

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS**

**INFLUÊNCIAS DE FORÇANTES ATMOSFÉRICAS E LOCAIS PARA A
VARIABILIDADE PLUVIOMÉTRICA AO LONGO DO RIO PARAÍBA
DO SUL**

MATIAS SALES SILVA

ITAJUBÁ, MG, BRASIL

2019

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS**

MATIAS SALES SILVA

**INFLUÊNCIAS DE FORÇANTES ATMOSFÉRICAS E LOCAIS PARA A
VARIABILIDADE PLUVIOMÉTRICA AO LONGO DO RIO PARAÍBA
DO SUL**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração:

Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Orientador:

Prof. Dr. Arcilan Trevenzoli Assireu

Coorientadora:

Prof. Dra. Sâmia Regina Garcia Calheiros

Itajubá (MG), Brasil

2019

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS**

MATIAS SALES SILVA

**INFLUÊNCIAS DE FORÇANTES ATMOSFÉRICAS E LOCAIS PARA A
VARIABILIDADE PLUVIOMÉTRICA AO LONGO DO RIO PARAÍBA
DO SUL**

À Banca Examinadora composta pelos seguintes membros:

Dr. Arcilan Trevenzoli Assireu (Orientador)

Dr^a Sâmia Regina Garcia Calheiros (Coorientadora)

Dr^a Vanessa Silveira Barreto Carvalho

Dr. Alexandre Cândido Xavier

Aprovada () Aprovada com Restrições () Reprovada ()

Itajubá (MG), Brasil

2019

RESUMO

SILVA, Matias Sales. **Influências de forçantes atmosféricas e locais para a variabilidade pluviométrica ao longo do rio Paraíba do Sul**. 2019, 80 f. Dissertação (Mestrado em Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Instituto de Recursos Naturais, Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, 2019.

Nas últimas décadas, a bacia do rio Paraíba do Sul, localizada na região Sudeste do Brasil, tem apresentado períodos extensos e/ou recorrentes de seca. Por conta da sua grande extensão geográfica, a bacia sofre influência de forçantes no que tange o aspecto de precipitação. O objetivo deste trabalho é a identificação dessas forçantes, sejam elas meteorológicas e/ou locais, que regulam o regime de chuvas em porções da bacia. Para tal, foi empregada a técnica de agrupamento, a qual, através de séries de dados de estações pluviométricas, divide a área de estudo em relação a homogeneidade da precipitação. A análise da climatologia de períodos secos e úmidos em cada área da bacia foi realizada através do Índice Padronizado de Precipitação (IPP), um índice que vem sendo amplamente utilizado pela comunidade científica. Por fim, para a identificação de fatores locais que se associam a precipitação orográfica, foi utilizado o número de Froude. Os resultados obtidos mostram que a bacia pode ser dividida em três setores com relação à chuva e que estes, podem apresentar respostas diferentes quando analisados de acordo com a utilização do IPP. A estas respostas, pode se associar um efeito local, a presença de um rebaixamento da serra do Mar, que favorece a entrada de ventos úmidos na porção média da bacia e auxilia na ocorrência da chuva orográfica.

Palavras-chave: Forçantes; Chuva; Análise de Agrupamento; IPP; Froude.

ABSTRACT

SILVA, Matias Sales. **Influences of atmospheric and local forcing for pluviometric variability along the Paraíba do Sul river**. 2019, 80 f. Dissertation (Master in Environment and Water Resources) - Institute of Natural Resources, Federal University of Itajubá, Itajubá, 2019.

In the last decades, the Paraíba do Sul river basin, located in the Southeast region of Brazil, has presented extensive and / or recurrent periods of drought. Due to its great geographic extension, the basin suffers the influence of forcing in with regards the aspect of precipitation. The objective of this work is the identification of these forcing, whether meteorological and / or local, that regulate the rainfall regime in portions of the basin. To do this, we used the clustering technique, which, by means of rainfall stations datasets divides the study area with respect to homogeneity of precipitation. The analysis of dry and wet weather periods in each area of the basin was performed using the Standardized Precipitation Index (PPI), an index that has been widely used by the scientific community. Finally, for the identification of local factors associated with orographic precipitation, the Froude number was used. The results show that the basin can be divided into three sectors with respect to rainfall and that these can present different responses when analyzed according to the use of IPP. To these responses, a local effect can be associated, the presence of a downgrade of the Serra do Mar, which favors the entry of humid winds in the middle portion of the basin and assists in the occurrence of orographic rain.

Keywords: Forcings; Rain; Group Analysis; IPP; Froude.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1 - Altura geopotencial 500-hPa (contorno) e anomalias (hachurado), durante os dias 1 a 15 de janeiro, 16 a 31 de janeiro e 1 a 15 de fevereiro de 2014. Fonte: Nobre et al. (2016). | 21 |
| Figura 2 – Localização da bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul e das estações pluviométricas utilizadas. | 33 |
| Figura 3 – Bacia do rio Paraíba do Sul: comitês da bacia. Fonte: Braga et al. (2008). | 34 |
| Figura 4 – Divisão física da bacia do rio Paraíba do Sul utilizada neste trabalho. | 34 |
| Figura 5 – Dendrograma: agrupamento das estações pluviométricas. | 42 |
| Figura 6 – Estações pluviométricas divididas por cluster ao longo da bacia do rio Paraíba do Sul. | 44 |
| Figura 7 – BoxPlot precipitação: A) divisão física e B) divisão por cluster. | 45 |
| Figura 8 – Comparação entre os acumulados anuais para os dados observados e para os dados interpolados. | 47 |
| Figura 9 – IPP 3 meses para a divisão Física da bacia. | 50 |
| Figura 10 – IPP 3 meses para a divisão por cluster. | 53 |
| Figura 11 – Resultado do IPP 12 meses para a divisão física e para a divisão por cluster | 56 |
| Figura 12 – Relevo da bacia do rio Paraíba do Sul. | 57 |
| Figura 13 – Localização dos pontos e transectos utilizados para o cálculo do número de Froude. | 59 |
| Figura 14 – Perfil do terreno e localização dos pontos frente os transectos utilizados. (A) transecto 1; (B) transecto 2; (C) transecto 3. | 60 |
| Figura 15 – Valores correspondentes ao número de Froude, para cada ponto escolhido, no período das 00Z. | 62 |

| | |
|--|----|
| Figura 16 - Valores correspondentes ao número de Froude, para cada ponto escolhido, no período das 06Z. | 63 |
| Figura 17 - Valores correspondentes ao número de Froude, para cada ponto escolhido, no período das 12Z. | 64 |
| Figura 18 - Valores correspondentes ao número de Froude, para cada ponto escolhido, no período das 18Z. | 65 |
| Figura 19 - Valores correspondentes ao número de Froude, para cada ponto escolhido, no período das 21Z. | 66 |
| Figura 20 - Imagens do radar Pico do Couto (RJ) para o dia 14 de dezembro de 2018, entre às 14:00 horas e às 22:00 horas. Fonte: REDEMET https://www.redemet.aer.mil.br/?i=produtos&p=radares-meteorologicos | 67 |
| Figura 21 - Perfil vertical de umidade específica e de vento no ponto 2 (A) e no ponto 5 (B). | 68 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|----|
| Tabela 1 – Dados utilizados..... | 29 |
| Tabela 2 – Estações pluviométricas utilizadas neste trabalho | 30 |
| Tabela 3– Constantes utilizadas no cálculo do IPP | 38 |
| Tabela 4 – Valores de IPP associados com a categoria da seca. Fonte: Mckee et al. (1993). | 39 |
| Tabela 5 - Critério de estabilidade atmosférica local baseada nas classes de Pasquill-Gifford. Fonte: (FURNAS, 1985). | 41 |
| Tabela 6 – Acumulado médio anual de precipitação para as divisões da bacia do RPS. | 46 |

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA – Agência Nacional de Águas

AS – América do Sul

ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul

HS – Hemisfério Sul

IPP – Índice Padronizado de Precipitação

JBN – Jatos de Baixos Níveis

RPS – Rio Paraíba do Sul

SMAS – Sistema de Monção da América do Sul

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

VCAN – Vórtice Ciclônico de Altos Níveis

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

| | |
|--|-----------|
| 1 INTRODUÇÃO..... | 11 |
| 2 OBJETIVOS | 14 |
| 2.1 OBJETIVO GERAL | 14 |
| 2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS..... | 14 |
| 3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA..... | 15 |
| 3.1 PRECIPITAÇÃO..... | 15 |
| 3.1.1 <i>Sistemas precipitantes no Sudeste do Brasil.....</i> | 15 |
| 3.2 EVENTOS DE AUSÊNCIA DE PRECIPITAÇÃO NO SUDESTE DO BRASIL | 20 |
| 3.2.1 <i>Índice Padronizado de Precipitação (IPP).....</i> | 22 |
| 3.3 PRECIPITAÇÃO NA BACIA DO RIO PARAÍBA DO SUL..... | 25 |
| 3.3.1 <i>Número de Froude.....</i> | 26 |
| 4 MATERIAIS E MÉTODOS | 29 |
| 4.1 MATERIAIS..... | 29 |
| 4.1.1 <i>Dados utilizados</i> | 29 |
| 4.1.2 <i>Bacia do rio Paraíba do Sul</i> | 32 |
| 4.2 MÉTODOS | 35 |
| 4.2.1 <i>Análise de agrupamento</i> | 35 |
| 4.2.2 <i>Cálculo do IPP.....</i> | 37 |
| 4.2.3 <i>Número de Froude.....</i> | 39 |
| 5 RESULTADOS | 42 |
| 5.1 ANÁLISE DO AGRUPAMENTO DE PRECIPITAÇÃO..... | 42 |
| 5.2 VARIABILIDADE DO IPP E EVENTOS EXTREMOS..... | 48 |
| 5.3 INFLUÊNCIAS OROGRÁFICAS PARA A PRECIPITAÇÃO NA BACIA DO RPS..... | 57 |
| 5.4 ESTUDO DE CASO..... | 67 |
| 6 CONCLUSÃO..... | 70 |
| 7 REFERÊNCIAS..... | 72 |

1 INTRODUÇÃO

A bacia do rio Paraíba do Sul (RPS), inserida dentro do ecossistema da Mata Atlântica e localizada na região Sudeste do Brasil, possui grande extensão geográfica passando por três grandes estados: São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro. Segundo a Agência Nacional das Águas (ANA, 2019), pela sua localização, entre os principais polos industriais e populacionais do País, a bacia tem um grande papel em se tratando de aspectos associados ao uso da água do RPS. Atualmente os usos múltiplos da água do RPS são: abastecimento (cerca de 14,2 milhões de pessoas), irrigação, geração de energia elétrica e diluição de esgotos.

Nos últimos anos, a bacia do RPS vem enfrentando períodos recorrentes de déficit hídrico, assim como toda a região Sudeste onde este rio se localiza. Estes períodos são decorrentes da falta de chuva, e esta afeta não somente o fator distribuição de água para o abastecimento público, mas também todas as áreas dependentes da água do rio, causando danos múltiplos nas várias esferas da economia e da sociedade (FERNANDES et al., 2009a).

Nos anos de 2013/2014 ocorreu um extenso período de seca no Sudeste do Brasil, que se mostrou capaz de desestabilizar todo um sistema de abastecimento, com a redução do nível de grandes reservatórios, como o Paraibuna e o Cantareira. Sistemas meteorológicos atuantes na região são, na maioria das vezes, os principais responsáveis pela ocorrência destes eventos extremos de seca. Entretanto, a ocorrência de eventos extremos não é realizada de forma cíclica (SILVA et al., 2005), ou seja, não existe um tempo de recorrência definido para estes eventos.

O principal sistema atmosférico que atua sobre grande parte do território brasileiro (QUADRO et al., 1996), em especial sobre a bacia do RPS, é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) que, somado ao Jato de Baixos Níveis (JBN), trazem umidade da Amazônia para a região Centro-Oeste e Sudeste (MARENGO et al., 2004; VERA et al., 2006a). Na última grande seca enfrentada na região Sudeste (2013/2014), estes sistemas foram inibidos por um bloqueio atmosférico atuante na média atmosfera (COELHO et al., 2016), o qual tem papel fundamental na modificação do fluxo de umidade e também no bloqueio de entrada de frentes frias advindas do sul do País (NOBRE et al., 2016). Outros anos, como 1953, 1971 e 2001 (MARENGO et al., 2015) foram anos de seca na região, mas sem a ocorrência de um bloqueio atmosférico ou de expressivas mudanças nos sistemas meteorológicos atuantes.

A análise de períodos chuvosos ou de seca - como sendo um processo de ausência ou falta de precipitação (SVOBODA et al., 2012), é realizada, principalmente, através de índices quantificadores que, além de definir os parâmetros dos períodos, são capazes de quantificá-la em diferentes escalas temporais (MISHRA; SINGH, 2010). Um dos índices mais utilizados é o Índice Padronizado de Precipitação (IPP).

Primeiramente descrito por Mckee et al. (1993), o IPP é caracterizado pela quantificação do déficit ou excesso de precipitação em escalas temporais diferentes. De acordo com Silveira (2016), o índice apresenta um panorama da severidade da seca e um possível aviso prévio de ocorrência da mesma, o que, em se tratando da sua aplicação em áreas de grande porte como a bacia do rio Paraíba do Sul, pode auxiliar nas medidas a serem tomadas quanto a questão hidrológica.

A atuação de fatores locais, e não somente de fatores meteorológicos, pode impactar diretamente no regime de chuva na área de estudo. Um destes possíveis fatores é a localização da bacia frente a presença de duas grandes serras que a margeiam, a serra do Mar e a serra da Mantiqueira, as quais podem exercer um papel preponderante sobre a precipitação através das chuvas orográficas.

Stull (1988), mostra que, em se tratando do comportamento de um fluxo de ar frente uma cadeia de montanhas, este pode ser barrado (o que favorece o acúmulo de umidade a barlavento e conseqüente precipitação), ou sofrer uma deflexão e ultrapassar a barreira. Nestes casos, para auxílio na identificação dos períodos nos quais o fluxo incidente favoreceu a ocorrência de chuva orográfica na bacia, aplica-se o número de Froude. Este é um número adimensional que associa as condições de estabilidade/instabilidade a intensidade do fluxo incidente, levando em consideração a oscilação da massa de ar de acordo com a frequência de Brunt-Vaisala.

A motivação deste estudo parte da experiência de trabalho em campo no Projeto Cachoeiras ocorrido em 2015 (PACHECO et al., 2017). Durante os 2 meses em que a expedição percorreu o RPS, foi possível notar os impactos da seca ocorrida em 2013/2014, em diferentes setores da bacia, como por exemplo a diminuição do nível do rio, o racionamento de água no abastecimento público e a perda material nas atividades agropecuárias ribeirinhas. Dessa forma, com os resultados obtidos no Projeto, levantou-se a hipótese de que a chuva não se comporta de maneira homogênea ao longo da calha do rio, mas sim de maneira setorizada. Somado aos fatores meteorológicos, alguns fatores locais como a entrada de massa de ar úmida

por um ‘rebaixamento’ da serra do Mar, podem influenciar a precipitação em setores específicos ao longo da bacia. Esta influência ocorre mesmo em períodos de déficit de precipitação, ou seja, de seca.

Este trabalho foi desenvolvido em cima da hipótese descrita no parágrafo anterior, de forma a abordar o comportamento da precipitação não somente na bacia do RPS como um todo, mas também em porções da mesma.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo deste trabalho é verificar a atuação de sistemas atmosféricos e/ou locais sob o regime de precipitação na bacia do rio Paraíba do Sul, avaliando períodos extremos diagnosticados entre 1980 e 2017.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Dentre os objetivos a serem atingidos estão:

- . Estudar a variabilidade espacial da chuva ao longo da bacia do RPS identificando regiões homogêneas quanto ao regime de precipitação.
- . Investigar os períodos de seca e de chuvas extremas ao longo dos 37 anos de dados.
- . Identificar a atuação de fatores locais que influenciam na precipitação.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 PRECIPITAÇÃO

3.1.1 Sistemas precipitantes no Sudeste do Brasil

A região Sudeste do Brasil, devido a sua extensão e posicionamento geográfico, é influenciada por sistemas atmosféricos sinóticos que são capazes de alterar o regime de ventos, a temperatura e, entre outros, modificar o fluxo de umidade e promover períodos de chuva ou de seca.

Na literatura, encontram-se muitos estudos que abordam os sistemas atmosféricos no Sudeste, proporcionando um entendimento claro e mostrando que estes apresentam características e formações distintas. Dessa maneira, este tópico irá discutir os principais sistemas e suas respectivas influências sobre o tempo e o clima da região Sudeste.

Inicialmente, um grande sistema a ser discutido é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Os primeiros estudos associados às ZCAS mostraram que sobre a América do Sul (AS) existia uma faixa persistente de nebulosidade que se associava com precipitação (TALJAARD, 1972; STRETEN, 1973; YASUNARY, 1977). Nos anos futuros, a definição de ZCAS, bem como a sua formação foram sendo atualizadas.

Quanto a formação das ZCAS, têm-se um acoplamento de três grandes circulações de ar na baixa atmosfera. Os ventos alísios, que são ventos de nordeste/leste oriundos da circulação entre a linha do equador e os trópicos, sopram na região norte e nordeste do Brasil, transportando umidade do oceano Atlântico para a região Amazônica (DRUMOND et al., 2008; DURÁN-QUESADA et al., 2009). A atuação de um sistema subtropical de Alta Pressão no Atlântico Sul (ASAS), com seu escoamento de nordeste, favorece uma circulação promovendo a entrada de umidade na região Sudeste e Nordeste do Brasil. Por fim, tem-se os Jatos de Baixos Níveis (JBN) que são caracterizados por um escoamento meridional desde a Amazônia até os subtópicos da AS (MARENGO et al., 2004; VERA et al., 2006a), trazendo umidade principalmente para a região Sudeste do Brasil.

Quando o escoamento de noroeste do JBN interage com o escoamento de nordeste da ASAS e com os alísios de nordeste, uma grande faixa de umidade se estabelece, favorecendo a formação de uma banda de nebulosidade, que se estende do noroeste ao Sudeste (NW-SE) do

Brasil e se associa com uma região de convergência em baixos níveis (KOUSKY, 1988; KODAMA, 1992; FERREIRA et al., 2003).

O período de atuação das ZCAS se relaciona com um outro sistema capaz de auxiliar no fluxo de umidade proveniente da Amazônia e se associar a precipitação sobre a AS e principalmente sobre o Sudeste do Brasil, que é o Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) (GAN et al., 2004; GAN et al., 2005; GRIMM et al., 2005; GARCIA; KAYANO, 2009; CUSTÓDIO et al., 2013). O SMAS é um sistema cujo desenvolvimento ocorre nas regiões continentais de baixas latitudes, como resposta ao gradiente térmico formado pela diferença de aquecimento entre o continente e os oceanos que banham a AS. Devido ao gradiente, uma reversão dos ventos, de leste para oeste, é verificada nos campos de anomalia do vento zonal em baixos níveis (CARVALHO et al., 2002; GAN et al., 2004; GAN et al., 2009). A reversão dos ventos favorece o transporte de umidade da Amazônia para o interior da AS e por consequência impacta sobre o regime de precipitação principalmente no Centro-Oeste e no Sudeste do Brasil. De acordo com Nogués-Peagle et al. (2002) o SMAS e as ZCAS possuem o desenvolvimento entre os meses de setembro e novembro (primavera), pico máximo entre dezembro e janeiro (verão) e sua dissipação ocorre a partir de março (outono).

Outro sistema capaz de influenciar o regime pluviométrico no Sudeste é o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) (FORTUNE, 1982). Este é um sistema que apresenta um núcleo de baixa pressão em escala sinótica, com formação na alta troposfera e com desenvolvimento até níveis inferiores. A circulação ciclônica fechada (sentido horário no Hemisfério Sul) possui o centro mais frio do que sua periferia (GAN, 1982). Ao adentrar no continente, o VCAN favorece a formação de instabilidades e promove precipitação nos setores leste e nordeste do seu vórtice (CAVALCANTI, 1982).

A precipitação na região de estudo também sofre influência de ciclones. Por definição, estes surgem na circulação geral da atmosfera, sob condições de instabilidade, e apresentam vento forte (ROCHA et al., 2016). É um sistema de baixa pressão, ou seja, o centro do ciclone apresenta menor pressão do que o entorno, com giro do vento em sentido horário no HS. A classificação dos ciclones é dada como: extratropicais, tropicais e subtropicais.

Para a formação dos ciclones extratropicais é necessário que haja um gradiente horizontal de temperatura. Na América do Sul, o gradiente de temperatura surge a partir da propagação das massas de ar desde o Equador para as latitudes maiores (FORD; MOORE, 1990). Estes ciclones se associam com a ocorrência de sistemas frontais e apresentam um

elevado gradiente de pressão, além de ter o jato polar bem definido em 250 hpa, o qual está relacionado com a frente em superfície (CELEMIN, 1997). Por outro lado, os ciclones tropicais se formam tipicamente durante a estação chuvosa próximo à costa do Sudeste do País, podendo estar vinculados a sistemas frontais de características subtropicais e ao jato subtropical (ROCHA et al., 2016).

Os sistemas frontais citados no parágrafo anterior são definidos como a relação entre duas massas de ar, a primeira mais quente e por consequência mais úmida e a segunda, mais fria e menos úmida (BJERKNES, 1919). Com o passar dos anos e os avanços nos estudos meteorológicos, esta definição passou por melhorias, principalmente em se tratando da interação da frente com a superfície (PETTERSEN, 1956; VIANELLO, 1991; OLIVEIRA et al., 2001).

O sistema frontal é dividido em um conjunto de três outros sistemas: frente fria, frente quente e um sistema de baixa pressão em superfície. A visualização destes sistemas pode ser feita a partir do auxílio das cartas sinóticas - mapas que representam as características do tempo presente, de acordo com Andrade (2007). É importante salientar que a baixa pressão em superfície é caracterizada por um ciclone.

A frente fria ocorre quando o ar quente próximo a superfície ascende e forma nuvens com grande desenvolvimento vertical e há, em superfície, a diminuição da temperatura e a mudança da direção do vento. Segundo Andrade (2007), de forma anterior a passagem da frente, as condições atmosféricas se pronunciam de tal maneira que ocorre um aumento na temperatura e na intensidade dos ventos, com leve diminuição da pressão. Sucessivamente, após a passagem da frente fria, o inverso ocorre: temperatura e vento (mudando sua direção) diminuem e a pressão aumenta. (VIANELLO, 1991; FEDOROVA; OLIVEIRA et al., 2001).

Segundo Lima (1985), a frente quente praticamente só ocorre sobre a região sul do País. Esta é caracterizada pela troca do ar quente pelo ar frio em superfície, aumentando a temperatura, a pressão e a umidade local após a sua passagem (VIANELLO, 1991; OLIVEIRA et al., 2001).

Ainda em se tratando de sistemas frontais, existem dois tipos de frentes que se formam a partir das frentes frias e quentes: as frentes estacionárias nas quais não se tem deslocamento da frente; e as frentes oclusas, subentendidas como o alcance do ramo frio da frente com o ramo quente da mesma, favorecendo a ascensão de ar quente. Quanto maior a oclusão, menor será a taxa de precipitação. (VIANELLO, 1991; OLIVEIRA et al., 2001).

A temperatura da superfície do mar também pode ocasionar mudanças na precipitação sobre o Sudeste. Coelho et al. (2016), mostram que, a partir do estudo de 54 anos de dados de precipitação, entre 1961 e 2014, a precipitação na região Sudeste pode estar associada com as variações de TSM sobre o oceano Atlântico Sul. O aumento da TSM pode diminuir a precipitação na região, enquanto que a diminuição da TSM se associa com o aumento da precipitação. Os resultados dos autores também mostram que a precipitação tende a diminuir quando a pressão atmosférica aumenta sobre a região Sudeste e sobre o Sudeste do Oceano Pacífico, próximo à costa oeste da América do Sul, e, diminui sobre o Oceano Atlântico Sul. A ocorrência de seca é favorecida quando o processo anterior descrito ocorre, ao passo que, este processo somado a influência de um sistema de alta pressão, pode se tornar uma condição desfavorável para a formação de nuvens e conseguinte precipitação.

Um sistema de alta pressão capaz de influenciar negativamente a precipitação é a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). A ASAS é responsável pela diminuição da cobertura de nuvens (TUBELIS; NASCIMENTO, 1992), uma vez que, no inverno, ela inibe a entrada de frentes frias no Brasil (BASTOS; FERREIRA, 2000); nesta época do ano (inverno), o sistema está mais a oeste, se estendendo até a região Sudeste do Brasil (REBOITA et al., 2010). No verão, como já descrito anteriormente, a ASAS auxilia na configuração da ZCAS.

Outro sistema que impacta de forma negativa a precipitação no Sudeste é a atuação de um bloqueio atmosférico. O bloqueio é caracterizado como um sistema anticiclônico (alta pressão) em superfície, com cume quente, e ocorre em latitudes médias (geralmente em 60°S – MENDES et al., 2005). Sua duração é variável entre dias e semanas. Durante a sua ocorrência, uma anomalia persistente de alta pressão, que se localiza ao sul do cinturão das altas subtropicais desvia os sistemas sinóticos do seu curso natural, de forma a impactar tanto na temperatura quanto na precipitação em superfície (PEDROSO et al., 2015; NOBRE et al., 2016). Quando ocorre no inverno, se associa com uma estação extremamente fria (HOSKINS; SARDESHMUKH, 1987), enquanto que sua ocorrência no verão está associada com secas severas e ondas de calor (GREEN 1977; BLACK et al., 2004).

Como descrito nos parágrafos anteriores, os sistemas atmosféricos atuam de forma a impactar tanto positivamente quanto negativamente a precipitação sobre a região Sudeste do Brasil. Esta atuação, em áreas de grande extensão, pode ser verificada através dos valores de precipitação obtidos em estações pluviométricas. Entretanto, o regime de precipitação, embora sobre a influência do mesmo sistema atmosférico, pode ser alterado de acordo com as características locais da área que se estuda.

Sistemas de Mesoescala, como brisa marítima/terrestre e brisa de vale/montanha também atuam na região. Estas surgem da diferença entre o fluxo de calor sensível e latente que existe entre duas superfícies distintas (MAHRER e PIELKE, 1978; MAHFOUF et al., 1987; AVISSAR e PIELKE, 1989).

A brisa marítima ocorre a partir de gradientes de temperatura na camada limite atmosférica. Como a terra aquece mais do que o oceano durante o dia, um sistema de baixa pressão é gerado sobre a superfície da mesma, promovendo um movimento ascendente, com escoamento da superfície mais fria para a mais quente e um escoamento de retorno alguns níveis acima na atmosfera, com posterior formação de um ramo descendente sobre a superfície mais fria. Durante a noite, como a terra se resfria mais rapidamente do que o oceano, a circulação é invertida e da origem a brisa terrestre (HAURWITZ, 1947; FISHER, 1961; SIMPSON, 1994; JORGETTI et al., 2002; MILLER et al., 2003). De acordo com Da Silva (2007), quanto maior a velocidade da frente de brisa, maior a convergência associada e, portanto, mais intensos devem ser os movimentos verticais que podem definir a taxa de condensação de vapor d'água nas nuvens, com posterior ocorrência de precipitação.

A topografia também pode dar origem a circulação de brisas. Durante o dia, as encostas das montanhas, por estarem mais altas na atmosfera, se aquecem mais do que a superfície. A montanha se comporta como uma fonte de calor, dando origem a uma circulação de ar mais fresco vindo do vale, o qual é denominada brisa de vale. Durante a noite, a montanha se resfria mais rapidamente, se transformando em uma área de arrefecimento. Neste período, uma circulação da montanha para o vale se forma, a brisa de montanha (GOLDREICH et al., 1986; PRESTON WHITE, 1974; BOLASSINA et al., 2002). Durante o período de ocorrência da brisa de vale, ocorre o transporte de umidade para a região a barlavento da montanha, o que favorece ainda mais a formação de nebulosidade com posterior chuva orográfica.

Na literatura, os estudos apresentam um método eficaz na detecção de padrões atmosféricos e/ou locais em um conjunto de dados meteorológicos: a Análise de Agrupamento (STOOKSBURRY; MICHAELS, 1991; DAVIS; ROGERS, 1992; KONRAD, 1997; WILKS, 2006). Esta análise, constitui-se no agrupamento das estações semelhantes em uma mesma classe a partir de um método hierárquico (KHAN, et al., 1998).

Em se tratando da análise de precipitação, o agrupamento auxilia na subdivisão das áreas geográficas em regiões com características temporais similares (FOVELL; FOVELL, 1993; GONG; RICHMAN, 1995). Keller Filho et al. (2005), através da Análise de Agrupamento,

realizaram a classificação das regiões pluviometricamente homogêneas no Brasil. Em destaque para a região Sudeste, os autores mostraram que existem 14 subáreas diferentes de precipitação entre Minas Gerais, São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo.

Neri et al. (2004), estudando o estado de São Paulo através do agrupamento de estações pluviométricas, mostraram que a precipitação se divide em 4 subáreas, com a porção norte do estado apresentando maior (menor) variabilidade sazonal (temporal). Brito et al. (2017), aplicaram a Análise de Agrupamento para o estado do Rio de Janeiro e obtiveram 6 regiões diferentes de acordo com o regime de precipitação. Dentre estas regiões, destaca-se a região do Vale do Paraíba fluminense.

Embora se tenha uma técnica capaz de auxiliar na divisão do regime de precipitação no Sudeste do Brasil, nos últimos anos, o que se tem visto é um comportamento um tanto quanto diferente do esperado quando analisado a variável chuva. A ausência de precipitação, associada aos sistemas atmosféricos inibidores, tem causado muitos impactos negativos, que podem afetar a esfera social e econômica. Estudar esta ausência e também os mecanismos que proporcionem o entendimento da mesma é primordial para a verificação de como um período de seca se comporta.

3.2 EVENTOS DE SECA NO SUDESTE DO BRASIL

Diante da climatologia, alguns estudos abordam o comportamento da seca na região Sudeste. Os anos de 1953 e 1971 foram anos de secas intensas (MARENGO et al., 2015), assim como o ano de 2001. Cunningham e Cavalcanti (2006), estudando a variabilidade intrasazonal de um modelo frente a ZCAS, mostraram que o ano de 2000-2001 também se classifica como sendo um ano de seca sazonal intensa, sem a atuação das ZCAS.

Coelho et al. (2016), mostram que os anos de 1961 a 1967 e 1979 a 1997 foram anos de excesso de precipitação, enquanto que os anos de 1968 a 1978 e 1998 a 2014, foram anos de déficit de precipitação. De acordo com Vásquez et al. (2017), a região Sudeste vem enfrentando um declínio maior na precipitação a partir do ano de 2009, e isto se refletiu na última grande seca enfrentada na região, nos anos de 2013/2014. O ano de 2013/2014 foi um ano com precipitação muito abaixo da média climatológica, o que, somado ao fato da diminuição da precipitação nos anos anteriores, afetou grande parte dos sistemas de abastecimento de água, como por exemplo, o Cantareira em São Paulo (MARENGO et al., 2015; NOBRE et al., 2016).

Nobre et al. (2016), estudando os impactos da seca de 2013/2014, mostraram que durante um período de 45 dias, as anomalias de geopotencial (que caracterizam o padrão do bloqueio) praticamente não se alteraram, de forma a caracterizar algo nunca visto desde 1961. A Figura 1 abaixo, ilustra o resultado obtido pelos autores.

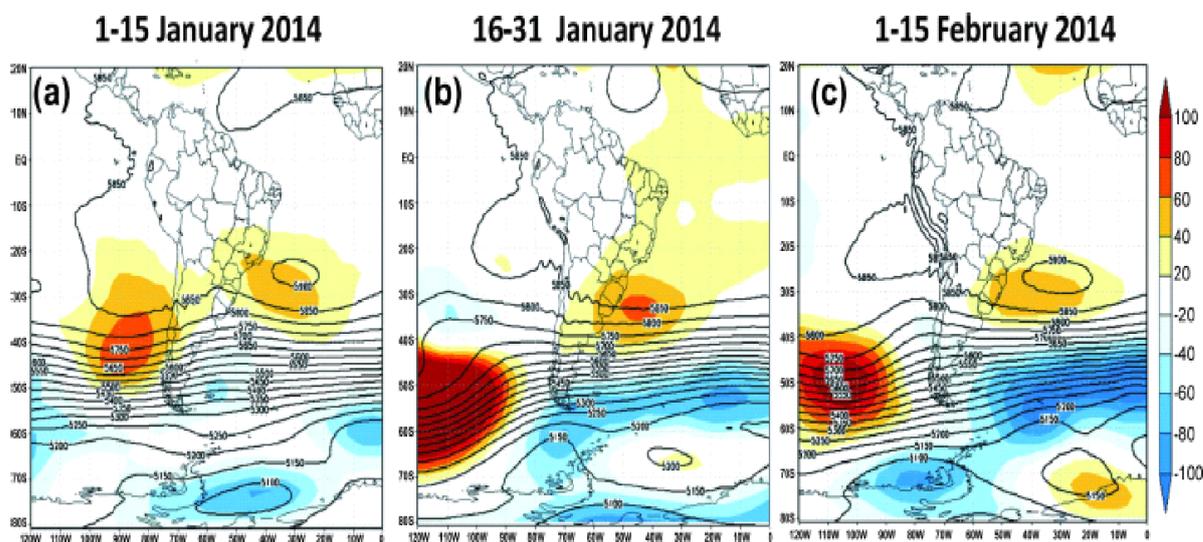


Figura 1 - Altura geopotencial 500-hPa (contorno) e anomalias (hachurado), durante os dias 1 a 15 de janeiro, 16 a 31 de janeiro e 1 a 15 de fevereiro de 2014. Fonte: Nobre et al. (2016).

A figura mostra a persistência do sistema de alta pressão, atuando principalmente sobre o Sudeste do Brasil. Marengo et al. (2015) mostraram que, de fato, o bloqueio modificou o fluxo de umidade vindo da Amazônia e não permitiu a entrada de frentes frias, vindas do Sul, sobre a região.

Reboita et al. (2015) estudando as anomalias de padrões sinóticos na AS, mostraram que os meses de janeiro de 2014 e janeiro de 2015, na região Sudeste do Brasil, foram os mais secos, quando comparados aos janeiros dos anos entre 1979 a 2015. Outro resultado importante é que em 2015, janeiro apresentou o menor índice pluviométrico, visto vez que as anomalias de TSM foram mais intensas e também porque as anomalias de alta pressão em baixos níveis atuaram em uma maior área.

O estudo de períodos de déficit de precipitação, principalmente em uma área de grande extensão como o Sudeste do Brasil, pode ser auxiliado através da utilização de índices de seca. Segundo Mishra e Singh (2010), o índice é uma variável necessária para a avaliação dos efeitos e definição dos parâmetros de uma seca, de forma a quantificar a mesma em diferentes escalas temporais.

Estrela e Vargas (2012), mostram que os índices vêm sendo cada vez mais desenvolvidos para o monitoramento, detecção e avaliação dos eventos de ocorrência de seca. Um dos índices mais utilizados na atualidade é o Índice Padronizado de Precipitação (IPP). Segundo Morid et al, (2006), o IPP é um dos três índices que melhor descrevem a severidade de uma seca.

3.2.1 Índice Padronizado de Precipitação (IPP)

Este índice foi descrito pela primeira vez por Mckee et al. (1993). É um índice que apresenta apenas a precipitação como dado de entrada (WMO, 2012); entretanto, a não utilização de outros dados atmosféricos acaba desconsiderando algumas variáveis que possuem papel importante no desenvolvimento da seca, como o vento, a umidade e a temperatura (TAYLOR et al., 2012; TEULING et al., 2013).

O IPP é um índice baseado na diferença entre a precipitação e a média da precipitação, dividido pelo desvio padrão. A média e o desvio são obtidos dos registros anteriores da série de dados históricos de precipitação da região de estudo. O índice é calculado em diferentes escalas de tempo - mensal, trimestral, semestral, anual; o que permite o monitoramento de períodos secos e úmidos (MCKEE et al, 1993) e a visualização e o entendimento dos principais impactos da falta de chuva sobre a disponibilidade dos diferentes recursos hídricos.

As vantagens da utilização do IPP são:

1 - O índice representa a mesma probabilidade da ocorrência de seca independente da estação e/ou do clima (PALTINEANU et al., 2009);

2 - O seu cálculo é simples, descrevendo a seca em diferentes escalas de tempo;

3 - A sua padronização, que garante a independência da posição geográfica das estações pluviométricas (PASHIARDS; MICHAELIDIS, 2008).

4 - A distribuição normal do índice faz com que a classificação da frequência das secas extremas e severas, para qualquer local e em qualquer faixa de tempo, sejam consistentes (HAYES et al., 1999).

Dentre as suas aplicações, a utilização do IPP não somente proporciona a detecção de períodos extremos negativos/positivos de precipitação, mas ajuda no entendimento de como estes períodos se comportam em áreas de grande extensão.

Um dos primeiros estudos realizados com a aplicação do IPP, nos Estados Unidos, publicado por Hayes et al. (1999), mostrou que o índice foi capaz de monitorar a seca nas planícies sul e no sudoeste do país no ano de 1996. A partir deste trabalho, o IPP começou a ser difundido, principalmente entre os gerentes de recursos hídricos.

Livada e Assimakopoulos (2005), em estudo na Grécia, mostraram que as secas com intensidade leve a moderada (severa) são reduzidas no sentido de norte a sul (oeste para leste) nas escalas de 3 e 6 meses. Feng et al. (2010), estudando a precipitação na Turquia, verificaram que a taxa de seca no verão apresenta uma tendência ascendente, mas no outono e no inverno a tendência é de declínio.

O IPP foi utilizado para quantificar os períodos de seca sobre a região da Romênia entre os anos de 1961 e 2013 (IONITA et al., 2016). Os autores identificaram que, nas escalas de 3, 6 e 12 meses, o ano de 2000/2001 foi considerado com a seca mais intensa e mais devastadora dos últimos 60 anos. Em termos de frequência, o período entre 1979-1995 foi identificado como o período com o maior número de meses afetados por secas.

Em se tratando da utilização em conjunto do Agrupamento Hierárquico e do IPP, Huang et al. (2014) realizaram um estudo analisando a variabilidade espacial e temporal da seca para a Mongólia Interior, localizada no norte da China. Os resultados mostraram que há uma diminuição da precipitação na parte central e leste da Mongólia, ou seja, estas regiões estão mais susceptíveis a ocorrência de períodos de seca. Gocic e Trailkovich (2014), aplicando análise de Cluster nos dados de precipitação da Sérvia, mostraram que a região pode ser dividida em três grandes áreas e que estas apresentam valores diferentes de IPP dentro do período analisado – 1948 a 2012.

A propagação de uma seca pode ser influenciada por aspectos locais, principalmente em se tratando de regiões com grandes variações no relevo. Dahal et al. (2016), estudando a região central do Nepal, verificaram a influência da orografia sobre os resultados obtidos com o IPP. O Himalaia modifica as condições de precipitação na região, influenciando de forma direta os períodos secos e úmidos.

Hidalgo et al. (2018) identificaram 15 episódios de seca dentre os anos de 1961 a 2014 no continente Espanhol. O relevo da região de estudo também modifica a propagação espacial da seca, de modo que a propagação oeste-leste é influenciada por cadeias de montanhas, não atingindo a porção centro-oeste do continente.

No Brasil, a aplicação do IPP ganhou força a partir do ano 2000. Nery et al. (2000) caracterizaram a precipitação na bacia do Itajaí – SC através do IPP. Lobo (2001) e Santos e Anjos (2001) utilizaram o IPP para monitorar secas nos Estados de São Paulo e Pernambuco, respectivamente. No ano de 2005, Blain e Brunini avaliaram a adaptação do IPP com relação às condições climáticas do estado de São Paulo.

Macedo et al. (2010) utilizaram a Análise de Agrupamento para dividir o estado da Paraíba em três subáreas, de acordo com a precipitação. A partir da divisão, para cada área em específico, foi aplicado o IPP e, os resultados mostram que as secas mais severas não ocorrem de forma unânime entre as divisões. O estudo também mostra uma possível influência da orografia sobre os resultados obtidos para seca severa.

Uliana et al. (2017) mostraram que o IPP pode ser utilizado para a caracterização de períodos úmidos ou de seca na região noroeste do Espírito Santo. No estudo, destaca-se a utilização da probabilidade acumulada de ocorrência da precipitação, que permite identificar os valores limitantes de precipitação para cada classificação dos períodos de seca ou de cheia.

Nos anos mais recentes, a comunidade científica vem difundindo ainda mais a utilização deste índice, principalmente na região Sudeste, a partir da última grande seca 2013/2014. Santos et al. (2016), em estudo das múltiplas escalas de tempo dos eventos secos e chuvosos no Sudeste do Brasil, mostraram, utilizando dados de precipitação de 1979 a 2014, através do IPP, que na década de 80 ocorreu o maior índice de precipitação sobre a região e que o ano de 2013/2014 foi um ano muito seco, com valores de IPP inferiores a -2.

Neves (2016) fez o levantamento de todas as estações pluviométricas existentes ao longo do rio Paraíba do Sul (RPS), em sua porção paulista, verificando a consistência e confiabilidade dos dados, no período de 1980 a 2015. A partir das estações delimitadas, os dados de precipitação foram utilizados para o cálculo do IPP e os resultados obtidos com o estudo, mostraram que o verão de 2014 foi o mais seco dentre os anos analisados. De acordo com o autor, o verão de 2014 pode ser considerado como o período mais crítico da crise hídrica enfrentada na região Sudeste entre os anos de 2013/2014, onde 95% das estações utilizadas apresentaram valores de IPP característicos de seca extrema, com valores abaixo de -2,25. Os resultados também mostram que no verão de 2015, o ciclo hidrológico já começa a ser restabelecido.

Ainda em se tratando da análise de períodos extremos de precipitação para a bacia do RPS, De Almeida e Capozzoli (2015) estudaram a seca no ano de 2013-2014 a partir do uso de

65 estações pluviométricas. Os resultados do cálculo do IPP mostram que o ano em questão foi extremamente seco em toda a bacia, sendo superior à seca de 2000-2001. Costa et al. (2018), através da utilização de dados entre 1968 e 2017, também para a bacia em questão, mostraram que os anos de 1975/1976, 1982/1983, 1984/1985, 2004/2005, 2007/2008 a 2010/2011 apresentaram-se como anos úmidos; já os anos de 1968/1969 a 1970/1971, 1973/1974, 1974/1975, 1989/1990, 2013/2014 a 2015/2016 e 2016/2017, se mostraram de normal a extremamente seco.

Como abordado nos últimos parágrafos, a bacia do RPS vem sendo foco de estudos associados à caracterização de períodos extremos chuvosos e/ou secos. Entretanto, para se conhecer estes períodos, e não somente nesta área, mas em todas as localidades que se queira estudar, é necessário o conhecimento prévio de como a chuva se comporta, ou seja, o conhecimento do regime pluviométrico da região.

3.3 PRECIPITAÇÃO NA BACIA DO RIO PARAÍBA DO SUL

A bacia do RPS apresenta grande extensão latitudinal, o que revela aspectos que podem influenciar o regime de precipitação. De forma geral, como a bacia está inserida na região Sudeste, a mesma apresenta máximos de precipitação no verão e mínimos no inverno.

A orografia é um fator que modula, em partes, o aspecto pluviométrico ao longo da bacia. Em sua porção paulista e no Vale do Paraíba fluminense, a bacia está encaixada entre duas grandes serras: a serra do Mar e a serra da Mantiqueira. O alinhamento destas serras favorece a ocorrência de chuvas orográficas, principalmente pelo acúmulo de umidade proveniente do oceano, elevando assim os acumulados de precipitação (NETO, 2005).

A chuva orográfica ocorre em função da subida do ar no terreno (montanha). Ao subir, o ar se resfria e se expande, aumentando assim a umidade. Como a temperatura está mais baixa nos níveis acima na atmosfera, o vapor de água tende a condensar, transformando-se em hidrometeoros (partículas maiores) com posterior formação de nuvens. Pela força da gravidade, estas partículas maiores caem na forma de precipitação (WALLACE; HOBBS, 1977; ROE, 2005; SMITH, 2006; ROTUNNO; HOUZE, 2007).

Minuzzi et al. (2007) mostraram que, principalmente na região do Vale do Paraíba tanto paulista quanto fluminense, a duração da precipitação varia entre 136 a 155 dias, com início entre os dias 23 de setembro e 2 de outubro.

A precipitação média na bacia, é da ordem de 1.400mm/ano, mas exibe uma grande variabilidade interanual alcançando valores entre 1.300 e 2.400mm/ano (SIMÕES et al., 2004) e uma grande variabilidade espacial (SILVA, 1999; SIMÕES & BARROS, 2007).

Dentro da variabilidade espacial, verificam-se os maiores índices pluviométricos nas regiões do Maciço do Itatiaia, no trecho Paulista da Serra do Mar e na Serra dos Órgãos (trecho fluminense da Serra do Mar), onde a precipitação anual ultrapassa 2.000mm.

De forma geral, o regime de precipitação sobre a bacia RPS é dado por: próximo a nascente, em Areias – SP, a média anual da precipitação é de 1.500 mm (FOLHES; RENNÓ et al., 2007); na porção média é 1.300 mm (da COSTA et al., 2012); na região de Campos dos Goytacazes é de 1.023 mm (CARVALHO; BRAGA, 2006); e no curso inferior da bacia (regiões norte e noroeste fluminense), com precipitação anual entre 1.000 mm e 1.250 mm (BERNINI; REZENDE, 2004).

Em se tratando de aspectos orográficos sob o regime de chuva, como já descrito pela influência da serra do Mar e da Mantiqueira, encontram-se diferentes estudos aplicados em descobrir o papel da orografia quando ventos úmidos incidem sobre ela, como por exemplo: Blanco (1999), Davolio et al. (2009), Pellegatti e Galvani (2010), Milanese e Galvani (2011), Durran e Barstad (2018). Alguns resultados mostram que há um efeito de bloqueio à passagem do vento e, outros, mostram o efeito potencializador na formação de células convectivas.

No subtópico a seguir, será apresentado um número adimensional capaz de verificar o comportamento do vento úmido que sopra sobre a orografia, o qual pode ser aplicado para o entendimento dos processos que ocorrem na bacia do RPS como apresentados por Neto (2005).

3.3.1 Número de Froude

A capacidade de determinar se um fluxo incidente sobre uma montanha tem potencial para fluir livremente sobre ela, contorná-la e/ou é bloqueado pela mesma (REINECKE; DURRAN, 2008) é de suma importância principalmente em se tratando de aspectos associados à precipitação orográfica.

Greenslad (1992, 1995) apresenta uma divisão da montanha com relação ao fluxo incidente: região da base, região média e região do topo. O autor mostra que, a tendência é o fluxo contornar a barreira na base e na região média, enquanto que na porção do topo, o fluxo é capaz de subir a montanha.

Stull (1988) apresenta um número adimensional capaz de quantificar os períodos nos quais a barreira orográfica barra ou não o escoamento incidente sobre ela. A este, denomina-se número de Froude. De acordo com Muccilli (2015), em muitos casos, o número de Froude também mostra que o escoamento barrado pode retornar para a região do vale.

Este número associa as condições de estabilidade/instabilidade com a intensidade do fluxo incidente. A estabilidade atmosférica ocorre quando não há a presença de movimentos convectivos ascendentes, o que pode produzir nuvens estratiforme e até mesmo favorecer a formação de névoa e nevoeiro. Já a instabilidade atmosférica ocorre quando o predomínio é de movimentos convectivos ascendentes.

De acordo com Overland e Bond (1993), um fluxo de baixo nível e com fraca intensidade é bloqueado por uma montanha quando o número de Froude é menor que 1. Keighton et al. (2009) mostram que as condições de bloqueio estão associadas a grande estabilidade estática. Contudo, para Lin et al. (2007), quanto maior o número de Froude mais fraco é o bloqueio orográfico.

Em períodos de atuação de sistemas atmosféricos como um ciclone, a intensificação dos ventos pode aumentar os valores do número de Froude e, com isso, o bloqueio feito pela montanha pode ser quebrado pelo fluxo incidente (LIN et al., 1999).

Tratando-se da relação entre o número de Froude e a precipitação orográfica, Chu e Lin (2000) identificaram que a distribuição e propagação da chuva com relação a orografia variam de acordo com os valores obtidos para o número. Baseado em seus experimentos, existem três regimes: I – precipitação a montante da barreira orográfica; II – precipitação de longa duração no topo da barreira orográfica; III – um sistema de precipitação convectivo sobre o topo da barreira orográfica e outro sobre a sua porção a jusante.

Estudos mais recentes como Hughes et al. (2009), Lundquist et al. (2010), Neiman et al. (2010) e Barrett et al. (2011), também mostram uma boa correlação entre os gradientes positivos de precipitação orográfica e o número de Froude.

Através de modelos numéricos idealizados, alguns autores verificaram que, de acordo com um range do número de Froude, a precipitação pode se tornar quase que estacionária a barlavento da montanha e isso pode favorecer a ocorrência de chuvas pesadas (CHU e LIN 2000; MIGLIETTA e BUZZI 2004; CHEN e LIN 2005; QUADRO e MARKOWSKI 2006; MIGLIETTA e ROTUNNO 2009, 2010, 2014). Miglietta e Rotunno (2012, 2014) mostraram

também que as taxas de precipitação modeladas coincidem com a precipitação medida, ou seja, com a precipitação observada, somente quando os ventos apresentam cisalhamento vertical, com os jatos incidindo sobre a montanha.

De maneira geral, o número de Froude, por ser um excelente indicativo das condições favoráveis à ocorrência de precipitação orográfica, têm sido amplamente difundido e utilizado pela comunidade científica.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 MATERIAIS

4.1.1 Dados utilizados

Neste trabalho, para auxiliar no entendimento da variabilidade pluviométrica ao longo da calha do RPS, três grandes fontes de dados foram utilizadas: dados observados, interpolados e de reanálise. Estes dados podem ser verificados na Tabela 1 que segue.

Tabela 1 – Dados utilizados

| Dados | Variável | Resolução temporal | Resolução Espacial | Níveis |
|-------------|---|--|--------------------|------------------------------------|
| Observado | Precipitação (mm) | 01/01/1980 a 31/12/2017 Dados mensais | - | Superfície |
| Interpolado | Precipitação (mm) | 01/01/1980 a 31/12/2017 Dados mensais | 0,25° x 0,25° | Superfície |
| Reanálise | Temperatura (K) Umidade Relativa (%) Vento U (m/s) Vento V (m/s) | 01/01/1980 a 31/12/2017 00Z, 06Z, 12Z, 18Z e 21Z. | 0,3° x 0,3° | 700/ 750/ 800/ 850/ 900/ 950 /1000 |

Os dados observados, utilizados na análise de climatologia de precipitação, foram coletados através da plataforma HIDROWEB (<http://hidroweb.ana.gov.br>) da Agência Nacional de Águas – ANA. De forma inicial, foi realizado o levantamento de todas as estações pluviométricas existentes ao longo da bacia do RPS, com posterior processo de seleção das mesmas passando por três critérios:

- . Existência de dados no período entre 1980 e 2017.
- . Utilização dos dados consistidos.
- . Proximidade da estação de acordo com a calha do rio.

A partir dos critérios utilizados, foram escolhidas 18 estações pluviométricas ao longo da calha do RPS. As estações estão listadas na Tabela 2 abaixo e a localização de cada uma delas pode ser visualizada na Figura 2.

Para verificação da integridade da série de dados de cada estação, foi feita a razão entre os dados disponíveis e o total de dados para o período (453 ao todo). A integridade é verificada quando o resultado é superior a 80% (NEVES, 2016); a estação 2243002 (Barra do Piraí) apresentou menor integridade (67%), refletindo a necessidade de preenchimento de alguns dados falhos que se encontravam no período entre 1980 e 2000.

Tabela 2 – Estações pluviométricas utilizadas neste trabalho

| Código | Número | Nome | Município | Latitude | Longitude | Altitude (m) | Integridade |
|---------|--------|-------------------------|-----------------------|-----------|-----------|--------------|--------------------------|
| 2345164 | 1 | Parangaba | São José dos Campos | -23:11:00 | -45:48:00 | 570 | 0,953 |
| 2345062 | 2 | Taubaté | Taubaté | -23:2:22 | -45:33:32 | 586 | 0,980 |
| 2245048 | 3 | Pindamonhangaba | Pindamonhangaba | -22:54:40 | -45:28:13 | 790 | 0,973 |
| 2245020 | 4 | Lorena | Lorena | -22:44:00 | -45:5:0 | 540 | 0,900 |
| 2244010 | 5 | Fazenda Santa Clara | Cachoeira Paulista | -22:41:31 | -44:58:30 | 550 | 0,973 |
| 2244030 | 6 | Nhangapi | Resende 1 | -22:30:12 | -44:36:56 | 440 | 0,935 |
| 2244037 | 7 | Fumaça | Resende 2 | -22:17:51 | -44:18:38 | 720 | 0,958 |
| 2244034 | 8 | Ribeirão de São Joaquim | Barra Mansa 1 | -22:18:13 | -44:11:13 | 620 | 0,951 |
| 2244044 | 9 | UHE Funil Jusante 2 | Barra Mansa 2 | -22:28:27 | -44:13:44 | 374 | 0,966 |
| 2244041 | 10 | Volta Redonda | Volta Redonda | -22:30:4 | -44:5:31 | 360 | 0,944 |
| 2243002 | 11 | Barra do Piraí | Barra do Piraí | -22:27:2 | -43:47:52 | 350 | 0,662* 0,984** |
| 2243003 | 12 | Paraíba do Sul | Paraíba do Sul | -22:8:54 | -43:17:28 | 300 | 0,958 |
| 2243013 | 13 | Areal (Granja Gabi) | Três Rios | -22:14:28 | -43:5:50 | 450 | 0,944 |
| 2242028 | 14 | Anta | Sapucaia | -22:2:7 | -42:59:27 | 230 | 0,960 |
| 2142015 | 15 | Ponto de Pergunta | Itaocara | -21:44:34 | -42:59:18 | 61 | 0,964 |
| 2141007 | 16 | Três Irmãos | Cambuci | -21:37:31 | -41:59:7 | 42 | 0,975 |
| 2141006 | 17 | Dois Rios | São Fidélis | -21:38:36 | -41:51:31 | 50 | 0,973 |
| 2141003 | 18 | Cardoso Moreira | Campos dos Goytacazes | -21:29:31 | -41:36:49 | 20 | 0,958 |

*integridade sem o preenchimento das falhas

**integridade obtida após o preenchimento das falhas

Tendo em vista a disponibilidade de estações ao longo da calha do rio próximo à estação em estudo (Barra do Pirai), e também que estas não apresentavam dados falhos no período necessário, o preenchimento foi realizado utilizando o valor médio das estações: 2243225, 2243198, 224321 e 2243205. Após o preenchimento das falhas, a integridade passou para 98%. O resultado obtido também é apresentado na Tabela 2.

Além dos dados da ANA, foram utilizados dados gradeados de precipitação organizados por Xavier et al. (2016). Estes dados vem sendo amplamente aplicados pela comunidade científica (MELO et al., 2016; SCARPARE et al., 2016; ALMAGRO et al., 2017; SILVA JUNIOR et al., 2017; LIMA et al., 2018; PILZ et al., 2019) e estão disponíveis em: <https://utexas.app.box.com/v/Xavier-et-al-IJOC-DATA>.

A utilização dos dados interpolados foi possível através da escolha de pontos de grade representativos das coordenadas geográficas das 18 estações pluviométricas escolhidas através da HIDROWEB. Sendo assim, a precipitação não somente será amostrada por dados observados mas também por dados interpolados.

Para auxiliar no entendimento de fatores locais, como a topografia, que podem modificar o regime pluviométrico sobre pontos da área de estudo, principalmente em se tratando de efeitos de canalização do vento úmido que sopra do mar, foram utilizados dados de reanálise. De acordo com Hersbach e Dee (2016), a reanálise auxilia na descrição numérica do clima atual, baseada na junção entre os dados modelados e os dados observados. Nos últimos anos, o *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) tem investido na implementação da 5ª geração da reanálise, chamado de ERA5, como sucessor para o ERA-Interim (HERSBACH; DEE, 2016).

Os dados do ERA5 utilizados neste trabalho foram obtidos através da biblioteca do Climate Data Store – CDS (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>), via importação por script python. **A Erro! Fonte de referência não encontrada.** a seguir traz as informações referentes às variáveis utilizadas.

Por fim, para um estudo de caso, também foram utilizadas imagens de radar meteorológico da Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica (REDEMET). As imagens são disponibilizadas em tempo real e em banco histórico, através do site: <https://www.redemet.aer.mil.br/index.php>.

Na bacia em estudo, existem dois radares que a cobrem de forma unânime: na porção paulista têm-se o radar de São Roque (SP) e na porção fluminense, o radar do Pico do Couto (RJ).

4.1.2 Bacia do rio Paraíba do Sul

O rio Paraíba do Sul, localizado na região Sudeste do Brasil, nasce no alto da Serra da Bocaina, resultado da confluência de dois rios: o Paraitinga, que nasce no município de Areias – SP e, o rio Paraibuna, que nasce em Cunha – SP. As águas do rio percorrem toda a extensão do Vale do Paraíba paulista, passam por Minas Gerais e adentram no estado do Rio de Janeiro, cujo desaguar no Oceano Atlântico ocorre no município de São João da Barra – RJ. Ao todo, o curso do rio apresenta extensão de aproximadamente 1200 km.

Dada a sua localização, entre alguns dos maiores polos industriais do Brasil, o RPS apresenta grande destaque nacional em se tratando de aspectos de abastecimento urbano (aproximadamente 14 milhões de pessoas), consumo por atividades econômicas (indústria, agricultura, mineração e pesca) e geração de energia através de hidroelétricas (CAVALCANTI; MARQUES, 2016), principalmente. No seu leito, estão localizados importantes reservatórios de usinas hidroelétricas, como o Paraibuna, Santa Branca e Funil.

O rio em questão denomina a bacia de estudo, que como já descrito anteriormente, apresenta grande extensão longitudinal, com área de drenagem de aproximadamente 55.330 km² (ANA, 2018). A bacia é delimitada por duas das principais unidades de relevo brasileiras, as Serras do Mar e da Mantiqueira, nas quais se localizam importantes remanescentes de Mata Atlântica do Brasil. A localização da bacia, juntamente com o percurso do RPS podem ser verificados na Figura 2.

De acordo com a literatura, a bacia é dividida em áreas de atuação de comitês de gestão. Os comitês são: Comitê das bacias hidrográficas do rio Paraíba Sul (CBH-PS, <http://www.comiteps.sp.gov.br>), Comitê Médio Paraíba do Sul (<http://www.cbhmedioparaiba.org.br>) e Comitê Baixo Paraíba do Sul (<http://www.cbhbaixoparaiba.org.br/ocomite.php>). Estes comitês delimitam sua área de atuação, dividindo assim a bacia em: alto, médio e baixo Paraíba do Sul – Figura 3.

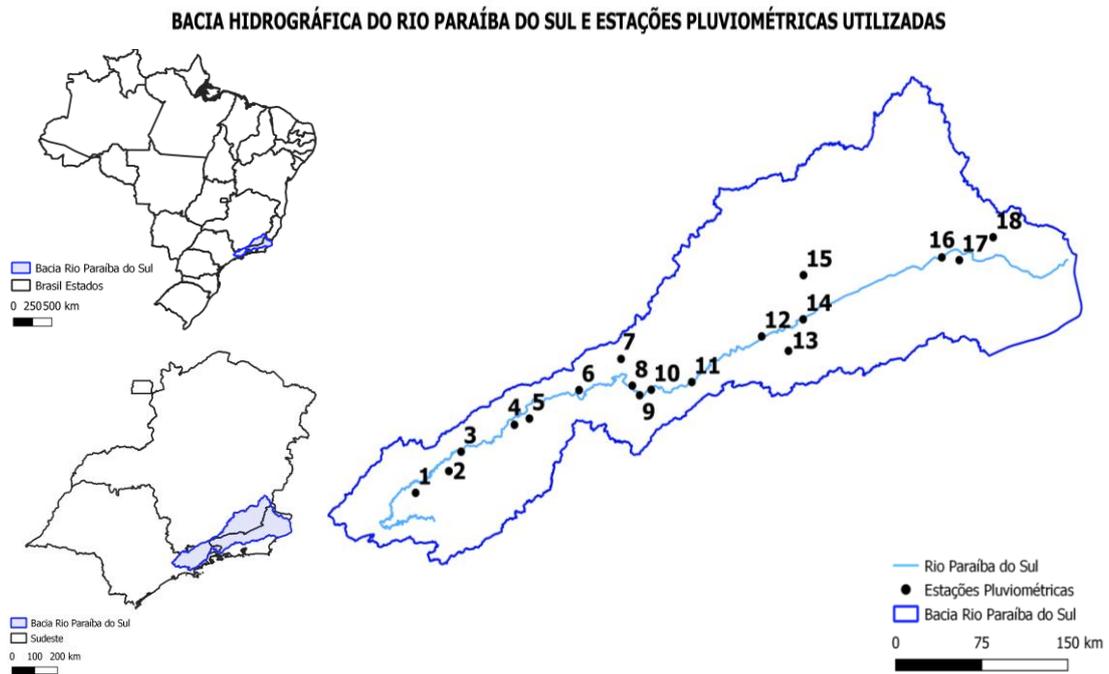


Figura 2 – Localização da bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul e das estações pluviométricas utilizadas.

Uma outra divisão geográfica foi feita por Alves e Marengo (2005). Os autores dividiram a bacia do rio em: curso superior, da nascente até a cidade de Guararema-SP; curso médio superior, de Guararema-SP a Cachoeira Paulista-SP; curso médio inferior entre Cachoeira Paulista-SP e São Fidélis-RJ; e por fim, curso inferior, desde São Fidélis até a foz em São João da Barra-RJ.

A partir das divisões apresentadas, foi realizada a junção das bacias do rio Piabanha, Dois Rios, Pomba e Muriaé dentro da região que o baixo Paraíba abrange, já que estes rios desaguam na região mais próxima a foz do RPS. A bacia do rio Preto e Paraibuna foi adicionada a porção médio Paraíba do Sul, visto que seu desague no rio Paraíba ocorre nas porções médias da bacia. Assim, a nova divisão da bacia, a qual foi adotada neste estudo e é chamada de divisão física, é apresentada na Figura 4 abaixo.

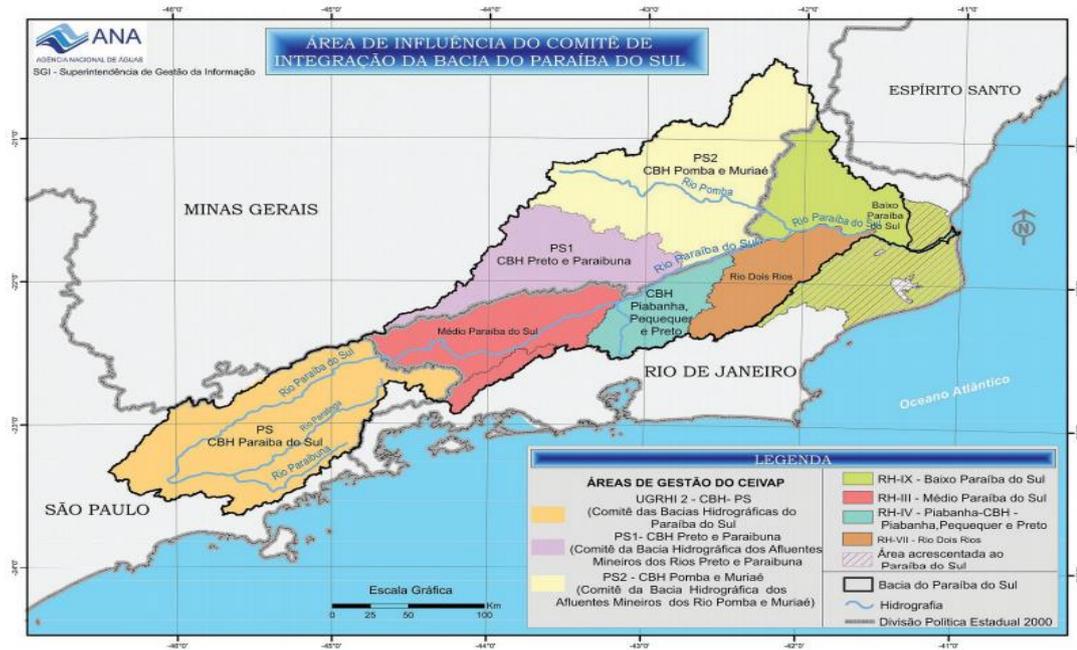


Figura 3 – Bacia do rio Paraíba do Sul: comitês da bacia. Fonte: Braga et al. (2008).

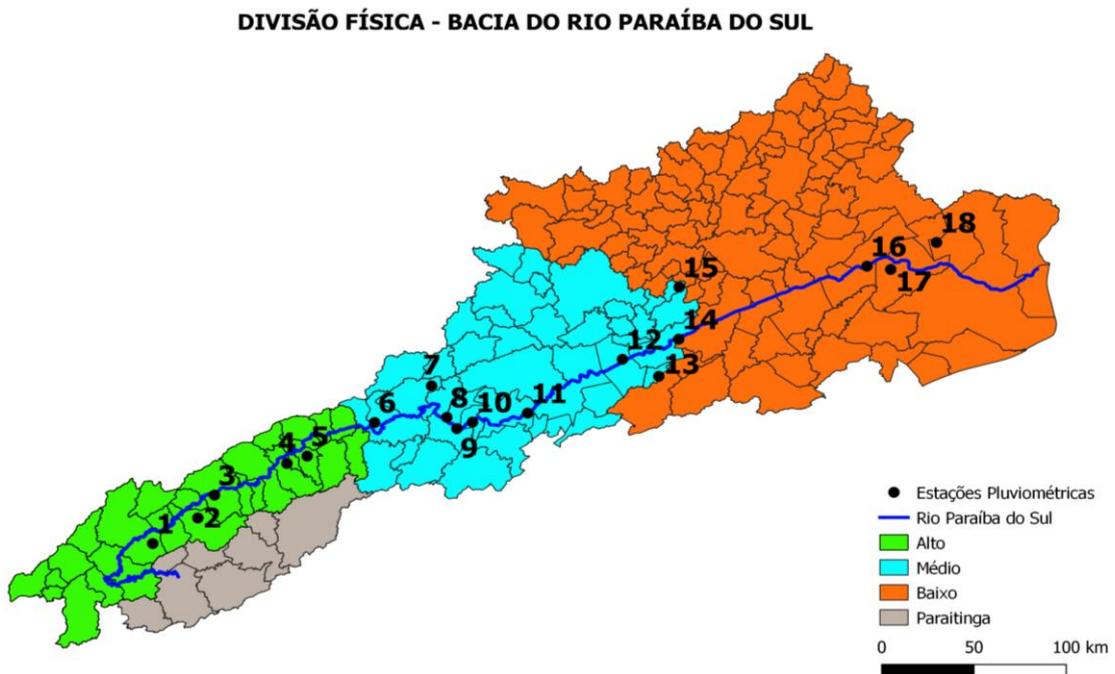


Figura 4 – Divisão física da bacia do rio Paraíba do Sul utilizada neste trabalho.

4.2 MÉTODOS

4.2.1 *Análise de agrupamento*

A análise de regiões homogêneas quanto à precipitação auxilia no entendimento da forma como a chuva se comporta espacialmente ao longo de uma bacia hidrográfica de médio/grande porte. De acordo com De Andrade (2018), o levantamento das regiões homogêneas permite o entendimento dos fatores locais e climatológicos que podem, de certa forma, influenciar cada região específica e permite também a aplicação de modelos prognósticos ou diagnósticos que auxiliem na previsão climática. Sendo assim, justifica-se a utilização do agrupamento para a verificação de possíveis influências sinóticas e ou locais sobre o regime de precipitação em cada região homogênea da bacia de estudo.

Malhotra (2006) mostra que a análise de agrupamento nada mais é do que uma técnica utilizada para a classificação de objetos, variáveis e/ou casos em grupos homogêneos. Segundo Diniz (2002) e Hair et al. (2005), esta classificação baseia-se na medida de similaridade ou dissimilaridade dos dados, a partir de funções que são aplicadas sobre as variáveis, objetivando a transformação de um conjunto heterogêneo de dados em grupos homogêneos.

De forma geral, Santos e Souza (2018) mostram que a análise de agrupamento permite agrupar variáveis de acordo com a sua proximidade e características que podem ser comuns, visando a amostragem de que dentro de um mesmo grupo as variáveis são homogêneas e que entre os grupos há uma heterogeneidade.

De acordo com Kaufman e Rousseau (1990) e Keller Filho et al. (2005), o método de agrupamento hierárquico é o mais utilizado para a obtenção de agrupamentos a partir de um conjunto de dados. Esse método, a partir da variância mínima (WARD, 1963) baseia-se em um conjunto inicial de dados, que são interligados entre si através de suas associações (MOITA NETO; MOITA, 1998). Neste caso, um grupo se reúne a outro desde que a união proporcione um aumento da variância intragrupo (VALENTIN, 2000), a qual é calculada para todas as associações possíveis, escolhendo a que proporcionará a menor variância. Uma das associações mais utilizadas é a relacionada a distância entre os pontos de dados.

A verificação da proximidade dos dados é realizada a partir da distância Euclidiana, que é a distância geométrica no espaço multidimensional entre duas observações (FREITAS et al.,

2013). De acordo com Seidel et al. (2008), a distância Euclidiana é a medida de distância mais utilizada quando os dados são quantitativos.

A distância Euclidiana é dada a partir da seguinte formulação matemática:

$$d_{ii'} = \sqrt{\sum_{j=1}^p (z_{ij} - z_{i'j})^2} \quad (1)$$

$$z_{ij} = \frac{x_{ij} - \bar{x}}{\partial(x_j)} \quad (2)$$

$d_{ii'}$ distância Euclidiana padronizada entre os pontos i e i' ;

z_{ij} variável padronizada;

x_{ij} observação da i -ésima estação pluviométrica ($i=1,2,3,\dots,n$), com referência a j -ésima variável ou frequência absoluta em cada classe ($j=1,2,3,\dots,p$);

\bar{x} média da j -ésima variável original;

$\partial(x_j)$ desvio padrão;

De forma posterior a verificação, o método hierárquico consiste no agrupamento dos pontos mais próximos e na substituição destes por um novo ponto localizado na metade da distância entre eles. Quanto menor a distância entre dois pontos, maior a semelhança entre as amostras. Após o agrupamento de todos os pontos próximos em um único ponto é construído um dendrograma e nele é verificado os agrupamentos formados. Para Moita Neto e Moita (1998), o dendrograma apresenta grande utilidade na visualização das semelhanças entre as amostras principalmente porque apresenta uma relação entre a amostra e o índice de similaridade, que é calculado da seguinte forma:

$$s_{ij} = 1 - \frac{d_{ij}}{d_{max}} \quad (3)$$

s_{ij} índice de similaridade;

d_{ij} distância entre os pontos i e j ;

d_{max} distância máxima entre qualquer par de pontos;

Na literatura, existem diferentes estudos aplicados para a realização do agrupamento hierárquico a partir da utilização de softwares. Um destes softwares é o Action Stat, o qual

utiliza a linguagem de programação estatística R acoplada ao Excel. Este software foi utilizado no agrupamento dos dados de precipitação deste estudo.

4.2.2 Cálculo do IPP

O índice padronizado de precipitação é calculado a partir da distribuição gama de probabilidades ($G(x)$), utilizando-se de dois parâmetros α e β . Esta distribuição, em meteorologia, é amplamente aplicada (WILKS, 2006), uma vez que ela é útil para a avaliação de séries hidrológicas assimétricas (CHOW et al., 1988) e é bem sucedida na representação da chuva desde a escala diária até a anual (NAGHETTINI e PINTO, 2007). Entretanto, para o valor de $x=0$, a distribuição é indefinida.

O cálculo de $G(x)$ é realizado segundo o equacionamento que segue:

$$G(X) = \frac{X^{\alpha-1}}{\beta^{\alpha}\gamma(\alpha)} e^{-\frac{X}{\beta}} \quad (4)$$

$G(X)$ função densidade de probabilidade da função gama;

X chuva total (acumulada) no período considerado;

α e β parâmetros da distribuição gama;

γ função gama;

Os parâmetros da distribuição gama baseiam-se na verossimilhança (TIGKAS et al., 2015; NEVES, 2016) e são calculados de acordo com as equações (5) e (6).

$$\alpha = \frac{\left[1 + \sqrt{1 + \frac{4(\ln(\bar{x}) - \frac{\sum \ln(x)}{n})}{3}} \right]}{\left[4(\ln(\bar{X}) - \frac{\sum \ln(X)}{n}) \right]} \quad (5)$$

$$\beta = \frac{\bar{x}}{\alpha} \quad (6)$$

X chuva total (acumulada) no período considerado;

\bar{X} média da amostra no período considerado;

n tamanho da amostra;

Como a função é indefinida em $x=0$, é necessário que a função densidade de probabilidade da função gama seja transformada para uma nova função, aqui chamada de $H(X)$. $H(X)$ é uma variável aleatória normal (padronizada Z) com média igual a zero e desvio padrão unitário.

$$H(X) = q + (1 - q)G(X) \quad (7)$$

q probabilidade de ocorrência de precipitação 0;

A partir da normalização, o cálculo do IPP é dado a partir das equações propostas por Abramowitz e Stegun, (1965) e Edwards e Mckee (1997).

$$Z = IPP = -\left(t - \frac{(c_0 + c_1 t + c_2 t^2)}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3}\right) \quad \text{para } 0 < H(X) \leq 0,5 \quad (8)$$

$$Z = IPP = +\left(t - \frac{(c_0 + c_1 t + c_2 t^2)}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3}\right) \quad \text{para } 0,5 < H(x) < 1 \quad (9)$$

$$t = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{(H(x))^2}\right)} \quad \text{para } 0 < H(X) \leq 0,5 \quad (10)$$

$$t = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{(1-H(x))^2}\right)} \quad \text{para } 0,5 < H(x) < 1 \quad (11)$$

Os valores das constantes $c_0, c_1, c_2, d_1, d_2, d_3$ é dado na Tabela 3 abaixo.

Tabela 3– Constantes utilizadas no cálculo do IPP

| Constante | Valor |
|-----------|-----------|
| c_0 | 2,515517 |
| c_1 | 0,802853 |
| c_2 | 0,010328, |
| d_1 | 1,432788 |
| d_2 | 0,189269 |
| d_3 | 0,001308 |

Hayes et al. (1999) mostram que por conta do ajuste a distribuição normal, em uma série longa de dados, a esperança é de que 68% dos valores de IPP se encontrem entre -1 e 1, 95% entre -2 e 2 e por fim, 98% entre -3 e 3. Para a interpretação dos resultados obtidos, Mckee et al. (1993) obteve uma tabela de classificação da seca a partir dos resultados de IPP (Tabela 4).

Tabela 4 – Valores de IPP associados com a categoria da seca. Fonte: Mckee et al. (1993).

| IPP | Categoria |
|--------------------------------|---------------------|
| $\geq 2,00$ | Extremamente úmido |
| 1,50 a 1,99 | Severamente úmido |
| 1,00 a 1,49 | Moderadamente úmido |
| 0,01 a 0,99 | Umidade Incipiente |
| 0,00 a -0,99 | Seca Suave |
| -1,00 a -1,49 | Seca Moderada |
| -1,50 a -1,99 | Seca Severa |
| $\leq -2,00$ | Seca Extrema |

De acordo com a WMO (2012), os valores de IPP entre 0,99 e -0,99 são classificados como próximos a normalidade, porém, para Mckee et al. (1993), abaixo de 0, os valores de IPP já são considerados como valores de seca.

Alguns softwares utilizam deste equacionamento apresentado, de forma a calcular o valor de IPP a partir da entrada de dados de precipitação, de no mínimo, como já dito, 30 anos. Um destes softwares é o DrinC (TIGKAS et al., 2015), que foi utilizado para o cálculo do IPP neste trabalho. Os dados de precipitação, entre os anos de 1980 e 2017, das 18 estações pluviométricas selecionadas, foram inseridos no formato de ano hidrológico, ou seja, de outubro a setembro e o cálculo foi realizado com saídas mensais, trimestrais (3 meses), bianuais (6 meses) e anuais (12 meses).

4.2.3 Número de Froude

O número de Froude, como já discutido na seção 3.1.1, mostra a relação entre o escoamento de um fluido (vento) sobre um obstáculo (montanha). Em condições de

instabilidade, o fluido sofre uma deflexão horizontal (contornando a barreira) ou até mesmo uma deflexão vertical (transpondo o obstáculo). Segundo Silva (2004), o número de Froude relaciona a velocidade do fluido e a velocidade de propagação das ondas de gravidade linear (12).

$$Fr = \frac{U}{Nh} \quad (12)$$

U velocidade do escoamento básico;

N frequência de Brunt Vaisala;

h altura da montanha;

A frequência de Brunt Vaisala, como uma característica dos movimentos oscilatórios dentro da camada limite atmosférica (CLA), ou seja, dentro da área onde a superfície influencia as condições da troposfera, pode ser calculada de acordo com a formulação matemática abaixo (OLIVEIRA JUNIOR et al., 2003).

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta_0} \frac{\delta\theta}{\delta z}} \quad (13)$$

g aceleração da gravidade

θ_0 temperatura potencial de referência

$\delta\theta$ variação da temperatura potencial

δz variação da altura

De forma geral, o número de Froude é calculado a partir de 4 variáveis atmosféricas: temperatura, umidade, pressão e vento. Inicialmente, para se calcular a frequência de Brunt Vaisala, é necessário calcular a temperatura potencial em cada nível, ou seja, na superfície e no topo da montanha, verificando também a variação de altura na atmosfera de acordo com o nível de pressão. Posteriormente, é calculado o número de Froude, agora levando em consideração o vento zonal que sopra sobre a montanha, a frequência de Brunt Vaisala e principalmente a altura da montanha.

A relação entre o número de Froude e as características do escoamento incidente sobre a topografia pode ser compreendida através do critério de estabilidade de Pasquill-Gifford (P-G) (Pasquill, 1961). As classes de Fr em conjunto com P-G podem ser vistas na Tabela 5.

De acordo com a Tabela 5 e com os resultados encontrados por Chu e Lin (2000), para escoamentos de vento incidentes sobre montanhas, quando $Fr < 0,4$, o vento não é capaz de transpor a barreira orográfica, o que promove o acúmulo de umidade na região a montante da mesma, favorecendo assim a chuva nesta localidade. Quando os valores de Fr estão entre 0,4 e 0,9, o vento sopra com mais intensidade sobre a barreira e isso proporciona o efeito de deflexão tanto na componente horizontal quanto na vertical. Nestes casos, parte do escoamento é barrado e parte ultrapassa, de forma a ocorrer chuva tanto na porção a montante quanto no pico da barreira. Por fim, para valores de $Fr \geq 1,0$, ocorre a passagem do fluxo pela barreira, o qual está mais intensificado, e isto favorece a formação de nuvens convectivas e consequente precipitação sobre o pico e sobre a parte a jusante.

Tabela 5 - Critério de estabilidade atmosférica local baseada nas classes de Pasquill-Gifford. Fonte: (FURNAS, 1985).

| Número de Froude (Fr) | Situação atmosférica | Características |
|--------------------------|--------------------------------------|--|
| Fr=0,1 | Vento fraco e forte estabilidade. | O escoamento é bloqueado e torna-se estagnado. |
| Fr=0,4 | Vento moderado e fraca estabilidade | Parte do escoamento percorre a montanha e o restante passa sobre ela. O ar no topo da montanha é perturbado e ocorre a formação das <i>Lee waves</i> . |
| Fr=1,0 | Vento forte e fraca estabilidade | Ocorrência de comprimento de onda natural maior que a profundidade da montanha. As <i>Lee Waves</i> tornam-se mais intensas e o ar em superfície estagnado. |
| Fr=1,7 | Ventos intensos e fraca estabilidade | O comprimento de onda natural é maior que a profundidade da montanha. Ocorre a separação da CLA a sotavento da montanha e cria-se uma região de cavidade com direção do vento contrária em superfície. |

Os dados da reanálise do ERA5 foram utilizados neste trabalho para o cálculo do Fr. Estes, foram manipulados através de rotinas de computação desenvolvidas em MATLAB, GRADS e FORTRAN. Os resultados obtidos podem ser verificados na seção que segue.

5 RESULTADOS

5.1 ANÁLISE DO AGRUPAMENTO DE PRECIPITAÇÃO

O comportamento espacial da chuva ao longo de uma bacia de grande porte, como a do RPS, pode ser verificado através do agrupamento das estações pluviométricas. Sendo assim, foi realizado o agrupamento das 18 estações através dos dados mensais de precipitação, entre os anos de 1980 e 2017. O dendrograma apresentado na Figura 5 traz a divisão por agrupamento através do método hierárquico. A divisão realizada apresentou 3 agrupamentos de acordo com os dados inseridos no Action Stat (como já descrito no item 4.2.1).

As estações de São José, Taubaté, Pindamonhangaba, Lorena, Cachoeira Paulista, Resende 1, Volta Redonda e Barra do Piraí foram agrupadas no grande grupo 1, que a partir de agora será denominado cluster 1. O cluster 2 representa a divisão através do agrupamento 2, composto por Resende 2, Barra Mansa 1 e Barra Mansa 2. As estações de Paraíba do Sul, Três Rios, Sapucaia, Itaocara, Cambuci, São Fidélis e Campos dos Goytacazes foram dispostas na divisão do cluster 3 (agrupamento 3).

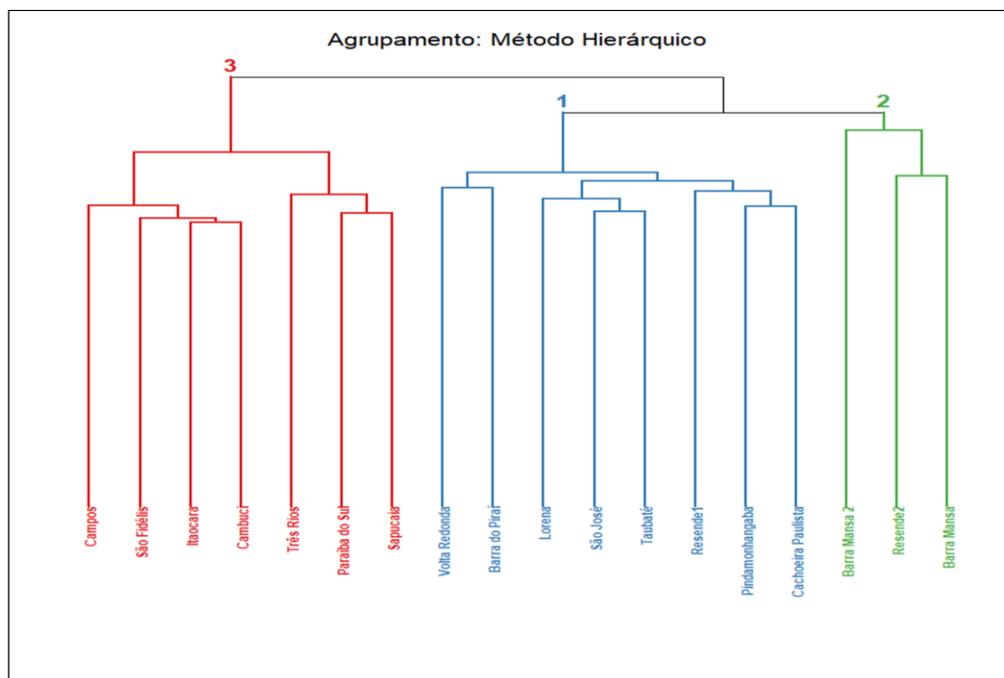


Figura 5 – Dendrograma: agrupamento das estações pluviométricas.

A análise do dendrograma permite a identificação de um aspecto interligado à similaridade (por precipitação) das estações, que é a proximidade geográfica das mesmas, ou seja, um aspecto de vizinhança. As estações mais próximas estão distribuídas em subgrupos dentro do grande grupo, proporcionando assim o entendimento de que a variância dos dados é mínima dentro de cada subgrupo e por consequência dentro do cluster. Dentro de cada cluster os dados são homogêneos e entre cada um dos 3 obtidos, existe uma heterogeneidade.

Sendo assim, a similaridade das estações na área de estudo baseia-se em dois grandes aspectos: precipitação e proximidade geográfica. Um exemplo desta última é o caso de São José dos Campos e Taubaté, localizados em um mesmo subgrupo que está interligado ao subgrupo da estação de Lorena com posterior ligação a Pindamonhangaba, Cachoeira Paulista e Resende 1.

Os resultados de agrupamento associado a proximidade geográfica das estações dentro de cada subgrupo, também foram obtidos por Menezes et al. (2015) em estudo com relação a regionalização da precipitação no estado do Pará.

Um fato importante é que as estações podem estar sob o efeito de fatores locais como a topografia (SPREEN, 1947; BASIST et al., 1994) e a urbanização (CICEK; TURKOGLU, 2005; SONG et al., 2014), que as aproximam no que se refere ao regime de chuva, mas que no fim, não ocasionam um aumento considerável da precipitação de forma a retirar a estação do cluster x e colocá-la no cluster y - que apresenta estações com maiores valores de precipitação. Um exemplo é o fato das estações de Volta Redonda e Barra do Piraí estarem no cluster 1 e não no cluster 2.

A divisão das estações por clusters dentro da bacia do RPS pode ser vista na Figura 6. Verifica-se que no alto Paraíba concentra-se a maior parte das estações do agrupamento 1, enquanto que no médio ocorre uma junção de estações do agrupamento 1, 2 e 3, já que é uma zona de transição entre a parte mais alta e a parte mais baixa da bacia e, então, está sobre a influência de contribuições na precipitação de ambas as partes. Por fim, no baixo, localiza-se maior a parte do agrupamento 3.

De acordo com a disposição das estações frente aos clusters, um fato chama a atenção que é, justamente, de as 3 estações que estão alinhadas (7, 8 e 9) serem representativas do cluster 2.

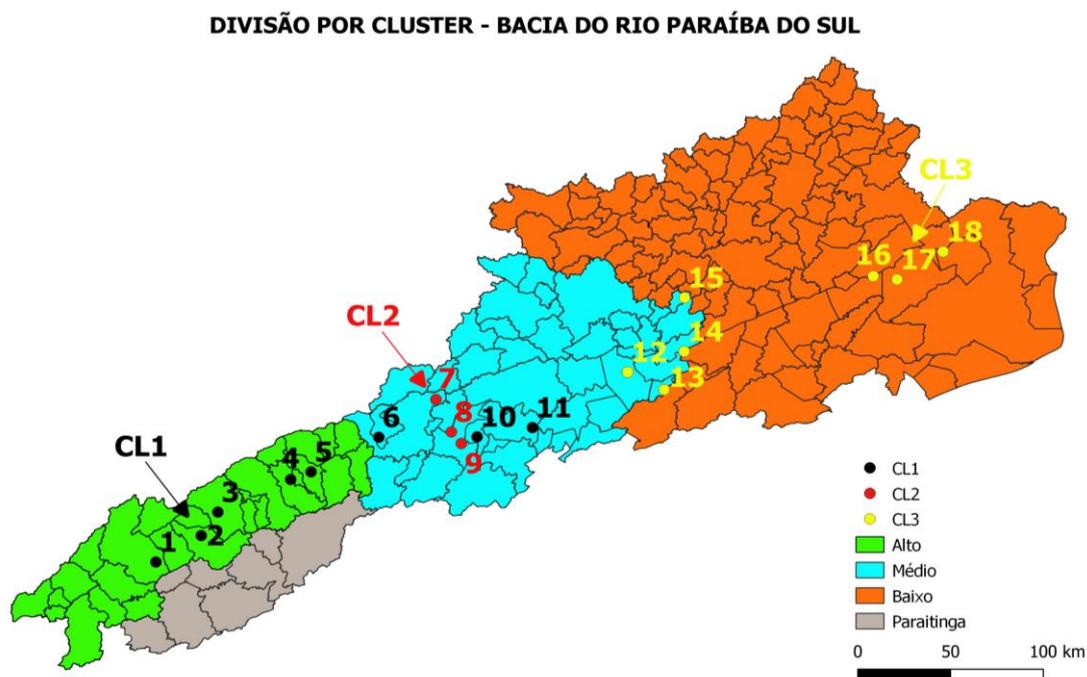


Figura 6 – Estações pluviométricas divididas por cluster ao longo da bacia do rio Paraíba do Sul.

A partir do conhecimento de como a área de estudo pode ser dividida em aspectos tanto físicos como por agrupamento de precipitação, a obtenção da variabilidade da chuva, para ambas as divisões, se fez necessário. De forma inicial, para ambas as divisões, foi calculada a média de todas as estações dentro de cada área (alto, médio e baixo - cluster 1, cluster 2 e cluster 3), obtendo-se uma série de dados para cada área. Os dados obtidos em formato de acumulado anual, para cada ano entre 1980 e 2017 podem ser vistos nos Boxplots na Figura 7.

O resultado obtido com o Boxplot para a divisão física (Figura 7A), mostra que os maiores valores de precipitação, tanto com relação aos outliers (que nesse caso não podem ser descartados) quanto em relação ao limite superior/inferior, aos quartis e a mediana, são verificados na porção média da bacia, seguida do alto e por fim, pelo baixo.

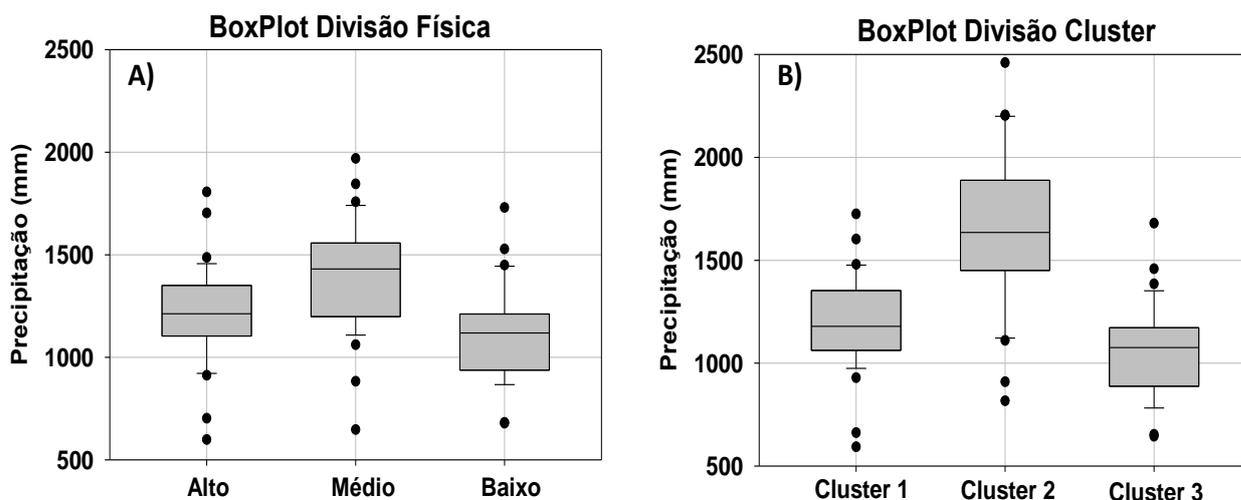


Figura 7 – BoxPlot precipitação: A) divisão física e B) divisão por cluster.

No item 3.3 foi apresentada a distribuição da precipitação ao longo da bacia do RPS e, a partir dela, nota-se que a porção alta da bacia apresenta os maiores valores acumulados, seguida do médio e depois pelo baixo. Com os resultados aqui obtidos, verifica-se que estes vão em desacordo com a literatura, uma vez que pelos dados das estações pluviométricas escolhidas, a porção média da bacia chove mais do que a porção alta.

O Boxplot para a divisão por cluster (Figura 7B) mostra que o agrupamento 2, assim como a região do médio, apresenta os maiores valores de precipitação em ambos os parâmetros analisados: outliers, limite superior/inferior, quartis e a mediana. Desta maneira, de acordo com os resultados obtidos, o cluster 2 apresenta maiores valores de precipitação quando comparado ao cluster 1, o qual apresenta maiores valores de precipitação que o cluster 3.

A análise de maneira mais aprofundada permite verificar que as estações de Resende 2, Barra Mansa 1 e Barra Mansa 2 apresentam os maiores volumes de precipitação dentro da climatologia escolhida (1980-2017) e por isso, elevam os valores obtidos através do Boxplot para o cluster 2. O resultado obtido mostra que quando estas estações estão inseridas junto a estações com menores valores de precipitação, como no caso da divisão do médio Paraíba do Sul, a média do acumulado anual de precipitação é menor.

Contudo, a divisão por cluster mostrou que quando as estações são agrupadas pelo regime de precipitação, os valores médios podem ser alterados de acordo com a quantidade de estações utilizadas para cada uma das três médias. A tabela a seguir (Tabela 6) mostra os valores

médios para cada divisão feita. Verifica-se que, de fato, a porção do médio (cluster 2) chove mais do que no alto (cluster 1) e do que no baixo (cluster 3).

Para fins de comparação e validação do resultado obtido quanto ao acumulado de precipitação anual, foram selecionados, nos dados de precipitação interpolados (XAVIER et al., 2016), pontos referentes às coordenadas geográficas de cada estação (ANA) utilizada (Tabela 1). Ao todo, 18 novas séries de dados foram obtidas, entretanto, com período reduzido – 1980 a 2013.

Tabela 6 – Acumulado médio anual de precipitação para as divisões da bacia do RPS.

| Precipitação média anual (1980-2017) (mm) | | | |
|--|------|------------------|------|
| Alto | 1212 | Cluster 1 | 1231 |
| Médio | 1396 | Cluster 2 | 1645 |
| Baixo | 1105 | Cluster 3 | 1041 |

O procedimento de agrupamento das estações de acordo com a divisão física e com a divisão por cluster também foi aplicado. Dessa forma, as séries de dados passaram pelo método da média respectiva em cada área e por fim, uma série de dados foi obtida para cada uma das 3 regiões de cada divisão da bacia.

Com as novas séries de dados, foi possível realizar o cálculo do acumulado anual e também plotar o BoxPlot comparativo entre as duas divisões: física e por cluster. A figura abaixo (Figura 8) ilustra os resultados obtidos para os acumulados anuais de precipitação entre os anos de 1980 e 2013, tanto para a utilização dos dados da ANA, quanto para os dados interpolados.

A comparação entre as figuras para a divisão física (Figura 8A e Figura 8C) mostra que há uma diferença com relação aos valores dos acumulados de precipitação entre as duas fontes de dados. Os dados interpolados apresentam os valores máximos de precipitação, os maiores outliers e a maior média de precipitação para as porções do alto e médio Paraíba. Já a região do baixo, tem uma diminuição do máximo de precipitação dos dados interpolados com relação aos dados das estações.

Pela divisão física da bacia, é possível identificar que os dados interpolados corresponderam a expectativa de que na porção média da bacia os valores de precipitação são maiores. Entretanto, como descrito no parágrafo anterior, em alguns pontos o acumulado de chuva é maior nos dados interpolados do que nos dados da ANA. Quando selecionado um ponto fixo, que está dentro da grade ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$), este pode apresentar maiores valores de precipitação (quando comparado a medidas de precipitação feitas por uma estação fixa - ANA) se as estações que foram utilizadas para as interpolações individuais apresentassem também maiores valores, já que no final, foi feita a média de todas as interpolações e se obteve apenas uma série de dados representativa da grade. Dessa forma, justifica-se o fato de que os dados interpolados apresentem maiores valores acumulados anuais em alguns pontos da bacia do RPS.

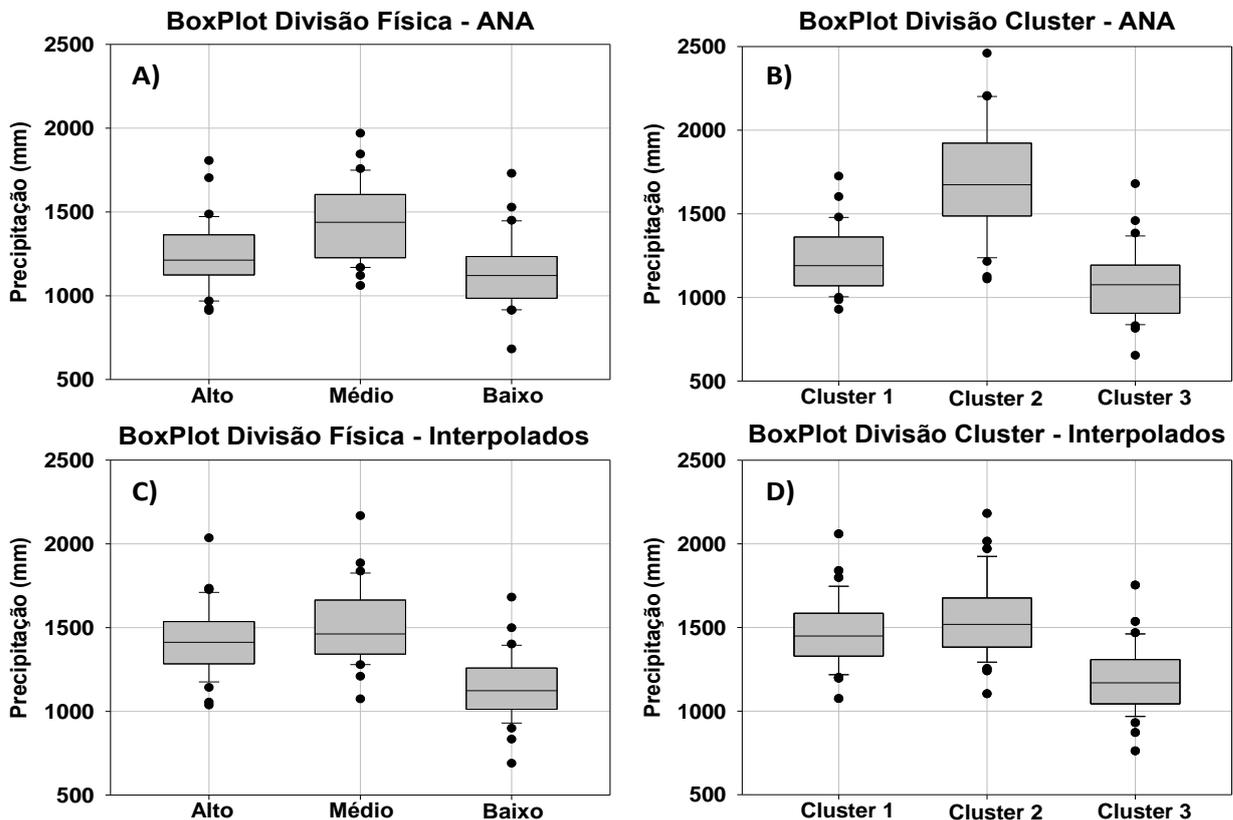


Figura 8 – Comparação entre os acumulados anuais para os dados observados e para os dados interpolados.

Comparando-se a Figura 8B e Figura 8D (para a divisão por cluster), ocorre um significativo aumento no acumulado de precipitação na região do cluster 1 para os dados interpolados, em ambas as representações do BoxPlot: outliers, máximo, mínimo, quartis e média. Já no cluster 3, este aumento não é tão expressivo, mas também pode ser identificado.

Analisando o cluster 2, é nítido que os maiores valores acumulados de precipitação se encontram nos dados da ANA. Isto é explicado pelo fato de que as 3 estações da ANA utilizadas para o cálculo da série média do cluster 2 (Figura 6) apresentam grande proximidade geográfica, principalmente as estações de Barra Mansa 1 e Barra Mansa 2, o que, ao se selecionar as coordenadas representativas de cada uma destas duas estações dentro dos dados interpolados, acaba gerando a mesma série de dados para ambas. A comparação entre os dados das estações da ANA com os dados interpolados mostra que os dados de Barra Mansa 2 apresentam maiores valores acumulados, elevando assim a média final, ou seja, quando se fez a média das estações ANA, o resultado do acumulado anual foi maior do que o acumulado para os dados interpolados.

De forma geral, os dados interpolados responderam bem às divisões feitas dentro da bacia, ou seja, os dados comprovaram o resultado que já havia sido obtido. Sendo assim, não somente a divisão física, mas também a divisão por cluster, tanto nos dados medidos quanto nos dados interpolados (no mesmo período de análise, 1980 – 2013) são capazes de identificar que na porção média da bacia do rio Paraíba do Sul ocorrem os maiores acumulados de precipitação.

As divisões da bacia, juntamente com o entendimento do acumulado de chuva por cada área, favorecem e auxiliam o estudo de forma pontual, ou seja, através de porções dentro da área de estudo, dos períodos em que a bacia do RPS enfrentou déficit ou excesso de precipitação. Os resultados que serão mostrados no item a seguir, de acordo com o cálculo do IPP mostram que, de fato, a bacia sofreu com eventos extremos nos anos analisados.

5.2 VARIABILIDADE DO IPP E EVENTOS EXTREMOS

Nesta seção, serão apresentados os resultados obtidos com o cálculo do IPP tanto para a divisão física da bacia quanto para a divisão por Cluster, nas escalas temporais de 3 meses e 12 meses.

O índice de 3 meses calculado para a divisão física é apresentado na Figura 9 que segue. É importante salientar que o IPP de três meses contempla bem a sazonalidade, de forma que o que se espera, em um ano sem extremos positivos ou negativos de chuva – ano normal – é que os três meses mais secos (chuvosos) apresentem IPP negativo (positivo) e que os meses de transição apresentem comportamento de redução (outono) ou aumento (primavera) do IPP.

Evidencia-se que, como o cálculo é realizado a partir do ano hidrológico, os dados resultantes correspondentes aos anos, iniciam em outubro do ano anterior e finalizam em setembro do ano seguinte. Dessa forma, os primeiros dados são referentes ao mês de outubro de 1981.

Em 37 anos de dados, a maioria dos anos em que houve um déficit na precipitação, apresentaram IPP com valores abaixo de -1, caracterizando períodos de seca moderada a seca severa. Alguns períodos mostram que períodos de déficit hídrico ocorrem em determinada porção da bacia, de forma a se localizar, uma vez que nas outras porções não ocorre. Um exemplo é outono de 1984, que ocorreu seca na porção mais baixa da bacia e nas outras duas porções tal condição não foi observada.

Entre a primavera de 1989 e a primavera de 1990, a bacia passou por um período de seca, principalmente em sua porção baixa (Figura 9C). Neste período, não foi verificado um restabelecimento do sistema. Este restabelecimento nada mais é do que a volta da precipitação seguindo seu ciclo anual, com verões mais chuvosos e invernos mais secos.

O período compreendido entre a primavera de 2000 e o outono de 2002, na porção média e baixa da bacia, foi marcado por um extenso período de déficit hídrico, com valores de IPP apresentando seca suave a períodos de seca extrema (Figura 9B). Na outra extremidade da bacia ocorreu o restabelecimento do sistema. Contudo, como a maior parte da geração de energia do Brasil provém de usinas hidrelétricas, durante os anos em questão, ocorreram períodos de racionamento de energia e de apagão (diminuição da geração e distribuição de energia) principalmente associados ao déficit de precipitação.

A região média apresentou um extenso período de falta de chuva entre a primavera de 2005 e a primavera de 2007. Este é um fato que chama a atenção, já que as outras duas áreas apresentaram períodos de seca intercalados com períodos de cheia. Em se tratando de taxa temporal da seca, este período, de forma específica para o médio, apresentou a maior taxa dentre os 37 anos analisados. O verão de 1984, inverno de 1988, outono de 1990, inverno de 1994 e o inverno de 2011 foram os trimestres mais secos ao longo de toda a bacia antes da seca de 2013/2014.

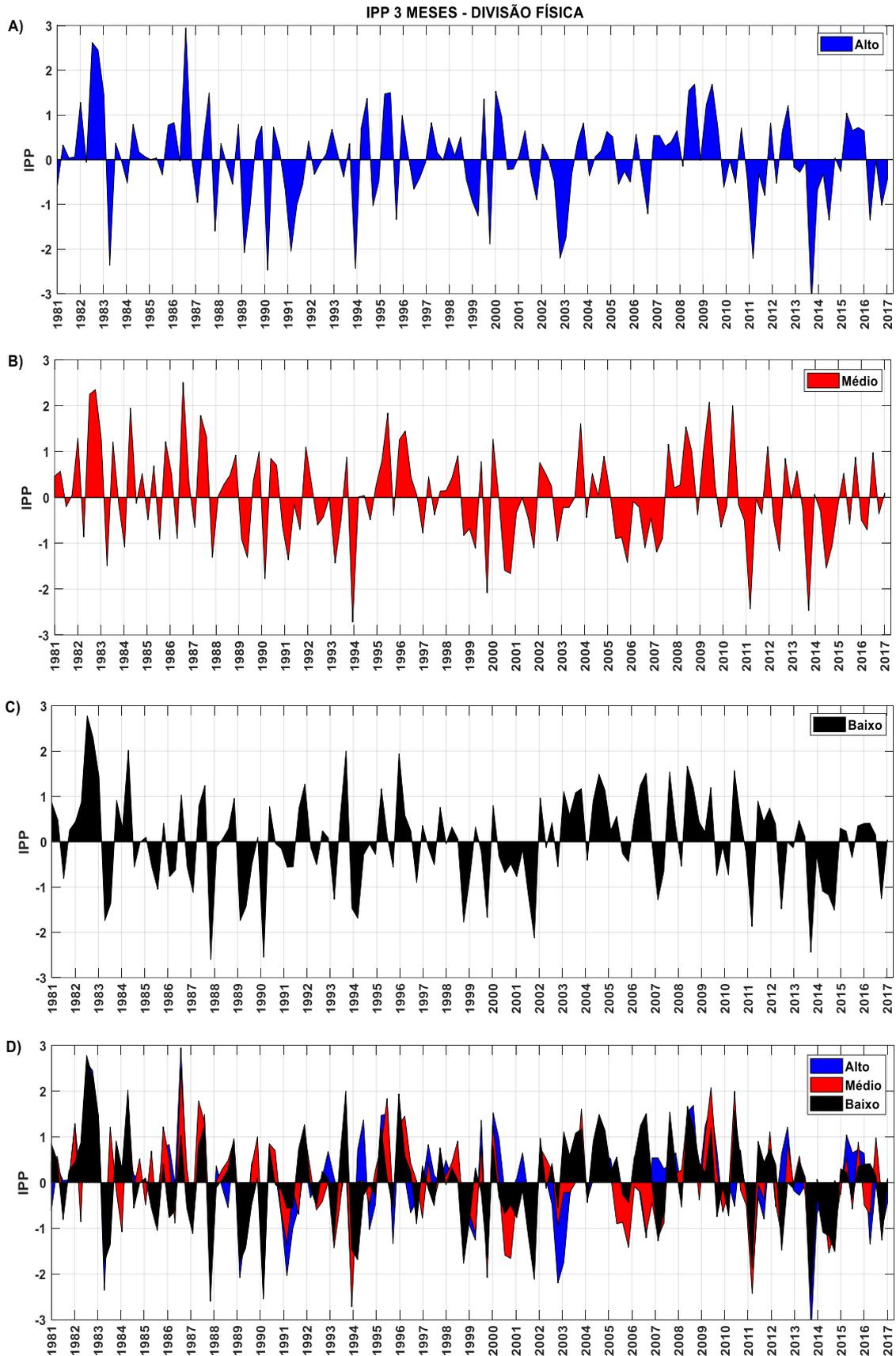


Figura 9 – IPP 3 meses para a divisão Física da bacia.

A seca de 2013/2014 quando analisada à luz da comparação das três regiões (Figura 9D) mostra um fato interessante, de que para as 3 regiões nos 37 anos analisados, não houve um período tão extenso de falta de chuva sem as oscilações entre picos positivos e negativos dentro das 4 estações anuais. O que se observa é que a seca fez frente aos períodos chuvosos; o índice de precipitação até 2017 não apresentou valores de IPP tão altos mostrando um reestabelecimento do sistema, principalmente no baixo Paraíba do Sul.

A porção média apresentou um início de recuperação do sistema principalmente a partir do verão de 2015. O fato é que, embora não tenha sido uma seca em que a severidade tenha se estendido ao longo do tempo com valores de IPP muito baixos, ela foi capaz de atingir todas as áreas de estudo, de forma que seus efeitos sobre a bacia do rio foram altamente significativos.

Entre os maiores valores do índice estão o inverno de 1983, com IPP igual a 2,45 para o alto, 2,35 para o médio e 2,29 para o baixo; o outono de 1987, com IPP igual a 2,95 para o alto, 2,51 para o médio e 1,03 para o baixo; o verão de 2009, com IPP igual a 1,69 (alto), 1,0 (médio) e 1,21 (baixo). Os demais anos com IPP positivo mostram valores abaixo da escala de moderado a extremamente úmido. O que chama a atenção é que, durante 37 anos de dados, para três regiões da bacia, o maior índice de IPP ocorre, na maior parte dos dados, em estações do ano onde não se têm um alto acumulado de precipitação.

A Figura 10 abaixo apresenta os gráficos de IPP para a divisão da bacia por agrupamento. A mesma análise empregada para a Figura 9 foi realizada, de forma que os resultados são apresentados nos parágrafos a seguir. Entre o outono e a primavera de 1983, a bacia apresentou valores de IPP correspondentes a muita precipitação, o que mostra que este período foi um dos mais chuvosos ao longo dos anos analisados.

Um período de seca ao longo de toda a bacia pode ser encontrado entre a primavera de 2005 e o outono de 2006. O que chama a atenção é que esta seca foi mais ‘sentida’ na porção alta e média da bacia, uma vez que o restabelecimento do sistema demorou até o outono do ano de 2007. Após esta data última ocorreu um período de praticamente um ano inteiro entre o verão de 2008 e o verão de 2009 sem a ocorrência de períodos de seca. Entretanto, após estes meses, ocorreu uma diminuição considerável da precipitação ao longo dos demais anos até 2017 para todas as três áreas da bacia. Dessa forma, nos anos que antecederam a seca de 2013/2014, o ‘sistema’ não estava sob o regime habitual de períodos chuvosos e secos, de forma que, em se pensando em uma bacia de um rio de grande extensão, ocasionou uma redução do nível do rio desde, principalmente o fim do ano de 2010.

A análise da Figura 10 para o período com o qual o IPP obteve valores positivos mostrou alguns anos diferentes aos apresentados com a divisão física, como por exemplo: o verão de 1985 foi mais úmido na porção baixa da bacia (1,72) do que na média (1,6) e no alto (1,18); o verão de 1996 mostrou-se com valores de IPP maiores para a porção alta (1,76) do que para as outras duas porções (média - 1,55; baixa - 0,42); o outono de 2004 se apresentou de forma a caracterizar a porção média da bacia como sendo a mais úmida no período (IPP: 1,18 alto, 1,88 médio e 1,45 baixo); a primavera de 2008 apresentou os maiores valores de IPP para a porção baixa da bacia (1,94), seguida do alto (1,75) e por fim o médio (1,21). Nota-se que, mantendo a escala do IPP entre moderado e extremamente úmido, com a divisão por agrupamento, outros períodos úmidos entre os 37 anos de dados foram encontrados (diferentes dos já encontrados para a análise da divisão física), de forma a mostrar que muitas vezes pode ocorrer setores da bacia que apresentem uma resposta maior ao índice de precipitação.

Ao analisar em conjunto as Figuras 9 e 10, a diferença do resultado obtido para a divisão física e por agrupamento é observada. Para a porção alta/cluster1 (Figura 9A e Figura 10A, respectivamente), verifica-se que o comportamento das oscilações e os valores obtidos são praticamente os mesmos. Para as porções média/cluster2 e baixa/cluster3 (Figura 9B, Figura 10B, Figura 9C, Figura 10C), o comportamento é quase que semelhante, entretanto, em alguns períodos os valores se diferem em magnitude, principalmente com relação a divisão por cluster frente a divisão física. Em modo geral, a divisão da bacia por agrupamento não apresentou grandes diferenças comparado aos valores obtidos e as oscilações encontradas na divisão física da bacia.

Em uma análise anual dos valores do índice, é possível verificar que os efeitos sazonais de precipitação são muitas vezes mascarados a partir dos valores de IPP, já que estes são baseados na média de toda a base de dados. Tomando a comparação da média total com as médias anuais feitas pelo cálculo para se obter o resultado, o índice acaba por apresentar anos com períodos de secas com extensão não observadas quando realizada a análise para o período de 3 meses.

A Figura 11 mostra os valores obtidos para o cálculo do IPP anual nas três regiões da divisão da bacia, tanto para a física quanto para o agrupamento, respectivamente. Os anos são apresentados de acordo com o ano hidrológico, como já discutido anteriormente. A legenda apresenta a classificação por cor dos valores de IPP obtidos na Tabela 5. Os valores entre -0,99 e 0,99 foram identificados como valores normais, obedecendo a variabilidade sazonal da precipitação.

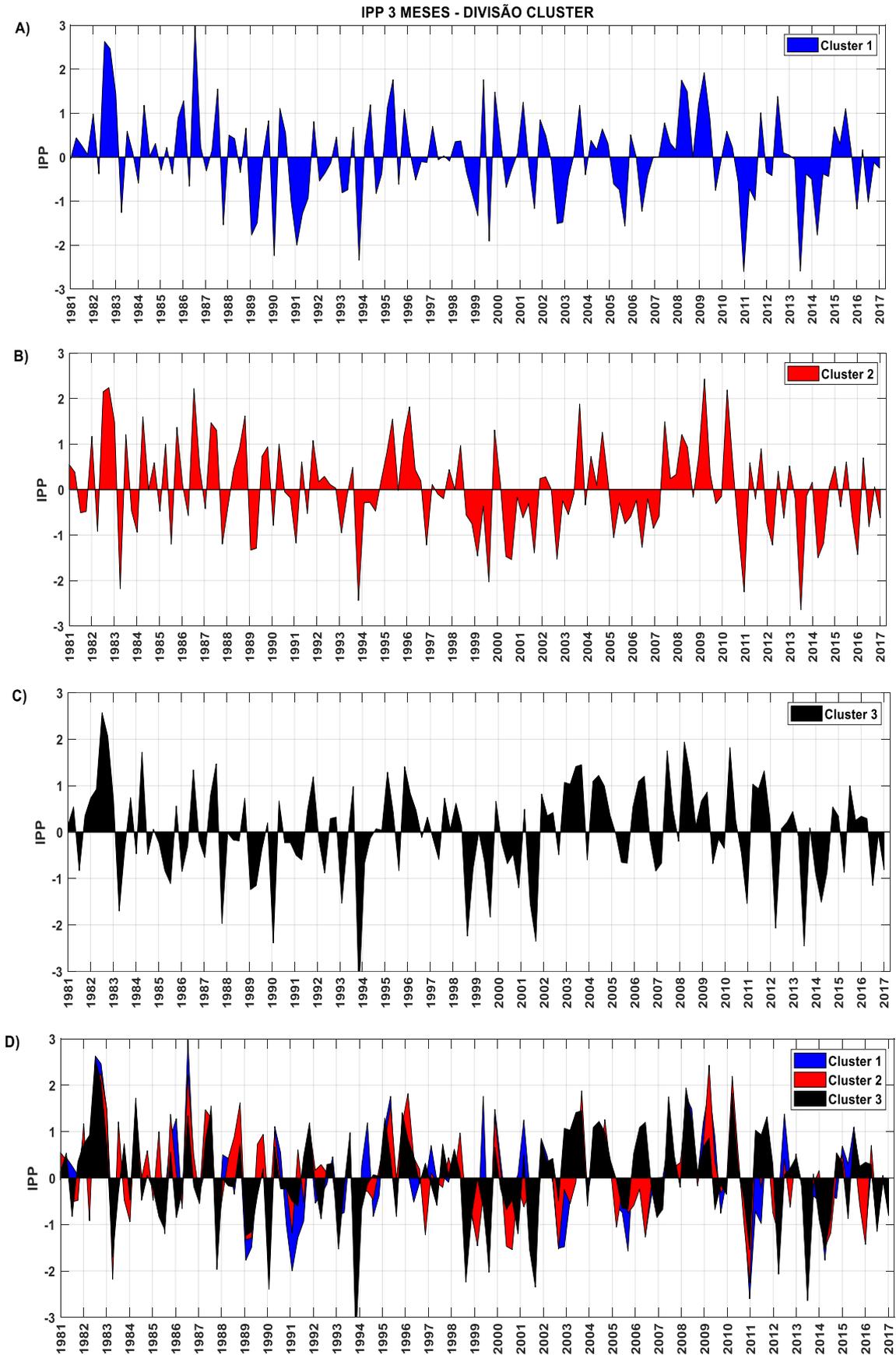


Figura 10 – IPP 3 meses para a divisão por cluster.

De forma direta, os anos de 1982-1983 e 2008-2009 foram anos de extremos positivos de precipitação em todas as áreas da bacia, enquanto que os anos de 1989-1990, 1991-1992, 2013-2014 e 2014-2015 foram anos de extremos negativos de precipitação.

É possível identificar anos com os quais a bacia se dividiu em períodos de seca e de cheia, como por exemplo o ano de 1986-1987, onde o alto e o cluster 1 apresentaram valores de IPP correspondentes a escala de severamente úmido enquanto que a região baixa e cluster 3 apresentaram valores de IPP abaixo de 0. Um outro caso é o ano de 2006-2007, cujo o baixo e cluster 3 foram classificados como moderadamente úmido, enquanto que as outras divisões se encaixaram no moderadamente seco.

Entre os anos de 1989 e 1994, os resultados mostram que a bacia passou por um extenso período de seca, o que chama a atenção já que o observado com o IPP de 3 meses apresentava flutuações com relação a períodos de IPP positivos para todas as áreas.

Um aspecto notável é que, se a porção média da bacia (também o cluster 2) apresenta maiores valores de precipitação, então, o esperado gira em torno de que os resultados do IPP fossem os valores mais altos nos picos de cheia, e nos picos de seca, não apresentassem valores tão baixos do índice, mas isso não ocorre de acordo com a Figura 11. Os altos valores de precipitação na região fazem com que a média climatológica dos dados nos 37 anos seja elevada. Quando é realizado o cálculo do índice, os valores de precipitação da série, para cada período em específico, comparado à climatologia, podem apresentar uma ligeira diferença, a qual é responsável pelos valores de IPP obtidos. A justificativa é que o IPP atua como uma anomalia, ou seja, é a diferença do ponto de estudo com relação à média climatológica, e isso, em uma região com alta taxa de precipitação, em períodos específicos, influencia muito o cálculo do índice, já que os dados podem diferir muito da média, principalmente em anos de redução da precipitação (seca). De certa forma, em alguns períodos, o IPP acaba mascarando os resultados obtidos na porção média da bacia e no cluster 2.

De forma geral, observa-se que, durante os anos, a bacia do RPS apresentou longos períodos de seca, que foram capazes de desestruturar todo um sistema dependente da água do rio, principalmente o abastecimento público. De acordo com o site G1 (2015), após períodos recorrentes de racionamento de água, as entidades responsáveis pela gestão da bacia assinaram um acordo junto ao Supremo Tribunal Federal (STF), onde a prioridade do uso da água passou a ser o abastecimento e não a geração de energia.

A seca de 2013-2014 e 2014-2015, a mais recente enfrentada pela bacia, foi a seca com menores valores em magnitude. Outro aspecto importante é que os valores do índice partir de 2010 mostram uma redução da precipitação e das oscilações entre períodos secos e chuvosos, o que causou um impacto muito grande ao longo da bacia.

Como descrito, o modo como o IPP é calculado pode criar um efeito de máscara sobre os dados observados, principalmente nas estações de Resende 2, Barra Mansa 1 e Barra Mansa 2 (estações do cluster 2). Este efeito, de certa forma, não entra em acordo com a expectativa criada, de que mesmo em anos de seca, a porção média se sobressaísse com relação às demais áreas. Contudo, este resultado acaba por instigar ainda mais o conhecimento do fator que influencia a chuva na porção em destaque. Assim, como antecipado no item 5.1, existem fatores locais que podem influenciar a chuva na porção média da bacia, e um destes fatores é a orografia, principalmente por conta da serra da Mantiqueira e da serra do Mar. Esta influência será abordada no tópico que segue.

| | 1981/1982 | 1982/1983 | 1983/1984 | 1984/1985 | 1985/1986 | 1986/1987 | 1987/1988 | 1988/1989 | 1989/1990 | 1990/1991 | 1991/1992 | 1992/1993 |
|------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Alto | -0,13 | 2,49 | -0,59 | 0,30 | 0,01 | 1,74 | 0,14 | 0,00 | -1,22 | -0,59 | -1,75 | -0,07 |
| Médio | 0,50 | 1,83 | 0,10 | 0,98 | 0,28 | 0,73 | 1,12 | 0,54 | -1,07 | -0,28 | -0,79 | -0,54 |
| Baixo | 0,57 | 2,11 | -0,15 | 1,34 | -0,53 | -0,75 | -0,16 | 0,17 | -2,08 | -0,84 | -0,21 | -0,42 |
| Cluster 1 | 0,26 | 2,21 | 0,13 | 0,52 | 0,05 | 1,59 | 0,17 | 0,47 | -1,53 | -0,28 | -1,87 | -0,50 |
| Cluster 2 | 0,23 | 1,43 | -0,22 | 0,85 | 0,50 | 0,53 | 1,07 | 0,76 | -1,24 | 0,21 | -0,10 | 0,21 |
| Cluster 3 | 0,22 | 2,17 | -0,43 | 0,70 | -0,81 | -0,46 | 0,16 | -0,07 | -1,56 | -0,97 | -0,26 | -0,59 |
| | 1993/1994 | 1994/1995 | 1995/1996 | 1996/1997 | 1997/1998 | 1998/1999 | 1999/2000 | 2000/2001 | 2001/2002 | 2002/2003 | 2003/2004 | 2004/2005 |
| Alto | -0,66 | 0,73 | 1,49 | -0,70 | 0,49 | -0,12 | 0,38 | 0,11 | -0,24 | -1,50 | 0,26 | 0,44 |
| Médio | -1,44 | -0,18 | 1,98 | 0,87 | -0,06 | 0,40 | -0,17 | -1,81 | -0,51 | 0,03 | 0,24 | 0,54 |
| Baixo | -0,04 | -1,29 | 1,06 | 0,27 | -0,31 | -0,39 | -0,19 | -1,01 | -1,05 | 0,24 | 1,14 | 1,70 |
| Cluster 1 | -1,18 | 0,44 | 1,74 | -0,48 | 0,15 | -0,05 | 0,60 | -0,45 | 0,31 | -0,75 | 0,09 | 0,50 |
| Cluster 2 | -0,97 | -0,61 | 1,80 | 1,13 | -0,11 | 0,33 | -1,27 | -1,54 | -1,02 | -0,41 | 0,16 | 0,82 |
| Cluster 3 | -1,21 | -0,56 | 1,18 | 0,71 | -0,36 | -0,21 | -0,64 | -1,03 | -0,79 | 0,55 | 1,58 | 1,56 |
| | 2005/2006 | 2006/2007 | 2007/2008 | 2008/2009 | 2009/2010 | 2010/2011 | 2011/2012 | 2012/2013 | 2013/2014 | 2014/2015 | 2015/2016 | 2016/2017 |
| Alto | -0,56 | -0,65 | 0,50 | 2,09 | 0,92 | -0,43 | -0,57 | 0,87 | -2,38 | -0,41 | 0,63 | -1,02 |
| Médio | -1,73 | -1,48 | 0,44 | 1,69 | 1,11 | 0,46 | -0,13 | 0,08 | -1,98 | -1,62 | -0,11 | 0,01 |
| Baixo | 0,08 | 1,39 | 0,60 | 1,77 | 0,03 | 0,85 | 0,95 | -0,82 | -1,65 | -1,53 | 0,11 | -0,98 |
| Cluster 1 | -1,20 | -1,04 | 0,55 | 2,06 | 1,16 | -0,36 | -0,74 | 0,69 | -1,96 | -1,06 | 0,52 | -0,79 |
| Cluster 2 | -1,30 | -1,46 | 0,92 | 1,38 | 1,51 | 1,08 | 0,20 | -0,49 | -2,01 | -1,67 | -0,28 | -0,43 |
| Cluster 3 | -0,52 | 1,09 | 0,76 | 2,01 | -0,09 | 0,84 | 1,43 | -0,96 | -1,66 | -1,24 | 0,21 | -0,79 |



Figura 11 – Resultado do IPP 12 meses para a divisão física e para a divisão por cluster

5.3 INFLUÊNCIAS OROGRÁFICAS PARA A PRECIPITAÇÃO NA BACIA DO RPS

A Figura 12 ilustra o relevo da bacia do RPS. Como já descrito, a bacia é margeada principalmente na porção paulista e na porção do Vale do Paraíba fluminense por duas grandes cadeias de montanha: a serra da Mantiqueira e a serra do Mar.

A serra da Mantiqueira apresenta extensão de aproximadamente 500 km, passando pelos estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais. De acordo com a figura, existem picos ao longo do seu deslocamento com alturas de mais de 2500m. Um destes picos pode ser encontrado próximo a região de Itatiaia-RJ. A serra do Mar tem extensão de aproximadamente 1000km, indo desde o norte de Santa Catarina até o sul do Rio de Janeiro, com altitudes entre 800m a 1800m.

Na região do médio Paraíba, a serra do Mar apresenta um efeito de falhas, as quais foram apresentadas por Almeida e Carneiro (1998). Estas falhas, ou seja, o rebaixamento das montanhas, fazem com que o nível da serra seja praticamente o nível do terreno ao seu entorno (aproximadamente 500m).

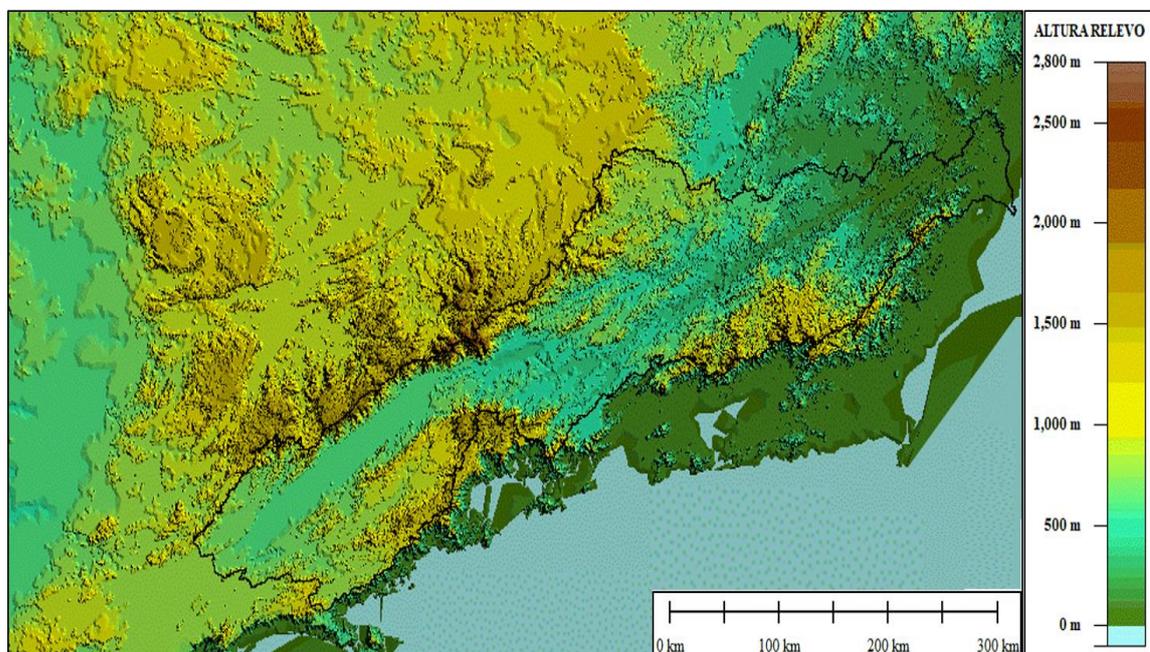


Figura 12 – Relevo da bacia do rio Paraíba do Sul

Como resultado já obtido, a porção média da bacia apresenta maior regime pluviométrico, e isto pode estar atrelado a intensificação do transporte de umidade proveniente do oceano Atlântico através da faixa de rebaixamento da serra. Para comprovar esta afirmação e, identificar o comportamento do vento que incide sobre as cadeias de montanhas de ambas as serras, foi utilizado o número de Froude.

O número de Froude foi calculado para 9 pontos, visando assim a obtenção de resultados que justifiquem de fato a entrada de umidade na região do médio Paraíba e também, o efeito de barreira que as montanhas podem exercer sobre este transporte. A figura abaixo traz a localização de cada um destes pontos.

Na Figura 13, observa-se que os pontos estão dispostos de três maneiras: os pontos de 1 a 3 estão fora da bacia, localizados a barlavento da serra do Mar; os pontos 4 a 6 estão dispostos dentro da bacia e nas proximidades da serra da Mantiqueira; os pontos 7 a 9 estão fora da bacia, localizados após a serra da Mantiqueira, dentro do estado de Minas Gerais.

Três transectos também foram utilizados, de forma a auxiliar principalmente no entendimento do comportamento do vento frente as barreiras orográficas. O transecto 1 interliga os pontos 1, 4 e 7; o transecto 2 interliga os pontos 2, 5 e 8; por fim, o transecto 3 interliga os pontos 3, 6 e 9. Cada um dos transectos, com relação a elevação do terreno, é amostrado na Figura 14 que segue. Como o número de Froude avalia se o vento incidente é capaz de transpor a barreira orográfica, o transecto permite identificar um possível caminho com o qual o transporte de umidade irá ocorrer, caso o vento seja capaz de transpor todas as barreiras.

O transecto 1 mostra que, um vento soprando de leste no ponto 1 (nível do mar) terá que transpor uma barreira de aproximadamente 1000m, com elevação posterior de 1500m. Quando o vento ultrapassa essa barreira, ele entra na região do Vale do Paraíba, chegando ao ponto 4 (500m) e ali encontra novamente uma barreira, de aproximadamente 2250m (serra da Mantiqueira). Se o vento for capaz de transpor esta nova barreira, ele atinge o ponto 7 (~1250m). Entretanto, o caminho inverso pode ser verificado quando o vento sopra de oeste, ou seja, o vento passa pelo ponto 7, ultrapassa a montanha, que neste caso está a 1000m de altura com relação ao ponto e chega na região do vale.

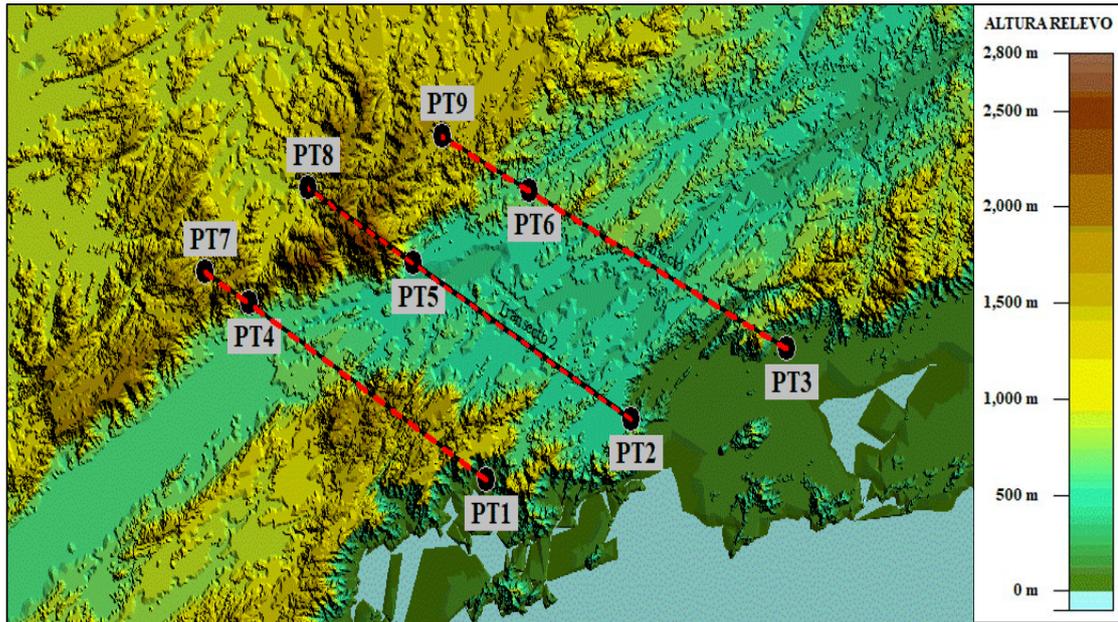


Figura 13 – Localização dos pontos e transectos utilizados para o cálculo do número de Froude.

A falha da serra do Mar pode ser identificada através do transecto 2. O ponto 2 e o ponto 5 estão aproximadamente na mesma altura com relação ao nível do mar (500m). Este fato mostra que não há uma cadeia de montanhas com altura significativa de tal maneira a influenciar o transporte de umidade pelo ponto 2, ou seja, pelo ponto 2 há um livre caminho para o vento de leste percorrer e entrar na região do médio Paraíba. Quando o vento chega no ponto 4, ele encontra um dos maiores picos, dentre os picos analisados da serra da Mantiqueira, com 2500m. Se as condições de estabilidade forem fracas e a intensidade do vento for forte, este é capaz de transpor a barreira e chegar no ponto 8.

Quando o vento sopra de oeste, a tendência é que, como a cadeia de montanha se reduz a 1500m (ponto 8 está a 1000m) este apresente maior probabilidade de chegar ao ponto 5 do que o vento que passa pelo ponto 5 chegar no ponto 8.

Dentre as áreas analisadas, a cadeia de montanhas da serra da Mantiqueira apresenta seu menor valor, com relação a elevação, na região do transecto 3. Nesta região, é possível visualizar que o ponto 3 está ao nível do mar e que a barreira à sua frente apresenta pico de aproximadamente 900m. Após o vento de leste ultrapassar esta barreira, ele percorre um sinuoso trecho, com oscilações de terreno que variam entre 500m e 1000m, chegando ao ponto 6 que está a 500m. Após este percurso, o vento tende a ultrapassar a montanha (1500m) e chegar no ponto 9 (~1250m).

As figuras que seguem mostram o resultado obtido com o cálculo do número de Froude para cada ponto em específico. Como já descrito na seção 4.1.1, foram utilizados dados diários da reanálise do ERA 5, no período de 1980 a 2017. O cálculo foi realizado de acordo com os seguintes horários sinóticos: 00Z, 06Z, 12Z, 18Z e 21Z. Dentro do período selecionado, foram obtidos ao todo 13.870 pontos de dados para cada horário em específico. Para melhor visualização destes pontos de dados, os valores do eixo x (número de dados de acordo com a direção predominante do vento) foram divididos por 100, ou seja, a escala do eixo x deve ser multiplicada por 10^2 .

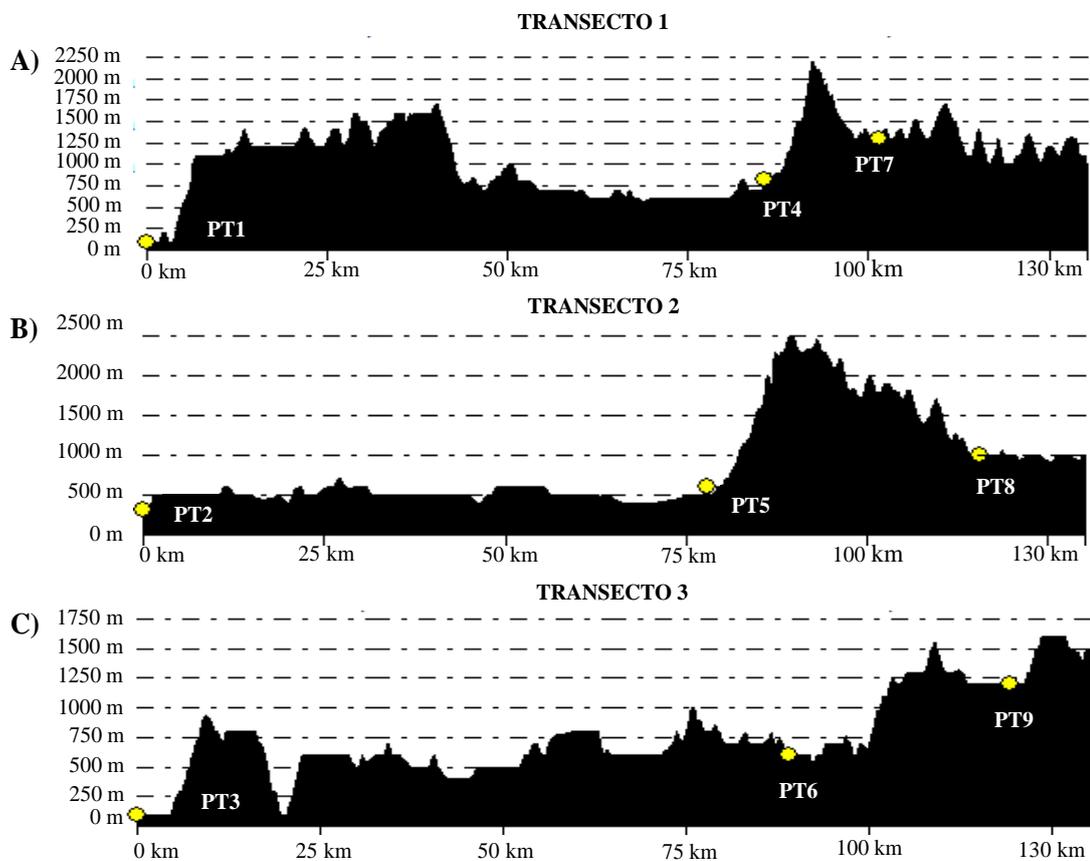


Figura 14 – Perfil do terreno e localização dos pontos frente os transectos utilizados. (A) transecto 1; (B) transecto 2; (C) transecto 3.

Através da descrição de cada transecto, para entender o comportamento do vento com relação às cadeias de montanha na região do médio Paraíba do Sul e também, a sua ligação com o regime de precipitação, é necessário compreender os mecanismos que regem a circulação local.

Em grande parte, a ASAS favorece a circulação que sopra do oceano para o continente, mas destaca-se também a brisa de vale e montanha e a brisa marítima e terrestre, as quais

favorecem tanto o vento que sopra sobre o continente quanto o vento que sopra do continente. Sendo assim, justifica-se a análise dos ventos que sopram de leste (ventos que sopram sobre o continente) e também os que sopram de oeste (ventos que sopram do continente), focando, assim, na entrada de umidade marítima e no transporte de umidade proveniente do lado mineiro da serra da Mantiqueira, respectivamente. Dessa forma, o número de Froude foi aplicado para os pontos de 1 a 6 com o vento soprando de leste e para os pontos de 7 a 9, com o vento soprando de oeste. O vento que sopra de leste, ao ultrapassar a orografia da serra da Mantiqueira irá chegar nos pontos 7, 8 e 9 respectivamente. Já o vento que incide de oeste sobre os pontos 7, 8 e 9, se ultrapassar a Mantiqueira, irá chegar ao menos nos pontos 4, 5 e 6.

A Tabela 5 mostra que para valores maiores que 0,4, o vento é capaz de percorrer a montanha e até mesmo ultrapassá-la em alguns períodos. Dessa maneira, para melhor visualização, os gráficos que seguem trazem uma linha com $y=0,4$.

Antes de analisar cada figura, é importante saber que os pontos estão alinhados de acordo com cada transecto, ou seja, as figuras são representativas de uma matriz 3x3; cada coluna representa um transecto, então a coluna 1 representa o transecto 1, a coluna 2 representa o transecto 2 e por fim, a coluna 3 representa o transecto 3. As linhas correspondem ao alinhamento dos pontos de acordo com a sua localização, dentro ou fora da bacia.

No período das 00Z (Figura 15), o vento incidente sobre o ponto 1 não foi capaz de transpor a barreira da serra do Mar em nenhum dos períodos analisados (1980 a 2017). Já no ponto 4, alguns poucos períodos para $Fr > 0,4$ podem ser notados. O fato que chama a atenção é que, no transecto 1, o vento soprando de oeste está mais intenso do que o vento soprando de leste neste horário, uma vez que pelo ponto 7, praticamente em todo o período, Fr foi maior que 0,4, obtendo valores até 1,5. O vento que sopra da Mantiqueira transpõe a barreira orográfica e chega na região do vale em maior frequência do que o vento que sopra do vale chega ao lado a sotavento da montanha.

O rebaixamento da serra do Mar, como já descrito anteriormente, favorece o “livre caminho” para o vento percorrer e o transporte de umidade, o que justifica o ponto 2 apresentar quase que de forma majoritária $Fr > 1,0$. No ponto 5, como a barreira apresenta seu maior pico, o vento não foi capaz de transpô-la, o que gera o acúmulo de umidade na região a barlavento da montanha (para o vento soprando de leste). Entretanto, é possível identificar alguns períodos com os quais o vento soprou da montanha para o vale (ponto 8).

Assim como no ponto 1, o vento que passa pelo ponto 3 praticamente não consegue transpor a barreira orográfica. O fato que chama a atenção é que no transecto 3, o vento que incide sobre o ponto 9 (vento de oeste), chega com maior frequência sobre a região do vale do Paraíba Fluminense.

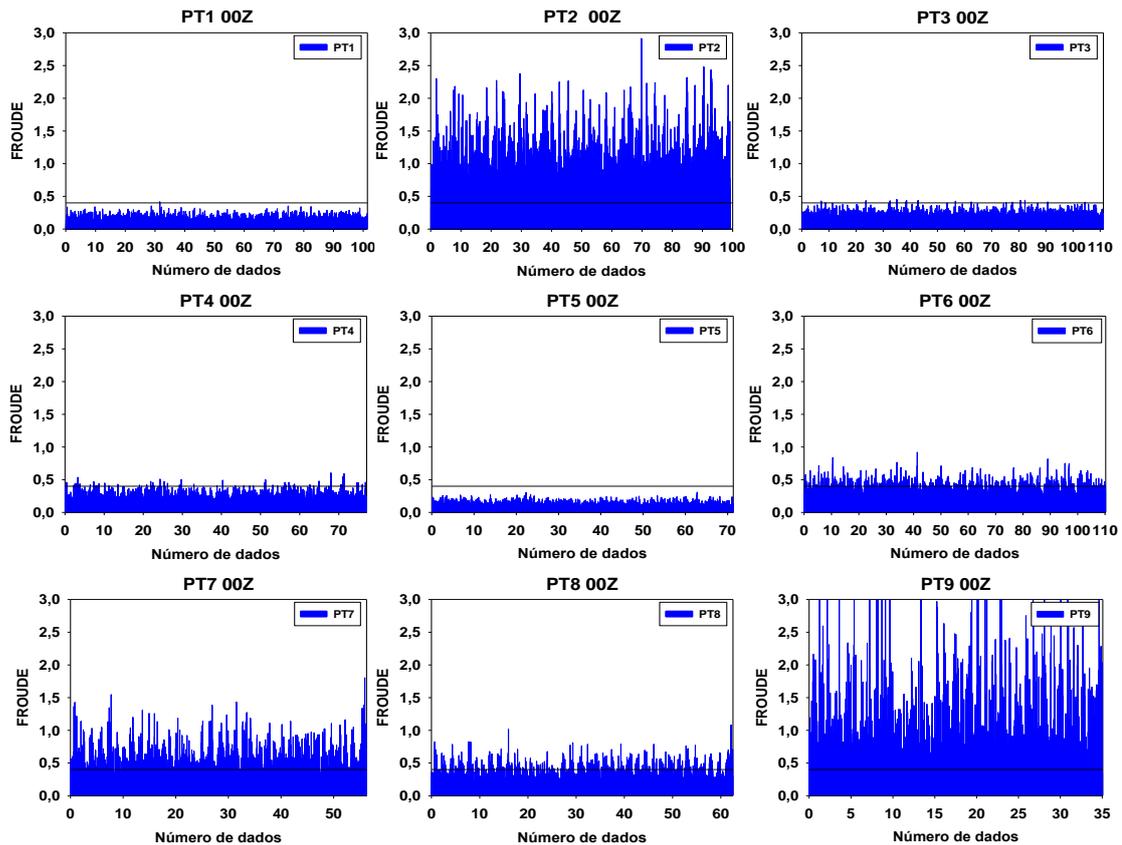


Figura 15 – Valores correspondentes ao número de Froude, para cada ponto escolhido, no período das 00Z.

Ao analisar a Figura 16, para as 06Z, nota-se que neste período os valores de Fr se diferem do período anterior analisado. Os valores de Fr para o transecto 1 mostram que, novamente o vento de leste não é capaz de transpor a barreira da serra do Mar (ponto 1) e que o vento de oeste consegue ultrapassar a barreira (ponto 7) e chegar no vale.

Verifica-se novamente que no ponto 2, ocorrem os maiores valores de Fr para o vento de leste (novamente justificando o efeito da fenda) e que o vento no ponto 5 é barrado pela montanha. Nota-se também que há uma redução nos períodos com os quais o vento foi capaz de transpor a barreira na região do transecto 3 para o ponto 6. De modo geral, o vento que sopra

de oeste conseguiu transpor a Mantiqueira e o vento de leste o fez em pouquíssimos períodos, o que favorece o acúmulo de umidade principalmente nas regiões do vale próximas a esta serra.

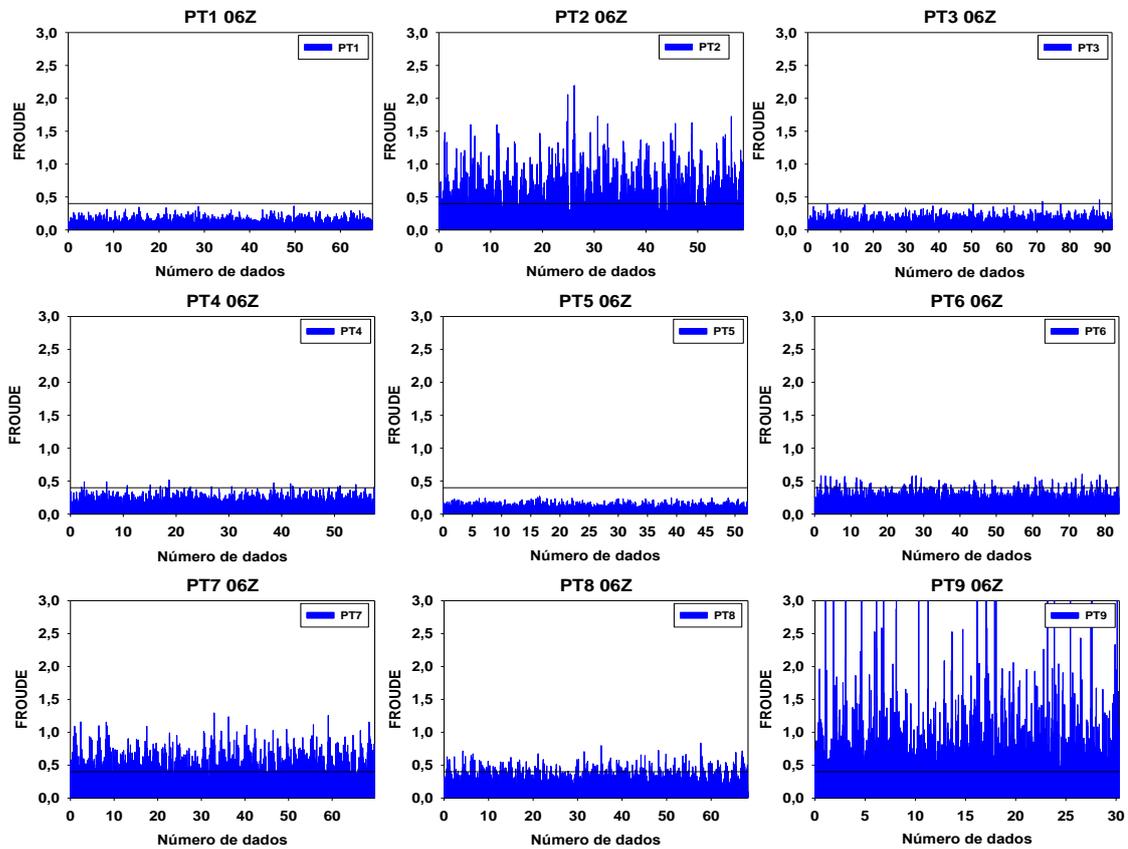


Figura 16 - Valores correspondentes ao número de Froude, para cada ponto escolhido, no período das 06Z.

A Figura 17 traz a análise de Fr para às 12Z. Neste horário, o vento de leste permanece sendo barrado pela serra do Mar, entretanto, há uma possível intensificação do mesmo na região da fenda, uma vez que os valores de Fr são maiores do que o horário anterior. A essa possível intensificação, pode-se associar o fato de que no ponto 6 aumentaram também os períodos com os quais o vento foi capaz de transpor a barreira e chegar ao outro lado da Mantiqueira. Todavia, o que se esperava é que se o vento está mais intenso, a partir da fenda, o ponto 5 iria apresentar períodos com vento incidente sendo capaz de transpor a barreira orográfica e não somente no 4 e 6, mas como já descrito, no ponto 5, a serra apresenta grandes valores de altura comparada ao nível do ponto e isto faz com que o efeito de bloqueio da passagem do vento ainda seja configurado.

Os resultados obtidos para o ponto 9 mostram que ocorre também uma possível intensificação dos ventos de oeste no horário analisado, na região do transecto 3, de tal modo que há um maior fluxo proveniente do lado mineiro da serra (Mantiqueira) para a região do vale.

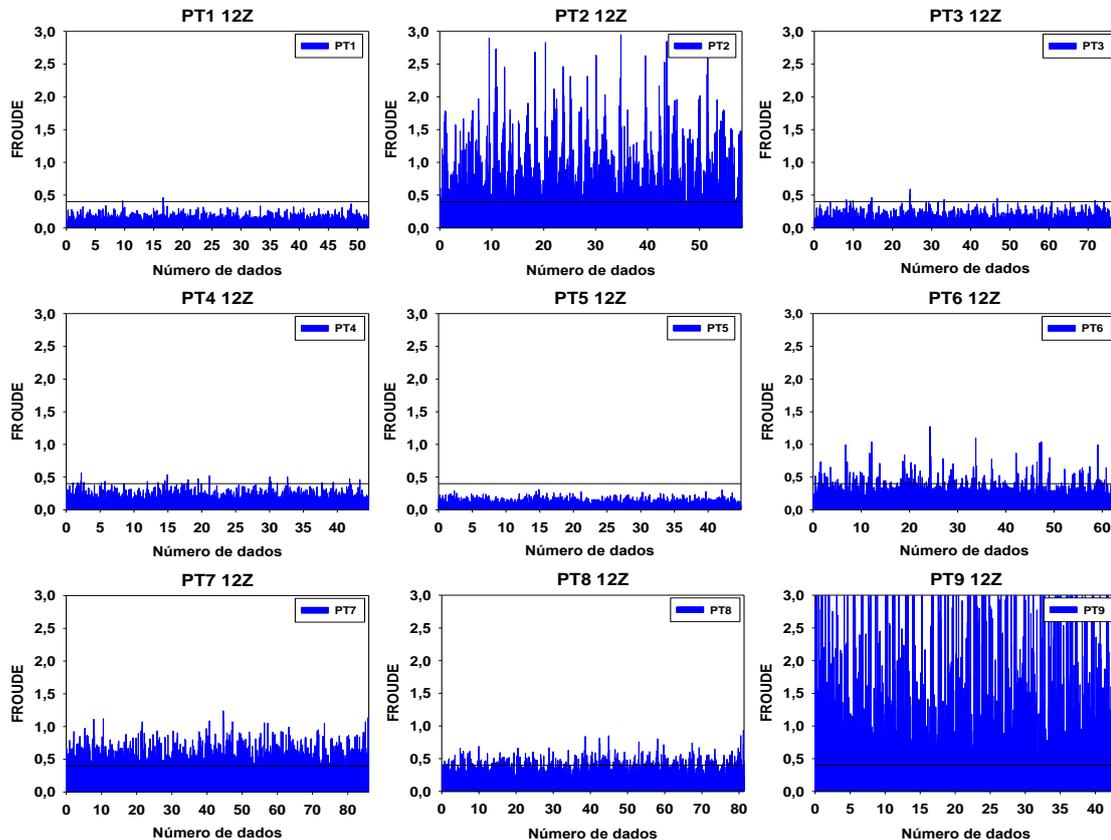


Figura 17 - Valores correspondentes ao número de Froude, para cada ponto escolhido, no período das 12Z.

A possível intensificação dos ventos, tanto de leste quanto de oeste, pode ser observada na Figura 18. No horário das 18Z (que se associa com o pico de aquecimento diurno), observa-se que há um aumento de Fr para quase todos os pontos, excluindo-se o ponto 5 (efeito bloqueio ainda configurado). Ainda que nos pontos 1 e 3, os valores acima de 0,4 sejam raros, o aumento com relação aos valores obtidos no horário das 12Z é verificado.

O transecto 1 mostra que, no ponto 4, o vento é capaz de transpor a barreira (em grande parte dos dados analisados) e chegar no ponto 8. Da mesma forma, em todo o período analisado, o vento de oeste foi capaz de transpor a Mantiqueira e chegar na região do médio Paraíba do Sul. Ao analisar a magnitude dos valores de Fr, nota-se que o vento de oeste nesses casos foi mais intenso que os ventos de leste.

A fenda novamente mostra seu efeito “canalizador” do vento, o qual ao passar pelo ponto 2, não somente se concentra na região do ponto 5, mas é desviado para os pontos 4 e 6. A este desvio, uma vez que pelos pontos 1 e 3 tenham sido raros os períodos de passagem do vento pela serra do Mar, associa-se os períodos com os quais o vento passou pelos pontos 4 e 6 e chegou do outro lado da serra da Mantiqueira (pontos 7 e 9).

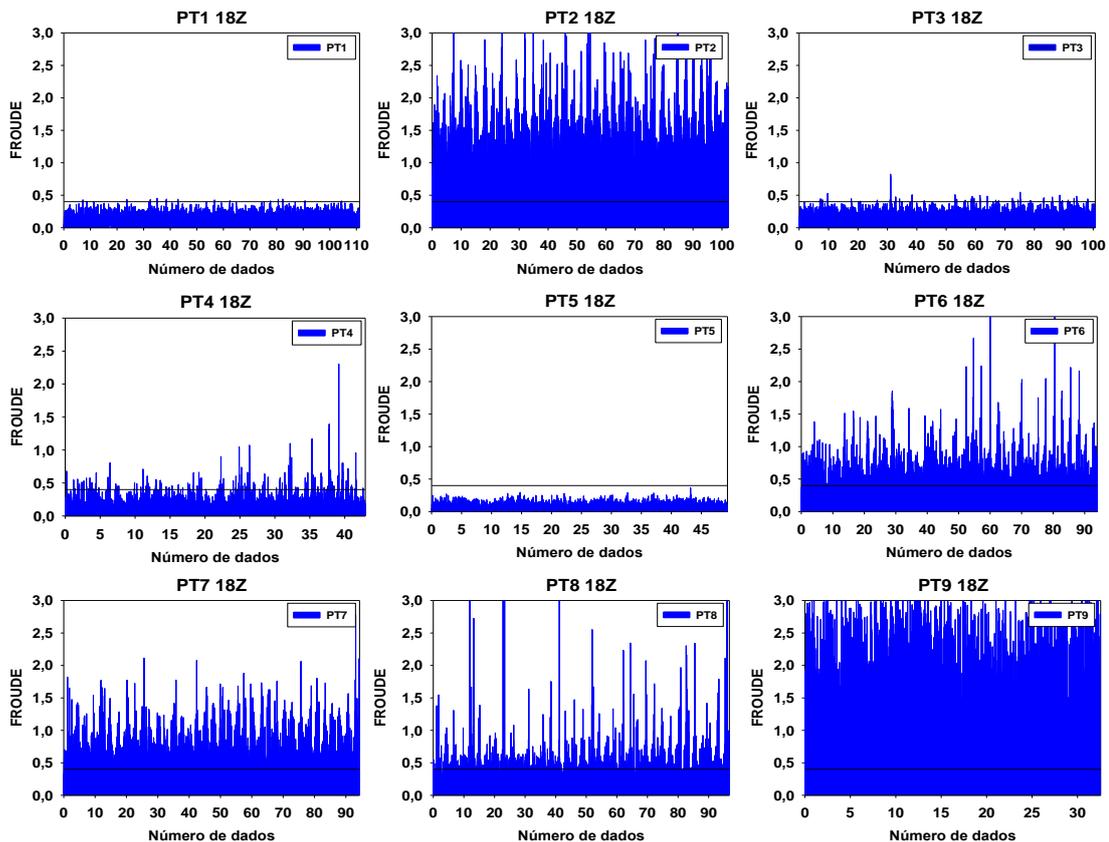


Figura 18 - Valores correspondentes ao número de Froude, para cada ponto escolhido, no período das 18Z.

O horário das 21Z (Figura 19), mostra que o vento, tanto de leste quanto de oeste começa a perder intensidade, diminuindo assim, os valores de Fr. Entretanto, os ventos de oeste permanecem soprando sobre a região do vale do Paraíba em todos os transectos analisados, ou seja, ainda há um transporte de umidade da região da serra da Mantiqueira para os pontos 4, 5 e 6.

Como esperado, o ponto 2 permanece mostrando o efeito de canalização do vento de leste e este é distribuído dentro do médio Paraíba do Sul. Novamente, o transecto 2 mostra que no ponto 5 o vento não ultrapassa a barreira, gerando o acúmulo de umidade em todos os horários analisados, o que pode ser favorecido também pelo vento que sopra do ponto 7.

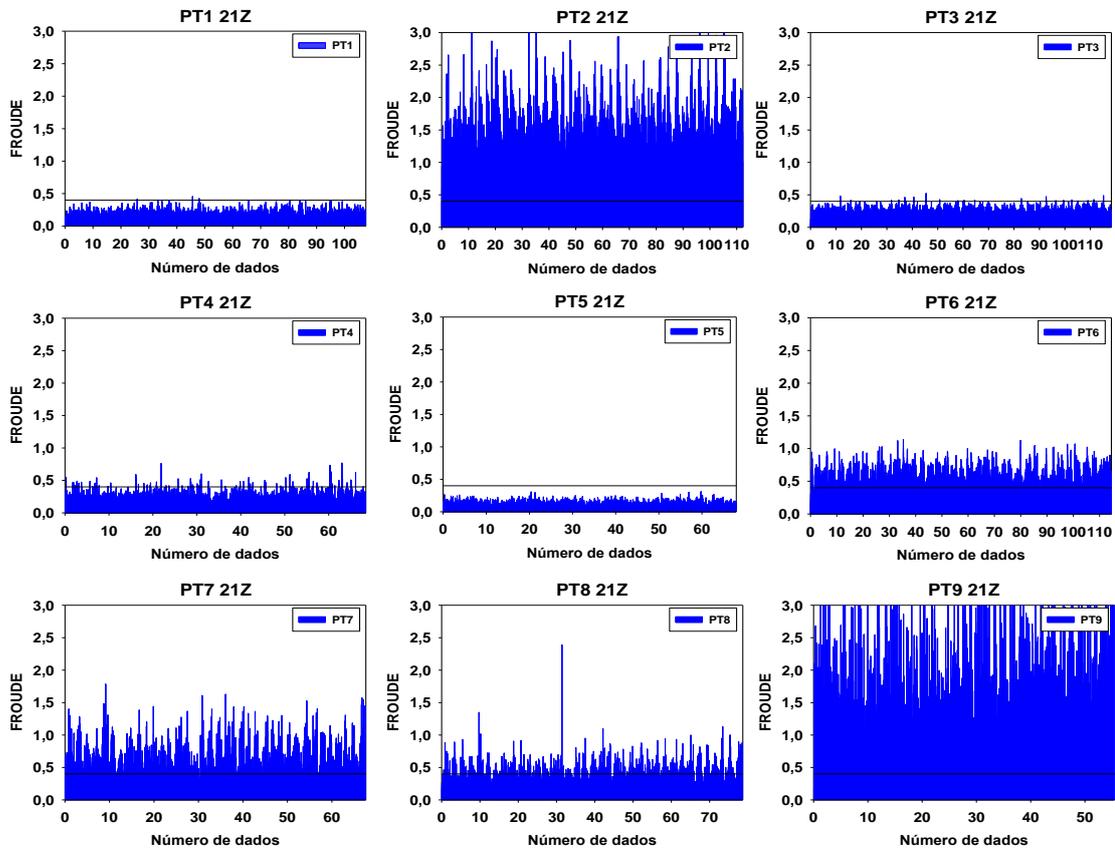


Figura 19 - Valores correspondentes ao número de Froude, para cada ponto escolhido, no período das 21Z.

A intensificação dos ventos, principalmente notada através dos aumentos nos valores de Fr entre os horários de 12Z e 18Z pode estar associada com o fenômeno da brisa marinha, que aumenta a intensidade do vento que sopra do mar para o continente e também com a brisa de vale, que sopra em direção a montanha. A interação destas brisas auxilia no acúmulo de umidade principalmente na região a barlavento (vento que sopra de leste) da serra da Mantiqueira e, como os resultados mostram que no ponto 5 o vento não transpõe a barreira, há condições para formação de células convectivas com posterior chuva orográfica.

O subtópico a seguir aborda a análise de um estudo de caso na região do cluster 2, no dia 14 de dezembro de 2018. Esta análise permite identificar o comportamento principalmente do vento e da umidade sobre a região da fenda, associadas a ocorrência de precipitação.

das 20:00 horas, o sistema convectivo começa perder força e, depois das 22:00 horas, o radar já não detecta mais áreas de chuva sobre a região do cluster 2.

As imagens do radar mostram um aspecto levantado neste trabalho, que é o efeito de barreira da serra da Mantiqueira com a formação da precipitação orográfica. Entretanto, para entender este comportamento, principalmente de forma pontual, a figura a seguir traz o perfil vertical de umidade específica e de vento, na data em questão, nos pontos 2 e 5 utilizados no cálculo do número de Froude.

A Figura 21A mostra o comportamento do vento e da umidade específica na região do ponto 2. Verifica-se que próximo a superfície (1000 hPa) e até o nível de 850 hPa, entre às 00Z e às 12Z, predominam as direções nordeste e leste para o vento que incide sobre esse ponto que está localizado na fenda. No que se refere à umidade específica, no mesmo período, ocorrem os maiores valores nos níveis mais baixos, bem próximos à superfície. Entre às 12Z e às 18Z, o vento sopra de norte e ocorre uma redução da umidade próximo à superfície. A partir das 18Z, o vento volta a soprar de leste e nordeste, entre os níveis de 1000hPa e de 850hPa e ocorre o aumento da umidade específica próxima a superfície.

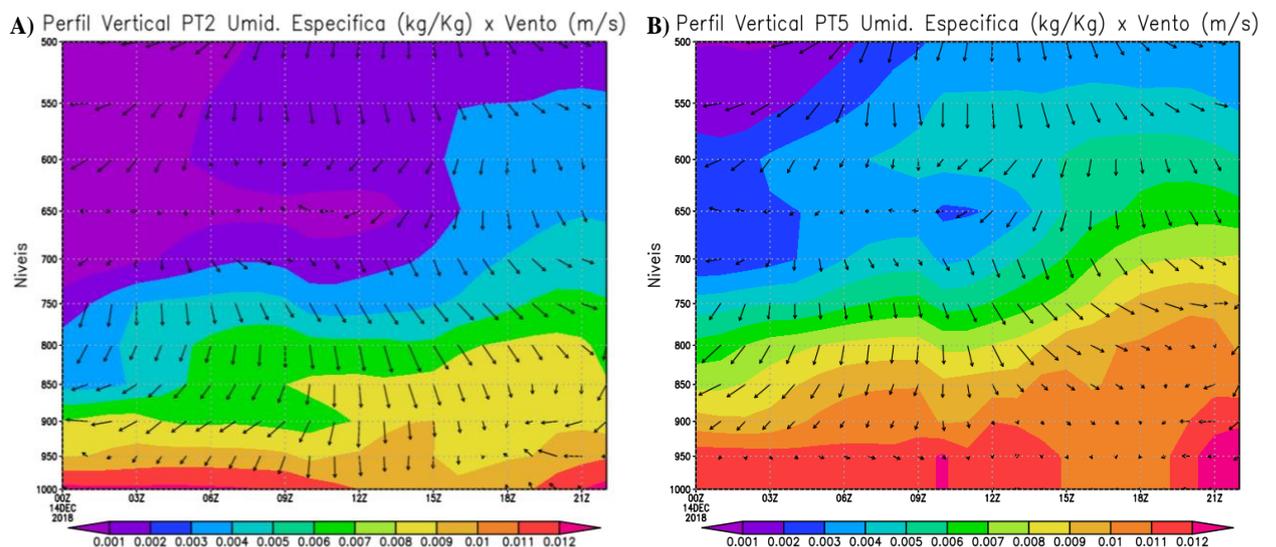


Figura 21 - Perfil vertical de umidade específica e de vento no ponto 2 (A) e no ponto 5 (B).

Já o ponto 5 (Figura 21B), que está localizado sob a influência da serra da Mantiqueira, mostra um comportamento um pouco diferente do apresentado no ponto 2. A cadeia de montanha da serra da Mantiqueira, por apresentar altura de 2200m aproximadamente, chega até o nível de 800hPa na atmosfera. Como a montanha barra o fluxo de umidade no ponto 5 (vide

resultado obtido com o número de Froude), a imagem ilustra que uma maior quantidade de umidade se concentra nos níveis próximos à superfície em todas as horas analisadas, com maiores valores principalmente a partir das 21Z.

O comportamento do vento entre às 00Z e às 12Z segue o padrão dos ventos que incidem sobre o ponto 2, de nordeste/leste. A partir das 12Z, nota-se que predomina o vento de direção oeste e noroeste, até por volta das 20Z. A partir desta hora, o vento volta a soprar de leste/nordeste.

A análise conjunta entre os resultados do número de Froude para o ponto 5 (Figura 15 a Figura 19), as imagens de radar (Figura 20) e o perfil vertical (Figura 21) auxilia no entendimento do fator que proporcionou e proporciona a chuva na região do cluster 2. A partir das 12Z, o número de Froude mostra que há o aumento dos resultados obtidos com os pontos 7, 8 e 9, isto é, como já discutido, ocorre o aumento do vento que sopra da serra da Mantiqueira em direção ao vale do Paraíba (vento de oeste) e isto também pode ser verificado através do perfil vertical, onde, a partir das 12Z, o vento começa a soprar de oeste/noroeste. Como a umidade se concentra na região do ponto 5 (com o vento soprando de leste/nordeste), somado ao aquecimento diurno, há a formação de células convectivas, as quais dão origem a precipitação orográfica. De acordo com as imagens de radar, é nítido verificar que a chuva se forma próximo a Mantiqueira, mas que, como já apresentado, pela intensificação dos ventos de oeste e noroeste, ela se desloca em direção a região da fenda.

6 CONCLUSÃO

Estudar o comportamento da chuva, seja ela em extremos positivos ou negativos, dentro de uma bacia hidrográfica é de suma importância, principalmente em se tratando de aspectos interligados ao abastecimento público ou até mesmo na geração de energia, de forma a auxiliar os tomadores de decisões em práticas que visam a amenização dos danos em ocasiões de recorrência de períodos extremos. A bacia do rio Paraíba do Sul, que é uma das maiores bacias da região Sudeste do Brasil, nos últimos anos vem passando por períodos de seca, o que desestrutura todo um sistema dependente da água do rio em questão e, isto, instiga ainda mais o conhecimento de como se comporta a precipitação ao longo da mesma.

De forma geral, os resultados obtidos com este estudo, apresentam as características da precipitação ao longo da bacia do rio Paraíba do Sul entre os anos de 1980 e 2017. A análise de Agrupamento das estações pluviométricas utilizadas, permitiu a divisão das áreas homogêneas (divisão por clusters) quanto ao aspecto de precipitação dentro da bacia do RPS, contribuindo para a identificação da porção que apresenta os maiores acumulados e também, auxiliando na aplicação do IPP em setores da bacia.

A utilização do IPP dentre as áreas agrupadas, possibilitou a visualização e o entendimento dos períodos entre os anos de 1980 e 2017 em que a bacia passou por extremos de chuva e/ ou de seca, revelando dois aspectos muito importantes:

1 – O comportamento espacial dos períodos úmidos e secos, em grande parte dos resultados obtidos, não se restringe a porções da bacia, mas a atinge como um todo, embora, em diferentes magnitudes.

2 - Nos últimos anos, eventos extremos de precipitação têm sido frequentes, o que impacta diretamente a variabilidade sazonal dessa variável, e isto afeta os períodos secos e úmidos, pois não ocorre o restabelecimento do sistema hídrico sobre a bacia.

Contudo, a forma como o IPP é calculado, acabou, em alguns períodos, mascarando os dados de precipitação na região do cluster 2. Nesta região, as estações pluviométricas mostram os maiores acumulados de chuva dentre os 37 anos de dados utilizados, o que pode ser explicado através da forçante orográfica sobre a precipitação.

O número de Froude, apresentou-se como um bom indicativo para o estudo da influência do rebaixamento das cadeias de montanha da serra do Mar (fenda) frente o vento úmido que

sopra na região do cluster 2. O fato apresentado, associa-se com um aspecto local que influencia a precipitação na região (cluster 2) uma vez que, ao passar pela fenda, o vento úmido não consegue transpor a barreira da serra da Mantiqueira, gerando um acúmulo de umidade a barlavento da mesma, com potencial para formação de células convectivas e posterior chuva orográfica.

De forma geral, este trabalho auxiliou na identificação da variabilidade espacial e nos períodos extremos de precipitação dentro da bacia do RPS, apresentando as regiões homogêneas quanto ao regime de chuva e levantando um aspecto local que, somado às forçantes meteorológicas, atua diretamente na região do cluster 2. Os resultados aqui obtidos, contribuem principalmente para o auxílio dos centros de monitoramento e previsão do tempo e de clima, uma vez que aborda não somente o regime climatológico de chuva, mas apresenta uma região onde um efeito local se torna um potencializador para ocorrências de chuva.

7 REFERÊNCIAS

ABRAMOWITZ, M.; STEGUN, I. A. Handbook of Mathematical Functions with Formulas, Graphs, and Mathematical Tables. New York: **Dover Publications**, 1965.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. Bacia do rio Paraíba do Sul. Disponível em: <http://www2.ana.gov.br/Paginas/servicos/outorgaefiscalizacao/RioParaibadoSul.aspx>. Acesso em: 22/03/2018

ALVES, L. M.; MARENGO, J. A.; JÚNIOR, H. C.; CASTRO, C. Início da estação chuvosa na região sudeste do Brasil: Parte 1 – Estudos observacionais, 2005.

ALMAGRO, André et al. Projected climate change impacts in rainfall erosivity over Brazil. **Scientific reports**, v. 7, n. 1, p. 8130, 2017.

ALMEIDA, F.F.M. & CARNEIRO, C.D.R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Rev. bras. Geociências**, 28:135-150, 1998.

ANDRADE, K. **Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul**. 2007. 187 f. Tese (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

BARRET, B. S.; KRIEGER, D. B.; BARLOW, C. P. Barlow. Multiday circulation and precipitation climatology during winter rain events of differing intensities in central Chile. **J. Hydrometeor.**, 12, 1071-1085, 2011.

BASIST, Alan; BELL, Gerald D.; MEENTEMEYER, Vernon. Statistical relationships between topography and precipitation patterns. **Journal of climate**, v. 7, n. 9, p. 1305-1315, 1994.

BASTOS, C.; FERREIRA, N. Análise Climatológica da Alta Subtropical do Atlântico Sul. In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, p. 612-619, 2000.

BERNINI, E.; REZENDE, C. E. Estrutura da vegetação em florestas de mangue do estuário do rio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, v. 18, n. 3, p. 491-502, 2004.

BJERKNES J. On the structure of moving cyclones. **Geofysiske Publikationer**, v.1, n.2, p.1-8, 1919.

BLACK, E.; BLACKBURN, M.; HARRISON, G.; HOSKINS, B.; METHVEN, J. Factors contributing to the summer 2003 European heatwave. **Weather**, v. 59, p. 217-223, 2004.

BLAIN, G. C.; BRUNINI, O. Avaliação e adaptação do Índice de Severidade de Seca de Palmer (PDSI) e do Índice Padronizado de Precipitação (SPI) às condições climáticas do Estado de São Paulo. **Bragantia**, v. 64, n. 4, 2005.

BLANCO, Cintia Maria Rodrigues. **Processos de Intensificação Orográfica da Precipitação na Serra do Mar em São Paulo**. 1999. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

BRAGA, P. F.; FLECHA, R.; PENA, D. S.; KELMAN, J. Pacto Federativo e gestão de águas. **Estudos avançados**, São Paulo, v. 22, n. 63, 2008.

BRITO, T. T. et al. Multivariate analysis applied to monthly rainfall over Rio de Janeiro state, Brazil. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 129, n. 5, p. 469-478, 2017.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 15, n. 17, p. 2377-2394, 2002.

CARVALHO, F. A.; BRAGA, J. M. A.; GOMES, J. M. L.; SOUZA, J. S.; NASCIMENTO, M. T. Comunidade arbórea de uma floresta de baixada aluvial no município de Campos dos Goytacazes, RJ. **Cerne**, v. 12(2), 2006.

CAVALCANTI, I. F. A. Alguns aspectos da circulação da atmosfera próximo à América do Sul e interações com a região Antártica. São José dos Campos, **INPE**. (INPE-3308-PRE/618), 1982.

CAVALCANTI, I. F. A. Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais. São José dos Campos, **INPE** – 2494 – TDL/097, 1982.

CAVALCANTI, B. S.; MARQUES, G. R. G. Recursos hídricos e gestão de conflitos: A bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul a partir da crise hídrica de 2014-2015. **Revista de Gestão dos Países de Língua Portuguesa**, v. 15, n. 1, p. 04-16, 2016.

CELEMIN, A. Meteorologia Práctica. **Mar del Plata**: Edición del Autor, 1997.

CHEN, S.-H.; LIN, Y.-L. Effects of moist Froude number and CAPE on a conditionally unstable flow over a mesoscale mountain ridge. **J. Atmos. Sci.**, 62, 331–350, 2005.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. Applied Hidrology. **McGraw-Hill**, New York, 572, 1988.

CHU, C.-M.; LIN, Y.-L. Lin. Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems in a two-dimensional conditionally unstable flow. **J. Atmos. Sci.**, 57, 3817–3837, 2000.

CICEK, I.; TURKOGLU, N. Urban effects on precipitation in Ankara. **Atmosfera**, v. 18, n. 3, p. 173-187, 2005.

COELHO, C. A.; De OLIVEIRA, C. P.; AMBRIZZI, T.; REBOITA, M. S.; CARPENEDO, C. B.; CAMPOS, J. L. P. S.; Da ROCHA, R. P. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, v. 46(11-12), p. 3737-3752, 2016.

COMITÊ DE INTEGRAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PARAÍBA DO SUL – CEIVAP. Disponível em: <http://www.ceivap.org.br/>. Acesso em 22/03/2018.

COSTA, A. de O.; SALGADO, C. M.; DINALI, Y. T. Caracterização da precipitação no médio vale do rio Paraíba do Sul Fluminense (RJ). **Revista Geonorte**, Edição Especial, v. 2, n. 5, p. 1000-1013, 2012.

COSTA, L. F. et al. Análise da precipitação da bacia do rio Paraíba do Sul com enfoque nos anos de 2014 a 2017. In: **SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO RIO PARAÍBA DO SUL**, 3., 2018, Juiz de Fora, MG. Anais... Juiz de Fora, MG: UFJF, 2018. p. 657-666.

CUNNINGHAM, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. de A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, v. 26, n. 9, p. 1165-1180, 2006.

DAHAL, P.; SHRESTHA, N. S.; SHRESTHA, M. L.; KRAKAUER, N. Y.; PANTHI, J.; PRADHANANG, S. M.; LAKHANKAR, T. Drought risk assessment in central Nepal: temporal and spatial analysis. **Nature Hazards**, v. 80, n. 3, p. 1913-1932, 2016.

DAVOLIO, S.; BUZZI, A.; MALGUZZI, P. Orographic triggering of long lived convection in three dimensions. **Meteorology and atmospheric physics**, v. 103, n. 1-4, p. 35-44, 2009.

DAVIS, R.; ROGERS, R. A synoptic climatology of severe storms in Virginia. **The Professional Geographer**, v.44, n.3, p.319-332,1992.

DE ALMEIDA, R. G. B.; CAPOZZOLI, C. R. Avaliação da severidade da estiagem na bacia do rio Paraíba do Sul no ano hidrológico de 2013-2014. In: **Anais do XXII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, 2015.

DE ANDRADE, E. K. P.; ANDRADE, A. R. S.; ZAMORA, V. R. O.; De AQUINO, P. R. L. S.; SANTOS, M. K. S.; AZEVEDO, P. R. Estudos de periodicidades e de regiões pluviometricamente homogêneas no Agreste pernambucano. **Journal of Environmental Analysis and Progress**, v. 3(1), p. 100-117, 2018.

DINIZ, G. B. **Preditores visando a obtenção de um modelo de previsão climática de temperaturas máxima e mínima para regiões homogêneas do Rio Grande do Sul**. 2002. Tese Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul-UFRS, Porto Alegre, RS, 147p.

DRUMOND, A.; NIETO, R.; GIMENO, L.; AMBRIZZI, T. A. Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, 2008.

DURÁN-QUESADA, A. M.; REBOITA, M. S.; GIMENO, L.; NIETO, R. The role of the tropics in the global water cycle: Precipitation and moisture transport in Tropical America. In: **ESA-ESRIN CONFERENCE: Earth Observation and Water Cycle Science: “towards a water cycle multi-mission strategy”**, Frascati, Itália, 2009.

DURÁN, Luis; BARSTAD, Idar. Multi-scale evaluation of a linear model of orographic precipitation over Sierra de Guadarrama (Iberian Central System). **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 11, p. 4127-4141, 2018.

EDWARDS, D. C.; MCKEE, T. B. Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales. **Climatology Report**, n.97-2, 1997.

ESTRELA, T.; VARGAS, E. Drought Management Plans in the European Union. The Case of Spain. **Water Resources Management**, v. 26, n. 6, p. 1537–1553, 2012.

FERNANDES, D. S.; HEINEMANN, A. B.; PAZ, R. L. F.; AMORIM, A. de O.; CARDOSO, S. Índices para a quantificação da seca. Santo Antônio de Goiás: **Embrapa Arroz e Feijão**, 2009. 45p.

FERREIRA, R. N.; RICKENBACH, T. M.; HERDIES, D. L.; CARVALHO, L. M. Variability of South American. Convective cloud systems and tropospheric circulation during January–March 1998 and 1999. **Monthly Weather Review** **131**(5): 961– 973, 2003.

FILHO, T. K.; ASSAD, E. D.; LIMA, P. R. S. de R. Rainfall homogeneous areas in Brazil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 40, n. 4, p. 311-322, 2005.

FOLHES, M. T.; RENNÓ, C. D.; FISCH, G. Caracterização espaço-temporal do regime pluviométrico na parte paulista da bacia hidrográfica do Rio Paraíba do Sul. **Anais I Seminário de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Paraíba do Sul: o Eucalipto e o Ciclo Hidrológico**, Taubaté, Brasil, 07-09 novembro 2007, IPABHi, p. 359-361.

FORD, R. P.; MOORE, G. W. K. Secondary cyclogenesis-Comparison of observations and theory. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 2, p. 427-446, 1990.

FORTUNE, M.A. A severidade da grande geada de 1981: uma avaliação por satélite em tempo real. São José dos Campos, **INPE**, (INPE-2586-PRE/234) 1982.

FOVELL, R. G.; FOVELL, M. C. Climatic zones of the conterminous United States defined using cluster analysis. **J. Climate** 6: 2103-2135, 1993.

FREITAS, J.C.; ANDRADE, A.R.S.; BRAGA, C.C.; GODOI NETO, A.H.; ALMEIDA, T.F. Análise de agrupamento na identificação de regiões homogêneas de índices climáticos no Estado da Paraíba, Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v.6, n.4, p.732-748, 2013.

FURNAS, C. E. Programa para Análise dos Dados Meteorológicos de Vento e Estabilidade Atmosférica da CNAAA–Manual do Usuário. **Nota Técnica, DCSN–0018–85, Julho**, p. 21, 1985.

GAN, M. A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera, nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e leste do Brasil**. INPE, 1982.

GAN, M.A.; KOUSKY, V.E.; ROPELEWSKI, C.F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, p. 47-66, 2004.

GAN, M. A.; RODRIGUES, L. R.; RAO, V. B. Monção na América do Sul. **Chapter**, v. 19, p. 297-312, 2009.

GARCIA, S.R.; KAYANO, M.T. Determination of the onset dates of the rainy season in Central Amazon with equatorially antisymmetric outgoing longwave radiation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 97, p. 361-372, 2009.

GARCIA, S.R.; KAYANO, M.T. Some considerations on onset dates of the rainy season in Western-Central Brazil with antisymmetric outgoing longwave radiation relative to the equator. **International Journal of Climatology** 33: 188-198, 2013.

GARCIA, S. R.; CALHEIROS, A. J. P; KAYANO, M.T. Revised method to detect the onset and demise dates of the rainy season in the South American Monsoon areas. **Theoretical and Applied Climatology**, v.126: 481-491, 2016.

GOCIC, M.; TRAJKOVIC, S. Spatiotemporal characteristics of drought in Serbia. **Journal of Hydrology**, v. 510, p. 110-123, 2014.

GONG, X.; RICHMAN, M. B. On the application of cluster analysis to growing season precipitation data in North America east of the rockies. *J. Climate* 8: 897-931, 1995.

GREEN, J. S. A. The weather during July 1976: Some dynamical consideration of the drought. **Weather**, n. 32, p. 120-126, 1977.

GREENSLADE M. D. **Strongly stratified airflow over and around mountains**, PhD thesis, University of Leeds, 1992.

GREENSLADE M. D. Strongly stratified airflow over and around mountains in Stably Stratified Flows: Flow and Dispersion over Topography, Proceedings of the IV Conference on Stably Stratified Flows, September, 1992, edited by I. P. CASTRO and N. J. ROCKLIFF (Clarendon Press, Oxford) 1995.

GRIMM, A. M.; VERA, C. S.; MECHOSO, C. R. The South American Monsoon System. **The Global Monsoon System: Research and Forecast, WMO/TD**, v. 1266, p. 219-238, 2005.

HAIR, J. F. J. et al. Análise multivariada de dados. 5. ed. Porto Alegre: Bookman, 2005.

HAYES, M. J.; SVOBODA, M.D.; WILHITE, D.A.; VANYARKHO, O.V. Monitoring the 1996 drought using the Standardized Precipitation Index. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 80, n.3, p.429-438, 1999.

HERCULANO M., MARIA JOSÉ et al. Análise do índice padronizado de precipitação para o estado da Paraíba, Brasil. **Ambiente & Água-An Interdisciplinary Journal of Applied Science**, v. 5, n. 1, 2010.

HERSBACH, H.; DEE, D. ERA5 reanalysis is in production, ECMWF Newsletter No. 147. **Spring**, p. 7, 2016.

HIDALGO, J. C. G.; SERRANO, S. M. V.; ANGULO, D. P.; SALINAS, C.; BURGUERA, M. T.; BURGUERÍA, S. High-resolution spatio-temporal analyses of drought episodes in the western Mediterranean basin (Spanish mainland, Iberian Peninsula). **Acta Geophysica**, p. 1-12, 2018.

HOFFMANN, L. et al. From ERA-Interim to ERA5: the considerable impact of ECMWF's next-generation reanalysis on Lagrangian transport simulations. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 19, n. 5, p. 3097-3124, 2019.

HOSKINS, B. J.; SARDESHMUKH, P. D. Transient eddies and the seasonal mean rotational flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 2, p. 328-338, 1987.

HUANG, S.; CHANG, J.; HUANG, Q.; CHEN, Y. Spatio-temporal changes and frequency analysis of drought in the Wei River Basin, China. **Water resources management**, v. 28(10), p. 3095-3110, 2014.

HUGHES, M.; HALL, A.; FOVELL, R. G. Blocking in areas of complex topography, and its influence on rainfall distribution. **J. Atmos. Sci.**, 66, 508–518, 2009.

INSTITUTO SÓCIO-AMBIENTAL (ISA). Água doce e limpa: de "dádiva" à raridade. Available in: < <http://www.socioambiental.org/esp/agua/pgn/>>. Acesso em 24th Março 2019.

IONITA, M.; SCHOLZ, P.; CHELCEA, S. Assessment of droughts in Romania using the Standardized Precipitation Index. **Natural Hazards**, v. 81, n. 3, p. 1483-1498, 2016.

KAUFMAN, L.; ROUSSEAU, W. Finding groups in data: an introduction to cluster analysis. New York: **John Wiley & Son**, 1990.

KEIGHTON, S., L.; LEE, B.; HOLLOWAY, D.; HOTZ, S.; ZUBRICK, J. H.; VOTAW, G.; PERRY, L.B.; LACKMANN, G.; YUTER, S.E.; KONRAD, C.; MILLER, D.; ETHELTON, B. A Collaborative Approach to Study Northwest Flow Snow in the Southern Appalachians. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, 90, 980-999, 2009.

KELLER FILHO, T.; ASSAD, E. D.; LIMA, P. R. S. R. Rainfall homogeneous areas in Brazil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 40, n. 4, p. 311-322, 2005.

KHAN, V. M.; KIM, I. S.; SARAIVA, J. M. Análise de agrupamento pluviométrico nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**. 1998. p. 1-5.

KODAMA, Y. M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ), Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **J. Meteor. Soc. Japan**, 70, 813–835, 1992.

KONRAD, C. E. Synoptic-scale features associated with warm season heavy rainfall over the interior southeastern United States. **Weather and Forecasting**, v.12, n.3, p.557-571, 1997.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, n. 3, p. 217-231, 1988.

LIMA, J. S. Aspectos Climáticos da Região Metropolitana de Porto Alegre. **Porto Alegre: Instituto de Proteção ao Vôo**. Ministério da Aeronáutica, 54 páginas, 1985.

LIMA, C. H. R; AGHAKOUCHAK, A. RANDERSON, J. T. Unraveling the role of temperature and rainfall on active fires in the Brazilian Amazon using a nonlinear Poisson model. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 123, n. 1, p. 117-128, 2018.

LIN, Y.-L. et al. Orographic influence on a drifting cyclone. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 56, n. 4, p. 534-562, 1999.

LIVADA, I.; ASIMAKOPOULOS, D. N. Individual seasonality index of rainfall regimes in Greece. **Climate Res.**, n. 28, p. 155-161, 2005.

LUNDQUIST, J. D.; MINDER, J. R.; NEIMAN, P. J.; SUKOVICH, E. Relationships between barrier jet heights, orographic precipitation gradients, and streamflow in the northern Sierra Nevada. **J. Hydrometeor.**, 11, 1141–1156, 2010.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; VERA, C. S.; NOGUÉS-PAEGLE, J.; BÁEZ, J. Low-frequency variability of the SALLJ. **CLivar exchanges**, v. 9, n. 1, p., 26-27, 2004.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; SELUCHI, M. E.; CUARTAS, A.; Alves, L. M., MENDIONDO, E. M.; OBREGÓN, G.; SAMPAIO, G. (2015). A seca e a crise hídrica de 2014-2015 em São Paulo. **Revista USP**, n. 106, p. 31-44, 2015.

MALHOTRA, N. Pesquisa de marketing: uma orientação aplicada. Trad. Laura Bocco. 4 ed. Porto Alegre: **Bookman**, 2006.

MCKEE, T. B.; DOESKEN, N. J.; KLEIST, J. The relationship of drought frequency and duration to time scales. **AMS 8th Conference on Applied Climatology**, p. 179–184, 1993.

MELO, D. et al. Reservoir storage and hydrologic responses to droughts in the Paraná River basin, south-eastern Brazil. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 20, n. 11, p. 4673, 2016.

MENDES, M.; TRIGO, R. M.; CAVALCANTI, I. F.; DA CÂMARA, C. Bloqueios atmosféricos de 1960 a 2000 sobre o oceano Pacífico Sul: impactos climáticos e mecanismos físicos associados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 2, p. 175-190, 2005.

MENEZES, F. P.; FERNANDES, L. L.; DA ROCHA, E. J. P. O uso da estatística para regionalização da precipitação no Estado do Pará, Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 16, 2015.

MIGLIETTA, M.; BUZZI, A. A numerical study of moist stratified flow regimes over isolated topography. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, 130, 1749–1770, 2004.

MIGLIETTA, M; ROTUNNO, R. Numerical simulations of conditionally unstable flows over a mountain ridge. **J. Atmos. Sci.**, 66, 1865–1885, 2009.

MIGLIETTA, M; ROTUNNO, R.. Numerical simulations of low-CAPE flows over a mountain ridge. **J. Atmos. Sci.**, 67, 2391–2401, 2010.

MIGLIETTA, M; ROTUNNO, R.. Application of theory to simulations of observed cases of orographically forced convective rainfall. **Mon. Wea. Rev.**, 140, 3039–3053, 2012.

MIGLIETTA, M; ROTUNNO, R.. Numerical simulations of sheared conditionally unstable flows over a mountain ridge. **J. Atmos. Sci.**, 71, 1747–1762, 2014.

- MILANESI, Marcos Alexandre; GALVANI, Emerson. Efeito orográfico na ilha de São Sebastião (Ilhabela–SP). **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 9, 2011.
- MINUZZI, R. B.; SEDIYAMA, E. da M. B.; de MELO JÚNIOR, J. C. F. Climatologia do comportamento do período chuvoso da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 3, p. 338-344, 2007.
- MISHRA, A.K.; SINGH, V.P. A review of drought concepts. **J. Hydrol.**, v. 391 (1-2), p. 202-216, 2010.
- MOITA NETO, J. M; MOITA, G. C. Uma introdução á análise exploratória de dados multivariados. **Química nova**, v. 21, n. 4, p. 467-469, 1998.
- MORID, S.; SMAKHTIN, V.; MOGHADDASI, M. Comparison of seven meteorological indices for drought monitoring in Iran. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 26, n. 7, p. 971-985, 2006.
- MUCCILLI, M. Using the Froude number to improve orographic snow forecasts in the Green Mountains of Vermont. **NOAA/NWS ER Tech. Attach**, v. 5, p. 43, 2015.
- NAGHETTINI, M.; PINTO, E. J. A. Hidrologia Estatística. Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, Brasil, 2007.
- NEIMAN, P. J.; SUKOVICH, E. M.; RALPH, F. M.; HUGHES, M. A seven-year wind profiler-based climatology of the windward barrier jet along California's northern Sierra Nevada. **Mon. Wea. Rev.**, 138, 1206–1233, 2010.
- NETO, J. L. S. A. Decálogo da climatologia do sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n. 1, 2005.
- NERY, J. T.; BALDO, M. C.; MARTINS, M. L. O. F. O comportamento da precipitação na Bacia do Itajaí. **Acta Scientiarum, Maringá**, v. 22, n. 5, p. 1429-1435, 2000.
- NERY, J. T.; SILVA, E. S.; CARFAN, A. C. Distribuição da precipitação pluvial no Estado de São Paulo. **VI Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica**, v. 6, 2004.
- NEVES, A. D. O. **Aplicação do índice padronizado de precipitação para análise da seca 2014/2015 na porção paulista da bacia do rio Paraíba do Sul**. 2016. Tese (Mestrado em Gestão Ambiental e Sustentabilidade)-Faculdade de Engenharia-Campos de Guaratinguetá, Universidade Estadual Paulista, Guaratinguetá.
- NOBRE, C. A.; MARENGO, J. A.; SELUCHI, M. E.; CUARTAS, L. A.; ALVES, L. M. Some characteristics and impacts of the drought and water crisis in Southeastern Brazil during 2014 and 2015. **Journal of Water Resource and Protection**, v. 8(02), p. 252, 2016.
- NOGUÉS-PAEGLE, JULIA et al. Progress in Pan American CLIVAR research: understanding the South American monsoon. **Meteorologica**, v. 27, n. 12, p. 1-30, 2002.
- OLIVEIRA, L. L.; VIANELOO, R. L.; FERREIRA, N. J. Meteorologia Fundamental. **Erichim, RS: EDIFAPES**, p. 432, 2001.

OLIVEIRA JÚNIOR, J. F. et al. Camada Limite Atmosférica Tropical (CLAT): Avaliação e Validação. **Revista Physicae**, v. 4, p. 23, 2003.

OVERLAND, J. E.; BOND, N. The influence of coastal orography: The Yakutat storm. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 5, p. 1388-1397, 1993.
PACHECO, F. S. et al. Water quality longitudinal profile of the Paraíba do Sul River, Brazil during an extreme drought event. **Limnology and Oceanography**, 2017. ISSN 1939-5590.

PALTINEANU, C. R. et al. Combining the standardized precipitation index and climatic water deficit in characterizing droughts: a case study in Romania. **Theoretical and applied climatology**, v. 97, n. 3-4, p. 219, 2009.

PASHIARDIS, S.; MICHAELIDES, S. Implementation of the standardized precipitation index (SPI) and the reconnaissance drought index (RDI) for regional drought assessment: a case study for Cyprus. **European Water**, v. 23, n. 24, p. 57-65, 2008.

PASQUILL, F. The estimation of the dispersion of windborne material. **Met. Mag.**, v. 90, p. 33, 1961.

PEDROSO, D.; TELEGINSKI FERRAZ, S. E.; LIMA NASCIMENTO, E.; AMBRIZZI, T., DA ROCHA, R. P. Influências na alteração do regime de bloqueios atmosféricos sobre o sul do Brasil em um cenário de clima futuro. **Ciência e Natura**, v. 37, n. 1, 2015.

PETTERSEN, S. Weather analysis and forecasting. **New York: McGraw-Hill**, v.1, p. 498, 1956.

PILZ, T.; DELGADO, J. M.; VOSS, S.; VORMOOR, K.; FRANCKE, T.; CUNHA C. A.; BRONSTERT, A. Seasonal drought prediction for semiarid northeast Brazil. **Hydrology and Earth System Sciences**, p. 21, 2019.

QUADRO, M.F.L.; MACHADO, L.H.R.; CALBETE, S.; BATISTA, N.N.M.; SAMPAIO, G. Climatologia de Precipitação e Temperatura. **Climanálise, Edição comemorativa 10 anos**, 1996.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; da ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, 185 - 204, 2010.

REBOITA, M. S.; OLIVEIRA, D. D.; FREITAS, C. H.; OLIVEIRA, G. D.; PEREIRA, R. A. Anomalias dos Padrões Sinóticos da Atmosfera na América do Sul nos Meses de Janeiro de 2014 e 2015. **Revista brasileira de energias renováveis**, v. 4(4), 2015.

REINECKE, P. A.; DURRAN, D. R. Estimating topographic blocking using a Froude number when the static stability is nonuniform. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 65, n. 3, p. 1035-1048, 2008.

ROCHA, F.P; ARAVÉQUIA, J. A.; RIBEIRO, B. Z. Estudo de Ciclones e de Padrões de Circulação Atmosférica no Oceano Atlântico Sul Próximo à Costa das Regiões Sul e Sudeste do Brasil Usando Dados da Reanálise do Era-Interim. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 31, n. 2, 141-156, 2016.

SANTOS, F. A. S.; ANJOS, R. J. Utilização do Índice de Precipitação Padronizada (SPI) no monitoramento da seca no Estado de Pernambuco. In: **Anais XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, Fortaleza**. 2001. p. 121-122.

SANTOS, S. R.; SANSIGOLO, C. A.; DOS SANTOS, A. P. P. Dinâmica temporal em múltiplas escalas de tempo dos eventos secos e chuvosos no Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, n. 5, p. 1292-1300, 2016.

SANTOS, E. F. N.; SOUSA, I. F. ANÁLISE ESTATÍSTICA MULTIVARIADA DA PRECIPITAÇÃO DO ESTADO DE SERGIPE ATRAVÉS DOS FATORES E AGRUPAMENTOS. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 23, 2018.

SCARPARE, F. V. et al. Sugarcane land use and water resources assessment in the expansion area in Brazil. **Journal of cleaner production**, v. 133, p. 1318-1327, 2016.

SEIDEL, E. J. et al. Comparação entre o método Ward e o método K-médias no agrupamento de produtores de leite. **Ciência e Natura**, v. 30, n. 1, p. 07-15, 2008.

SILVA, J. U. L. A dinâmica atmosférica e a distribuição das chuvas na região nordeste paulista, 1999, 212f. **Tese (Doutorado em Geociências)** – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

SILVA COSTA, P. A. Atlas do potencial eólico para Portugal continental. **Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa**, 2004.

SILVA, C. B.; BRIGATTI, N.; SANT'ANNA NETO, J. L. Análise da tipologia termo-pluviométrica e do ritmo climático na região do extremo oeste paulista: uma contribuição para a organização do espaço. **Anais do XI Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**, 2005.

SILVA JÚNIOR, RENATO O. et al. Three decades of reference evapotranspiration estimates for a tropical watershed in the eastern Amazon. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 89, n. 3, p. 1985-2002, 2017.

SILVEIRA, S. C. R. **Índices de seca agrícola e meteorológica para algumas localidades no estado do Rio Grande do Sul**. 2016. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pelotas.

SIMÕES, S. J. C.; BARROS, A. P. Regional hydroclimatic variability and Brazil's 2001 energy crisis. **Bradford: Management of Environmental Quality**, v.18, n.3, p.263-273. 2007.

SONG, Xiaomeng et al. Rapid urbanization and changes in spatiotemporal characteristics of precipitation in Beijing metropolitan area. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 19, p. 11,250-11,271, 2014.

SPREEN, William C. A determination of the effect of topography upon precipitation. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 28, n. 2, p. 285-290, 1947.

STOOKSBURRY, D. E.; MICHAELS, P. J. Cluster analysis of southeastern U.S. climate stations. **Theoretical and applied climatology**, v.44.n.3, 9. 143-150, 1991.

STULL, R. B. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. **Kluwer**, 666 pp, 1988.

STRETEN, Neil A.; TROUP, A. J. A synoptic climatology of satellite observed cloud vortices over the Southern Hemisphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 99, n. 419, p. 56-72, 1973.

TALJAARD, J. J. Synoptic meteorology of the Southern Hemisphere. In: **Meteorology of the Southern Hemisphere**. American Meteorological Society, Boston, MA, 1972. p. 139-213.

TAYLOR, C. M.; JEU, R. A.; GUICHARD, F.; HARRIS, P.P.; DORIGO, W. A. Afternoon rain more likely over drier soils. **Nature**, v.489, n. 7416, p. 423-426, 2012.

TEULING, A. J.; VAN LOON, A. F.; SENEVIRATNE, S. I.; LEHNER, I.; AUBINET, M.; HEINESCH, B.; BERHOFER, C.; GRUNWALD, T.; PRASSE, H.; SPANK, U. Evapotranspiration amplifies European summer drought. **Geophys. Res. Lett.**, v. 40, n. 10, p. 2071-2075, 2013.

TIGKAS, D.; VANGELIS, H.; TSAKIRIS, G. DrinC: a software for drought analysis based on drought indices. **Earth Science Informatics**, v. 8, n. 3, p. 697-709, 2015.

TUBELIS, S. A.; NASCIMENTO, F. J. L. Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras. São Paulo: **Nobel**, p. 374, 1992.

ULIANA, E. M.; MENDES, M. A. S. A.; ALMEIDA, F. T.; REIS, E. F.; XAVIER, A. C.; SILVA, J. G. F. Índice de precipitação padronizado: estudo de caso para região noroeste do Estado do Espírito Santo, Brasil. **Nativa**, Sinop, v.5, n.5, p.330-336, 2017.

VALENTIN, J. L. Análise de agrupamento. Ecologia numérica: uma introdução à análise multivariada de dados ecológicos. **Interciência, Rio de Janeiro**, p. 53-65, 2000.

VERA, C. S.; E CO-AUTORES. The South American Low-Level Jet Experiment. Bulletin of the American Meteorological Society, v. 87, p. 63-77, 2006a.

VIANELLO, R. L. Meteorologia básica e aplicações. Viçosa: **UFV**, p. 449, 1991.

WARD, J.H. Hierarchical grouping to optimize an objective function. **Journal of the American Statistical Association**, v.58, n.301, p.236-244, 1963.

WILKS, D.S. Theoretical probability distributions, In: **Statistical methods in the atmospheric sciences**, San Diego: Academic Press, 2nd ed, 2006, p, 102-104.

WILKS, D. S. Statical Methods in the Atmospheric Sciences. Second. [S.l.: s.n.], 2006.

WMO. Standardized Precipitation Index User Guide. n. 1090, p. 24, 2012.

XAVIER, A. C.; KING, C. W.; SCANLON, B. R. Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980–2013). **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 6, p. 2644-2659, 2016.

YASUNARI, T. Stationary waves in the Southern Hemisphere mid-latitude zone revealed from average brightness charts. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 55, n. 3, p. 274-285, 1977.