

1 INTRODUÇÃO

A interação entre a atmosfera, os oceanos e a fisiografia de uma determinada região são fatores determinantes para a variabilidade da precipitação e da temperatura de uma região. Sob esta ótica, uma alteração no regime de precipitação de uma área específica, pode significar uma mudança no perfil do clima local, fato que pode ser prejudicial a todo o ecossistema da região e ao próprio homem. (LIMEIRA, 2012)

A região Mossoroense situada no oeste do estado do Rio Grande do Norte, por sua localização geográfica, sofre influência dos fenômenos meteorológicos de origem oceânicos que imprimem nesta localidade características de um clima singular. Duas estações bem definidas podem ser identificadas: período seco e período chuvoso. Hoje se discute a influência da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) sobre um clima regional.

Nesse contexto, investiga-se que a região Mossoroense pode estar sendo afetada ou não pelo comportamento das TSM's dos Oceanos Atlântico Sul e Norte, e ainda do Oceano Pacífico. Estudo semelhante desenvolvido por Lúcio et al (1999) para a região Metropolitana de Belo Horizonte – MG, apresentando uma correlação da TSM do Pacífico através de técnicas estatísticas com fatores climáticos.

Uma investigação do regime climático através da temperatura máxima (Tmax), temperatura mínima (Tmin), umidade relativa do ar (UR), precipitação (Prec) e o número de dias sem chuva (NDSCH) da região em estudo possibilitará conhecer o comportamento destes elementos diante a influência das TSM's.

Existem trabalhos utilizando a análise de correlação canônica em culturas agrícolas, tais como: feijão (COIMBRA, 2000); e batata (RIGÃO 2009). E também em áreas como climatologia e meteorologia, tais como, Belo Horizonte (LUCIO, 1999.) na região SUL do Brasil (PEZZI, 2000.)

Apresenta-se neste trabalho não apenas análises estatísticas do comportamento médio das variáveis atmosféricas, e da TSM, como também resultados que sugerem como estas séries atmosféricas e oceânicas relacionadas estatisticamente, no período analisado (1977-2006).

E por fim, entender o comportamento médio das variáveis, no período considerado, é de fundamental importância para que no futuro possam relacionar as causas com seus efeitos, implicando numa melhor compreensão da variabilidade da TSM's causada nas anomalias climáticas.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Circulação Sazonal

A configuração do campo de pressão atmosférica à superfície terrestre, em grandes áreas normalmente está intimamente relacionada com a temperatura da própria superfície, particularmente sobre os oceanos. Quando a temperatura da água é elevada, o ar, aquecendo-se em contato com ela, tende a formar um centro de baixa pressão na superfície, o que favorece à gênese de movimentos verticais ascendentes em larga escala.

A atmosfera estimula o oceano de várias maneiras: interferindo diretamente em sua dinâmica ao lhe transferir energia cinética através do vento; afetando o fluxo de radiação à superfície do mar, quer na faixa visível quer na faixa infravermelho do espectro eletromagnético, devido às variações na nebulosidade e, eventualmente, na concentração de aerossóis; e também alterando a taxa de vaporização, que depende dos demais fatores. As correntes oceânicas geradas ou modificadas pela ação do vento interferem nos fluxos horizontais e verticais de massa e calor no seio da água, também contribuindo para alterar a configuração do campo térmico à superfície do mar. Flutuações do vento na camada atmosférica justaposta à superfície do oceano podem desencadear distúrbios oscilatórios no interior da massa líquida. Esses distúrbios são capazes de se propagar vertical e horizontalmente, tem ativa participação na distribuição de energia no interior do oceano e sua duração representa o tempo necessário à acomodação da massa líquida às contínuas mudanças impostas pela atmosfera (LIMEIRA, 2012).

O oceano, por sua vez, cede calor sensível e latente pela atmosfera, além de partículas de sais solúveis importantes na gênese das nuvens e hidrometeoros em geral. Anomalias significativas na distribuição da temperatura à superfície do mar (TSM) podem atuar de duas maneiras; causando mudanças no campo da pressão atmosférica à superfície as quais podem alterar significativamente a própria circulação geral da atmosfera e, simultaneamente; modificando o fluxo vertical turbulento de vapor d'água, provocando mudanças na nebulosidade e no balanço de energia. As alterações causadas na atmosfera, em decorrência da presença do oceano subjacente, são de natureza puramente termodinâmica que acabam por interferir no próprio oceano, via campos de pressão e do vento da superfície. O processo iterativo é contínuo e realimentante. (VAREJÃO-SILVA, 2006)

A atmosfera, por ser menos densa, reage mais rapidamente às condições térmicas impostas pelo oceano subjacente.

O Oceano Pacífico, devido às suas dimensões, permite maior interação oceano-atmosfera que os demais. Além disso, uma parte considerável de sua superfície encontra-se na zona tropical, exatamente a que recebe maior quantidade de energia solar. É razoável admitir, portanto, que a área tropical do Oceano Pacífico seja o palco de interações e acomodações capazes de interferir significativamente na variabilidade interanual do clima em escala muito mais ampla, com um período de acomodação muito maior.

2.2 Oscilação Sul

Analisando-se longas séries de desvios da pressão ao nível médio do mar (PNM) em torno das respectivas médias, em toda a bacia do Oceano Pacífico, verifica-se a existência de duas grandes áreas cujas flutuações estão fora de fase: uma englobando a Austrália e a Polinésia; a outra a parte central e leste do Pacífico tropical (Fig. 2). Em geral, quando a PNM está mais alta que a média climatológica numa área, encontra-se mais baixo na outra e vice-versa. As primeiras evidências desse fato foram publicadas no final século passado e início do atual, tendo o fenômeno sido denominado de Oscilação Sul (OS) por Sir Gilbert Walker (PHILANDER, 1990)

Esse fenômeno é caracterizado pelo Índice de Oscilação Sul, definido como a diferença entre os desvios (Δp) em relação à média, das pressões registradas ao nível médio do mar (PNM) em Tahiti (17°S, 150O) e Darwin (12°S, 130E). Logo temos a equação 1 que representa esse índice:

$$IOS = \Delta p_{TAHITI} - \Delta p_{DARWIN}.$$

Equação 1 – Índice de Oscilação Sul

O IOS é positivo quando a pressão em Tahiti é maior que a média climatológica e, simultaneamente, a pressão em Darwin é inferior à média correspondente. Quando o IOS é positivo, a circulação de Walker (Fig.2) revela movimento ascendente do ar sobre a Indonésia. A pressão atmosférica está baixa em Darwin, porque a temperatura da água do mar na Indonésia está acima da média. Por outro lado, o movimento vertical do ar é descendente no meio do Pacífico, pois a pressão está mais alta em Tahiti pelo fato da superfície do oceano não se encontrar aquecida. Nessa situação, a componente zonal do vento próximo à superfície do mar, a oeste de Tahiti, está dirigida para oeste, reforçando os alísios e o transporte de água

na mesma direção. O movimento da água, impelida para oeste pelo vento, favorece à ressurgência junto à costa sul-americana do Pacífico, estimulando as atividades pesqueiras (pela abundância de alimentos trazidos dos níveis profundos do oceano até à superfície). Simultaneamente, observa-se que um ramo ascendente da circulação de Walker permanece sobre a Amazônia, enquanto um ramo descendente se situa sobre o Atlântico Sul. Assim, a ocorrência de chuva sobre a Amazônia é favorecida.

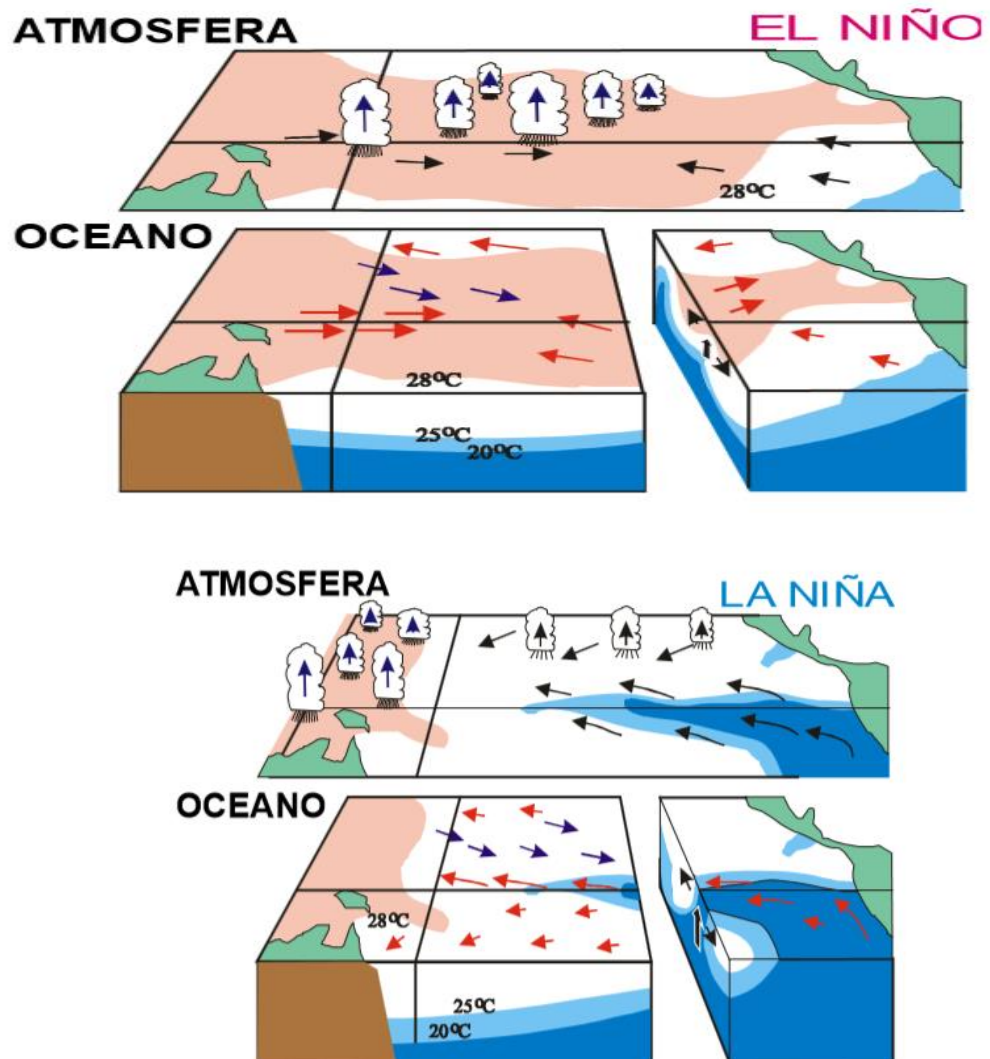


Figura 1 – Esquemas da fase El Niño (painel superior) e La Niña (painel inferior) do ENOS, mostrando a distribuição da nebulosidade e dos ventos (atmosfera) e das correntes e temperaturas (oceano), na área tropical do Oceano Pacífico.

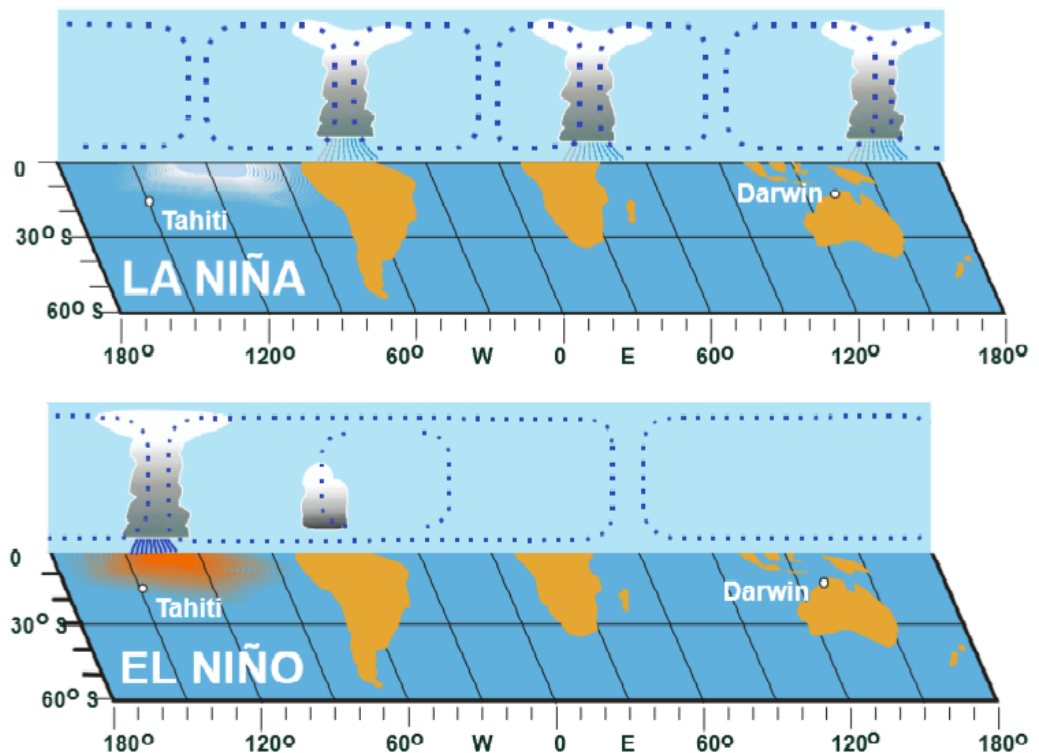


Figura 2 – Esquema da circulação de Walker quando o Índice de Oscilação Sul (IOS) é negativo (acima) e positivo (abaixo).

As figuras acima descrevem as fases da OS destacando as convecções de temperatura (Fig. 1) e seu comportamento na linha do equador onde se tem a maior convergência do fenômeno (Fig. 2).

Quando a pressão atmosférica começa a diminuir em Tahiti e a aumentar em Darwin, o IOS tende a tornar-se cada vez menor. Atingindo valores negativos, caracteriza-se uma situação completamente distinta da descrita acima (Fig. 2) que se torna bem configurada quando a temperatura da superfície do mar, na área central do Pacífico tropical atinge cerca de 2°C acima da média. Nessas circunstâncias normalmente se desenvolve um intenso centro de baixa pressão nas proximidades de Tahiti e um centro de baixa pressão próximo a Darwin. A oeste de Tahiti, a componente zonal do vento à superfície torna-se positiva (dirigida para leste), enfraquecendo os alísios. Isso contribui para reduzir o transporte de água para o oeste e, assim, para inibir a ressurgência junto à costa oeste da América do Sul (escasseando o pescado naquela área). Então, um ramo descendente da circulação de Walker se localiza sobre a Indonésia (Darwin) e outro, ascendente, na área de Tahiti. O núcleo de baixa pressão normalmente encontrado sobre a Amazônia se enfraquece, diminuindo a chuva naquela região. Ao mesmo tempo, o ramo subsequente do Atlântico Sul tende a expandir-se, inibindo a formação de nuvens e de chuva no Nordeste do Brasil.

2.3 El Niño e La Niña.

Quando o IOS é positivo a PNM no Tahiti é maior que a média climatológica, dando-se oposto em Darwin. Nessa situação tem-se valores da temperatura da superfície do mar (TSM) menores que a média climatológica (águas mais frias) no Pacífico tropical central e leste, onde há subsidência associada à redução da precipitação. Essa é a fase fria da Oscilação Sul, conhecida por La Niña (Fig. 1). Na parte tropical oeste da bacia do Pacífico a PNM é mais baixa que a média climatológica, favorecendo a convecção, a nebulosidade e a precipitação.

A fase oposta da Oscilação Sul, ou fase quente, é caracterizada pela elevação de 1 a 2°C na TSM acima dos valores médios, na porção central e leste do Pacífico tropical. Nessa situação o centro de baixa pressão se desloca para o Pacífico central onde passa a ocorrer forte convecção, aumentando a nebulosidade e a chuva. Os alísios de sudeste enfraquecem. No lado oeste da bacia tropical do Pacífico o resfriamento da superfície do mar contribui para aumentar a pressão à superfície gerando subsidência e, conseqüentemente redução da precipitação. Forma-se uma corrente oceânica dirigida para leste na porção oeste da bacia equatorial do Pacífico. Essa fase da Oscilação Sul é conhecida como El Niño e se caracteriza por um IOS negativo (Fig. 1).

O enfraquecimento dos alísios na área leste e central do Pacífico tropical, que se verifica durante a fase quente da Oscilação Sul, faz baixar a termoclina a leste da bacia, diminuindo a ressurgência junto a costa oeste da América do Sul e, com isso, a disponibilidade de plâncton. A conseqüente queda na produção de pescado era um fato conhecido dos pescadores da região, já há muito tempo, que batizaram o fenômeno por El Niño (Menino Jesus em espanhol) por acharem-no relacionado à época do Natal. De fato, em anos de El Niño, o aquecimento do oceano junto à costa do Peru ocorre a partir dessa época (início do ano civil).

É interessante mencionar que a configuração das áreas de convecção de larga escala muda com as fases da OS. Durante a fase quente, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) desloca-se mais para o sul em direção ao equador e a Zona de Convergência do Pacífico Sul (situada a leste da Austrália), desloca-se mais para leste (ambas migram para as áreas de maior TSM, com tendência a se fundirem), dando-se o oposto durante La Niña.

Na fase quente, a circulação de Walker fica mais fraca e a de Hardley mais forte, invertendo-se essa contribuição durante La Niña. A temperatura média da troposfera é estimada aumentar cerca de 1°C durante o ENOS.

PHILANDER (1990) chama a atenção para o fato do El Niño e La Niña não serem desvios temporários e anormais de algum estado “normal” intermediário, mas fases opostas de um mesmo fenômeno: a Oscilação Sul. A fase El Niño da Oscilação Sul (ENOS) provoca impactos climáticos não apenas na Bacia do Pacífico. O El Niño 82-83, considerado o maior dos últimos 100 anos, causou impactos climáticos importantes e desastrosos em metade do planeta, provocando prejuízos estimados em 8 bilhões de dólares (CANE, 1992). Os efeitos, dependendo da intensidade do fenômeno, podem ter escala global, provocando secas em algumas regiões, enchentes em outras ou simplesmente elevando a temperatura em outras mais. No Pacífico as condições atmosféricas e oceânicas oscilam entre uma fase e a outra, embora existam períodos em que nenhum desses dois extremos descreva adequadamente o que está acontecendo quanto à distribuição da TSM e da PNM. A duração, a intensidade e a evolução de cada fase também são variáveis e, em média, um episódio ENOS ocorre com uma frequência de 3 a 7 anos.

A OS é o modo dominante da variabilidade interanual nos trópicos. A OS, em geral, não altera a fase dos períodos chuvosos das regiões atingidas; tem-se verificado que as alterações ocorrem apenas na amplitude, ou seja: a quantidade de chuva caída durante o período normal- mente chuvoso torna-se maior ou menor que a média, embora a época do ano seja a mesma.

A variabilidade interanual da precipitação atinge regiões da América do Norte, da América do Sul, da África e da Indonésia. Nas regiões aonde apenas a temperatura é afetada, a alteração se verifica também na amplitude.

KOUSKY et al. (1984) e KAYANO et al. (1988), dentre outros pesquisadores, têm estudado a influência do ENOS sobre a variabilidade climática interanual da América do Sul. Têm sido identificadas chuvas deficientes em vastas áreas, incluindo o Nordeste do Brasil e a Amazônia bem como excesso de chuva no sul do Brasil e parte da costa do Peru e Equador durante episódios ENOS. O excesso de chuvas no sul do Brasil estaria relacionado com a intensificação do jato subtropical associada a uma situação de bloqueio na troposfera superior, sobre a América do Sul, impedindo a passagem dos sistemas frontais que, assim, tenderiam a estacionar sobre o sul do Brasil.

Segundo (ACEITUNO,1988) e (KOUSKY,1994), que também estudaram a influência do ENOS sobre o clima da América do Sul, sugerem que as secas da Região Norte e Nordeste do Brasil estão relacionados com uma redução da atividade convectiva de larga escala que se estende sobre o Atlântico tropical, da Amazônia à África. Constataram, ainda, um aumento da convecção na parte centro-sul do Brasil durante a fase quente da OS, mostrando que esse padrão muda totalmente na fase fria. Finalmente (UVO et AL, 1996) obtiveram evidências que anos bastante secos (chuvosos) ocorrem em associação com valores anormalmente altos (baixos) da TSM no Pacífico Equatorial e no Atlântico Norte e com valores baixos (altos) da TSM no Atlântico Sul, reforçando a influência da OS sobre o clima do Nordeste do Brasil.

O ENOS explica parte da variabilidade interanual observada no campo dos alísios no Atlântico tropical (DELECLUSE et al., 1994) o qual interfere na distribuição da chuva na costa leste do Nordeste (RAO,1992) havendo influências internas devidas às interações oceano-atmosfera locais. Quando a OS está na fase quente enfraquece a alta subtropical do Atlântico Norte e fortalece a do Atlântico Sul, enfraquecendo os alísios de nordeste e fortalecendo os de sudeste. Isso explica o dipolo entre as áreas oceânicas tropicais do Atlântico norte e sul, cuja influência na precipitação no Norte do Nordeste do Brasil já fora identificada por (MOURA e SHUKLA, 1981). Análises usando funções empíricas ortogonais indicam (NOBRE, 1994) que a variabilidade climática do Atlântico tropical é dominada por um forte ciclo anual forçado pelo vento. Superimposto a esse ciclo sazonal encontram-se variações interanuais e decenais mais fracas, porém importantes para influenciar a distribuição da precipitação no Nordeste e Amazônia.

Embora haja evidências muito fortes que associam a "seca" nordestina com a ocorrência do El Niño, deve-se salientar que esse fenômeno não é univocamente responsável por ela. Entretanto, a relação entre a "seca" e o El Niño é um exemplo incontestável de que o comportamento da atmosfera não pode ser entendido a nível regional (estudos restritos a pequenas áreas). A atmosfera age como um todo e determinados impulsos em uma área podem repercutir no estado prevalecente do tempo em regiões distantes, muitas vezes situadas a vários milhares de quilômetros dos locais onde tais impulsos ocorreram.

3 METODOLOGIA

Este estudo concentra-se em duas séries temporais multivariadas de dados mensais para o período 1977 a 2006. Uma, contendo dados atmosféricos de superfície, na região Mossoroense, originados da Estação Meteorológica Convencional do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), a saber as anomalias: número de dias sem chuva (NDSCH), precipitação (PREC), umidade relativa do ar (UR), temperaturas mínimas (Tmin) e temperaturas máximas (Tmax). Outra, contendo anomalias dos dados oceânicos, na região do Pacífico tropical e das regiões norte e sul do Atlântico, estas são as médias mensais das temperaturas da superfície do mar (TSM) representando as regiões denominadas: Pacífico (5° N - 5° S) (150° O - 90° O) (TSM1), Atlântico Sul (0 - 20° S, 30° O - 10° L) (TSM2) e Atlântico Norte (5 - 20° N, 60 - 30° O) (TSM3), essas séries se originam do Climate Prediction Center da NOAA, EUA que estão representados na figura 9.

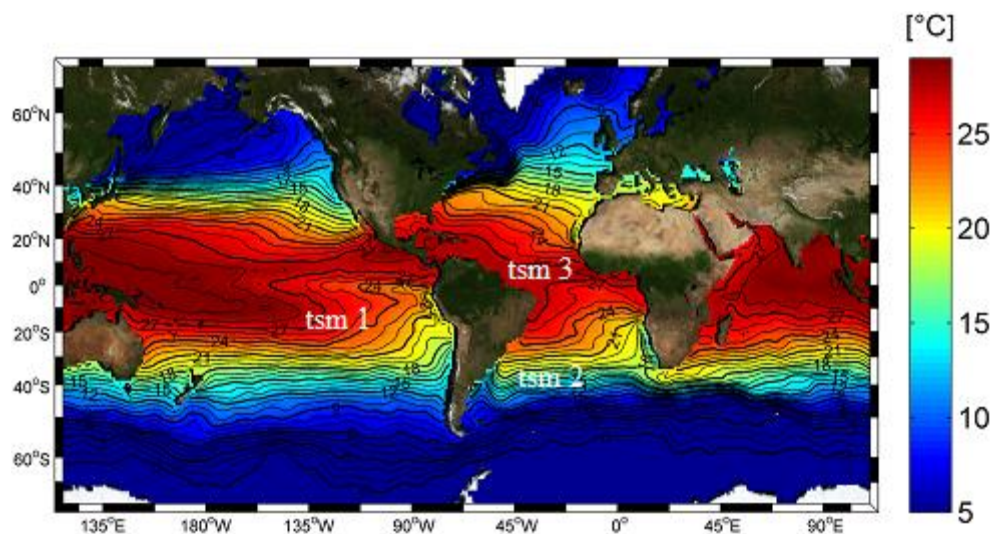


Figura 9. Mapa de distribuição da Temperatura de superfície do mar. Fonte: (World Ocean Atlas, 2005).

Procedeu-se a análise exploratória dos dados da região Mossoroense, cor verde da figura 3, que corresponde a 25 municípios do Estado (IDEMA/CESE), assim como ARAÚJO FILHO et al(2005) procedeu em estudo do comportamento de precipitação do estado e estudo de índices de secas. Em seguida realizaram-se as seguintes análises estatísticas multivariadas para observar o comportamento de ambos os conjuntos de dados, através de Análise de Agrupamento, Análise de Discriminante e Análise Canônica.

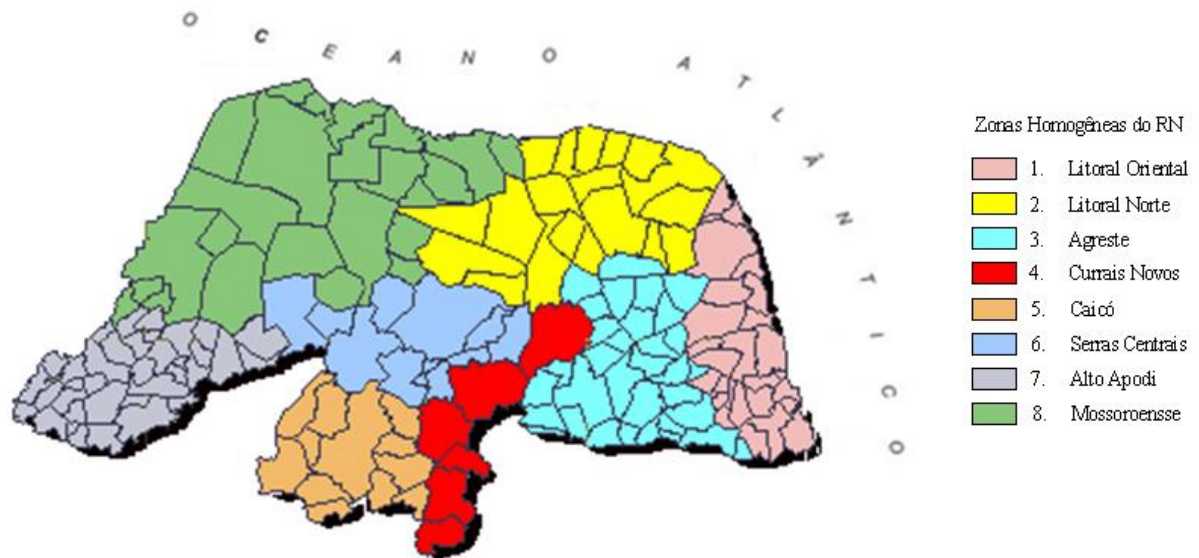


Figura 3. Mapa do estado do Rio Grande do Norte dividido em Regiões Homogêneas, Região Mossoroense na cor verde.

Através da análise de agrupamento propomos investigar, inicialmente, os dois conjuntos de variáveis, um atmosférico e outro oceânico, utilizando a função de ligação completa (JOHNSON & WICHERN, 1998), que leva em consideração a máxima distância entre grupos com base em seus “centróides” – centro de gravidade da massa de dados. E obtém-se o dendograma em que poderemos observar a formação de grupos.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A região Mossoroense apresentou no período (1970 a 2006) uma normal para temperatura máxima de 33,6 °C, temperatura mínima de 22,9°C, precipitação acumulada de 767 mm e umidade relativa 68,9%. As distribuições anuais das variáveis estudadas estão nos gráficos abaixo, vale salientar que nessa região as chuvas se iniciam geralmente pelo fim do mês de janeiro podendo chegar até junho, acontecendo com maior intensidade entre os meses de março e maio. Segundo (MAGALHÃES, 1988), a ocorrência de chuvas na Região Nordeste está relacionada à penetração de frentes frias antárticas no Sul do Nordeste chegam no máximo a Paraíba e sul do RN em ano adverso, não interferindo na microrregião Mossoroense ou às frentes atlânticas de sudeste nas áreas costeiras, e à zona de convergência inter-tropical (ZCIT) na parte norte da região.

A análise do comportamento interanual da precipitação acumulada, no período entre os anos de 1973 e 1975 houve precipitação muito acima da normal isso pode estar associado a padrões da circulação atmosférica local quanto remotos, entre os quais podemos citar as anomalias na circulação atmosférica tropical, advindos das variações da temperatura da superfície do mar, uma vez que este período apresentou dois eventos La Niña (73/75). Entretanto a maior precipitação ocorreu em 1985, chegando a mais de 1900mm, e neste ano não aconteceu nenhum evento de El Niño ou La Niña, sugerindo que outros fatores influenciaram esta alta precipitação. Os anos de menor precipitação, na qual foram muito menor que a normal, foram os anos de 1983, 1993 e 1998 que corresponde também a anos de El Niño indicando que este fenômeno influencia no regime de precipitação da região, por outro lado o ano de 2001 também de baixa precipitação não houve El Niño, sugerindo que outros fatores influenciaram esta baixa precipitação. Na tabela 1 são mostrados os anos de ocorrência de El Niño e La Niña.

Tabela 1. Eventos de El Niño e La Niña que ocorreram entre 1970 a 2006, FONTE: Climate Prediction Center da NOAA, EUA

El Niño	La Niña
1972-73	1970-71
1982-83	1973-74
1986-87	1975-76
1991-94	1988-89
1997-98	1998-99
2002-03	1999-00

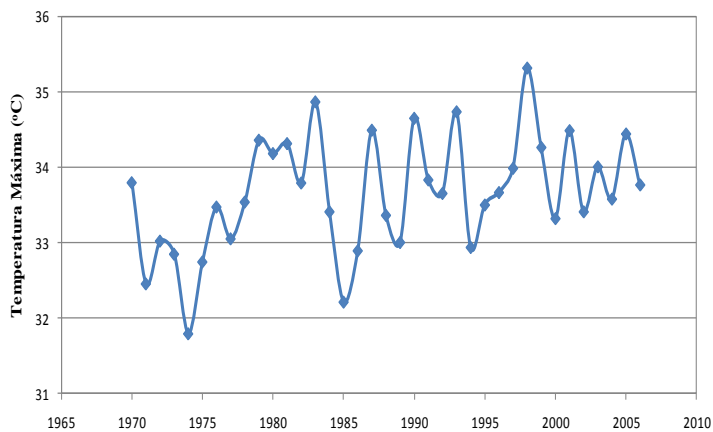


Figura 4. Comportamento anual médio da temperatura máxima para a região Mossoroense (1970 a 2006).

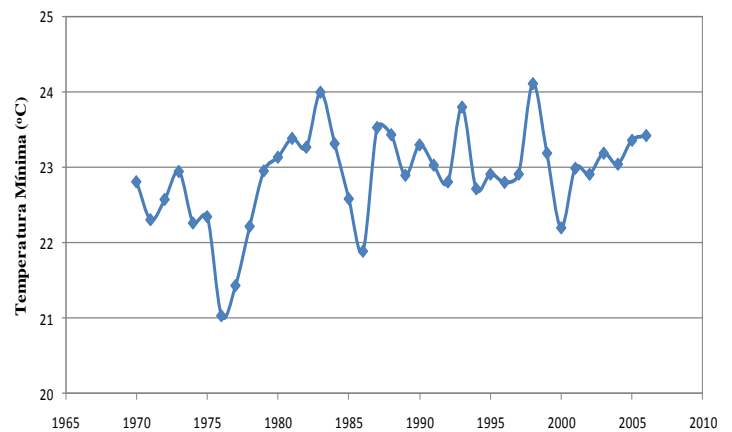


Figura 5. Comportamento anual médio da temperatura mínima para a região Mossoroense (1970 a 2006).

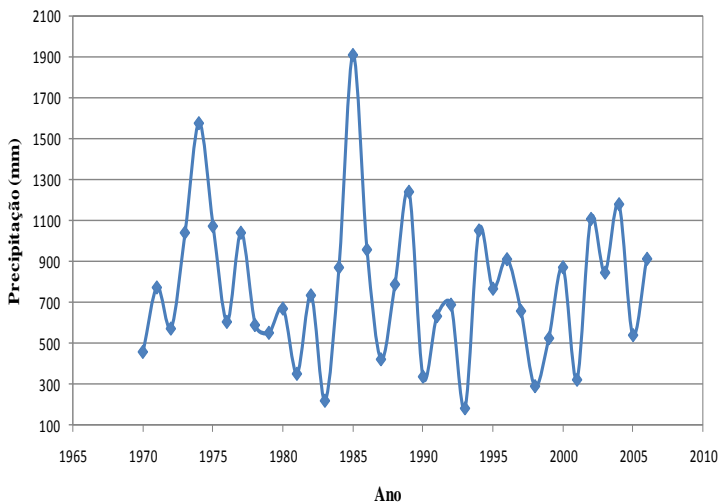


Figura 6. Comportamento anual da precipitação para a região Mossoroense (1970 a 2006).

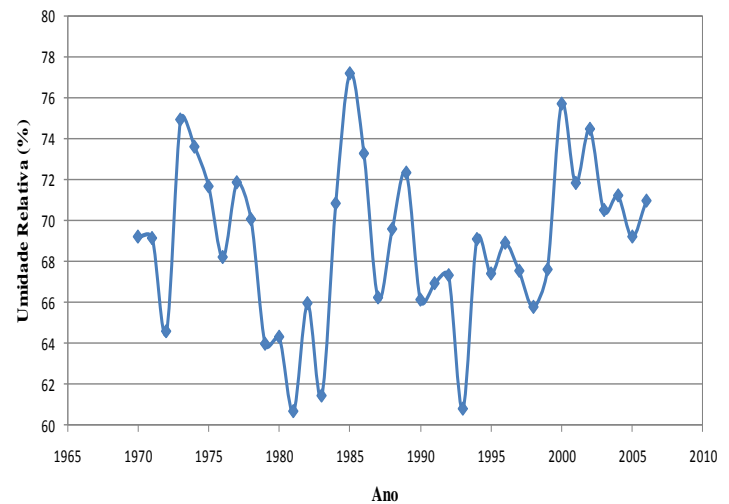


Figura 7. Comportamento anual médio da umidade relativa para a região Mossoroense (1970 a 2006).

Na Figura 8, pode-se observar similaridade entre as variáveis: TSM2, TSM3, juntamente com Tmin, TSM1 e Tmax, isso provavelmente se deva ao fato de que todas essas variáveis tenham a mesma unidade e a região esteja próximo ao Oceano Atlântico, e este ao Oceano Pacífico. O grupo de temperaturas indica a dependência entre as temperaturas máxima e mínima, ambas ditadas pelo comportamento do aquecimento e resfriamento da superfície do oceano. Já as variáveis NDSCH, UR e principalmente Prec apresentaram alta dissimilaridade, nos permitindo dizer que formam grupos “isolados”. Enfatiza-se, ainda, a distinção entre o comportamento da precipitação e temperatura.

A precipitação se associa à disponibilidade de umidade no ar. Esta associação é observada no período chuvoso, o aquecimento do continente favorece a instabilidade. Assim, a umidade do ar ao ascender, pode condensar e formar nuvens. Uma vez que altas temperaturas nesta região tropical podem induzir a formação de convecção, caso haja umidade disponível (período chuvoso). Desta forma, a estação chuvosa é fortemente definida pelo padrão de umidade do ar nos baixos níveis da atmosfera. Pode haver intensa precipitação, na estação chuvosa, devido à associação entre a convergência de umidade e os sistemas frontais, e serem registradas temperaturas moderadas para o verão. Isto ocorre durante a atuação da ZCIT.

O grupo oceânico se distingue do atmosférico. A Figura 8 indica que estes grupos podem estar influenciando o padrão das temperaturas sobre o continente. O subgrupo TSM3 e TSM2 se justificam uma vez que sua gênese está ligada ao comportamento dos ventos alísios e das ondas oceânicas.

Observe a diferença entre a análise discriminante, onde há uma partição particular de interesse conhecida e previamente definida, e análise de conglomerados, onde partições são geradas pela própria gênese da análise. Assim, como a discriminação pode ser considerada uma forma discreta de regressão, a análise de agrupamento pode ser considerada uma forma discreta de escalonamento multidimensional, no seguinte sentido: técnicas de escalonamento geram conjuntos de valores escalares da matriz de dados sob a forma de pontos do espaço multidimensional, onde técnicas de agrupamentos geram conjuntos de valores discretos que aloca as observações dentro dos grupos (GREENACRE, 1984).

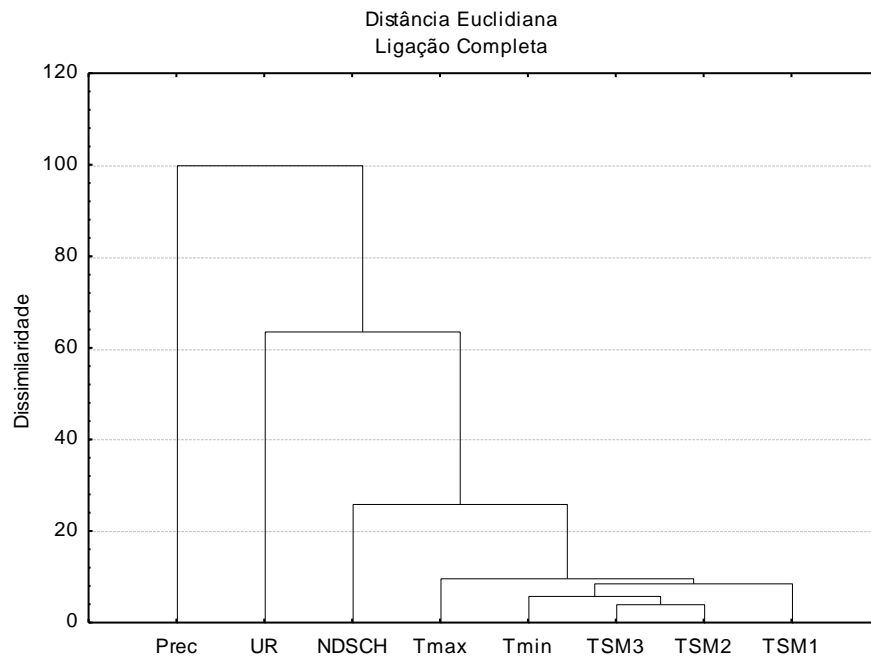


Figura 8. Dendrograma das variáveis mensuradas, utilizando a ligação completa.

Por fim aplicou-se a análise canônica proposta por (HOTELLING 1935,1936) baseado nas médias das anomalias, para verificar o grau de associação entre o conjuntos com variáveis oceânicas (TSM1, TSM2 e TSM3), e outro conjunto com variáveis atmosféricas(Tmax, Tmin, UR, Prec e NDSCH), na tabela 2 são mostrados todos os pares canônicos e suas respectivas correlações.

A partir da tabela 2 podemos dizer que os conjuntos não são independentes e que há associações entre os conjuntos que podem ser estabelecidas, principalmente entre os pares canônicos 1 e 2. Observa-se que altas precipitações (Prec) e número de dias sem chuva(NDSCH) são influenciados positivamente principalmente pela temperatura da superfície do mar do Oceano Atlântico Norte(TSM3) e negativamente pelo temperatura do

oceano Pacífico tropical do Niño3 (TSM1). E que a temperatura máxima (Tmax) é influenciada pela temperatura da superfície do mar do oceano Atlântico Sul (TSM2).

Tabela 2. Correlações canônicas e pares canônicos estimados entre os componentes primários (C1) e secundários (C2)

Conjunto	Variáveis	Pares Canônicos		
		1	2	3
C1	TSM1	-0,4922	0,1057	0,8641
	TSM2	0,3053	0,9473	0,0967
	TSM3	0,7774	-0,2624	0,5717
C2	Tmax	-0,2550	0,9187	0,2109
	Tmin	-0,0402	0,0698	0,5597
	UR	-0,2585	0,1028	-0,0801
	Prec	0,8902	0,1614	-0,3665
	NDSCH	0,9696	0,0866	0,0248
	R	0,9255	0,8626	0,3938
	Significância	< 0,0500	< 0,2200	< 0,8400

5 CONCLUSÃO

Há correlação entre as variáveis oceânicas e atmosféricas. Uma divisão entre período chuvoso e seco melhor discrimina a região.

Nota-se claramente a alta similaridade entre TSM2 e TSM3, juntamente com Tmin, TSM1 e Tmax, respectivamente. As variáveis NDSCH, UR e principalmente Prec apresentaram alta dissimilaridade, formando grupos “isolados”.

Apenas os dois primeiros pares canônicos tem significância e auxiliam na interpretação dos conjuntos de variáveis atmosféricas e oceânicas.

6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 3, p. 505-524, 1988.

ARAÚJO F., A. G., **Análise Espaço-Temporal do Regime de Chuvas e do Índice de Severidade de Seca de Palmer para o Estado do Rio Grande do Norte**. 56 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia - Fitotecnia) - Universidade Federal Rural do Semi-Árido, 2005.

COIMBRA, et al. **Correlações canônicas II** - análise do rendimento de grãos de feijão e seus componentes *Ciência Rural* [On-line] 2000, 30 (Marzo-Sin mes) : [Data de consulta: 12 / agosto / 2013] Disponível em:<http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=33113557005>

DELECLUSE, P. et al. On the connection between the 1984 Atlantic warm event and the 1982–1983 ENSO. **Tellus A**, v. 46, n. 4, p. 448-464, 1994.

GREENACRE, Michael J. **Theory and applications of correspondence analysis**. 1984.

HOTELLING, H. Relations between two sets of variates. **Biometrika**, v.28, p. 321-377, 1936.

HOTELLING, H. The most predictable criterion. **Journal of Educational Psychology**, v.26, p.139-142, 1935.

JOHNSON, R. A., WICHERN, D. W., **Applied multivariate statistical analysis**. Prentice Hall, New Jersey. 1998.

KAYANO, et al. Tropical circulations and the associated rainfall anomalies during two contrasting years. **Journal of Climatology**, v. 8, n. 5, p. 477-488, 1988.

KOUSKY, et al. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. **Journal of Climate**, v. 7, n. 7, p. 1131-1143, 1994.

KOUSKY, V. E.; CAVALCANTI, I. F. A. Eventos Oscilação Sul-El Niño: características, evolução e anomalias de precipitação. **Ciência e Cultura**, v. 36, n. 11, p. 1888-1899, 1984.

LIMEIRA, R. C. et al. Tendência das chuvas no Estado da Paraíba, 2012. **Hispeci & Lema** On Line, ano 3, n.3, nov. 2012

LÚCIO, P. S. et al. Caracterização de séries climatológicas pontuais via análise canônica de correspondência. estudo de caso: Belo Horizonte–MG (Brasil). **Brazilian Journal of Geophysics**, Vol. 17(2,3), 1999.

MAGALHÃES, Antonio R. et al. **The effects of climatic variations on agriculture in northeast Brazil**. Kluwer Academic Publishers, 1988.

MARENGO, J. A.; UVO, C. B. Variabilidade e mudança climática no Brasil e América do Sul. **Climanálises, out, 1996.**

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 12, p. 2653-2675, 1981.

NOBRE, C. A.. et al. Dry season micrometeorology of central Amazonian ranchland. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 118, n. 508, p. 1083-1099, 1992.

NOBRE, P. Variabilidade climática sobre o Atlântico Tropical. Parte II: Estudo de casos. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**. 1994. p. 10-14.

PEZZI, L. P; et al. Desempenho e previsões de um modelo regional estatístico para a Região Sul do Brasil. **Brazilian Journal of Geophysics**, v. 18, n. 2, p. 129-146, 2000.

PHILANDER, S. G. **El Niño, La Niña, and the southern oscillation**. San Diego: Academic press, 1990.

RAO, V. B. et al. On the Role of the Coastal Wind in the Interannual Variations of Rainfall over Eastern Northeast Brazil. **TOGA Notes**, p. 12-16, 1992.

RIGÃO, et al. Correlação canônica entre caracteres de tubérculos para seleção precoce de clones de batata : **Ciência Rural**, Santa Maria, v.39, n.8, p.2347-2353, nov, 2009.

VAREJÃO-SILVA. **Metrologia e Climatologia**: Versão digital 2 Recife, 2006.