

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOLOGIA MARINHA

***Influência das mudanças climáticas em
geoindicadores na costa sul do Brasil***

VENISSE SCHOSSLER

Tese de Doutorado.

Volume I

Porto Alegre, outubro de 2016.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOLOGIA MARINHA

*Influência das mudanças climáticas em
geoindicadores na costa sul do Brasil*

VENISSE SCHOSSLER

ORIENTADOR:

Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões – Instituto de Geociências/UFRGS

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Jr – Instituto de Geociências/Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Miguel da Guia Albuquerque – Instituto Federal do Rio Grande do Sul/Rio Grande

Prof. Dr. Rafael da Rocha Ribeiro – Instituto de Geociências/ Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Tese de Doutorado apresentada como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Ciências.

Porto Alegre, outubro de 2016.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Schossler, Venisse

Influência das mudanças climáticas em geoindicadores na costa sul do Brasil . / Venisse Schossler. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016. [168 f.] il.

Tese (Doutorado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es):Jefferson Cardia Simões

1. Modo de variabilidade climática 2. Anomalias de precipitação 3. Sensoriamento remoto 4. Ambiente costeiro I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sibila F T Binotto

CRB 10/1743

Dedico aos meus três elementos: Chico, Fernando e Chiquinho.

*Hold on to the thread the currents will shift
Glide me towards you know something's left
And we're all allowed to dream of the next,
the next time we touch*

*You don't have to stray the oceans away
Waves roll in my thoughts hold tight the ring
The sea will rise
Please stand by the shore
I will be there once more*

***Oceans
Pearl Jam***

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Programa de Pós Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, em especial aos servidores Roberto e Leticia, que me apoiam desde o início do mestrado. Agradeço ao CNPq, pela bolsa de doutorado concedida ao longo dos quatro anos de doutorado.

Sou muito grata a meu orientador, professor Jefferson Cardia Simões, não só pela instrução científica, como pela amizade e suporte do Centro Polar e Climático, grupo ao qual pertenço com orgulho. Agradeço demais meus colegas de laboratório, em especial: Carina Petsch, Flávia Moraes, Franciele Schwanck e Maria Sotilli, pelas risadas e momentos de descontração, além da amizade.

Preciso falar da pessoa que mais me deu suporte nesse tempo todo, ao longo de todos meus anos de academia, primeiro como professor, depois como marido: Francisco Aquino. A luz do teu saber guia a todos que se permitem aprender, ouvir e amar a ciência climatológica. Estarei sempre sob essa luz contagiante! Amo você.

Agradeço com todas as forças a minha mãe, Celmira Joaquina Wielckens! Se existe alguém que é responsável comigo, por ter chegado até esse ponto profissional é ela. Me ajudou tanto, que nunca existirão palavras nem espaço para escrever tudo que ela fez. Mãe, esteja presente e sinta orgulho, pois essa tese também te pertence! Te amo muito também.

E, finalmente, agradeço as minhas duas fontes de energia: Fernando e Francisco. Se em algum momento pensei em desistir, a existência de vocês me fez seguir. Vocês me mantêm viva e alerta para esse mundo. Vocês me fazem acreditar que nada é em vão!

RESUMO

Esta tese investiga se eventos anômalos de precipitação pluviométrica (PP) na Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRGs) estão relacionados a modos de variabilidade climática e como essa relação pode afetar o ambiente costeiro. A PP e suas anomalias foram estatisticamente correlacionadas aos modos de variabilidade climática, o Modo Anular do Hemisfério Sul (SAM) e El Niño - Oscilação Sul (ENOS). O índice do ENOS utilizado foi o *Multivariate ENSO Index* (MEI) e do SAM foi o de Nan e Li (2003). Para o cálculo das anomalias de PP foram utilizados dados do satélite *Tropical Rainfall Measurement Mission*, entre 1998 e 2013. As correlações foram calculadas por meio de matrizes de classificação, e suas significâncias pelo teste-*t* de Student. A área de estudo foi dividida em costas sul ($33^{\circ}44'39'' - 32^{\circ}09'36''S$), central ($32^{\circ}09'36'' - 30^{\circ}10'12''S$) e norte ($30^{\circ}10'12'' - 29^{\circ}19'34''S$) e para cada uma delas foi escolhido um geoindicador (sangradouros ou lagunas), examinados em imagens de satélite. Comparou-se os geoindicadores em períodos de PP anormalmente positiva e negativa. Para destacar as variações nos geoindicadores foram utilizadas composições RGB 543 dos sensores *Thematic Mapper* (TM) e *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) do Landsat. Os resultados apontam para correlação negativa entre as anomalias de PP nas costas sul e central com o SAM e correlação positiva das anomalias de PP da costa sul com o MEI. A PP na costa norte não apresenta correlação com nenhum dos dois índices. Foram identificados 28 eventos anômalos de PP no período 1998-2013. Nas imagens de satélite todos geoindicadores apontaram para variações morfológicas e hídricas entre os períodos PP acima e abaixo da média, sendo a costa norte a que apresenta menor variação visível. A costa sul tem a menor média de PP e o maior número de eventos anômalos de PP, dos quais 67% eram de PP negativa. A maioria dos eventos são de PP negativa (78%) e podem estar relacionados simultaneamente ao SAM positivo e MEI negativo, ou somente ao MEI positivo. Todos eventos de PP positiva foram concomitantes ao MEI positivo. As costas sul e central mostram uma redução na PP média. Essa tendência pode estar relacionada as mudanças climáticas globais, pela intensificação do SAM positivo e de eventos El Niño e La Niña. As variações observadas nos geoindicadores (sangradouros ou lagunas) indicam que a redução na PP média resulta em menor volume de sedimentos transportados do pós praia para a zona de arrebentação e face praial, alterando o balanço sedimentar. As areias secas dos campos de dunas transportadas pelo vento podem assorear lagos e lagunas da área de estudo, desequilibrando o ecossistema.

Palavras-chave: Modos de variabilidade climática, anomalias de precipitação, sensoriamento remoto, ambiente costeiro.

ABSTRACT

This thesis investigates whether anomalous events of precipitation (PP) in the Coastal Plain of Rio Grande do Sul (RGSCP) are related to climate variability modes and how this relationship can affect the coastal environment. The PP and its anomalies were statistically correlated to climate variability modes, the Southern Annular Mode (SAM) and El Niño-Southern Oscillation (ENSO). The used ENSO index was the Multivariate ENSO Index (MEI) and SAM is the one defined by Nan and Li (2003). For the calculation of the PP anomalies, we used data from the Tropical Rainfall Measurement Mission satellite, from 1998 to 2013. Correlations were calculated using classification matrices, and their significance by the Student *t*-test. The study area was divided into south ($33^{\circ}44'39'' - 32^{\circ}09'36''S$), central ($32^{\circ}09'36'' - 30^{\circ}10'12''S$) and north ($30^{\circ}10'12'' - 29^{\circ}19'34''S$) coasts and for each one it was chosen a geoindicador (washouts or lagoons), examined on satellite images. This investigation compared the geoindicadores in positive and negative anomalous PP periods. To highlight variations in the geoindicadores, it was used the RGB 543 composition of the Thematic Mapper (TM) and Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) Landsat sensors. The results point to a negative correlation of the PP anomalies in the southern and central coasts with the SAM and a positive correlation of PP anomalies in the south coast with the MEI. The north coast PP is not correlated with any of the two indexes. Twenty-eight anomalous PP events were found in the 1988–2013 period. In satellite images, all geoindicadores pointed to morphological and hydrological variations between periods of PP above and below the mean, the northern coast has the least visible variations. The south coast has the lowest mean PP and the largest number of anomalous events, of which 67% were negative PP. The majority of events are negative PP (78%), they could be simultaneously connected to a positive SAM and a negative MEI, or only to a positive MEI. All positive PP events were concomitant to a positive MEI. The central and southern coasts show a decrease in the mean PP. This trend may be related to global climate change, by the intensification of the positive SAM and of El Niño and La Niña events. The variations observed in geoindicadores (washouts or lagoons) indicate that the reduction in the mean PP results in lower volume of sediments transported from the backshore to the surf zone and the shoreface, changing the sedimentary balance. The dry sands from the wind-transported dune fields could silt up lakes and lagoons of the study area, unbalancing the ecosystem.

Key-words: Climate variability mode, precipitation anomalies, remote sensing, coastal environment.

SUMÁRIO

1	Introdução	13
1.1	Considerações iniciais	13
1.2	Relação entre precipitação e modos de variabilidade climática	14
1.2.1	Precipitação (PP)	15
1.2.2	Variabilidade climática	17
1.2.2.1	Variabilidade intrasazonal	18
1.2.2.1	Variabilidade interanual	19
	<i>El Niño – Oscilação Sul (ENOS)</i>	20
	<i>Modo Anular do Hemisfério Sul (SAM)</i>	26
1.2.2.3	Variabilidade decenal e Multidecenal	28
1.2.3	Variabilidade climática e precipitação	32
1.3	Objetivos	34
1.4	Estrutura da tese	34
2	Variabilidade climática e regiões costeiras	36
2.1	Variabilidade climática e morfologia costeira	37
2.1.1	Impactos na morfologia costeira	39
2.1.1.1	Impactos hidrológicos terrestre.....	39
	<i>Flutuações no nível dos lagos e lagoas costeiras</i>	39
	<i>Vazão de água e produção sedimentar</i>	39
2.1.1.2	Impactos geomorfológicos terrestres	42
	<i>Estiagem, poeira e dunas</i>	42
	<i>Intemperismo e sedimentação química</i>	42
2.1.1.3	Impactos costeiros e marinhos	43
	<i>Recifes de corais</i>	43
	<i>Erosão costeira</i>	43
2.1.1.4	Impactos da variabilidade climática na costa brasileira	46
2.1.2	Variabilidade climática e proteção de zonas costeiras	48
2.2	Geindicadores e variabilidade climática	52
	<i>Geindicadores costeiros e variabilidade climática</i>	53
3	Área de estudo	55
3.1	Características físicas da PCRGS	55
3.2	Clima da PCRGS	58
3.3	Sangradouros e lagoas costeiras na PCRGS	60
4	Metodologia	63
4.1	Dados de precipitação	63
4.1.1	Dados de precipitação da Agencia Nacional de Águas	63
4.1.2	Dados do TRMM	64
4.1.2.1	Organização dos dados TRMM	66
4.2	Índice SAM	67

4.3 ENOS (El Niño-Oscilação Sul)	67
4.4 Análise dos dados	68
4.4.1 Estatística descritiva	68
4.4.2 Análise Multivariada de Dados	68
4.5 Geoindicadores	74
4.6 Satélites da série Landsat	75
4.6.1 Seleção das imagens Landsat	76
4.6.2 Processamento das imagens Landsat	76
5 Resultados.....	78
5.1 A Influência do Modo Anular do Hemisfério Sul e do ENOS nas anomalias de precipitação no Parque Nacional da Lagoa do Peixe, Região Costeira do Sul do Brasil	78
5.2 Precipitation anomalies in the Brazilian southern coast related to the SAM and ENSO climate variability modes	101
5.3 Anomalous precipitation patterns associated with variations in the SAM and the ENSO observed in geoindicators on the South coast of Brazil	119
6 Conclusões	147
7 Referências	151
ANEXO 1 E-mail de submissão e carta de recebimento do artigo “A Influência do Modo Anular do Hemisfério Sul e do ENOS nas anomalias de precipitação no Parque Nacional da Lagoa do Peixe, Região Costeira do Sul do Brasil” para para revista Geociências da UNESP	166
ANEXO 2 E-mail de submissão do artigo “Precipitation anomalies in the Brazilian southern coast related to the SAM and ENSO climate variability modes” para revista Theoretical and Applied Climatology.....	168
ANEXO 3 E-mail de submissão do artigo “Anomalous precipitation patterns associated with variations in the SAM and the ENSO observed in geoindicators on the South coast of Brazil” para a revista Earth Surface Process and Landforms	169

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Representação da Oscilação Madden e Julian	19
Figura 2 - Perfil da Circulação de Walker ao longo do equador	21
Figura 3 - Localização das diferentes regiões do ENOS no Pacífico	23
Figura 4 - Série do índice Multivariate ENSO Index (1950–2016)	23
Figura 5 - Altura geopotencial padrão do SAM e anomalias de temperatura	27
Figura 6 - Gráfico apresentando as variações do índice SAM e sua tendência positiva entre 1955–2015.....	28
Figura 7 - Centros de pressão durante a Oscilação Decenal do Pacífico.....	29
Figura 8 - Gráfico apresentando as fases quentes e frias do ODP, entre os anos de 1900–2000	31
Figura 9 - Locais em que o volume de chuva é relacionado ao ENOS e locais não relacionados ao ENOS	41
Figura 10 - Comparação entre as anomalias de vazão global e áreas influenciadas pelo ENOS	41
Figura 11 - Perfis demonstrando a erosão nas falésias de Baía Monterey, Califórnia.....	45
Figura 12 - Mapa da área de estudo de Storlazzi <i>et al.</i> (2000) com as diferenças entre os eventos EN em uma residência a beira-mar em via Gaivota, sul da Califórnia.....	50
Figura 13 - Distribuição das estruturas de proteção de linha de costa em 4 condados da Califórnia.....	51
Figura 14 - Localização da área de estudo	55
Figura 15 - Divisão da Província Costeira do Rio Grande do Sul, adaptado de Villwock (1984)	56
Figura 16 Malha de dados do satélite <i>Tropical Rainfall Measurement Mission</i> (TRMM) plotados sobre a Planície Costeira do Rio Grande do Sul	65
Figura 17 – Distribuição dos dados de precipitação de acordo com os setores utilizados: costas sul, central e norte	66
Figura 18 – Fluxograma apresentando as etapas de trabalho na geração de estatística descritiva, com produtos resultantes utilizados em todas etapas da tese	68

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Episódios quentes e frios do ENOS no século XX	25
Tabela 2 - Impactos na geomorfologia costeira originados por oscilações climáticas	38
Tabela 3 - Parâmetros estatísticos de descarga de água na laguna dos Patos	39
Tabela 4 - Características dos sensores de precipitação do TRMM	65
Tabela 5 - Matriz de classificação entre as anomalias de precipitação da PCRGS e o índice SAM em valores absolutos	72
Tabela 6 - Matriz de classificação entre as anomalias de precipitação da PCRGS e o índice MEI em valores absolutos	72
Tabela 7 - Matriz de classificação entre as anomalias de precipitação da costa sul e o índice SAM em valores absolutos	72
Tabela 8 - Matriz de classificação entre as anomalias de precipitação da costa sul e o índice MEI em valores absolutos	73
Tabela 9 - Matriz de classificação entre as anomalias de precipitação da costa central e o índice SAM em valores absolutos	73
Tabela 10 - Matriz de classificação entre as anomalias de precipitação da costa central e o índice MEI em valores absolutos	73
Tabela 11 - Matriz de classificação entre as anomalias de precipitação da costa norte e o índice SAM em valores absolutos	73
Tabela 12 - Matriz de classificação entre as anomalias de precipitação da costa norte e o índice MEI em valores absolutos	73

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ATN	Atlântico Norte
ATS	Atlântico Tropical Sul
ATSMs	Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar
EN	El Niño
ENOS	El Niño – Oscilação Sul
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
IOS	Índice Oscilação Sul
IPCC	Painel Intergovernamental de Mudanças do Clima
LN	La Niña
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration,</i>
NMM	Nível Médio do Mar
OA	Oscilação Antártica
OAN	Oscilação do Atlântico Norte
ODP	Oscilação Decenal do Pacífico
OIP	Oscilação Interdecenal do Pacífico
OMA	Oscilação Multidecenal do Atlântico
OMJ	Oscilação Madden e Julian
OS	Oscilação Sul
PCRGs	Planície Costeira do Rio Grande do Sul
PD	Padrão Dipolo
PNM	Pressão ao Nível do Mar
PP	Precipitação Pluviométrica
RS	Rio Grande do Sul
SAM	<i>Southern Annular Mode</i> (Modo Anular do Hemisfério Sul)
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UNFCCC	<i>United Nations Framework Convention on Climate Change</i> (Convenção-Quadro das Nações Unidas Sobre Mudanças do Clima)
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

1 Introdução

1.1 Considerações iniciais

O monitoramento de ambientes naturais requer ferramentas que possibilitem avaliar as variações ocorridas na natureza. O uso de indicadores ambientais possibilita quantificar as informações a respeito de fenômenos naturais e/ou a atividade antrópica sobre a superfície terrestre. Os indicadores permitem avaliações comparativas ao mesmo tempo que possibilitam identificar padrões temporais. Em 1992 a *Union of Geological Sciences*, por meio da *Commission on Geological Sciences for Environmental Planning* (COGEOENVIRONMENT), criou listas de indicadores geológicos (*e.g.* morfologia de canais, sedimentação, posição da linha de praia). Esses indicadores possibilitam o monitoramento ambiental no período de vida humano (<100 anos), facilitando a percepção da sociedade e governos a respeito das variações ocorridas na natureza em detrimento da ação antrópica. Esses indicadores ambientais também são conhecidos como geoindicadores. Berger (1997) descreve geoindicadores como medidores de alta resolução das mudanças na superfície e sub superfície terrestre. A interpretação das variações ocorridas em um geoindicador associada a parâmetros hidrológicos, possibilita compreender melhor as mudanças ambientais (Rasch *et al.*, 1996).

Um dos parâmetros hidrológicos mais utilizados é a precipitação pluviométrica (PP). A PP é a forma como a umidade se manifesta no clima (Christopherson, 2012). A distribuição da PP é condicionada por fatores geográficos ainda que a circulação atmosférica e circulação oceânica sejam fundamentais. As estimativas dos volumes de PP nem sempre são precisas, devido a diversos fatores naturais. Além disso, é fácil entender a baixa distribuição de pluviômetros se considerarmos que mais de 2/3 da Terra é coberto por água. O sensoriamento remoto vem a contribuir com a melhora das estimativas de PP, pois monitora todas as áreas do globo, incluindo os oceanos. O primeiro radar para medir PP e cobertura de nuvens foi o *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), lançado em dezembro de 1997. O objetivo do TRMM é medir a PP e a troca de energia entre as regiões tropicais e subtropicais ao redor do mundo (Kummerow *et al.*, 1998). O TRMM é uma boa alternativa para o estudo da PP sobre o território brasileiro, uma vez que sua alta malha de dados preenche as lacunas existentes entre os pluviômetros.

De acordo com Viana (2009), a PP no sul do Brasil varia, em parte, de acordo com o relevo a ela associada. Diversos estudos abordaram a PP no sul do Brasil, porém são raros aqueles relacionados ao relevo. A Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRGS) é uma extensa faixa litorânea de 615 km de extensão, que abriga diversos ecossistemas e feições tipicamente costeiras. Viana (2009) descreveu os contrastes existente entre as altas precipitações na costa norte do estado do Paraná (bordeado pelo planalto) e as mais baixas médias de PP do sul do Brasil na costa sul da PCRGS. As variações na PP no sul do Brasil são também associadas na literatura aos modos de variabilidade climática como o El Niño – Oscilação Sul (ENOS) e o Modo Anular do Hemisfério Sul (*Southern Annular Mode* - SAM), porém até o momento nenhum estudo contempla a relação do ENOS ou do SAM a um compartimento geomorfológico específico.

As intensificações dos modos de variabilidade climática, em virtude das mudanças climáticas, também alteram os padrões de distribuição globais e locais de PP. Mudanças na distribuição da PP em regiões litorâneas podem intensificar processos erosivos, reduzir a vegetação natural e mudar o balanço sedimentar provocando desequilíbrio ambiental.

1.2 Relação entre precipitação e modos de variabilidade climática

Os extremos climáticos são a chave das mudanças climáticas (IPCC, 2001). Eventos extremos de PP, como secas e enchentes, tem um grande impacto na vida humana (Dai *et al.*, 1997). Estima-se que as mudanças climáticas alterem os padrões de variabilidade da PP globalmente.

Muitas dos impactos socioambientais provocados pela atividade humana são agravados por eventos extremos de PP. Por exemplo, a associação entre a ocupação de áreas de risco, desmatamento das encostas e eventos de PP acima da média podem provocar o deslizamento de encostas, causando perdas de vidas e danos materiais. As mudanças na PP possuem implicações no ciclo hidrológico, provocando enchentes e secas ainda mais severas e frequentes.

Haylock *et al.* (2005) afirmam que um dos mais importantes questionamentos a respeito dos eventos extremos é se eles estão aumentando em quantidade e intensidade. De acordo com Marengo *et al.* (2003) para tornar possível determinar se a variabilidade

dos eventos extremos de PP está mudando, é necessário observar as mudanças nos parâmetros estatísticos.

Diversos estudos estatísticos têm apontado para a associação entre os eventos extremos de PP e eventos climáticos (*e.g.*, Grimm *et al.*, 1998, 2000; Silvestri e Vera, 2003; Reboita *et al.*, 2009). Esses eventos climáticos são associados a intensificação dos modos de variabilidade climática natural do planeta, provocados pelas mudanças climáticas, como, por exemplo, o aumento de emissões de gases efeito estufa na atmosfera e redução do ozônio estratosférico (Thompson e Wallace, 2000).

Nesta seção serão descritos os aspectos mais importantes da PP, dos modos de variabilidade climática e os estudos prévios da relação entre a PP e os modos de variabilidade ENOS e SAM.

1.2.1 Precipitação Pluviométrica (PP)

A PP está condicionada a circulação geral da atmosfera, ativada pelas diferenças de radiação que a superfície terrestre recebe em suas heterogêneas latitudes e posicionamento na órbita. Assim como as características astronômicas, as características da superfície também influenciarão nos diferentes regimes de PP.

Usualmente para descrevermos o comportamento da PP, calculamos a Normal Climatológica, que utiliza como padrão dados de 30 em 30 anos, sucessivamente. O desvio padrão de PP é utilizado para o cálculo das anomalias de PP. Essas anomalias possibilitam determinar quando ocorreram eventos extremos. Os valores extremos de PP são fenômenos eventuais e usualmente causam danos socioeconômicos. A variabilidade desse parâmetro climatológico assume fundamental importância, uma vez que o estado médio do clima não prevê situações de risco.

A PP possui diversas origens, o relevo condiciona o clima e essa precipitação por de três atributos: a posição, orientação e declividade das vertentes (Ayoade, 2002; Mendonça e Danni-Oliveira, 2007). A posição e orientação das vertentes determinam a quantidade de calor e umidade adjacente ao relevo. A declividade da vertente ao longo de um ano, mudará o ângulo de incidência da radiação solar, influenciando o clima sazonalmente. Todos esses fatores, somados a altitude, podem influenciar a PP, dependendo da direção dos ventos que transportam a umidade. Barry e Chorley (2012) afirmam que uma barreira

orográfica pode provocar diversos efeitos na atmosfera, em relação a seu alinhamento e tamanho:

“...(1) ascensão forçada em uma encosta suave, produzindo resfriamento adiabático, condensação e precipitação; (2) desencadeamento de instabilidade condicional ou convectiva, bloqueando fluxo de ar e ascendência a montante; (3) desencadeamento de convecção pelo aquecimento diurno das encostas e ventos ascendentes; (4) precipitação de nuvens baixas sobre as montanhas, pela “semeadura” de cristais de gelo ou gotículas de uma nuvem alimentadora mais elevada; e (5) maior precipitação frontal, pelo retardamento do movimento de sistemas ciclônicos e frentes.” (Barry e Chorley, 2012, p. 131-132)

Em climas subtropicais, a PP ciclônica de inverno se intensifica com a orografia, ao passo que o incremento da condensação no verão em regiões continentais, induz ao aumento de pancadas de chuva.

A PP ciclônica possui diversas características, dependendo das condições do sistema de baixa pressão de origem. Porém, o mecanismo geral de formação da PP ciclônica é a convergência horizontal de correntes de ar em baixa pressão. Em latitudes médias esse processo é intensificado pela ascensão de ar quente e menos denso ao longo da borda de uma massa de ar (Barry e Chorley, 2012).

Já a PP convectiva ocorre em associação à formação de nuvens cumulus *congestus* e cumulonimbus. São três subcategorias diferenciadas pelo seu arranjo espacial: (a) células convectivas dispersas geram pancadas rápidas de chuva que atingem áreas pequenas (20 a 50 km²); (b) o choque entre um ar frio e úmido e uma superfície quente geram pancadas de chuva esparsas em faixas paralelas a direção do vento; e (c) cumulonimbus geradas em ciclones tropicais, originam chuvas fortes e duradouras em milhares de quilômetros quadrados (Barry e Chorley, 2012).

1.2.2 Variabilidade climática

Apesar de possuírem conceitos parecidos, variabilidade climática e mudanças climáticas não são a mesma coisa. Esta distinção é definida pela Convenção-Quadro das Nações Unidas Sobre Mudanças do Clima (United Nations Framework Convention on Climate Change - UNFCCC) como:

“Mudanças é uma alteração no clima que é atribuída diretamente ou indiretamente a atividade humana, que modifica a composição da atmosfera e que se soma à variabilidade climática natural observada ao longo de escalas de tempo observáveis.” (*In Barry e Chorley, 2012, p.430*).

De acordo com Wallace e Hobbs (2006), a variabilidade climática se refere as variações de longo prazo ou flutuações no estado médio do clima. No Painel Intergovernamental de Mudanças do Clima (IPCC, 2001), são descritas como “flutuações no estado médio de elementos climáticos em todas escalas espaciais e temporais, além de eventos climáticos individuais”. A variabilidade climática é responsável por oscilações nos processos internos naturais do sistema climático, nas forçantes climáticas naturais ou antropogênicas (Barry e Chorley, 2012).

É possível compreender então que a variabilidade climática expressa as anomalias de variáveis como a PP, por exemplo, e essas anomalias podem estar sendo induzidas por anomalias nos modos de variabilidade climática, como é o caso do ENOS. Por sua vez, as mudanças climáticas de causa antropogênica, como o aquecimento global, provocam anomalias nos modos de variabilidade climática, e esses provocam anomalias na PP, nos ventos, ciclones, etc. (NOAA, 2014). Estudos recentes indicam a existência de uma miríade de modos de variabilidade climática, oriundos de um vasto conjunto de dados, que reunidos elucidam a descrição de cada um deles. Cada um desses modos de variabilidade possui uma série espaço-temporal de ocorrência, divididas em: variabilidade intrasazonal, interanual, decenal, multidecenal e de mesoescala (Cavalcanti *et al.*, 2009).

A variabilidade intrasazonal denota variações mensais sobre a variabilidade média sazonal, ocorrendo na mesma estação. Por exemplo, a distinção entre aquecimento

anormal em janeiro e frio anormal em fevereiro. A variabilidade interanual ocorre de ano para ano, nas médias anuais ou sazonais, como a comparação entre médias de temperaturas observadas de um inverno para o outro. Por último, as variabilidades chamadas de decenais ou seculares, que correspondem a variações que ocorrem de década para década, ou de século para século (Wallace e Hobbs, 2006).

Nesta tese serão descritas com maiores detalhes as variabilidades intrasazonal, interanual e decenal, em virtude da escala de tempo em que ocorrem as mudanças na morfologia costeira capazes de serem monitoradas em geoindicadores. Ainda, serão descritos os dois modos de variabilidade utilizados nesta tese, que são os de maior expressão na América do Sul (AS): o ENOS e o SAM.

1.2.2.1 Variabilidade intrasazonal

A variabilidade intrasazonal é a de baixa frequência dos movimentos atmosféricos de grande escala. Baixa frequência é aqui definida por períodos entre 10 e 100 dias. Dois fenômenos bastante complexos, em escala espacial e temporal, são recorrentes: (1) bloqueios atmosféricos e vários padrões regionais de teleconexão e; (2) ondas com picos espectrais extensivos, bem definidos, em frequências progressivas ou estacionárias no espaço. A mais conhecida oscilação na banda intrasazonal é a Oscilação de Madden e Julian (OMJ) (Ferraz, 2004).

A OMJ foi identificada na década de 1970, e é caracterizada por uma célula de circulação zonal direta no plano equatorial, que se propaga para leste em 30 – 60 dias. Esta oscilação intrasazonal equatorial é determinante na distribuição anômala de PP nos trópicos e subtropicais, exercendo influência sobre o sistema de monções das Américas e na variabilidade do clima em escala subsazonal (*i.e.*, Zona de Convergência do Atlântico Sul). Ainda, existe a possibilidade da OMJ exercer alguma influência em episódios El Niño (Kayano *et al.*, 2009).

Madden e Julian (1971) descreveram que a propagação para leste de uma célula de circulação zonal, resultava em oscilações climáticas. Analisando a figura 1, é possível observar o lento acoplamento da OMJ com a convecção de cúmulo (cinza) no Hemisfério Leste (0° - 180°E), enquanto no Hemisfério Oeste (0° - 180°W) a propagação ocorre rapidamente pois não existe acoplamento. A letra A na figura 1, representa a fase de baixa

pressão e a letra E é fase de alta pressão, as demais letras referem-se a fases intermediárias. As setas mostram a circulação leste-oeste com a convergência no interior e a divergência por fora das zonas de convecção na alta e baixa troposfera, respectivamente. As linhas onduladas azuis no topo representam a tropopausa e as de baixo, pontilhadas, as oscilações da Pressão ao Nível do Mar (PNM).

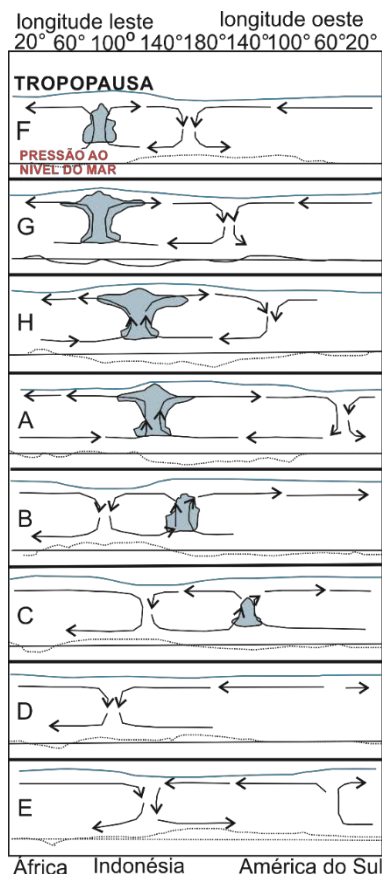


Figura 1 - Uma representação aproximada no plano equatorial da Oscilação Madden e Julian (1972). A situação exemplificada em cada caixa representa de 4 a 8 dias em relação ao quadro anterior. As nuvens desenhadas indicam regiões de alta convecção de umidade (adaptado de Lau e Waliser, 2012, p.7).

1.2.2.2 Variabilidade interanual

A variabilidade climática interanual contribui significativamente para anomalias de PP, que é um dos mais importantes parâmetros climáticos a ser estudado. Entre os modos de variabilidade, podemos enumerar a Oscilação Ártica (AO), Oscilação Antártica (AAO), também conhecida como SAM, e o El Niño - Oscilação Sul (ENOS), sendo os dois últimos os mais significativos para o presente estudo.

A Oscilação Ártica é uma oscilação no campo de pressão atmosférica entre a região polar e latitudes médias do Hemisfério Norte (HN). Na sua fase negativa, ocorrem pressões mais altas que o normal sobre a região polar, até aproximadamente 45° de

latitude norte. Sua fase positiva produz condições opostas, conduzindo tempestades oceânicas mais ao norte, umidade ao Alasca, Escócia e Escandinávia, porém acaba provocando secas mais ao sul do HN, como Califórnia e Espanha (Viles e Goudie, 2003). Da mesma forma, nas médias e altas latitudes do Hemisfério Sul (HS), ocorre a AAO ou SAM. O ENOS e o SAM serão descritos com mais detalhes a seguir.

El Niño-Oscilação Sul (ENOS)

Realizando correlações estatísticas de longo prazo, Walker (1923, 1926) e Walker e Bliss (1930, 1932, 1937) estabeleceram teleconexões climáticas entre diversas variáveis atmosféricas. A partir dessas relações definiram um regime oscilatório de grande escala. Este regime foi chamado de Oscilação Sul (OS), que se caracteriza pela diferença de PNM entre o Taiti e Darwin na Austrália (Figura 2). O índice da OS é chamado de Índice Oscilação Sul (*Southern Oscillation Index* - IOS) e possui duas fases extremas. Quando a IOS é positiva ocorre uma intensa alta pressão no sudeste do Pacífico e uma baixa pressão localizada sobre a ilha da Indonésia, caracterizada por ar ascendente e PP convectiva. Já a fase negativa do IOS é quando a baixa pressão sobre a Indonésia se desloca em direção a Linha Internacional de Datas (Barry e Chorley, 2012).

Bjerknes (1969) foi o primeiro a propor uma conexão entre o El Niño (EN) e a OS. O EN foi assim batizado há séculos atrás, por pescadores que notaram um aquecimento anormal nas águas superficiais do Pacífico leste na época do Natal, próximo às costas do Peru e Equador. Atualmente, o EN, fenômeno acoplado oceânico/atmosférico, é conhecido como o El Niño - Oscilação do Sul (ENOS) que inclui duas fases extremas. A fase quente do ENOS é EN, um intenso aquecimento na superfície do Pacífico tropical, durando mais de 5 meses. A fase fria é chamada de La Niña (LN), sendo caracterizada por um resfriamento na bacia do Pacífico tropical.

Quinn *et al.* (1978) criaram uma lista dos eventos EN (começando em 1726), associadas a uma categorização de suas intensidades: forte, moderado, fraco, muito fraco. O autor utilizou dados qualitativos sobre o fenômeno ao longo da costa da AS. Por algum tempo os estudos sobre o EN se mantiveram restritos a região tropical. A seguir surgiu um procedimento de avaliação dos eventos, elaborado pela Agência Japonesa de Meteorologia, apresentando períodos consistentes que acabaram ganhando respaldo da comunidade científica (Trenberth, 1997):

- Análise mensal da Temperatura Superficial do Mar (TSM), em grades de $2^\circ \times 2^\circ$.
- Cálculo mensal das anomalias médias para área $4^\circ\text{N} - 4^\circ\text{S}$ e $90^\circ - 150^\circ\text{W}$. Esta é a região essencial, conhecida como Niño 3.
- Encontrar períodos nos quais, por 5 meses seguidos, as médias mensais de anomalias da TSM na região Niño 3 fossem $0,5^\circ\text{C}$ maiores que nos últimos 6 meses consecutivos.

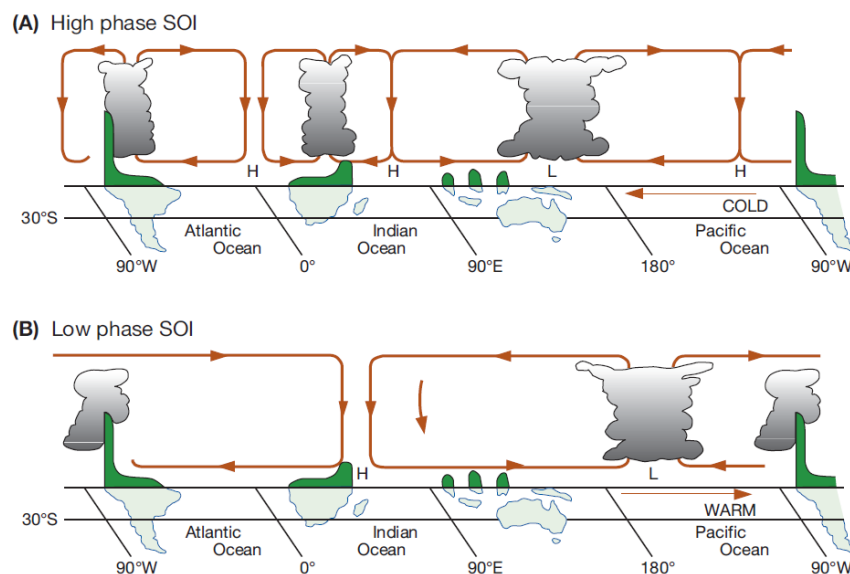


Figura 2 – Circulação de Walker em perfil ao longo do equador durante as fases positivas (A) e negativas (B) da Oscilação Sul. As fases positivas (negativas) representa padrão não ENOS (ENOS). Durante as fases positivas ocorre subsidência de ar e chuvas intensas sobre a bacia Amazônica, África Central e Indonésia e oeste do Pacífico. Na fase negativa (como por exemplo durante o El Niño de 1982-1983), o ramo Pacífico de ar ascendente é deslocado para leste da Linha Internacional de Datas e, em outras partes, a convecção é suprimida pela subsidência. Em verde a topografia exagerada da superfície adjacente (Fonte: Barry e Chorley, 2012, p.185).

Em eventos EN, a TSM do Oceano Pacífico Equatorial central e leste se apresentam acima da média, incrementando a convecção nessas regiões, enquanto no Pacífico oeste, a convecção e a PP diminuem, consequentemente havendo um resfriamento. Nos trópicos, as anomalias positivas de TSM aumentam a convecção em direção a atmosfera, fornecendo muita umidade, fazendo baixar a pressão na superfície. Com o aumento da convecção, aumenta o calor latente para a atmosfera, o que produz expansão da coluna atmosférica e divergências em altos níveis. A diminuição da TSM tropical produz anomalias opostas e pode, por meio de diversos mecanismos, perturbar a circulação

atmosférica em locais remotos, produzindo variações na PP, na temperatura e mesmo em TSM extratropicais (Trenberth, 1997). Esse sistema oscila entre quente e frio, em uma escala de 4 em 4 anos.

Atualmente existem diversos índices que quantificam a intensidade do ENOS. Um índice é uma escala numérica na qual os fatores individuais necessários para descrever um fenômeno complicado se resume a um único número, podendo ser monitorado comparativamente ao longo do tempo (NOAA, 2014). O mais antigo índice é o IOS que é a diferença entre as PNM entre o Taiti e Darwin. Esses índices podem ser medidos diariamente, ou semanalmente, porém o indicado é os medir mensalmente ou sazonalmente para reduzir erros no cálculo das médias e desvio padrão. Outros índices conhecidos são a Oscilação Equatorial Sul (média entre os PNM sobre a Indonésia e o Pacífico equatorial ocidental), e aquelas medidas pelas anomalias da TSM sobre diferentes regiões do Pacífico, como as das regiões Niño 4, Niño 3, Niño 3.4 e Niño 1+2 (Figura 3).

Há ainda um índice que considera seis diferentes variáveis em seu cálculo, o chamado *Multivariate ENSO Index* (MEI). Essas seis variáveis são: a PNM, componentes dos campos de vento zonal (U) e meridional (V), a TSM, a Temperatura da Superfície do Ar, e a cobertura parcial de nuvens. O MEI é calculado separadamente para cada mês e estação do ano. Após filtrados os campos individualmente em grupos, o MEI é calculado como uma Componente Principal (PC) não rotada da combinação de todos seis campos observados. Isto ocorre através da normalização da variância total de cada campo em primeiro lugar e, em seguida, pela realização e extração da primeira PC na matriz de covariância dos campos combinados. A fim de manter o MEI comparável, todos os valores sazonais são normalizados no que diz respeito a cada período, e também para o período de referência (1950–1993). Valores negativos do MEI representam a fase fria do ENOS, a LN, enquanto os valores positivos do MEI representam a fase quente do ENOS, o EN (Figura 4).

Sea surface temperature

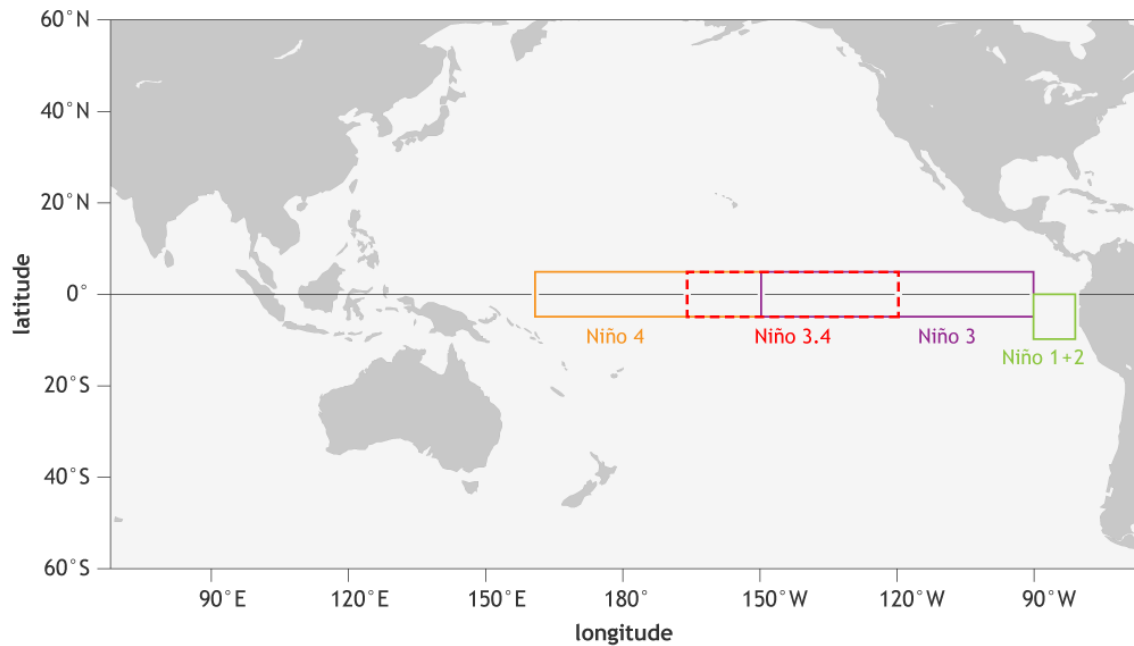


Figura 3 – Localização das diferentes regiões de medição do ENOS que utilizam as anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) como índice (Fonte: NOAA, 2014).

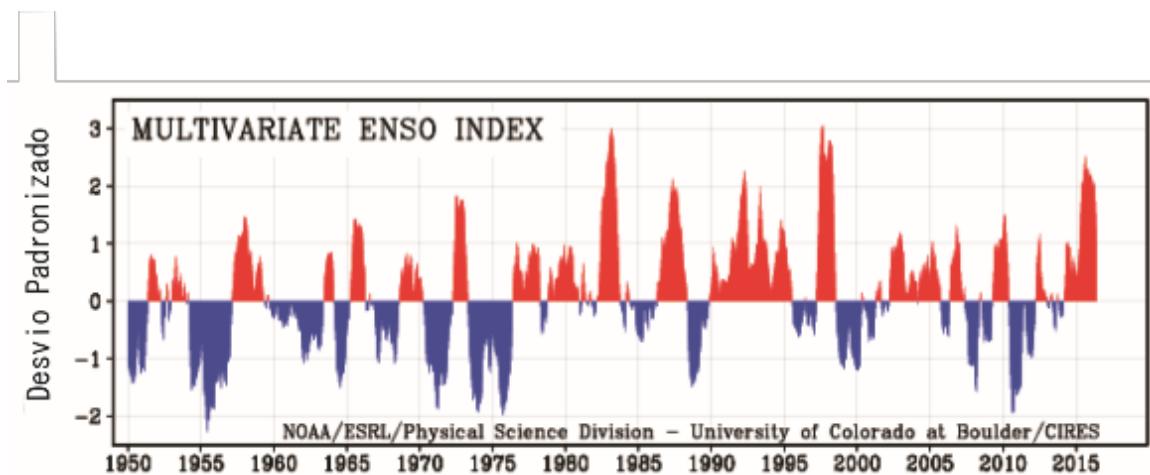


Figura 4 – Variações entre as fases quentes e frias do ENOS representadas pela série temporal 1950–2016 do *Multivariate ENSO Index* (MEI). Fonte: NOAA, 2016.

<http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>

As diferentes fases do ENOS implicam em diferentes impactos climáticos em todo planeta por teleconexões. Os impactos climáticos do ENOS são espacialmente e temporalmente complexos. Além disso, cada episódio de EN é distinto, e dependendo da localização geográfica e classificação climática, pode refletir em diferentes consequências, como as descritas por Viles e Goudie (2003):

- a) Tempestades deslocadas para leste, da Indonésia ao Pacífico Central, resultando em condições bastante secas sobre o norte da Austrália, Indonésia e Filipinas.
- b) Condições mais secas que os normais são observadas sobre sudoeste da África e norte do Brasil.
- c) Durante o verão do HN, as precipitações das monções indianas tendem a ser menos intensas que o normal, especialmente no noroeste.
- d) Condições mais úmidas que os normais são comuns ao longo da costa oeste da América do Sul e nas latitudes subtropicais da América do Norte (costa do Golfo do México) e América do Sul (sul do Brasil e Argentina Central).
- e) Durante o inverno norte-americano as temperaturas ficam um pouco mais altas que o normal no norte e centro e mais frias no sudeste e sudoeste.
- f) Eventos EN tendem a reprimir a formação de tempestades tropicais e furacões no Atlântico, porém aumentam o número de tempestades tropicais sobre o leste centro do Pacífico.

Importante ressaltar que durante episódios de LN, a tendência será sempre oposta ao de EN, como, por exemplo, condições mais úmidas sobre o sudoeste da África e norte do Brasil.

Os principais eventos ENOS no século XX estão listados na tabela 1. São 25 eventos quentes de diferentes intensidades, sendo o de 1997-1998 especialmente forte (Changnon, 2000). Entre as décadas de 1920 e 1940, os eventos EN parecem ter enfraquecido, porém desde a década de 1970 o comportamento parece ter mudado. O EN tem se apresentado com maior frequência e intensidade que o normal, enquanto a LN tem sido menos frequente e menos intensa.

Para Cai *et al.* (2015) o clima atual do Pacífico, que responde ao aquecimento atmosférico causado pelo aumento da emissão de gases efeito estufa, projeta desaceleração na célula de Walker, o que enfraquece as correntes no Pacífico, aumentando a ocorrência da propagação de anomalias de calor para o Pacífico leste, gerando eventos EN cada vez mais intensos. O aquecimento do Pacífico também induzirá ao aumento da PP nas regiões equatoriais. Também é esperado aumento na intensidade dos eventos LN, proporcional aos EN.

Tabela 1: Episódios quentes (El Niño) e frios (La Niña) durante o século XX no Oceano Pacífico.

ANO	EPISÓDIO	INTENSIDADE
1902 – 1903	Quente	Fraco
1903 – 1904	Frio	Forte
1905 – 1906	Quente	Forte
1906 – 1908	Frio	Forte
1909 – 1910	Frio	Forte
1911 – 1912	Quente	Forte
1913 – 1914	Quente	Moderado
1916 – 1918	Frio	Forte
1918 – 1919	Quente	Forte
1923	Quente	Moderado
1924 – 1925	Frio	Moderado
1925 – 1926	Quente	Forte
1928 – 1929	Frio	Fraco
1932	Quente	Moderado
1938 – 1939	Frio	Forte
1939 – 1941	Quente	Forte
1946 – 1947	Quente	Moderado
1949 – 1951	Frio	Forte
1951	Quente	Fraco
1953	Quente	Fraco
1954 – 1956	Frio	Forte
1957 – 1959	Quente	Forte
1963	Quente	Fraco
1964 – 1965	Frio	Moderado
1965 – 1966	Quente	Moderado
1968 – 1970	Quente	Moderado
1970 – 1971	Frio	Moderado
1972 – 1973	Quente	Forte
1973 – 1976	Frio	Forte
1976 – 1977	Quente	Fraco
1977 – 1978	Quente	Fraco
1979 – 1980	Quente	Fraco
1982 – 1983	Quente	Forte
1983 – 1984	Frio	Fraco
1984 – 1985	Frio	Fraco
1986 – 1988	Quente	Moderado
1988 – 1989	Frio	Forte
1990 – 1993	Quente	Forte
1994 – 1995	Quente	Moderado
1995 – 1996	Frio	Fraco
1997 – 1998	Quente	Forte
1998 – 1999	Frio	Forte

Fonte: Kousky e Bell (2000).

O ENOS intensifica e enfraquece a atividade ciclônica ao redor do mundo, devido a variações de intensidade e localização das monções e alterações e cisalhamentos verticais troposféricos.

Modo Anular do Hemisfério Sul (SAM)

Modos anulares são padrões de variabilidade climática de escala hemisférica. Porém, ao contrário do ENOS, que possui sua variabilidade relacionada as interações acopladas entre o oceano e a atmosfera, os modos anulares têm sua atividade restrita a dinâmica interna da atmosfera nas latitudes médias.

O Modo Anular do Hemisfério Sul (SAM), também conhecido como Oscilação Antártica, é definido como uma oscilação de larga escala entre as massas atmosféricas de alta e baixa pressões, entre as médias e altas latitudes no HS (Gong e Wang, 1999) (Figura 5). Para Thompson (in: www.atmos.colostate.edu/~davet/ao/introduction.html) enquanto o ENOS é o mais importante modo de variabilidade climática de grande escala nos trópicos, os modos anulares são os mais importantes para os subtropicais e regiões polares de cada hemisfério. Por sua vez, o SAM explica de 20% a 30% da variação total na altura geopotencial e campos de ventos, dependendo da PNM e da escala de tempo. O SAM descreve a variabilidade anômala nos fluxos atmosféricos, tanto que, a variabilidade não possui associação sazonal.

Nos campos de pressão, os modos anulares são caracterizados por mudanças de massas de ar norte-sul, entre as regiões polares e latitudes médias. Nos campos de ventos, os modos anulares são descritos por oscilações norte-sul nos ventos na região extratropical, com seus centros de ação localizados entre 55°–66° e 30°–35° de latitude, aproximadamente. Por convenção, as altas polaridades dos modos anulares são definidas como pressões menores que o normal sobre as regiões polares e anomalias de ventos de oeste sobre as latitudes entre 55°–60° (Thompson e Wallace, 2000).

Para Turner e Marshall (2011), a distribuição geográfica dos continentes e oceanos no HS contribui para uma clara estruturação física desse modo anular, o que não ocorre tão claramente no hemisfério oposto – a Oscilação Ártica. A variabilidade provocada pelo SAM gera efeitos de muitos aspectos no clima da Antártica, no Oceano Austral, na América do Sul, África e Austrália (Aquino, 2012). A intensificação na atividade do SAM é uma resposta à variabilidade interna da dinâmica atmosférica e de fatores antropogênicos, como as mudanças climáticas provocadas pelo aumento nas concentrações de gases de efeito estufa e diminuição do ozônio estratosférico (Turner e Marshall, 2011).

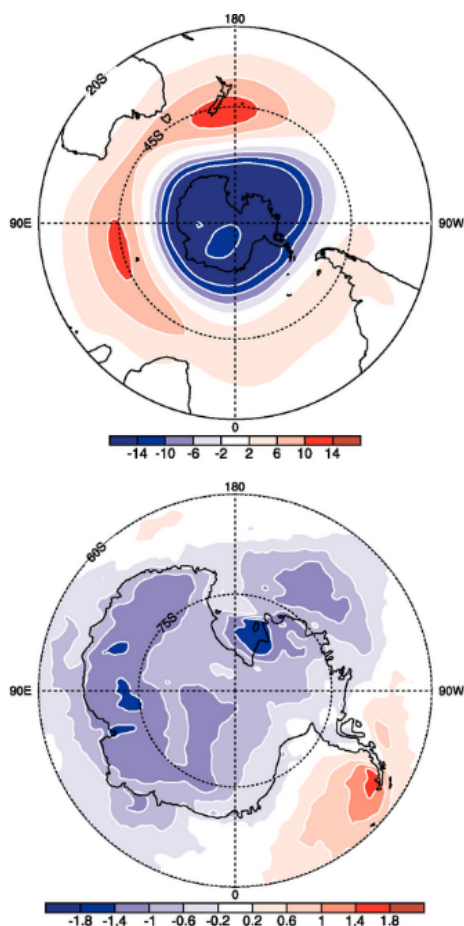


Figura 5 – No topo, altura geopotencial padrão 850 hPa, resultado da regressão da série temporal do SAM para anomalias sazonais. Abaixo, regressão nas anomalias de temperatura na superfície ($^{\circ}\text{C}$) entre os anos de 1982 e 2004, correspondente a uma unidade de variação do índice SAM, plotado a 60°S (Thompson e Wallace, 2000).

O índice SAM foi definido por Gong e Wang (1999) como a diferença da média zonal da PNM entre 40°S e 65°S ($\text{OAI} = \text{PNM } 40^{\circ}\text{S} - \text{PNM } 65^{\circ}\text{S}$). Cabe destacar que o índice da AO é o mesmo índice do SAM definido inicialmente por Limpasuvan e Hartmann (1999). Assim, na revisão realizada por Marshall (2003) para o período 1977–1999, ele compara dados zonais médios de PNM (obtidos por reanálise) com os dados de 12 estações meteorológicas (localizadas entre 40°S e 70°S). Marshall (*ibidem*) produziu um índice para o SAM (Figura 6) a partir de dados de PNM de estações de superfície a partir de 1957, permitindo investigar mudanças no comportamento desse índice antes do período de dados de satélite (1979). Esse índice apresenta tendência de aumento iniciando na metade da década de 1960, e é consistente com a intensificação do vórtice circumpolar e dos ventos de oeste, como observado em rádio sondagens no norte da Península Antártica. Marshall (*ibidem*) e Gillett *et al.* (2006) apontam que desde 1958 estamos em uma fase positiva do SAM. Esses resultados indicam que as causas dessa

tendência estão associadas ao aumento na concentração dos gases de efeito estufa, pois superam a variabilidade natural do sistema climático. A tendência positiva do SAM tem incrementado o número de ciclones nos cavados circumpolar (Sinclair *et al.*, 1997) e, portanto, contribuindo na precipitação antártica a partir desses sistemas próximos a costa que refletem nos níveis de $\delta^{18}\text{O}$ na neve (Noone and Simmonds, 2002).

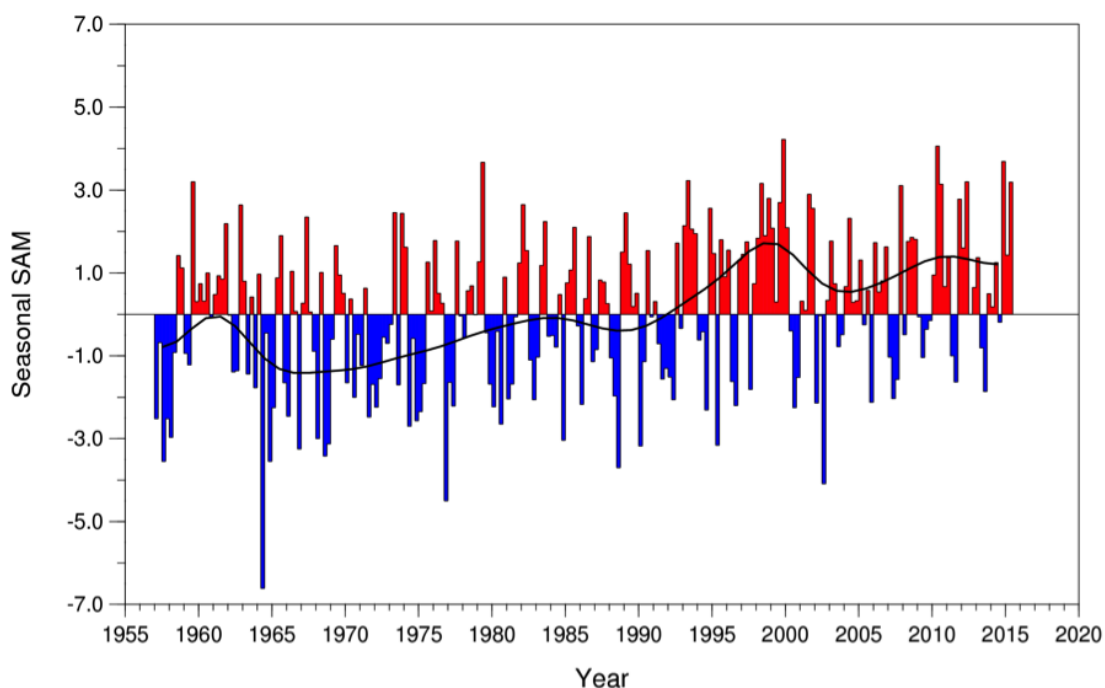


Figura 6 – Gráfico apresentando as variações do índice SAM e sua tendência positiva entre 1955–2015 de Marshall (2003).

Jones e Widmann (2004) reconstituíram registros com base em índices SAM, na escala de 100 anos, que indicaram que não existem precedentes para a magnitude recente de tendência positiva do SAM, ao longo do século XX. Também existem estudos recentes que indicam que a variabilidade do ENOS pode influenciar o SAM durante o verão austral. (*i. g.*, L’Heureux e Thompson, 2006). O SAM também afeta os padrões espaciais da variabilidade da PP na Antártica (Genthon *et al.*, 2003) e na AS (Silvestri e Vera, 2003).

1.2.2.3 Variabilidade decenal e multidecenal

Há pouco tempo foram confirmados a existência de modos de variabilidade de baixa frequência, os quais apresentam escala decenal a multidecenal. Esses modos de

variabilidade ocorrem nos oceanos Pacífico e Atlântico, forçando importantes teleconexões climáticas. Alguns deles podem acontecer simultaneamente a eventos interanuais, como o EN, modificando algumas de suas características habituais ao redor do globo (Kayano e Andreoli, 2009).

Entre esses modos de variabilidade, serão discutidos os de maior influência no continente americano: a Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA) e Oscilação Decenal do Pacífico (ODP).

Esses modos de variabilidade possuem poucas publicações e conjuntos de dados disponíveis devido a sua escala temporal, porém, desde 1947, alguns trabalhos já foram feitos. No final da década de 1980 foi observado um padrão de variabilidade na escala de baixa frequência no Pacífico Norte. Folland *et al.* (1990) encontraram Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (ATSMs) coerentes e significativas durante o período de 1977–1986 (Figura 7).

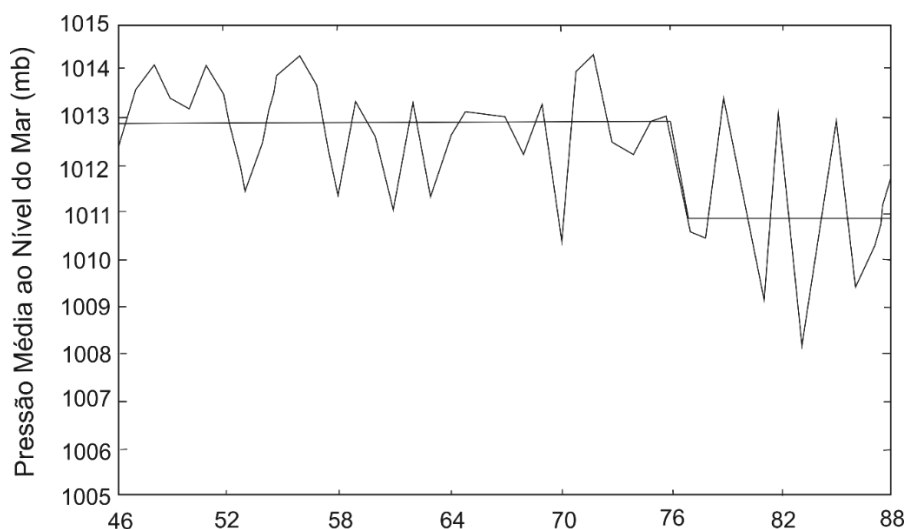


Figura 7 – Série temporal das médias das pressões sobre o nível do mar no Pacífico Norte, entre 27°05' a 72°05' N, 147°05' E a 122°5' W, para o período de novembro a março. Note as médias de 1946 a 1976 e 1977 a 1987. Modificado de Folland *et al.* (1990).

Foram comparadas séries temporais, medidas durante o inverno no Pacífico (novembro a março), que demonstraram um diferente padrão nas médias da PNM após o ano de 1976. De acordo com Trenberth *et al.* (1990), em uma climatologia sobre os ventos na superfície realizada utilizando dados do período 1980–1986, foram reveladas

mudanças no Pacífico Norte. Então, os autores compararam essa climatologia com aquela climatologia realizada por Hellerman e Rosenstein (1983), que haviam utilizado dados referentes a 1977, confirmando sua teoria que o padrão da PNM no Pacífico Norte, afetam as correntes ali existentes, explicando, fisicamente, as oscilações climáticas presentes.

Latif e Bernet (1994, 1996) investigaram a dinâmica e previsibilidade da variabilidade climática no Pacífico Norte e América do Norte. Os autores interpretaram observações do modelo geral de circulação do acoplamento oceano-atmosfera, obtendo como resposta um ciclo de variabilidade decenal de aproximadamente 20 anos. A origem desse modo decenal é uma instabilidade das interações entre o oceano e a atmosfera, ao longo do Pacífico norte e que deve ser, portanto, considerado um fenômeno de acoplamento inerente. Esse estudo determinou que as interações entre o ar e o mar, em latitudes médias, forçam essa variabilidade (Kayano e Andreoli, 2009).

Mantua *et al.* (1997) definiram a fase quente da oscilação decenal (1997), aqui chamada de Oscilação Decenal do Pacífico (ODP), como um forte sistema de baixa pressão, a baixa das Aleutas (centro semipermanente de baixa pressão localizado próximo as ilhas Aleutas no inverno), contendo águas superfícies mais frias do que o normal na costa oeste das Américas e no Pacífico Tropical Central e Leste. A fase oposta da ODP tem padrões com sinais invertidos.

A fase fria da ODP ocorreu entre 1900–1924 e 1947–1976. Já a fase quente, esteve ativa entre 1925–1946 e de 1977–1990. As mudanças de fases são repentinas, possuindo uma duração de 20 a 30 anos (Figura 8).

Outro modo de variabilidade, de grande importância para o clima do Atlântico Tropical, é a Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA). Essa variabilidade possui flutuações de escala interanual a decenal, apresentando vários modos (distribuição espacial): equatorial (região do equador), monopólo (positivo ou negativo), dipolo (positivo e negativo) e gradiente meridional (distribuído do sul para o norte, ou do norte para o sul).

De acordo com Servain (1991), o dipolo e o gradiente meridional são dominados pela variabilidade decenal. Outros autores, como Mélice e Servain (2003) e Andreoli e Kayano (2004), documentaram flutuações de ATSM nos dois lados do Atlântico Tropical, como parte de dois modos decenais, de periodicidades distintas, separados pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (dez anos norte e catorze anos no sul). A intensidade

do modo dipolo da OMA é medida por meio de um índice da diferença entre ATSM do Atlântico Tropical Norte (ATN) e do Atlântico Tropical Sul (ATS) (Kayano e Andreoli, 2009).

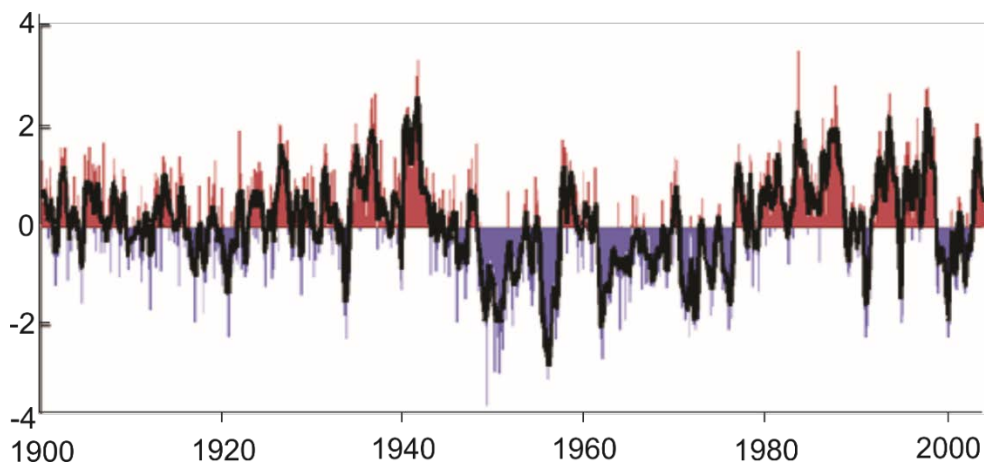


Figura 8 – Gráfico apresentando as fases quentes e frias da Oscilação Decenal do Pacífico (ODP), entre os anos de 1900–2000. Fonte: Xavier e Xavier (2004).

Andreoli *et al.* (2004) utilizaram análise de ondaletas para confirmar os índices de ATSM. Essas análises, consistem em decompor uma série temporal, em diferentes níveis de resolução tempo-frequência, e então determinar os componentes de variabilidade dominantes. Assim, analisando dois setores do Atlântico, ATN e ATS, mostraram que o modo dipolo possui somente alguns meses de duração. Isto cria condições dinâmicas e termodinâmicas conexas que acabam por intervir na posição e intensidade da ZCIT, que exerce forte influência na PP da região nordeste do Brasil, por exemplo.

Concluindo as descrições dos fenômenos de oscilação de escalas decenais e multidecenais, cabe destacar a importância da ODP sobre o continente sul-americano. Isto se deve, principalmente, a teleconexão existente entre a ODP e o ENOS. Alguns resultados mostraram que o monitoramento climático pode evoluir muito, se forem levadas em conta as fases em que se encontram o ENOS e a ODP (Kayano e Andreoli, 2009).

1.2.3 Variabilidade climática e precipitação

O aumento das temperaturas globais provavelmente conduzirá a mudanças na umidade atmosférica e na PP. As mudanças hidrológicas na atmosfera conduzem mudanças na quantidade de vapor d'água constituinte da troposfera e estratosfera. A PP global aumentou em torno de 2% desde o início do século vinte (Jones e Hulme, 1996; Hulme *et al.*, 1998). Os contrastes entre regiões e estações secas e úmidas provavelmente irá aumentar, embora possam existir exceções regionais. Ao longo do século XX as médias de PP aumentaram entre 7 e 12% entre 30°N e 85°N, e em torno de 2% entre 0°S e 55°S. As mudanças climáticas estão adicionando calor ao sistema climático, o que refletirá em secas na superfície. Portanto, as secas devem ser mais extensas e intensas (Trenberth *et al.*, 2014).

O ENOS tem ocorrido cada vez mais intenso ao longo das últimas décadas, provocando anomalias nos padrões de PP global (Dai *et al.*, 1997; Dai e Wigley, 2000; Trenberth *et al.*, 2014). De acordo com Dai e Wigley (2000), o rearranjo dos centros de convecção da circulação de Walker durante eventos ENOS induzem anomalias de PP nos trópicos, enquanto mudanças associadas aos sistemas de monções (pela célula de Hadley) sobre os oceanos Pacífico, Índico e Atlântico, e suas interações com os ventos de oeste sobre as latitudes médias, geram padrões de anomalias coerentes sobre as regiões extratropicais. De acordo com Dai *et al.* (1997), o sinal do ENOS é mais forte nos meses de setembro, outubro e novembro e mais fraco nos meses de junho, julho e agosto. Isso se deve ao contínuo aumento das TSMs no Pacífico equatorial nos meses de junho, julho e agosto, atingindo seus máximos em setembro, outubro, novembro em anos típicos de EN. As anomalias na circulação atmosférica, associadas as ATSMs, são as causas iniciais para as mudanças nos padrões de PP nos trópicos e latitudes médias em anos de EN.

Sangiolo e Kayano (2010) estudaram as tendências e variações de longo prazo (1913–2006) da temperatura e PP para o Rio Grande do Sul. As tendências mostram aumento de 1,9 °C/100 anos, exceto para o outono quando a tendência é de 1,5°C/100 anos, resultados consistentes com os do IPCC (2013). Em relação a significância entre a PP e as tendências de médias máximas de temperatura, a previsão no verão é de um aumento de 0,6°C/100 anos e de 93mm/100 anos, sobre a média da estação de 367 mm.

O sul do Brasil sofre com aumentos da PP durante anos de EN, enquanto em períodos de LN ocorrem secas (Schneider e Gies, 2004). Grimm *et al.* (1998) estudaram a relação

entre as anomalias sazonais de PP no sul do Brasil e a circulação atmosférica associada ao ENOS. Eles constataram que nessa região o EN está relacionado às anomalias positivas de PP na primavera, com um pronunciado pico em novembro. Os eventos de seca relacionados à LN são ainda mais intensos e regulares que os períodos de alta PP relacionados ao EN.

Anticiclones (ciclones) anômalos de baixa frequência em latitudes médias atuam durante a fase positiva (negativa) do SAM, inibindo (aumentando) a atividade sinótica de sistemas ciclônicos, o que diminui (aumenta) a PP sobre o sul do Brasil (Silvestri e Vera, 2003). Nas últimas décadas, alguns estudos (*e.g.* Thompson e Wallace, 2000; Thompson e Solomon, 2002; Marshall *et al.*, 2004; Gupta e England, 2006) apontam para tendência à fase positiva do SAM, amplificando a ocorrência de fortes ventos de oeste sobre o oceano Austral e de ventos mais fracos nas latitudes médias, em resposta às mudanças climáticas. Essa fase positiva é, então, associada à diminuição da pressão na superfície, da altura geopotencial e dos ventos de oeste sobre a Antártica e latitudes médias, ocorrendo o contrário durante o SAM negativo. Esta tendência, provavelmente, está relacionada à carência do ozônio estratosférico (*i.e.*, o "buraco" de ozônio) sobre a Antártica (*e.g.*, Thompson e Wallace, 2000; Thompson e Solomon, 2002; Gupta e England, 2006).

De acordo com Silvestri e Vera (2003), a atividade do SAM produz uma forte modulação do sinal do ENOS sobre a PP. A análise de mapas de correlações, entre as anomalias da circulação atmosférica na primavera do HS, mostram o enfraquecimento delas, bem como do ENOS quando removida a influência do SAM. Isto sugere que a variabilidade provocada pelo SAM na circulação durante a primavera, contribui para intensificar o sinal do ENOS no sudeste da AS. Silvestri e Vera (2003) concluíram que a influência do SAM nas anomalias de PP sobre o sudeste da AS são significativamente fortes do início do inverno até o final da primavera, quando os índices estão em sinais opostos (ENOS negativo e SAM positivo). O fato de o SAM ser fortemente relacionado com variações na PP é relevante, porque ajuda a explicar a pequena porção dos eventos que não pode ser explicada pelo ENOS.

1.3 Objetivos

O objetivo desta tese é determinar se anomalias de PP e eventos extremos na PCRGS são influenciadas pelos modos de variabilidade climática, SAM e ENOS, e se os eventos relacionados são perceptíveis em geoindicadores costeiros com o uso de sensoriamento remoto.

Metas:

- a) Quantificar a distribuição da PP para toda PCRGS, e, individualmente, para as costas sul, central e norte, entre 1998 e 2013;
- b) Descrever as características da PP sazonal para os setores supracitados;
- c) Identificar anomalias positivas e negativas de PP pluviométrica para os três setores e toda PCRGS pelo cálculo das médias e desvio padrão, entre 1998 e 2013;
- d) Identificar períodos de eventos extremos de PP, acima e abaixo da média relacionados a períodos de SAM e ENOS;
- e) Determinar em imagens Landsat geoindicadores costeiros de variações hídricas para os três setores;
- f) Investigar a relação entre os geoindicadores e eventos de PP anômala nos três setores da PCRGS;
- g) Estabelecer qual a influência do SAM e do ENOS sobre anomalias de PP pluviométrica e as variações morfológicas e hídricas associadas aos geoindicadores utilizados;
- h) Determinar como a intensificação do SAM e do ENOS pelas mudanças climáticas poderia afetar a morfologia da PCRGS pela variação na PP.

1.4 Estrutura da tese

No capítulo 1 (Introdução) são apresentadas considerações iniciais sobre modos de variabilidade climáticas e PP e os objetivos da tese.

No capítulo 2 (Variabilidade climática e regiões costeiras) tem-se uma revisão teórica sobre mudanças ambientais em regiões costeiras e geoindicadores, associados às mudanças e modos de variabilidade climática.

No capítulo 3 (Área de estudo) é caracterizada a área geográfica desta tese, a Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

No capítulo 4 (Metodologia) são discutidos métodos de obtenção de dados de PP pelo satélite TRMM, de cálculo de anomalias de PP, de obtenção dos índices SAM e ENOS, do cálculo de correlação entre os três índices e significância e o processamento das imagens Landsat.

O capítulo 5 (Resultados) é composto por três artigos submetidos em periódicos nacionais e internacionais. O primeiro artigo (A Influência do Modo Anular do Hemisfério Sul e do ENOS nas anomalias de precipitação no Parque Nacional da Lagoa do Peixe, Região Costeira do Sul do Brasil) apresenta resultados do estudo comparativo entre as anomalias de PP no Parque Nacional da Lagoa do Peixe e os índices SAM e ENOS. O segundo artigo (*Precipitation anomalies in the Brazilian southern coast related to the SAM and ENSO climate variability modes*) discorre sobre a relação estatística multivariada entre as anomalias de PP da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e os índices SAM e ENOS. E por fim, o terceiro artigo (*Anomalous precipitation patterns associated with variations in the SAM and the ENSO observed in geoindicators on the South coast of Brazil*) discorre sobre a influência de eventos de PP anômala relacionados ao ENOS e SAM em geoindicadores costeiros na Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

A tese é encerrada com a integração dos três artigos no capítulo 6 (Conclusões).

2 Variabilidade climática e regiões costeiras

Nenhum ambiente terrestre é tão dinâmico quanto os costeiros. Essa natureza os tornam ainda mais suscetíveis as mudanças provocadas pela ocupação e atividade humana. As mudanças climáticas, de causa antrópica, provocam variações em diversos agentes atuantes na geomorfologia costeira (Woodroffe, 2003). As regiões costeiras sofrem com a elevação do nível médio dos mares (NMM), tempestades e estiagens provocadas pelo aquecimento global. As mudanças climáticas têm provocado a intensificação também nos modos de variabilidade climática natural do planeta (Barry e Chorley, 2012).

A influência dos modos de variabilidade climática nos ambientes costeiros tem sido amplamente explorada por diversos pesquisadores. Um dos locais mais estudados é a costa oeste americana, podendo citar como exemplos as pesquisas feitas na região da Califórnia e Oregon (Storlazzi *et al.*, 2000; Sallenger *et al.*, 2002; Allan e Komar, 2006), onde os mais fortes eventos El Niño, de 1982-1983 e 1997-1998, causaram significativas mudanças geomorfológicas no ambiente praias, além de danos de bilhões de dólares.

Na Austrália e Nova Zelândia, estudos de especialistas em dinâmica costeira, como Lange e Gibb (2000) e Short *et al.* (2000), avaliam, principalmente, as mudanças no clima de ondas e marés de tempestade, provocadas por variações climáticas, que acabam por afetar a morfologia da face praias. Pesquisadores estudam também os índices de variabilidade climática associados a mudanças na TSM, que influencia na reprodução de algumas espécies marinhas e corais e seus habitats (*e.g.*, Brown *et al.*, 1997, 2000; Spencer *et al.*, 2000; Fitt *et al.*, 2001; Loya *et al.*, 2001), assim como é bastante estudada a relação existente com as oscilações do NMM (*e.g.*, Storlazzi *et al.* 2000; Allan e Komar, 2002; Dingler e Reiss, 2002 e Allan e Komar 2006). São diversas interações entre os modos de variabilidade climática natural do planeta e os ambientes costeiros, como será descrito a seguir.

2.1 Variabilidade climática e morfologia costeira

O ambiente costeiro é particularmente afetado por agentes oceânicos, atmosféricos e continentais. Qualquer alteração nesses fatores, acaba influenciando no seu comportamento morfológico, hidrológico e oceanográfico. Variações na climatologia local interagem rapidamente com a costa, principalmente pela atividade dos ventos. Todavia, é sobre o oceanos e corpos d'água costeiros onde os ventos produzem seus efeitos mais significativos, gerando ondas e induzindo a circulações de massas d'água em diversas escalas temporais e espaciais (Neves e Muehe, 2008).

Assim, a ciência geomorfológica está cada vez mais dedicada a entender as conexões existentes entre a morfodinâmica dos ambientes costeiros e variabilidade climática. O estudo dessa relação destaca três novas tendências de pesquisa: a procura por um conjunto mais amplo de sinais nos mais recentes testemunhos sedimentares costeiros; análises empíricas das conexões entre as variáveis climáticas e mudanças históricas nas linhas de praia e; o aprimoramento na capacidade de predizer modelos climáticos que prevejam as mudanças na morfologia costeira (French e Burningham, 2013).

Vários impactos provocados pelos processos de variabilidade são observados, nas regiões costeiras, sendo a elevação do nível dos mares um dos mais recorrentes (Viles e Goudie, 2003). O aquecimento da atmosfera, por exemplo, conduz também ao aquecimento das águas oceânicas, provocando expansão térmica da água, que aumenta seu volume, assim produzindo aumento do NMM. Outro comportamento padrão que pode ser afetado pela variabilidade climática é da TSM. Anomalias na TSM mudam o regime padrão dos ventos, brisas e influenciam na formação de ciclones.

O contato oceano-atmosfera influencia no clima de ondas que, por sua vez, durante a atuação de tempestades provocadas por modos de variabilidade, agem sobre a região costeira, muitas vezes causando mudanças significativas pelos processos de erosão e acreção. As oscilações climáticas, em suas várias escalas de tempo, podem causar os seguintes impactos na morfologia costeira, segundo Viles e Goudie (2003): mudanças atmosféricas (elevação ou diminuição da TSM), aumento ou queda da temperatura do ar, aumento ou diminuição da PP, intensificação ou redução no número de tempestades e mudanças oceanográficas (expansão ou retração do gelo marinho, aumento ou diminuição da altura de onda).

Essas mudanças ocorrem desigualmente no espaço e forçam alterações nos sistemas ecológicos e geomorfológicos (algumas vezes em complexos intervalos de tempo). Por exemplo, o incremento da PP aumentará o fluxo de detritos dos rios e podem aumentar o crescimento vegetal. Como Plisnier *et al.* (2000 p. 481) comentam em relação a influência do ENOS no ecossistema do leste-africano: “nem todas variáveis climáticas e da superfície terrestre estão teleconectadas com o ENOS da mesma forma, o que conduz a um complexo impacto do ENOS sobre o ecossistema. Além disso, o impacto do ENOS é altamente diferenciado no espaço”.

A redução na PP, por exemplo, pode causar o aumento da poeira em ambientes susceptíveis a isso, o que por um lado afeta o clima. Na tabela 2 estão listados os principais impactos nas regiões costeiras, reconhecidos como resultados de oscilações climáticas nas escalas de tempo intrasazonal e secular.

Tabela 2 - Exemplos de impactos na geomorfologia relacionados às oscilações climáticas de escala intrasazonal a secular.

AMBIENTE AFETADO	IMPACTOS CAUSADOS
Hidrologia terrestre	Balanco de massa das geleiras Nível dos lagos Fluxo dos rios Cobertura de neve Permafrost
Geomorfologia terrestre	Erosão dos solos Sedimentação e erosão de várzeas Instabilidade de encostas/fluxos de massa Movimento das dunas Crescimento de sedimentos geoquímicos Aumento de queimadas com efeitos intempéricos Deslizamentos de terra
Geomorfologia e ecologia costeira/marinha	Erosão Costeira Desfolhamento e perda de massa dos manguezais Branqueamento dos corais Ativação das dunas costeiras

Fonte: Viles e Goudie (2003)

Muitos desses impactos estão interligados, como mudanças no sistema fluvial, que afetam diretamente vários locais do ambiente costeiro. Como é possível perceber na tabela 2, é difícil separar impactos que são puramente geomorfológicos daqueles que são hidrológicos e ou ecológicos (Viles e Goudie, 2003). A seguir serão introduzidos trabalhos que relacionam as mudanças na geomorfologia costeira e modos de variabilidade climática.

2.1.1 Impactos na morfologia

2.1.1.1 Impactos hidrológicos terrestres

Flutuações no nível dos lagos e lagoas costeiras

Fernandes *et al.* (2002), observaram a relação entre eventos EN e a circulação da laguna dos Patos com o uso de TELEMAC – 2D (simulador de fluxo do Laboratoire National d’Hydraulique). A circulação lagunar, sob condições extremas de EN, estão relacionadas ao regime de ventos. Marques *et al.* (2014) investigaram os padrões de variabilidade nos processos de descarga da laguna dos Patos durante eventos EN e os comparou com condições meteorológicas normais. Os resultados encontrados sugerem que o estuário da laguna dos Patos apresenta condições favoráveis de circulação vazante. Durante anos EN, a seção transversa da embocadura do canal apresenta condições de vazante média até os primeiros 10 m de profundidade, com baixa salinidade, orientada simetricamente aos molhes ali presente. Já em condições meteorológicas normais, a salinidade aumenta e a coluna d’água e as condições de vazante ultrapassam os 10 m de profundidade. As diferenças nos volumes de descarga de água são apresentadas na tabela 3.

Tabela 3 – Parâmetros estatísticos de descarga de água na laguna dos Patos.

	Ano normal (m ³ s ⁻¹)	Ano El Niño (m ³ s ⁻¹)
Descarga mínima	100	235
Descarga média	1080	2249
Descarga máxima	8930	5853

Fonte: Marques *et al.* (2014)

Vazão de água e produção sedimentar

O ENOS tem sido correlacionado ao aumento da vazão nos rios (Viles e Goudie, 2003) e esses sofrem influência direta da variação na PP. Aumento ou redução na vazão dos rios provocam variação no volume de descarga de sedimentos nas regiões costeiras. Peel *et al.* (2002) estudou a influência do ENOS sobre a PP, estratificando os dados de acordo com a classificação climática de Köppen (1936) (Figura 9). Os resultados indicam correlação com os tipos Am, Aw, BSh, BSk, Cwa, Cwb, Cfa e Cfb. É possível observar

nesta figura que o sul do Brasil, classificado como Cfa (predominantemente) e Cfb está na área de influência do ENOS.

Na figura 10 é possível comparar as áreas onde ocorrem as anomalias positivas e negativas de vazão (Figura 10a) e as áreas de influência do ENOS conforme Peel *et al.* (2002) (Figura 10b).

No sudoeste dos Estados Unidos a tendência durante EN é ser úmido e no nordeste ser seco, e vice versa durante LN (Cayan *et al.*, 1999). Estudos no sul da Califórnia mostram que a produção sedimentar aumenta cinco vezes em anos de EN, com grandes tempestades e intenso escoamento, se comparado a anos secos. Uma abrupta transição de clima seco para úmido em 1969 produziu um fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Cadeia Transversa de 100 milhões de toneladas, o maior acumulo em 25 anos (Inman e Jenkins, 1999).

D' Odorico *et al.* (2001) relataram que os padrões de erosão causadas pela PP de inverno, no sudoeste dos Estados Unidos (EUA), são relacionados (não linearmente) ao ENOS, sendo que anos de EN apresentam taxas de erosão muito maiores que a média. No Chile, o intervalo de recorrência de picos de fluxos é muito maior durante os anos de EN, comparado a anos normais. O norte-nordeste sul-americano apresenta uma das mais consistentes relações ENOS-precipitações, sendo EN seco e LN úmido, e com grandes precipitações (Viles e Goudie, 2003).

Globalmente, muitos rios tropicais apresentam redução de descargas durante fase quente de EN (*e.g.*, Nilo, Congo, Amazonas).

Conexões foram estabelecidas também entre a ODP, Oscilação do Atlântico Norte (OAN) e vazão de rios. No sudeste do Alasca, por exemplo, Neal *et al.* (2002) detectaram que as mudanças na descarga mensal mudam de acordo com variações da ODP. Períodos de alta produção sedimentar possuem consequências geomorfológicas. Por exemplo as sequências de cordões litorâneos (*beach ridges*) na costa norte do Peru podem registrar eventos EN que ocorreram nos últimos milhares de anos. O argumento de Ortilieb e Machare (1993) é que altos índices de PP causam excepcionais escoamento e suprimento sedimentar dos rios costeiros. Isso, combinado com um mar agitado e um elevado NMM, é potencialmente favorável a formação de sequências de “*beach ridges*”.

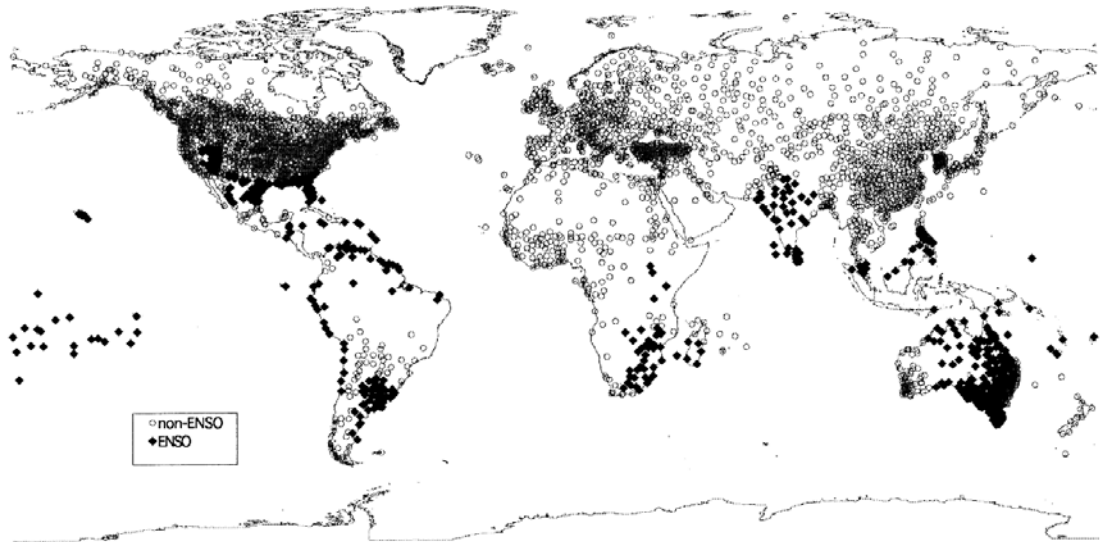


Figura 9 – A distribuição dos 4314 pluviômetros utilizados na classificação climática de Köppen (1936), classificados por Peel *et al.* (2002) como locais correlacionados (losango preto) e não correlacionados ao ENOS (círculos vazios).

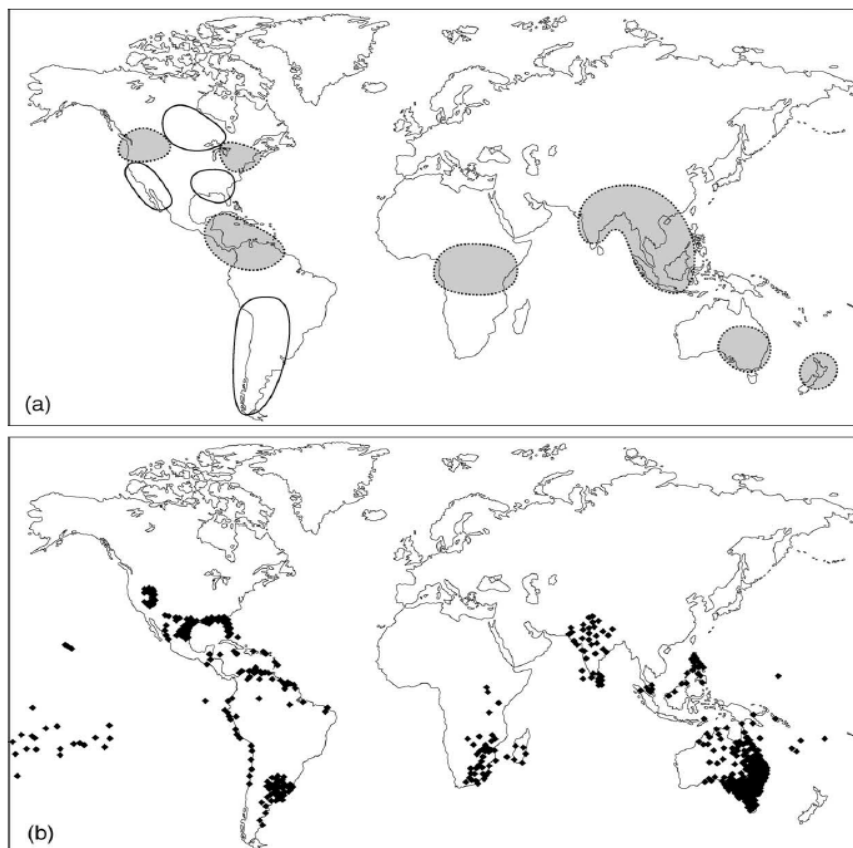


Figura 10 – Comparação entre as anomalias de vazão global e áreas influenciadas pelo ENOS: a) áreas que recebem baixa vazão de água durante o El Niño estão sombreadas. As áreas com grande vazão estão circuladas com linha sólida e; b) áreas em que a precipitação é influenciada pelo ENOS. Fonte: Viles e Goudie, 2003.

2.1.1.2 Impactos geomorfológicos terrestres

Estiagem, poeira e dunas

O ENOS pode ser associado com condições extremamente secas e pode influenciar na atividade de tempestades de areia, particularmente nas áreas limítrofes de campos de dunas e de arraste de poeira. Moulin *et al.* (1997) mostraram que OAN é importante no controle de transporte de poeira do Saara para o Atlântico Norte e Mar Mediterrâneo. Esse controle é afetado tanto pela PP quanto pela circulação atmosférica.

Nos EUA, as emissões de poeira no período 1983–1984, foi reduzida logo após uma densa PP durante o EN de 1982 (Lancaster, 1997). Do mesmo modo, Forman *et al.* (2001) reconstruíram a história da migração das dunas nas Grandes Planícies Americanas durante o Holoceno. Foram encontrados registros que mostravam fases de dunas ativas associadas com clima dominado pela LN e fraca ciclogênese no centro da América do Norte.

Desde 1980, é observado forte variabilidade anual no Saara, determinadas por observações feitas por Sensoriamento Remoto. O grande movimento que ocorre latitudinalmente de norte-sul na fronteira do Sahel foi de 110 km entre 1984 e 1985 e resultou em um decréscimo de 724 000 km² (Tucker *et al.*, 1991). Cerca de 75% da variação anual do Saara pode ser explicada por uma combinação de efeitos do OAN e do ENOS (Oba *et al.*, 2001).

Intemperismo e sedimentação química

Um trabalho em sedimentos de um lago de uma bacia hidrográfica ao norte da China (utilizando razões de rubídio e estrôncio) mostrou variabilidade em escala decenal e secular nas taxas de intemperismo químico desde o século dezesseis, os quais podem ser relacionados a mudanças de temperatura do ar e PP (Jin *et al.*, 2001).

Baixas taxas de intemperismo químico estão associadas com fases frias e úmidas. Flutuações similares na química sedimentar na forma de espeleotemas também são encontrados para relatar mudanças no clima em escala decenal.

Crescimento de estalagmites na caverna Anjohibe, Madagascar, indicam uma boa correlação com a OS (Brook *et al.*, 1999). Alterações nas taxas de intemperismo químico e sedimentação, podem ter importância geomorfológica em qualquer material erodido, depositado e sedimentado.

2.1.1.3 Impactos costeiros e marinhos

Recifes de corais

Branqueamento de corais, que produzem a mortalidade de corais, tem sido correlacionado com aumento da temperatura da água do mar e alta radiação ultravioleta. Os corais respondem de várias formas a esse complexo fenômeno que é o branqueamento, sendo relacionado ao ENOS: aquecimento, resfriamento e migrações de massas de água do mar (*e.g.*, Brown *et al.*, 1997, 2000; Spencer *et al.*, 2000; Fitt *et al.*, 2001; Loya *et al.*, 2001).

McClanahan (2000) observou que condições mais quentes, entre 25° e 29°C, favorecem o crescimento dos corais, enriquecimento das espécies e sua sobrevivência. Já quando as temperaturas ficam acima dos 30°C, muitas das principais espécies de corais acabam morrendo.

Para Hoegh-Guldberg (1999) a contínua tendência ao aquecimento, associados a padrões de variabilidade interanual ou decenal, aumentam a susceptibilidade ao branqueamento e mortalidade de corais, a não ser que ocorra uma excepcional adaptação ao aumento das temperaturas.

Alguns eventos individuais de branqueamentos de corais relacionados a ENOS podem acontecer. Por exemplo, Glynn *et al.* (2001) relatam diferentes padrões de temperatura da superfície do mar, responsáveis por branqueamentos ocorridos no Panamá e Equador, nos anos de 1982-1983; 1997-1998 (anos de forte EN).

Erosão costeira

O ENOS, e outras manifestações de variabilidade climática, podem produzir eventos consecutivos de tempestades e que podem levar a intensa erosão costeira (Dingler e Reis, 2002). Comparações entre os eventos EN de 1982-1983 e 1997-1998 mostram que o evento mais antigo foi o mais destrutivo, devido à combinação de fatores de influência humana e oceanográfica. Em 1982-1983, ondas grandes coincidiram com ventos muito velozes e altíssimas marés. Em 1997-1998, as maiores ondas ocorreram com marés mais baixas, com baixas velocidades de ventos (Storlazzi *et al.*, 2000).

Efeitos erosivos similares foram observados em vários locais da costa oeste dos EUA. Allan e Komar (2002) relataram a natureza dos impactos erosivos das tempestades em ambos eventos, 1997-1998 EN e 1998-1999 LN, ao longo da costa noroeste do

Pacífico nos EUA. A elevação do NMM durante episódios de ENOS conduziram a rápida erosão na costa do Oregon. Quanto ao controle climático nos processos erosivos, os autores realizaram um estudo por boias e marégrafos espalhados ao longo da costa oeste americana (Allan e Komar, 2006). Encontraram como resultados aumento na altura das ondas e alcance do *runup* durante os últimos 20 anos, o que é pertinente em relação ao aumento do número de tempestades no mesmo período. Essas variações possuem relação com o índice de variabilidade do Pacífico norte e com o ENOS. Os resultados mostraram que o EN produz as maiores ondas ao longo de toda costa oeste. O estudo detectou, também, pelos dados obtidos nas boias e marégrafos que em período de EN, ocorre aumento no NMM.

A erosão das falésias é episódica, ocorrendo normalmente durante fortes tempestades, com elevada energia de onda e altos índices de PP. Sallenger *et al.* (2002), utilizaram dados em 3 dimensões levantados pelo Airbone Topographic Mapper (avião de levantamento topográfico da NASA - National Aeronautics and Space Administration, Estados Unidos), para determinar a erosão causada pelas tempestades e fortes precipitações em falésias de três embaiamentos na costa central do estado da Califórnia. Eles observaram que durante o inverno de EN 1997-1998, as falésias na Califórnia ficaram expostas ao ataque das ondas, que chegou a máxima erosão (14 m), causada pela formação de cúspides praias, transporte preferencial para o norte e simultâneo ao máximo *runup* já registrado naquele local.

Dingler e Reiss (2002) estudaram o perfil de nove praias 34 vezes, entre 1983 e 1998. O conjunto de dados resultantes fornecem uma compreensão dos processos que afetam o volume, forma e largura da praia. Baía Monterey é exposta às ondas de alta energia geradas no Pacífico, compreendendo diversos ambientes praias, que responderam de forma dramática às tempestades ocorridas durante os eventos EN de 1982-1983 e 1997-1998. O estudo apresenta a erosão causada pelo evento de 1982-1983, e o subsequente recobrimento, mostra as taxas de flutuações sazonais durante os anos de intervalo e documenta a erosão de 1997-1998 (Figura 11).

Dingler e Reiss (2002) também estudaram a massiva erosão ao longo das nove praias da baía californiana. Essa intensa erosão na linha de praia ocorreu durante severas tempestades, em períodos EN, para logo após cessar, iniciando processo natural de restauração. Ambos eventos EN, 1982-1983 e 1997-1998, apresentaram ondas de até 7 m, com tamanhos e períodos similares, logo a explicação para a diferença entre a

intensidade dos dois eventos EN foi que o mais antigo foi mais severo do que o de 1997-1998, pois o primeiro evento apresentou tempestade de maior duração simultaneamente a uma maré astronômica.

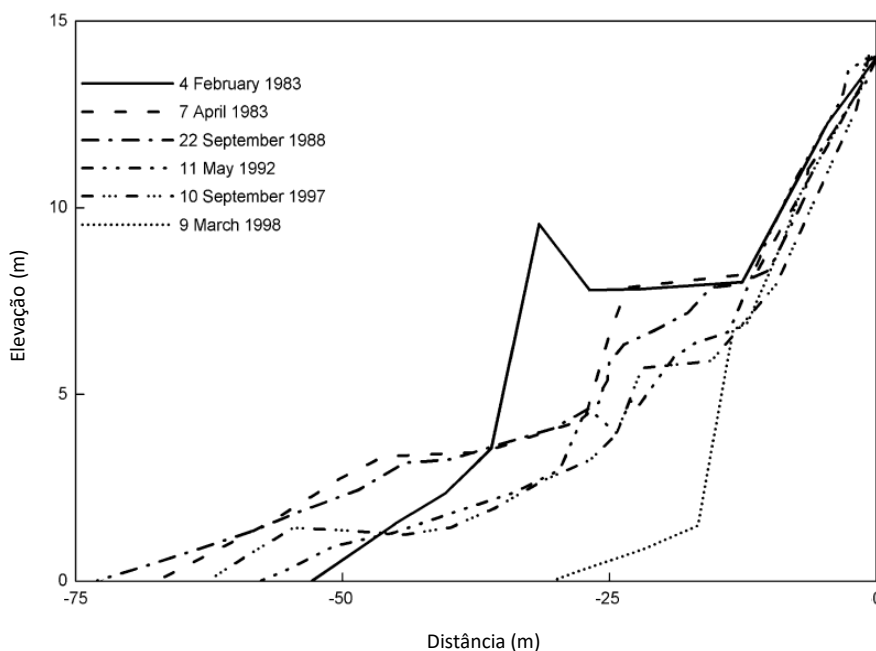


Figura 11 - Perfis mostram a retração da falésia de uma das praias de Baía Monterey, Fort Ord, Califórnia. Na plataforma de aproximadamente 9 m, ficava um dos locais de treinamentos do Exército Americano. Ao longo do tempo as tempestades erodiram e escavaram ravinas, que se estendiam até a praia. O antes pico, ao final de todo processo, acabou como um monte de areia. Fonte: Dingler e Reiss (2002).

Ranasinghe *et al.* (2004) pesquisaram a conexão da OS sobre a rotação praial e clima de ondas na praia de New South Wales, Austrália, além de descreverem os processos físicos dominantes na rotação praial. Muitos embaiamentos na costa australiana tem experimentado severos processos erosivos nas últimas décadas. Estudos prévios sugerem que essa erosão pode ser resultado a um fenômeno oscilatório de médio prazo conhecido como “*beach rotation*” ou, em português, rotação praial que se refere ao transporte sedimentar longitudinal, que se alterna em direções opostas do embaiamento delimitado por promontórios, sendo observado o máximo de deslocamento nas pontas do embaiamento e o mínimo no centro (Short *et al.*, 2000). As praias de New South Wales foram estudadas utilizando técnicas de análise de séries temporais e de processamento de imagens. Os resultados indicaram que durante o EN o norte do embaiamento sofreu acreção e o sul erosão, resultando em uma rotação no sentido horário da praia. O oposto ocorre em fase LN, resultando numa rotação anti-horária. As ondas são

predominantemente incidentes de sudeste durante as duas fases, EN e LN. Em média, a magnitude das variações de largura da praia ao norte e sul são similares durante os eventos EN e LN.

Ortega *et al.* (2013) estudaram os impactos da variabilidade climática na morfodinâmica de praias de areia dissipativas e reflectivas no Uruguai. A OMA alterna entre ciclos quentes e frios, apresentando periodicidade de cerca de 70 anos, estando na fase quente desde 1995. Essa fase quente resulta em um aumento na TSM na área de estudo. A praia não apresentou diferenças significativas no tamanho dos sedimentos, porém os padrões morfodinâmicos de longo prazo ficaram diferentes entre as praias: as dissipativas mostraram um aumento na largura da zona de *swash* e na extensão da praia. Ao mesmo tempo, a declividade diminuiu, ampliando ainda mais as características dissipativas. As praias reflectivas apresentaram aumento na declividade e na zona de *swash*, reforçando as características reflectivas, de acordo com o parâmetro de Dean (Wright e Short, 1984) e o Índice de Praia (Beach Index – McLachlan e Dorvlo, 2005).

De Lange e Gibb (2000) analisaram relações entre eventos de tempestades, PDO e ENOS na Nova Zelândia, na última metade do século XX. As maiores e mais frequentes tempestades eram relacionadas e ocorreram entre 1960 e 1976, reduzindo após 1976. A elevação regional do NMM em 20 a 30 cm, causado pelo EN, pode contribuir para ocorrência de *washover* das barreiras costeiras segundo Morton *et al.*, 2000.

2.1.1.4 Impactos da variabilidade climática na costa brasileira

Sob influência do EN nos meses de inverno do HS, a zona intertropical central do Pacífico torna-se chuvosa, enquanto a Austrália e Índia apresentam diminuição pluviométrica. O continente sul-americano apresenta aumentos significativos das temperaturas na costa central da borda do Pacífico e intensificação de chuvas no sul. Há incremento da PP também à borda Atlântica em latitudes médias e diminuem na zona tropical. O Brasil sofre influência do padrão dipolo (PD), tratando-se de anomalias simultâneas da temperatura superficial do oceano Atlântico, ao longo da zona equatorial, se manifestando por sinais opostos de TSM nos dois lados (norte e sul) do Atlântico equatorial, ocasionando o deslocamento da ZCIT.

No Brasil são raras as conexões feitas entre modos de variabilidade climática e os processos costeiros. Um trabalho revisional foi realizado por Fernandes e Muehe (2006), para apresentar as características gerais do fenômeno EN e os mecanismos de variação climática, que modificam o padrão de ventos e PP que afetam a costa brasileira transformando o padrão morfodinâmico das praias.

Souza e Ângulo (1999) analisaram dados referentes a levantamentos e perfis topográficos da praia de Itapoá, litoral norte de Santa Catarina, durante agosto de 1996 e junho de 1998. O acompanhamento das variações topográficas foi direcionado para uma análise morfodinâmica das praias, com o objetivo de mostrar tendências de progradação e retrogradação da linha de costa. Os resultados mostraram que no período entre junho de 1997 a março de 1998, em sete dos nove perfis estudados, foram identificados intensos processos erosivos. Para os autores, a erosão ocorrida foi favorecida pela ocorrência de EN, que determinou o aumento da frequência das ondas de tempestades na região sul do Brasil e permanência semiestacionária das frentes frias. Outro fator associado ao EN foi o aumento da pluviosidade, que também contribuiu para aceleração dos processos erosivos.

Bittencourt *et al.* (1987) e Farias *et al.* (1994) realizaram uma série de levantamentos topográficos em três perfis na praia da Armação, Bahia, para identificar um padrão morfodinâmico. Constatou-se a ligação entre o padrão de ventos com o sentido da deriva litorânea, ou seja, a ligação entre o transporte de sedimentos e a obliquidade de incidência das ondas. Os autores relacionaram os processos de erosão e acreção a diminuição dos ventos de sul e mudanças no padrão de ondas, em 1983, ano de forte evento EN.

Dominguez e Bittencourt (1994), Rodrigues (1999), Castro (2001) e Castro e Calheiros (2003) escreveram sobre a influência do ENOS sobre campos de dunas costeiras. Dominguez e Bittencourt (1994) associaram a presença dos campos de dunas do litoral nordestino (que se estende da costa do Rio Grande do Norte até a costa do Maranhão) ao clima, pois as dunas móveis nesse setor do litoral se posicionam nas áreas onde são observados pelo menos quatro meses secos ao longo do ano. O processo de migração é climaticamente controlado, com as menores taxas nos meses de inverno-primavera, que são meses chuvosos, uma vez que os sedimentos estão mais umedecidos, dificultando seu transporte, logo, com aumento de chuvas acaba ocorrendo menor taxa de transporte.

Rodrigues (1999) ao estudar as taxas de transporte eólico na região de Cauípe (oeste cearense) observou uma sensível diferença entre os anos de 1996 e 1997. Durante o ano de 1996 (IOS positivo) os valores obtidos foram da ordem de 107 m³/m/ano. No ano de 1997, ano de forte EN, a taxa apresentou um ligeiro aumento, passando para 120 m³/m/ano. Esse resultado foi explicado pelo fato de que em anos de EN ocorre diminuição da pluviosidade e aumento da atividade de alísios, mobilizando maior volume de sedimentos. Desse modo, os sedimentos permaneceram mais secos durante um maior período de tempo, ocorrendo maiores taxas de migração.

Fernandez e Muehe (2006) demonstraram que entre 1995 e 2003 ocorreram variações no volume de sedimentos no campo de dunas de Massambaba, Rio de Janeiro, influenciada pelo EN. Os dados dos autores reportam uma sensível queda do estoque sedimentar das dunas entre 1997 e 2001. Isso teria acontecido devido a um bloqueio de frentes frias abaixo do trópico de Capricórnio, que favoreceu a incidência de ventos de NE que chegam as dunas. Esses ventos causaram erosão das dunas, reduzindo o volume de sedimentos. Em Dunas do Paracuru, estado do Ceará, Castro (2001), analisou as relações entre o ENOS e o desenvolvimento de formas específicas de dunas no litoral setentrional do nordeste brasileiro. Os resultados obtidos por fotogrametria em uma série temporal de fotos aéreas e dados de PP, referentes ao período entre 1933 e 1999, sugerem que o aumento da quantidade de dunas barcanas na estação seca e parabólicas durante as chuvas, estão relacionados, respectivamente, a eventos EN e LN. Os sedimentos são transportados da praia para o interior, migram sobre a planície costeira e retornam parcialmente ao mar através do sistema de drenagem ou pelas dunas que constituem a planície de deflação (Castro e Calheiros, 2003).

2.1.2 Variabilidade climática e proteção de zonas costeiras

Uma das vantagens de estudar a influência de eventos climáticos nas regiões costeiras é a possibilidade de utilizar essa informação com a finalidade de proteger estes ambientes de possíveis catástrofes. De acordo com Wooldroffe (2003) são quatro estratégias possíveis de serem adotadas no caso de elevação do nível dos mares: (1) nenhuma proteção, levando a eventual abandono; (2) proteção da linha de praia, onde quebra-mares são construídos ao longo da costa; (3) alojamento, tornando possível lidar

com possíveis inundações, elevando a costa e construindo verticalmente e; (4) evacuação controlada, associada a soluções de engenharia, que levem em consideração os processos naturais de ajuste. Inicialmente essas estratégias foram formuladas para ilhas barreira, mas logo foram adaptadas para outros tipos de linhas de praia, onde o nível do mar pode ser uma ameaça. A decisão de defender, recuar ou manter é relativa, dependendo do grau de elevação do nível do mar, ambiente geomorfológico, disponibilidade de sedimentos e erosão, fatores sociais, econômicos, etc.

Os locais que experimentaram eventos catastróficos já possuem algum tipo de planejamento, para minimizar os danos que uma tempestade e a subida do nível dos mares podem causar. Recente pesquisa mostrou que 76% das tempestades com danos reais na costa central da Califórnia, entre 1910 e 1995, ocorreram em períodos de EN (Storlazzi *et al.*, 2000). As taxas de subida do nível do mar na costa oeste americana nos últimos 25 anos é uma preocupação atual do monitoramento e engenharia costeira (Allan e Komar, 2006).

Storlazzi *et al.* (2000) compararam os danos causados pelos EN de 1982-1983 e de 1997-1998 na costa central da Califórnia (Figura 12). Os principais fatores que contribuíram para os fortes danos causados pelas tempestades de 1982-1983 foi a combinação das altas marés astronômicas, nível do mar acima da média, e altas marés de tempestade. No inverno de 1982-1983 foram registradas 8 tempestades, com ondas de 5 a 8 m, sendo as maiores até então já vistas na praia de Baía Monterey. Essas ondas danificaram quebra-mares, piers, molhes e estacionamentos a beira-mar. Ao sul do estado houve forte recuo no campo de Dunas de Pajaro.

No inverno de 1997 já havia um alerta da NASA que indicava aumento na TSM em 4°C. Até o início de janeiro tudo parecia normal nas praias do centro da Califórnia. Na segunda semana de janeiro as ondas começaram a crescer, chegando a 2,5 m. Em fevereiro, a chegada de uma tempestade gerou ondas de até 10 m por todo o Pacífico, sendo observadas ondas de 4,2 m em Baía Monterey.

Storlazzi *et al.* (2000) afirmam que as principais diferenças entre os dois eventos na costa central da Califórnia foram, principalmente, em relação aos danos. Enquanto o primeiro evento causou danos de bilhões de dólares, o segundo teve uma redução de 50% nos custos. O estudo de Storlazzi *et al.* (*ibidem*) encontrou vários fatores que contribuíram para isso, como: a) ventos de sul provocaram a subida do nível do mar em 1982-1983,

enquanto o vento predominante na tempestade de 1997-1998 foi de oeste e está direção de vento não provoca elevação do nível do mar, reduzindo a possibilidade de ondas grandes atacarem a linha de costa; b) o nível do mar foi mais elevado no inverno de 1997-1998; c) as ondas no ano de 1997-1998 foram 20% maiores que no inverno de 1982-1983, porém neste período as duas maiores tempestades atingiram a costa central na maré de enchente e, finalmente; d) em 1981-1982 ocorreram duas grandes tempestades que provocaram grande erosão a costa central da Califórnia, assim, quando ocorreram as tempestades relacionadas ao EN 1982-1983 a praia não havia se recuperado do evento anterior, fato que não correu no inverno que antecede o EN de 1997-1998.

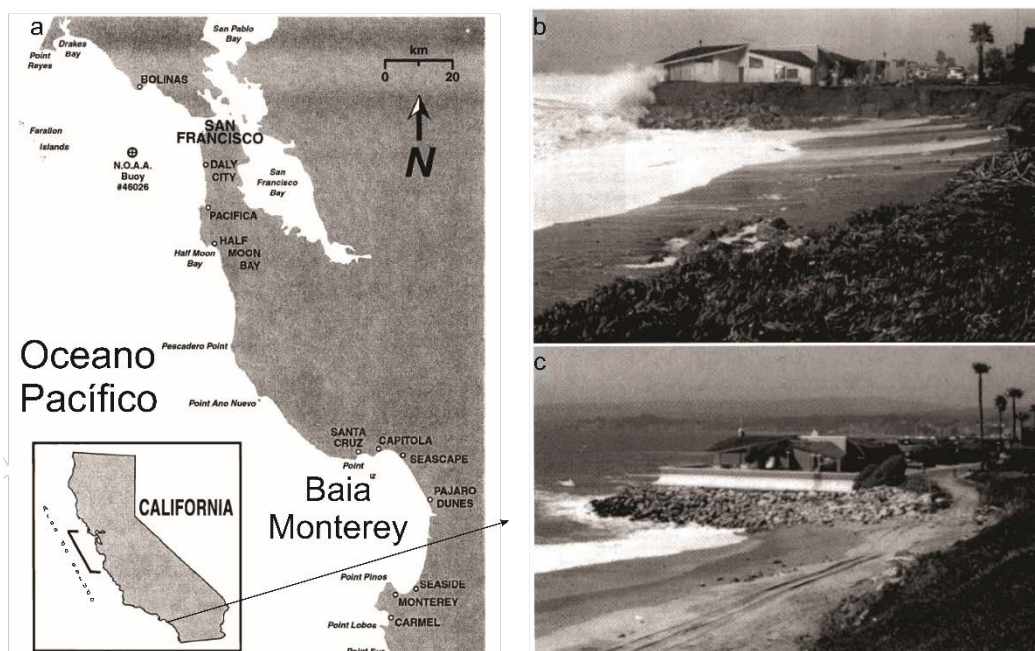


Figura 12 – Mapa da área de estudo de Storlazzi *et al.* (2000), Califórnia. Diferenças entre os dois mais intensos eventos El Niño em uma residência a beira-mar em via Gaivota, sul da Califórnia. (a) 1982-1983; (b) 1997-1998. Após as tempestades de 1983, foi colocado um quebra-mar em arco, estacas de aço e os entulhos que haviam sido removidos foram recolocados na volta do quebra-mar, como proteção adicional.

Em relação ao volume da PP, choveu mais no inverno 1997-1998, colaborando para o aumento da carga de sedimentos que chegavam a costa, ajudando a diminuir o impacto das ondas. Estes sedimentos foram levados pelos rios e correntes. Os sedimentos *offshore* depositados também colaboram na diminuição da energia da onda que quebra na linha de costa, uma vez que as barras formadas *offshore*

diminuem a profundidade, fazendo com que as ondas quebrem antes de chegar a linha de praia.

Assim, é possível perceber que em ambos eventos houveram fortes questões naturais, que aumentaram o potencial de destruição. Ainda assim, uma causa antrópica foi determinante nas diferenças entre esses eventos. Em função do primeiro episódio foram colocados mais de 7 km de estruturas de proteção costeira ao longo da costa central da Califórnia (Figura 13). Os custos com os danos causados pelas tempestades de 1997-1998 foram bastante reduzidos (50%) devido ao investimento feito na proteção das zonas costeiras, de acordo com o modelo utilizando como referência as tempestades de 1983 (Storlazzi *et al.*, 2000).

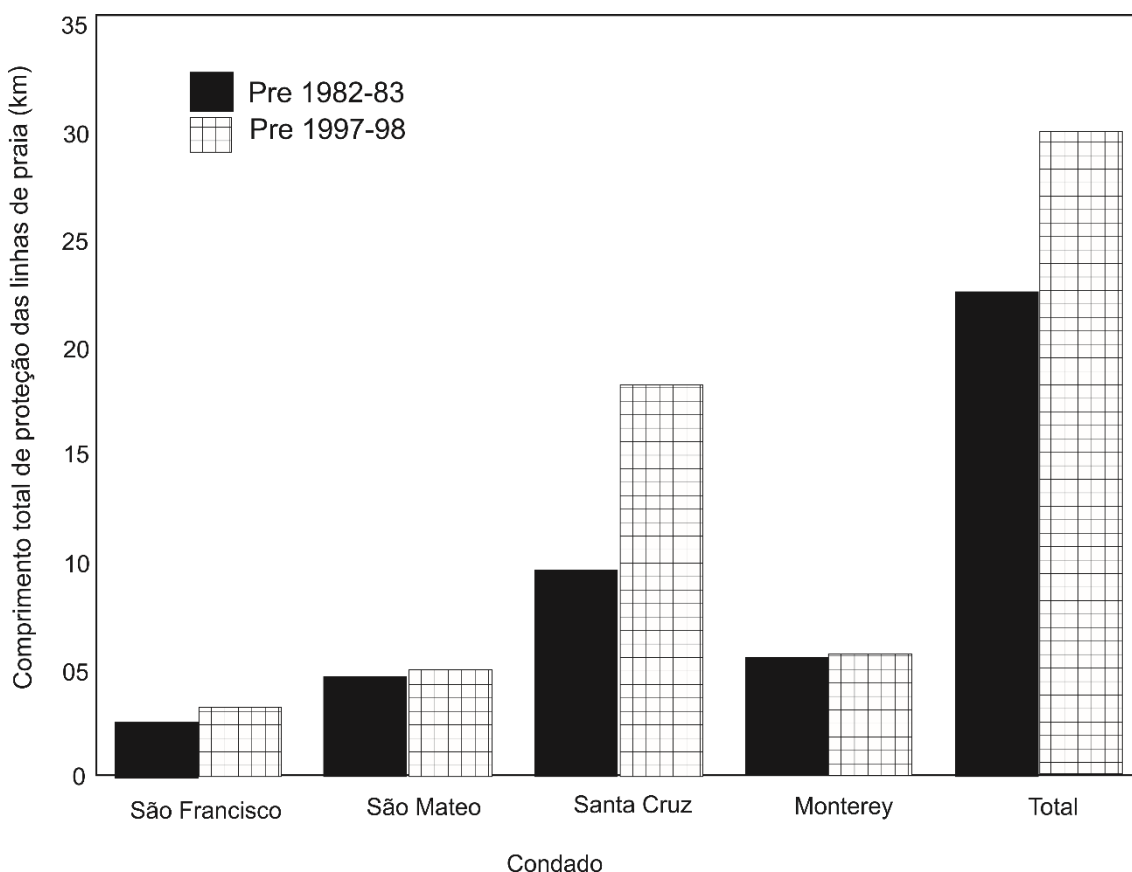


Figura 13 - Distribuição das estruturas de proteções de linha de costa ao longo de quatro condados do estado da Califórnia, apresentando os números antes do evento de 1982-1983 e antes do evento de 1997-1998. Fonte: Storlazzi *et al.* (2000).

2.2 Geoindicadores e variabilidade climática

Sustentabilidade é uma prática que possui o objetivo de diminuir os impactos causados pela exploração dos recursos naturais do nosso planeta (Comissão Mundial sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento, 1991). A prática da sustentabilidade requer um bom planejamento, que por sua vez torna necessário estudos interdisciplinares envolvendo sociedade, economia e ambiente. Diversos comitês internacionais (como no Painel Intergovernamental para Mudanças no Clima - IPCC, 2013) propõem a sustentabilidade como solução para os impactos causados pela atividade humana sobre o clima e a natureza. A sustentabilidade é viabilizada pelo monitoramento de ambientes naturais e para tanto faz-se necessário o uso de ferramentas, protocolos e padrões de avaliação da saúde e estabilidade da natureza. Porém muitos dos impactos causados pelo homem, como as mudanças climáticas, são somente perceptíveis a longo prazo, tornando difícil uma avaliação em tempo real. Em contrapartida a isso, a *Union of Geological Sciences* (estabelecida em 1992) por meio da *Commission on Geological Sciences for Environmental Planning* (COGEOENVIRONMENT) desenvolveu listas de indicadores geológicos, finalizadas por Berger e Iams (1996). Esses indicadores possibilitam o monitoramento ambiental na escala de vida humana (<100 anos), facilitando a percepção da sociedade e governos a respeito das variações ocorridas na natureza em detrimento da ação antrópica. Esses indicadores ambientais também são conhecidos como geoindicadores.

Berger (1997) descreve os geoindicadores como medidores de alta resolução das mudanças na superfície e sub superfície terrestre. Higgins e Wood (2001) caracterizam geoindicadores como ferramentas que facilitam a interpretação e classificação de indicadores geológicos e suas mudanças ao longo do tempo. Os geoindicadores produzem pistas para responder as questões mais importantes. Eles tornam perceptíveis tendências e fenômenos difíceis de detectar instantaneamente (Berger, 1996).

Funcionalmente, indicadores devem tanto quantificar quanto simplificar informações a respeito de um objeto. Os principais indicadores ambientais devem ter sua eficácia avaliada em termos de: (a) validade científica, (b) disponibilidade de dados, (c) alcance geográfico nacional ou regional, (d) resposta as mudanças no ambiente, (e) representatividade das condições do todo, (f) acessível a não especialistas, (g) relevância e utilidade para usuários em potencial e, (h) ser mensurável ou comparável (Berger, 1996).

As mudanças observadas em geoindicadores associadas a parâmetros hidrológicos, meteorológicos e biológicos possibilitam rastrear tendências e, inclusive, prever o comportamento do ambiente no futuro. O uso de geoindicadores possibilita o monitoramento integrado do ambiente.

Geoindicadores costeiros e variabilidade climática

As regiões costeiras são naturalmente dinâmicas e, por isso, extremamente sensíveis a intervenção humana e consequências do aquecimento global (Baily e Nowell 1996). Os relevos costeiros podem ser utilizados como indicadores ambientais dos processos ali atuantes. Muitos aspectos desse ambiente podem ser revelados pelo estudo da geologia e geomorfologia costeira. Fatores não marinhos incluem litologia, dinâmica das águas subterrâneas, regime térmico e tectônica. A estratigrafia dos pós praia pode exercer um importante controle nas taxas de erosão. O vento exerce papel crítico em algumas áreas.

Forbes e Liverman (1996) afirmam que feições morfodinâmicas são bons geoindicadores costeiros. Berger (1997) lista os 27 geoindicadores mais adequados ao monitoramento ambiental, dos quais 6 são encontrados em ambientes costeiros: química de corais e mangues, formação e reativação de dunas, nível e salinidade de lagos e lagoas, nível relativo do mar, posição da linha de praia e morfologia de canais. De acordo com Berger e Iams (*ibidem*), com exceção aos recifes de corais e manguezais, todos outros geoindicadores costeiros podem ser utilizados em todas regiões climáticas.

Para Forbes e Liverman (1996) importantes geoindicadores costeiros são: mudanças no nível do mar e posição da linha de costa. O monitoramento cuidadoso de indicadores costeiros pode revelar se existe relação entre eventos meteorológicos e a estabilidade da morfologia costeira (Berger e Iams, 1996). Por exemplo, as regiões costeiras são rapidamente desestabilizadas em evento de tempestades. Ainda, Morton *et al.* (2000) explicam que áreas que não são afetadas por eventos de tempestade estão sujeitas a outras perturbações, como aumento/redução de PP, causadas por eventos de variabilidade climática (*i.e.*, El Niño e La Niña).

Castro e Calheiros (2003) analisaram as relações entre episódios de EN e LN e o desenvolvimento de algumas formas específicas no litoral setentrional do nordeste brasileiro. As formas foram observadas em fotografias aéreas e utilizadas como

geoindicadores. A relação com o ENOS foi feita por dados de PP entre 1913 e 1999. Os resultados indicaram aumento na formação de dunas barcanas na estação seca e parabólicas durante os período e alta pluviosidade, associados a eventos de EN e LN, respectivamente.

3 Área de estudo

3.1 Características físicas da PCRGS

De acordo com a Carraro *et al.* (1974), o Rio Grande do Sul (RS) é dividido geomorfologicamente em quatro províncias: o Planalto, a Depressão Periférica, o Escudo Sul-Riograndense e a Planície Costeira. A PCRGS possui 33000 km² de área, e 630 km de extensão (Figura 14).

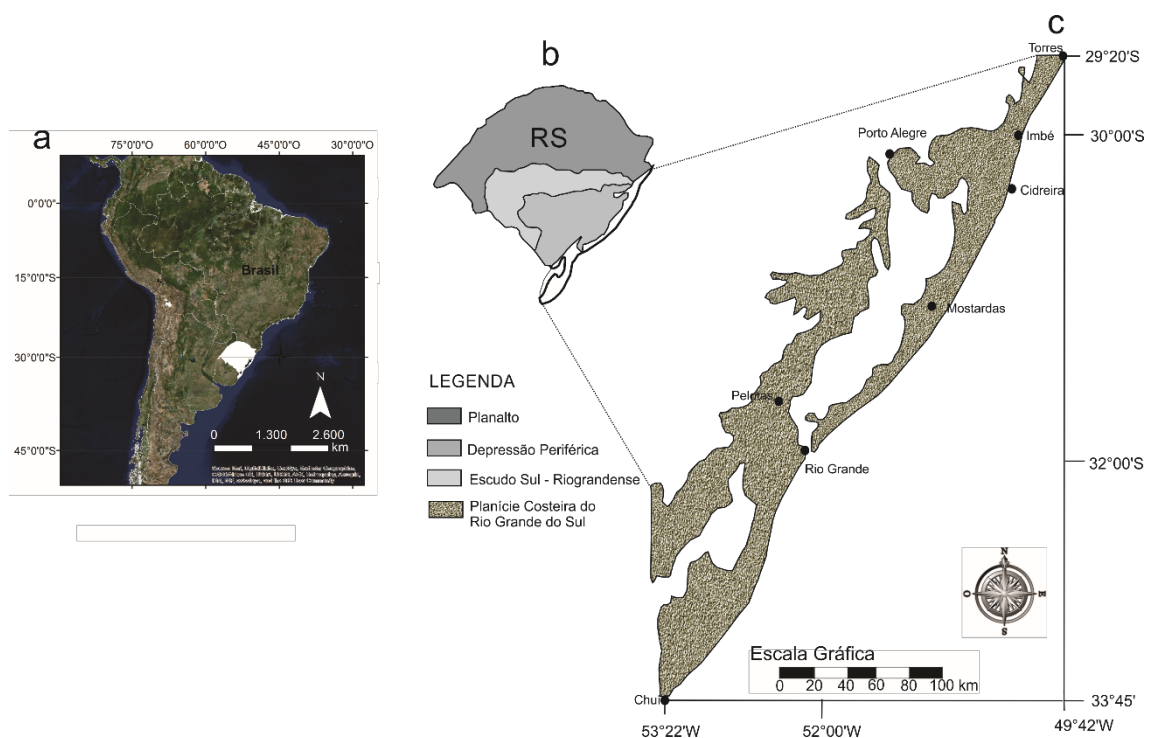


Figura 14 - Localização do Estado do Rio Grande do Sul no Brasil e América do Sul (a), divisão geomorfológica do Estado (b) de acordo com Carraro *et al.* (1974) e localização da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (c).

Esta província é dividida entre Terras Baixas (emersas e submersas da bacia de Pelotas) e Terras Altas (aflorantes a oeste na PCRGS), constituídas por rochas pertencentes ao Escudo Sul-Riograndense e bacia do Paraná (Figura 15).

As Terras Baixas são abastecidas de sedimentos clásticos terrígenos, oriundos dos processos de erosão e transporte que ocorrem nas Terras Altas. Quando a carga sedimentar chega a costa, deposita-se, ficando expostas aos mais variados processos

naturais do ambiente costeiro. O resultado desses processos compartimentou as Terras Baixas em cinco áreas geologicamente distintas: Planície Aluvial Interna, Barreira das Lombas, Sistema Lagunar Guaíba-Gravataí, Sistema Lagunar Patos-Mirim e Barreira Múltipla Complexa, sendo as duas últimas as mais importantes para o presente trabalho.

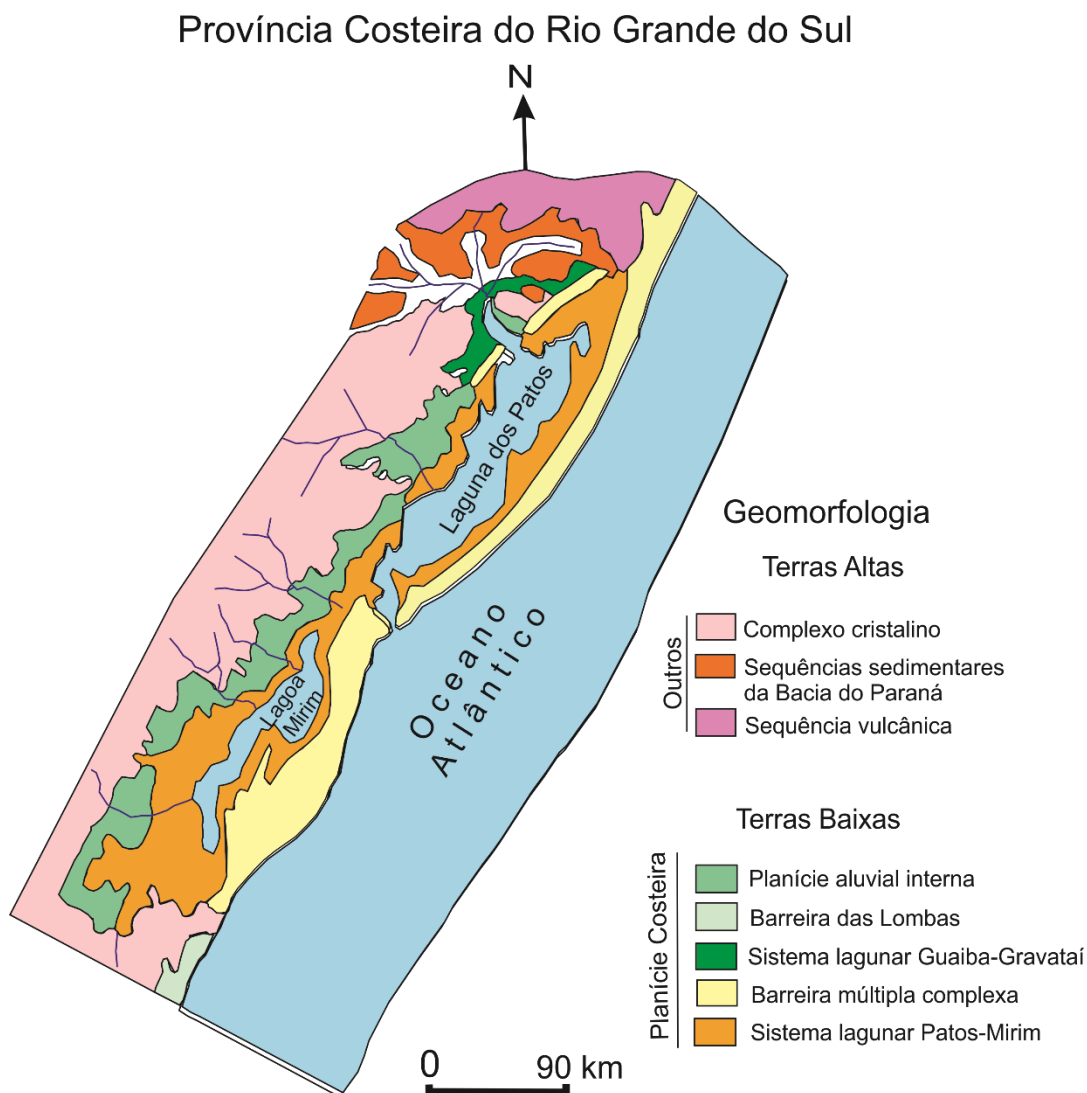


Figura 15 - Divisão da Província Costeira do Rio Grande do Sul e províncias adjacentes, adaptado de Villwock (1984).

O Sistema Lagunar Patos-Mirim se formou pelas oscilações do NMM, que resultaram na abertura e fechamento dos canais de comunicação com o Oceano Atlântico. Essas variações construíram terraços, cristas de praia, pântanos, além da erosão e deposição de suas margens, responsáveis pela construção de falésias e pontais arenosos encontrados nas presentes e antigas linhas de costa. O isolamento desse sistema ocorreu

através de uma faixa de terras correspondente a Barreira Múltipla-Complexa, que se estende ao norte, entre o Planalto e o Oceano Atlântico, e ao sul isolando o Sistema Lagunar Patos-Mirim (Villwock e Tomazelli, 1995).

A Barreira Múltipla-Complexa caracteriza-se pela presença de terraços aplainados, intercalados por depressões alongadas em diferentes estágios evolutivos (lagos, lagunas e pântanos). Também é presente um conjunto de sistemas laguna-barreira, ali sucessivamente construídos ao longo das três últimas grandes variações glácio-eustáticas. Uma complexidade de tipos de depósitos se intercalam nesse compartimento da PCRGS: praias, eólicos, lacustres, lagunares, paludiais, fluviais e deltaicos.

O sistema laguna-barreira compreende três subsistemas deposicionais, interligados: subsistema lagunar (desenvolvem-se no espaço de retrobarreiras, que corresponde a mais baixa topografia, entre a barreira e os terrenos mais antigos. Ex: lagunas, lagos, pântanos, etc), subsistema barreira (praias arenosas e campos de dunas eólicas adjacentes) e o subsistema de canal de ligação (*inlet*, unidade morfológica que viabiliza o contato entre o subsistema lagunar e o mar aberto). Em nosso litoral existem poucos canais, que, devido à influência da deriva litorânea, tendem a migrar em direção ao sentido dominante das correntes, NE/SW (Villwock e Tomazelli, 1995).

A costa do RS é governada por regime de micromaré (0,5 m), o litoral também é condicionado por correntes longitudinais e ondas de 1,5 m de altura média. Os ventos predominantes são de nordeste, mas os de sudoeste são os mais competentes e intensos.

Nicolodi *et al.* (2001) descrevem a distribuição das direções das correntes litorâneas ao longo da costa do RS, tanto para SW, como para NE, num padrão claramente bidirecional e muito regular. A deriva litorânea, do quadrante S-SW, gera correntes com grande capacidade de arraste, responsáveis por 30% do transporte total. As ondulações de maior frequência, N-NE, produzem pequena deriva total, 2% (Lima *et al.*, 2001; Toldo e Almeida, 2006). No inverno os ventos predominantes são de SSW, SW e WSW, os maiores responsáveis pelas tempestades registradas, e que se traduz no período das maiores modificações no perfil praias (Calliari, 1992; Tomazelli, 1993).

A deriva líquida no litoral do RS tem como resultante a direção SW-NE, principalmente no inverno (Lima *et al.*, 2001, Toldo *et al.*, 2006). Nos meses de transição para o verão ocorre inversão do sentido da corrente e do transporte de sedimentos, de NE para SW.

3.2 Clima da PCRGS

Para uma caracterização climática da PCRGS é necessário antes descrever o clima do Rio Grande do Sul (RS). Strahler (1986) elaborou uma classificação climática considerando a atuação das massas de ar, e de acordo com essa classificação, o RS tem clima controlado por massas de ar tropicais e polares.

A classificação climática de Köppen (1936), categoriza o clima do RS como um mesotérmico úmido sem estação seca (*Cf*). Existem dois tipos: o *Cfa*, subtropical com temperatura média do mês mais quente superior a 22° C e a temperatura média do mês mais frio entre - 3° C e 18° C; o outro tipo é o *Cfb*, subtropical com temperatura média do mês mais quente inferior a 22° C e a temperatura média do mês mais frio entre - 3° C a 18° C. É importante destacar que esta subdivisão ocorre em função das diferenças de altitude, ficando a área de estudo, a PCRGS, numa região onde o clima pode ser classificado como do tipo *Cfa*.

O estado do RS está situado em uma região subtropical, de transição entre baixas e médias latitudes. Nessa posição, o estado é influenciado pela Frente Polar Atlântica (FPA), uma descontinuidade atmosférica gerada pelo encontro das massas tropicais com as polares. De acordo com Monteiro (1963) a FPA atua sobre o regime de PP do RS.

Dois sistemas de alta pressão atuam também sobre o clima do RS: o Anticiclone Santa Helena (ASH) e o Anticiclone Migratório Polar (AMP). Esses dois sistemas de alta pressão possuem participação na origem das massas de ar atuantes na região

As heterogeneidades entre as propriedades físicas de duas massas de ar de origem distintas geram frentes ou descontinuidades. As mais importantes massas de ar atuantes no RS são as massas Polar marítima (mP) e Tropical marítima (mT). A FPA é a descontinuidade atmosférica gerada pelo encontro das duas. Essas duas massas de ar prevalecem alternadamente, controlando, assim, o comportamento da atmosfera sobre o RS (Nimer, 1977).

O sistema atmosférico que origina a mT é o ASH. De dezembro a fevereiro, o aquecimento da atmosfera desloca para o sul toda circulação troposférica, e o RS fica sob o domínio da mT. Durante seu deslocamento, a mT sofre variações em suas características físicas, fato que gera instabilidade e PP na sua chegada ao RS. Já durante o outono e o inverno temos o predomínio da mP, que se desloca para norte e atua sobre o clima do estado. Nesse período do ano a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) se desloca

para o HN, entre 7° e 9° N (Jiminez e Oliver, 1987), deslocando a ASH para norte. Como consequência o RS deixa de estar sob o domínio da ASH e passa a ter seu clima controlado pela FPA e pelo AMP. Logo, no inverno, a FPA gera chuva frontal sobre o RS.

Geralmente após a atuação da FPA, temos a passagem da AMP que quando interage com as águas frias do Oceano Austral formam a mP. Oliveira e Ribeiro (1986) afirmam que a mP é constituída de ar frio e seu fluxo preferencial é no sentido sul-norte em direção ao Planalto Central, podendo deslocar-se no sentido SW – NE, ao longo do litoral, atingindo até a Região Nordeste; ou no sentido S – N – NW, ao longo da calha do Paraguai, atingindo a Amazônia.

A formação de grandes tempestades possui relação também com massas de ar originadas na região do Chaco. O forte aquecimento da superfície continental entre o verão e o outono, pode ser propícia a formação de massas de ar continental tropical (cT), instáveis, pouco nebulosas e úmidas (Andrade, 1972; Tubelis e Nascimento, 1980). A cT ao se deslocar pode absorver umidade e quando encontrar uma mP pode formar Cumulonimbus, através do aquecimento basal e convecção, gerando PP ou grandes tempestades, inclusive do tipo Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) (Viana, 2009).

Em relação as classificações climáticas do RS, alguns autores propuseram divisões, como Araújo (1930), que considerou a altitude e a proximidade com o oceano. As regiões definidas receberam as denominações de Campanha, Vale do Uruguai, Serra do Sudeste, Depressão Central, Missões, Planalto, Serra do Nordeste e Litoral. Machado (1950) descreveu minuciosamente e numericamente os elementos meteorológicos, variações, intensidades e épocas de ocorrência. Araújo (1930) e Machado (1950) concordam que a região climática denominada de Litoral apresenta o menor índice pluviométrico anual do RS. As normais de temperatura e PP de Imbé, Osório, Torres, Maquiné, Rio Grande e Santa Vitória do Palmar, indicam que a classificação climática, de acordo com Köppen (1936), é *Cfa*. As temperaturas médias ficam entre 15 e 25°C. As chuvas na PCRGS são bem distribuídas ao longo do ano todo, cabendo destacar que, de acordo com Viana (2009), a costa norte possui as maiores médias de PP, devido, principalmente, as chuvas orográficas, ocasionadas pela proximidade deste setor ao planalto sul-riograndense.

3.3 Sangradouros e lagunas costeiras na PCRGS

Sangradouros (*washouts*) são canais que surgem sobre os campos de dunas em resposta a necessidade de escoamento das águas pluviais acumuladas no pós praia (depressões e banhados). Eles rompem o cordão de dunas, levando areia para a face praial, zona de arrebentação e deriva litorânea. Apesar de desestabilizarem as dunas frontais, os sangradouros desenvolvem um papel fundamental no transporte de sedimentos entre os diferentes ambientes costeiros (Figueiredo e Calliari, 2005).

Os sangradouros são corpos d'água rasos que, geralmente, se desenvolvem em praias de micromarés dominadas por ondas e vento, em barreiras arenosas com pouca declividade e morfodinâmica de intermediária a dissipativas. Além disso, os sangradouros possuem um importante papel ambiental nas regiões costeiras. Eles são responsáveis pela erosão, transporte e deposição de sedimentos de um ambiente para o outro (Serpa, 2013).

Pereira da Silva (1998) classificou os sangradouros em permanentes, intermitentes e efêmeros. A classificação utilizou como critérios: distribuição, comportamento sazonal e abastecimento. Os sangradouros permanentes fluem o ano inteiro independente da estação do ano. Os sangradouros intermitentes fluem constantes em determinadas condições climáticas, sazonais e meteorológicas. Já os efêmeros surgem durante uma tempestade ou períodos de alta PP, desaparecendo após a vazão completa do excedente de água depositado no pós praia. O mesmo autor os classificou quanto a sua morfologia. Os canais anastomosados caracterizam-se pela formação de barreiras arenosas, interrompendo o fluxo principal e dando origem a canais secundários. Os canais meandantes surgem em praias dissipativas, formando canais sinuosos. Por fim, os canais retilíneos são caracterizados por fluxo intenso com alta carga sedimentar, originados de intensa PP.

A PCRGS apresenta poucas desembocaduras de rios ao longo de sua linha de praia. Porém, de acordo com Figueiredo e Calliari (2005), a baixa quantidades de desembocaduras de rios na PCRGS tem sua função, em parte, complementada pelo grande número de sangradouros ao longo de toda a costa. Figueiredo e Calliari (2005) estudaram a distribuição espacial e sazonal dos sangradouros na PCRGS. Observaram também como a morfologia e a geologia da barreira costeira influenciam na geomorfologia dos sangradouros, também pontuando como a atividade antrópica

interfere na natureza desses corpos d'água. Os autores monitoraram a costa em transectos de 10 em 10 km, por 10 anos, observando um padrão mensal e sazonal no número de sangradouros. Foi observado que não existe um padrão homogêneo de distribuição dos sangradouros na PCRGS. Os locais de maior número de sangradouros estão na costa central, bem como os locais com menor quantidade deles. Os locais com maior número estão ao norte do canal de Rio Grande, nos Faróis da Conceição e Mostardas e na Praia do Mar Grosso. Os locais de menor número de sangradouros também estão ao norte do canal de Rio Grande, próximos as lagoas do Peixe e Estreito. Na costa norte existem também inúmeros sangradouros, principalmente nas Praias de São Simão e Torres. Já na região de Tramandaí, eles reduzem bruscamente de número. De acordo com Figueiredo e Calliari (2005), a orientação e morfologia das dunas facilitam o percurso do sangradouro até a praia no Farol de Mostardas. Já os locais na PCRGS que apresentam poucos sangradouros possuem lagoas e lagunas costeiras adjacentes (Lagoa do Peixe, Lagoa do Estreito e Laguna de Tramandaí). Essa condição se estabelece porque nesses locais o excedente hídrico corre em direção as depressões lagunares (Figueiredo e Calliari, 2006). A grande quantidade de lagoas e lagunas na PCRGS é relacionada a formação geológica da barreira costeira. Porém, é possível que em locais que apresentam lagoas de bolso em seu entorno, a situação se inverta. Nos arredores de São Simão (30° 54' S; 50°44' W), em períodos de alta pluviosidade, as lagoas de bolso transbordam, gerando inúmeros sangradouros sobre o campo de dunas. Os sangradouros originados das lagoas de bolso possuem grandes profundidades e larguras.

Figueiredo e Calliari (2006) afirmam que a geomorfologia da barreira costeira na PCRGS é determinante na distribuição e número de sangradouros. Os locais com maiores números de sangradouros estão condicionados à constituição do substrato praial. Em função da permeabilidade do solo, substratos compostos por turfeiras e arenitos tendem a formar sangradouros para escoar o excedente de água oriunda da PP. A granulometria influencia no estado morfodinâmico da praia e também na formação de sangradouros. Enquanto na região de maior número de sangradouros as praias são de dissipativas a intermediárias (com menores declividades, dunas frontais baixas e granulometria mais fina), as regiões de menor número são intermediárias (possuem perfil praial mais íngreme, granulometria mais grossa e dunas frontais melhor desenvolvidas). Adicionalmente, os locais com menor número de sangradouros apresentam cúspides

praias e bermas bem desenvolvidos. Todos esses fatores juntos ocasionam maior permeabilidade do solo, diminuindo o tempo de permanência dos sangradouros na praia.

Os volumes de PP e a evaporação também são fundamentais para existência dos sangradouros. Figueiredo e Calliari (2006) afirmam que nos meses de verão, as médias de PP são as menores da PCRGS enquanto ocorrem as maiores taxas de evaporação, conseqüentemente reduzindo o número de sangradouros e desativando muitos dos intermitentes. Já nos meses de inverno e início da primavera, as altas médias de PP, associadas a baixa evaporação favorecem o surgimento de sangradouros e incremento na descarga dos permanentes e intermitentes. Sazonalmente são em maior número no inverno (9 a cada 10 km), reduzindo bastante no verão (3 a cada 10 km).

4 Metodologia

Nesse capítulo serão descritas as características e origens dos dados utilizados e os processos estatísticos aplicados para calcular as anomalias de PP e a relação entre os índices de PP, o SAM e o MEI. Por fim, serão discutidos brevemente a origem e geoprocessamento das imagens Landsat com ênfase à interpretação da composição colorida escolhida.

4.1 Dados de precipitação

Com a finalidade de analisar os dados de PP foram utilizadas duas fontes distintas. A primeira delas um pluviômetro da Agencia Nacional de Águas, e a segunda foram dados do satélite TRMM, descritos a seguir.

4.1.1 Dados de precipitação da Agencia Nacional de Águas

Para o primeiro artigo da tese, onde foi realizado um estudo comparativos entre as anomalias de PP no Parque Nacional da Lagoa do Peixe (PNLP) e os índices SAM e ENOS, foi utilizada uma série de dados da Agencia Nacional de Águas (ANA), no período de 1961–2008. A estação meteorológica encontra-se localizada em -51, 0571 (6570342) de longitude e -31, 1481 (499950) de latitude, no município de Mostardas/RS. Os dados foram obtidos no Hidroweb, banco de dados da ANA (2008), disponível no endereço:< <http://hidroweb.ana.gov.br/>>.

Devido à baixa distribuição espacial dos dados, foi aplicado o método de interpolação chamado *Krigagem*, para melhor representar os dados de PP, espacialmente e temporalmente. Esse método consiste em estimativas do valor de um atributo em locais não amostrados, convertendo observações pontuais em um campo contínuo de dados (Viana, 2009). Após os cálculos de médias e anomalias de PP no PNL P foi aplicado o estudo comparativo entre os índices climáticos, pela estatística descritiva.

4.1.2 Dados do TRMM

Dados de PP podem ser obtidos por pluviômetros, pluviógrafos e sensores remotos. Se comparados, as estimativas feitas por satélite reproduzem com maior fidelidade os dados de PP, porque os pluviômetros e pluviógrafos cobrem uma área muito menor (10^{-1} m^2), enquanto os de satélite de 10^6 a 10^8 m^2 . Conforme Kummerow *et al.* (2000) afirmam, a PP é um dos parâmetros atmosféricos mais difíceis de mensurar devido a sua alta variabilidade no espaço e no tempo (Viana, 2009).

Assim, a possibilidade de realizar a estimativa dos volumes de PP por satélites aumenta a área de cobertura, incluindo os locais que não possuem pluviômetros, como os oceanos, por exemplo. Além disso, outra facilidade é a obtenção de dados diretos, sem necessidade de interpolação, técnica obrigatória no uso de pluviômetros.

Os dados de satélites baseiam-se na interação entre a radiação eletromagnética e as partículas sólidas presentes nas nuvens. Kidder e Haar (1995) dividem as técnicas de sensoriamento meteorológico em: infravermelho, visível, microondas passivo e microondas ativo.

O satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) possui origem na parceria entre Agência Espacial Norte-Americana (NASA) e a Agência de Exploração Aeroespacial do Japão (JAXA). Esta missão foi lançada em 1997, incumbida de medir a PP e troca de energia (*i.e.*, calor latente) nas regiões tropicais e subtropicais do globo. O TRMM possui órbita circular, heliossíncrona, com inclinação de 35° em relação ao equador. Desde agosto de 2001, sua altitude é de 403 km, levando 90 minutos para realizar uma translação. O TRMM apresenta dados em grade regular, o que torna mais fácil à manipulação e garante cobertura mais ampla da superfície.

São três os sensores do TRMM: imageador de microondas (TRMM *Microwave Imager – TMI*), radar de PP (*Precipitation Radar – PR*) e sistema de radiômetro visível e infravermelho (*Visible and Infrared Radiometer System – VIRS*). Na tabela 4 estão disponíveis as principais características desses sensores.

Os produtos do TRMM, então, possibilitaram obter dados de PP de toda área de estudo em uma grade regular (Figura 16). Os dados foram importados do site da NOAA e plotados sobre a base cartográfica da PCRGs com o software *Surfer*. Depois de traçados, cada ponto da grade foi incluído em uma categoria/setor geográfico da PCRGs dividida em: costa sul, costa central e costa norte, como é possível ver na figura 17.

Tabela 4 – Características dos sensores de precipitação do TRMM.

Imageador de Microondas (TMI)	Radar (PR)	Radiômetro visível e infravermelho (VIRS)
10,7; 19,3; 21,3; 37,0; 85,5 GHz (polarização dupla, exceto para 21,3 GHz: apenas vertical)	13,8 GHz	0,63; 1,61; 3,75; 10,8 e 12 μm
10 km x 7 km FOV em 37,0 GHz	4,3 km de cobertura e 250 m de resolução vertical	2,2 km de resolução
Varredura cônica (53° de inclinação)	Varredura <i>cross-track</i>	Varredura <i>cross-track</i>
760 km de <i>swath</i> (largura da faixa)	215 km de <i>swath</i>	720 km de <i>swath</i>

Fonte: Viana (2009)

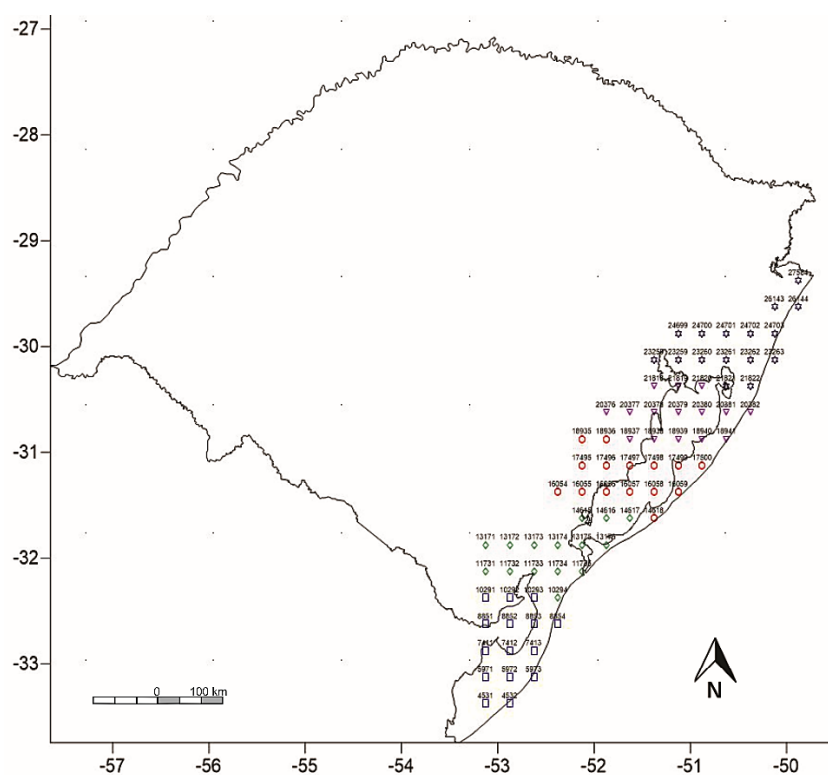


Figura 16 – Malha de dados do satélite *Tropical Rainfall Measurement Mission* plotados sobre a Planície Costeira do Rio Grande do Sul com o software *Surfer*.

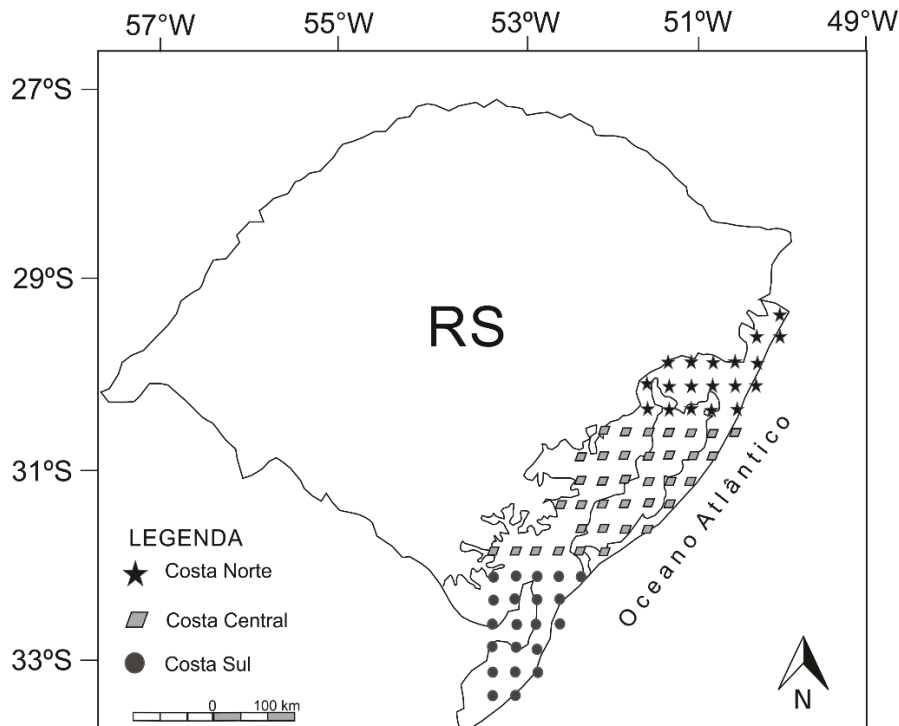


Figura 17 – Distribuição da malha de dados do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* de acordo com os setores utilizados: costas sul, central e norte.

4.1.2.1 Organizações dos dados TRMM

A resolução espacial da grade do TRMM é de $0,25^\circ$, em unidades de mm/h. Os dados de PP estão disponíveis no formato **.hdf* (*Hierarchical Data Format*) em: http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/data/datapool/TRMM_DP/. Os dados então foram convertidos para o formato ASCII (**.dat*), possibilitando sua leitura e organização em planilhas. Por serem disponíveis em milímetros por hora, é necessário o cálculo diário e mensal de cada ponto da grade, tendo o cuidado de multiplicar cada hora por 24 horas para se ter o volume do dia. Para o cálculo mensal é necessário a multiplicação dos volumes horários pelo número de dias do mês, atentando para a variação de dias que cada um deles tem.

OS dados TRMM estão disponíveis a partir de 1998. A série de dados TRMM cobre o período de 1998–2013. Usando essa série foram calculadas as médias de PP mensais e anuais. Pelas médias foi possível calcular as anomalias de PP pluviométrica para toda área da PCRGS, bem como para os três setores utilizados individualmente.

4.2 O índice SAM

Nesse estudo foi utilizado o índice SAM (Nan e Li, 2003), com dados disponíveis a partir de 1948, obtidos do *National Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics* (LASG), *Institute of Atmospheric Physics*, Beijing, China (<http://ljp.lasg.ac.cn/dct/page/65572>). O período utilizado compreende os anos de 1998 a 2013. Esse índice é definido como a diferença normalizada da PNM mensal entre 40° S e 70° S.

4.3 ENOS (El Niño – Oscilação Sul)

A Oscilação Sul (OS) foi descoberta em 1924 por Gilbert Walker, que observou uma diferença na pressão atmosférica entre o Taiti (17°S e 150°W) e Darwin (12°S e 130°E). Já o termo El Niño refere-se ao aumento da TSM no oceano Pacífico Tropical, enquanto o La Niña é empregado para a fase oposta.

Neste estudo foram utilizados dois índices diferentes: o Niño 3.4 e o MEI. O primeiro foi usado no estudo comparativo entre as anomalias de PP no PNLP e o índice ENOS entre 1961 e 2008. O Niño 3.4 é uma região no Pacífico Tropical utilizada para calcular as anomalias de TSM, e pelas médias de 5 meses de anomalias é possível identificar os fenômenos EN e LN. A localização da região Niño 3.4 é entre 5°S–5° N e 170°–120°W. Uma comparação realizada por Trenberth (1997) entre médias de 5 meses da TSM, nas regiões 3 e 3.4, relativa ao período climatológico base (1950–1979), mostrou que as temperaturas médias são mais altas na região Niño 3.4. Maiores temperaturas na região Niño 3.4 se devem a proximidade com a piscina de água quente no Pacífico e seus importantes centros de convecção de umidade. Os dados do Niño 3.4 estão disponíveis no sitio da NOAA (http://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/Data/nino34.long.anom.data). Já o MEI consiste no monitoramento de seis importantes variáveis sobre o Pacífico Tropical: pressão ao nível do mar, componentes do vento na superfície meridional e zonal, temperatura da superfície do mar, temperatura da superfície do ar e percentual de cobertura de nuvens. O MEI positivo representa El Niño enquanto o negativo é considerado La Niña. Os dados estão disponíveis também no site da NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/index.html>).

4.4 Análise dos dados

Este subitem descreve os métodos estatísticos utilizados nos cálculos de médias e anomalias de PP. Além disso, apresenta o método aplicado para relacionar as anomalias de PP aos índices climáticos SAM e MEI.

4.4.1 Estatística descritiva

A fim de organizar os dados de PP foi aplicada a estatística descritiva, que é utilizada para organizar, resumir e descrever os aspectos importantes no comportamento dos dados (Wilks, 2006). Após organizar os dados de PP em planilhas eletrônicas, foram calculadas as médias mensais, anuais e sazonais para a série 1998–2013. Com base nas médias, foram calculados os respectivos desvios padrão e anomalias. A figura 18 apresenta o fluxograma de trabalho desenvolvido nesta etapa.

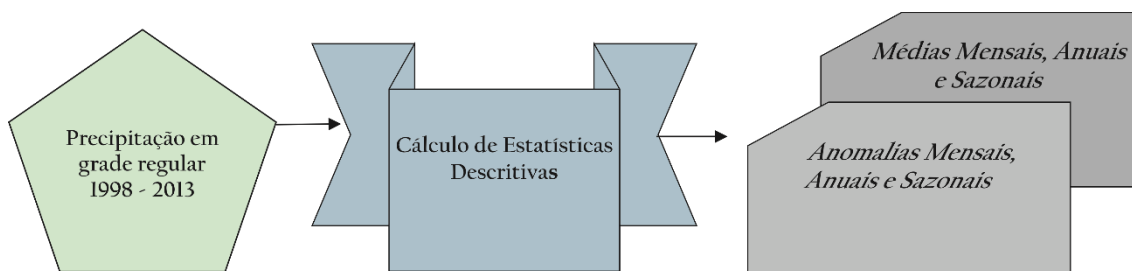


Figura 18 – Fluxograma apresentando as etapas de trabalho na geração de estatística descritiva, com produtos resultantes utilizados em todas etapas da tese.

Os resultados obtidos pela estatística descritiva permitiram também observar os três índices traçados em um gráfico para cada setor e toda PCRGS, possibilitando a identificação de períodos com mais de 5 meses de tendências a PP acima ou abaixo da média, associando a tendência dos índices SAM e ENOS simultaneamente. Os períodos encontrados com 5 meses ou mais de uma tendência de PP, associados a tendências dos índices SAM e ENOS, foram chamados de eventos de PP anômala.

4.4.2 Análise Multivariada de Dados

A Análise Multivariada de Dados (AMV) propõem analisar múltiplas variáveis em uma única relação. Hair *et al.* (2009) descrevem a AMV como o conjunto de técnicas

estatísticas que analisam múltiplas medidas simultaneamente sobre objetos ou indivíduos. Logo, é possível afirmar que qualquer análise que envolva mais de duas variáveis é multivariada.

Uma técnica bastante utilizada de AMV é a análise discriminante. Essa análise discriminante é a combinação linear de duas (ou mais) variáveis independentes que melhor diferenciam objetos, em grupos definidos *a priori*. Aqui os objetos são os índices de anomalias e seus diferentes sinais, positivos, negativos ou neutros. Assim, a discriminação entre eles é determinada estabelecendo-se os pesos das variáveis individualmente, maximizando as diferenças entre elas (*i.e.* a variância entre os grupos relativo a variância interna do grupo). A variável em análise discriminante é chamada de função discriminante (Equação 1).

$$Z_{jk} = a + W_1X_{1k} + W_2X_{2k} + \dots + W_nX_{nk} \quad (1)$$

Onde:

Z_{jk} = escore Z discriminante da função discriminante j para o objeto k

a = intercepto

W_i = peso discriminante para a variável independente i

X_{jk} = variável independente i para o objeto k

A análise discriminante é a técnica estatística apropriada para testar a hipótese de que as médias de grupo de um conjunto de variáveis independentes (ou variável métrica, que é a variável que possui unidade constante de medida) para dois ou mais grupos são iguais (Hair *et al.*, 2009). Calcula-se então a média dos grupos e essa média será chamada de centroide. Quando a análise envolve três grupos, por exemplo, serão três centroides. A função dos centroides é indicar o lugar mais comum de um grupo, permitindo analisar a distância entre os centroides de cada grupo analisado em função discriminante. A significância estatística é testada pela distância existente entre os centroides de cada grupo participante da análise. Essa distância é calculada comparando a distribuição dos escores discriminantes para cada grupo.

Se a sobreposição nas distribuições dos escores é pequena, a função separa bem os grupos, caso contrário a separação não foi bem sucedida. Cada função discriminante

calculará um escore discriminante (Z), algo que não é possível nas regressões lineares. Logo, a análise discriminante cria múltiplas variáveis estatísticas que representam dimensões de diferenciação entre os grupos analisados.

A identificação de variáveis discriminantes que sejam úteis na diferenciação dos grupos, pode ser feita enfatizando-se diferenças. Logo, uma maneira simples de aplicar essa diferenciação é por uma classificação das variáveis. Ainda, essa classificação pode utilizar valores padronizados para ser aplicado aos diferentes grupos. Uma técnica de AMV utilizada em climatologia que utiliza a classificação padronizada são as matrizes de classificação:

“A **matriz de classificação** fornece uma perspectiva sobre significância estatística. Com a análise discriminante múltipla, o **percentual corretamente classificado**, também conhecido com **razão de sucesso**, revela o quão bem a função discriminante classificou os objetos. Com uma amostra suficientemente grande em análise discriminante, poderíamos ter uma diferença estatisticamente significativa entre os dois (ou mais grupos) e mesmo assim classificar corretamente apenas 53% (quando a chance é de 50% com grupos de mesmo tamanho). Em tais casos, o teste estatístico indicaria significância estatística, ainda que a razão de sucesso viabilizasse um julgamento à parte a ser feito em termos de significância prática. Logo, devemos usar o procedimento da matriz de classificação para avaliar a precisão preditiva, além de simples significância estatística.” (Hair *et al.*, 2009, p. 241)

Uma medida a ser tomada antes da aplicação da matriz de classificação é a determinação de um escore de corte. Este, também conhecido como valor Z crítico, representa o ponto divisor usado para classificar os grupos. A determinação do escore de corte é baseado no centroide e no tamanho do grupo.

“O **escore de corte** é o critério em relação ao qual o escore discriminante de cada objeto é comparado para determinar em qual grupo o objeto deve ser classificado.” (Hair *et al.*, 2009, p. 241)

Algumas considerações importantes a respeito do escore de corte perfeito: pode-se usar um valor relativo entre os grupos ou valores iguais determinados pelo pesquisador levando em consideração uma média entre os grupos. Os resultados obtidos na classificação são apresentados em forma matricial. As entradas nas diagonais principais são os indivíduos corretamente classificados, os que ficarem de fora da diagonal estão classificados de forma errada. Os indivíduos de entrada na coluna chamada Tamanho Real do Grupo são os números de indivíduos totais de cada grupo. As entradas nas bases das colunas são os números de indivíduos daquele grupo em função discriminante. O percentual corretamente classificado de cada grupo fica na direita da matriz, enquanto o percentual total, também chamado de razão de sucesso, é apresentado na base. O número corretamente classificado n é obtido pela soma dos valores atribuídos em cada célula da diagonal principal (Hair *et al.*, 2009)

Assim, com a finalidade de avaliar a relação entre os índices climáticos de anomalias de PP, SAM e MEI, foram geradas matrizes de classificação em função discriminante (3x3) a qual se aplicou os scores Hit Rate (Percentual Corretamente Classificado pela função discriminante – Equação 2).

$$p = \frac{n}{N} \times 100 \quad (2)$$

Onde:

p = percentual corretamente classificado

N = tamanho da amostra

n = número corretamente classificado

Assim, primeiro foram relacionadas as anomalias de PP e o índice SAM e depois as anomalias de PP e o MEI da série 1998–2013 (dois grupos em cada matriz). Foram criadas matrizes para as anomalias dos totais de PP da PCRGS e, individualmente, para as costas

sul, central e norte, totalizando quatro matrizes para cada relação (oito matrizes no total). O escore de corte foi estipulado pelos valores totais de indivíduos. O valor total de indivíduos foi 192 (número de meses existentes na série 1998–2013). Os 192 indivíduos de cada índice climático foram divididos por três, sendo esse o escore de corte de cada tercil. Os valores das anomalias de PP e dos índices SAM e MEI permaneceram associados aos seus respectivos meses. Cada um dos tercis (contendo 64 meses) foi classificado como: abaixo da média (-1), na média (0) e acima da média (1). Os valores de entrada foram inseridos nas matrizes (Tabelas 5 e 6 PCRGS; 7 e 8, costa sul; 9 e 10 costa central; e 11 e 12 costa norte).

Tabela 5 – Matriz de classificação entre as anomalias de precipitação da PCRGS e o índice SAM em valores absolutos.

ÍNDICES	SAM				Totais
	PP x SAM	-1	0	1	
PP	-1	19	2	25	64
	0	15	26	23	64
	1	30	18	16	64
	Totais	64	64	64	192

Teste $t = 2,77 / \alpha < 0,05$

Tabela 6 – Matriz de classificação entre as anomalias de precipitação da PCRGS e o índice MEI em valores absolutos.

ÍNDICES	MEI				Totais
	PP x MEI	-1	0	1	
PP	-1	26	16	22	64
	0	21	26	17	64
	1	17	22	25	64
	Totais	64	64	64	192

Teste $t = 2,11 / \alpha < 0,05$

Tabela 7 – Matriz de classificação entre as anomalias de precipitação da costa sul e o índice SAM em valores absolutos.

ÍNDICES	SAM				Totais
	PP x SAM	-1	0	1	
PP	-1	15	22	27	64
	0	21	25	18	64
	1	28	17	19	64
	Totais	64	64	64	192

Teste $t = 2,41 / \alpha < 0,05$

Tabela 8 – Matriz de classificação entre as anomalias de precipitação da costa sul e o índice MEI em valores absolutos.

ÍNDICES		MEI			
	PP x MEI	-1	0	1	Totais
PP	-1	27	14	23	64
	0	21	26	17	64
	1	16	24	24	64
	Totais	64	64	64	192

Teste $t = 2,14 / \alpha < 0,05$.

Tabela 9 – Matriz de classificação entre as anomalias de precipitação da costa central e o índice SAM em valores absolutos.

ÍNDICES		SAM			
	PP x SAM	-1	0	1	Totais
PP	-1	18	20	26	64
	0	17	26	21	64
	1	29	18	17	64
	Totais	64	64	64	192

Teste $t = 2,77 / \alpha < 0,05$

Tabela 10 – Matriz de classificação entre as anomalias de precipitação da costa central e o índice MEI em valores absolutos.

ÍNDICES		MEI			
	PP x MEI	-1	0	1	Totais
PP	-1	27	17	20	64
	0	18	25	21	64
	1	19	22	23	64
	Totais	64	64	64	192

Teste $t = 1,83 /$ não correlacionados

Tabela 11 – Matriz de classificação entre as anomalias de precipitação da costa norte e o índice SAM em valores absolutos.

ÍNDICES		SAM			
	PP x SAM	-1	0	1	Totais
PP	-1	19	22	23	64
	0	18	25	21	64
	1	27	17	20	64
	Totais	64	64	64	192

Teste $t = 1,83 /$ não correlacionados

Tabela 12 – Matriz de classificação entre as anomalias de precipitação da costa norte e o índice MEI em valores absolutos.

ÍNDICES		MEI			
	PP x MEI	-1	0	1	Totais
PP	-1	22	21	21	64
	0	24	21	19	64
	1	18	22	24	64
	Totais	64	64	64	192

Teste $t = 0,5 /$ não correlacionados

Finalmente, para determinar o nível de significância para a precisão de classificação foi aplicado o teste t , também conhecido como T de *Student*. O teste t avalia a significância estatística da diferença entre duas médias de amostras independentes para uma única variável dependente. Quando os tamanhos de amostras de grupos são iguais, a determinação da classificação por chances é bem simples; ela é obtida dividindo-se 1 pelo número de grupos. Por exemplo, para uma função de dois grupos, a probabilidade seria de 0,50; para uma função de três grupos, seria de 0,33, e assim por diante. Aqui a matriz é de 3x3, logo é utilizado 0,33 (Equações 3 e 4):

$$C_{\text{igual}} = 1 / (\text{número de grupos}) \quad (3)$$

$$t = \frac{p - 0,33}{\sqrt{\frac{0,33(1 - 0,33)}{N}}} \quad (4)$$

Onde:

p = percentual corretamente classificado

t = teste t

N = tamanho da amostra

n = número corretamente classificado

Quando o resultado de t é superior a 1,96 existe correlação entre os índices, pois sua significância será superior a 0,05 (Hair *et al.*, 2009).

4.5 Geoindicadores

Berger (1997) listou seis geoindicadores costeiros, dos quais dois são comuns na PCRGS: canais e lagunas. Sangradouros, atuam como canais, e possuem sua atividade inerente a existência da PP. Segundo Zeltzer (1976), os sangradouros funcionam como escoadouros do excedente hídrico, ocasionado por períodos de acentuada PP. Figueiredo e Calliari (2006) afirmam que a geomorfologia da barreira costeira na PCRGS é determinante na distribuição e número de sangradouros, enquanto a presença de lagoas e lagunas costeiras reduzem o número de sangradouros, devido a drenagem que corre em

direção a elas. Logo, tanto as lagoas e lagoas como os canais e os sangradouros, podem ser considerados importantes geoindicadores ambientais de variações hídricas na PCRGS.

Berger (1996) afirma que quando associados a parâmetros hidrológicos e meteorológicos adequados, como os eventos de PP aqui utilizados, os geoindicadores podem contribuir significativamente para uma melhor compreensão e interpretação das mudanças no ambiente.

Nesta tese foram utilizados como geoindicadores hídricos dois sangradouros e um canal: na costa sul os sangradouros sobre o campo de dunas do balneário Hermenegildo, na costa central a Lagoa do Peixe e, na costa norte um grande sangradouro sobre as dunas do Parque de Itapeva.

Comparou-se imagens do Landsat dos eventos de estiagem as dos eventos de PP acima da média, com a finalidade de descrever a resposta dos geoindicadores aos modos de variabilidade climática SAM e ENOS.

4.6 Satélites da série Landsat

O sensoriamento remoto é a ciência e arte de obter informação sobre um objeto, área ou fenômeno pela análise de dados adquiridos por instrumentação que não entra em contato direto com o objeto, área ou fenômeno de investigação (Lillesand e Kiefer, 1994). De acordo com Collwel (1983), Jensen (1986) e Novo (1989) os aspectos multiespectrais e multitemporais dos sensores orbitais, aliados ao crescente desenvolvimento da informática, por hardwares e softwares, caracterizam o sensoriamento remoto como ferramenta indispensável ao estudo dos fenômenos ambientais terrestres.

Um dos primeiros satélites lançado foi o Landsat, que em sua primeira missão no ano de 1972, foi chamado de ERTS-1 (Earth Resources Technology Satellite - 1). Após o lançamento do Landsat 1 a Agência Espacial Norte-Americana (NASA) já colocou em órbita mais 7 satélites dessa série.

As imagens que foram utilizadas neste trabalho são das missões 5, 7 e 8 do Landsat, devido a resoluções espacial (30 m no visível e infravermelho, e 15 m no pancromático das missões 7 e 8) e temporal (16 dias). Além disso, o Landsat é o único satélite com imagens do período da pesquisa disponíveis gratuitamente (1998–2013). As imagens estão disponíveis gratuitamente, até a missão 7 no site do Instituto de Pesquisas Espaciais

(INPE - <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>), e a missão 8 no site do United States Geological Survey (USGS - <http://www.usgs.gov/pubprod/aerial.html>).

4.6.1 Seleção das imagens Landsat

Foram utilizadas imagens do período que apresenta dados de PP do satélite TRMM (1998–2013) das missões 5 e 7 do Landsat, sensores Thematic Mapper (TM) e Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+). O conjunto de imagens utilizado foi selecionado de acordo com os seguintes critérios:

- a) Datas anteriores e posteriores aos eventos de anomalias (positiva e negativas) de PP, as quais estejam correlacionadas a períodos contínuos de um mesmo sinal dos índices SAM e/ou ENOS.
- b) Identificação clara e visível dos três geoindicadores selecionados para o estudo: os sangradouros do balneário Hermenegildo (costa sul) e Parque Estadual de Itapeva (costa norte) e a Lagoa do Peixe (costa central).
- c) Imagens em datas sazonalmente homogêneas (meses quentes), devido à alta dinâmica do ambiente costeiros (direções dos ventos, correntes e deriva litorânea) e variações na insolação, PP e evapotranspiração.

4.6.2 Processamento das imagens Landsat

O georreferenciamento é um dos mais importantes procedimentos em busca da correção geométrica de imagens. Porém, em ambientes costeiros essa técnica é difícil, considerando a intensa dinâmica sedimentar.

Além disso, as imagens da região costeira, no caso da área de trabalho deste projeto, apresentam mais de 50% de oceano, o que torna inviável a boa distribuição de pontos de controle, distorcendo a imagem.

Outro fator decisivo no momento do desenvolvimento do georreferenciamento das imagens é o tempo no qual o trabalho se desenvolve. Foram avaliadas imagens com muitos anos de intervalo entre uma e outra, tornando difícil a escolha dos pontos de controle. Por exemplo, no litoral norte do RS, conforme Tomazelli *et al.* (2008) todas condições favorecem a migração dos campos de dunas em 30 m a^{-1} (regime de ventos, areia quartzosa, forma retilínea, baixa topografia, exposição ao ataque das ondas, com

velocidade crítica de 4,5 a 5 m/s⁻¹). Essa condição de transporte impossibilita que um ponto esteja exatamente no mesmo local no ano seguinte, logo, não seria possível localizá-lo em uma imagem um ano, ou mais, depois.

Assim, por questões ambientais, optou-se por um posicionamento aproximado pelo registro entre todas imagens utilizadas no trabalho. O registro de imagens trata-se de um ajuste geométrico entre diferentes imagens ou sensores, de maneira que compatibilize imagens de uma mesma área, considerando uma imagem ou mapa base como referência.

Para a melhor diferenciação dos alvos foram criadas composições coloridas de todo conjunto de imagens utilizados. Essas composições permitem a integração de diferentes bandas espectrais em uma única imagem, agregando informações de acordo com a composição escolhida. Logo, buscou-se uma composição que favorecesse diferenciar áreas mais secas de áreas mais úmidas para relacionar aos eventos de PP anômala. Assim, foi escolhida a composição falsa cor RGB 543 dos sensores TM e ETM+ do Landsat. A banda 3 (espectro visível: 0,63–0,69 µm) facilitou a diferenciação entre solo exposto e vegetação e a identificação de manchas urbanas. A banda 4 (infravermelho próximo: 0,76–0,90 µm) facilitou mapear os corpos d'água (devido à alta absorção dessa faixa pelas superfícies líquidas), observar a vegetação (que fica verde bem clara nessa banda) e permitiu observar a morfologia do terreno, solos e geologia. Finalmente, a banda 5 (infravermelho médio: 1,55–1,75 µm), permitiu detectar umidade da cobertura vegetal e excesso de chuvas anterior a captação da imagem, pois essa região do espectro é sensível a presença de água no tecido foliar.

Faz-se importante ressaltar que na composição falsa cor utilizada nas imagens, os corpos d'água aparecem em azul escuro, porém quando rasos e com sedimentos em suspensão apresentam-se em ciano. Já a umidade no solo é representada pelo magenta.

Todo processamento das imagens foi realizado no software ArcGIS 10.2.2.

5. Resultados

5.1 A Influência do Modo Anular do Hemisfério Sul e do ENOS nas anomalias de precipitação no Parque Nacional da Lagoa do Peixe, Região Costeira do Sul do Brasil

Artigo submetido para publicação na revista Geociências da UNESP em 05 de novembro de 2015.

E-mail e carta de recebimento da revista no Anexo 1

A INFLUÊNCIA DO MODO ANULAR DO HEMISFÉRIO SUL E DO ENOS NAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO NO PARQUE NACIONAL DA LAGOA DO PEIXE, REGIÃO COSTEIRA DO SUL DO BRASIL

THE INFLUENCE OF SOUTHERN ANNULAR MODE, ENSO AND PRECIPITATION ANOMALIES IN THE NATIONAL PARK OF LAGOA DO PEIXE, SOUTHERN BRAZIL COAST REGION

Venisse Schossler¹, Francisco Eliseu Aquino¹, Jefferson Cardia Simões¹, Denilson Ribeiro Viana¹, Flávia Dias de Souza Moraes¹,

(1) Centro Polar e Climático - INCT da Criosfera. Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil. Endereço eletrônico: www.centropolar.com

Introdução
Dados e Métodos
Resultados
 PP x SAM
 PP x ENOS
 PP x SAM x ENOS
Discussões
 Estudo de Caso
Conclusão
Referências

Resumo

Este estudo investiga o Modo Anular do Hemisfério Sul (SAM), o El Niño – Oscilação Sul (ENOS) e as anomalias da precipitação (PP) no Parque Nacional da Lagoa do Peixe, costa sul do Brasil. Foi desenvolvido um estudo comparativo entre os três índices, possibilitando identificar relações individuais entre o SAM e a PP, onde os maiores percentuais de recorrência estão relacionados ao SAM+ atuando no inverno (31%) e no verão (33%), simultaneamente à PP- no inverno e PP+ no verão. Entre os índices ENOS e PP, os percentuais indicaram maior incidência do ENOS- com a PP- na primavera (35%). É possível identificar PP- no inverno (29%) e PP+ no verão (31%) durante ENOS+. Para o cruzamento entre os três índices, destacam-se os resultados de PP+ no inverno, concomitantemente a SAM+ e do ENOS+ (25%), assim como no verão, porém com SAM+ e ENOS- (19%). No verão, também existe a mesma probabilidade (19%) de PP- quando ocorre SAM+ e ENOS-. Observando os percentuais do SAM+ e do ENOS-, sobre a precipitação, é possível afirmar que o ENOS- é mais influente na PP-, e o SAM+ na PP+. É notável a influência do SAM+ e do ENOS- na precipitação na área de estudo.

Palavras-chave: lagunas; variabilidade climática; sazonalidade; regiões costeiras.

Abstract

This study investigates the Southern Annular Mode (SAM), El Niño - Southern Oscillation (ENSO) and the anomalies of precipitation (PP) in Lagoa do Peixe National Park, located in the south coast of Brazil. A comparative study of the three indices, allows to identify individual relationship between SAM and the PP, where the greatest recurrence percentages are related to SAM + acting in winter (31%), related with PP-, and on summer (33%) where there is PP +. Between the PP and ENSO indices, the percentages indicated higher incidence of ENOS- with the PP- in the spring (35%). It is possible to identify PP- in winter (29%) and PP + summer (31%) for ENOS +. For the intersection between the three indices the results show PP + winter,

concomitantly with SAM +, and ENOS+ (25%), as well as on summer, but with SAM + and ENOS- (19%). On summer there is also equally likely (19%) of PP- occurs when SAM + and ENOS-. Analyzing the percentage of SAM + and ENOS- on precipitation, it is possible to suggest that the ENOS- is more influential in PP-, and the SAM + is related with PP +. It is remarkable the influence of SAM + and ENOS- in precipitation in the study area.

Keywords: lagoons; climate variability; seasonality; coastal regions.

INTRODUÇÃO

Diversos trabalhos associam as anomalias de precipitação aos modos de variabilidade climática (*e.g.* Grimm, 2000, Gillet et al., 2006; Garreaud et al., 2009), que podem ser intensificados pelo atual quadro de mudanças climáticas no Hemisfério Sul (HS). Gillet et al. (2006), estudaram a influência do Modo Anular do Hemisfério Sul (SAM), também conhecido como Oscilação Antártica (OAA), sobre a precipitação em todo HS, constatando influência do SAM+ a resfriamento sobre a Antártica e parte da Austrália, a aquecimento sobre a Península Antártica, Argentina, Tasmânia e ilha sul da Nova Zelândia, sendo também responsável por secas no sul da América do Sul (AS), Nova Zelândia e Tasmânia. Pezza et al. (2008) observaram uma forte correlação espacial entre a Oscilação Antártica, o El Niño – Oscilação Sul (ENOS), a extensão do gelo marinho e as anomalias de precipitação no sudeste australiano.

Um dos principais modos de variabilidade climática é o fenômeno ENOS, uma oscilação acoplada entre oceano-atmosfera, que produz alterações na temperatura da superfície do mar (TSM), na pressão atmosférica, no vento e na convecção tropical, principalmente no oceano Pacífico Equatorial (Grimm, 2000). O termo El Niño refere-se ao aumento da TSM no oceano Pacífico Tropical, enquanto o La Niña é empregado para a fase oposta. Bjerknes (1969) foi o primeiro autor a propor uma conexão entre o El Niño e a Oscilação Sul (OS). Atualmente os trabalhos referem-se ao fenômeno acoplado oceano/atmosfera ENOS (Viana, 2009).

Uma comparação realizada por Trenberth (1997), entre médias de cinco meses da TSM nas regiões 3 e 3.4, relativa ao período climatológico base (1950–1979), mostrou que as temperaturas

médias são mais altas na região Niño 3.4. Maiores temperaturas na região Niño 3.4 se devem à proximidade com a piscina de água quente no Pacífico e seus importantes centros de convecção de umidade. O aumento de umidade resulta em aumento de temperaturas, o que gera índices mais significativos, sendo aconselhado pelo autor o uso dessa região como índice ENOS.

O SAM é uma variação na massa atmosférica, entre médias e altas latitudes no HS, que atua de maneira constante no clima dessas regiões (Gong & Wang, 1999). O SAM é definido como a diferença normalizada da Pressão ao Nível do Mar (PNM) mensal entre 40°S e 70°S. O índice utilizado será o de Nan & Li (2003), obtidos na *National Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics LASG, Institute of Atmospheric Physics, Beijing, China* (<http://ljp.lasg.ac.cn/dct/page/65572>).

Silvestri & Vera (2003) examinaram os efeitos do SAM sobre a precipitação no sudeste da AS, e constataram que, particularmente durante a primavera, a atividade do SAM produz forte modulação do sinal do ENOS e da precipitação do sudeste da AS. Grimm et al. (1998, 2000 e 2009) também encontraram relação entre o aumento da temperatura do ar e precipitação com ENOS, ao analisarem especificamente a Região Sul do Brasil. Reboita et al. (2009) associam o SAM, em fase negativa, ao aumento de ciclogênese no sul da AS, ao mesmo tempo em que a fase oposta predispõe a mesma região à situação inversa. Thompson & Woodworth (2013) examinaram os padrões principais de variabilidade climática na atmosfera das regiões extratropicais do HS, sob o ponto de vista de seu potencial e energia cinética. Os autores identificam duas estruturas diferentes e independentes: uma barotrópica, correspondente à variação regional média da energia cinética, e outra baroclínica, que controla a variação da energia cinética dos ciclones, sendo a primeira delas identificada como o SAM.

A área de estudo deste trabalho é o Parque Nacional da Lagoa do Peixe (PNLP), localizado no litoral médio da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (Villwock & Tomazelli, 1995). O PNLP possui 344 km² (Figura 1) e em sua área está presente uma laguna rasa (30 cm de profundidade média) e extensa (35 km de comprimento por 2 km de largura), posicionada paralelamente a linha de costa,

chamada de Lagoa do Peixe (LP). A LP não possui tributários, porém apresenta um canal intermitente com o Oceano Atlântico. Sua forma retilínea e orientação NE-SW a condiciona a processos costeiros ocasionados pelos ventos, marés, ondas e correntes atuantes. Segundo classificação geomorfológica de Kjerfve & Maggil (1989), a LP é uma laguna do tipo *choked*. Lagunas *choked* são aquelas localizadas em costas com alta energia de ondas, dominadas pelo vento, apresentando intensa deriva litorânea, podendo apresentar um ou mais canais. Variações da salinidade são mais frequentes nas lagunas do tipo *choked* onde o nível d'água pode se elevar vários metros sazonalmente, em resposta a tempestades e oscilações no regime de precipitação.

Devido a sua baixa profundidade, a LP é bastante vulnerável às variações nos padrões de precipitação na região, sejam elas de pequenas ou de grandes proporções, pois podem fazer variar sua salinidade, e, conseqüentemente, vir a prejudicar seu rico ecossistema. Assim, o presente estudo analisa a relação existente entre as anomalias sazonais de precipitação no PNL e as fases positivas e negativas do SAM e do ENOS, dois importantes modos de variabilidade climática no HS, relacionados às variações de precipitação no sul do Brasil (eg. Grimm et al. 1998, 2000 e 2009 e Reboita et al. 2009). Aquino (2012) salienta a praticidade do uso de índices climáticos, como por exemplo o SAM, na compreensão e aproximação dos fenômenos climáticos de grande escala, auxiliando em estudos empíricos de causas e processos que estão por trás da variabilidade climática.

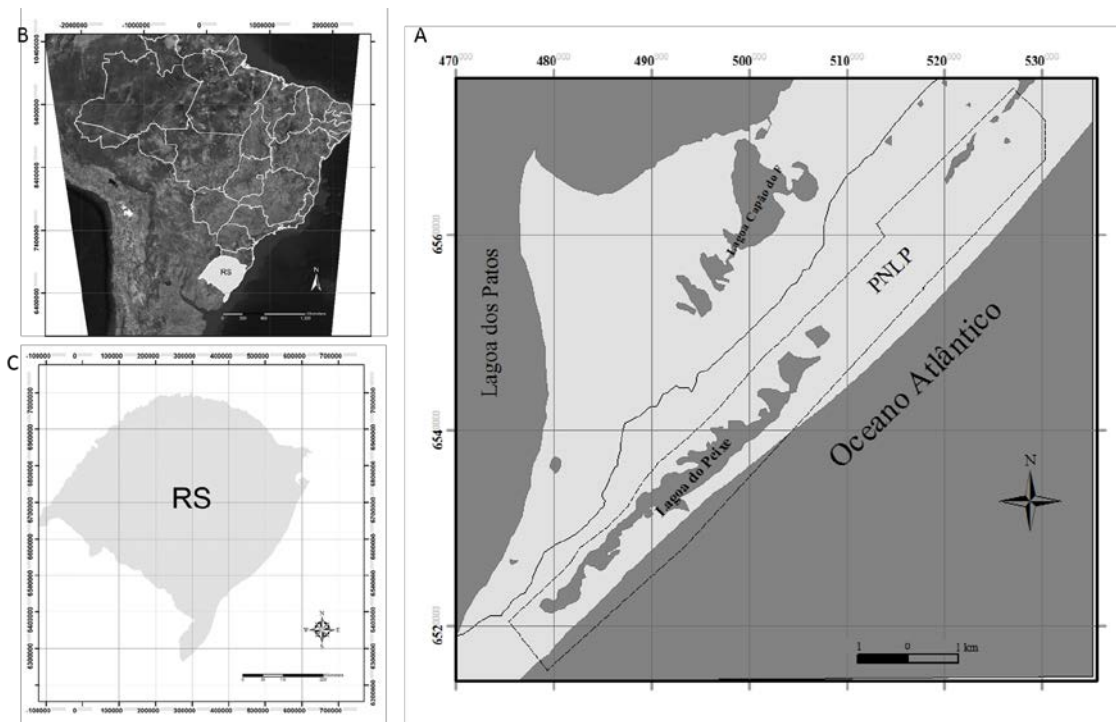


Figura 1 – Mapa de localização do Parque Nacional da Lagoa do Peixe. O polígono tracejado (a) indica os limites do parque no litoral médio do Rio Grande do Sul.

DADOS E MÉTODOS

Este estudo concentra-se na análise de dados de precipitação na área do PNLP no período 1961–2008. As informações, oriundas da Agência Nacional das Águas (ANA), foram obtidas na estação meteorológica situada em -51, 0571 (6570342) de longitude e -31, 1481 (499950) de latitude, no município de Mostardas/RS. Devido à ausência de uma rede de pluviômetros bem distribuídos na área de estudo, foi aplicado o método de interpolação chamado *Krigagem*, com o objetivo de melhor representar os dados de precipitação, espacialmente e temporalmente. Esse método consiste em estimativas do valor de um atributo em locais não amostrados, convertendo observações pontuais em um campo contínuo de dados (Viana, 2009).

Foram calculadas anomalias sazonais da precipitação (Figura 2) para área do PNLP, por meio da média da amostra de dados (110 mm mensal e 1328 mm a anual) (Figuras 3, 4 e 5) e seus desvios

padrão. Os resultados das anomalias de PP foram comparados aos índices ENOS e SAM do mesmo período.

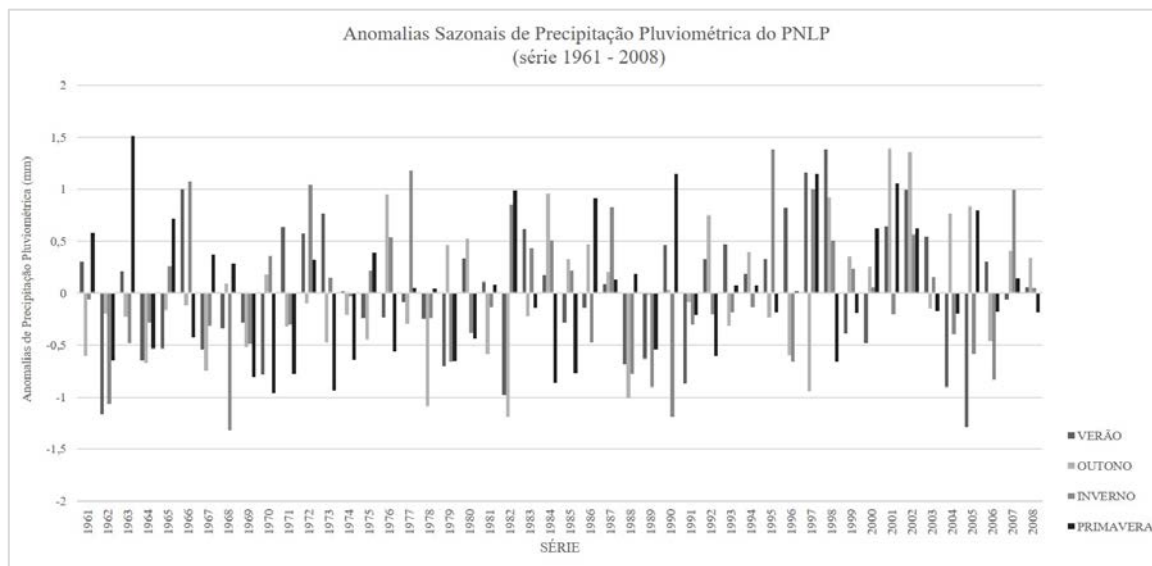


Figura 2 – Gráfico sazonal das anomalias de precipitação pluviométrica do Parque Nacional da Lagoa do Peixe, série 1961-2008.

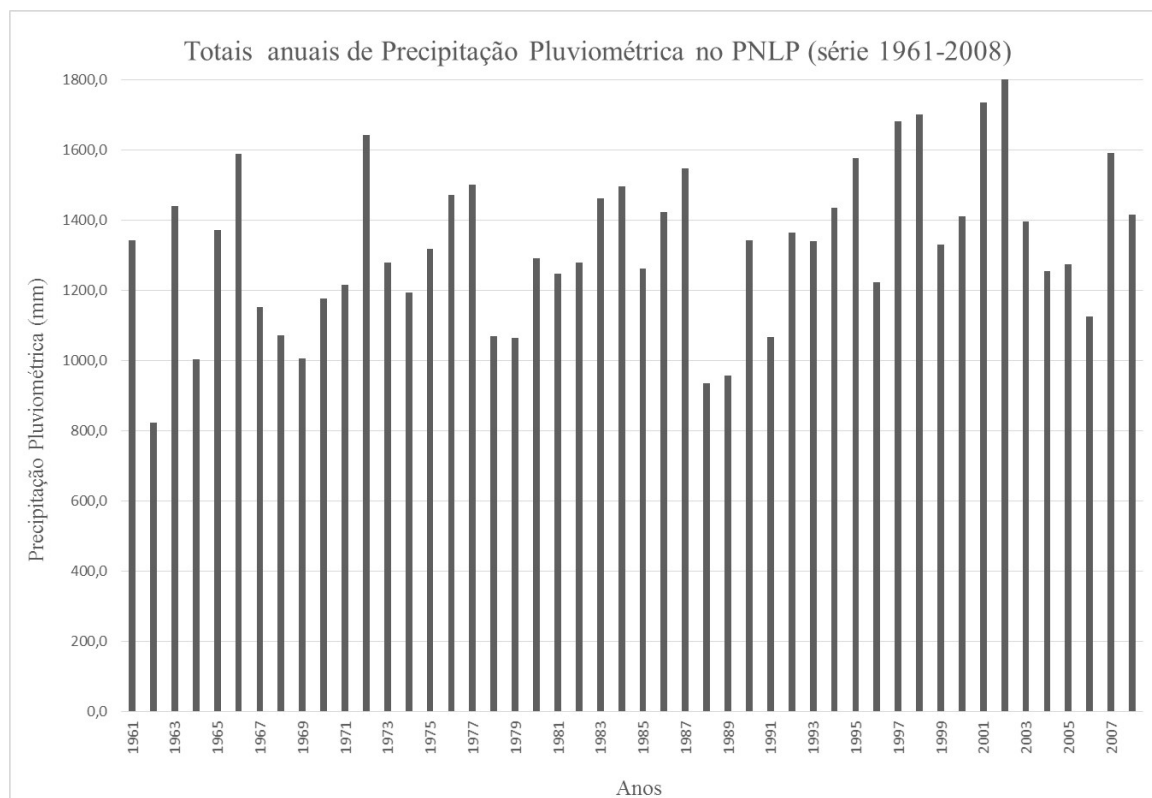


Figura 3 – Gráfico dos totais anuais de precipitação pluviométrica do Parque Nacional da Lagoa do Peixe, série 1961-2008.

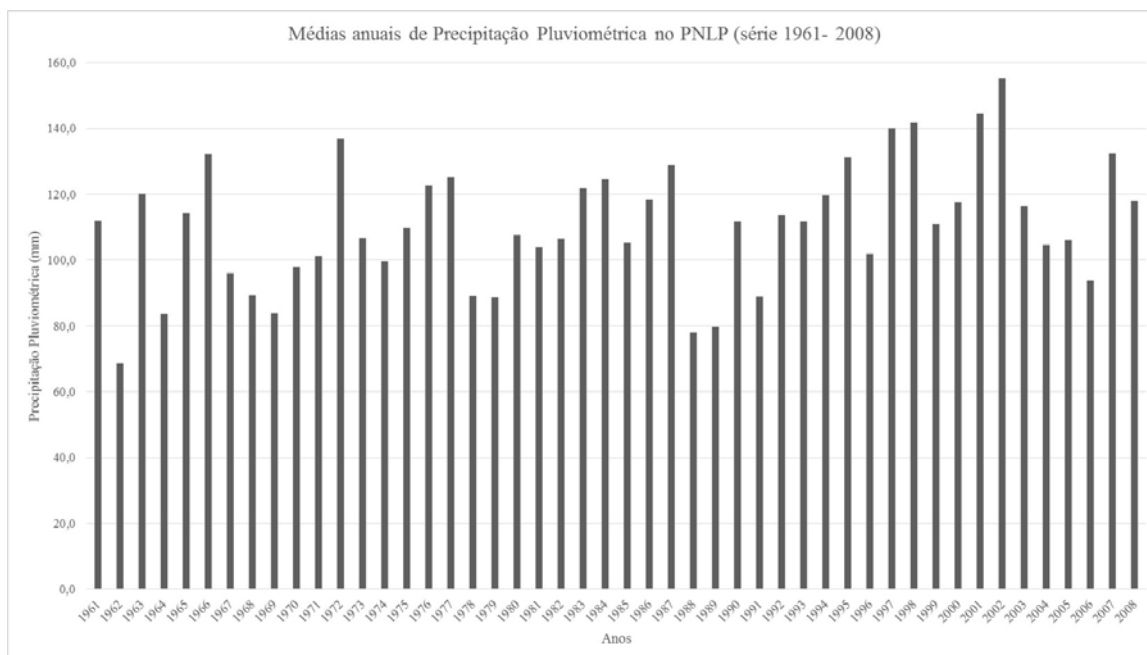


Figura 4 – Gráfico das médias anuais de precipitação pluviométrica do Parque Nacional da Lagoa do Peixe, série 1961-2008.

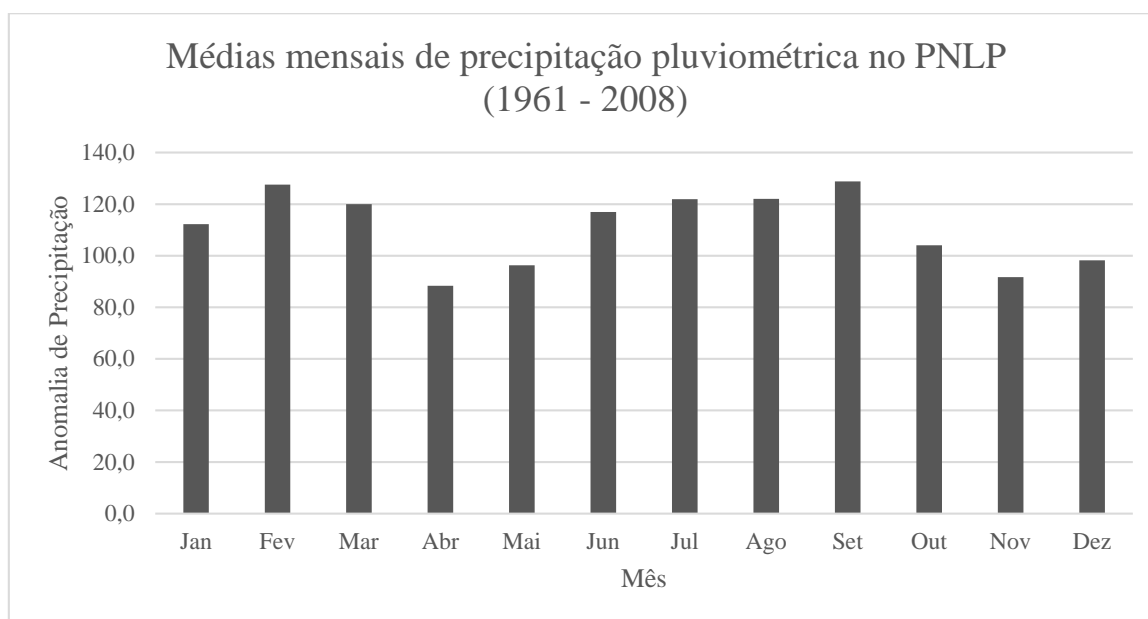


Figura 5 – Gráfico das médias mensais de precipitação pluviométrica do Parque Nacional da Lagoa do Peixe, série 1961-2008.

Neste estudo foi utilizado o Índice Oceânico Niño, da região 3.4, obtidos do *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), United States, Departamento of Commerce, EUA,*

(http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.html), bem como o índice SAM de Nan & Li (2003).

Para comparar os três índices (anomalias de PP, índice SAM e ENOS), foi utilizada a estatística descritiva que organiza, resume e torna possível descrever os aspectos importantes do comportamento dos dados. A análise permite sintetizar as informações, o que nas ciências atmosféricas é fundamental, levando em consideração o volume de dados que se trabalha (Wilks, 2006). Essa comparação, entre os índices de anomalias da PP, ENOS e SAM, permitiu a realização de uma interpretação sazonal, baseada na incidência (em percentuais) de cada uma das situações possíveis, ou seja, quantas vezes cada combinação de sinais ocorreu.

Para isso, foram realizadas as seguintes etapas: geração de planilhas individuais de anomalias de precipitação, para cada uma das quatro estações do ano; geração de índices para cada uma das situações possíveis, e geração de gráficos que apresentam os percentuais de cada uma das situações (Figura 6). Foi escolhida a interpretação sazonal, em virtude do tempo de resposta da atmosfera aos modos de variabilidade climática em cada uma das estações do ano, devido às múltiplas variáveis que as constituem e influenciam, como por exemplo, o aumento ou redução nas quantidades de radiação solar que chega a superfície.

RESULTADOS

Os resultados do estudo comparativo sazonal entre as anomalias de PP, do SAM e do ENOS, para a região do PNLP, podem ser observados na figura 6. As tabelas inseridas em cada um dos subitens apresentam as composições e os comparativos das anomalias (positivas e negativas) de cada índice climático, e seus respectivos percentuais de ocorrência, em cada uma das quatro estações. Aqui serão consideradas anomalias de precipitação positivas os valores acima da média sazonal e anomalias negativas os valores abaixo da média no PNLP. É importante ressaltar que, para cada

estação, existem quatro possibilidades de ocorrência nos casos dos estudos da precipitação e do SAM (seção 3.1) e da precipitação e do ENOS (3.2). No estudo das comparações feitas entre a precipitação, o SAM e o ENOS (3.3) são oito possibilidades. Isso quer dizer que os percentuais em 3.3 serão menores, se relacionados às seções 3.1 e 3.2.

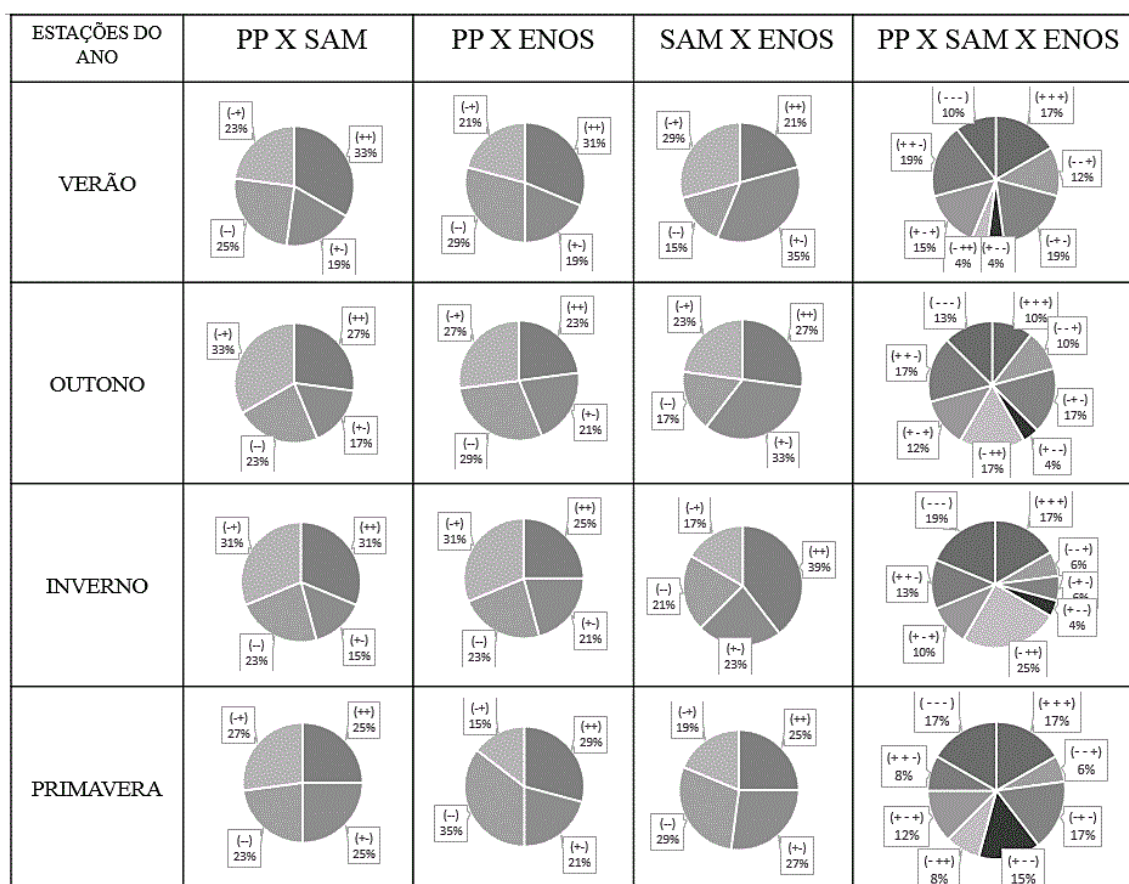


Figura 6 – Gráficos comparativos que representam os resultados entre os índices SAM, ENOS e as anomalias de precipitação da região do Parque Nacional da Lagoa do Peixe, na série (1961-2008).

PP e SAM

A Tabela 1 apresenta o resultado do estudo comparativo entre as anomalias de PP e do SAM no PNLP. A maior incidência de anomalias positivas de precipitação ocorreu, simultaneamente, às anomalias positivas do SAM no verão (33%). Em um terço dos anos, a precipitação ficou abaixo da média esperada no outono, em fase positiva do SAM.

No inverno, o índice de anomalia negativa de precipitação ocorreu em 31% dos casos, enquanto ocorria o SAM+ (15 anos da série). Em outros 31% dos invernos da série, a anomalia de precipitação foi positiva, concomitantemente ao SAM+.

Tabela 1 – Comparação dos sinais sazonais entre os índices climáticos de precipitação do Parque Nacional da Lagoa do Peixe e do SAM, série 1961-2008 (%).

Estação do ano	PP +	SAM +	PP +	SAM -	PP -	SAM +	PP -	SAM -	Total
Verão		33		19		23		25	100
Outono		27		17		33		23	100
Inverno		31		15		31		23	100
Primavera		25		25		27		23	100

Portanto, o SAM+ pode contribuir para o aumento (verão e inverno) ou redução (outono e inverno) da precipitação na região do PNL. Essas observações, sobre o controle do SAM sobre as anomalias de PP+ no verão, podem ser resultado do aumento da intensidade e quantidade de radiação solar nessa estação, gerando maior advecção de umidade à atmosfera, principalmente sobre o continente, bem como a associação com eventos El Niño. As duas anomalias mais fortes de PP no verão, na série estudada, ocorreram no histórico evento El Niño de 1997/1998 (Changnon, 2000), quando o SAM também estava em fase positiva.

Durante a fase positiva do SAM no inverno, o ar mais frio no HS amplifica a alta subtropical sobre o Atlântico Sul, bem como a baixa circumpolar. Isso permite que as altas pressões, estacionadas sobre o oceano Atlântico Sul nas regiões subtropicais, expandam-se sobre os continentes, diminuindo a frequência de ciclogênese sobre a costa sudeste da AS (Aquino, 2012; Reboita et al., 2009). As quatro maiores anomalias negativas de PP no inverno ocorreram simultaneamente ao SAM+, enquanto as maiores anomalias positivas ocorreram ao mesmo tempo que o SAM-.

Secundariamente, as estações de transição destacam algumas probabilidades. No outono, com SAM+, é maior a probabilidade de precipitação abaixo da média (23%). Na primavera, todas as possibilidades apresentam percentuais similares, em torno de um quarto para cada.

PP x ENOS

A Tabela 2 mostra o resultado da comparação do índice ENOS com as anomalias de precipitação no PNL. A relação entre o ENOS e as anomalias de precipitação nessa área foi mais intensa durante a primavera, ao contrário do que foi observado em relação ao SAM, na seção anterior, onde a primavera teve um comportamento bastante homogêneo na série. É possível notar também que o verão, outono e primavera apresentam valores expressivos (29%, 29% e 35%, respectivamente) quando a situação testada foi de precipitação abaixo da média em relação ao índice ENOS-.

Tabela 2 – Comparação dos sinais sazonais entre os índices climáticos de precipitação do Parque Nacional da Lagoa do Peixe e do ENOS, série 1961-2008 (%).

Estação do Ano	PP	ENOS	PP	ENOS	PP	ENOS	PP	ENOS	Total
	+	+	+	-	-	+	-	-	
Verão	31		21		19		29		100
Outono	23		21		27		29		100
Inverno	25		21		31		23		100
Primavera	29		21		15		35		100

A PP- na primavera, relacionada ao ENOS-, foi a situação que apresentou maior ocorrência (35%) nesse estudo comparativo. O inverno indicou como maior probabilidade de a chuva ficar abaixo da média durante ENOS+ (31%).

Similar ao que ocorre na relação entre a PP e o SAM, a comparação entre a PP e o ENOS apresenta 14 anos, onde ocorreu PP- e ENOS+ no inverno, e 15 verões nos quais a precipitação e o

ENOS apresentaram anomalias positivas. O verão e o outono, apresentam probabilidade igual de ter PP- associadas ao ENOS- (29%) no PNLP.

PP x SAM x ENOS

O resultado da comparação entre os dois índices de anomalias (SAM e ENOS) e a PP no PNLP são apresentados na Tabela 3.

Tabela 3 – Comparação dos sinais sazonais entre os índices climáticos de precipitação do Parque Nacional da Lagoa do Peixe, do SAM e do ENOS na série 1961–2008 (%).

Estação do Ano	PP + SAM + ENOS +	PP - SAM - ENOS -	PP + SAM - ENOS +	PP - SAM + ENOS -	PP + SAM + ENOS -	PP + SAM - ENOS -	PP - SAM + ENOS +	PP - SAM - ENOS +	Total
Verão	17	10	15	19	19	4	4	12	100
Outono	10	13	12	17	17	4	17	10	100
Inverno	15	19	10	6	17	4	25	6	100
Primavera	17	17	12	17	8	15	8	6	100

Ao examinar a Tabela 3, conclui-se que a PP diminuiu nos invernos, sob influência do SAM+ e do ENOS+ em 25% dos anos da série, ou seja, a precipitação ficou abaixo da média em 12 anos da série na área de estudo, enquanto o SAM e o ENOS estavam em sua fase positiva.

De forma similar no verão, 19% dos 48 anos da série apresentaram PP- com SAM+ e ENOS-. Porém, também em 19% dos anos da série, ocorreram anomalias positivas de precipitação com os mesmos sinais do SAM e do ENOS, assim, existindo a mesma probabilidade no verão relacionada às anomalias positivas e negativas de precipitação. De forma geral, os maiores percentuais dos verões tendem a PP+ (Tabela 3), possivelmente devido ao aumento da radiação solar e da convecção de umidade nessa estação do ano. Na figura 7, é possível observar que os verões com ENOS- predomina a PP- e no caso de SAM+ predomina a PP+.

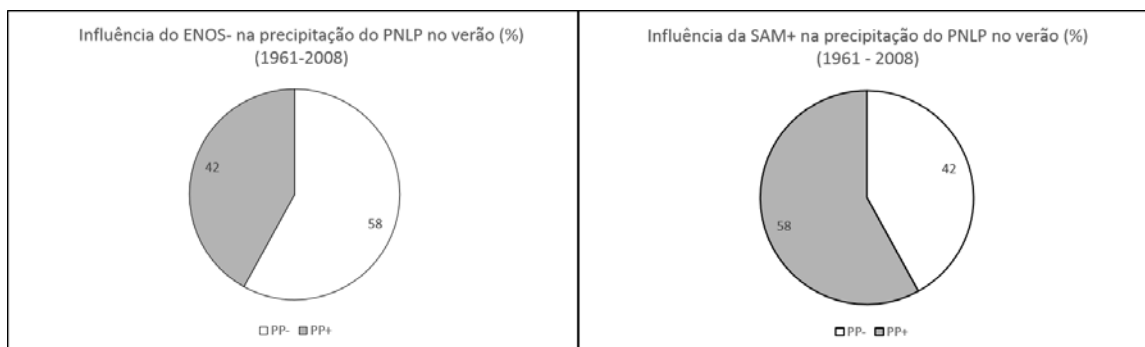


Figura 7 – Porcentagem de anomalias de precipitação de verão sobre o total de ocorrências no Parque do Peixe Nacional da Lagoa do Peixe (PNLP) quando de ENOS- (a) ou SAM+ (b).

Na primavera, os maiores percentuais diferem um pouco das outras estações do ano. Em 17% das vezes, os três índices eram positivos, em outras 17% eram simultaneamente negativos. O comportamento do verão e do outono só coincidiu em uma oportunidade, quando o índice de precipitação foi negativo, o SAM+ e o ENOS-.

Em 17% dos anos, o outono foi caracterizado por PP+ e SAM+ durante ENOS-. Em outros 17% do período analisado, a precipitação ficou abaixo da média, enquanto teve SAM+ e ENOS+, bem como os outros 17%, que representaram precipitação abaixo da média em SAM+ e ENOS-. Portanto, os baixos percentuais encontrados no estudo das estações de transição, mesmo tendo respostas diferentes nas modulações dos índices climáticos, não foram caracterizados por uma composição em específico, respondendo de forma bastante heterogênea à combinação representada pelos três índices.

De acordo com a Tabela 3, a precipitação pode ficar abaixo ou acima da média, quando temos SAM+ e ENOS-, apresentando valores de 18%, em média, em três das quatro estações, que representam nove anos em uma série de 48 anos (oito possibilidades de combinação dos três índices). Em média, seriam seis ocorrências para cada uma das oito possibilidades, em cada uma das quatro estações do ano. Logo, são três ocorrências acima da média, em cada uma das três estações, tanto no caso de chuvas abaixo da média, como acima da média, quando o SAM+ e o ENOS-. A diferença, entre a possibilidade de precipitação abaixo da média e acima da média, é a estação em que ocorreram

menos casos de SAM+ e ENOS -, sendo somente três invernos, no caso de PP-, e quatro primaveras, no caso de PP+.

DISCUSSÕES

Entre os resultados referentes à comparação entre a PP e o SAM, realizadas neste estudo, destaca-se a redução da precipitação no inverno em SAM+, concordando com outros autores que efetuaram trabalhos com metodologias distintas sobre o sul do HS. Gillet et al. (2006) demonstraram que a fase positiva do SAM está associada a um resfriamento significativo sobre a Antártica e grande parte da Austrália, e aquecimento sobre a Península Antártica, Argentina, Tasmânia e ilha sul da Nova Zelândia. Também é associada a condições excepcionais de seca no sul da AS, Nova Zelândia e Tasmânia, devido, principalmente, ao deslocamento para sul da rota de ciclones extratropicais (*stormtracks*). Renwick & Thompson (2006), utilizando dados diários, também identificaram uma diminuição da precipitação sobre a ilha sul da Nova Zelândia, durante a fase positiva do SAM. Hendon et al. (2006) encontraram o mesmo para a Tasmânia. Silvestri & Vera (2003) e Gupta & England (2006) constaram que uma pequena região, ao norte da Argentina, apresenta escassez de precipitação no verão e aumento no inverno nessa mesma fase do SAM. Os autores não encontraram nenhuma região ao sul de 25°S onde ocorra aumento da precipitação relacionada ao SAM, sugerindo que o habitual impacto do El Niño, que faz aumentar a precipitação na área, não é regionalmente uniforme (Gillet et al., 2006). Em relação ao verão, apesar do percentual (33%) indicando aumento da precipitação durante fases positivas do SAM, não foi encontrado nenhum estudo que concorde com o nosso resultado.

A ocorrência de anticiclones anômalos de baixa frequência sobre a região, durante a fase **positiva** do SAM, inibe a atividade sinótica de sistemas ciclônicos e diminui a precipitação sobre o sudeste da AS. Já a ocorrência de ciclones anômalos de baixa frequência durante a fase **negativa** do

SAM irá incrementar a atividade sinótica de sistemas ciclônicos e intensificar a precipitação sobre o sudeste da AS (Silvestri & Vera, 2003). Gillet et al. (2006) destacam que entre as médias e altas latitudes, na fase positiva do SAM, os gradientes de pressão são acentuados, mudando a direção dos ventos e intensificando as suas velocidades sobre o oceano Austral. Na fase negativa ocorre o contrário, a pressão aumenta sobre a Antártica, diminuindo o gradiente entre as regiões extratropicais e polares, enfraquecendo os ventos de oeste. Nas últimas décadas, alguns estudos (*e.g.* Thompson & Wallace 2000; Thompson & Solomon 2002; Marshall et al. 2004; Gupta & England, 2006) perceberam uma tendência maior à fase positiva do SAM, amplificando a ocorrência de fortes ventos de oeste sobre o oceano Austral e de ventos mais fracos nas latitudes médias, em resposta às mudanças climáticas. Essa fase positiva é, então, associada à diminuição da pressão na superfície, da altura geopotencial e dos ventos de oeste sobre a Antártica e latitudes médias, condições contrárias ocorrem durante a fase oposta. Esta tendência, provavelmente, está relacionada à carência do ozônio estratosférico (*e.g.* o "buraco" de ozônio) sobre a Antártica, e a influência do tempo meteorológico na baixa estratosfera (Garreaud et al., 2009).

Na comparação feita entre a PP e o ENOS, o resultado mais significativo foi o percentual de 35% na primavera da série, onde a precipitação no PNLP ficou abaixo da média em anos de ENOS-. Outros 29%, dos 48 anos, apresentaram PP acima da média durante fases positivas do ENOS, também na primavera. Grimm et al. (1998) constatou, que o El Niño possui relação com PP+ na primavera, com um pronunciado pico em novembro. Também se observa uma tendência a estiagens em anos que antecedem uma fase quente, como em 33% das primaveras associadas a fase negativa do ENOS, no PNLP, segundo os resultados aqui apresentados. Os eventos de seca são ainda mais intensos e regulares que os períodos de alta precipitação relacionados ao El Niño (Grimm et al., 1998), concordando com os resultados aqui obtidos, onde prevalecem eventos de estiagem relacionados a fase negativa do ENOS sobre eventos de alta precipitação com ENOS+.

Na escala mensal, a fase positiva (negativa) do SAM é dominante quando a TSM e as anomalias de convecção se assemelham a fase La Niña (El Niño) ou quando há um aumento (redução) da variabilidade intrasazonal tropical (Garreaud et al., 2009). Os resultados aqui encontrados, sobre a relação entre os três índices (PP, ENOS e SAM), indicam percentuais importantes no inverno e no verão, mas principalmente no primeiro. Os dois modos, em fase positiva, atuando juntos no inverno, indicam maior tendência (em 25% dos invernos) da PP ficar abaixo da média. Essa diminuição da precipitação, durante a fase positiva do SAM, pode ser explicada pela redução de fluxos regionais de umidade em latitudes médias, o que traduz em menor precipitação frontal e orográfica.

A correlação entre o SAM+ e a redução da precipitação no sudeste da AS é maior durante a primavera, estando associada à fraca convergência de umidade. Na área do PNL, a atividade do SAM produz uma forte modulação do sinal do ENOS sobre a precipitação (Silvestri & Vera, 2003). A análise de mapas de correlações, entre as anomalias da circulação na primavera do HS, mostra o enfraquecimento delas, bem como do ENOS, quando é removida a influência do SAM (Silvestri & Vera, 2003)). Isto sugere que, a variabilidade provocada pelo SAM na circulação, durante a primavera, contribui para intensificar o sinal do ENOS em torno da AS, confirmando os resultados aqui encontrados, onde os maiores percentuais relacionando o ENOS e a precipitação no PNL foram encontrados na primavera. Assim, Silvestri & Vera (2003) concluíram que a influência do SAM, nas anomalias de precipitação sobre o sudeste da AS, são significativamente fortes durante o inverno até o final da primavera, com sinais opostos (ENOS- e SAM+). O fato de o SAM ser fortemente relacionado com variações na precipitação é relevante, porque ajuda a explicar a pequena porção desta que não pode ser explicada pelo ENOS. Note que Silvestri & Vera (2003) constataram significância entre as duas oscilações, somente na primavera, sendo que o padrão do SAM barotrópico (Thompson & Woodworth, 2013) aparece durante todo o ano, ainda que seja mais efetivo durante a primavera austral, quando se amplifica em direção a estratosfera.

Garreaud et al. (2009) correlacionaram o SAM+, em escala interanual, com redução na precipitação e aumento de temperaturas na AS. Foi encontrada correlação entre o aumento das temperaturas no verão e redução da precipitação, evidentes entre 40°S e 60°S, preferencialmente, devido à combinação de aumento horizontal da advecção e subsidência da radiação solar. Os resultados do presente trabalho concordam com essas observações, pois é contemplada pelos mesmos efeitos. No PNL, ocorrem 19% de anos da série nos quais a precipitação apresentará anomalias negativas, enquanto o SAM+ e o ENOS-. Outros 19% apresentam precipitação acima da média, também com SAM+ e ENOS-. Essa dupla possibilidade, com a mesma combinação de sinais dos dois modos de variabilidade, serão uma resposta às temperaturas que, quanto menores, mais intensificarão o argumento de Garreaud et al. (2009) sobre o aporte de energia. Ou seja, em casos de temperaturas mais brandas no verão, possivelmente ocorre um enfraquecimento da advecção horizontal de calor, possibilitando a formação de nebulosidade. Como é observado na figura 2, o aumento da precipitação no verão estará proporcionalmente relacionado ao SAM+, enquanto a redução da precipitação possui maior influência do ENOS-. Isso reforça o argumento de Silvestri & Vera (2003), quando afirmam que o SAM é que modula o sinal do ENOS sobre o sul da AS.

Marshall (2003) e Gillet et al. (2006) apontam que, desde 1958, estamos em uma fase positiva do SAM, e que os resultados das simulações nos modelos da circulação geral da atmosfera indicam que as causas dessa tendência estão relacionadas ao aumento na concentração dos gases efeito estufa, pois superam a variabilidade natural do sistema climático. Barry & Chorley (2012) relatam que os deslocamentos das trilhas de tempestades, associadas à expansão de ventos ocidentais circumpolares para latitudes menores, ou ao desenvolvimento de padrões de circulação bloqueadores e persistentes em latitudes médias, podem reduzir a precipitação em latitudes médias. Já o SAM+, associado ao ENOS-, pode afetar ambos diretamente. O SAM também influencia no deslocamento do jato subtropical e polar, alterando a trajetória dos ciclones extratropicais (Cavalcanti & Ambrizzi, 2009). No caso específico da precipitação no PNL, o SAM em fase positiva deve reduzir a precipitação

tanto no verão quanto no inverno, principalmente se associada a eventos La Niña, de acordo com os resultados aqui encontrados.

ESTUDO DE CASO

A redução de precipitação no PNLP pode ser desastrosa para todo seu ecossistema. Em abril de 2008, foi registrada uma das piores secas pelas quais o litoral médio do Rio Grande do Sul passou (Figura 8). Nesse ano, a média de precipitação foi de 1416 mm no PNLP, um pouco acima do esperado (1258 mm), com anomalia de valor positivo (0,7). No entanto, os meses de março e abril juntos tiveram uma precipitação total de 160 mm, valor pouco maior do que a média de março sozinho (121 mm). Essa anomalia negativa de março foi de quase um desvio padrão (somente 77 mm), porém, mesmo dentro de sua média, abril de 2008 teve 92 mm de precipitação, o que não foi suficiente para recuperar a estiagem do mês de março. Nesses dois meses de 2008, os índices do ENOS e do SAM responderam de acordo com o esperado. Março de 2008 obteve índice SAM+ (1,29) com mais de um desvio padrão acima da média, bem como janeiro (2,3) e fevereiro (1,29), concordando com a estiagem no sudeste da AS (Gillet et al., 2009). O ano de 2007 teve índice médio do SAM de 2,08, podendo também ter modulado a precipitação do verão e início de outono em 2008. Já o sinal do ENOS, nos três primeiros meses de 2008 (janeiro, fevereiro e março), foram negativos, respectivamente -1,86, -1,89 e -1,15, valores que representam um período de La Niña (fase fria do ENOS), pois os sinais negativos do ENOS iniciaram no meio de 2007 e persistiram até meados de 2008, sempre com valores altos. De acordo com esse estudo, o período interpretado nesse caso é típico, onde a precipitação ficou abaixo da média, simultaneamente ao SAM+ e ENOS-. Isso reforça as evidências que indicam que a associação de um período de ENOS- a um de SAM+, reduzem a precipitação no sudeste da AS, principalmente se forem meses contínuos (Tabela 3). Dessa forma, é

possível afirmar que a forte anomalia negativa do ENOS e positiva do SAM, que se estenderam por meses entre 2007 e 2008, devem ter sido as responsáveis por tão intensa estiagem no PNLP.

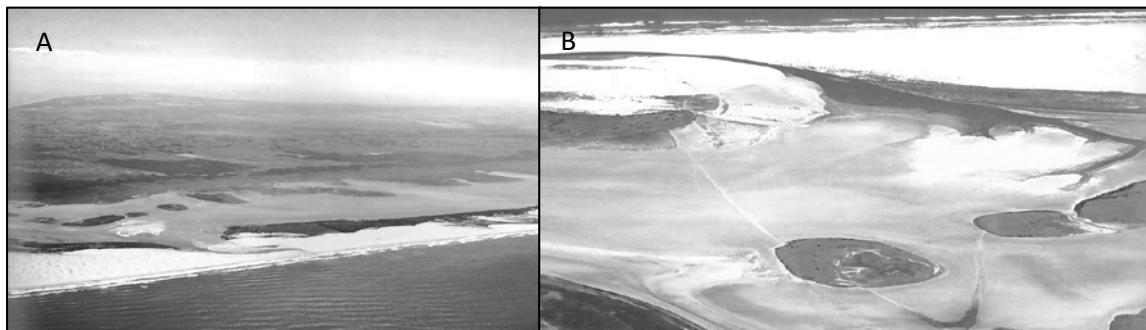


Figura 8 – Fotos que registram a Lagoa do Peixe em abril de 2008, onde estão visíveis seus bancos e o fundo. Foi um dos anos mais secos já registrados na região do parque, em consequência de um evento de La Niña. Vista aérea do canal, do oceano Atlântico para o continente (A) e vista aérea do canal do continente para o oceano (B). Fonte: Schäfer et al. (2009).

CONCLUSÕES

O estudo comparativo sobre a influência do SAM e do ENOS sobre a variabilidade da precipitação na região do PNLP mostrou que tanto o SAM, quanto o ENOS, podem ser associados a períodos de precipitação abaixo da média. Os resultados indicam que o inverno é mais suscetível à estiagem, em períodos de SAM+, enquanto o verão possui forte tendência a anomalias negativas de PP durante eventos La Niña.

Durante o verão, também é possível observar períodos em que o SAM+ e a PP relacionam-se de forma contrária ao inverno, ocorrendo aumento da precipitação, reforçado pela ocorrência de um evento El Niño, ou por modulação do SAM+ sobre o sinal do ENOS no sul da AS.

De todos os resultados desse estudo, o de maior percentual ocorreu na primavera, onde a precipitação é negativa (PP-) simultaneamente ao índice ENOS-. Possivelmente, casos como o de 2008 na LP, citado na discussão desse artigo, seja um exemplo do que pode ocorrer quando o sinal intenso de La Niña surgir na primavera e se estender até o verão, simultaneamente a uma fase positiva

do SAM. A região do PNLP é bastante sensível à estiagem, e o SAM+ e o ENOS- atuando juntos, podem efetivamente colocar esse ecossistema em risco, principalmente através das variações de salinidades provocadas pela redução de entrada de água doce, que, conseqüentemente, irão afetar a variedades de espécies dentro do corpo lagunar (Figura 8).

Todas essas respostas são potencialmente importantes na busca pela compreensão de como a intensificação dos modos de variabilidade climática no HS podem influenciar no comportamento da precipitação em regiões costeiras, e, por consequência, em ambientes frágeis a oscilações e mudanças climáticas. Além disso, ao analisar os índices ENOS e SAM, colocamos em evidência a influência mútua existente entre as massas atmosféricas das regiões tropicais e polares no HS.

REFERÊNCIAS

1. AQUINO, F.E. **Conexão Climática entre o Modo Anular do Hemisfério Sul com Península Antártica e o sul do Brasil**. Porto Alegre, 2012. 121 p. Tese (Doutorado), Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
2. BARRY, R.G. & CHORLEY, R.J. **Atmosfera, tempo e clima**. Porto Alegre, 9ª Edição, Editora Bookman, 528 p., 2012
3. CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M.G.A. J. E SILVA DIAS, M.F. (Organizadores). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo, Oficina de Textos, 462 p., 2009.
4. CHANGNON, S.A. **El Niño 1997-1998: The Climate Event of the Century**. Nova Iorque, Oxford University Press, 232 p., 2000.
5. GARREAUD, R.D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J.. Present-day South American climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.281, n.3-4, p.180-195, 2009.
6. GILLET, N.P., KELL, T.D.; JONES, P.D. Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. **Geophysical Research Letters**, v.33, n.23, L23704, DOI: 10.1029/2006GL027721, 4p., 2006.
7. GONG, D. & WANG, S. Definition of Antarctic Oscillation index. **Geophysical Research Letters**, v.26, n.4, p.459-462, 1999.
8. GRIMM, A.M.; FERRAZ, S.E.T.; GOMES, J. Precipitation anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. **Journal of Climate**, v.11, p.2863-2880, 1998.
9. GRIMM, A.M.; BARROS, V.; DOYLE, M.E. Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v.13, p.35-58, 2000.

10. GRIMM, A.M. Variabilidade interanual do clima no Brasil. In: Cavalcanti, I.F.A.; Ferreira, N.J.; Silva, M.G.A.J. e Silva Dias, M.A.F. (Organizadores). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo, Oficina de Textos, p. 353–374, 2009.
11. GUPTA, A.S. & ENGLAND, M.H. Coupled ocean-atmosphere-ice response to variations in the Southern Annular Mode. **Journal of Climate**, v.19, p.4457–4486, 2006.
12. HENDON, H.H.; THOMPSON, D.W.J.; WHEELER, M.C. Australian rainfall and surface temperature variations associated with the Southern Hemisphere Annular Mode. **Journal of Climate**, v.20, p.2452–2467, 2007.
13. KJERFVE, B. & MAGILL, K.E. Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons. **Marine Geology**, v.88, p.187–199, 1989.
14. MARSHALL, G.J. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. **Journal of Climate**, v.16, p.4134–4143, 2003.
15. MARSHALL, G.J.; STOTT, P.A.; TURNER, J.; CONNOLLEY, W.M.; KING, J.C. Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the southern hemisphere. **Geophysical Research Letters**, v.31, L14205, doi:10.1029/2004GL019952, 4p., 2004.
16. NAN, S. & LI, J. The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River valley and the boreal spring Southern Hemisphere annular mode. **Geophysical Research Letters**, v.30, n.24, 4p., 2003.
17. NATIONAL KEY LABORATORY OF NUMERICAL MODELING FOR ATMOSPHERIC SCIENCES AND GEOPHYSICAL FLUID DYNAMICS (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Beijing, China. (<http://ljp.lasg.ac.cn/dct/page/65572>).
18. NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA), *United States, Departamento of Commerce, EUA*, (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.html)
19. PEZZA, A.B.; DURRANT, T.; SIMMONDS, I. Southern Hemisphere synoptic behavior in extreme phases of SAM, ENSO, sea ice extent, and Southern Australia rainfall. **Journal of Climate**, v.21, n.21, p.5566–5584, 2008.
20. REBOITA, M.S.; AMBRIZZI, T.; DA ROCHA, R. P. Relationship between Southern Annular Mode and southern hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n.1, p.48–55, 2009.
21. RENWICK, J. & THOMPSON, D.W.J. The Southern Annular Mode and the New Zealand climate. **Water Atmosphere**, v. 14, p.24–25, 2006.
22. SCHÄFER, A.; LANZER, R.; PEREIRA, R. **As Lagoas Costeiras do Litoral Médio do Rio Grande do Sul: um registro fotográfico**. Caxias do Sul, EDUCS – Editora da Universidade de Caxias do Sul, 200 p., 2009.
23. SILVESTRI, G.E. & VERA, C.S. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. **Geophysical Research Letters**, v.30, n.21, 4p., 2003.
24. THOMPSON, D.W.J. & SOLOMON, S. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. **Science**, v.296, p.895–899, 2002.

25. THOMPSON, D.W.J. & WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. **Journal of Climate**, v.13, p.1000–1016, 2000.
26. THOMPSON, D.W.J. & WOODWORTH, J.D. Barotropic and baroclinic annular variability in the southern hemisphere. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.71, p.1480 - 1493, 2013.
27. TRENBERTH, K.E. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.78, n.12, p.2771-2777, 1997.
28. VIANA, D.R. **Comportamento Espaço-Temporal da Precipitação na Região Sul do Brasil Utilizando Dados TRMM e SRTM**. São José dos Campos, 2009, 164 p. Dissertação de Mestrado no Curso de Pós Graduação em Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
29. VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L.J. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas do CECO-IG-UFRGS**, Porto Alegre, v.8, n.1–45, 1995.
30. WILKS, D.S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. International Geophysics Series, 2^a ed. Burlington, Academic Press/Elsevier, 627 p., 2006.

5.2 Precipitation anomalies in the Brazilian southern coast related to the SAM and ENSO climate variability modes

Artigo submetido para publicação na revista Theoretical and Applied Climatology em 25 de maio de 2016.

E-mail e de recebimento da revista no Anexo 2.

Precipitation anomalies in the Brazilian southern coast related to the SAM and ENSO climate variability modes

Venisse Schossler¹; Francisco Eliseu Aquino¹; Jefferson Cardia Simões¹; Denilson Ribeiro Viana¹; Franciéle Schwanck¹

venisse.schossler@ufrgs.br

Phone number: 55 51 33086341

¹ Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Bento Gonçalves Avenue, 9500, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil, Electronic address: www.centropolar.com

Abstract This work analyses the influence of the Southern Annular Mode (SAM) and the El Niño - Southern Oscillation (ENSO) in the precipitation (PP) variability in the southern Brazilian state of Rio Grande do Sul Coastal Plain (RGSCP), specifically in its three geographic sectors, from a 16-year time series (1998–2013). The results show a significant positive correlation between precipitation in the RGSCP and in its southern sector with the Multivariate ENSO Index (MEI) and negative SAM. The central sector precipitation has a negative relationship with the SAM and has no correlation with MEI, while the northern sector precipitation is not correlated with variations in the two indices. Twenty-eight consecutive-month (from 5 to 12 months) precipitation events were above (PP+) or below (PP-), of which 22 (78%) were PP- associated with MEI- and SAM+, while the remaining six events were PP+ with SAM- and MEI+. The SAM and ENSO variabilities affect the precipitation volume in the RGSCP, mainly when a SAM-positive phase occurs simultaneously with an MEI-negative phase (a La Niña event), which may bring long periods of drought to the region. The trend toward SAM+ in recent decades, intensified by climate change, will possibly increase the frequency of droughts in this geographical area.

Key Words: TRMM; coastal environment; MEI; polar extrapolar teleconnections

1 Introduction

Climate variability modes, such as ENSO and SAM, have been related to an increase or reduction of rainfall in the southern hemisphere (SH) in several works (*e.g.*, Grimm *et al.* 2000; Gillet *et al.* 2006; Reboita *et al.* 2009). For example, southern Brazil shows increased rainfall in El Niño years (EN) and reduced rainfall in La Niña years (LN), according to Grimm *et al.* (1998, 2000). Gillet *et al.* (2006) presented evidence that the SAM, in its positive phase, is associated with severe droughts in southern South America (SA). Further, Silvestri and Vera (2003) and Gupta and England (2006) found that a small region in northern Argentina has scarce rainfall in the summer and increased rainfall in the winter, which is associated with the SAM-positive phases. Grimm *et al.* (1998, 2000) suggested that southern Brazil is a region where the ENSO signal is indeed intense and where there is strong evidence for associations of precipitation anomalies with EN and LN events.

The study area of this paper (RGSCP) was described by Nimer (1977) as a wet and mesothermic bland climatic region with no dry season, having mean temperatures between 22 and 26°C in the summer and between 10° and 15°C in the winter; annual rainfall varies from 1000 mm to 1500 mm. Concerning geomorphology, Carraro *et al.* (1974) divided the Rio Grande do Sul state into four provinces: the Plateau, the Peripheral Depression, the Southern Rio Grande Shield and RGSCP (Fig. 1). The RGSCP is 630 km long and covers 33 000 km², having beaches with microtides (0.5 m), waves (1.5 m on average) and

predominantly longitudinal currents. Prevailing winds come from the northeast, but intense southwesterly winds are the primary cause of changes in beach profiles in the winter (Calliari 1992; Tomazelli 1993).

In the study area, beach profile changes are caused partially by the precipitation variability (Pereira da Silva et al., 2003). Drought periods in coastal areas are often as severe as high rainfall periods due to the reduction in vegetation, dry and loose sand in dune fields and beach lines and also due to a drastic reduction in sedimentary transport by coastal channels and washovers that have an important role in the deposition of sediments on the beaches. Positive precipitation (PP) anomalies and storms increase the rivers' flow and overwash the beaches, moving greater volume of sediments and fixing dune fields due to vegetation growth.

This study examines the relationship between PP anomalies in the RGSCP and the SAM and MEI indices. It describes the precipitation variability in the study area and relates it to EN and LN events in the time series (1998 – 2013), listing positive and negative PP events that occurred for consecutive months within the data in four areas: all RGSCP and three geographical segments (south, central and north coast). Droughts and excess precipitation spells can change the coastal environment, so it is relevant to examine the relationship of the precipitation anomalies in the RGSCP with the main modes of climate variability operating in the SH.

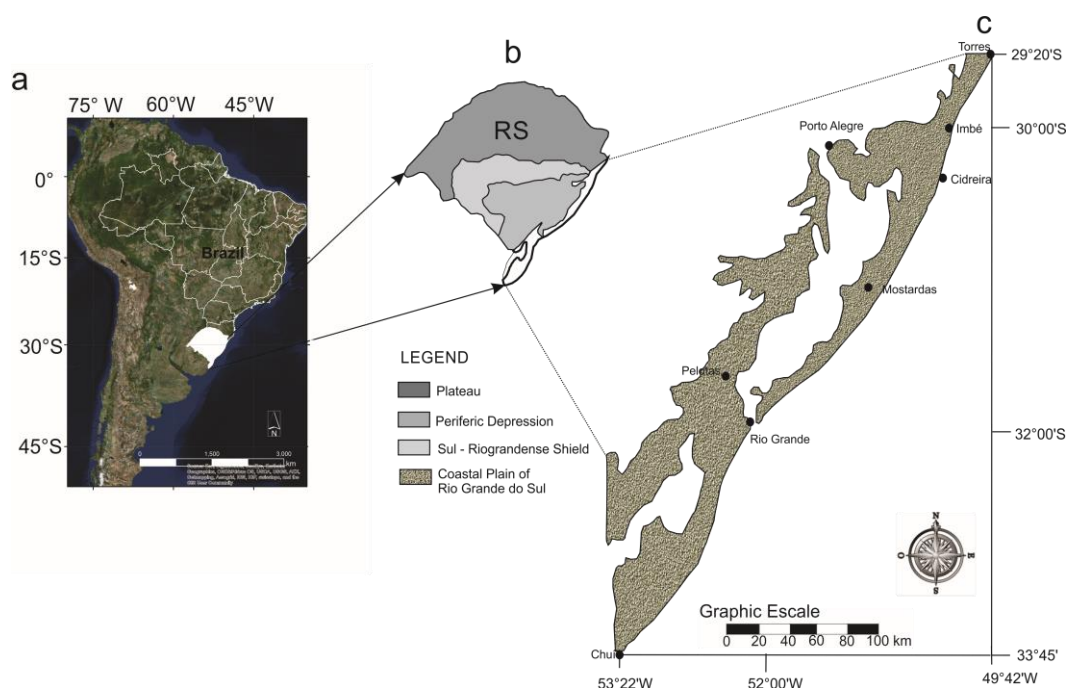


Fig. 1 State of Rio Grande do Sul location in Brazil and in South America (a), geomorphological division of the state (b) and location of the Rio Grande do Sul Coastal Plain (c).

2 Data and Methods

Precipitation data in Brazil are relatively sparse because the pluviometric gauges are not well distributed. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), which utilizes remote sensing to monitor the precipitation of the tropics and subtropics on a regular data grid, is a reliable alternative for our study area. Launched in December 1997, TRMM is National Aeronautics and Space Administration (NASA)

and the Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) joint mission. The present study focuses on the 1998–2013 precipitation data provided by TRMM in a grid of 77 points on the RGSCP (Fig. 2).

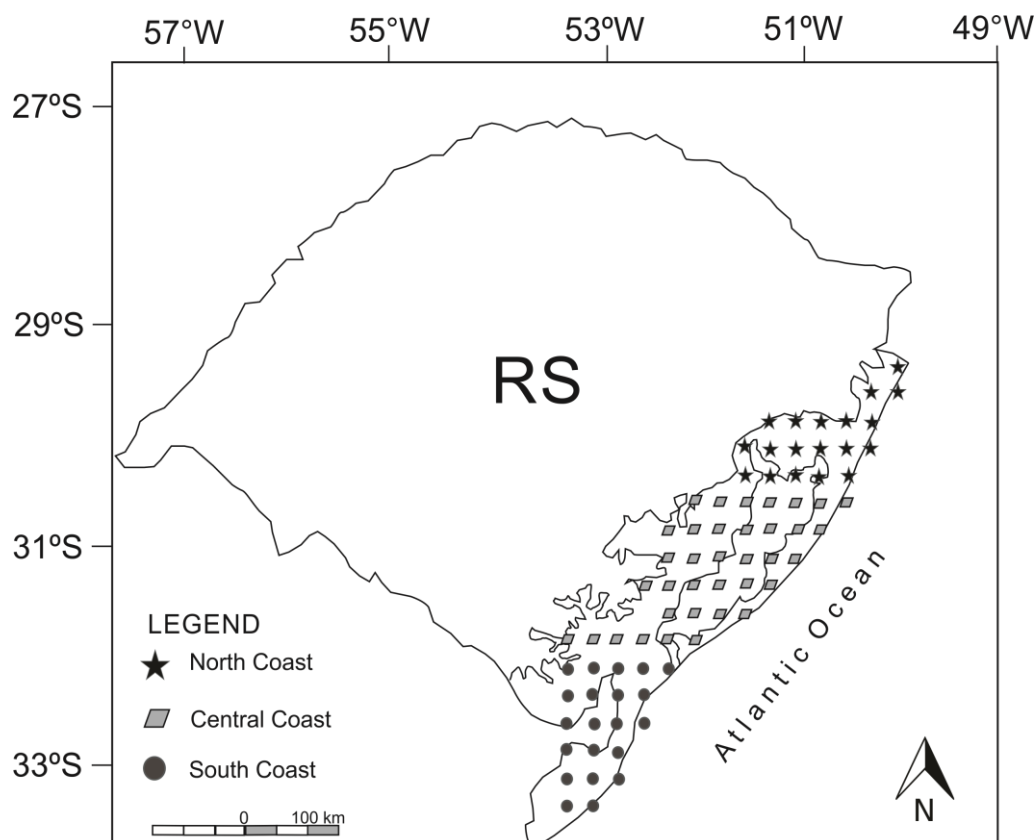


Fig. 2 Data precipitation grid distribution from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM/NASA and JAXA) for the different geographical segments of the Rio Grande do Sul State Coastal Plain (RGSCP).

We calculated the monthly precipitation anomalies for the entire RGSCP and for the three geographical segments (Fig. 2). The precipitation anomaly (PP) results were compared with the MEI and SAM indices for the same period (seasonally, monthly and yearly).

The SAM is defined as the difference in the monthly normalized Sea Level Pressure (SLP) between 40°S and 70°S (Gong and Wang 1999). The applied index is that of Nan and Li (2003), which was obtained from the *National Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics* LASG, *Institute of Atmospheric Physics*, Beijing, China (<http://ljp.gcess.cn/dct/page/65609>). The ENSO index used was the *Multivariate ENSO Index* (MEI), which is formed from six variables on the Tropical Pacific: sea level pressure, southern and zonal wind components, sea surface temperature, surface air temperature and cloud cover percentage (available at the NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration, United States, Commerce Department, USA*, <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/index.html>) site).

Precipitation events were identified visually and qualitatively. A comparative study of the PP, SAM and MEI anomalies, applying descriptive statistics in the 1998–2013 series, allowed for seasonal and monthly analysis. Negative correlations were tested between precipitation anomalies and the SAM index and positive correlations with the MEI. To assess the relationship between these three indices, we generated contingency tables in discriminant function (3x3), applying the Hit Rate scores (Percentage Correctly Classified by discriminant function - Equation 1) and Student's t test (equation 2) for the accuracy of the discriminant analysis classification into each array. The arrays were organized into three classes (-1, 0, 1), classifying each tertile as PP below (-1), middle (0) and above the average (1). When t is higher than 1.96, there is a correlation between two indices, as its significance is smaller than 0.05 (Hair *et al.* 2009).

$$p = \frac{n}{N} \times 100 \quad (1)$$

$$t = \frac{p-0.33}{\sqrt{\frac{0.33(1-0.33)}{N}}} \quad (2)$$

Where:

p = correctly classified percentage

t = student test

N = sample size

n = correctly classified number

3 Results

3.1 Monthly, seasonal and annual precipitation characteristics in the RGSCP

The 1998–2013 series indicates a total mean annual precipitation of 1502 mm (i.e., 126 mm per month) for the RGSCP. The north sector is the wettest one (1544 mm annually), while the south sector is the one with the least precipitation (1392 mm). For all sectors, 2002 was the highest precipitation year; the driest year was 2004, except for the northern coast where the mean minimum occurred in 2012. Monthly, the highest precipitation for all RGSCP sectors occurred in September 2009, while the lowest anomalies occurred on different dates: April 2009 in the south coast and in the RGSCP, June 2005 in the central sector and March 1998 in the north sector.

Seasonally, no correlation was found. However, by observing the annual PP graphics and the average precipitation for each of the studied sectors (Figs. 3A, 3B, 3C and 3D), it is possible to identify certain behaviour patterns.

In the **summer** (Fig. 3a), the central coast precipitation is slightly above the regional mean along all of the time series, except in 1999 and 2000. Yet, the south coast precipitation is at or below the mean during the same period, except in 2002, when it recorded the highest PP of the three sectors. The lowest

regional mean was recorded in 2005 and again on the south coast; the largest one occurred on the central coast. The highest PP mean occurred in 2003 on the north coast, and the lowest value of the same summer occurred in the south. The highest total summer precipitation occurred in 1998 on the central coast, and the lowest one occurred in 2005 on the south coast.

Of the **16 autumns** (Fig. 3b), 10 had the highest precipitation on the south coast, and 12 had their lowest on the north coast. The highest regional precipitation occurred in 2002, when the south coast had the highest precipitation for the entire time series. The lowest precipitation was in 2012 on the north coast.

The south coast had the lowest precipitation in **14 winters** (Fig. 3c). The overall highest winter mean precipitation occurred in 1998, and the smallest one occurred in 2004. The highest regional winter precipitation occurred on the north coast in 2002, and the smallest occurred in 2004 on the south coast.

In the **spring**, the north coast had 12 highest precipitation years (Fig. 3d), while the lowest precipitation occurred on the south coast in 11 years. The wettest spring in the RGSCP was in 2009 (the north coast was the wettest section in that year). The driest years in the region were 2010 and 2011 (the lowest precipitation in any sector occurred in the south coast in 1999).

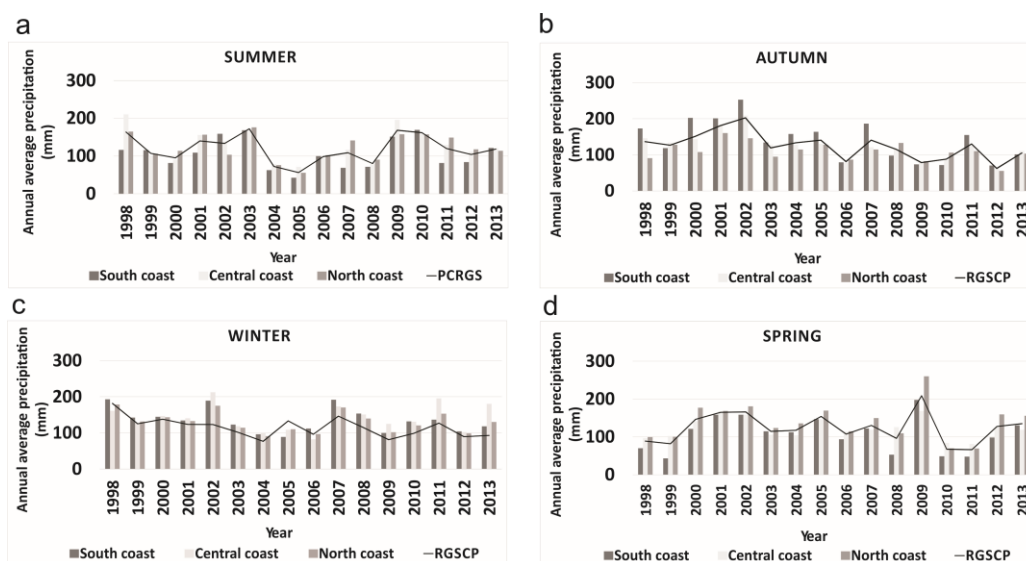


Fig 3. Average seasonal precipitation for the south, central and north sectors and for all of the Rio Grande do Sul State Coastal Plain (RGSCP) in a) summer, b) autumn, c) winter, and d) spring.

Figure 4 shows the mean total annual precipitation time series for the entire Rio Grande do Sul State Coastal Plain (RGSCP) and for each of the three geographical sections. The sections' mean annual precipitation almost follows the general behaviour until 2005. From that year onwards, the north and south coasts' precipitation volumes differ, where the former was continuously higher than the RGSCP mean and the latter was smaller. There are substantial peak-trough amplitudes in the 1998-2005 period; after 2005, not only are there lower amplitudes, but there is also an increase in the variability. It is also possible to identify the relationship between the precipitation highs and lows with El Niño and La Niña events (Table 1) and SAM phases (Fig. 4, left legend). The 1998 peak coincides with the strongest El Niño (EN) event for the entire period (1998–2015), and it was concomitant to a SAM+ (average index

0.8); this was followed by a La Niña (LN) of moderate intensity (low 2: 1999 to 2000) associated with a SAM+, weakening a year later (2000-2001), and with a negative SAM phase. Precipitation peak 3 (2002-2003) is associated with an EN of moderate intensity and is accompanied by persistent SAM- (with a strong average index, -0.9). The EN remains from 2004 to 2006, though greatly weakened, and the SAM went to a neutral phase (lows 4 and 5)

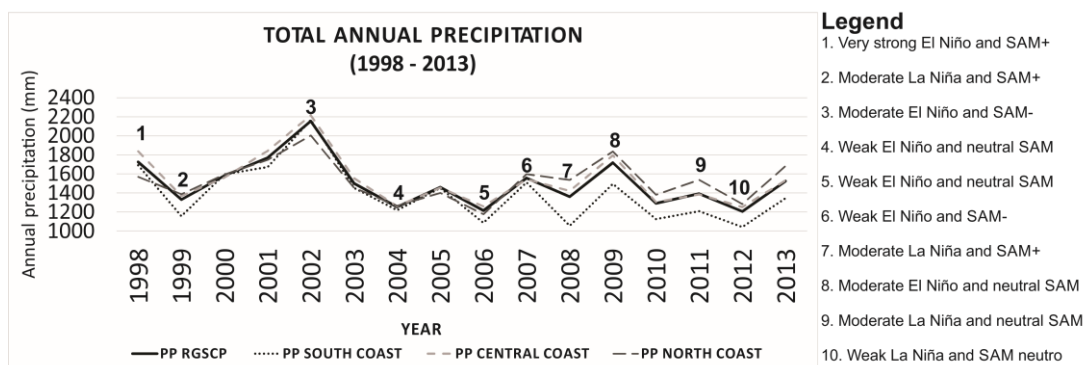


Fig 4. Mean total precipitation time series (1998–2013) for the entire Rio Grande do Sul State Coastal Plain (RGSCP) and for each of its three sections. The precipitation peaks and lows marked in in the graph are associated to the ENSO events intensities and SAM phases listed to right of the graph.

Table 1 Intensity of ENSO events during the 1998–2013 period.

El Niño				La Niña		
Weak	Moderate	Strong	Very strong	Weak	Moderate	Strong
2004-2005 2006-2007	2002-2003 2009-2010	-	1997-1998	2000-2001 2011-2012	1998-1999 1999-2000 2007-2008 2010-2011	-

Source - http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml

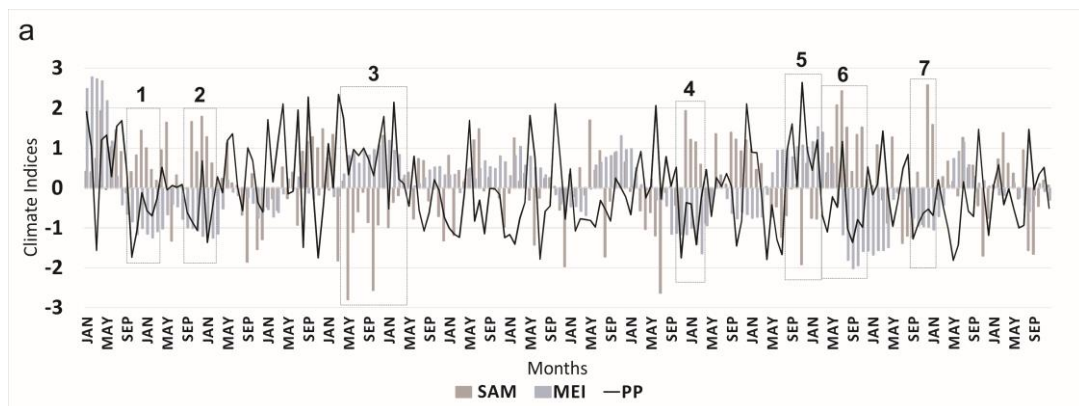
Peak 6 (2006-2007) coincides with a weak EN and a negative SAM (-0.4). By the end of 2007, a moderate intensity LN associated with SAM+ coincides with a new low (7), developing in 2009 as a new peak (8) concomitant to an EN (moderate) and a neutral SAM phase. At the end of the RGSCP precipitation series, there were two LN events (peak 9 and low 10, in 2011 and 2012, respectively), accompanied by a neutral SAM phase. From the above observations, it can be said that there is an association between the precipitation maxima and EN events in 1998–2013.

3.2 Anomalous precipitation events in the RGSCP

The RGSCP mean monthly precipitation series reveals anomalous PP events, mainly associated with SAM+ and MEI- (Fig. 5a). There are seven anomalous PP events during consecutive months (from 5 to 12 months), five droughts and two events of precipitation above the 16-year average. Of the five droughts (Figs. 5b-1, 5b-2, 5b-4, 5b-6 and 5b-7), four occurred at the time of SAM+ (Figs. 5b-1, 5b-2 5b-4, and 5b-6), and one occurred in MEI- (Fig. 5b-7). Events 1, 2 and 4 (Fig. 5b-1, 5b-2 and 5b-4), in 1998-1999,

1999-2000 and 2007-2008, respectively, were associated with a positive SAM index and negative MEI, while the precipitation remained below the RGSCP mean (126 mm) for five or six consecutive months. Figures 5b-1, 5b-2 and 5B-4 show that the SAM values are less homogeneous than the MEI values; the latter always range from -0.8 to -1.25. Events 1 and 2 occurred from July 1998 to March 2001, associated with one of the longest LN ever recorded, and event 4 (2007-2008) occurred at a time of a moderate LN (Table 1). All three events occurred in the spring – summer period.

Figure 5b-7 shows the last PP- event recorded in the RGSCP time series; this was five months below the average event in the spring and summer (2011-2012). The SAM index fluctuated between positive and negative values, but the MEI remained negative throughout the five months and was simultaneous with a weak LN. Events 3 and 5 (Figs. 5b-3 and 5b-5) show long positive precipitation anomalies (PP+): one year in event 3 (2002) and seven months in event 5 (2009-2010). In 2002, most months had SAM- (8 months) and MEI+ (9 months). In event 5, all 7 months had MEI+, and 5 months also had SAM-, from spring to summer, which was also observed in events 1, 2, 4 and 7. The year 2002 and the 2009-2010 biennium were times of moderate EN, but the latter period showed a moderate LN from July 2010 to April 2011. During this period, the RGSCP was under drought conditions for nearly 10 months (Fig 5b-6), and the MEI changed from positive to negative by the middle of 2010 (event 6); the SAM remained in the positive phase.



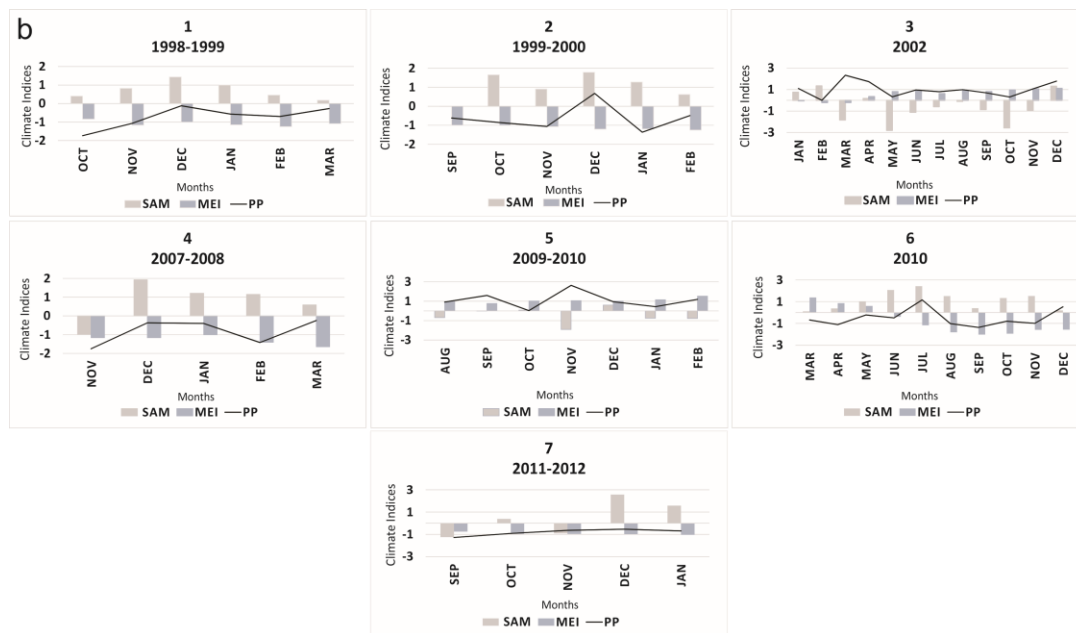
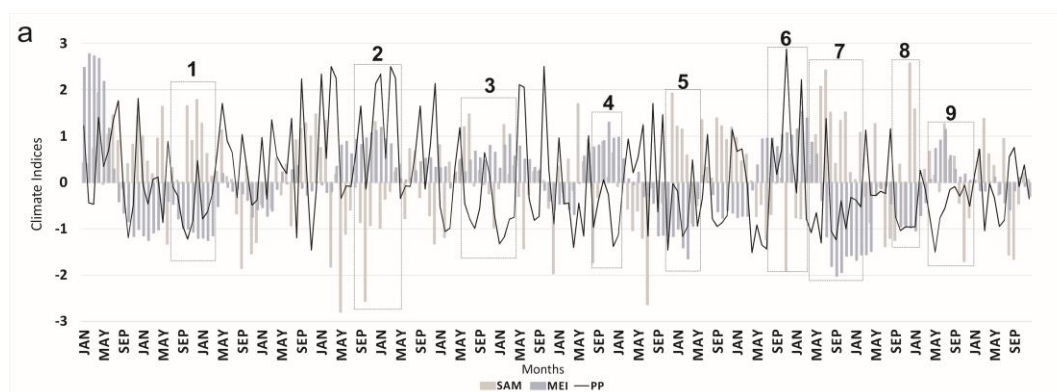


Fig. 5 Monthly precipitation anomalies (black lines) in the Rio Grande do Sul State Coastal Plain RGSCP, and the SAM (clear grey column) and MEI (dark grey column) indices along the 1998–2013 period (a), and during seven precipitation anomaly events (b).

The RGSCP south coast, the one with the lowest mean monthly precipitation (117 mm), had nine anomalous events, two above the mean and seven below it, with a nine-month average duration (Fig. 6a). Of the seven negative precipitation events (Figures 6b-1; 6b-3; 6b-4; 6b-5; 6b-7; 6b-8 and 6b-9), only events 1, 5, 7 and 8 developed simultaneously to SAM+ and MEI-, in the years 1999-2000, 2007-2008, 2010-2011 and 2011-2012, respectively (all LN years of moderate intensity). Event 4, in 2006–2007, was concomitant with a MEI-, while events 3 and 9 (2004-2005 and 2012) appear to be unrelated to any SAM trend. Conversely, the two PP+ events in 2002-2003 and 2009-2010 (Fig. 6b-2 and 6b-6) occurred with a moderate MEI+.



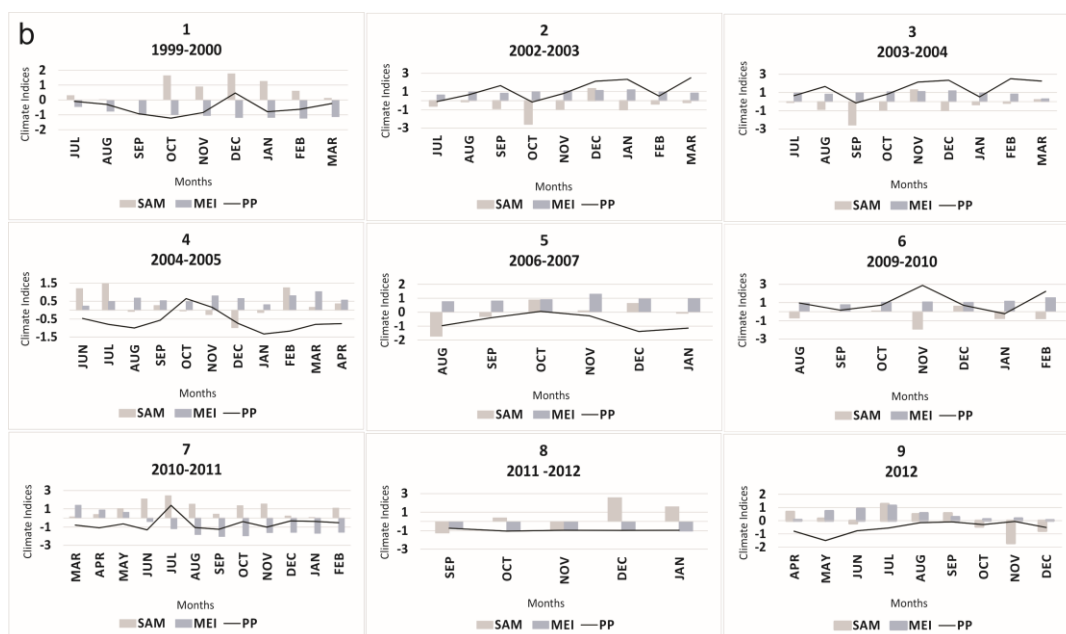
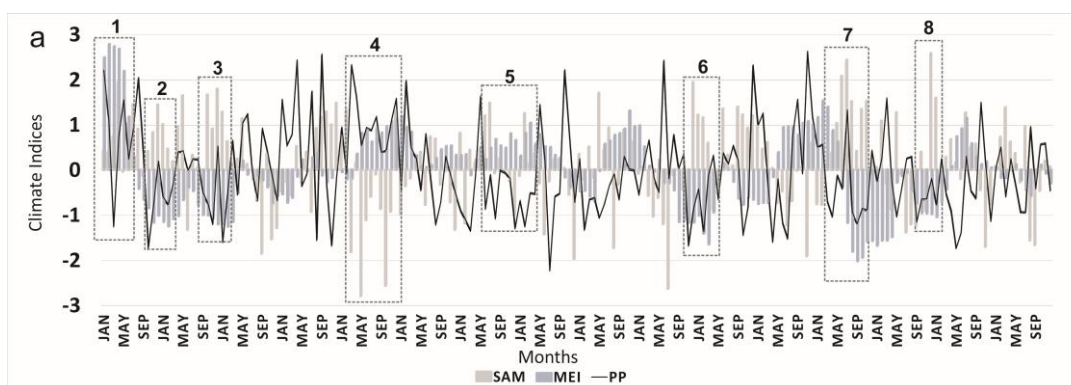


Figure 6 – Monthly precipitation anomalies (black lines) in the Rio Grande do Sul State Coastal Plain (RGSCP) southern coast and the SAM (clear grey column) and MEI (dark grey column) indices along the 1998–2013 period (a) and during nine precipitation anomaly events (b).

The central coast had eight anomalous events (Fig. 7a), six below the mean monthly precipitation for the entire period (128 mm) and two above. Events 2, 3, 6 and 7 (Figures 7b-2, 7b-3, 7b-6 and 7b-7) in 1998-1999, 1999-2000, 2007-2008 and 2010, respectively, lasted on average seven months. When the precipitation was below the mean, both MEI- and SAM+ maintained nearly constant signals. All events listed above occurred during LN of moderate intensity. Event 8 (Fig. 7b-8) is characterized by precipitation below the overall mean, but only presenting MEI- with a stable signal (low intensity LN event); event 5 (Fig. 7b-5) has no relationship with MEI or SAM (both showed low mean anomaly indices, 0.3 and 0.6, respectively). The two PP+ events observed in the central coast series, numbers 1 and 4 (Figs. 7b-1 and 7b-4), developed with MEI+. The development of event 1 in 1998 during a strong EN along with event 4 in 2002, of moderate intensity EN, was associated with a high SAM- (-0.9).



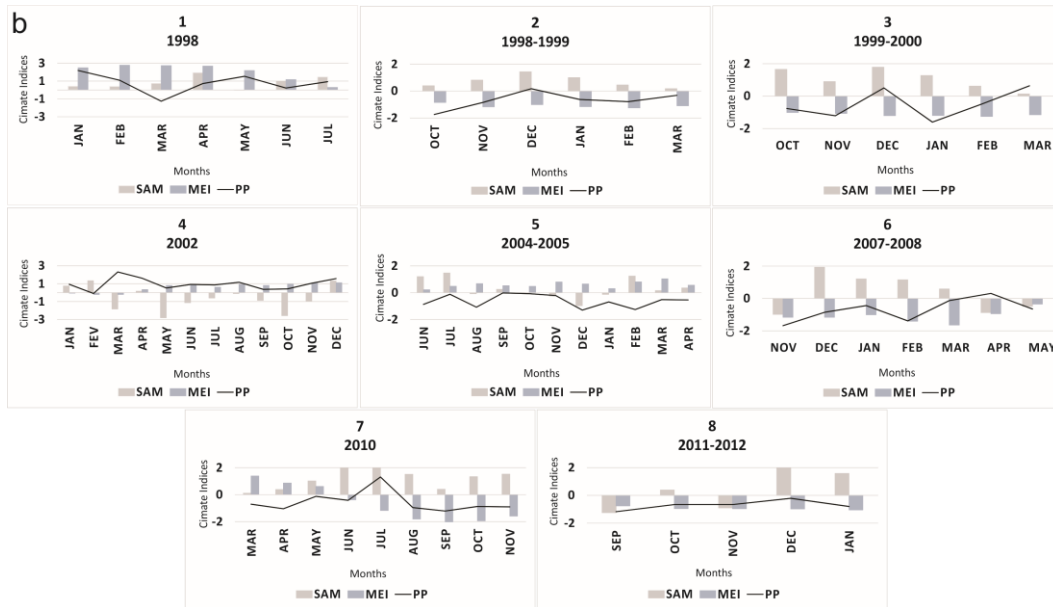
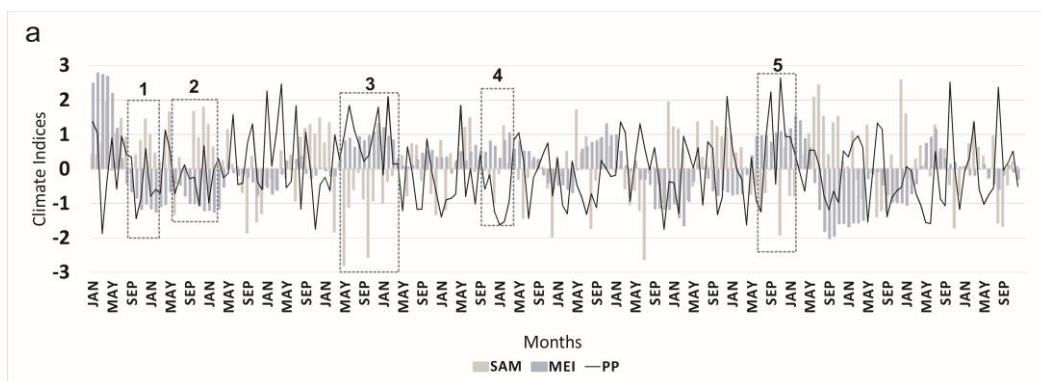


Fig. 7 Monthly precipitation anomalies (black lines) in the Rio Grande do Sul State Coastal Plain (RGSCP) central coast and the SAM (clear grey column) and MEI (dark grey column) indices along the 1998–2013 period (a) and during eight precipitation anomaly events (b).

The north coast differs from the central and south coasts for several reasons. It had the highest mean precipitation (129 mm monthly), which was above the RGSCP mean (126 mm). This section also had the lowest number of anomalous events, only five (Fig. 8a): three PP- and two PP+. Events 1, 2 and 4 (Fig. 8b-1; 8b-2 and 8b-4) in 1998-1999, 1999-2000 and 2004-2005, respectively, are PP-, but only the first (Fig. 8b-1) and the second ones (Fig. 8b-2) were related to SAM+ and MEI-; both occurred during moderate LN. The 2004-2005 event (Fig. 8b-4) is identified in all RGSCP sectors and is not related to a MEI or a SAM anomaly (low averages indices). The two PP+ events, 3 and 5 in the years 2002 and 2009-2010 (Figs. 8b-3 and 8b-5), respectively, are simultaneous to MEI+ and SAM- events during a moderate EN.



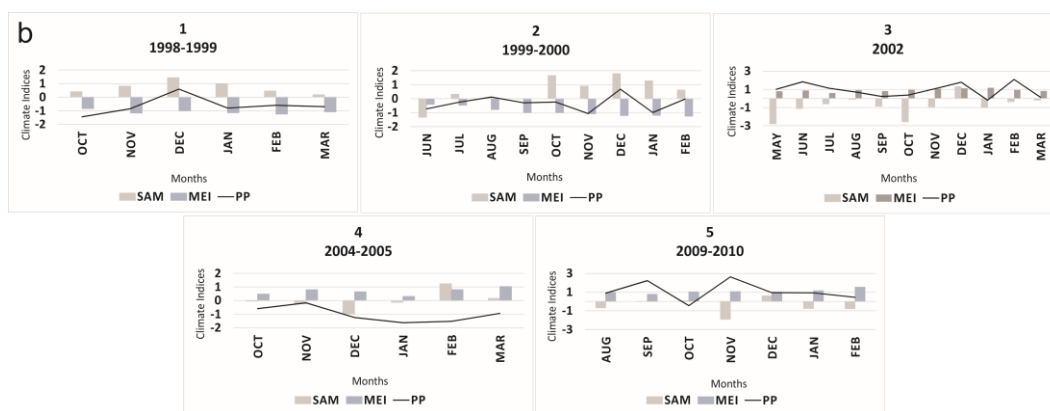


Fig. 8 Monthly precipitation anomalies (black lines) in the Rio Grande do Sul State Coastal Plain (RGSCP) northern coast, and the SAM (clear grey column) and MEI (dark grey column) indices along the 1998–2013 period (a), and during five precipitation anomaly events (b).

3.3 Relationship between the precipitation anomalies and the SAM and MEI indices

It is necessary to validate statistically the correlations between the PP and the SAM and MEI indices. The results on the diagonals of the contingency tables for all of the RGSCP indicate, by Hit Rate (HR), a percentage correctly classified (PCC) of 42% for the negative relationship between PP and SAM, with a significance greater than 0.95 (Appendix – Table 1). Furthermore, the relation between PP and MEI is slightly smaller: 40% with the same significance ($\alpha < 0.05$) (Appendix - Table 2). The relationship for the south coast is also significant in both cases. For the PP and SAM relationship (Appendix - Table 3), a PCC of 41% is observed, and for the PP and MEI (Appendix - Table 4), a PCC of 40% is observed, both of which are statistically significant by the t test.

The results are different for the central and northern coasts; for the former, there was not a statistically significant relationship between the PP and the MEI (at $\alpha > 0.05$) (Appendix - Table 5), but there is a negative significance ($\alpha < 0.05$) with the SAM (Appendix - Table 6), with a PCC of 42%. Finally, there was no significance between the PP and the two climate indices for the north coast (Appendix - Tables 7 and 8), with PCCs of 39% for SAM and 34% for the MEI.

4 Discussion

Our study describes how precipitation is distributed over the RGSCP and its south, central and north coasts. The south coast is the driest section in the summer, winter and spring, while in the autumn, it is the area with the highest precipitation. The central coast is the area with the highest precipitation in the summer.

The south coast had the lowest total precipitation during the studied period and also the lowest annual mean, while the north coast had the highest annual volumes of precipitation in the RGSCP. According to Viana (2009), the RGSCP is the area that registers the lowest precipitation volumes in the southern Brazilian region, and its south coast has the highest standard deviations for the annual precipitation.

We identified 28 positive anomalous events in the RGSCP during the period 1998–2013: seven in the overall RGSCP series, nine in the south coast, eight in the central coast and five in the north coast. Generally, these anomalous events begin in the spring and last until the end of the summer, though they sometimes start in the winter. According to Grimm *et al.* (1998, 2000) and Silvestri and Vera (2003), meteorological conditions are more variable in the spring in this region, and this is also the only season that shows a significant correlation between the precipitation anomalies and EN/LN events and SAM variability in the southeast of Brazil.

Gillet *et al.* (2006) emphasized that between the mid and high latitudes with SAM+ (SAM-), pressure gradients are steep (attenuated), changing the westerly wind direction and intensifying (weakening) their velocity over the Southern Ocean. The north coast precipitation anomalies do not correlate with the SAM index; however, both the central and south sections and the RGSCP precipitation show a significant negative correlation with this index, particularly with the SAM+. Garreaud *et al.* (2009) reported that a decrease in the precipitation in the eastern South American coastal region during a positive SAM is associated with a zonal flux reduction in the mid latitudes.

Carvalho *et al.* (2005) stated that the SAM+ (SAM-) dominates if the sea surface temperature (SST) and the humidity convection resemble LN (EN) phase and/or when there is an increase (decrease) in the tropical intraseasonal variability on a sub-monthly scale. According to Silvestri and Vera (2003), when there are anomalous low frequency anticyclones (cyclones) over the SA southeast, with a SAM+ (SAM-), cyclone activity is reduced (increased), and the precipitation is reduced (increased) over this region, reinforcing the importance of our results that point to an increase in drought events in the RGSCP during SAM+. Several researchers (*e.g.*, Thompson and Wallace 2000; Thompson and Solomon 2002; Marshall *et al.* 2004; Gupta and England, 2006) have reported that climate change has increased the SAM+ frequency in the last 50 years, which amplifies the westerly winds over the Southern Ocean, reducing the subtropical winds velocity. This trend is probably related to the depletion of stratospheric ozone (*i.e.*, the ozone "hole") over Antarctica (Garreaud *et al.* 2009).

The north and central coast PP do not show statistically significant relationships with the MEI. Conversely, both the total RGSCP and the south coast PP are positive related to the MEI variability. Grimm *et al.* (2000) emphasize that precipitation during EN and LN events is not homogeneous in southern South America, except in southern Brazil. In southern Brazil, EN (LN) can increase (decrease) the precipitation due to the strengthening (weakening) of the subtropical jet in the spring, with the formation of cyclones and anticyclones in this region, where PP- events are more frequently associated with a MEI- than PP+ events are associated with a MEI+ (Grimm *et al.* 1998); our results agree with these observations.

Most (77%) of the negative precipitation events (PP-) in the RGSCP PP were associated with a SAM+ and a MEI-. Gillet *et al.* (2006) demonstrated that a SAM+ is related to cooling over Antarctica and Australia and warming over the Antarctic Peninsula, Argentina, southern New Zealand, Tasmania and southern South America. This warming is due to the stormtracks' (route of extratropical cyclones) displacement to the south. Renwick and Thompson (2006) and Hendon *et al.* (2006) found a decrease in the precipitation volumes simultaneous to SAM+ in the south island of the New Zealand and Tasmania.

5 Conclusions

The precipitation in the RGSCP is not evenly distributed in its three segments or seasonally. The central coast usually is the section with the greatest precipitation volume in the summer, while the south coast has the greatest precipitation in the autumn, and the north coast has the greatest precipitation in the winter and spring. The lowest mean precipitation also occurs in different sections throughout the year: in the summer, it is lowest in the south coast; in the autumn, it is lowest in the north coast; and in the summer and winter, it is lowest in the central coast.

The precipitation peaks and lows were more accentuated at the beginning of the study period; after 2005, there is not only a lower amplitude but also an increase in the variability. It is also possible to identify the relationship between the precipitation highs and lows with El Niño and La Niña events (Table 1) and SAM phases (Fig. 4, left legend). The 1998 peak coincides with the strongest El Niño (EN) event for the entire period (1998–2013), and it was concomitant to a high SAM+ (average index 0.8); this was followed by a La Niña (LN) of moderate intensity

We identified 28 events of positive or negative precipitation anomalies in the 2008–2013 series based on the TRIMM satellite data for the RGSCP, seven in the RGSCP series, nine in the south coast, eight in the central coast and five in the north coast, indicating that these events are developed preferentially during a spring and the following summer (40%), and secondarily, it can begin in late winter and extend into the summer (32%). Both the central (8) and the south (9) coasts had nearly twice as many events as the north coast (5), although proportionally, the three sectors have more negative precipitation events than positive ones. Not all anomalous events coincided and occurred in all studied sectors; they differ in start and end dates, as well as in duration. On the south coast, most events started in the spring, while in the central coast, they started in the winter, and the north coast does not have a preferred season. The only anomalous event observed in all sectors is the one related to a positive SAM and a negative MEI, the 1998-1999 drought, where the south coast had the lowest mean precipitation and a longer duration.

Seventy-eight per cent (22) of the anomalous precipitation occurred during SAM+ and/or MEI-, which is in agreement with previous works (Silvestri and Vera 2003; Garreaud *et al.* 2009). Most events developed during moderate intensity of EN and LN and positive and negative phases of the SAM.

The north coast is the only one of three RGSCP sectors that shows no statistically significant relationship between the PP and the SAM index ($t = 1.83$, $\alpha > 0.05$) and MEI ($t = 0.05$, $\alpha > 0.05$). The central coast had a significant negative relationship between the PP and the SAM ($t = 2.77$, $\alpha < 0.05$), but it had no relationship with the MEI index ($t = 1.83$, $\alpha > 0.05$). The south coast is the only one of the sectors that showed a negative correlation between the PP and the SAM ($t = 2.41$) and a positive correlation with the MEI ($t = 2.14$), as well as a correlation between the SAM ($t = 2.77$, $\alpha < 0.05$) and the MEI ($t = 2.11$, $\alpha < 0.05$) with the RGSCP precipitation. The north coast has a mean precipitation greater than other areas in the RGSCP, almost 200 mm greater than the south coast. There were only five anomalous events. This information, and the lack of correlation with the SAM and MEI indices, leads to the conclusion that the north coast differs from the rest of the RGSCP, requiring a more detailed study about these differences.

In conclusion, the SAM and ENSO variabilities influence the volume of precipitation on the Rio Grande do Sul State coastal plain, mainly during a SAM-positive phase, which, when associated with an MEI-negative phase (a La Niña), can bring long periods of drought to the region. The trend toward positive SAM phases in recent decades, intensified by climate change, will possibly increase the frequency of droughts in this geographical area.

Acknowledgements The authors thank the Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) and the Brazilian National Institute of Science and Technology of the Cryosphere (INCT da Criosfera) for technical and financial support.

References

- Bird, E. (2008). *Coastal Geomorphology*. John Wiley, Chichester.
- Calliari LJ, Klein AHF (1992) Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. In: Abstract Volume, 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, p. 77–78.
- Carraro CC, Gamermann, N, Eick NC, Bortoluzzi CA, Jost, H, Pinto JF (1974) Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, Scale 1: 1 000 000, Porto Alegre, Instituto de Geociências, UFRGS.
- Carvalho LJ, Ambrizzi, C. (2005). Opposite Phases of Antarctic Oscillation and the relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. *J. Clim.*, 18:702 – 718.
- Garreaud RD, Vuille M, Compagnucci R, Marengo J (2009) Present-day South American climate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 281(3–4): 180–195.
- Gillett NP, Kell TD, Jones PD (2006) Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophys. Res. Lett.*, 33(23) L23704, doi: 10.1029/2006GL027721.
- Gong D, Wang S (1999) Definition of Antarctic Oscillation index. *Geophys. Res. Lett.*, 26(4): 459–462.
- Grimm AM, Ferraz SET, Gomes J (1998) Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *J. Clim.*, 11: 2863–2880.
- Grimm AM, Barros V, Doyle ME (2000) Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. *J. Clim.*, 13:35–58.
- Gupta AS, England, MH (2006) Coupled ocean-atmosphere-ice response to variations in the Southern Annular Mode. *J. Clim.*, 19: 4457–4486.
- Hair JF, Black WC, Babin BJ, Anderson RE, Tathan RL (2009) *Análise Multivariada de Dados*. Bookman, Porto Alegre.
- Hendon HH, Thompson DWJ, Wheeler MC (2007) Australian rainfall and surface temperature variations associated with the Southern Hemisphere Annular Mode. *J. Clim.*, 20: 2452–2467.
- Marshall GJ, Stott PA, Turner J, Connolley WM, King JC (2004) Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L14205, doi:10.1029/2004GL019952.
- Nan S, Li J (2003) The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River valley and the boreal spring Southern Hemisphere annular mode. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (24), doi:10.1029/2003GL018381.
- NATIONAL KEY LABORATORY OF NUMERICAL MODELING FOR ATMOSPHERIC SCIENCES AND GEOPHYSICAL FLUID DYNAMICS (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Beijing, China. (<http://ljp.lasg.ac.cn/dct/page/65572>), consulted in 03/10/2014.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA), *United States, Departamento of Commerce*, EUA, (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.html), consulted in 14/11/2014.

Nimmer E (1977) Clima. In: IBGE, *Geografia do Brasil, Região Sul*. Rio de Janeiro, SESGRAF-IBGE, 35–79.

Pereira da Silva R, Calliari LJ, Tozzia AM. (2003) The influence of washouts on the erosive susceptibility of the Rio Grande do Sul Coast between Cassino and Chuí Beachs, Southern Brazil. *J. Coas. Res.*, SI 35: 332 - 338.

Reboita MS, Ambrizzi T, Da Rocha RP (2009) Relationship between Southern Annular Mode and Southern Hemisphere atmospheric systems. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 24(1): 48–55.

Renwick J, Thompson DWJ (2006) The Southern Annular Mode and the New Zealand climate. *Water Atmosphere*, 14: 24–25.

Silvestri GE, Vera CS (2003) Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (21), doi:10.1029/2003GL018277.

Thompson DWJ, Solomon S (2002) Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 296: 895– 899.

Thompson, DWJ, Wallace JM (2000) Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Clim.*, 13: 1000–1016.

Tomazelli LJ (1993) O regime de ventos e a taxa de migração de dunas eólicas costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, 20(1): 18–26.

Trenberth KE (1997) The definition of El Niño. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78(12): 2771–2777.

Viana DR (2009) Comportamento Espaço-Temporal da Precipitação na Região Sul do Brasil Utilizando Dados TRMM e SRTM. MSc. Dissertation, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

Villwock JA, Tomazelli LJ (1995) *Geologia Costeira do Rio Grande do Sul*. Notas Técnicas do CECO-IG-UFRGS, Porto Alegre, 8: 1–45.

Appendix 1

Table 1 Contingency table (3x3) between the RGSCP precipitation anomalies and the SAM index, in absolute values (months).

INDEX	SAM				
	PP x SAM	-1	0	1	Total
PP	-1	19	2	25	64
	0	15	26	23	64
	1	30	18	16	64
	Total	64	64	64	192

t test (t) = 2.77, $\alpha < 0.05$ **Table 2** Contingency table (3x3) between the RGSCP precipitation anomalies and the MEI, in absolute values (months).

INDEX	MEI				
	PP x MEI	-1	0	1	Total
PP	-1	26	16	22	64
	0	21	26	17	64
	1	17	22	25	64
	Total	64	64	64	192

t test (t) = 2.11, $\alpha < 0.05$ **Table 3** Contingency table (3x3) between the RGSCP south coast precipitation anomalies and SAM index, in absolute values (months).

INDEX	SAM				
	PP x SAM	-1	0	1	Total
PP	-1	15	22	27	64
	0	21	25	18	64
	1	28	17	19	64
	Total	64	64	64	192

t test (t) = 2.41, $\alpha < 0.05$ **Table 4** Contingency table (3x3) between the RGSCP south coast precipitation anomalies and the MEI, in absolute values (months).

ÍNDICES	MEI				
	PP x MEI	-1	0	1	Total
PP	-1	27	14	23	64
	0	21	26	17	64
	1	16	24	24	64
	Total	64	64	64	192

t test (t) = 2.14, $\alpha < 0.05$

Table 5 Contingency table (3x3) between the RGSCP central coast precipitation anomalies and the SAM index, in absolute values (months).

INDEX	SAM				
	PP x SAM	-1	0	1	Total
PP	-1	18	20	26	64
	0	17	26	21	64
	1	29	18	17	64
	Total	64	64	64	192

t test (t) = 2.77, $\alpha < 0.05$

Table 6 Contingency table (3x3) between the RGSCP central coast precipitation anomalies and the MEI, in absolute values (months).

INDEX	MEI				
	PP x MEI	-1	0	1	Total
PP	-1	27	17	20	64
	0	18	25	21	64
	1	19	22	23	64
	Total	64	64	64	192

t test (t) = 1.83, $\alpha > 0.05$

Table 7 Contingency table (3x3) between the RGSCP north coast precipitation anomalies and the SAM index, in absolute values (months).

INDEX	SAM				
	PP x SAM	-1	0	1	Total
PP	-1	19	22	23	64
	0	18	25	21	64
	1	27	17	20	64
	Total	64	64	64	192

t test (t) = 1,83 / $\alpha > 0.05$

Table 8 Contingency table (3x3) between the RGSCP north coast precipitation anomalies and the MEI, in absolute values (months).

INDEX	MEI				
	PP x MEI	-1	0	1	Total
PP	-1	22	21	21	64
	0	24	21	19	64
	1	18	22	24	64
	Total	64	64	64	192

t test (t) = 0.5, $\alpha > 0.05$

5.3 Anomalous precipitation patterns associated with variations in SAM and ENSO observed in ge indicators on the South coast of Brazil

Artigo submetido a revista Earth Surface and Process Landforms no dia 05 de outubro de 2016.

E-mail de recebimento da revista no Anexo 3.

Anomalous precipitation patterns associated with variations in the SAM and the ENSO observed in ge indicators on the south coast of Brazil

Venisse Schossler¹, Jefferson C. Simões¹, Francisco E. Aquino¹, Catherine E. Fitzpatrick²

Centro Polar e Climático, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, RS – Brazil.

Laboratório de Oceanografia Geológica, Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Rio Grande, RS – Brazil.

Abstract

This paper investigates anomalous pluviometric precipitation (PP) events related to modes of climatic variability and how they affect certain ge indicators in the coastal plain region in the extreme south of Brazil. These anomalous PP events were statistically correlated with the Southern Annular Mode (SAM) and the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) using a multivariate ENSO Index (MEI). Data from the satellite Tropical Rainfall Measurement Mission from 1998–2013 were used to calculate PP anomalies. Contingency tables were used to obtain correlations, and Student's *t*-test was used to obtain their significances. The study area was divided into three parts: the southern coast (33°44'39"–32°09'36"S), the central coast (32°09'36"–30°10'12"S), and the northern coast (30°10'12"–29°19'34"S). For each area, a ge indicator (a washout or a lagoon) was chosen and examined on a satellite image. The ge indicators were compared during periods above and below the mean precipitation using an RGB-543 color composite from the Thematic Mapper™ sensor and the Landsat Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+). The results show a negative correlation between PP anomalies on the central and south coast and the SAM, and a positive correlation between PP anomalies on the south coast and the MEI. No similar correlations are found between the north coast and either of the two indexes. Twenty-two anomalous PP events were identified. All ge indicators varied morphologically and hydrologically during periods above and below the mean precipitation; the north coast presented the least visible variation. The south coast had the lowest mean precipitation and the greatest number of anomalous events, of which 67% were PP-. The majority of events are PP (78%) and can be simultaneously related to a SAM+ and a MEI- or only MEI+. All PP events were concomitant with MEI+. The south and Central coasts showed a reduction in the mean precipitation associated with an increase in periods of SAM+ and the intensification of El Niño and La Niña events. The variations observed in the ge indicators (washouts and lagoons) indicate that a reduction in the mean precipitation results in a lower volume of sediments transported from the backshore to the shoreline, changing the sediment budget. Wind can transport dry sands from dune fields and fill lakes and lagoons of the study area, unbalancing the ecosystem.

KEYWORDS: climate variability; climate change; coastal environment; remote sensing.

Introduction

The Rio Grande do Sul Coastal Plain (RGSCP) is an extensive coastal strip (615 km) in the south of Brazil (Figure 1) that is composed of intermediate and dissipative beaches (Calliari *et al.*, 2006). Like the entire coastal region, it is characterized as an environment susceptible to human activity and alteration. The increase/decrease in precipitation resulting from natural climatic variations (Baily and Nowell, 1996; Morton *et al.*, 2000), for example the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) phenomenon, is also a cause of changes to regional coastal morphology.

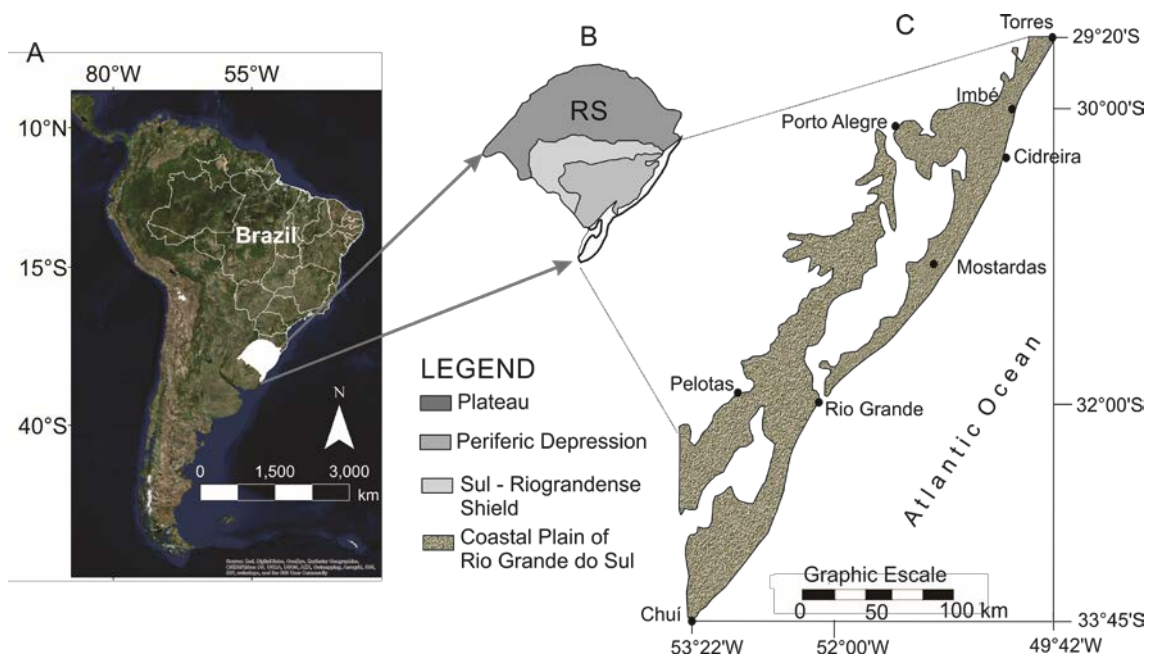


Figure 1. The Rio Grande do Sul State (RS) in Brazil and in South America (A), geomorphological division of the state (B) according to Carraro *et al.* (1974) and the location of the Rio Grande do Sul coastal plain (C).

Climate change is intensifying the modes of climate variation, and one of the consequences is the alteration of precipitation patterns around the world (Barry and Chorley, 2012). Grimm *et al.* (1998, 2000) confirms that in southern Brazil, positive or negative ENSO influences precipitation anomalies. Reboita *et*

al. (2009) found a relationship between cyclogenesis and SAM: a strengthening of cyclogenesis and an increase in precipitation anomalies with SAM- on the southeast coast of South America (SA), as well as a weakening of cyclogenesis and a decrease in precipitation during SAM+.

According to Berger (1998), many impacts of climate change can only be observed in the long term. In contrast, this paper shows that the use of geoindicators allows us to see short-term variations (<100 years).

Berger (1997) listed six coastal geoindicators, two of which are common in RGSCP: washouts and lakes. Washouts act as stream channels and exist due to precipitation. According to Zeltzer (1976), washouts function as outlets for occasional excess water during periods of high precipitation. Figueiredo and Calliari (2006) state that the geomorphology of the RGSCP coastal barrier determines the distribution and number of washouts; the presence of lakes and coastal lagoons reduces the number of washouts due to the drainage that occurs in their direction. Coastal lakes and lagoons, as well as washouts and stream channels, can be considered important geoindicators of hydrological variations in the RGSCP.

This paper analyzes the occasional hydrological variations during anomalous precipitation events in the RGSCP. For this analysis, washouts in the south and north coasts and a coastal lake in the central coast were examined using Landsat Thematic Mapper™ and Enhanced Thematic Mapper (ETM+) images. For the study of geoindicators, a Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) series provided data of monthly precipitation from 1998 to 2013. Correlations between anomalous precipitation events in each sector of RGSCP

and climatic variability indexes (SAM and the Multivariate ENSO Index – MEI) were tested to identify any associations with the geoindicators in the RGSCP.

Material and Methods

Berger (1997) created a list to verify the susceptibility of geoindicators. Table 1 includes washouts and coastal lakes susceptibility. In total, three geoindicators were used, one for each sector of RGSCP (Figure 2B, 2C, 2D).

Table 1. Susceptibility and characterization of geoindicators with hydrological variation in the study area, adapted from Berger (1997).

Name	Washout	Lagoon
Description	Coastal stream formed on a coastal barrier, due to precipitation	Shallow, coastal body of water, connected to the sea by a channel
Significance	When dry (wet), indicates a period of low (high) precipitation	
Natural or anthropic cause	Associated with periods of anomalous precipitation related to climatic variability	
Applicable environment	Coast	
Monitored environment	shoreface/berm/dune field	Depression on the coastal barrier
Spatial scale	Regional (south, central and north coasts)	
Measurement method	Remote sensing/visual interpretation	
Measurement frequency	Annual/seasonal	
Data/monitoring limitations	Availability of images/spatial resolution	
Past and future applications	Allows analysis of evolution of variability in precipitation related to climate change	
Possible input	Dry completely or spill into the original channel	Dry completely or fill up until it breaks the barrier of channel, drowned spits and sand banks.

To correlate the precipitation in the RGSCP with the SAM and ENSO variability, monthly precipitation anomalies (PP) were calculated for three parts of the coast (south coast - SC, central coast - CC and north coast - NC) from regularly gridded Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite data from 1998 to 2013 (Figure 2A). The TRMM was launched in December 1997. The data

were obtained from the NASA (National Aeronautics and Space Administration) website: <http://mirador.gsfc.nasa.gov>.

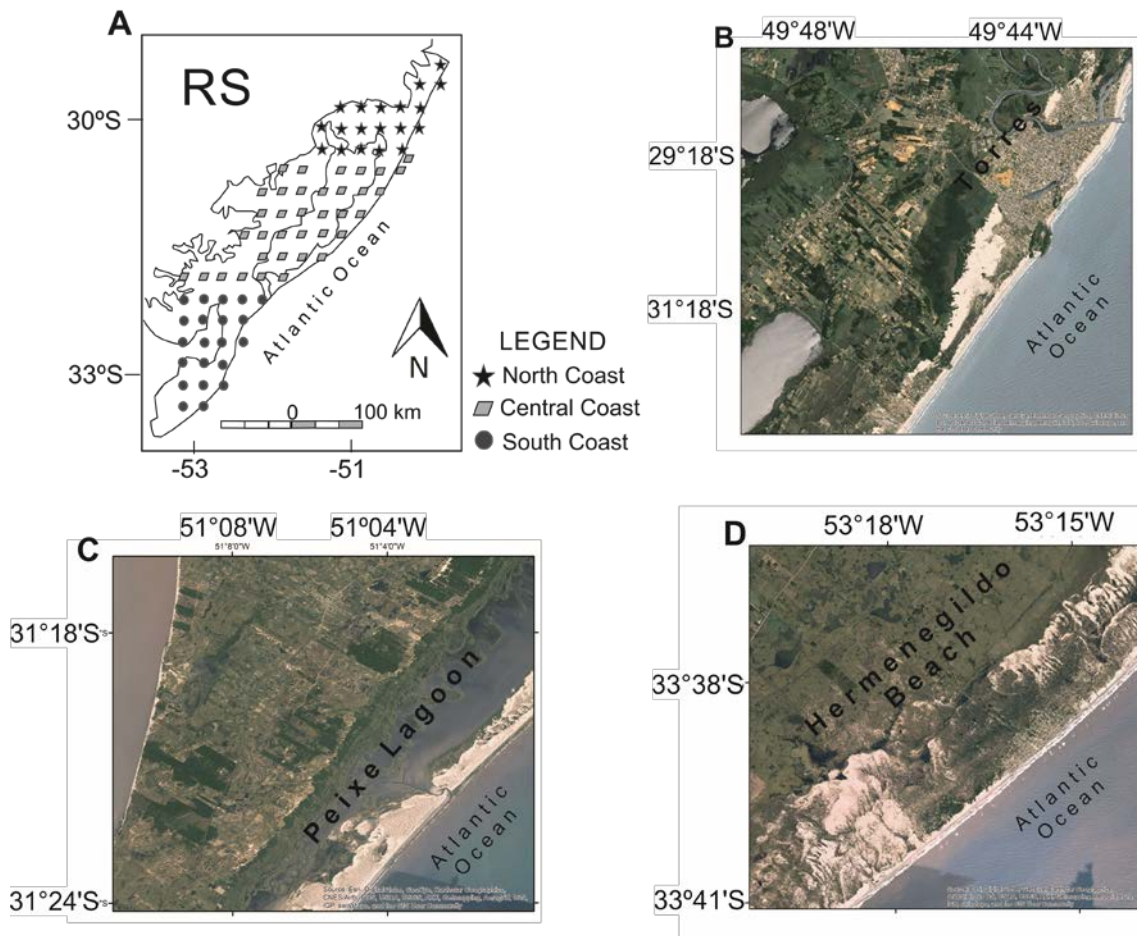


Figure 2. Locations of geointicators and mesh data of precipitation: A) division of the Rio Grande do Sul Coastal Plain into 3 sectors, and location of 77 precipitation data points obtained from satellite *Tropical Rainfall Measuring Mission* from 1998–2013; B) washout location in the Itapeva State Park on the North coast; C) location of Peixe Lagoon on the Central coast; D) washout locations in the town of Hermenegildo on the South coast.

SAM is the monthly normalized difference of pressure at the sea surface between 40°S and 70°S (Gong e Wang, 1999). The index used is from Nan and Li (2003), obtained at LASG (National Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Beijing, China) (<http://ljp.lasg.ac.cn/dct/page/65572>).

The index used for ENSO, MEI, was made through observation of six variables in the tropical Pacific; it is available on the NOAA website (*National Oceanic and Atmospheric Administration, United States, Department of Commerce, EUA*, <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/index.html>).

The relationships between precipitation anomalies, SAM, and MEI were statistically investigated using discrimination analysis on 3x3 contingency tables. The scores were applied to the Hit Rate (the percentage correctly classified by the discrimination plots) (Equation 1). Student's *t*-test was applied (Equation 2) for precision classification in discrimination analysis for each matrix. The matrices were organized into three groups (-1, 0, 1), classifying each tertile as follows: below average PP (-1), average (0), and above average (1). When the '*t*' result was higher than 1.96, a correlation existed between the two indexes because its significance is less than 0.05 (Hair *et al.*, 2009).

$$p = \frac{n}{N} \times 100 \quad (1)$$

$$t = \frac{p - 0,33}{\sqrt{\frac{0,33(1 - 0,33)}{N}}} \quad (2)$$

Where:

p = percentage correctly classified

t = *t*-test

N = sample size

n = correctly classified number

To interpret and analyze the hydrological variation of the geoindicators, 22 PP events were identified, from 5 months or more, in the simultaneous positive/negative phases of SAM and MEI indexes. Once the events were

characterized, Landsat images (TM and ETM+ products) of the geoindicators were selected for the relevant time period, available free of charge on the Brazilian National Institute of Spatial Research (INPE) website (<http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>).

Only images (≈ 50) from events during warm months (November to April) were selected from the study area (Krusche *et al.*, 2003) to standardize images under the same weather conditions, due to increased evaporation during this period (Figueiredo and Calliari, 2006). Thus, it was easier to identify anomalous PP events in the geoindicators. RGB-543 color composites were created from the images to improve the distinction between water bodies and humid soils. This facilitated the interpretation and description of each geoindicator variation, according to the influence of each mode of climatic variability.

Results

Influence of the climate variability modes in the RGSCP precipitation

Seasonal precipitation in the RGSCP is not well distributed throughout the three coasts. The SC is the driest during summer, winter, and spring but has the highest precipitation in the fall. The CC has the highest summer precipitation, and the NC has the highest precipitation in winter and spring and is also the driest in the fall. From 1998 to 2013, both the CC and SC showed a reduction in precipitation. No such trend was observed for the NC.

Total annual precipitation oscillates from 1.252 mm to 2.155 mm in the 1998–2013 period. The largest positive anomaly, 2.155 mm in 2002 (Figure 3), occurred during a moderate El Niño and a SAM- year. Peaks and troughs in the total annual

precipitation series in the RGSCP coincide with ENSO events (precipitation peaks during El Niños, troughs in La Niñas) as well as some years with SAM phases (lower in positive SAMs, peaks with negative SAMs).

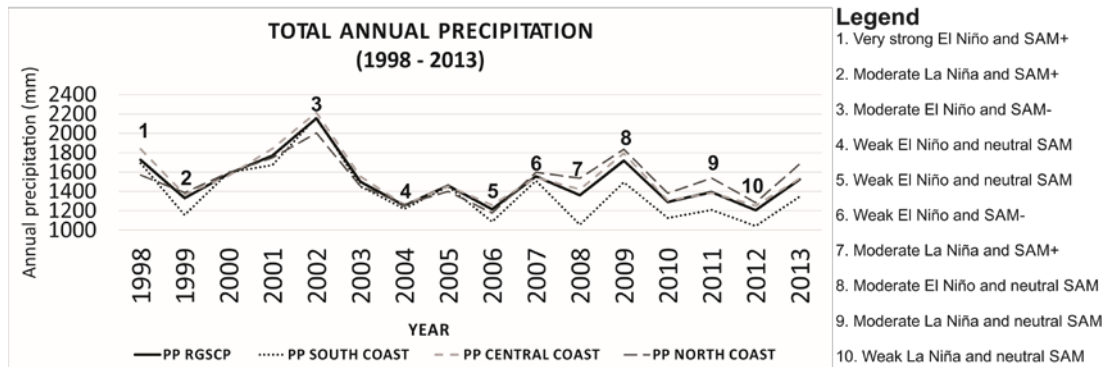


Figure 3. The total annual precipitation series (1998–2013), for the entire Rio Grande do Sul Coastal Plain (RGSCP) and for each of its sections.

The *t*-test indicates that the NC is the only sector that does not show a significant statistical relationship between the PP and the SAM. The variation in the CC is negatively correlated with SAM ($t = 2.77$; $\alpha < 0.05$); however, there was no relationship with the MEI index. The SC was the only section that presented a negative correlation between PP and the SAM ($t = 2.41$; $\alpha < 0.05$) and a positive correlation between PP and the MEI ($t = 2.14$; $\alpha < 0.05$), just as there is a negative correlation between the total PP in RGSCP and the SAM ($t = 2.77$; $\alpha < 0.05$) and a positive correlation between the total PP in RGSCP and the MEI ($t = 2.11$; $\alpha < 0.05$). The NC was the sector with the lowest number of anomalous precipitation events, presenting the highest mean precipitation in all of the RGSCP—almost 200 mm more than the SC.

During the 1998–2013 period, 22 events of PP+ and PP- were recorded in the RGSCP. These events occurred primarily (40%) from the beginning of spring to the end of summer the following year and secondarily (32%) at the end of

winter extending to the summer. Both the SC (Figure 4A) and the CC (Figure 4B) had almost twice as many anomalous events as the NC (Figure 4C). Proportionally, the three sectors have more PP- events than PP+ events. In the SC, the majority of events began in the spring, while in the CC, the majority began in the winter. The NC did not show a preferred season for anomalous events. It can be seen in Figure 4 that 78% of the events were PP-. A positive SAM phase, coupled with a negative MEI phase (La Niña events), results in the occurrence of long periods of drought in the region.

Interpretation of geindicator variations associated with precipitation events in each RGSCP sector

The interpretation of geindicator variations in each sector of the RGSCP coastal plain is based on the analysis of Landsat images, and associated with anomalous events of PP correlated to SAM and ENSO modes of variability.

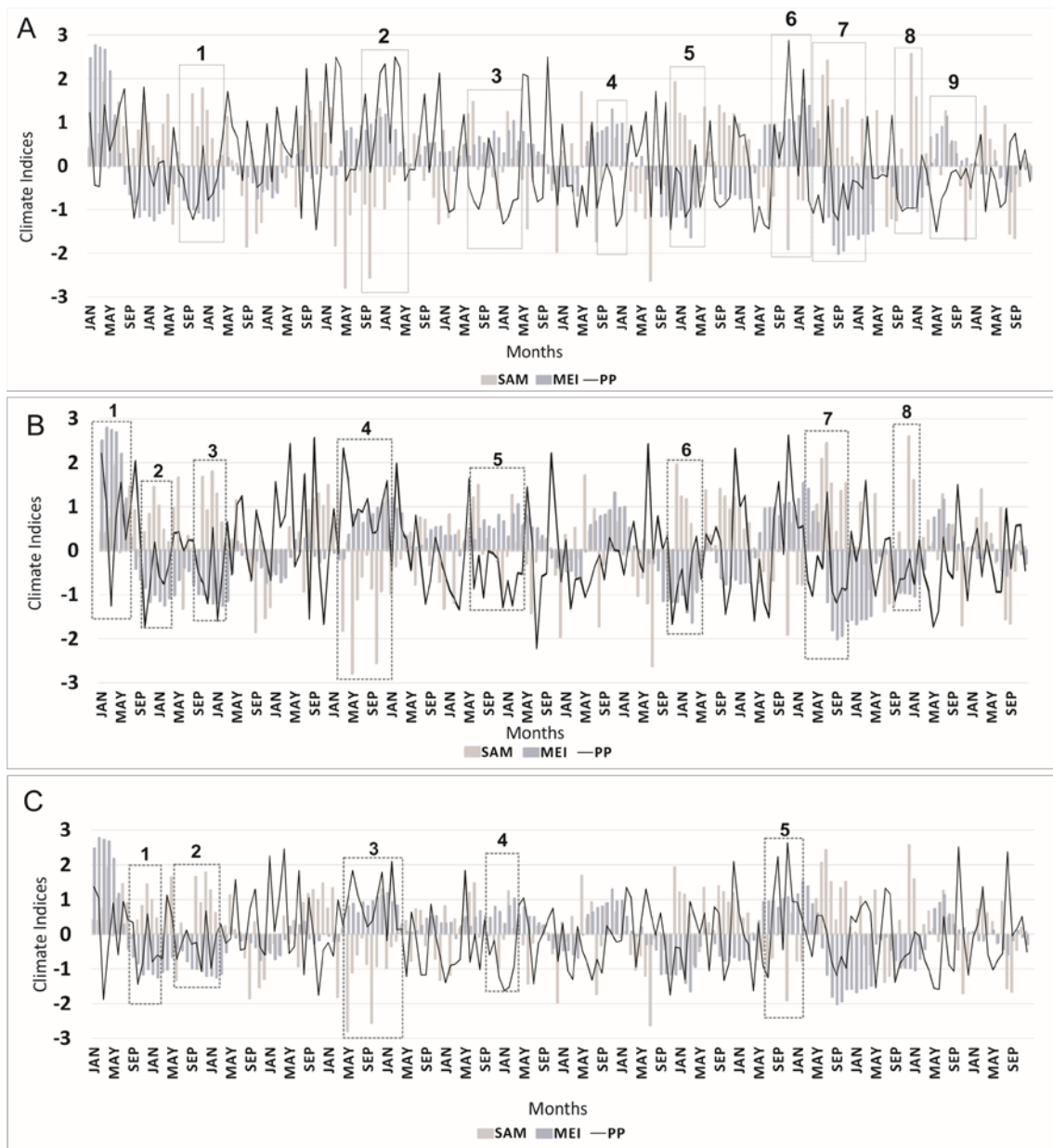


Figure 4. Monthly precipitation anomalies (black line) associated with the respective SAM (light gray column) and MEI (dark gray column) indices, for the three different sectors of Rio Grande do Sul Coastal Plain (RGSCP): A) south coast, B) central coast and C) north coast (1998 – 2013). Dotted rectangles are anomalous precipitation events.

South Coast

Figure 5 shows 9 PP events that occurred from 1998 to 2013. Events 1, 4, 5, 7, 8, and 9 are PP-. Event 1 (1999-2000) was the only event in which SAM+ and MEI- occurred in every month. Events 4 (2004-2005), 5 (2006-2007), and 9 (2012) were MEI+ in every month. Event 7 (2010-2011) was SAM+ in every

month, and event 8 (2011-2012) was MEI- in every month. Events 2 (2002-2003), 3 (2003-2004), and 6 (2009-2010) were PP+ and MEI+ in every month.

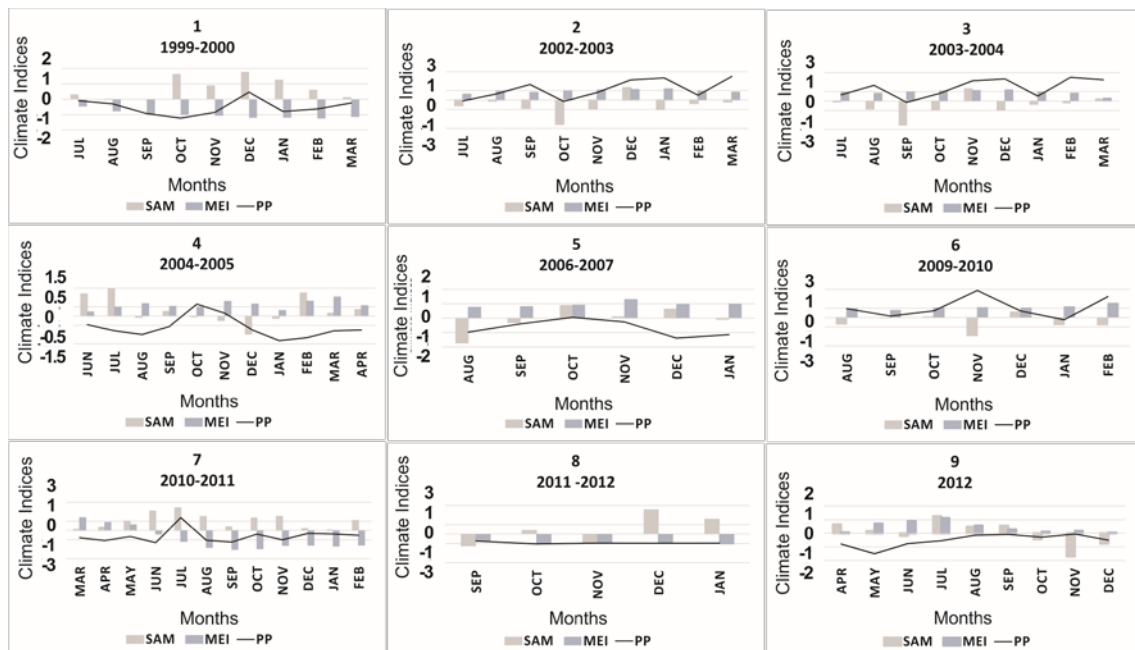


Figure 5. Sequence of anomalous precipitation (PP) events in the South Coast (SC) associated with SAM and MEI variations.

The geoindicator for SC, the washouts on a dune field south of Hermenegildo beach ($33^{\circ}39'S$, $53^{\circ}15'W$), shows increasing shoreline erosion (Albuquerque, 2013) and, according to Toldo *et al.* (2006), is in the process of accentuated retrogradation. For this reason, the dune fields and the washouts south of this village are important to the local sediment budget: as the longshore transport brings sand from the dunes and backshore back to the shoreface, the currents in the region transport sediments toward the coast (Albuquerque, 2013).

The characteristics of the anomalous PP events from chosen images that exemplify the hydrological variation in washouts at Hermenegildo Beach can be seen in Table 2. During the PP- month, it rained only 31% of the November mean, while during the PP+ month, it rained 98% above the December mean for the south coast.

Table 2. Comparison of two anomalous precipitation events and the geoindicators in the south coast (SC).

Hydrological condition	Image date	Nº of events	Monthly precipitation averaged for the image (mm)	Total monthly precipitation for the image (mm)	Anomaly index
PP-	November 26, 2010	7	112	35	-1.0
PP+	December 21, 2002	2	82	163	+2.1

Figure 6A, which shows a PP- event in the SC, shows the dune fields and the dry and inactive washouts. The largest washout, in the extreme south, still has a narrow stream of water flowing to the sea. The light blue color of the water, as shown by the used color composite, indicates suspended sediments. The deeper the layer of water, the lower the reflectance in blue. This allows us to conclude that in the PP- image, washouts and dune fields were dry, which can increase erosion and aeolian sediment transport.

The PP+ image (Figure 6B) shows active washouts and humid dune fields. The surplus of precipitation over the dune fields and backshore favor sediment transport in the direction of the beach and ocean. Longshore currents will transport some of these sediments, and some will be deposited and reworked on the beach face, which contributes to a positive sediment budget on the beach. According to Maia (2011), many washouts on Hermenegildo Beach were artificially closed to construct roads, interfering with the sediment budget of the region.

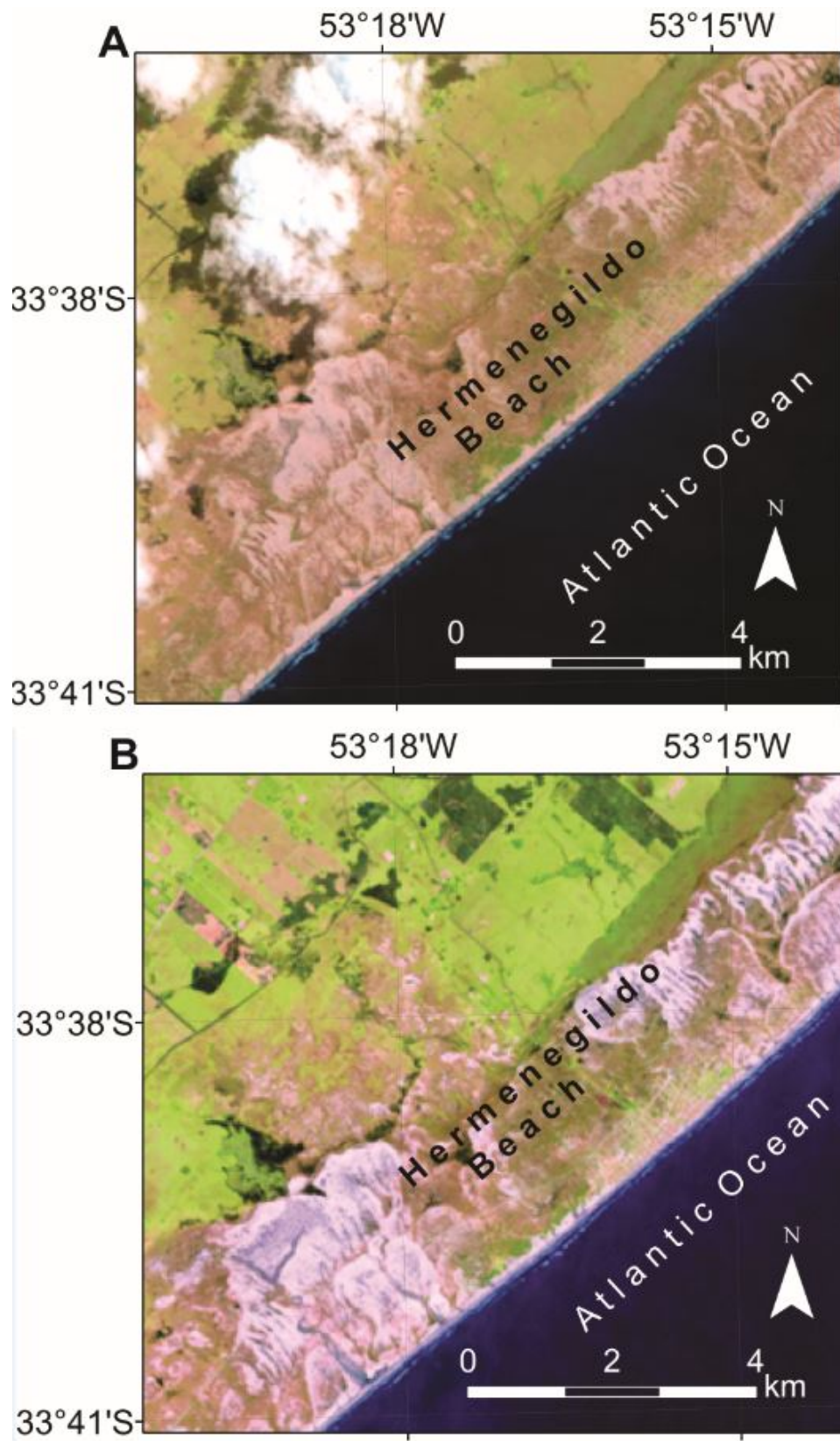


Figure 6. Landsat TM and ETM+ images to compare washouts and dune fields at Hermenegildo Beach under different hydrological conditions: A) a dry geoinicator during a PP- event 7; B) a humid geoinicator and humid area surrounding it during a PP+ event.

Central Coast

The events identified in the PP series on the CC are presented in Figure 7. Events 2 (1998-1999), 3 (1999-2000), 5 (2004-2005), 6 (2007-2008), 7 (2010), and 8 (2011-2012) are PP-. Events 2 and 3 were SAM+ and MEI- during all months. Event 5 was MEI+ in all months, events 6 and 8 were MEI- in all months, event 7 was SAM+ in all months. Events 1 (1998) and 4 (2002) were PP+. While MEI+ and SAM+ occurred simultaneously during event 1, event 4 was MEI+ and SAM- for almost all months.

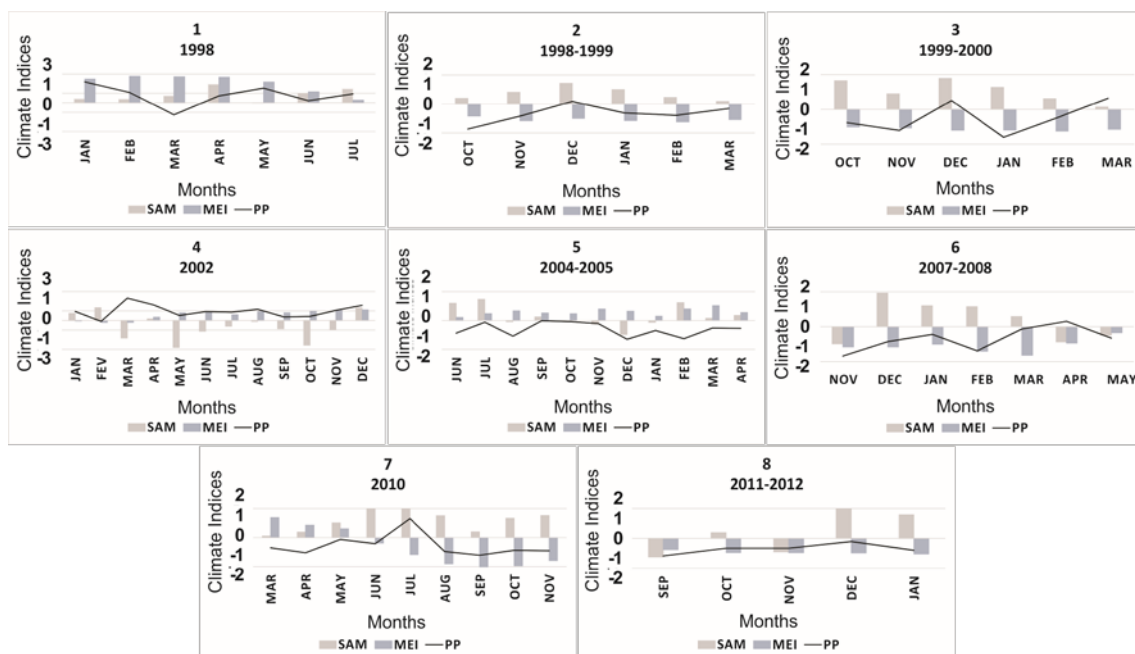


Figure 7. Sequence of anomalous PP events in the central coast (CC) associated with the SAM and the MEI variations.

Peixe Lagoon (PL) was chosen as a geoinicator on the CC. This shallow body of water (30 cm mean depth) is in a preservation area: Peixe Lagoon National Park (PLNP). The PL has an intermittent channel that connects to the Atlantic Ocean and tributaries that depend exclusively on precipitation to maintain their water level (Schossler *et al.*, 2016). Even with the channel open, the rising tides would not be able to introduce sufficient water to the lagoon, due to the

microtidal environment in the RGSCP. The shallow coastal lake maintains low water levels, with the exception of the channel, which can reach depths of 3 m. Low precipitation volumes for long periods of time may increase the salinity of the lake water (saltwater intrusion), destabilizing the ecosystem equilibrium. Conversely, rainfall above the mean opens and widens the channel, which is a rare occurrence.

Table 3 describes characteristics of images chosen to exemplify hydrological variation in PL. During the PP- month, it rained only 69% of the January mean, while during the PP+ month it rained 72% above the April mean on the central coast.

Table 3. Comparison of two anomalous precipitation events and the geoindicators in the central coast (CC).

Hydrological condition	Image date	Nº of events	Monthly precipitation averaged for the image (mm)	Total monthly precipitation for the image (mm)	Anomaly index
PP-	January 12, 2005	5	132	92	-0.7
PP+	April 2, 2002	4	140	242	+1.6

The selected image shows a period of drought for January 2005. In Table 3, we can observe that the anomaly index is not very high; however, the drought lasted for 8 months. In Figure 8A, it is possible to see the bottom of the PL completely exposed. Water only remained in the deepest part of the lagoon, such as the connecting channel and its southern portion (Arejano, 2006). In Figure 8A, the dune field is dry, and in Figure 8B, the dune field is humid and the lagoon banks and spits are partially submerged. Figure 8B represents a period of high precipitation in 2002, just after a PP+ event in April. However, the total precipitation in the first 3 months of that year (January to March) was only 58 mm above the first three months' mean on the CC. The preceding year, 2001, had an

elevated precipitation of 1,842 mm total, while the mean precipitation on the CC for the series was 1,530 mm.

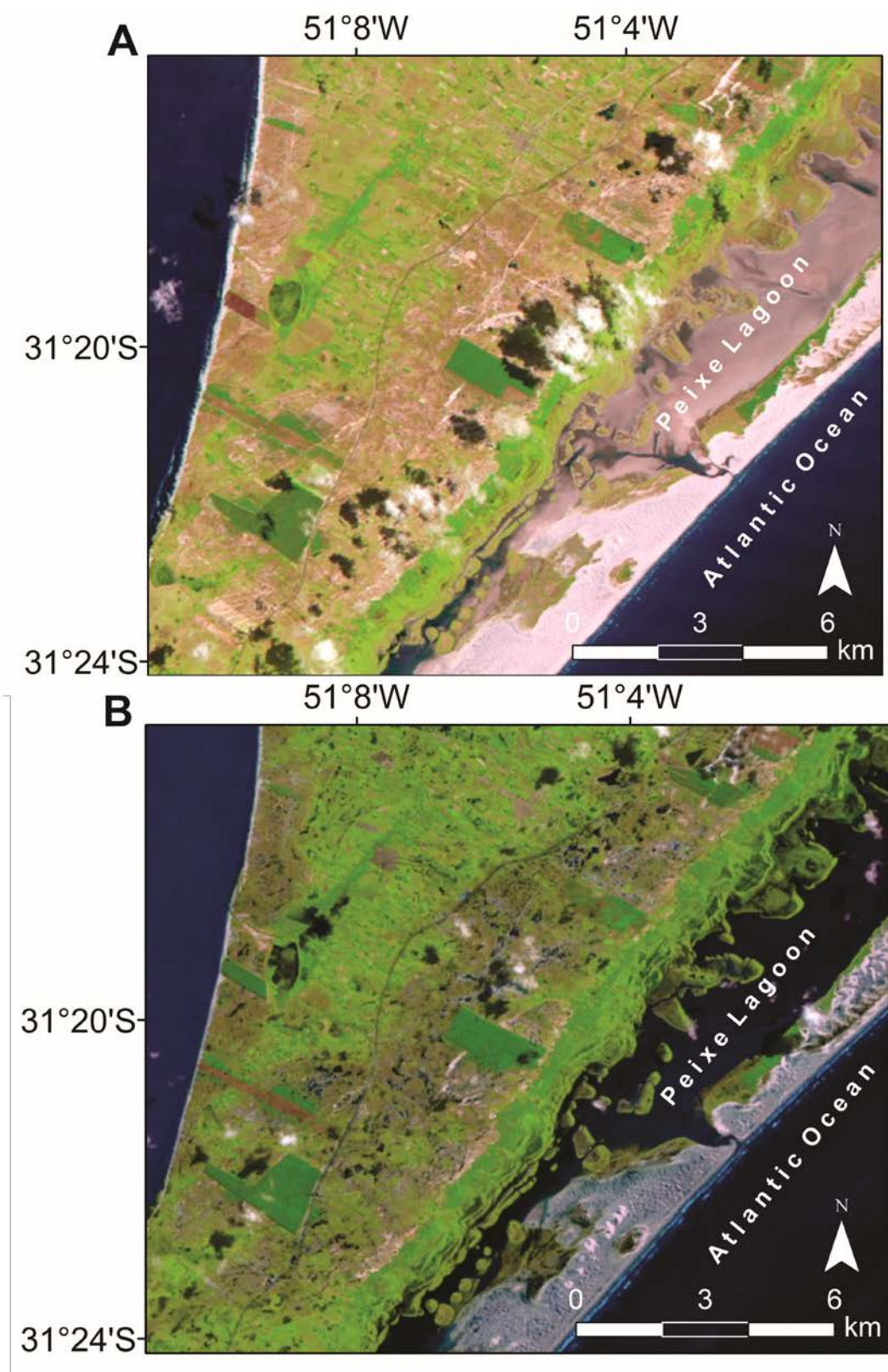


Figure 8. Landsat TM images used to compare the Peixe Lagoon study area under different hydrological conditions: A) PP- event 5, showing a geoinicator completely dry with various exposed spits; B) PP+ event 4, showing a wet geoinicator and its surrounding area, with spits partially submerged.

North Coast

Five anomalous PP events in the NC are shown in Figure 9, with their relationships to the three climate variability indexes. There were fewer events than in the SC or the CC (Figures 5 and 7). This may reflect the lack of correlation of the anomalous PP events in the NC with the SAM and ENSO variability. Events 1 (1998-1999), 2 (1999-2000), and 4 (2004-2005) are PP-, with SAM+ and MEI- during the first two events, and MEI- on the last event. The two PP+ events (3 and 5) were associated with MEI+; however, only event 2 had a continuous SAM-.

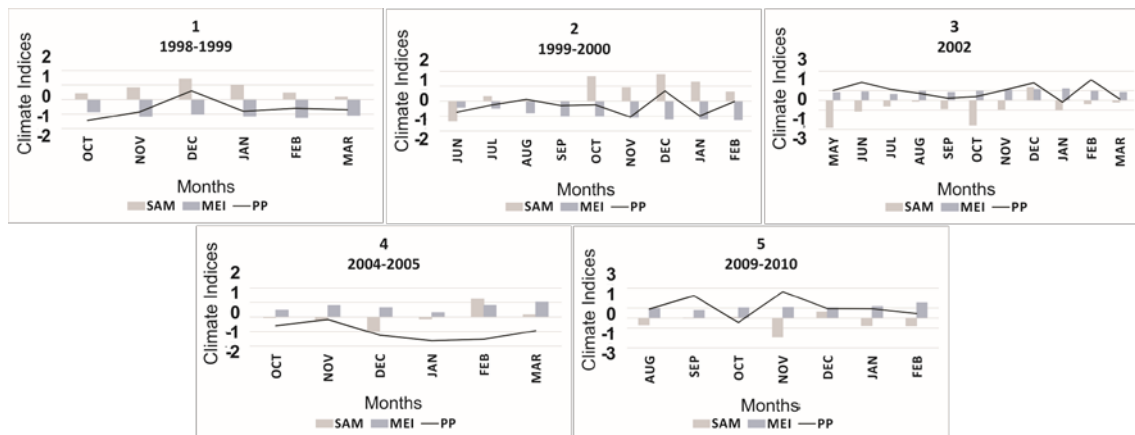


Figure 9. Sequence of anomalous PP events in the north coast (NC) associated with the SAM and MEI variations.

The NC is the most urbanized sector in the RGSCP. To the south of Torres city (29°20'S, 49°43'W) is the Itapeva State Park, a conservation area of 10 km², which protects endemic species of the Atlantic Forest biome. According to Toldo *et al.* (2006), the shoreline adjacent to this park shows a moderate retrogradation. Speranski and Calliari (2006) state that this shoreline is stable and still presents foredunes. The washout in this location has relatively pure water coming from the water table and precipitation (Fundação Zoobotânica do Estado do Rio Grande do Sul, 2006). As stated above, an increase in precipitation transports sediments

from the backshore and the dune fields, while periods of drought expose the dry dune fields to wind action, reducing sediment transport to the ocean and shoreface.

Table 4 presents characteristics of precipitation events from images chosen to exemplify hydrological variation in the washout area at the Itapeva State Park. During the PP- month, it rained just 40% of the February mean and during the PP+ month, it rained 16% above this mean for the north coast.

Table 4 Comparison of two anomalous precipitation events and the geoindicators in the north coast (NC).

Hydrological condition	Image date	Nº of events	Monthly precipitation averaged for the image (mm)	Total monthly precipitation for the image (mm)	Anomaly index
PP-	February 6, 2005	4	133	54	-1.5
PP+	February 4, 2010	5	133	155	+0.4

Landsat images show the washout (Figure 10) completely dry (Figure 10A), with a very small humid area in the shoreface. In Figure 10B, the geoindicator area is wet during the month that was only 16% above the mean precipitation. In total, there was a 6-month period of anomalous precipitation in the region.

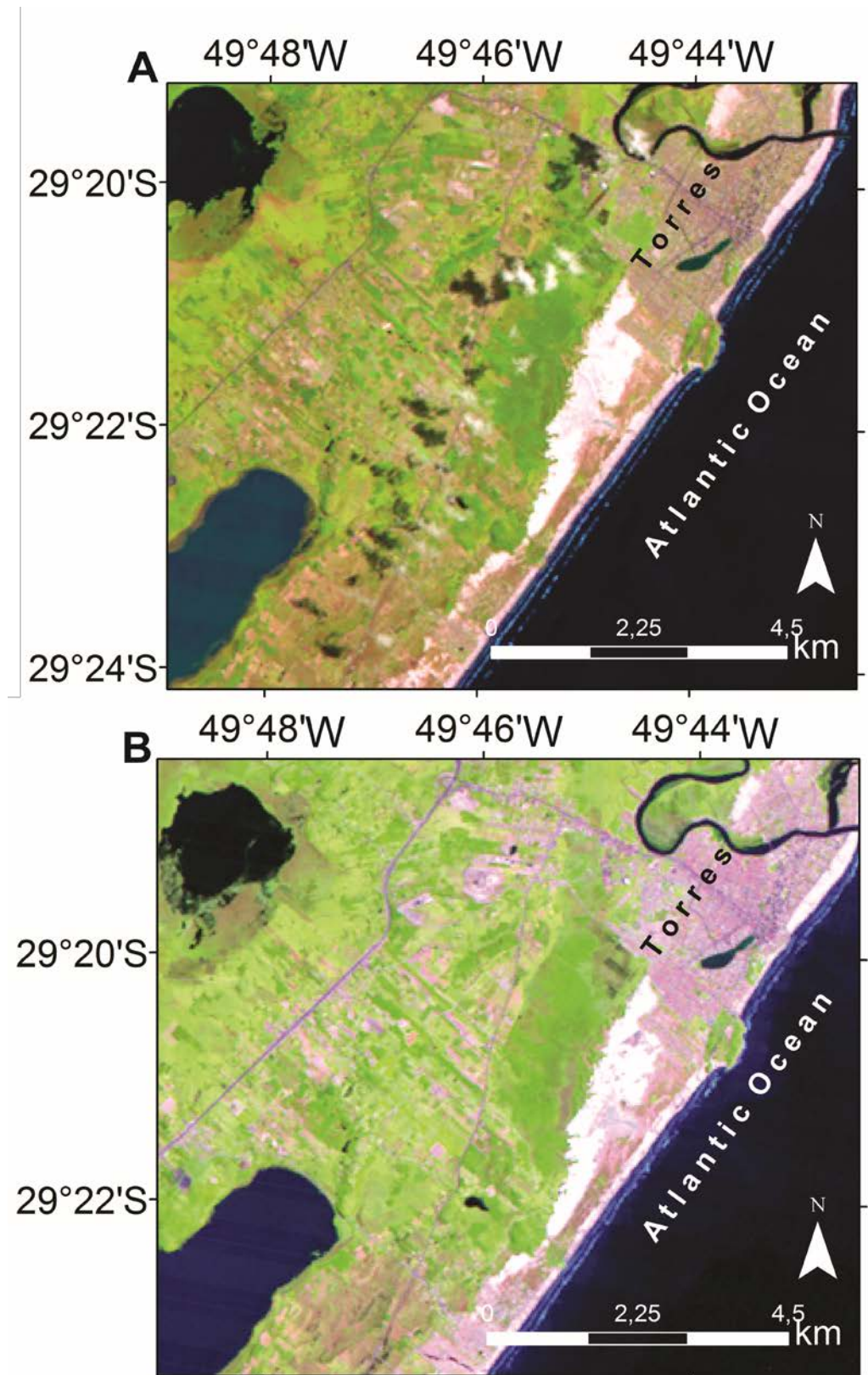


Figure 10. Landsat TM images comparing the washout and dune fields in Itapeva State Park under different hydrological conditions: A) PP- event 4, showing a completely dry geindicator; B) PP+ event 5, a humid geindicator and surrounding area.

Discussion

The results show evidence on the influence of the SAM on the variability of the pluviometric precipitation (PP) in the RGSCP. The NC precipitation shows no correlation with the SAM variability. Conversely, both the CC and the SC showed significant negative correlations, primarily with the SAM+. Silvestri and Vera (2003) explain that due to the occurrence of anticyclonic (cyclonic) anomalies of low frequency, in positive (negative) phases of the SAM, a reduction (intensification) of cyclonic activity and precipitation occurs in the southeast of the SA. Several studies (e.g., Thompson and Wallace, 2000; Thompson and Solomon, 2002; Gupta and England, 2006) show that SAM+ periods have been more common recently due to climate change, a trend related to a reduction of the stratospheric ozone (*i.e.*, the "ozone hole") over Antarctica (Garreaud *et al.*, 2009).

In relation to the MEI, precipitation anomalies in the RGSCP show significant positive correlations only in the SC. El Niño (EN) events could increase the precipitation in southern Brazil, and La Niña (LN) events could reduce it due to strengthening or weakening, respectively, of the subtropical jet stream in the spring with the formation of cyclones or anticyclones, which are most common during PP- events related to MEI-, rather than to PP+ events related to MEI+ (Grimm *et al.*, 1998). According to Garreaud *et al.* (2009), when the sea surface temperature (SST) and the humid convection are similar to LN (EN) years or when there is an increase (decrease) in tropical intraseasonal (monthly) variability, the SAM will be predominantly in a positive (negative) phase, suggesting that there is an interaction between the two modes of climate variability.

The 22 PP anomalous events described here begin generally in the spring, extending to the end of summer. The majority of events (68%) were PP-, of which 40% were concomitant with SAM+ and MEI-, while another 40% of PP- events were MEI+. Seven other events were PP+ and were mostly (86%) concomitant with MEI+ and SAM-, while one was only MEI+. It is possible, therefore, to confirm that periods of drought are related to the MEI (positive or negative), and a SAM+. No PP+ event occurred during SAM+ and no PP- event occurred during SAM-, confirming the findings of Silvestri and Vera (2003).

According to Morton (2002), variations in precipitation tend to cause changes in geoinicator behavior. The study area is a humid subtropical environment, where precipitation is well distributed throughout the year (Nimer, 1977). By standardizing the Landsat images, using months with the highest evaporation rates in the RGSCP – November to April (Krusche *et al.*, 2003) – it was possible to identify hydrological variations in the three geoindicators. In the SC and the CC, hydrological variations between PP- and PP+ conditions were observed, while in the NC, geoinicator variations are less clear. For this reason, there was no correlation of these PP events on the NC with the SAM and MEI indexes. This could be explained by the orographic influence on precipitation in the NC, as this is the only sector in RGSCP adjacent to the Sul-Riograndense plateau (Figure 1) (Viana, 2009) that reaches 1000 m above sea level, approximately 35 km from the city of Torres.

Serpa (2013) studied two washouts in the RGSCP (one in the SC and the other in the CC). The results indicated that these washouts were active during or soon after storms (from May to June). The features were inactive during October and November due to factors such as evapotranspiration and storm surges. We

used images from months without opening or closing of washouts to facilitate the identification of abnormal behavior related to the described precipitation events.

In the PP- image on the SC (6A) from November 2010, the washout is dry, due to the increase in evaporation in December associated with a period of LN and SAM+. In the PP+ image (6B) during December (one month after the closing of the washouts, according to Serpa 2013), the washout is very active. This PP+ event occurred during a SAM- and EN period, which can increase the shoreline retrogradation at Hermenegildo Beach (Toldo *et al.*, 2006).

Haines (2008) classifies lagoons and coastal lakes by the morphodynamics of their channels' mouths. This author states that their water levels, as well as the opening of their channels, depend completely on precipitation and evaporation. The PL, geoinicator in the CC of the RGSCP, is susceptible to precipitation anomalies and all their consequences (*e.g.*, lagoon silting and variations in opening/closing of their inlet, Schossler *et al.*, 2016). In the image referring to the PP- event in January, the Peixe Lagoon was completely dry. Periods like this can intensify the amount of sand transported by wind, leading to the slow and complete silting of the water body, the final evolution of the PL as described by Arejano (2006). The silting of the PL would be disastrous for the whole ecosystem, as migrating birds would lose an area for nesting, resting and feeding.

Conclusions

The evolution of three coastal geoinicators (two washouts and a lagoon) observed in satellite images from the SC, CC, and the NC in the RGSCP, show

hydrological and morphological variations associated with anomalous precipitation events influenced by the SAM and ENSO variability.

The precipitation anomalies in the NC of the RGSCP have no correlation with the SAM or the MEI. The anomalies in the CC are negatively correlated with the SAM variations, and the anomalies in the SC were the only anomalies negatively correlated to the SAM and positively correlated to the MEI. The SC mean precipitation was 200 mm smaller than the other two sectors, and this part of the coast also showed the greatest number of precipitation anomalies, a large part of which were PP- (67%).

It was possible to quantify the majority of anomalous PP- events as either related simultaneously to SAM+ and MEI-, or related only to MEI+. There were few PP+ events (all related to a MEI+), and of those few, some were accompanied by SAM-. Thus, the PP- events were more common (78%), but every PP+ event was related to an MEI+.

The geoindicators for the SC and CC presented clear hydrological variations in all images under PP+ and PP- conditions. The NC did not show the same relationship, probably because the precipitation anomalies were not correlated to the SAM or the MEI variability. This precipitation above the mean could instead be explained by recurring orographic precipitation (Viana, 2009).

Both the CC and the SC showed during the study period (1998–2013) a trend for decreasing mean annual precipitation. The two regions also had the PP negatively correlated to the SAM. The greater the number of PP- events found in these two areas, the greater the frequency of SAM+ periods, attributed to global climate change, for example, the depletion of the Antarctic ozone layer

(Thompson and Wallace 2000; Thompson and Solomon 2002; Gupta and England, 2006). The greater number of drought periods at the Hermenegildo Beach, related to SAM+, MEI+, and MEI- can intensify the shoreline erosion as washouts dry up and stop transporting sediment toward the beach.

The increase in PP- events in the Hermenegildo beach region would increase the eolic erosion, reducing the vegetal cover and sediment transport to the backshore and shoreface by washouts. In the CC, the silting of the PL would accelerate.

The greater occurrence of PP- events in the RGSCP can be interpreted as one of the severe consequences of the SAM+ and ENSO intensifications.

Acknowledgments: The authors thank the Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) and the Brazilian National Institute of Science and Technology of the Cryosphere (INCT da Criosfera) for technical and financial support.

References

- Albuquerque MG. 2013. *Análise espaço temporal das causas da variabilidade da linha de costa e erosão na praia do Hermenegildo, RS*. PhD thesis, Instituto de Geociências, Programa de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Arejano TB. 2006. *Geologia e evolução holocênica do sistema lagunar da “Lagoa do Peixe”, litoral médio do Rio Grande do Sul, Brasil*, PhD thesis. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Baily, B, Nowell, D. 1996. Techniques for monitoring coastal change: a review and case study. *Ocean and Coastal Management*, **32**(2):85–95.
- Barry RG, Chorley RJ. 2012. *Atmosfera, tempo e clima*. Bookman: Porto Alegre; 528 pp.
- Berger AR. 1997. Assessing rapid environmental change using geoindicators. *Environmental Geology*, **32**: 36–44.

- Berger AR. 1998. Environmental change, geoindicators, and the autonomy of nature. *Geological Society of America TODAY*, **8**(1): 3–8.
- Calliari LJ, Toldo Jr. EE; Nicolodi, JL. 2006. Classificação Geomorfológica do Litoral do Rio Grande do Sul.. In: Dieter Muehe. (Org.). *Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro*. Brasília, DF, Ministério do Meio Ambiente, **1**: 438-445.
- Carraro CC, Gamermann, N, Eick NC, Bortoluzzi CA, Jost, H, Pinto JF (1974) *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*, escala 1: 1 000 000. Porto Alegre, Instituto de Geociências,UFRGS.
- Figueiredo SA, Calliari LJ. 2006. Washouts in the central and northern littoral of Rio Grande do Sul State, Brazil: distribution and implications. *Journal of Coastal Research*, **SI 39**: 366–370.
- Figueiredo SA, Cowell P, Short AD. 2007. Intermittent backbeach discharge to the surfzone: modes and geomorphologic implications. *Journal of Coastal Research*, **SI 50**: 610–614.
- Fundação Zoobotânica do Rio Grande do Sul. 2006. *Plano de manejo do Parque Estadual de Itapeva*. Porto Alegre: Governo do Estado do Rio Grande do Sul, 274 pp.
- Garreaud RD, Vuille M, Compagnucci R, Marengo J. 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **281**(3–4):180–195
- Gong D, Wang S. 1999. Definition of Antarctic Oscillation index. *Geophysic Research Letters*, **26**(4): 459–462.
- Grimm AM, Ferraz SET, Gomes J. 1998. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate*, **11**: 2863–2880.
- Grimm AM, Barros V, Doyle ME. 2000. Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, **13**:35–58.
- Gupta AS, England, MH. 2006. Coupled ocean-atmosphere-ice response to variations in the Southern Annular Mode. *Journal of Climate*, **19**: 4457–4486.
- Haines, PE. 2008. *ICOLL management – strategies for a sustainable future*. Broadmeadow : BMT WBM.
- Hair JF, Black WC, Babin BJ, Anderson RE, Tathan RL. 2009. *Análise Multivariada de Dados*. Bookman, Porto Alegre, 688 pp.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2011. *Atlas geográfico das zonas costeiras e oceânicas do Brasil*. IBGE, Rio de Janeiro.
- INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2015. *Catálogo de imagens*, São José dos Campos: <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>.
- Krusche N, Saraiva JMB, Reboita MS. 2003. *Normais climatológicas provisórias de 1991 a 2000 para Rio Grande, RS*. Universitária, Santa Maria: 84 pp.
- LASG - National Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Beijing, China. (<http://ljp.lasg.ac.cn/dct/page/65572>), consulted on 03/10/2014.
- Maia NZ. 2011. *Avaliação da elevação do nível do mar e riscos de inundação costeira associados à passagem de ciclones no Balneário Hermenegildo, RS*. MSc dissertation, Programa de Pós Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande.

- Morton RA, Gonzalez JL, Correa ID. 2000. Frequent non-storm washover of barrier islands, Pacific coast of Colombia. *Journal of Coastal Research*, **15**:82–87.
- Morton RA. 2002. Coastal geoindicators of environmental change in the humid tropics. *Environmental Geology*, **42**: 711-724.
- Nan S, Li J. 2003. The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River valley and the boreal spring Southern Hemisphere annular mode. *Geophysics Research Letters*, **30** (24):10.1029/2003GL018381
- Nimmer E (1977) *Clima*. In: IBGE, Geografia do Brasil, Região Sul. SESGRAF-IBGE, Rio de Janeiro, 35–79
- NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration, *United States, Departamento of Commerce*, EUA, (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.html), consulted on 14/11/2014.
- Reboita MS, Ambrizzi T, Da Rocha RP. 2009. Relationship between Southern Annular Mode and Southern Hemisphere atmospheric systems. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **24**(1): 48–55
- Schossler S, Toldo Jr EE, Dani N. (In Press). Morphodynamics of the Lagoa do Peixe inlet, south coast of Brazil. *Pesquisas em Geociências*.
- Serpa CG. 2013. *Morfodinâmica praial relacionada a presença de corpos d'água intermitentes em duas praias da costa do Rio Grande do Sul, Brasil*. PhD thesis, Programa de Pós Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Universidade Federal de Rio Grande, Rio Grande.
- Silvestri GE, Vera CS. 2003. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. *Geophysics Research Letters*, **30** (21):10.1029/2003GL018277
- Speranski NS, Calliari LJ. 2006. Padrões de refração de onda para a costa do Rio Grande do Sul e sua relação com a erosão costeira. In: Dieter Muehe. (Org.). *Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro*. Brasília, DF, Ministério do Meio Ambiente, **1**: 446-454.
- Thompson DWJ, Solomon S. 2002. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, **296**: 895– 899
- Thompson, DWJ, Wallace JM. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of Climate*, **13**:1000–1016
- Toldo Jr EE, Almeida LESB, Nicolodi JL, Martins LR. 2006. Erosão e acreção da zona costeira. In: Dieter Muehe. (Org.). *Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro*. Brasília, DF, Ministério do Meio Ambiente, **1**: 437-445
- Viana DR. 2009. *Comportamento Espaço-Temporal da Precipitação na Região Sul do Brasil Utilizando Dados TRMM e SRTM*, MSc dissertation. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- Zeltzer F. 1976. *Geologia e paleogeografia da restinga da Laguna dos Patos, RS*, MSc dissertation. Instituto de Geociências, Programa de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

6. Conclusões

Inicialmente, foi realizado um estudo comparativo para verificar a influência sazonal do SAM e ENOS sobre anomalias de PP no Parque Nacional da Lagoa do Peixe, costa central da PCRGS. Os dados de precipitação possuíam origem em um único pluviômetro, o que diminuiu a sua confiabilidade. Mesmo assim, o estudo comparativo entre os três índices permitiu identificar relações individuais entre o SAM e a PP, onde os maiores percentuais de recorrência estão relacionados ao SAM positivo atuando no inverno (31%) e no verão (33%), simultaneamente às anomalias de PP negativa no inverno e PP positiva no verão. Entre os índices Niño 3.4 e PP, os percentuais indicaram maior incidência de LN com a PP negativa na primavera (35%). É possível identificar PP negativa no inverno (29%) e PP positiva no verão (31%) durante EN. No cruzamento entre os três índices, destacam-se os resultados de PP positiva no inverno, concomitantemente a SAM positivo e do EN (25%), assim como no verão, porém com SAM positivo e LN (19%). No verão, também existe a mesma probabilidade (19%) de PP negativa quando ocorre SAM positivo e LN. Observando os percentuais do SAM positivo e da LN sobre a precipitação, é possível afirmar que a LN é mais influente na PP negativa, e o SAM positivo na PP positiva. Foi notável a influência do SAM positivo e da LN na precipitação na área de estudo. Esse estudo inicial permitiu perceber as relações básicas do comportamento da precipitação na PCRGS em relação aos modos de variabilidade climática.

Logo, foi estudada a série de dados de PP de toda PCRGS de 1998–2013 do satélite TRMM. Foi constatado que a PP na PCRGS não é distribuída uniformemente em seus três setores: costas sul, central e norte. Sazonalmente também não foi observado um padrão na PP entre seus setores. A costa central é a mais chuvosa no verão, enquanto a costa sul é a mais seca. A costa sul também é a mais seca no inverno e primavera. No outono a costa norte é a mais seca e a costa sul a mais úmida. A costa norte é a mais chuvosa no inverno e na primavera.

Os gráficos dos totais anuais de PP da PCRGS apontam picos e cavas mais acentuados no início da série, com amplitudes entre máximos e mínimos crescentes e progressivas. Após 2005 são perceptíveis amplitudes mais suaves e oscilações mais intensas. Os picos e cavas identificados na série de PP total da PCRGS coincidiram com os eventos EN e LN do período estudado, respectivamente. Em alguns anos, também é possível associar a fases positivas e negativas do SAM.

Foram identificados 28 eventos anômalos de PP na série 1998–2013. Os eventos se desenvolvem, preferencialmente, ao longo da primavera de um ano e o verão do ano seguinte (40%), e, secundariamente, do final do inverno até o final do verão (32%). As costas sul (nove eventos) e central (oito eventos) apresentaram quase o dobro de eventos que a costa norte (cinco eventos). Proporcionalmente, todos setores apresentaram maior número de eventos de PP negativa (77% dos 28 eventos). Os eventos de PP acima da média são poucos e concomitantes ao MEI positivo, em alguns meses acompanhados do SAM negativo. Assim, é possível concluir que os eventos de PP negativa são mais recorrentes, enquanto os de PP positiva são sempre relacionados ao MEI positivo (100% concomitantes ao MEI positivo)

Os eventos não coincidem em suas datas de início e fim setorialmente, bem como o tempo de duração entre eles é heterogêneo. Na costa sul a maioria deles iniciam na primavera, enquanto na costa central iniciam no inverno. A costa norte não possui estação preferencial de início dos eventos. O único evento relacionado ao SAM e ao ENOS identificado em todos os setores é a estiagem de 1998 – 1999, onde a menor média de PP e o maior tempo de duração foi na costa sul, durante fase positiva do SAM e LN. A costa sul possui média de PP 200 mm menor que os outros dois setores. Esse setor da PCRGS também apresenta maior número de eventos de PP anômala, sendo grande parte deles de volumes abaixo da média (67% dos eventos do setor). Pode-se afirmar que os eventos anômalos de PP negativa, ora são relacionados ao SAM positivo e MEI negativo, ora relacionados ao MEI positivo.

Nos testes *t*, a costa norte foi o único dos três setores da PCRGS que não apresentou significância na relação entre as anomalias de PP e os índices SAM e MEI. A costa central apresentou significância na relação entre a PP e o SAM ($t = 2,77/ \alpha < 0,05$), porém não possui relação com o índice MEI. A costa sul foi o único dos três setores que apresentou significância entre a PP e o SAM ($t = 2,41/ \alpha < 0,05$) e o MEI ($t = 2,14/ \alpha < 0,05$). Na relação entre os modos de variabilidade climática e as anomalias de PP da PCRGS houve correlação entre o SAM ($t = 2,77/ \alpha < 0,05$) e o MEI ($t = 2,11/ \alpha < 0,05$). A não relação estatística da costa norte pode ser explicada pela análise feita das médias de PP e eventos deste setor. Quanto aos eventos, foram somente cinco. Essas informações associadas permitem concluir que a PP da costa norte diverge do comportamento do restante da PCRGS, e a explicação é geomorfológica. A costa norte é o único setor da PCRGS

bordeado pelo Planalto Sul-Riograndense, motivo pelo qual sofre influência da orografia em sua PP (precipitação orográfica).

As costas sul e central possuem tendência linear a diminuir suas médias anuais de PP no período 1998–2013. Ambas também apresentam suas anomalias de PP negativamente correlacionadas ao SAM. Assim, os maiores números de eventos de PP negativa encontrados podem decorrer da tendência a fase positiva do SAM atribuída às mudanças climáticas globais (*i.e.*, aumento no “buraco” de ozônio sobre a Antártica, Thompson e Wallace 2000; Thompson e Solomon 2002; Gupta e England, 2006).

A relação entre os modos de variabilidade climática, os eventos anômalos de PP e o ambiente costeiro da PCRGS foi identificada por sensoriamento remoto. Foram selecionadas imagens Landsat TM e ETM+ onde é possível visualizar geoindicadores costeiros e variações hídricas associadas aos eventos de PP influenciadas pelo SAM e ENOS. As imagens comparadas são do mesmo período do ano (meses quentes com baixa PP média e maior evapotranspiração), diferenciadas por eventos de PP abaixo da média e acima da média.

Os geoindicadores da costa sul e central escolhidos - sangradouros do balneário Hermenegildo e Lagoa do Peixe, respectivamente - apresentaram visíveis variações hídricas entre as imagens de eventos de estiagem e PP acima da média. Na costa norte foi observada uma menor variação hídrica. Isso pode ser explicado pela não relação das anomalias de PP como os modos de variabilidade climática e pela influência da precipitação orográfica sobre suas médias.

Nos sangradouros da praia do Hermenegildo a influência do SAM (positivo) e do ENOS (MEI negativo e positivo) nas anomalias de PP ocasionam maior número de períodos de estiagem, que podem intensificar a erosão na linha de praia. A tendência a diminuir a PP no balneário Hermenegildo deve aumentar o número de eventos de PP negativa, amplificando a erosão pelo vento, reduzindo a vegetação e o transporte de sedimentos do pós praia para a face praial, zona de arrebentação e deriva litorânea. Na costa central a Lagoa do Peixe deve ter seu processo de colmatação acelerado (Arejano, 2006).

Os resultados encontrados mostram que os modos de variabilidade climática, SAM e ENOS, influenciam as anomalias de PP na PCRGS. A tendência dos últimos 40 anos a fase positiva do SAM pode trazer longos períodos de estiagem as costas sul e central,

principalmente se conjugada a fase negativa do ENOS. Estiagem em áreas costeiras provocam menor transporte de sedimento do continente para os oceanos, reduzindo a capacidade da deriva litorânea de levar sedimentos de uma praia a outra. Longos períodos sem PP facilitam a migração do campo de dunas, devido a areia seca e redução da vegetação costeira.

7. Referências

- Allan, J.C.; Komar, P.D. 2002. Extreme storms on the Pacific northwest coast during the 1997-98 El Niño e 1998-99 La Niña. **Journal of Coastal Research**, v. 18, p. 175–193.
- Allan, J.C. e Komar, P.D. 2006. Climate Controls on US West Coast Erosion Processes. **Journal of Coastal Research**, v. 22(3), p. 511–529.
- ANA: Agencia Nacional de Águas. **Banco de dados hidrológicos**. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb/HidroWeb.asp?TocItem=4100>> Acesso em : novembro de 2013.
- Andrade, G.O. 1972. Os Climas. In: Azevedo, A (ed) **Brasil a terra e o homem**. São Paulo: Editora Nacional, 1972. v.1. p. 397–462.
- Andreoli, R.V.; Kayano, M.T; Guedes, R.L.; Oyama, M.D.; Alves, M.A.S.A. 2004. Influência da temperatura da superfície do mar dos oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade de precipitação em Fortaleza. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19(3), p. 337–344.
- Aquino, F.E. 2012. **Conexão Climática entre o Modo Anular do Hemisfério Sul com Península Antártica e o sul do Brasil**. Porto Alegre, Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 121 pp.
- Araújo, L.C. 1930. **Memória Sobre o Clima do Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, 100 pp.
- Arnell, N. 2002. **Hydrology and Global Environmental Change**. Prentice Hall, Harlow, 337 pp.
- Ayoade, J.O. 2002. **Introdução à Climatologia para os Trópicos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 332 pp.
- Barry R.G. e Chorley, R.J. 2012. **Atmosfera, Tempo e clima**. Bookman: Porto Alegre, 528 pp.

- Baily, B. e Nowell, D. 1996. Techniques for monitoring coastal change: a review and case study. **Ocean and Coastal Management**, v. 32(2), p. 85–95.
- Berger, A.R. e Iams, W.J. (eds) 1996. **Geoindicators. Assessing Rapid Environmental Changes in Earth Systems**. Rotterdam, Brookfield: A. A. Balkema 466 pp.
- Berger A.R. 1997. Assessing rapid environmental change using geoindicators. **Environmental Geology**, v.32, p. 36–44.
- Bittencourt, A.C.S.P.; Farias, F.F.; Zanini, A. 1987. Reflexos das variações morfodinâmicas praias nas características texturais dos sedimentos da praia da Armação, Salvador, Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, p. 276–282.
- Bjerknes, J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97 (3), p. 163–172.
- Brook, G.A.; Rafter, M.A.; Railsback, L.B.; Sheen, S.W. Lundberg, J. 1999. A high-resolution proxy record of rainfall and ENSO since AD 1550 from layering in stalagmites from Anjohibe Cave, Madagascar. **The Holocene**, v. 9(6), p. 695–705.
- Brown, B.E. 1997. Coral bleaching: causes and consequences. **Coral Reefs**, v. 16, S129–S138.
- Brown, B.E., Dunne, R.P., Goodson, M.S., Douglas, A.E. 2000. Bleaching patterns in reef corals. **Nature**, v. 404, p. 142–143.
- Brown, J.H.; Valone, T.J.; Curtain, C.G. 1997. Reorganization of an arid ecosystem in response to recent climate change. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, 94, p. 9729–9733.
- Cai, W.; Santoso, A.; Wang, G.S.W.; An, S.I.; Cobb, K.M.; Collins, M.; Guilyardi, E.; Jin, F.F.; Kug, J.S.; Lengaigne, M.; McPhaden, M.J.; Takahashi, K.; Timmermann, A.; Vecchi, G.M.W.L. 2015. ENSO and greenhouse warming. **Nature Climate Change**, v.5, p. 849–859, doi:10.1038/nclimate2743
- Calliari, L.J. e Klein, A.H.F. 1992. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. **Boletim de Resumos, 37º Congresso Brasileiro de Geologia**, São Paulo, p.77–78.

- Carraro, C.C.; Gamermann, N.; Eick, N.C.; Bortoluzzi, C.A.; Jost, H.; Pinto, J.F. 1974. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul**, escala 1:1 000 000. Porto Alegre, Instituto de Geociências,UFRGS.
- Castro, J.W.A. 2001. **Geomorfologia do Sistema Sedimentar Eólico de Paracuru – Ceará**. Tese de Doutorado, Programa de Pós Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 200 pp.
- Castro, J.W.A. e Calheiros, A.L.S. 2003. Geoindicadores resultantes dos episódios El Niño/La Niña em dunas costeiras do litoral setentrional do Nordeste Brasileiro. In: **Anais do IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário**, Recife, 5 pp.
- Cavalcanti, I.F.A.; Ferreira, N.J.; Silva, M.G.A.J.; Silva Dias, M.A.F. (Org.).2009. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 462 pp.
- Cayan, D.R.; Redmond, K.T.; Riddle, L.G. 1999. ENSO and hydrologic extremes in the western United States. **Journal of Climate**, v. 12(9), p. 2881–2893.
- Changnon, S.A. 2000. **El Niño 1997-1998: The Climate Event of the Century**. Nova York: Oxford University Press, 232 pp.
- Christopherson, R.W. 2012. **Geossistemas: uma introdução a geografia física**. Porto Alegre: Bookman, 728 pp.
- Collwel, R.N. 1983. **Manual of Remote Sensing**. Falls Church: American Society of Photogrammetry, 1359 pp.
- Comissão Mundial sobre o Meio Ambiente e Desenvolvimento. 1991. **Nosso Futuro Comum**. Rio de Janeiro: Editora da Fundação Getúlio Vargas, 430 pp.
- Dai, A.; Fung, I.Y.; Genio, A.D.D. 1997. Surface observed global land precipitation variations during 1900–88. **Journal of Climate**, v.10, p. 2943–2962.
- D’Odorico, P.; Yoo, J.C.; Over, T.M. 2001. Assessment of ENSO-induced patterns of rainfall erosivity in the southwestern United States. **Journal of Climate**, v. 14, p. 4230–4242.

- Dai, A.; Wigley, T.M.L.; 2000. Global patterns of ENSO-induced precipitation. **Geophysical Research Letters**, v. 27 (9), p. 1283–1286.
- Dingler, J.R. e Reiss, T.E. 2002. Changes to Monterey Bay beaches from the end of the 1982-83 El Niño through the 1997-98 El Niño. **Marine Geology**. 181 (1-3), p. 249–263.
- Dominguez, J.M.L. e Bittencourt, A.C.S.P. 1994. Utilização de padrões de sedimentação costeira como indicadores paleoclimáticos naturais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 24, p. 3–12.
- Farias, F. F.; Bittencourt, A. C. S. P.; Zanini, A. J.; Dominguez, J. M. L. 1994. Variações temporais e espaciais na dinâmica de sedimentação da praia da Armação, Salvador, Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, p. 48–54, 1994.
- Fernandes, E.H.L.; Dyer, K.R.; Moller, O.O.; Niencheski, L.F.H. 2002. The Patos Lagoon hydrodynamics during an El Niño event (1998). **Continental Shelf Research**, v. 22(11-13), p. 1699–1713.
- Fernandez, G.B. e Muehe, D. 2006. Algumas considerações sobre o efeito do fenômeno El Niño sobre feições costeiras ao longo da costa brasileira. **GEOgrafia**, Ano VIII, 15, p. 115–128.
- Ferraz, S.E.T. 2004. **Variabilidade Intrasazonal no Brasil e Sul da América do Sul**. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 145 pp.
- Figueiredo, S.A. e Calliari, L.J. 2005. Distribuição espacial, variação sazonal, padrões morfológicos e implicações no gerenciamento costeiro. **Gravel**, 3, p. 47–57.
- Figueiredo, S.A. e Calliari, L.J. 2006. Washouts in the central and northern littoral of Rio Grande do Sul State, Brazil: distribution and implication. **Journal of Coastal Research**, SI 39:p. 366–370.
- Fitt, W.K., Brown, B.E., Warner, M.E., Dunne, R.P., 2001. Coral bleaching: interpretation of thermal tolerance limits and thermal thresholds in tropical corals. **Coral Reefs**, 20, p. 51–65.
- Folland, C.K., Karl, T.R. e Vinnikov, K.Y.A. 1990. Observed climate variations and change. In: **Climate Change: The IPCC Scientific Assessment**, Capítulo 7, p.195–238, 1990.

- Forbes, D.L. e Liverman, D.G.E. 1996. Geological indicators in the coastal zone. In: Berger, A.R. e Iams, W.J. (eds) 1996. **Ge indicators. Assessing Rapid Environmental Changes in Earth Systems**, Rotterdam, Brookfield: A.A. Balkema, p. 175–192.
- Forman, S.L.; Oglesby, R.; Webb, R.S. 2001. Temporal and spatial patterns of Holocene dune activity on the Great Plains of North America: megadroughts and climate links. **Global and Planetary Change**, v. 29, p. 1–29.
- French, J.R. e Burningham, H. 2013. Coasts and Climate: Insights from Geomorphology. **Progress in Physical Geography**, v. 37(4), p. 550–561.
- Genthon, C. e Cosme, E. 2003. Intermittent signature of ENSO in West-Antarctic precipitation. **Geophysical Research Letters**, v.30 (21), 2081, doi: 10.1029/2003GL018280.
- Gillett, N.P., Kell, T.D.; Jones, P.D. 2006. Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. **Geophysical Research Letters**, 33, L23704.
- Glynn, P.W.; Maté, J.L. Baker, A.C.; Calderon, M.O. 2001. Coral bleaching and mortality in Panama and Ecuador during the 1997–1998 El Niño–Southern Oscillation event : Spatial / temporal patterns and comparisons with the 1982–1983 event. **Bulletin of Marine Science**, v. 69(1), p. 79–109.
- Gong, D. e Wang, S. 1999. Definition of Antarctic Oscillation Index. **Geophysical Research Letters**, v. 26(4), p. 459–462.
- Grimm, A.M; Ferraz, S.E.T.; Gomes, J. 1998. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2863–2880.
- Grimm, A. M.; Barros, V.; Doyle, M. E. 2000. Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v.13, p. 35–58.
- Hair, J. F.; Black, W. C; Babin, B. J.; Anderson, R. E.; Tathan, R. L. 2009. **Análise Multivariada de Dados**. Porto Alegre: Bookman, 688 pp.

- Haylock, M.R.; Peterson, T.; Sousa, J J.A; Alves, L.M.; Ambrizzi, T.; Baez, R.; Brito, J. I.B.; Barros, V.G.; Berlato, M.A.; Bidegain, M.; Grimm, A.; Corradi, V.; Garcia, V. J.D.; Anjos, R.J.; Marengo, J.A.C.; Marino, M.B.; Meira, P.R.; Miranda, G.D.; Molion, L.; Muncunil, D.F.; Nechet, E.; Ontaneda, G.; Quintana, J.; Ramirez, L.; Rebello, E.; Rusticucci, M.; Santos, J.; M.; Varillas, I.T.; Vincent, L.; Yumiko, M. 2006. Trends in total and extreme South American rainfall 1960–2000 and links with sea surface temperature. **Journal of Climate**, v.19, p. 1490–1512.
- Hellerman, S. e Rosenstein, M. 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. **Physical Oceanography**, v. 17, p. 1093–1104.
- Higgins, R.D. e Wood, J. 2001. Geoindicators: a tool for monitoring the ecosystem and understanding the resources. In: Harmon, D. (ed) **Crossing Boundaries in Park Management: Proceedings of the 11th Conference on Research and Resource Management in Parks and on Public Lands**, Hancock, Michigan: The George Wright Society, p. 239 – 244.
- Hoegh-Guldberg, O. 1999. Climate Change, coral bleaching and the future of the world's coral reefs. **Marine Freshwater Research**, v. 50, p. 839–866.
- Hulme, M.; Osborn, T.J.; Johns, T.C. 1998: Precipitation sensitivity to global warming: comparison of observations with HadCM2 simulations. **Geophysical Research Letters**, v. 25, p. 3379–3382.
- Inman, D.L. e Jenkins, S.A. 1999. Climate Change and the episodicity of sediment flux of small California rivers. **Journal of Geology**, v. 107(3), p. 251–270.
- IPCC, 2001. **Climate Change 2001: Synthesis Report. A Contribution of Working Groups I, II, and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Watson, R.T. and the Core Writing Team (eds.). Cambridge University Press, 398 pp.
- IPCC, 2013. **Climate Change 2013: The Physical Science Basis Summary for PolicyMakers. A Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Stocker, T.F. and Qin, D. (eds.), 33 pp. Disponível em < https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg1/WGIAR5_SPM_brochure_en.pdf> Acesso em: agosto de 2016.
- Jensen, J.R. 1986. **Introductory Digital Image Processing a Remote Sensing Perspective**. New Jersey: Englewood Cliffs: Prentice Hall, 486 pp.

- Jimenez, N.; Oliver, J.E. 1987. Climate of South América. In: Oliver, J.E.; Fairbridge, R.W. **The Encyclopedia of Climatology**. New York: Van Nostrand Reinhold, p. 789–795.
- Jin, Z.; Wang, S.; Shen, J. Zhang, E.; Li, F.; Ji, J.; Lu, X. 2001. Chemical weathering since the Little Ice Age recorded in lake sediments: a high resolution proxy of past climate. **Earth Surface Process and Landforms**, v. 26, p. 775–782.
- Jones, P.D. e Hulme M.1996: Calculating regional climatic time series for temperature and precipitation: methods and illustrations. **International Journal of Climatology**, v.16, p. 361–377.
- Jones, J.M. e Widmann, M. 2004. Early peak in Antarctic Oscillation index. **Nature**, 432, p. 290–291.
- Kayano, M.T.; Andreoli, R.V. 2009. Variabilidade decenal a multidecenal. In: Cavalcanti, I.F. A.; Ferreira, N.J.; Silva, M.G.A.J. e Silva Dias, M.A.F. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, p. 375–383.
- Kayano, M.T.; Jones, C.; Dias, P.L.S. 2009. Variabilidade intrasazonal. In: Cavalcanti, I.F.A.; Ferreira, N.J.; Silva, M.G.A.J. e Silva Dias, M.A.F. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, p. 338–351.
- Kidder, S.Q.; Haar, V. 1995. **Satellite meteorology: an introduction**. Academic Press, ISBN 0-12-406430-2
- Köppen, W. 1936. Das geographischa System der Klimate. W. Köppen e G. Geiger, (eds), **Handbuchder Klimatologie**, C. Gebr. Borntraeger v. 1, p. 1–44.
- Kousky, V.E. e Bell, G.D. 2000. Causes, predictions and outcome of El Niño 1997-1998. In: Changnon, S.A. (ed), **El Niño 1997-1998**, New York: Oxford University, p. 28–48.
- Kummerow, C.; Barnes, W.; Kozu, T.; Shiue, J. e Simpson, J. 1998. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. **Journal Atmospheric Oceanic Technology**, v. 15, p. 809–817.
- L’Heureux, M.L., e Thompson, D.W.J. 2006. Observed relationships between the El Niño–Southern Oscillation and the extratropical zonal-mean circulation. **Journal of Climate**, v. 19, p. 276–287

- Lancaster, N. 1997. Response of eolian geomorphic systems to minor climate change: examples from the southern Californian deserts. **Geomorphology**, v. 19 (3-4), p. 333–347.
- Lange, W.P. de e Gibb, J.G. 2000. Seasonal, interannual, and decadal variability of storm surges at Tauranga, New Zealand. **Journal of Marine and Freshwater Research**, v. 34(3), p. 419–434.
- Lau, W.K.M.; Waliser, D.E. 2012. **Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system**. Berlin Heidelberg: Springer, 587 pp.
- Latif, M.; Barnett, T.P. 1994. Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. **Science**, v. 266, p. 634–637.
- Lillesand, T.M. e Kiefer, R.W. 1994. **Remote Sensing and Image Interpretation**. New York: J.Wiley and Sons, 750 pp.
- Lima, S.F.; Toldo Jr., E.E.; Almeida, L.E.S.B. 2001. Estimativa da capacidade do transporte longitudinal de sedimentos a partir de dados de ondas para a costa do Rio Grande do Sul. **Pesquisas**, v. 28(2), p. 99–107.
- Limpasuvan, V. e Hartmann, D.L. 1999. Eddies and the annular modes of climate variability. **Geophysical Research Letters**, v. 26: p. 3133–3138.
- Loya, Y.; Sakai, K.; Yamazato, K.; Nakano, Y.; Sambali, H.; van Woesik, R. 2001. Coral bleaching: the winners and the losers. **Ecology Letters**, v. 4, p. 122–131.
- Machado, F.P. 1950. **Contribuição ao estudo do clima do Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro: Conselho Nacional de Geografia, 91 pp.
- Madden, R.A.; Julian, P.R. 1971. Description of 40-50 day oscillation in the zonal wind in the Tropical Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, p.702–708.
- Mantua, N.J.; Hare, S.R.; Zhang, Y.; Wallace, J.M.; Francis, R.C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin American Meteorological Society**, v.78, p.1069–1079.
- Marengo, J.A. e Soares, W. 2003: Impacto das modificações da mudança climática. Síntese do Terceiro Relatório do IPCC. Condições climáticas e recursos hídricos no

Norte do Brasil. Clima e Recursos Hídricos 9. **Associação Brasileira de Recursos Hídricos**, FBMC-ANA. Porto Alegre, Brasil, p. 209–233.

Marques, W.C.; Stringari, C.E.; Eidt, R.T. 2014. The exchange processes of the Patos Lagoon estuary – Brazil : A typical El Niño year versus a normal meteorological conditions year. **Advances in Water Resource and Protection**, v. 2, p. 11–20.

Marshall, G.J. 2003. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyzes. **Journal of Climate**, v. 16, p. 4134–4143.

Marshall, G.J.; Stott, P.A.; Turner, J.; Connolley, W.M.; King, J.C. 2004. Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the southern hemisphere. **Geophysical Research Letters**, v.31, L14205, doi: 10.1029/2004GL019952, 4 pp.

McClanahan, T.R. 2000. Bleaching damage and recovery potential of maldivian coral reefs. **Marine Pollution Bulletin**, v. 40(7), p. 587–597.

McLachlan, A. e Dorvlo, A. 2005. Global patterns in sandy beach macrobenthic communities. **Journal of Coastal Research**, v.21(4), p.674–681.

Mélice, J.L.; Servain, J. 2003. The Tropical Atlantic Meridional SST gradient index and its relationship with the SOI, NAO and Southern Oscillation. **Climate Dynamics**, v. 20, p. 447–464.

Mendonça, F. e Danni-Oliveira, I.M. 2007. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina e Textos, 206 pp.

Monteiro, C.A.F. 1963. Clima. In: **Grande Região Sul**. Rio de Janeiro: IBGE, v. 4, pt. 1, p. 117–158.

Morton, R.A.; Gonzalez, J.L.; Lopez, G.I.; Correa, I.D. 2000. Frequent non-storm washover of barrier islands, Pacific Coast of Colombia. **Journal of Coastal Research**, v. 16(1), p. 82–87.

Moulin, C.; Lambert, C.E.; Dulac, F.; Dayan, U. 1997. Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation. **Nature**, v. 387, p. 691–694.

- Neal, E.G.; Walter, M.T.; Coffen, C. 2002. Linking the pacific decadal oscillation to seasonal stream discharge patterns in Southeast Alaska. **Journal of Hydrology**, v. 263, p. 188–197.
- Neves, C.F.; Muehe, D. 2008. Vulnerabilidade, impactos e adaptação a mudanças do clima : a zona costeira. **Parcerias Estratégicas**, v.13(17), p. 217–295.
- Nicolodi, J.L.; Toldo Jr., E.E.; Gruber, N.L.S. 2001. Frequência e sazonalidade das marés meteorológicas no litoral norte do Rio Grande do Sul. In: **Anais VIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário**, Imbé, RS, p.212–214.
- Nimer, E. 1977. Clima. In: **Geografia do Brasil - Região Sul**. Rio de Janeiro: IBGE/SERGRAF, v. 5, p. 35–79.
- NOAA. 2014: National Oceanic and Atmospheric Administration, Global Monitoring Division. Disponível: <<http://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/soi.php>>. Acesso em: 06 de agosto de 2014.
- NOAA. 2016. National Oceanic and Atmospheric Administration <<https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/why-are-there-so-many-enso-indexes-instead-just-one>>. Acesso em: 13 de julho de 2016.
- NOAA. 2016. National Oceanic and Atmospheric Administration <http://nrc.noaa.gov/sites/nrc/Documents/SoS%20Fact%20Sheets/SoS_Fact_Sheet_Hurricanes_and_Climate_FINAL_May2012.pdf>. Acesso em: 04 de agosto de 2016.
- Noone, D.C. e Simmonds, I. 2002. Annular variations in moisture transport mechanisms and the abundance of $\delta^{18}O$ in Antarctic Snow. **Journal Geophysical Research**, v. 107(D24), 4742, doi: 10.1029/2002JD002262.
- Novo, E.M. 1989. **Sensoriamento Remoto: princípios e aplicações**. São Paulo: Edgard Bluncher, 307 pp.
- Oba, G.; Post, E.; Stenseth, N.C. 2001. Sub-saharan desertification and productivity are linked to hemispheric climate variability. **Global Change Biology**, v. 7, p. 241–246.
- Oliveira, A.A.B. e Ribeiro, A.G. 1986. Climatologia. In: Projeto RADAMBRASIL– Levantamento de Recursos Naturais, BRASIL, Fundação Instituto Brasileiro de

Geografia e Estatística. **Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim**, Rio de Janeiro: IBGE, v.33, p. 757–776.

- Ortega, L.; Celentano, E.; Finkl, C.; Defeo, O. 2013. Effects of climate variability on the morphodynamics of uruguayan sandy beaches. **Journal of Coastal Research**, v. 289(4), p. 747–755.
- Ortlieb, L.; Fournier, M.; Macharé, J. 1995. Beach ridges and major late Holocene El Niño events in Northern Peru. **Journal of Coastal Research**, v. SPECIAL IS(17), p. 109–117.
- Peel, M.C.; McMahon, T.A.; Finlayson, B.L. 2002. Variability of annual precipitation and its relationship to the El Niño – Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 15, p. 545–551
- Silva, R.P. da. 1998. **Ocorrência, distribuição e características morfodinâmicas dos sangradouros na zona costeira do Rio grande do Sul: trecho Rio Grande - Chuí, RS**. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 146 pp.
- Plisnier, P.D.; Serneels, S.; Lambin, E.F. 2000. Impacts of ENSO on east african ecosystems: a multivariate analysis based on climate and remote sensing data. **Global Ecology and Biogeography**, v. 9, p. 481–497.
- Quinn, W.H.; Zopf, D.O.; Short, K.S.; Yang Kuo, R T.W. 1978: Historical trends and statistics of the Southern Oscillation, El Niño, and Indonesian droughts. **Fishery Bulletin**, v. 76, p. 663–678.
- Ranasinghe, R.; McLoughlin, R.; Short, A.; Symonds, G. 2004. The Southern Oscillation Index, wave climate, and beach rotation. **Marine Geology**, v. 204, p. 273–287.
- Rasch, M; Christiansen, H.H.; Hansen, B.U.; Hasholt, Humlum, O.; Jabsen, B.H. e Nielsen, N. 1996. Greenland landscape elements as indicators of rapid environmental change. In: Berger, A.R. e Iams, W.J. (eds), *Geoindicators: assessing rapid environmental changes in earth systems*. A.A. Balkeman, Rotterdam, p. 69–92.
- Reboita, M.S; Ambrizzi, T., da Rocha, R.P. 2009. Relationship between Southern Annular Mode and Southern Hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24(1), p.48–55

- Rodrigues, A.C.B. 1999. Taxa de migração e transporte eólico nas dunas do Ceará da região do Cauípe – costa oeste do estado do Ceará. In: **Anais do VII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário**, Porto Seguro, CD-ROM.
- Sallenger, A.H.; Asbury, H.; Krabill, W.; Brock, J.; Swift, R.; Manizade, S.; Stockdon, H. 2002. Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave runup during the 1997–1998 El Niño. **Marine Geology**, v. 187(3-4), p. 279–297.
- Sangiolo, C.A. e Kayano, M.T. 2010. Trends of seasonal maximum and minimum temperatures and precipitation in Southern Brazil for the 1913–2006 period. **Theoretical and Applied Climatology**, v.101, p. 209–216, DOI 10.1007/s00704-010-0270-2
- Schneider, C. e Gies, D. 2004. Effects of El Niño–Southern Oscillation on southernmost South America precipitation at 538 S revealed from NCEP–NCAR reanalyses and weather station data. **International Journal of Climatology**, v. 24(9), p. 1057–1076.
- Serpa C.G. 2013. **Morfodinâmica praias relacionada a presença de corpos d'água intermitentes em duas praias da costa do Rio Grande do Sul, Brasil**. Tese de Doutorado, Programa de Pós Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Universidade Federal de Rio Grande, Rio Grande, 97 pp.
- Servain, J. 1991. Simple climatic indices for the Tropical Atlantic Ocean and some applications. **Journal Geophysics**, v.96 (8), p.15137–15146.
- Short, A.D.; Trembanis, A.C.; Turner, I.L. 2000. Beach oscillation , rotation and the Southern Oscillation , Narrabeen Beach , Australia. **Coastal Engineering Proceedings**, p. 2439–2452, doi: 10.1061/40549(276)191.
- Silvestri, G.E. e Vera, C.S. 2003. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. **Geophysics Research Letters**, v. 30 (21):10.1029/2003GL018277
- Sinclair, M.R.; Renwick, J.A.; Kidson, J.W. 1997. Low-frequency variability of Southern Hemisphere sea level pressure and weather system activity. **Monthly Weather Review** v. 125, p. 2531–2543
- Souza, M.C. e Angulo, R. 1999. Variações da linha de costa ao longo das praias de Itapoã e os eventos de El Niño e La Niña. In: **Anais do VII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário**, Porto Seguro, Bahia, CD ROM.

- Spencer, T., Teleki, K.A., Bradshaw, C., Spalding, M.D. 2000. Coral bleaching in the Southern Seychelles during the 1997–1998 Indian Ocean warm event. **Marine Pollution Bulletin**, v. 40, 569– 586.
- Storlazzi, C.D.; Willis, C.M.; Griggs, G.B. 2000. Comparative impacts of the 1982-83 and 1997-98 El Niño winters on the central California coast. **Journal of Coastal Research**, v.16 (4), p. 1022–1036.
- Strahler, A.N. 1986. **Geografia Física**. Barcelona: Omega, 710 pp.
- Thompson, D. W. J. e Solomon, S. 2002 Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. **Science**, v. 296, p.895– 899.
- Thompson, D.W.J. e Wallace, J.M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. **Journal of Climate**,v. 13, p. 1000–1016.
- Trenberth, K.E. 1990. Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. **Journal of Climate**, v. 71(7), p. 988–993.
- Toldo Jr, E.E. e Almeida, L.E.S.B. 2006. O controle da deriva litorânea no desenvolvimento do campo de dunas e da antepraia no litoral médio do Rio Grande do Sul. **Pesquisas em Geociências**, v. 33(2), p. 35–42.
- Tomazelli, L.J. 1993. O regime de ventos e a taxa de migração de dunas eólicas costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas**, v.20(1), p. 18–26.
- Tomazelli, L.J.; Dillemburg, S.R.; Barboza, E.G.; Rosa, L.C. 2008. Geomorfologia e potencial de preservação dos campos de dunas transgressivos de Cidreira e Itapeva, litoral norte do Rio Grande do Sul , Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 35(2), p. 47–55.
- Trenberth, K.E. 1997. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Metereological Society**, v.78 (12), p. 2777–2777.
- Trenberth, K.E.; Dai, A.; Schrier, G.; Jones, P.D.; Barichivich, J.; Briffa, K.R.; Sheffield, J. 2014. Global warming and changes in drought. **Nature Climate. Change**, v. 4, p.17–22.

- Tubelis, A. e Nascimento, F.J.L. 1980. **Meteorologia Descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Nobel, 374 pp.
- Tucker, C.J. e Dregne, H.E.; Newcomb, W.W. 1991. Expansion and contraction of the Sahara Desert from 1980 to 1990. **Science**, v. 253(5017), p. 299–301.
- Turner, J. e Marshall, G.J. 2011. **Climate Change in the Polar Regions**. Cambridge, Cambridge University Press, 433 pp.
- Viana, D.R. 2009. **Comportamento espaço-temporal da precipitação na Região Sul do Brasil utilizando dados TRMM e SRTM**. Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 164 pp.
- Viles, H. e Goudie, A. 2003. Interannual, decadal and multidecadal scale climatic variability and geomorphology. **Earth-Science Reviews**, v.61 (1-2), p. 105–131.
- Villwock, J.A. 1984. Geology of the coastal province of Rio Grande do Sul, southern Brazil, a synthesis. **Pesquisas**, v.16, p.19–45.
- Villwock, J.A. e Tomazelli, L.J. 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas**. CECO: Instituto de Geociências, UFRGS, 8, 45 pp.
- Walker, G. T. 1923. Correlation in seasonal variations of weather, VIII: A preliminary study of world weather. **Memoirs of the Indian Meteorological Department**, Calcuta, v. 24(4), p. 175–131.
- Walker, G.T. 1924. Correlation in seasonal variations of weather, IX: A further study of world weather. **Memoirs of the India Meteorological Department**, Calcuta, v 24(9), p. 275–332.
- Walker, G.T. 1928. World weather 111. **Memoirs of the Royal Meteorological Society**, v.11 (17), p. 97–106.
- Walker, G.T. 1937. World weather VI. **Memoirs of the Royal Meteorological Society**, v. 4 (39), p. 119–139.
- Walker, G.T. e Bliss, E.W. 1930, World weather IV. **Some Applications to Seasonal Forecasting, Memoirs of the Royal Meteorological Society**, v. 39 (24), p. 81–95.

- Walker, G.T. e Bliss, E.W. 1932 World Weather V. **Memoirs of the Royal Meteorological Society**, v. 4(36), p. 53–84.
- Wallace, J.M. e Hobbs, P.V. 2006. **Atmospheric Science: an introductory survey**. International Geophysics Series: Burlington, Academic Press, Elsevier. 504 pp.
- Wilks, D.S. 2006. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. International Geophysics Series, Burlington: Academic Press, Elsevier, 627 pp.
- Woodroffe, C.D. 2003. **Coasts: form, process and evolution**. New York: Cambridge University Press, 623 pp.
- Wright, L. e Short, A. 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. **Marine Geology**, v. 56(1-4), p. 93–118.
- Xavier, T.M.B. e Xavier, A.F.S. 2004. A ODP– “Oscilação Decadal do Pacífico” (PDO – “Pacific Decadal Oscillation”) e eventos no Atlântico intertropical e no Nordeste setentrional do Brasil. In: **Anais XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário**, Fortaleza. 16 pp.
- Zeltzer F. 1976. **Geologia e paleogeografia da restinga da Laguna dos Patos, RS**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Programa de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

ANEXO 1 – E-mail de submissão e carta de recebimento do artigo “A Influência do Modo Anular do Hemisfério Sul e do ENOS nas anomalias de precipitação no Parque Nacional da Lagoa do Peixe, Região Costeira do Sul do Brasil” para para revista Geociências da UNESP.

Assunto Re: Artigo Venisse
Remetente Revista Geociências <revigeoc@rc.unesp.br>
Para Venisse Schossler <venisse.schossler@ufrgs.br>
Data 2015-11-05 14:47



-
- recebimento venisse schossler.docx (50 KB)

Boa tarde Sra. Venisse, segue anexo a carta de recebimento.

Att,
Revista Geociências.

----- Original Message -----

From: Venisse Schossler
To: revigeoc@rc.unesp.br
Sent: Thursday, November 05, 2015 3:38 PM
Subject: Artigo Venisse

Cara Raiana

lhe envio email, como combinado pelo telefone.

Desde já grata pela sua atenção

Venisse

--

Venisse Schossler
venisse.schossler@ufrgs.br

Rio Claro, 05 de Novembro de 2015


A

Sra. Venisse Schossler

Ilma. Sra.,

Vimos pela presente agradecer a submissão do artigo **“A INFLUÊNCIA DO MODO ANULAR DO HEMISFÉRIO SUL E DO ENOS NAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO NO PARQUE NACIONAL DA LAGOA DO PEIXE, REGIÃO COSTEIRA DO SUL DO BRASIL”**, que está em análise pelo corpo consultivo da Revista Geociências.

Atenciosamente



Marcos Aurélio Farias de Oliveira

ANEXO 2 – E-mail de submissão do artigo “Precipitation anomalies in the Brazilian southern coast related to the SAM and ENSO climate variability modes” para revista Theoretical and Applied Climatology.

26/05/2016 Chasque Webmail :: TAAC-D-16-00332 - Submission Confirmation for Precipitation anomalies in the Brazilian southern coast related to the SAM a...

Assunto TAAC-D-16-00332 - Submission Confirmation for Precipitation anomalies in the Brazilian southern coast related to the SAM and ENSO climate variability modes

Remetente Theoretical and Applied Climatology
<em@editorialmanager.com>

Para Venisse Schossler <venisse.schossler@ufrgs.br>

Responder para Theoretical and Applied Climatology
<annedarbie.quisumbing@springer.com>

Data 2016-05-26 21:02



Dear Mrs Schossler,

Your submission entitled "Precipitation anomalies in the Brazilian southern coast related to the SAM and ENSO climate variability modes" has been received by Theoretical and Applied Climatology

The submission id is: TAAC-D-16-00332

Please refer to this number in any future correspondence.

...

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to Editorial Manager as an author. The URL is <http://taac.edmgr.com/>.

Thank you for submitting your work to our journal.

Kind regards,

Editorial Office
Theoretical and Applied Climatology

Now that your article will undergo the editorial and peer review process, it is the right time to think about publishing your article as open access. With open access your article will become freely available to anyone worldwide and you will easily comply with open access mandates. Springer's open access offering for this journal is called Open Choice (find more information on www.springer.com/openchoice). Once your article is accepted, you will be offered the option to publish through open access. So you might want to talk to your institution and funder now to see how payment could be organized; for an overview of available open access funding please go to www.springer.com/oafunding.

Although for now you don't have to do anything, we would like to let you know about your upcoming options.

ANEXO 3 – E-mail de submissão do artigo “Anomalous precipitation patterns associated with variations in SAM and ENSO observed in geoindicators on the South coast of Brazil” para a revista Earth Surface Process and Landforms.

05/10/2016

Chasque Webmail :: ESP-16-0326 successfully submitted



Assunto ESP-16-0326 successfully submitted
Remetente Earth Surface Processes and Landforms
 <onbehalf+f.kirkby+leeds.ac.uk@manuscriptcentral.com>
Para <venisse.schossler@ufrgs.br>, <jefferson.simoies@ufrgs.br>, <francisco.aquino@ufrgs.br>, <cath.e.fitz@gmail.com>
Responder para <f.kirkby@leeds.ac.uk>
Data 2016-10-05 22:25

05-Oct-2016

Dear Ms Schossler,

Your manuscript entitled "Anomalous precipitation patterns associated with variations in the SAM and the ENSO observed in geoindicators on the south coast of Brazil" has been successfully submitted online and is presently being given full consideration for publication in Earth Surface Processes and Landforms.

Your manuscript number is ESP-16-0326. Please mention this number in all future correspondence regarding this submission.

You can view the status of your manuscript at any time by checking your Author Center after logging into <https://mc.manuscriptcentral.com/esp>. If you have difficulty using this site, please click the 'Get Help Now' link at the top right corner of the site.

Thank you for submitting your manuscript to Earth Surface Processes and Landforms.

Yours sincerely,
 Earth Surface Processes and Landforms Editorial Office

=====
 Sign up for e-mail alerts to Earth Surface Processes and
 Landforms and receive the latest tables of contents
 immediately upon publication
<http://onlinelibrary.wiley.com/journal/10.1002/>(ISSN)1096-9837
 =====