para os meses de julho-setembro. O método de análise, interpretação dos dados utilizado foi o de comparação visual entre os campos meteorológicos e os índices climáticos

#### **3.2.1 Dados de Precipitação-PREC**

Os dados de PREC são provenientes da Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), versão 6.0, obtidos a partir de estações observacionais de superfície em continentes e oceanos, desde primeiro de janeiro de 1901 com resolução espacial de 2,5° x 2,5° de latitude e longitude (Schneider et al, 2011). O campo de PREC foi utilizado para determinar eventos extremos como secas/tempestades e a variabilidade anual das chuvas.

### 3.2.2 Dados de Pressão ao Nível Médio do Mar-PNM.

O campo de PNM foi utilizado para estimar as coordenadas geográficas da posição média, o deslocamento latitudinal e longitudinal dos centros AST do Atlântico Norte e Atlântico Sul baseado no esquema de Hastenrath (1991).

### 3.2.3 Dados de Vento Meridional-VV.

O campo do VV foi utilizado para determinar o posicionamento e deslocamento da FIT. Os dados de VV são medidos em m/s, com escala temporal compreendida desde primeiro de janeiro de 1948 até o presente.

### 3.2.4 Dados de Radiação de Onda Longa-ROL

O campo da ROL foi utilizado para identificar as regiões de convecção profunda e da nebulosidade associadas aos desvios da precipitação. O período dos dados é compreendido desde de junho de 1974 a dezembro de 2013 captado a partir do satélite de orbita polar da NOAA. (Liebmann & Smith, 1996).

### 3.2.5 Índice da Oscilação Decadal do Pacífico ODP

Os índices climáticos são utilizados para descrever o estado e as mudanças que se produzem nos sistemas climáticos e são frequentemente usados para realizar análises estatísticas tais como a comparação de series temporais, estimativas de médias e a identificação de valores extremos e tendências (Milán, 2015).

Neste trabalho índice-ODP foi utilizado para verificar o impacto ou interferência da ODP sobre a variabilidade da precipitação na região Ocidental do Oeste do Sahel em cada uma das suas fases (quente e fria). O Índice-ODP foi calculado por meio da Análise da Componente Principal (ACP), usando dados das anomalias mensais da TSM do Pacífico (Mantua, 1999). Os valores padronizados para o índice-ODP compreendidos desde 1900 até o presente são atualizados periodicamente e estão disponíveis no banco de dados da NOAA/ESRL/PSD e podem ser acessados através do site <http://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/pdo>.

### 3.2.6 Índice Multivariado ENOS-IME.

O Índice Multivariado ENOS - IME abreviado por (**MEI**) em inglês é um método usado para classificar a intensidade de um evento ENOS e o mais importante para monitorar a variabilidade climática global em escalas de tempo interanuais. Valores positivos do IME indicam ocorrência de condições de El Niño enquanto, valores negativos ocorrência de condições de La Niña (Wolter e Timlin, 2011).

O IME é composto por seis principais variáveis observadas sobre o Pacífico tropical que são: pressão do nível do mar, componentes do vento de superfície zonal e meridional, temperatura da superfície do mar, temperatura do ar na superfície, e fração de nebulosidade total do céu. Estas variáveis foram computadas e publicados pela International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS)

O IME é calculado separadamente para cada um dos doze meses e expresso como médias bimensais (Dez / Jan, Jan / Fev, ..., Nov / Dez). Após filtragem espaciais os campos são agrupados individualmente (Wolter, 1987). Este índice é determinado como a primeira componente principal (CP) não rotacionada de todos os seis campos observados combinados. Primeiramente é normalizada a variância total de cada campo e em seguida, a extração do primeiro CP na matriz de covariância dos campos combinados (Wolter e Timlin, 1993).

A fim de manter o IME comparável, todos os valores sazonais são normalizados no que diz respeito a cada tempo e período de referência. Os dados estão disponíveis no site <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>. O IME foi utilizado para identificar os eventos El Niños e La Niñas mais intensos durante o período de estudo (1948-2014) e verificar a interferência destes com relação aos desvios da precipitação na região Ocidental do Oeste do Sahel.

### 3.2.7 Índice Oscilação Multidecadal do Atlântico-OMA

O índice-AMO é calculado levando em consideração as anomalias da TSM do Atlântico norte através de técnicas estatísticas sofisticadas aplicadas, incluindo projeções de Funções Ortogonais Empíricas (FOE), Kaplan et al (1998). O conjunto de dados do índice-AMO com escala temporal compreendido desde primeiro de

janeiro de 1856 até o presente e resolução espacial de grade 5x5, estão disponíveis no NOAA/PSD através do site <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>.

O índice-OMA foi utilizado para verificar a associação das anomalias da TSM do Atlântico norte com eventos extremos afetos aos padrões de chuva na região Ocidental do Oeste do Sahel.

### 3.3 Correlação

A análise de correlação linear foi aplicada entre PREC-ROL, PREC-ODP, PREC-OMA para verificar a influência da ROL, ODP e OMA sobre a variabilidade da precipitação na região Ocidental do Oeste do Sahel. Os valores de correlações foram obtidas a partir de médias mensais e sazonais do conjunto de dados de correlações dos índices climáticos e das variáveis meteorológicas, compreendidos desde janeiro de 1948 até o presente, disponíveis no banco de dados de reanálise do NCPE/NCAR através do site <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/>. O cálculo das correlações foi efetuado, usando a fórmula do coeficiente de correlação linear, dada por:

$$r = \frac{\sum(XY)}{\sqrt{\sum(X)^2 \sum(Y)^2}}$$

onde  $r$  é o coeficiente de correlação e  $X$  e  $Y$  são as variáveis consideradas com suas médias removidas

O coeficiente de correlação ( $r$ ) fornece o grau de relacionamento linear entre duas variáveis, ou seja, mede a correlação entre duas variáveis. O valor de  $r$  pode variar entre  $-1$  e  $+1$ , sendo que quando o coeficiente é maior que zero significa que a correlação linear é positiva e quando o coeficiente é menor que zero significa que a correlação linear é negativa. Porém, se  $r$  for igual ou próximo de zero, diz-se que não existe correlação linear. porém pode existir correlação não linear entre as variáveis.

Note-se que o campo de significância foi determinado para um intervalo obtida pelo teste t-Student aplicada a uma série que apresenta  $N$  graus de liberdade, correspondente aos anos da série histórica de dados analisados.

## **4 RESULTADOS E DISCUSSÃO**

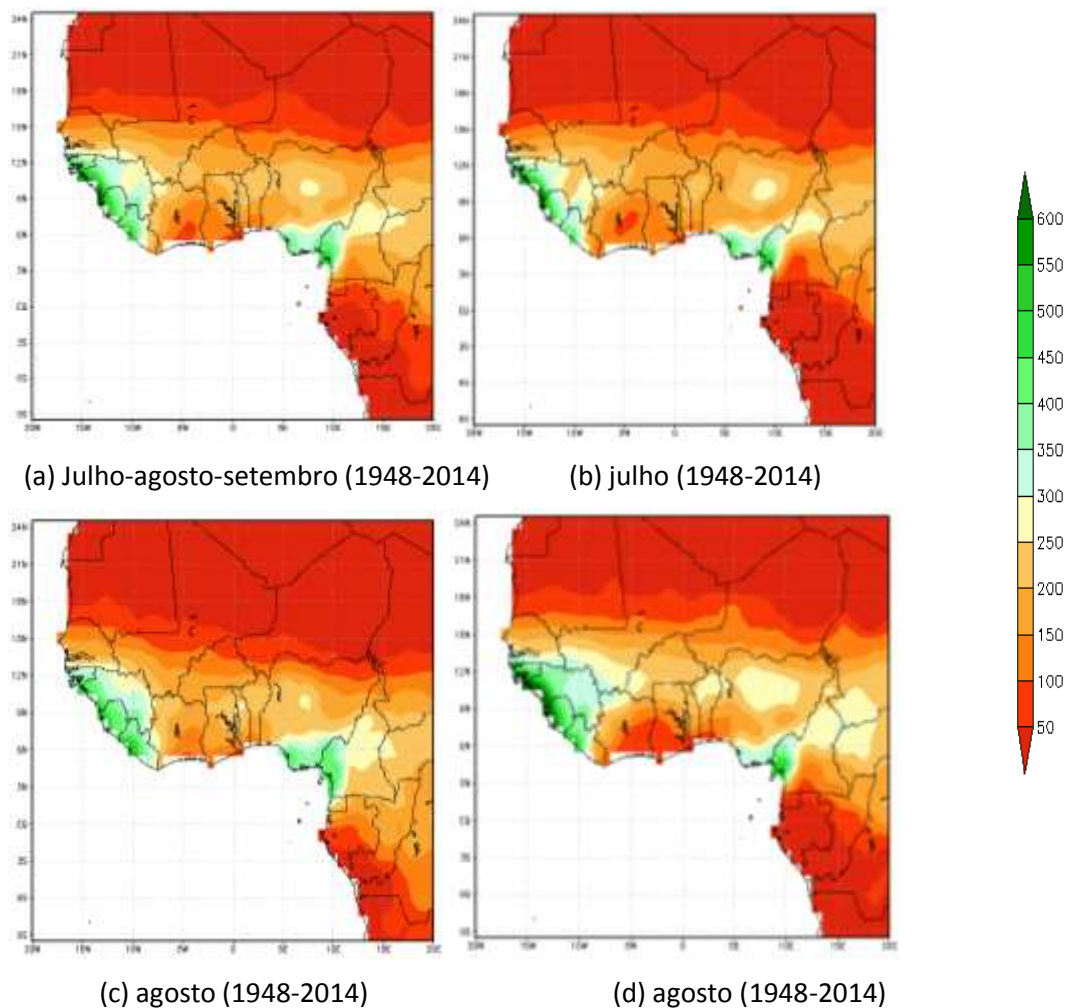
No presente capítulo são apresentados os resultados obtidos e discussão dos dados utilizados através da análise de mapas gerado com dados utilizados de médias mensais de Precipitação-PREC, Radiação de Ondas Longas-ROL e Vento Meridional-VV.

### **4.1 Climatologia da precipitação para o período da estação chuvosa de julho-setembro.**

A Figura 11.a apresenta a composição média da precipitação de julho-setembro para o período 1948-2014. Observa-se que durante a estação chuvosa a média do período é de 600mm, sendo agosto o mês mais chuvoso com cerca de 800mm (Figura11.c). Os meses de julho e setembro apresentaram média de 700mm e 550mm respectivamente (Figura11.b) e (Figura11.d). Os maiores valores da precipitação estão localizados em duas regiões: 1) ao longo do litoral da costa ocidental desde a Guiné até à Libéria e 2) no Golfo da Guiné com médias variando entre 300-600mm.

A faixa do Sahel que inclui a Mauritânia, Mali ,Niger, Burkina Faso e Norte da Nigéria e a faixa equatorial desde o Gabão até o Norte de Angola apresentam médias de precipitação variando entre 50 à 250 mm. Percebe-se que a faixa do Sahel é a região de menor redução das chuvas. Para Musk (1988) e Molion et al (2013) esta distribuição espacial anômala das chuvas pode ser ocasionado pela convergência do escoamento de uma massa de ar seco do anticiclone do Norte da África com a massa de ar úmida do sudoeste, originando-se do anticiclone do Atlântico Sul, ou seja, devido a FIT

**Figura 11 - Média anual da precipitação a) de julho-setembro e média mensal da precipitação b) julho, c) agosto e d) setembro para o período 1948-2014**



Fonte: Autor, 2015.

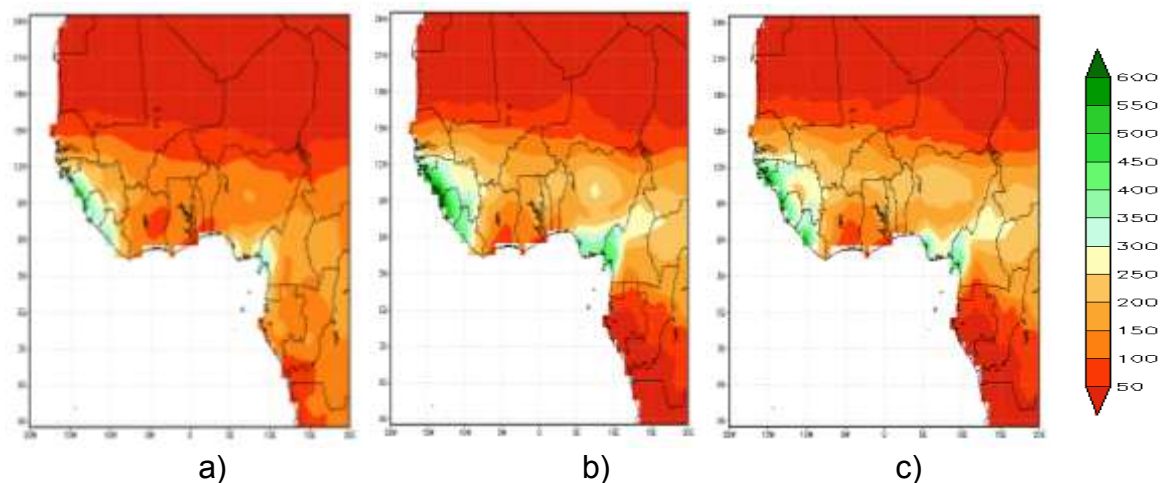
#### 4.1.1 Análise do Índice da Oscilação Decadal do Pacífico-ODP

A figura 12 mostra a composição média da precipitação de julho-setembro para as fases da ODP. Deste forma de acordo com a (Figura 12.a), durante a fase fria de 1948-1976 o total médio de 450mm de chuva está abaixo da média do período, enquanto para a fase quente 1976-1998 (Figura 12.b) observa-se um total médio de 650mm de chuva acima da média do período. Na fase fria atual 1998-2014 (Figura 12.c) observa-se um total médio de 550mm da precipitação. Verifica-se que nas duas fases frias ocorre redução na precipitação em relação à média do período enquanto, na fase quente observa-se aumento dos totais pluviométricos acima da média do período embora seja importante anotar que a fase fria atual ainda se

mantenha em curso, uma vez não haver evidências de reversão de polaridade (fase quente) que correspondam mudanças dramáticas na oscilação do oceano Pacífico.

Este fato explica a influência da ODP na variabilidade da precipitação sobre os climas regionais, uma vez que segundo Mantua et al.(1997) a ODP está positivamente (fase quente) correlacionada com chuvas e negativamente (fase fria) correlacionada com períodos secos.

**Figura 12 - Média anual da precipitação de julho-setembro para a) fase fria 1948-1976 b) fase quente 1976-1998 c) fase fria atual da ODP em relação o período 1948-2014**



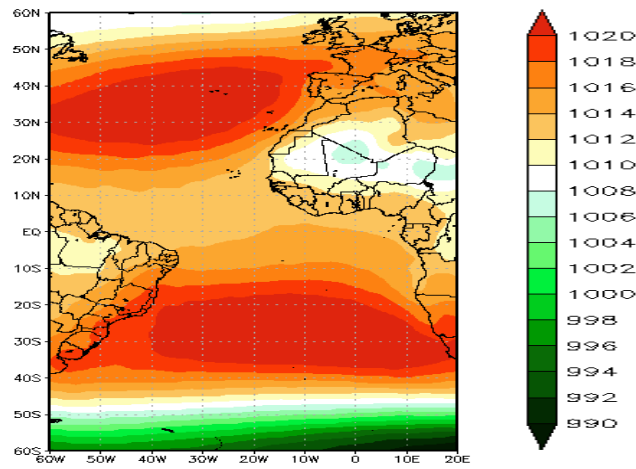
Fonte: Autor, 2015.

Isto condiz com a pesquisa realizada por Molion e Lúcio (2005) através da qual a condição do oceano Pacífico por sua grande extensão, ocupando um terço da superfície terrestre e sua ODP são uns dos principais controladores climáticos relativos ao clima global, podendo influenciar no clima regional da África Ocidental.

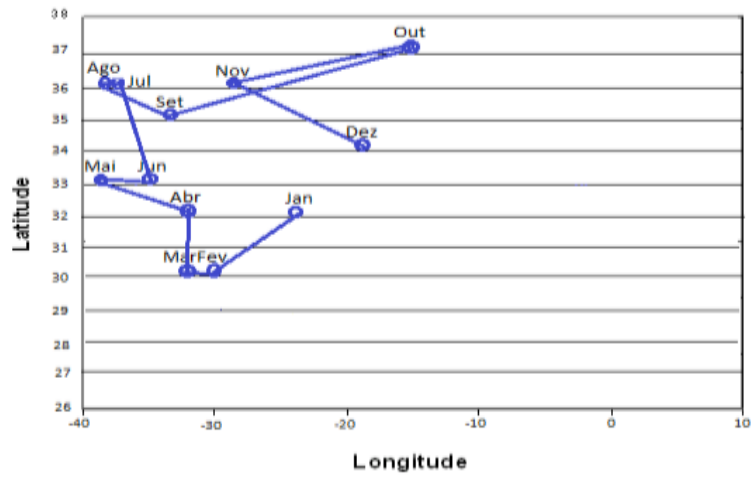
#### 4.1.2 Pressão ao Nível Médio do Mar-PNM

Neste item é apresentado o deslocamento das AST do Atlântico norte e sul em relação a posição geográfica média padrão entre as faixas de 30<sup>0</sup>S e 30<sup>0</sup>N. Para o período 1948-2014, o centro da AST do Atlântico norte (Figura 13.a), atingiu sua posição extrema norte e leste, no mês outubro à (37<sup>0</sup>N; 15<sup>0</sup>W) próximo à península ibérica e sua posição média extrema oeste no mês de agosto à (36<sup>0</sup>N; 38<sup>0</sup>W) junto dos Açores. Sua posição extrema sul posicionou-se nos meses de fevereiro e março à (30<sup>0</sup>N; 30<sup>0</sup>W) e (30<sup>0</sup>N; 33<sup>0</sup>W) respectivamente.

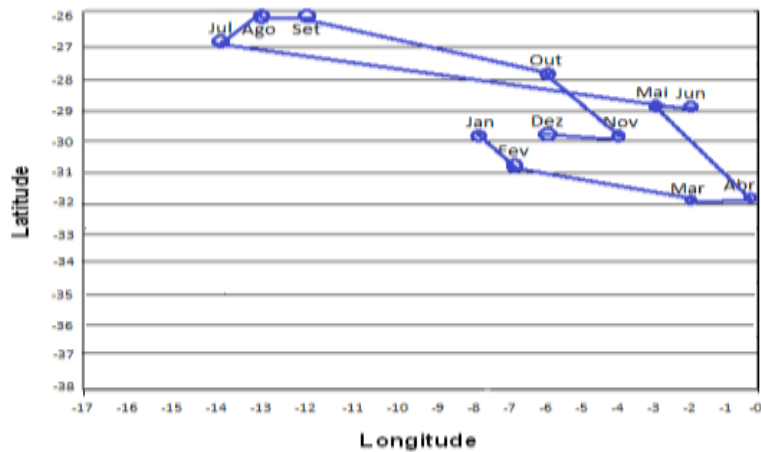
Figura 13.-Posição média b) deslocamento latitudinal e c) deslocamento longitudinal das altas subtropicais para o período 1948-2014.



a)



b)



c)

Fonte: Autor, 2015.



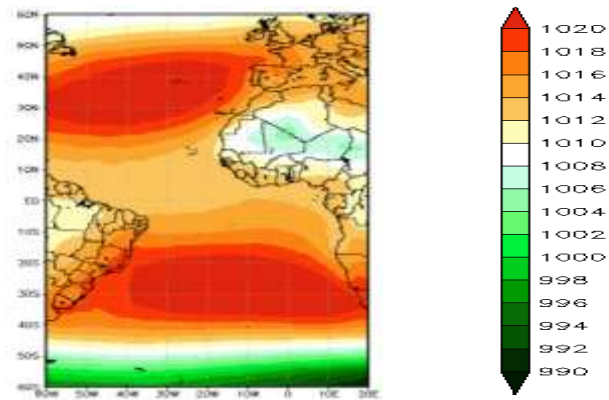
Por outro lado, o centro da AST do Atlântico sul atingiu sua posição extrema sul no mês de fevereiro à ( $31^{\circ}\text{S}$ ;  $7^{\circ}\text{W}$ ) e sua posição extrema leste posicionou-se no mês de abril à ( $32^{\circ}\text{S}$ ;  $0^{\circ}$ ). Sua posição extrema norte ocorreu nos meses de agosto e setembro à ( $26^{\circ}\text{S}$ ;  $13^{\circ}\text{W}$ ) e ( $26^{\circ}\text{S}$ ;  $12^{\circ}\text{W}$ ) respectivamente e sua posição extrema oeste no mês de julho à ( $27^{\circ}\text{S}$ ;  $14^{\circ}\text{W}$ ).

Isto ocorre devido ao deslocamento aparente do sol que se inicia desde o trópico de capricórnio ao trópico de câncer e retorna ao capricórnio para completar seu ciclo anual (verajão, 2005). Em seus estudos, Molion et al (2004) mencionou haver um atraso de fase de 1 ou 2 meses no deslocamento latitudinal das altas subtropicais, como é caso por eles citado do centro da AST do Atlântico norte ao deslocar-se de sua posição extrema norte em outubro para sua posição extrema sul em março.

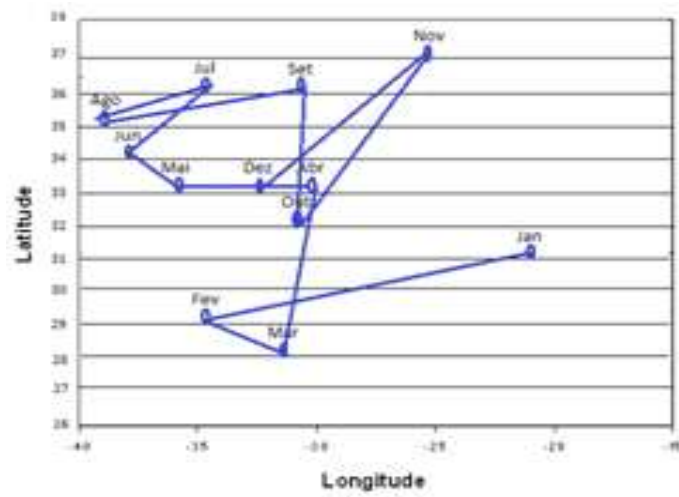
O centro da AST do Atlântico norte apresenta deslocamento latitudinal de cerca de ( $7^{\circ}$ ) entre  $30^{\circ}\text{N}$  e  $37^{\circ}\text{N}$  e deslocamento longitudinal de cerca de ( $24^{\circ}$ ) entre  $15^{\circ}\text{W}$  e  $38^{\circ}\text{W}$  (ver figura 13.b) enquanto, o centro da AST do Atlântico sul tem deslocamento latitudinal de cerca de ( $6^{\circ}$ ) entre  $26^{\circ}\text{S}$  e  $30^{\circ}\text{S}$  e deslocamento longitudinal de cerca de ( $24^{\circ}$ ) entre  $15^{\circ}\text{W}$  e  $38^{\circ}\text{W}$  (ver Figura 13.c), sendo que uma área de baixa pressão com eixo inclinado noroeste-sudeste, se estabeleceu aproximadamente entre  $15^{\circ}\text{N}$  e  $25^{\circ}\text{N}$ . Note-se que no presente trabalho as posições extremas em relação ao atraso de fase de meses é de modo geral consistente com trabalhos anteriores de Rawson (1908), Hastenrath (1991), Molion et al (2004).

Durante a fase fria 1948-1976 da ODP, o centro da AST do Atlântico norte (Figura 14) atingiu sua posição extrema norte e leste no mês de novembro à ( $37^{\circ}\text{N}$ ;  $26^{\circ}\text{W}$ ), e sua posição extrema oeste no mês de junho à ( $34^{\circ}\text{N}$ ;  $38^{\circ}\text{W}$ ), enquanto sua posição extrema sul posicionou-se no mês de março à ( $28^{\circ}\text{N}$ ;  $32^{\circ}\text{W}$ ). Por outro lado, o centro da AST do Atlântico sul atingiu sua posição extrema sul no mês de fevereiro à ( $31^{\circ}\text{S}$ ;  $7^{\circ}\text{W}$ ) e sua posição extrema leste posicionou-se no mês de abril à ( $33^{\circ}\text{S}$ ;  $0^{\circ}$ ). Sua posição extrema norte ocorreu no mês de junho à ( $26^{\circ}\text{S}$ ;  $10^{\circ}\text{W}$ ) e sua posição extrema oeste no mês de julho à ( $27^{\circ}\text{S}$ ;  $13^{\circ}\text{W}$ ). O centro da AST do Atlântico norte apresenta sua posição extrema médio de julho-setembro à ( $36^{\circ}\text{N}$ ;  $36^{\circ}\text{W}$ ), afastando-se do equador mais para norte fora do continente e mais para oeste em direção ao oceano. No mesmo período, o centro da AST do Atlântico sul tem sua posição extrema médio à ( $28^{\circ}\text{S}$  e  $10^{\circ}\text{W}$ ), afastando-se do equador mais para a sul e aproximando-se mais para leste em direção ao continente.

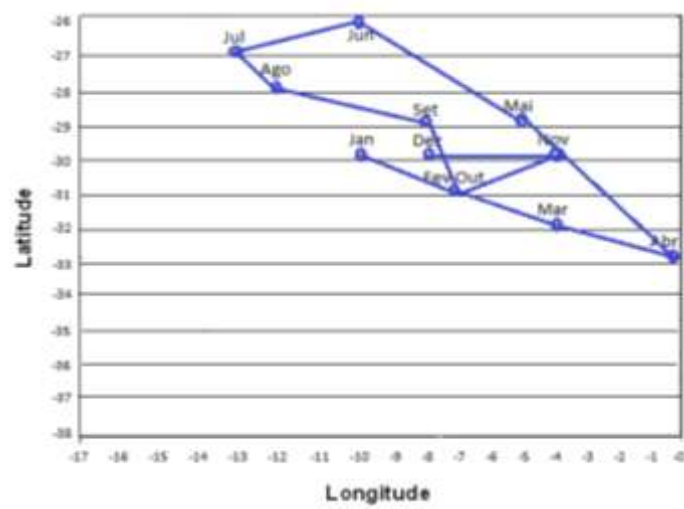
Figura 14 - Posição média b) deslocamento latitudinal e c) deslocamento longitudinal das altas subtropicais para a fase fria da ODP 1948-1976



a)



b)



c)

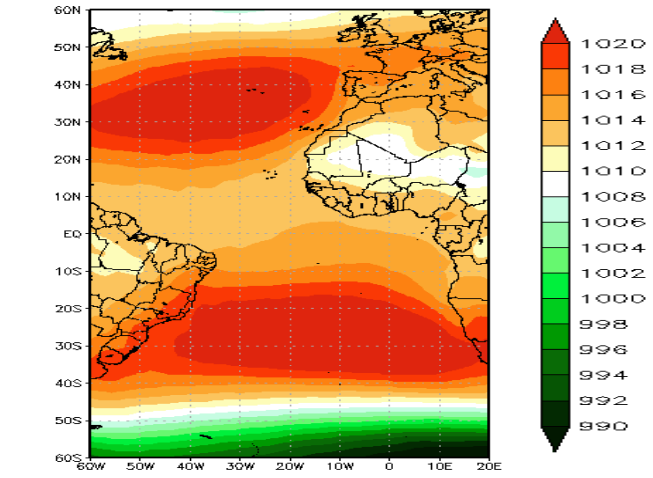
Fonte: Autor, 2015.

Isso ocorre devido a maiores temperaturas sobre o continente neste período do ano (verão) no hemisfério norte e menores temperaturas (outono) hemisfério sul. Observa-se uma vasta área de baixa pressão que se estabeleceu aproximadamente entre ( $10^{\circ}\text{N}$  e  $27^{\circ}\text{N}$ ). Com o afastamento do centro da AST do Atlântico norte mais para norte e aquecimento do continente pela radiação solar incidente ocorrem movimentos ascendentes do ar e convergência dos ventos nos baixos níveis originando nebulosidade convectiva. O contrário, ocorre com o centro da AST do Atlântico sul que se aproxima em direção ao continente, dando lugar a subsidência do ar e divergência dos ventos nos baixos níveis (Hartmann, 1994).

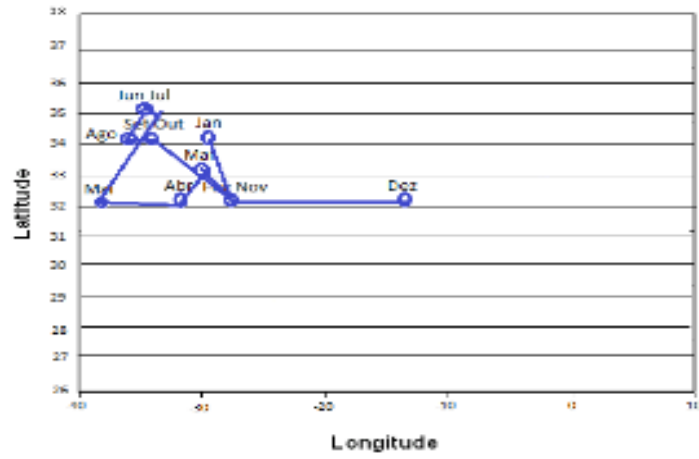
Devido ao deslocamento latitudinal de cerca de  $9^{\circ}$  entre  $28^{\circ}\text{N}$  e  $37^{\circ}\text{N}$  do centro da AST do Atlântico norte pode-se afirmar que este seja a causa da subida da ITCZ e conseqüentemente da subida da borda equatorial de Sahel mais para norte, conforme descrito por Molion et al (2004). Uma vez que a ITCZ está localizada dentro dos ventos alísios, nota-se que esse deslocamento latitudinal do centro da AST do Atlântico norte é consistente com o que foi apresentado na (Figura.12.a), na qual durante a fria 1948-1976 da ODP os totais pluviométricos estiveram abaixo da média do período. Este fato sugere que o deslocamento latitudinal das altas subtropicais seguem uma variabilidade interdecadal. Segundo Rawson (1909), uma alternância do tipo gangorra na PNM entre os dois centros de ação, afastamento (aproximação) mais para norte e mais sul do equador e vice-versa pode ser uma das causas de longos períodos alternados de seca e de chuvas na África e em outras regiões do Planeta.

Para fase quente 1976-1998 da ODP (Figura 15), o centro da AST do Atlântico norte apresentou deslocamento latitudinal menor, cerca de ( $3^{\circ}$ ) entre  $32^{\circ}\text{N}$  e  $35^{\circ}\text{N}$  e deslocamento longitudinal menor, de cerca de ( $14^{\circ}$ ) entre  $14^{\circ}\text{W}$  e  $38^{\circ}\text{W}$  comparado com a fase fria 1948-1976. Durante o período de julho-setembro, teve sua posição extrema média mais para norte à ( $34^{\circ}\text{N}$  e  $34^{\circ}\text{W}$ ), aproximando-se em direção ao continente e afastando-se dele do oeste. Já o centro da AST do Atlântico sul neste mesmo período posicionou-se em média à ( $27^{\circ}\text{S}$  e  $10^{\circ}\text{W}$ ), afastando-se mais para sul e aproximando-se de leste em direção ao continente.

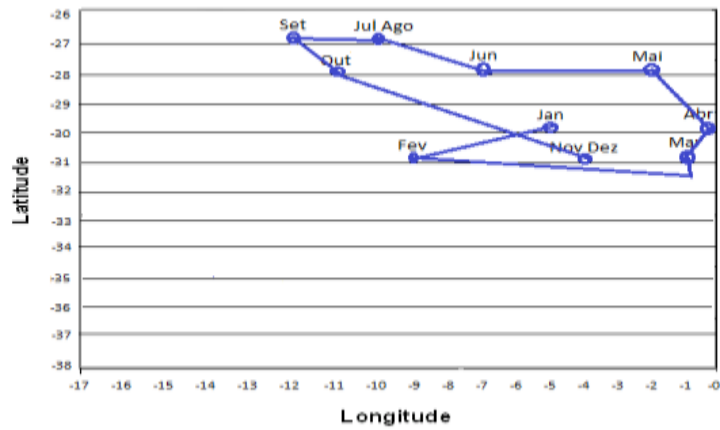
Figura 15 - Posição média b) deslocamento latitudinal e c) deslocamento longitudinal das altas subtropicais para a fase quente da ODP 1976-1998.



a)



b)



c)

Observa-se que a área de baixa pressão agora estabeleceu-se aproximadamente entre  $17^{\circ}\text{N}$  e  $25^{\circ}\text{N}$  um pouco abaixo da anterior com eixo inclinado no sentido noroeste-sudeste. Hastenrath, (1991) atribuiu a este deslocamento da região de baixa pressão às condições termodinâmicas atuantes na região dos ventos alísios, tais como a subsidência do ar, inversão de temperatura e umidade, associada a FIT. Isso sugere que na fase quente da ODP o deslocamento latitudinal do centro da AST do Atlântico norte, pode também ser uma das causas da descida da FIT mais para sul. Note-se que a amplitude latitudinal da FIT é maior que a da ITCZ e atinge cerca de ( $20^{\circ}\text{N}$ ), sendo mais intensa do que esta sobre o continente Molion e Sérgio (2013).

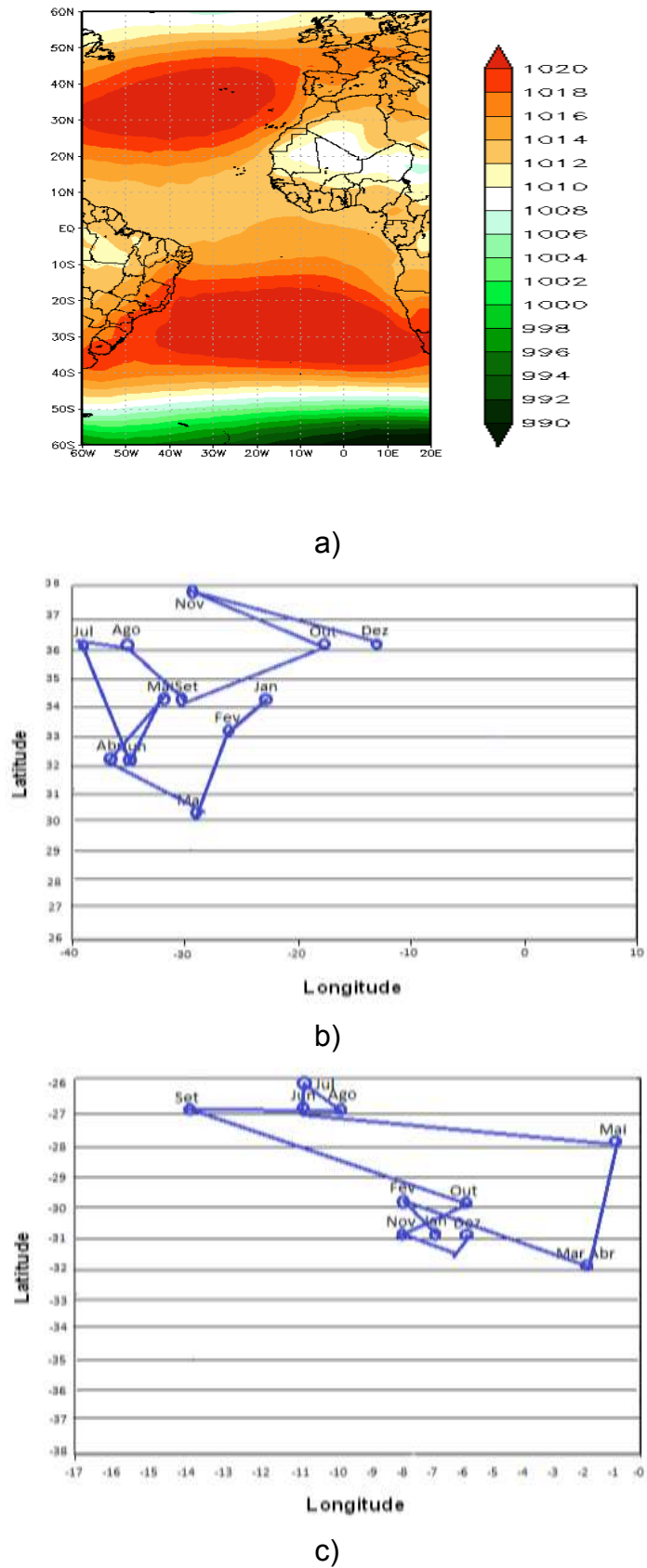
Concomitantemente a subida da borda equatorial de Sahel, muito mais para norte é associada ao deslocamento do centro de ação, fazendo com que os países do centro oeste da região como Mauritânia, Burkina Faso, Níger, passassem a receber chuvas abundantes e recuperassem suas terras agricultáveis. Molion et al, (2004). Isso configura a fase quente com totais pluviométricos acima da média do período. conforme apresentado na (Figura.12.b).

Para fase fria atual 1998-2014 da ODP (Figura 16), o centro da AST do Atlântico norte apresenta deslocamento latitudinal maior, cerca de ( $6^{\circ}$ ) entre  $32^{\circ}\text{N}$  e  $38^{\circ}\text{N}$  e deslocamento longitudinal maior, cerca de ( $28^{\circ}$ ) entre  $11^{\circ}\text{W}$  e  $39^{\circ}\text{W}$ , comparado com a fase anterior.

Durante o período de julho-setembro, sua posição extrema média posiciona-se mais norte à ( $35^{\circ}\text{N}$  e  $37^{\circ}\text{W}$ ), aproximando-se em direção ao continente e afastando-se dele do oeste. O centro da AST do Atlântico sul neste mesmo período posicionou-se em média à ( $27^{\circ}\text{S}$  e  $10^{\circ}\text{W}$ ), aproximando-se mais para norte e afastando-se um pouco menos do leste em direção ao continente.

A área de pressão baixa apresenta características semelhantes a da fase quente mas difere na sua extensão de cobertura, devido ao deslocamento latitudinal e longitudinal do centro da AST do Atlântico norte que são maiores. Isso sugere um provável recuo ligeiro da FIT e da ITCZ, fazendo com que os totais pluviométricos se situem acima da média da fase fria 1948-1976 e abaixo da média do período de acordo com as (Figura 12.a), (Figura 12b) e (Figura 12c). Figura 16 - Posição média b) deslocamento latitudinal e c) deslocamento longitudinal das altas subtropicais para a fase quente da ODP 1998-2014.

Figura 16 - Posição média b) deslocamento latitudinal e c) deslocamento longitudinal das altas subtropicais para a fase quente da ODP 1998-2014.

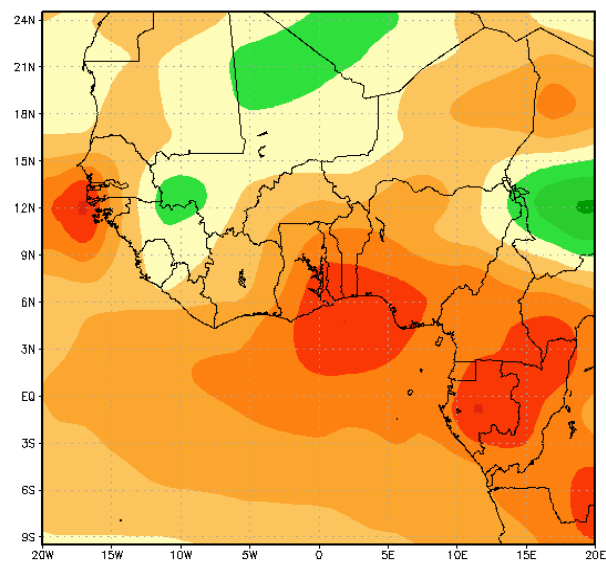


Fonte: Autor, 2015.

#### 4.1.3 Radiação de Onda Longa-ROL

Para a fase quente da ODP 1976-1998 (Figura 17) a ROL apresenta núcleos de anomalias negativas na faixa do Sahel. Isso indica menos perda da ROL e pode representar maior quantidade de formação de nuvens e atividade convectiva embora em escala global a região Ocidental Oeste do Sahel esteja situada nos trópicos, onde a distribuição padrão da ROL é positiva. Segundo Bomventi et al (2006) citando (Chelliah & Arkin, 1992), regiões de intensa e frequente convecção e precipitação, associadas às monções e à Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT) aparecem como regiões de baixa ROL.

**Figura 17 - Anomalias da Radiação de Ondas Longas para a fase quente da ODP 1976-1998, durante o período de julho-setembro.**



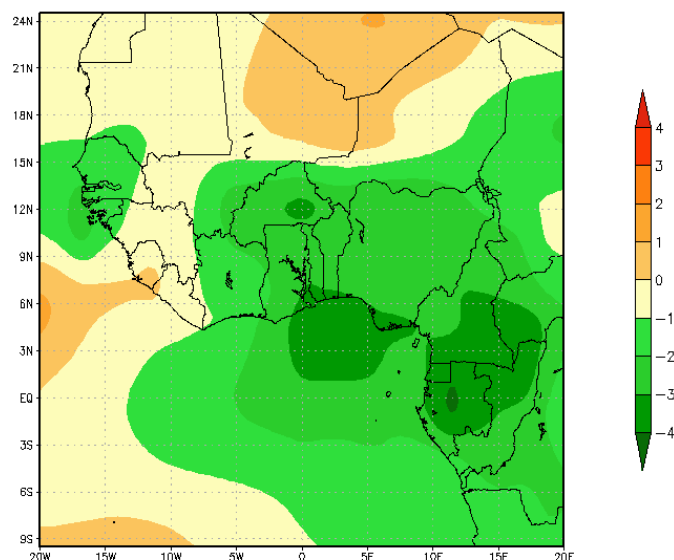
Fonte: Autor, 2015..

Hartmann (1994) em seu estudo associou a perda da ROL em regiões do norte de África a uma provável combinação do albedo relativamente elevado da superfície do deserto com uma atmosfera seca acima dela. Além disso, verifica-se uma relação das anomalias negativas da ROL com a área dos valores mínimos da PNM conforme ilustrado na (Figura 15). Núcleos de anomalias positivas da ROL são apresentadas ao longo de quase toda a faixa litoral da costa Ocidental e Golfo da Guiné e também em toda a faixa equatorial da região. Neste caso, os núcleos de anomalias positivas da ROL indicam maior perda para o espaço e menos quantidade

de formação de nuvens. Uma explicação para este fato pode ser associado à influência do Atlântico, uma vez que sobre os oceanos tropicais ocorrem valores altos de insolação e baixos valores de albedo de acordo com Hartmann (1994).

Para a fase fria atual da ODP 1998-2014 (Figura 19) ao contrário da fase quente, observa-se núcleos de anomalias positivas na faixa do Sahel, indicando maior perda da ROL que pode representar menos quantidade de formação de nuvens e fraca atividade convectiva. Núcleos de anomalias negativas da ROL são observados ao longo de quase toda a faixa litoral da costa ocidental e Golfo da Guiné e também em toda a faixa equatorial da região, correspondendo à maior quantidade de cobertura de nuvens e convecção intensa. Apesar das observações da ROL via satélite terem iniciado somente em 1979, presume-se que a fase fria 1948-1976 da ODP assemelha-se à fase fria atual, a julgar pela consistência dos resultados obtidos.

**Figura 18 - Anomalias da Radiação de Ondas Longas para a fase quente da ODP 1948-2014, durante o período de julho-setembro.**



Fonte: Autor, 2015.

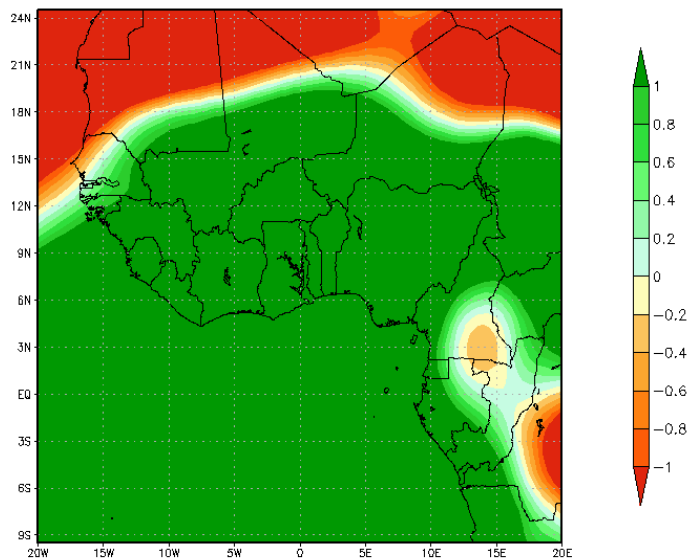
#### 4.1.4 Vento Meridional-VV

Neste itens são apresentados as anomalias do vento meridional para o período 1948-2014, e para a fase fria 1948-1976, fase quente 1976-1998 e fase fria



atual 1998-2014 da ODP. Durante o período 1948-2014, (Figura 20) verifica-se um núcleo de anomalias positivas (sentido sul-norte) do vento meridional aproximadamente na faixa entre 10<sup>0</sup>S e 18<sup>0</sup>N. Por outro lado, anomalias negativas do vento meridional (sentido norte-sul) são mostrados entre 19<sup>0</sup>N e 25<sup>0</sup>N.

**Figura 19 - Anomalias do Vento Meridional para o período 1948-2014, durante a estação chuvosa de julho-setembro.**



Fonte: Autor, 2015.

Este fato sugere existir uma descontinuidade tropical do vento designado por vários autores de Frente Inter-Tropical-(FIT). Hastenrath (1991) e (Molion e Sérgio 2013) citaram em seus trabalhos que o contraste entre as propriedades das massas de ar em ambos hemisférios, como a principal causa desta descontinuidade resultante da convergência do escoamento de uma massa de ar seco do anticiclone do Norte da África com o escoamento de massa de ar úmida de sudoeste que se origina no anticiclone do Atlântico Sul que ao cruzar o Equador, esse escoamento (ventos Alísios de sudeste) é desviado para a direita, tornando-se em ventos de sudoeste e transportando umidade para dentro do continente.

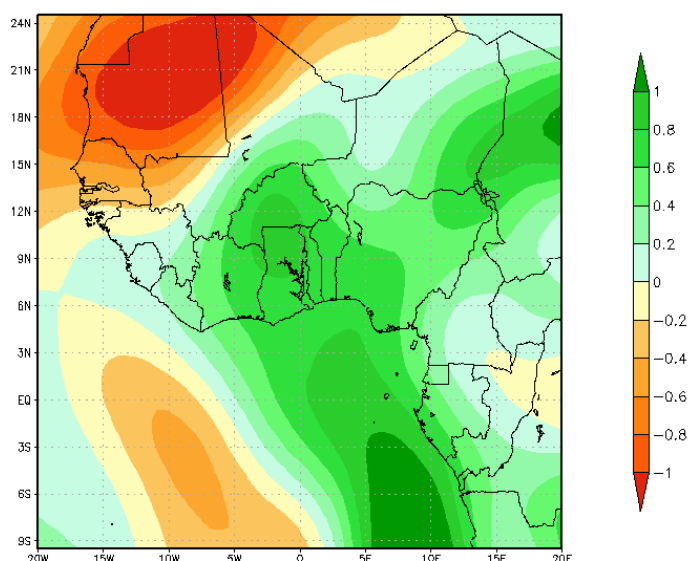
Adiantaram ainda que o fluxo da descontinuidade é mais pronunciado quando a baixa pressão nela incorporado sofre um deslocamento latitudinal maior no ciclo anual, chegando a sua posição mais a norte no período de julho-setembro. Isso condiz com o observado na (Figura 13a) em que a descontinuidade alcançou

durante o período, aproximadamente os 18°N e com o que foi apresentado (Figura.13.b) (Figura.13.c) sobre o deslocamento latitudinal e longitudinal da AN.

A (Figura.20) mostra núcleos de anomalias positivas e negativas do vento meridional durante a fase fria 1948-1976 da ODP sendo os primeiros as que predominam. Percebe-se que o núcleo das anomalias positivas indicam o deslocamento da FIT mais para norte com inclinação sudoeste-nordeste. Hartmann (1994) destacou a importância dos aspectos termodinâmicos pois que a transferência de calor latente e sensível para a atmosfera são responsáveis pela geração de movimentos ascendentes (convecção) devido o aquecimento solar da superfície.

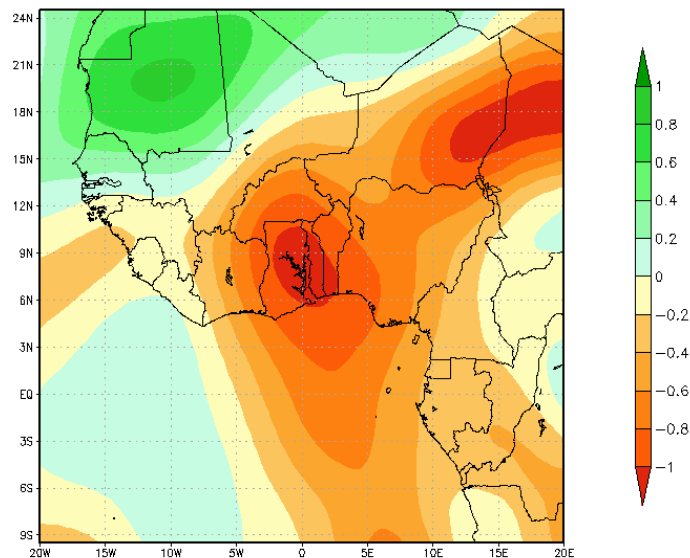
Isso sugere que a FIT transporta umidade a partir do Golfo da Guiné e das áreas úmidas no interior do continente fazendo com que os países à sul da sua posição recebam chuvas frequentes. À norte da FIT onde observam-se anomalias negativas, o vento é menos quente e sofre o efeito da subsidência devido o ar seco reinante sobre a faixa do Sahel ocorrendo, chuvas escassas. Este fato parece explicar uma das causas pela qual a região Ocidental Oeste do Sael durante a fase fria 1948-1976 da ODP tivesse recebido chuvas abaixo da média conforme apresentado na (Figura.12.a).

**Figura 20 - Anomalias do Vento Meridional para a fase fria 1948-1976, durante a estação chuvosa de julho-setembro**



Para a fase quente 1976-1998 da ODP (Figura 21) ao contrário da fase fria, observa-se que o núcleo das anomalias negativas (sentido norte-sul) predomina em quase toda região, indicando um abaixamento da FIT mais para sul em direção ao Equador. Isso confirma a hipótese de que a borda sul de Sahel tenha se deslocado mais ao norte e que as regiões do centro oeste da região como Burkina Faso, Nigéria e República Centro Africana tivessem recebido aumento das chuvas. Isto condiz com os totais pluviométricos acima da média do período durante a fase quente 1976-1998 da ODP apresentados na (Figura 12.b).

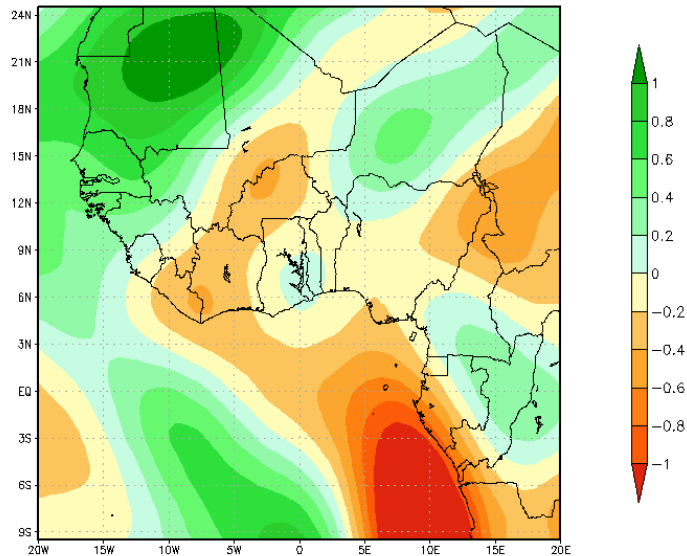
**Figura 21 - Anomalias do Vento Meridional para a fase quente da ODP 1976-1998, durante a estação chuvosa de julho-setembro.**



Fonte: Autor, 2015.

Para a fase fria atual 1998-2014 da ODP (Figura 22) os núcleo das anomalias negativas e positivas apresentam uma distribuição quase que semelhante a da fase fria 1948-1976. Verifica-se um abaixamento menos acentuado da FIT em relação a fase quente 1976-1998 sugerindo um deslocamento da borda sul de Sahel um pouco menos norte. Verifica-se uma elevação no aumento das chuvas no Burkina Faso, Nigéria, República Centro Africana mas os totais pluviométricos mantêm-se abaixo da média do período conforme mostrado na (Figura 12.c).

**Figura 22 - Anomalias do Vento Meridional para a fase fria atual da ODP 1998-2014, durante a estação chuvosa de julho-setembro.**



Fonte: Autor, 2015.

## 4.2 Análise de correlação.

Neste item são apresentados composições de correlação entre a precipitação e ROL, índices ODP e OMA.

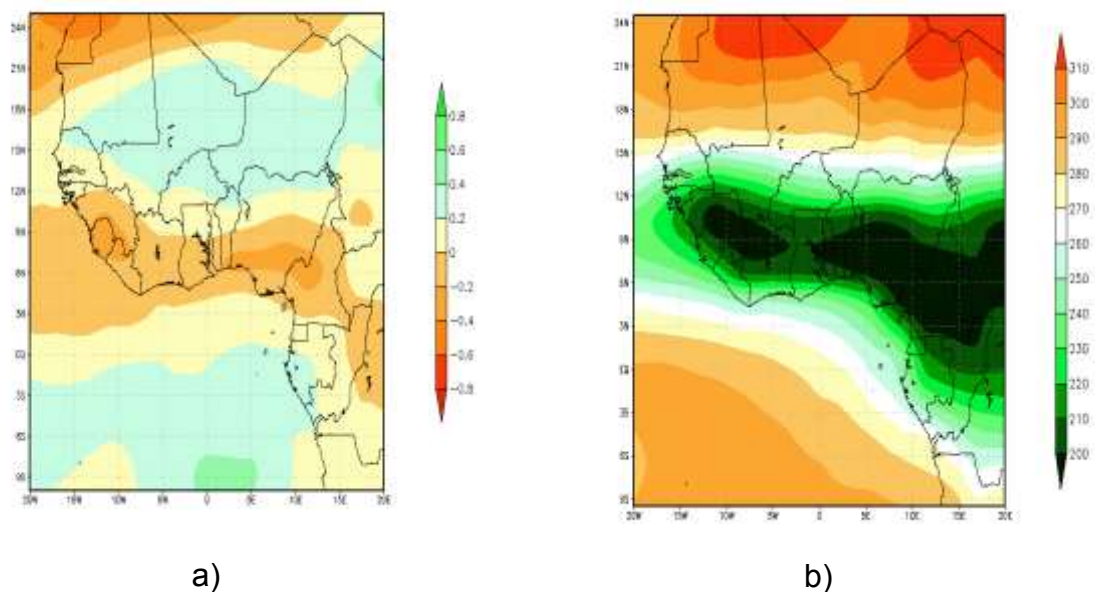
### 4.2.1 Correlação entre a PREC e ROL

Na (figura 23.a) é mostrado a distribuição da correlação entre PREC e ROL durante a fase quente da ODP 1976-1998. Observam-se núcleos distintos com coeficientes positivos de correlação variando de (0,1 à 0,4) na faixa do Sahel e negativos variando de (-0,1 à -0,4) ao longo da costa Ocidental e no Golfo da Guiné. Durante a fase quente da ODP a TSM do Pacífico assume valores positivos e a ROL tende a ser menor. Isso mostra que as regiões com coeficientes de correlação negativos tendem a apresentar menor formação de quantidade de nuvens enquanto, as regiões com coeficientes positivos tendem a maior formação de quantidade de nuvens.

Verifica-se que PREC e ROL estão correlacionadas com valores baixos mas nota-se que a precipitação apresenta totais pluviométricos acima da média do

período, conforme exibido na (figura 12.b). A distribuição média da ROL (figura 23.b) mostra que a faixa do Sahel encontra-se na região com valores  $> 240 \text{ Wm}^{-2}$ , indicando ausência de atividade convectiva enquanto, a faixa da costa Ocidental e do Golfo da Guiné encontra-se na região com valores  $< 240 \text{ Wm}^{-2}$  indicando atividade convectiva.

**Figura 23 - a) Correlação entre PREC e a ROL. b) Média anual da ROL durante a fase quente da ODP 1976-1998.**



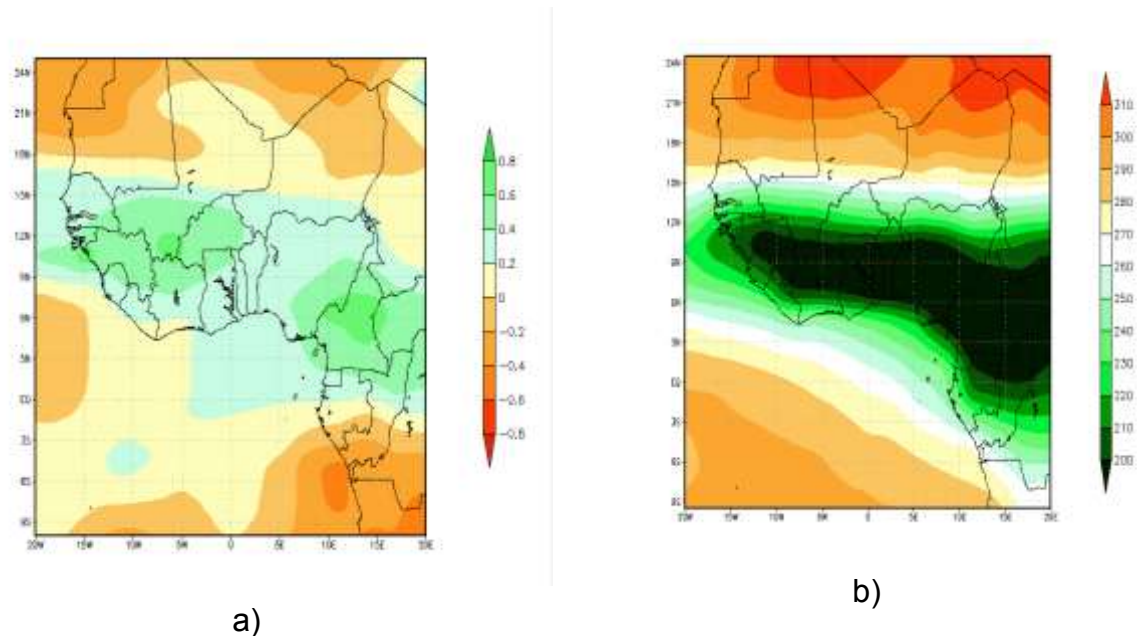
Fonte: Autor, 2015.

Na (figura 24.a) observa-se que a correlação entre PREC e ROL durante a fase fria atual da ODP 1998-2014 é positiva por quase toda a região incluindo a faixa do Sahel. O núcleo dos coeficientes positivos é mais pronunciado ao longo da costa Ocidental e no Golfo da Guiné com valores modestamente altos entre (0,5 e 0,6), mostrando consistência da correlação entre as duas variáveis. Verifica-se que os valores médios da ROL (figura 24.b) apresenta distribuição similar à da fase quente embora os totais pluviométricos seguem abaixo da média do período conforme exibido na (figura 12.b).

De acordo com Lau et al. (1997) a atividade de convecção profunda se inicia com a  $ROL < 240 \text{ Wm}^{-2}$ . Isso sugere que além da ROL, o aumento(diminuição) da precipitação na região Ocidental do Oeste do Sahel durante a fase quente (fria) da ODP são influenciados por outros processos correspondentes ao mecanismo da convecção profunda. Neste caso, o deslocamento da FIT para norte(sul) seria

responsável pelo início da atividade convectiva, uma vez que a ITCZ em seu ciclo anual, desloca-se aproximadamente entre  $10^{\circ}\text{N}$  e  $3^{\circ}\text{S}$ .

**Figura 24 - a) Correlação entre PREC e ROL. b) Média anual da ROL durante a fase fria atual da ODP 1998-2014.**

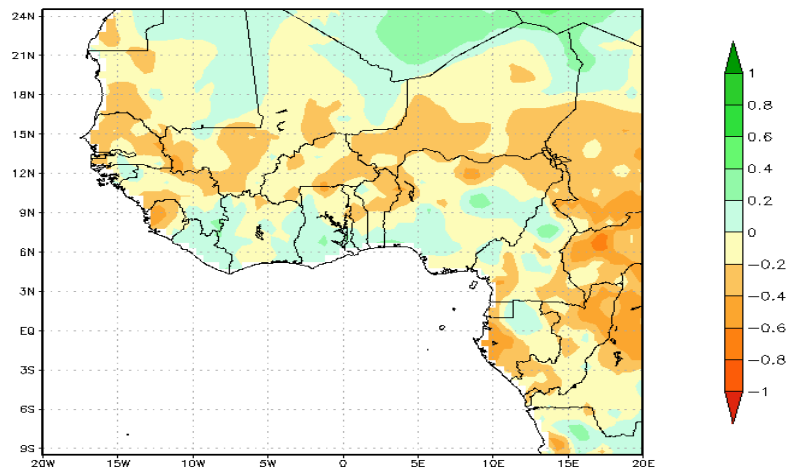


Fonte: Autor, 2015.

#### 4.2.2 Correlação entre a PREC e o índice da ODP

Durante a fase fria da ODP 1948-1976 (Figura 25 ) não há significância, associação ou seja a ODP não interfere. Os valores de correlação variam entre (0,1 e 0,35) para os positivos e (-0,1 e -0,05) para os negativos. Nota-se um núcleo de valores negativos sobre da região central Ocidental do Oeste do Sahel durante a fase fria resultando em diminuição das chuvas, principalmente em Mali e Burkina Faso que detectaram a expansão do deserto de Sahel para sul, em direção ao equador.

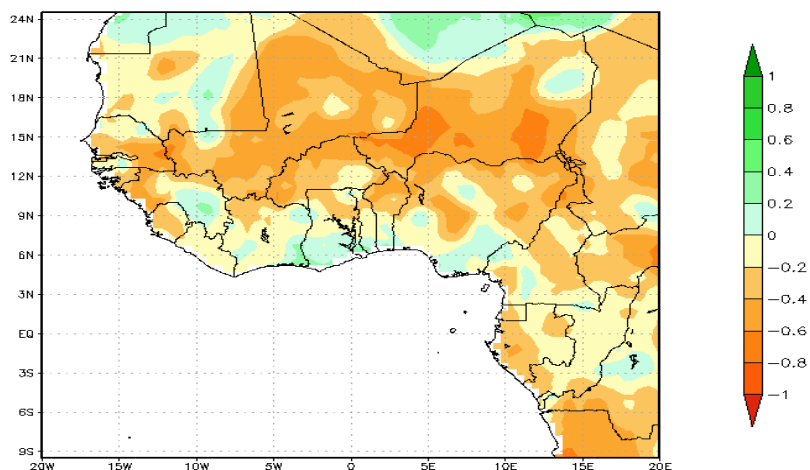
**Figura 25 - Correlação entre a precipitação de julho-setembro e o índice da ODP com relação ao período 1948-2014 para a fase fria 1948-1976.**



Fonte: Autor, 2015.

Na fase quente 1976-1998 da ODP (Figura 26 .) observa-se que a correlação entre a precipitação e índice da ODP foi positiva. Seu núcleo posicionado sobre a faixa do Sahel, no entanto não apresenta significância. Durante a fase quente a TSM positiva favorece o aumento da precipitação, diminuindo a expansão do deserto do Sahel para sul, minimizando estes impactos nos países limítrofes ao deserto.

**Figura 26 - Correlação entre a precipitação de julho-setembro e o índice-ODP com relação ao período 1948-2014 para a quente 1976-1998.**



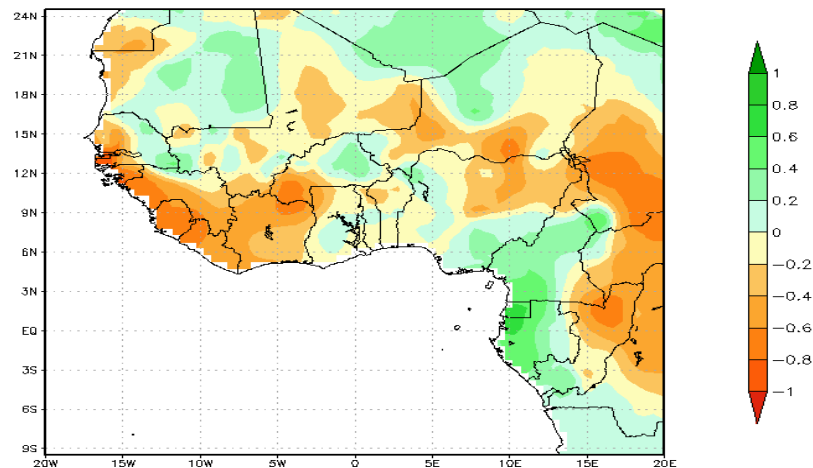
Fonte: Autor, 2015..

Na fase fria atual 1998-2014 da ODP (Figura 27) observa-se somente núcleos de correlação positiva e um deles é mais pronunciado desde o Golfo da Guiné e

toda faixa equatorial até o norte de Angola. Embora nessa faixa a correlação se apresente mais persistente, os valores baixos entre (0,25 e 0,4). Na faixa do Sahel sobre Mauritânia e Mali o núcleo de correlação apresenta coeficientes positivos altos, variando de (0,5 à 0,7).

Xavier et al (2001) referenciaram que a existência de correlações não implica necessariamente em efeito causal mas nesta tipo de análise o objetivo é denotar os sinais detectados não no sentido algébrico mas para os quais são encontrados nas interrelações entre a ODP e a precipitação. De modo geral as correlações mostram-se pouco expressivas e parecem não indicar uma relação nítida ou evidente da influência da ODP no padrão da estação chuvosa na região. Ocidental Oeste do Sahel.

**Figura 27 - Correlação entre a precipitação de julho-setembro e o índice da ODP com relação ao período 1948-2014 para a fase fria atual 1998-2014.**



Fonte: Autor, 2015.

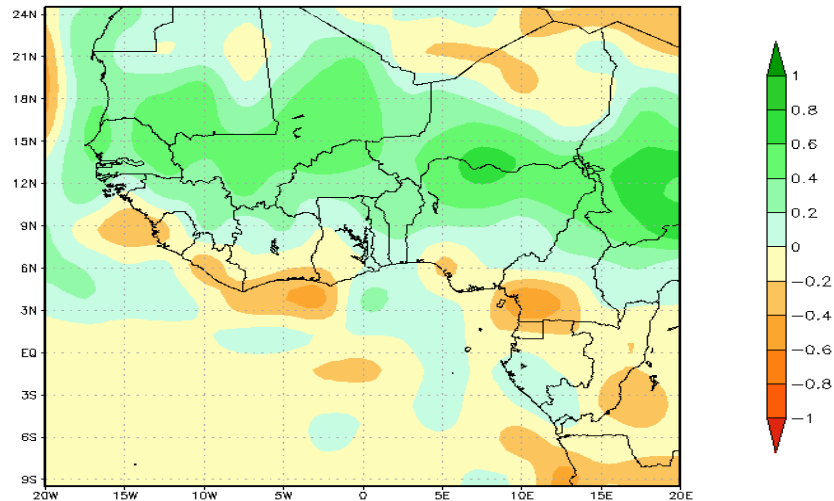
#### 4.2.3 Correlação entre a PREC o índice da OMA

Durante a fase quente de 1948-1976 (Figura 28) observa-se um núcleo de correlação positiva em toda a faixa do Sahel com correlações entre (0,5 e 0,7). Ao longo da região equatorial verifica-se coeficientes entre (-0,1 e -0,3). Isso condiz com o fato de que quando a OMA se encontra em sua fase quente apresenta configurações de TSM quentes no Atlântico Tropical Norte, e TSM frias no Atlântico Equatorial e Tropical Sul, com movimentos descendentes de transporte do ar frio e seco dos altos níveis da atmosfera (Lindberg,2010) fazendo com que ocorra redução



de chuvas sobre a Região Leste da Amazônia/Litoral Norte Brasileiro e em alguns países da África Ocidental. Porém ao longo da costa ocidental desde a Libéria até o Golfo da Guiné, a correlação foi negativa indicando intensificação das chuvas.

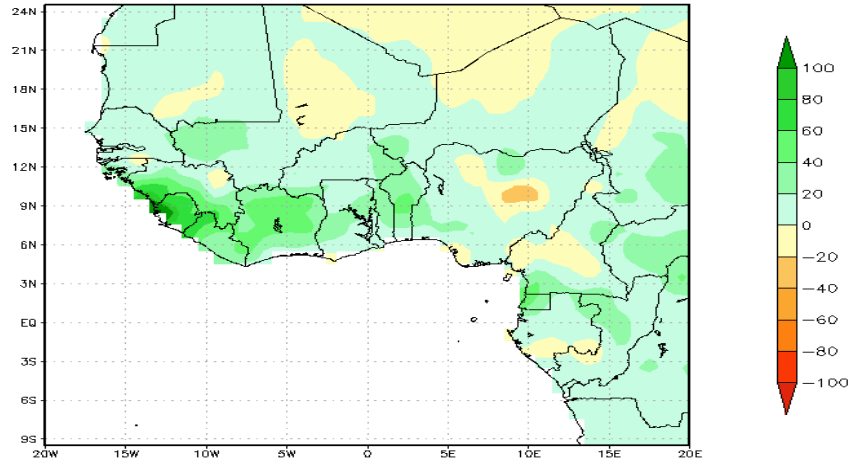
**Figura 28 - Correlação entre a precipitação de julho-setembro e o índice da OMA com relação ao período 1948-2014 durante a Fase fria da ODP 1948-1976.**



Fonte: Autor, 2015.

A fase fria 1976-1998 da OMA (Figura 29) apresenta uma distribuição de correlação positivos em quase toda a região Ocidental do Oeste do Sahel indicando que durante este período as chuvas intensificaram-se devido a que neste período as TSM do Atlântico Tropical Norte estão mais frias e no Atlântico Tropical Sul mais quentes. Ocorre aumento de movimentos ascendentes e intensificação da formação de nuvens e aumenta os índices pluviométricos sobre a região

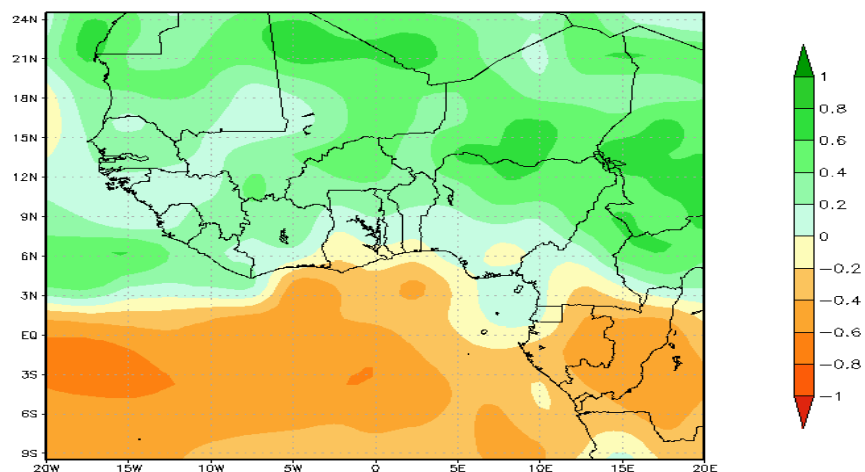
**Figura 29 - Composição da correlação entre a precipitação de julho-setembro e o índice da OMA com relação ao período 1948-2014 durante a Fase quente da ODP 1976-1998.**



Fonte: Autor, 2015.

Na fase fria atual 1998-2014 da OMA (Figura 30) apresenta uma distribuição de correlação semelhante a da fase fria anterior com coeficientes mais pronunciados, com correlações positivas e negativos altos, indicando índices pluviométricos um pouca acima mas inferior a média da estação chuvosa.

**Figura 30 - Correlação entre a precipitação de julho-setembro e o índice da OMA com relação ao período 1948-2014 durante a Fase fria Fase fria atual 1998-2014.**



Fonte: Autor, 2015.

#### **4.3 Análise dos eventos El Niño e La Niña associados aos desvios da precipitação de julho-setembro com relação ao período 1948-2014 durante as fases da ODP.**

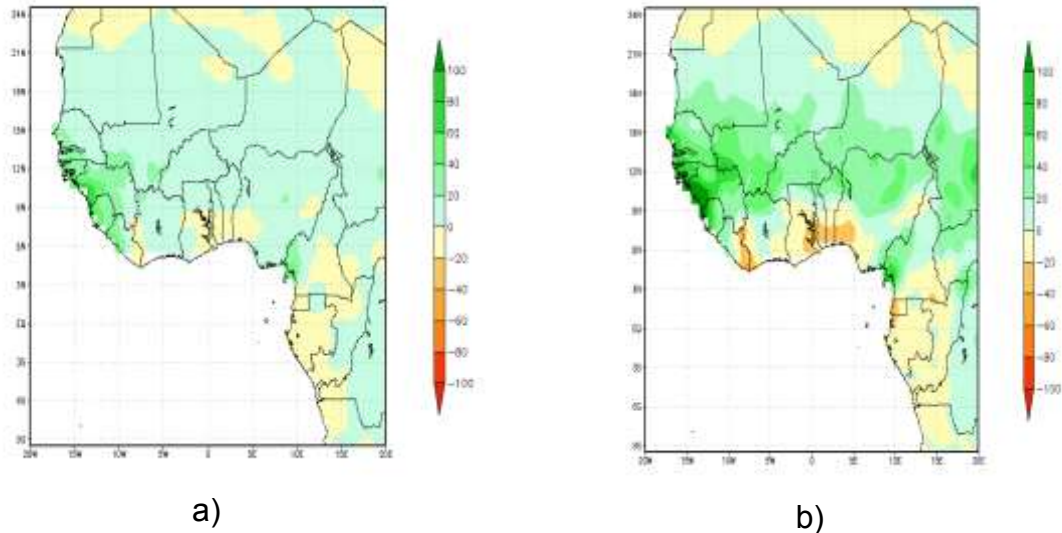
Neste item são apresentados os resultados da análise das anomalias da precipitação baseado no impacto dos eventos El Niños (La Niñas) em diversas regiões do globo terrestre dependendo das fases da ODP.

Observa-se que durante a fase fria 1948-1976 da ODP, os eventos El Niños (Figura 31.a) estiveram associados aos desvios positivos da precipitação em quase toda a faixa ocidental da região incluindo a faixa do Sahel com exceção de uma pequena franja ao longo da costa que abrange setores da Costa do Marfim, Gana, Togo e Benin.

Porém na faixa equatorial, os eventos El Niños estiveram associados aos desvios negativos da precipitação enquanto, os eventos La Niñas (figura 31.b) estiveram associados aos desvios positivos da precipitação em quase toda a faixa ocidental e aos desvios negativos em toda faixa equatorial e em uma pequena franja ao longo da costa que abrange setores da Costa do Marfim, Gana, Togo e Benin. Isso mostra que tanto os eventos El niños como os La niños estiveram relacionados com totais pluviométricos acima da média em toda a faixa ocidental e abaixo da média ao longo da costa da ocidental e da faixa equatorial durante a fase fria 1948-1976 da ODP.

**(continua)**

**Figura 31 - Anomalias de precipitação entre os meses julho-setembro com relação ao período 1948-2014 para a composição de eventos a) El Niño e b) La Niña, durante a fase fria 1948-1976 da ODP.**



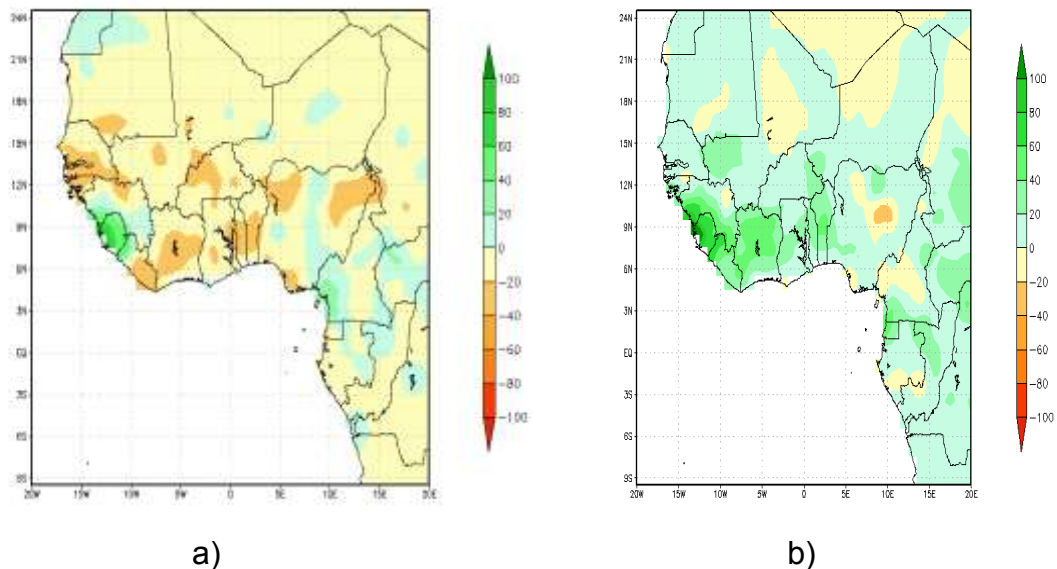
Fonte: Autor, 2015.

Durante a fase quente 1976-1998 da ODP (Figura 32.a) ao invés da fase fria, observa-se que os eventos El Niños estiveram associados aos desvios negativos da precipitação em toda a região ocidental do oeste do Sahel com exceção dos setores da Guiné, Serra Leoa e Golfo da Guiné ao longo da costa ocidental onde se observam associados aos desvios negativos.

Já as La Niñas (Figura 32.b) estiveram associados desvios positivos em quase toda a região enquanto que em setores como Mauritânia, Mali e Níger na faixa do Sahel, Nigéria na faixa ocidental, Golfo da Guiné ao longo da costa ocidental e Gabão na faixa equatorial, os eventos La Niñas estiveram associados aos desvios negativos.

Os eventos El Niños estiveram relacionados com totais pluviométricos abaixo da média em toda a faixa ocidental e acima da média ao longo da costa ocidental enquanto, os eventos La Niñas estiveram relacionados com totais pluviométricos acima da média em toda a faixa ocidental e acima da média ao longo da costa ocidental.

**Figura 32 - Anomalias de precipitação entre os meses de julho-setembro com relação ao período 1948-2014 para a composição de eventos a) El Niño e b) La Niña, durante a fase quente 1976-1998 da ODP.**



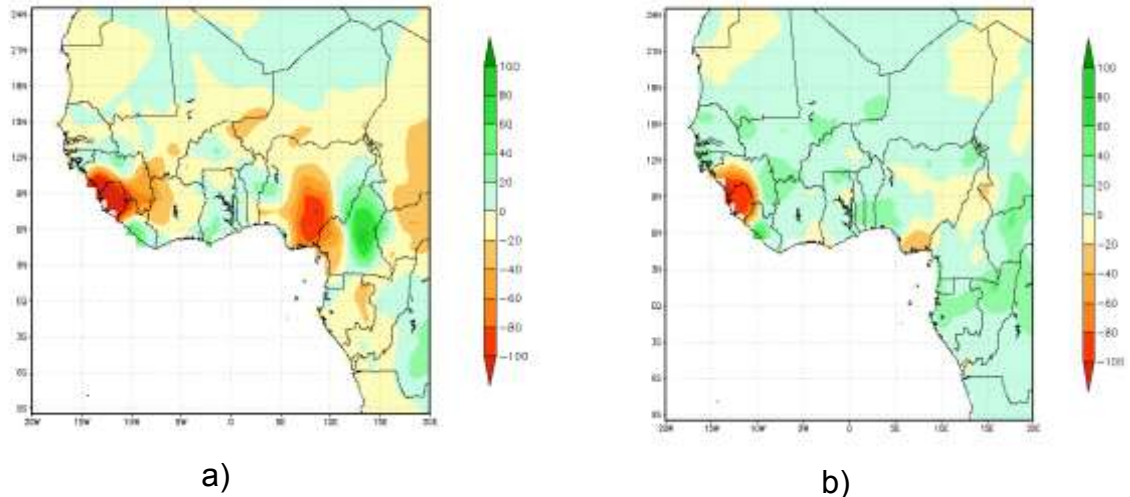
Fonte: Autor, 2015.

Entretanto na fase fria atual 1998-2014 da ODP (Figura 33.a) observa-se que eventos El Niños estiveram associados aos desvios positivos da precipitação em quase toda a faixa do Sahel e em alguns setores da faixa ocidental como Gâmbia, Guiné Bissau, Burkina Faso, Gana, Benin, Togo e Camarões da região e ao longo da costa ocidental desde a Guiné até o Golfo da Guiné com exceção da Libéria, parte Gana, Togo e Benini.

Na faixa equatorial desde a Guiné Equatorial até o norte de Angola e ao longo da costa ocidental sobre a Guiné e o Golfo da Guiné os eventos El Niños estiveram associados aos desvios negativos da precipitação. Já as La Niñas (Figura 33.b) estiveram associadas aos desvios positivos da precipitação em quase toda a região de estudo e estiveram associadas aos desvios negativos ao longo da costa ocidental sobre a Guiné, Costa do Marfim, Golfo da Guiné e nas faixas do Sahel e Oriental da região sobre a Mauritânia, Níger e Chade respectivamente.

Os eventos El Niños estiveram relacionados com totais pluviométricos acima da média em toda a faixa ocidental e abaixo da média na faixa equatorial enquanto, os eventos La Niñas estiveram relacionados com totais pluviométricos acima da média em toda a faixa ocidental e abaixo da média ao longo da costa ocidental.

**Figura 33 - Anomalias de precipitação entre os meses de julho-setembro com relação ao período 1948-2014 para a composição de eventos a) El Niño e b) La Niña, durante a fase fria atual 1998-2014 da ODP.**



Fonte: Autor, 2015.

Percebe-se que de modo geral os eventos La Niñas em qualquer uma das fases frias da ODP estiveram relacionadas com totais pluviométricos acima da média em quase toda a região Ocidental do Oeste do Sahel e abaixo da média ao longo da costa ocidental. Além disso, verifica-se que a distribuição dos desvios da precipitação apresentam uma variação espacial sugerindo que nos eventos La niñas das fases frias da ODP, os desvios positivos se deslocaram mais para norte acompanhando, um posicionamento da FIT mais para norte. Esse fato parece ser coerente também com as La niñas na fase quente da ODP indicando que os desvios negativos se deslocaram mais para sul acompanhando, um posicionamento da FIT mais para sul.

#### 4.3.1 El Niño

Nas (Figura 34) e (Figura 35) mostram-se o impacto dos eventos e evolução temporal dos El niños de 1973, 1983, 1987 e 1997 na região El niño 3 ,considerados os mais fortes em relação o período de estudo 1948-2014, associados aos desvios da precipitação 1972-1973, 1982-1983, 1986-1989, 1997-1998 durante a estação chuvosa (julho-setembro) na região Ocidental do Oeste do Sahel.

Observa-se (Figura 34.a) que o El niño de 1973 esteve associado aos desvios negativos da precipitação 1972-1973 em quase toda a região incluindo a faixa do

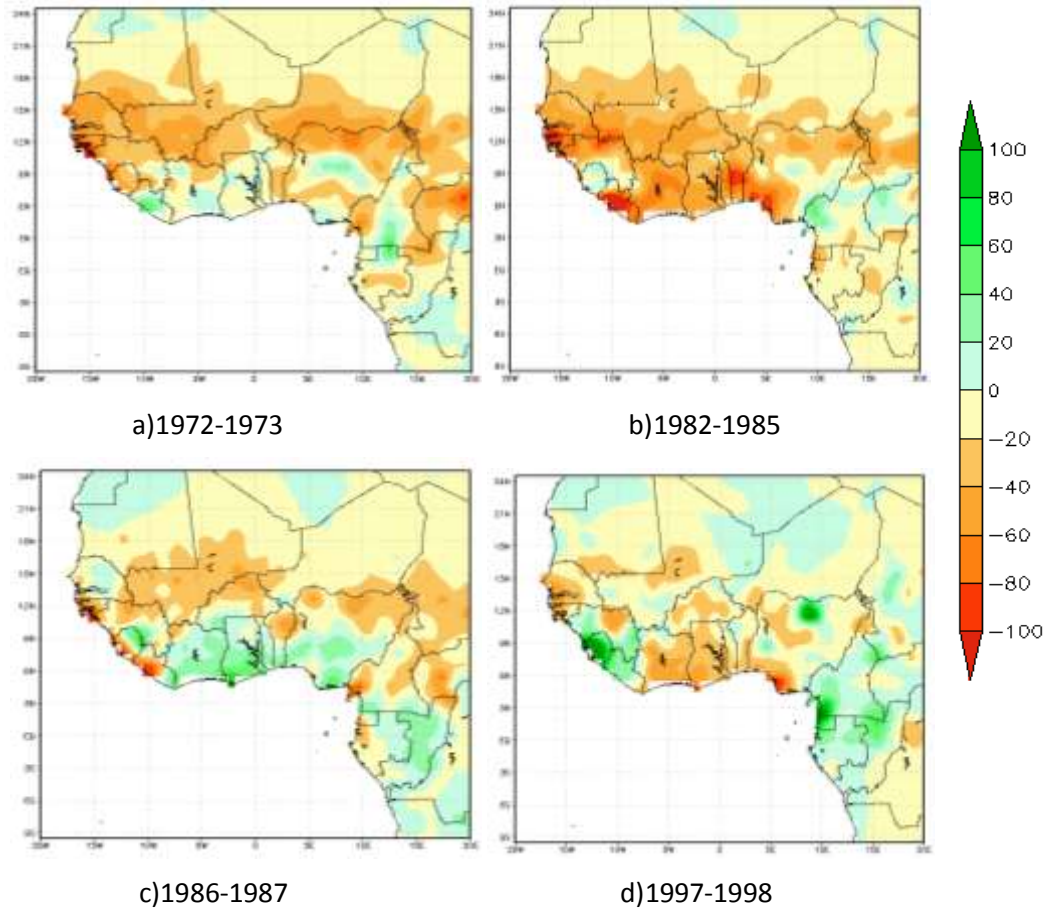
Sahel e toda faixa equatorial. e aos desvios positivos ao longo da costa ocidental desde a Libéria até a Nigéria no Golfo da Guiné. As condições da TSM no Pacífico Equatorial indicavam a presença do fenômeno El Niño (Figura 35) de tal modo que anomalia da TSM na região do El Niño 3 estava positiva e em torno de 2°C acima da média, caracterizando o fenômeno El Niño no período de março de 1972 à março de 1973.

Observa-se (Figura.34.b) que o El niño de 1982 esteve associado aos desvios negativos da precipitação 1982-1983 em quase toda a região incluindo a faixa de Sahel e aos desvios positivos sobre a Serra Leoa na costa ocidental, Camarões ao longo do Golfo da Guiné e República Centro Africana na faixa leste da região. Nota-se que as condições da TSM no Pacífico Equatorial (Figura 35) indicavam a presença do fenômeno El Niño de tal modo que anomalia da TSM na região do El Niño 3 estava positiva e em torno de 2,7°C acima da média, caracterizando o fenômeno El Niño no período de janeiro de 1982 à setembro de 1983.

Observa-se (figura 34.c) que o El niño de 1987 esteve associado aos desvios negativos da precipitação 1986-1987 em quase toda a região incluindo a faixa do Sahel, no Golfo da Guiné sobre os Camarões, e na costa equatorial. Observa-se também que o El niño de 1987 esteve associado aos desvios positivos ao longo do Golfo da Guiné desde a Costa do Marfim até Nigéria e na faixa meridional da região desde o sul Camarões até o Norte de Angola. As condições da TSM no Pacífico Equatorial (figura 35) indicavam a presença do fenômeno El Niño de tal modo que anomalia da TSM na região do El Niño 3 estava positiva e em torno de 1,53°C acima da média, caracterizando o fenômeno El Niño no período de agosto de 1986 à dezembro de 1988.

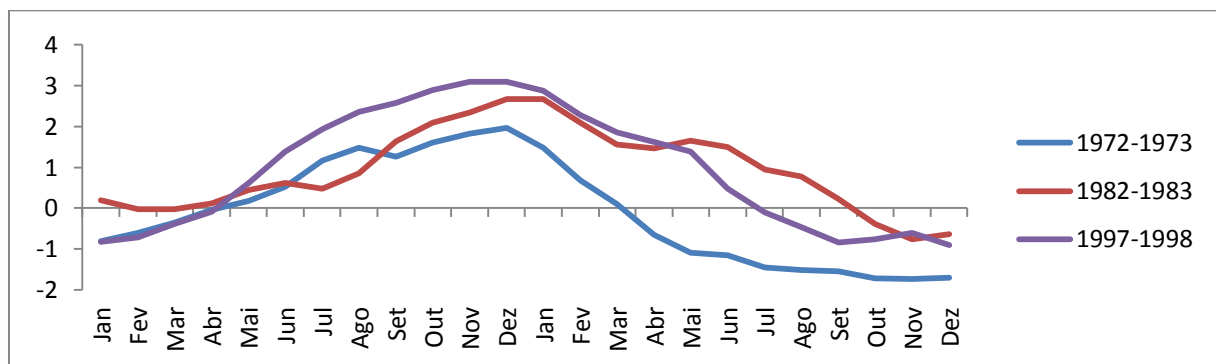
Observa-se (Figura 34.d) que o El Niño de 1997 esteve associado aos desvios negativos da precipitação 1997-1998 em quase toda a região e aos desvios positivos sobre o leste do Mali e Níger na faixa de Sahel, sobre a Guiné, Serra Leoa. e Libéria na costa ocidental, sobre a República dos Camarões no Golfo da Guiné e em toda a faixa equatorial até o Norte de Angola à sul da região. As condições da TSM no Pacífico Equatorial (Figura 35) indicavam a presença do fenômeno El Niño de tal modo que anomalia da TSM na região do El Niño 3 estava positiva e em torno de 3,1°C acima da média, caracterizando o fenômeno El Niño no período de abril de 1997 à junho de 1998.

**Figura 34 - Desvios de precipitação a)1972-1973 b)1982-1983 c) 1986-1987 d) 1997-1998 de julho-setembro com relação ao período 1948-2014, associado aos El Niños de 1973, 1983, 1987 e 1997 respectivamente.**



Fonte: Autor, 2015.

**Figura 35 - Evolução temporal dos El niños 1972-73, 1982-1983, 1986-1987 e 1997-1998 na região El niño 3.**



Fonte: Autor, 2015.



#### 4.3.2 La Niña

Nas (Figura 36) e (Figura 37) mostram se o impacto e evolução temporal dos eventos La Niñas de 1955, 1975 e 1989 na região El Niño 3 ,considerados os mais fortes em relação o período de estudo 1948-2014, associados aos desvios da precipitação durante a estação chuvosa (julho-setembro) na região Ocidental do Oeste do Sahel.

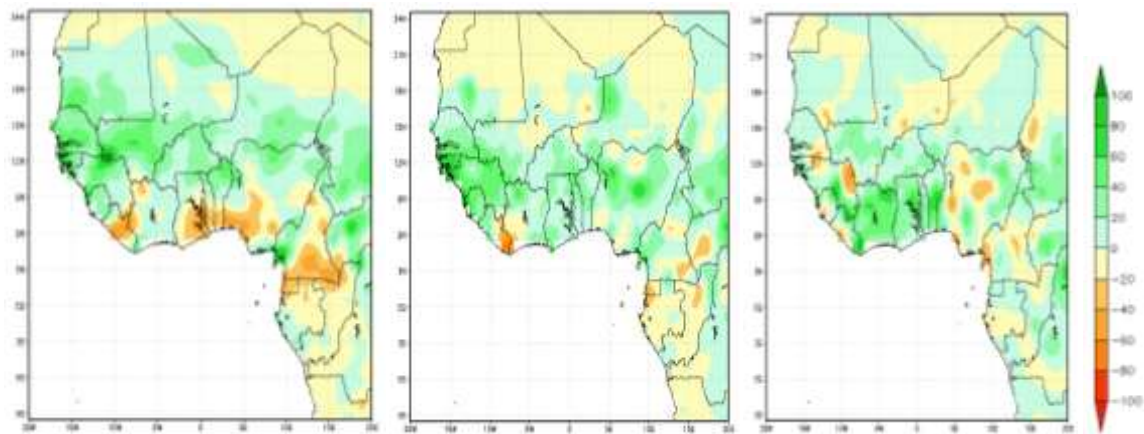
Observa-se (Figura 36.a) que a La Niña de 1955 esteve associado aos desvios positivos da precipitação 1954-1955 na faixa do Sahel e ao longo de toda a costa ocidental com exceção da Serra Leoa onde os desvios foram negativos.região. A La niña de 1955 esteve também associado aos desvios negativos da precipitação em toda faixa equatorial até o norte de Angola e sobre o Gana,Togo, Benini e Camarões no Golfo da Guiné com exceção da Nigéria onde os desvios foram positivos. As condições da TSM no Pacífico Equatorial (Figura 37) indicavam a presença do fenômeno La niña de tal modo que anomalia da TSM na região do El Niño 3 estava negativa e em torno de  $-1,98^{\circ}\text{C}$  abaixo da média, caracterizando o fenômeno La niña.no período de janeiro de 1954 à dezembro de 1955.

Observa-se (Figura 36.b) que a La Niña de 1975 esteve associado aos desvios positivos da precipitação 1975-1976 em quase toda a faixa ocidental e oriental da região e aos negativos na faixa do Sahel e na faixa equatorial até o norte de Angola à sul da região. Ao longo do Golfo da Guiné a La niña de 1975 esteve associado aos desvios positivos da precipitação somente sobre a Costa do Marfim e Gabão. As condições da TSM no Pacífico Equatorial (Figura 37) indicavam a presença do fenômeno La Niña de tal modo que anomalia da TSM na região do El Niño 3 estava negativa e em torno de  $-1,86^{\circ}\text{C}$  abaixo da média, caracterizando o fenômeno La niña.no período de janeiro de 1975 à maio de 1976.

Observa-se (Figura 36.c) que a La niña de 1989 esteve associado aos desvios positivos da precipitação 1988-1989 em quase toda a região Ocidental do Oeste de Sahel. Os desvios negativos estiveram associados em pequenas franjas da faixa do Sahel sobre o Mali e Níger,e na faixa equatorial sobre o Gabão, na costa ocidental sobre a Serra Leoa e Libéria e no Golfo da Guiné sobre Camarões.. As condições da TSM no Pacífico Equatorial (Figura 37) indicavam a presença do fenômeno La Niña de tal modo que anomalia da TSM na região do El Niño 3 estava

negativa e em torno de  $-1,79^{\circ}\text{C}$  abaixo da média, caracterizando o fenômeno La Niña.no período de março de 1988 à dezembro 1989.

**Figura 36 - Desvios de precipitação a)1954-1955 b)1975-1976 c) 1988-1989 d) 1997-1998 de julho-setembro com relação ao período 1948-2014, associado às La niñas de 1955, 1975, e 1989 respectivamente.**



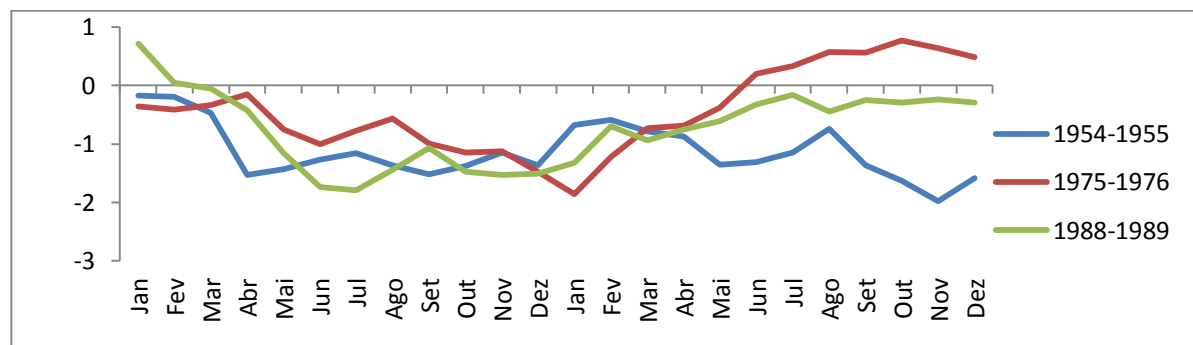
a)

b)

c)

Fonte: Autor, 2015.

**Figura 37 - Evolução temporal das La niñas 1954-1955, 1975-1976, e 1988-1989 na região El niño 3. Fonte dos dados ESRL**

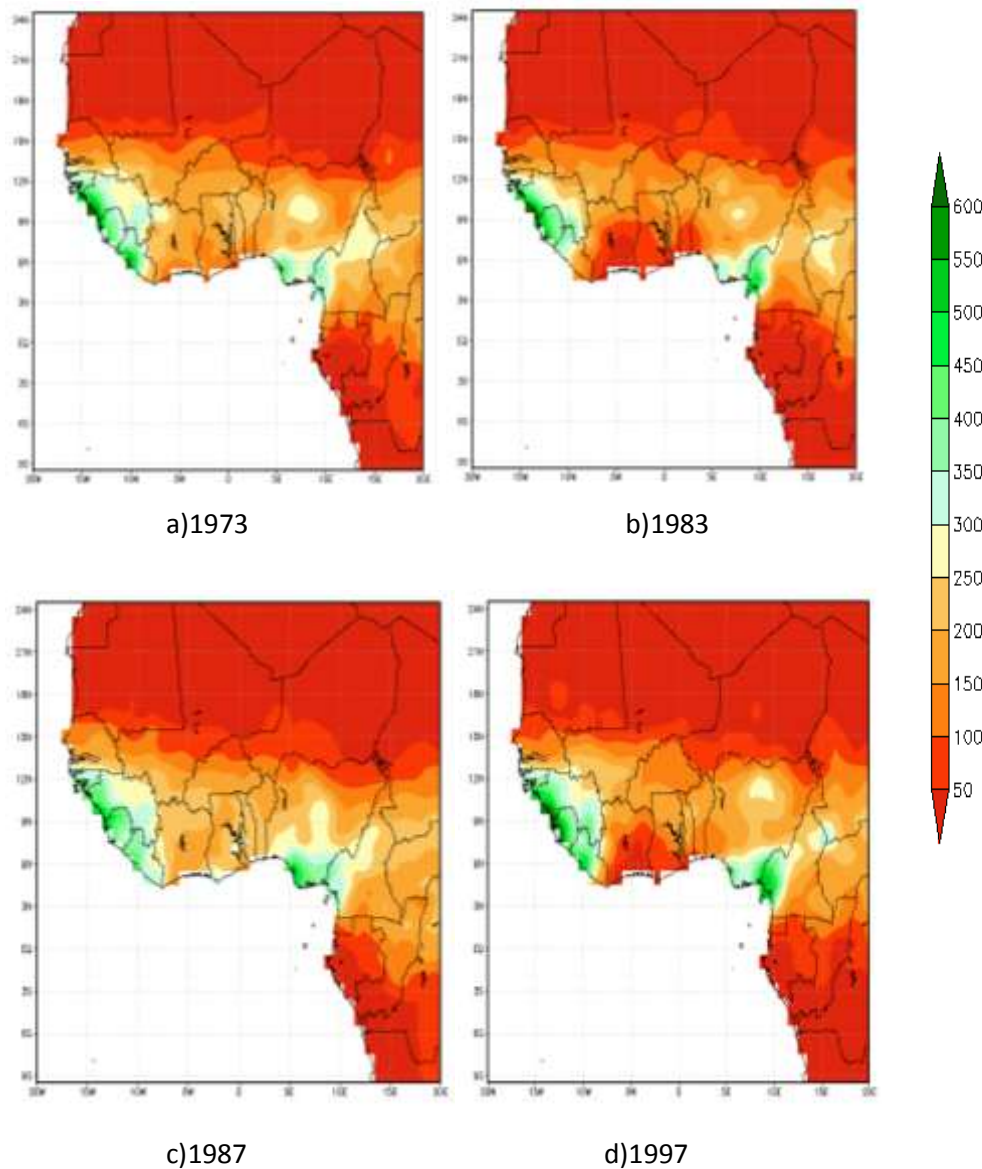


Fonte: Autor, 2015.

Na Figura 38 são apresentados os totais pluviométricos referente aos anos dos eventos El Niños fortes em relação o período de 1948-2014. Verifica-se que de modo geral a faixa do Sahel e faixa equatorial até ao norte de Angola à sul da região, são as que mais sofreram com a redução de chuvas na ordem de 0 -100mm. Um fato chama atenção para os El Niños de 1983 (Figura 38.b) e 1997 (Figura 38.d) que apresentaram valores reduzidos da precipitação desde a Costa do Marfim até o Benin no Golfo da Guiné, na mesma ordem que as verificadas na faixa do Sahel e

na faixa equatorial. Isso indica que nem sempre os El Niños provocam desvios positivos(negativos) de precipitação em regiões tropicais. De acordo com Molion (2011) é possível que a ODP não seja uma oscilação regular e que a variabilidade climática interanual, em particular os eventos ENOS apresente impactos regionais distintos, dependendo da configuração e do sinal das anomalias de TSM. Embora o El Niño de 1997 tenha sido considerado o mais forte dos últimos 60 anos, o El Niño de 1973 foi o que provocou mais seca na região.

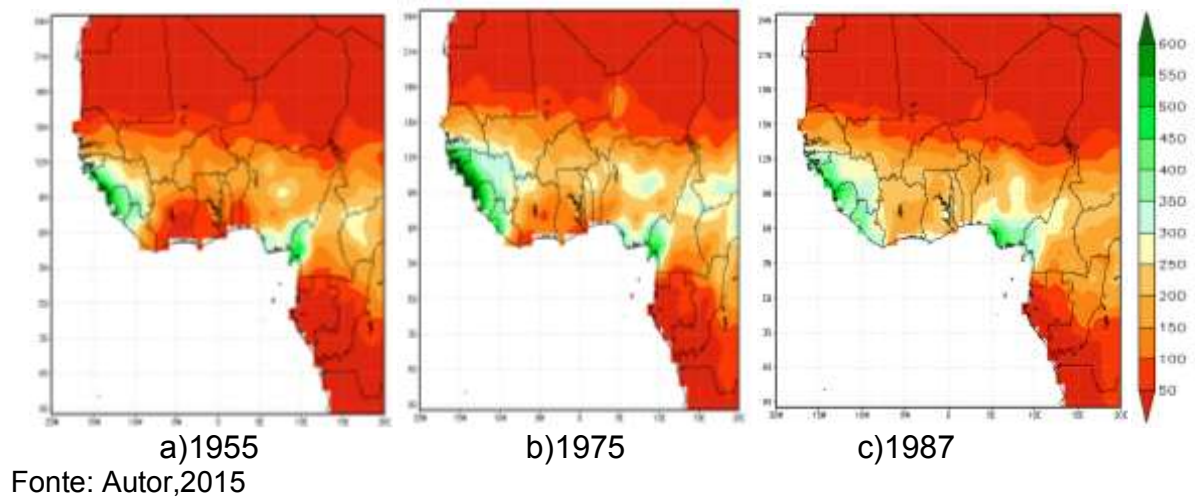
**Figura 38 - Totais Médios da precipitação nos anos dos eventos El Niños na região Ocidental do Oeste do Sahel.**



Fonte: Autor, 2015.

Na Figura 39 são apresentados os totais pluviométricos referente aos anos dos eventos La niñas fortes em relação o período de 1948-2014. Percebe-se que durante os eventos das La Niñas (Figura 39.a), (figura 39.b) e (Figura 39.c) tiveram totais pluviométricos acima da média,cerca de 800mm, 800mm e 650mm respectivamente, mostrando que foram anos mais úmidos.

**Figura 39 - Totais Médios da precipitação nos anos dos eventos La Niñas região Ocidental do Oeste do Sahel.**



## 5 CONCLUSÕES

O ciclo anual dos centros das AST do Atlântico norte e sul parecem ser a causa do posicionamento da FIT, que se desloca para norte e para sul do Equador originado pela convergência do escoamento de uma massa de ar seco e de ar úmido de sudoeste dos anticiclones do norte de África e Atlântico sul, respectivamente.

A análise da climatologia da precipitação de julho-setembro mostrou que a FIT é o principal mecanismo da distribuição espacial anômala das chuvas, na região Ocidental do Oeste do Sahel. Na faixa da costa ocidental desde a Guiné até a Libéria e no Golfo da Guiné, os totais pluviométricos são mais acentuados. Enquanto que na faixa de Sahel e na faixa equatorial da região ocorre redução

De modo geral a análise de correlação mostrou-se pouco expressivo e não indicou uma relação nítida ou evidente entre a precipitação e a ODP para o padrão da estação chuvosa na região Ocidental Oeste do Sahel. Entre a precipitação e a ROL a correlação mostrou-se ser consistente, porém com baixos valores de correlação. A correlação entre a precipitação e a OMA apresentou uma distribuição de coeficientes de correlação acima de 0,5.

Durante a fase fria 1948-1976 e a fase fria atual 1998-2014 da ODP a precipitação esteve abaixo da média do período, cerca de 450 e 550mm respectivamente, enquanto na fase quente 1976-1998, ocorreu aumento acima da média na ordem de 650mm. Este resultado era esperado uma vez que a fase quente da ODP está correlacionada com chuvas e a fase fria correlacionada com períodos secos

Os eventos de La Niñas em qualquer uma das fases frias da ODP estiveram associados aos desvios positivos da precipitação, com deslocamento para norte, acompanhando o posicionamento da FIT. Na fase quente da ODP as La Niñas estiveram associados aos desvios negativos deslocando-se mais para sul acompanhando, o posicionamento da FIT.

O impacto dos El Niños de 1973, 1983, 1987 e 1997 apresentaram redução das chuvas na ordem de 0-100mm na faixa do Sahel e na faixa equatorial até o norte de Angola à sul da região. O El Niño de 1973 foi o que provocou a seca mais severa da região embora, o El Niño de 1997 foi o maior de intensidade durante os últimos 60 anos, em torno 3,1<sup>0</sup>C. Os eventos extremos das La Niñas de 1955,

1975 e 1989 tiveram totais pluviométricos acima da média, cerca de 800mm, 800mm e 650mm respectivamente, mostrando que foram anos úmidos.

Concluí-se que os resultados ora encontrados e alguns já confirmados por outros pesquisadores, contribuem para a sazonalidade das chuvas na região Ocidental do Oeste do Sahel. Nesta perspectiva, recomenda-se para estudos futuros:

- o uso da variável meteorológica Omega no intuito de estimar os movimentos verticais com relação a ROL para aferir outros possíveis processos correspondentes ao mecanismo da convecção profunda que influenciam o aumento(diminuição) da precipitação.
- o uso de séries longas de eventos El Niños e La Niñas particularmente maior número de eventos intensos(fortes) para determinar sua influência em relação aos desvios da precipitação.

## REFERÊNCIAS

- BOMVENTI T. N. et AL. Relação entre a radiação de onda longa, precipitação e temperatura da superfície do mar no oceano atlântico tropical. **Rev. Bras. Geof.**, São Paulo, v. 24, n. 4, p. 513-524, out./dez. 2006
- DIARRA . S. Geografia histórica: aspectos físicos. In: ZERBO, J. (Ed.). **Metodologia e pré-história da África**. Cap. 13, 1981, .
- Dima M. e Lohmam G. Hemispheric Mechanism for the Atlantic Multidecadal Oscillation. 2007 disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JCLI4174.1>>. Acesso em: 01 junho de 2015.
- HARTMANN, D. L. **Global physical climatology**. 1994. v. 56 disponível em <<http://www.atmosfera.unam.mx/jzavala/OceanoAtmosfera/Hartmann/Indice.pdf>>. Acesso em: 07 maio de 2015.
- HASTENRATH, S. Climate dynamics of the tropics. 1991. v. 8. Disponível em: <<http://www.springer.com/us/book/9780792312130>>. Acesso em: 7 maio de 2015.
- KAPLAN, A., M. CANE, Y.; KUSHNIR, A.; CLEMENT, M.; BLUMENTHAL e RAJAGOPALAN, B. Análises de temperatura da superfície do mar global de 1856-1991, **Journal of Geophysical Research**. v 103, n c9, 18,567-18,589, agosto de 1998
- LEROUX, M. **The meteorology and climate of tropical Africa**. 2001. Disponível em: < <http://www.springer.com/us/book/9783540426363> >. Acesso em: 10 junho de 2015.
- LIEBMANN, B. e SMITH, C. A. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. **Bulletin of the american meteorological society**, V 77, n 6, Jun, 1996. Disponível em: < [www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/OLRinterpolated.pdf](http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/OLRinterpolated.pdf)>. Acessado em 20 set 2015.
- MOLION, L.C.; LUCIO, P. S. A Note on Pacific Decadal Oscillation, El Nino Southern Oscillation, Atlantic Multidecadal Oscillation and the Intertropical Front in Sahel, Africa 2013. Disponível em:<[http://file.scirp.org/pdf/ACS\\_2013062615004700.pdf](http://file.scirp.org/pdf/ACS_2013062615004700.pdf)>. Acesso em: 10 junho de 2015
- MOLION, L. C.; BERNARDO S. O.; OLIVEIRA, C. P. **Variabilidade da circulação de grande escala sobre o Atlântico Subtropical**. Cbmet.com 2004. Disponível em: < [http://www.cbmet.com/edicoes.php?pageNum\\_Recordset\\_busca=13&totalRows\\_Recordset\\_busca=694&cgid=22](http://www.cbmet.com/edicoes.php?pageNum_Recordset_busca=13&totalRows_Recordset_busca=694&cgid=22) >. Acesso em: 14 outubro de 2015.

MUSK, L. F. **Weather systems**. Cambridge, 1988.

MANTUA N. J. et al. **A pacific interdecadal climate oscillation with Impacts on salmon production**. 1994.

PREZ, M.J., J. 2015. Cambio Climático y Tecnología. Disponível em: <<http://www.cambioclimaticoytecnologia.org/index.php>>. Acesso em: 14 outubro de 2015

RAWSON, C. E. The anticyclonic belt of northern hemisphere. **Quarterly Journal Royal of the Meteorological Society**, v. 35, n. 152, p. 233-248, Oct. 1909.

ROBERT, E. D.; BRUCE, P. H.; DAVID A. G.; WILLIAM, L. P.; e GREGORY. V. J. The North Atlantic Subtropical Anticyclone. **Journal of climate**. v 10 abr 1997. Disponível em: <[journals.ametsoc.org/JCLI](http://journals.ametsoc.org/JCLI)>. Acessado em 20 set 2015.

SEQUEIRA, A. H. B. Variabilidade do clima da América do Sul e sua relação com os índices oceânicos e atmosféricos. Dissertação (mestrado em meteorologia)-Instituto de Ciências Atmosféricas, UFAL, Mació, 2012.

SILVA D. J. Influência da variabilidade interdecadal do clima associada ao ENOS sobre o estado do Ceará. **Revista Ibero-Americana de Ciências Ambientais**, Aquidabã, v. 4, n. 2, jun/nov. 2013. ISSN 2179-6858. Disponível em: <<file:///C:/Users/helena.vale/Downloads/602-2704-2-PB.pdf>>. Acesso em: 20 nov. de 2015.

SHANAHAN, TM; et al. Atlantic Forcing of Persistent Drought in West Africa. *Science* 324 (5925): 377–380. Bibcode : 2009Sci...324..377S . doi : 10.1126/science.1166352 PMID 19372429 . Shanahan, TM; et ai. (2009).

TRENBERTH, K.E.; SHEA D. J. 2005 Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. **Geophysical Research Letters**. v. 33, n. 2, junho 2006. Disponível em <[onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2006GL026894/abstract](http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2006GL026894/abstract)>. Acessado em 3 jul 2015

VAREJÃO, M. A. Meteorologia e climatologia. Recife, 2006. pp 522.

WILKS D. S. Statistical methods in the atmospheric sciences. Second edition. Academic Press. 2006. pp 627.

WOLTER, K. TIMLIN, M.S (1993). Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. Proceedings of the 17th Climate Diagnostics Workshop, Norman, OK, NOAA/N MC/CAC, NSSL, Oklahoma Climate Survey, CIMMS and the School of Meteorology, University of Oklahoma, pp 52-57.