

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA -MCT
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS - INPE

UM ESTUDO DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO SUL DO BRASIL E SUA RELAÇÃO
COM OS OCEANOS PACÍFICO E ATLÂNTICO TROPICAL E SUL

Caarem Denise Silva Studzinski

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada pelo Dr. Antonio Divino Moura,
aprovada em março de 1995.

INPE
São José dos Campos
Março de 1995

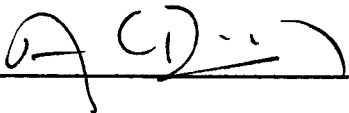
Aprovada pela Banca Examinadora
em cumprimento a requisito exigido
para a obtenção do Título de Mestre
em Meteorologia

Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao



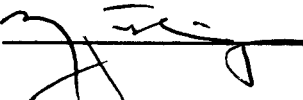
Presidente

Dr. Antonio Divino Moura



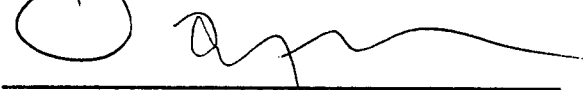
Orientador

Dra. Mary Toshie Kayano



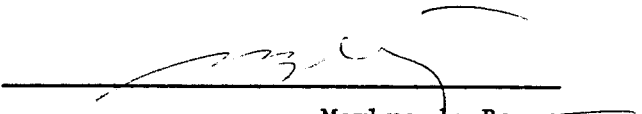
Membro da Banca

Dr. Prakki Satyamurty



Membro da Banca

Dr. Moacir Antonio Berlato



Membro da Banca
- Convidado -

Candidata: Caarem Denise Silva Studzinski

São José dos Campos, 20 de março de 1995

“Lutar, lutar, lutar sempre. Não se deixar abater pelas coisas pequenas. Sempre objetivar o bem da sociedade. Mudar as estruturas erradas. Trabalhar para realizar uma Meteorologia que beneficie a população”. Tenho ouvido estas palavras, da mesma pessoa, desde que ingressei na Meteorologia. Ele é alguém cuja história de luta e objetivos tem cativado não só a mim mas muitos dos mais novos na profissão. Quando nos confrontamos com injustiças, ele se posta na frente de batalha para nos defender. Sempre, é claro, respeitando critérios como ele mesmo diz. Nos nossos momentos de desânimo, que não são poucos face à realidade que enfrentamos, recebemos dele palavras de motivação para continuar a luta. Nos nossos instantes de glória ele fica à sombra, aplaude, vibra com o nosso sucesso. Eu, particularmente, devo a ele grande parte do que sou hoje como profissional, através do estímulo para ingressar no mestrado, persistir quando tudo estava contra, avançar os meus limites. Esta dissertação teve no seu estímulo, na sua ajuda e nas suas opiniões críticas um grande componente para ser viabilizada. Portanto, ela também é tua

Paulo Etchichury

AGRADECIMENTOS

Ao Instituto Internacional de Pesquisa em Previsão Climática (IRI) que viabilizou minha participação no Primeiro Curso Internacional em Aspectos Práticos e Teóricos de Previsão Climática, realizado no Lamont-Doherty Earth Observatory, da Universidade de Columbia, EEUU, no período de abril de 1993 a janeiro de 1994, onde durante o qual foram desenvolvidas as técnicas utilizadas neste trabalho.

Ao Dr. Antonio Divino Moura pelo contínuo apoio a minha carreira profissional e pela orientação desta dissertação.

À Dra. Mary Toshie Kayano pela ajuda na metodologia, pela atenção com que sempre me recebeu e pela amizade revelada.

A todos os meus amigos de quem sempre obtive compreensão e apoio durante os períodos em que o cansaço e o desânimo dominavam.

À minha família que compreendeu a minha frequente ausência e a tão injustificável falta de tempo para estar com ela.

ABSTRACT

The annual cycle and rainfall anomalies of the Southern Brazil Region are studied. Also, the relationship between the anomalies with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO) phenomenon are examined using Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis. It was found that the ENSO plays an important role in the interannual rainfall variability in the region. During warm episodes (El Niño) the region is affected with positive anomalies (flooding) during almost all months of the year. The cold episodes (La Niña) are associated with droughts mostly during October-November and from June to August of the year following the episode. Although the ENSO has an evident role in the rainfall anomalies in the Southern Region, a significant fraction of these anomalies occurs independently of the phenomenon. Canonical Coorelation Analysis (CCA) is used to investigate the relationship between the tropical and southern portions of the Pacific and Atlantic oceans, through the sea surface temperature (SST), and the rainfall anomalies in the Southern Region. It was found that during December-February period both oceans are important to determine the rainfall variability; during March-May and June-August seasons the Pacific Ocean conditions seem to be most determinant. On the other hand, during September-November season the conditions prevailing in the Atlantic SST seem to be crucial to explain the rainfall variability in the Southern Brazil Region.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS.....	ix
LISTA DE TABELAS.....	xv
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....</u>	<u>1</u>
<u>CAPÍTULO 2 - ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO.....</u>	<u>5</u>
2.1 - Técnica Estatística.....	5
2.1.2 - Funções Ortogonais Empíricas Estendidas (EEOF).....	9
2.1.3 - Rotação das Funções Ortogonais Empíricas (EOFR).....	11
2.1.4 - Seleção dos Modos Retidos.....	15
2.2 - Dados e Forma de Representação.....	18
2.2.1 - Fonte.....	18
2.2.2 - Representação Estatística dos Dados.....	18
2.2.3 - Ciclo Anual.....	20
2.2.4 - EOF Estendidas (EEOF).....	21
2.2.5 - EOF e EOFR Mensal.....	21
2.3 - Discussão dos Resultados.....	22
2.3.1 - Ciclo Anual.....	22
2.3.2 - Anomalias de precipitação.....	26
<u>CAPÍTULO 3 - RELAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO COM OS OCEANOS</u> <u>PACÍFICO E ATLÂNTICO TROPICAL E SUL</u>	<u>51</u>
3.1 - Análise por Correlação Canônica (CCA).....	51

	<u>Pág.</u>
3.2 - Dados e Representação Estatística.....	59
3.3 - Discussão dos Resultados.....	60
3.3.1 - Dezembro a Fevereiro.....	60
3.3.2 - Março a Maio.....	66
3.3.3 - Junho a Agosto.....	67
3.3.4 - Setembro a Novembro.....	67
<u>CAPÍTULO 4 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....</u>	74
<u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</u>	76
<u>APÊNDICE A - PRIMEIRO MODO DE CADA MÊS DE EOF NÃO RODADAS PARA O PERÍODO DE 1960-1989.....</u>	84
<u>APÊNDICE B - MODOS CANÔNICOS DE CCA.....</u>	91

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Campos hipotéticos de pressão ao nível do mar.....	14
2.2 - Dois primeiros autovetores não rodados da matriz de covariância correspondente a Fig. 2.1.....	14
2.3 - Dois primeiros autovetores rodados ortogonalmente segundo o Varimax....	15
2.4a - Gráfico demonstrativo da “Rule of Thumb” para a seleção dos modos de EOF para o mês de agosto (1960-1989). As barras maiores representam a variância de cada autovalor e as barras sombreadas o erro calculado pela regra.....	17
2.4b - Autovalores obtidos por EOF para o mês de agosto (1960-1989). A variância de cada autovalor é representada por asteriscos. As duas linhas tracejadas representam os intervalos de confiança a 5% e 95%, respectivamente. Autovalores não significativos são os que incidiram abaixo da primeira curva tracejada.....	18
2.5 - Localização das 51 estações da Região Sul utilizadas para o estudo da precipitação. Os nomes das estações estão contidos na Tabela 2.1.....	20
2.6 - Distribuição média do ciclo anual para a Região Sul dada em percentuais da média anual. Foram utilizadas 43 estações. Período de dados: 1945-1974 e 1960-1989.....	24
2.7 - Autovetores correspondentes aos dois primeiros modos retidos para o ciclo anual (PC1 e PC2). O primeiro modo (linha sólida) responde por 65% da fração explicada de variância; o segundo (linha tracejada) 14% da variância.....	25
2.8 - Mapas correspondentes a primeira componente principal (PC1) e a segunda PC2, respectivamente. Regiões positivas de PC1 quando comparadas ao autovetor correspondente na Fig. 2.7 indicam máximo	

de precipitação no verão e mínimo no inverno. Valores negativos indicam máximos de precipitação no inverno e mínimos no verão. Os valores estão expressos em correlações variando de -1 a 1.....	25
2.9 - Primeira componente principal (PC1) da EEOF correspondente ao período de 1960-1989. a variância explicada por este modo é de 7,3%.....	29
2.10 - Doze mapas (autovetores) do primeiro modo EEOF de 1960-1989 ilustrando a evolução espaço-tempo das. Os valores (-1 a 1) representam a correlação entre a série temporal original de cada variável e a componente principal correspondente (PC1). Áreas sombreadas são regiões consideradas significativas a 5% pelo teste t-Student.....	30
2.11 - Mapa (autovetores) e componentes principais associadas(gráfico) para o mês de outubro. O primeiro modo (A e B) de EOF explica 21% da variância e o segundo (C e D) 19%; asteriscos correspondem a anos de El Niño e os círculos La Niña. (Continua).....	34
2.11 - Conclusão. Terceiro (E e F) e quarto (G e H) modos de EOF, que explicam 15% e 12% da variância, respectivamente.....	35
2.12 - O mesmo que 2.11, exceto para novembro. O primeiro modo (A e B) explica 30% da fração de variância. (Continua).....	36
2.12 - Continuação. Segundo (C e D) e terceiro modo (E e F) com 18% e 16%, respectivamente. (Continua).....	37
2.12 - Conclusão. Quarto modo (G e H) com 11% da variância.....	38
2.13 - Primeiro modo de EOF para o mês de dezembro (15%).....	38
2.14 - Mapas (autovetores) e componentes principais associadas para o mês de janeiro. O primeiro modo (A e B) explica 24% e o segundo (C e D) 17%. Nas PC foram plotados com asterisco os anos de Niño (+1) e com círculo os anos de Niña (+1).....	40
2.15 - O mesmo que 2.14, exceto para o mês de fevereiro. O primeiro modo explica 26% da variância.....	41

	<u>Pág.</u>
2.16 - O mesmo que 2.15, exceto para o mês de março. o primeiro modo explica cerca de 20% da variância.....	41
2.17 - O mesmo que 2.16, exceto para o mês de abril. O primeiro modo (A e B) explica 33% e o segundo (C e D) 17% da fração de variância.....	43
2.18 - O mesmo que 2.16, exceto que para maio. O primeiro modo (A e B) explica 31% da variância e o segundo (C e D) 22%.....	44
2.19 - O mesmo que 2.18, exceto para o mês de junho. O primeiro modo (A e B) explica 32% da variância e o segundo (C e D) 15%.....	47
2.20 - O mesmo que 2.19 exceto para o mês de julho. Os mapas A e B, primeiro modo de EOFR, representam 42% da variância (mapas C e D) segundo modo, 16%. (Continua).....	48
2.20 - Conclusão. Terceiro (E e F) modo de EOFR para o mês de julho (14%) e quarto (G e H) com 9%.....	49
2.21 - Primeiro modo de EOFR para o mês de agosto (22%). Na PC (gráfico) foram plotados com asterisco os anos seguintes aos Niños (ano +1) e com um círculo os anos seguintes as Niñas (ano +1).....	50
2.22 - Primeiro modo para setembro(33%). Na PC (gráfico) os asteriscos são Niños (ano zero) os círculos os anos de Niña (ano zero).....	50
3.2 - Primeiro modo canônico de CCA, para dezembro-fevereiro, com o Pacífico e o Atlântico como preditores e a precipitação na Região Sul como preditando. A) mapa g_1 correspondente ao domínio do Pacífico e Atlântico; B) mapa h_1 para a Região Sul; c) vetor canônico u_1 (linha sólida) e v_1 (tracejada) com correlação de 0,86 entre eles. As áreas sombreadas indicam regiões significativas a 5% pelo teste t-Student. Os valores nos mapas estão expressos como correlações (-1 a 1).....	63

- 3.3 - O mesmo que 3.2, exceto para o segundo modo canônico de CCA, para dezembro-fevereiro. A) mapa g_2 correspondente ao domínio do Pacífico e Atlântico; B) mapa h_2 para a Região Sul; c) vetor canônico u_2 (linha sólida) e v_2 (tracejada) com correlação de 0,85 entre eles..... 64
- 3.4 - O mesmo que 3.2, exceto para o Atlântico como preditor. A) mapa g_1 correspondente ao domínio do Atlântico; B) mapa h_1 para a Região Sul; c) vetor canônico u_1 (linha sólida) e v_1 (tracejada) com correlação de -0.89 entre eles..... 65
- 3.5 - Primeiro modo canônico de CCA, para o período de março-maio, com o Pacífico e o Atlântico como preditores. A) mapa g_1 correspondente ao domínio dos oceanos; B) mapa h_1 para a Região Sul; c) vetor canônico u_1 (linha sólida) e v_1 (tracejada) com correlação de 0,91 entre eles. As áreas sombreadas indicam regiões significativas a 5% pelo teste t-Student..... 69
- 3.6 - O mesmo que 3.5, exceto para o Pacífico como preditor. A) mapa g_1 correspondente ao domínio do Pacífico; B) mapa h_1 para a Região Sul; C) vetor canônico u_1 (linha sólida) e v_1 (tracejada) com correlação de -0,91 entre eles..... 70
- 3.7 - Primeiro modo canônico de CCA, para o período de junho-agosto, com o Pacífico como preditor. A) mapa g_1 correspondente ao domínio do Pacífico; B) mapa h_1 para a Região Sul; c) vetor canônico u_1 (linha sólida) e v_1 (tracejada) com correlação de -0,86 entre eles. As áreas sombreadas indicam regiões significativas a 5% pelo teste t-Student Os valores nos mapas estão expressos como correlações (-1 a 1)..... 71
- 3.8 - Primeiro modo canônico de CCA, para setembro-novembro, com o Pacífico e o Atlântico como preditores; A) mapa g_1 correspondente ao domínio do Pacífico e Atlântico; B) mapa h_1 para a Região Sul; c) vetor canônico u_1 (linha sólida) e v_1 (tracejada) com correlação de -0,95 entre

	<u>Pág.</u>
eles. As áreas sombreadas indicam regiões significativas a 5% pelo teste t-Student.....	72
3.9 - O mesmo que 3.8, exceto para o Atlântico como preditor. A) mapa g_1 correspondente ao domínio do Atlântico; B) mapa h_1 para a Região Sul; c) vetor canônico u_1 (linha sólida) e v_1 (tracejada) com correlação de -0,86 entre eles.....	73
A.1 - Primeiro modo de EOF para janeiro (41%). As áreas sombreadas indicam regiões significativas a 5% pelo teste t-Student. Os valores no mapa estão expressos em correlações (-1 a 1).....	85
A.2 - O mesmo que A.1, exceto para fevereiro (26%).....	85
A.3 - O mesmo que A.1, exceto para março (28%).....	86
A.4 - O mesmo que A.1, exceto para abril (49%).....	86
A.5 - O mesmo que A.1, exceto para maio (46%).....	87
A.6 - O mesmo que A.1, exceto para junho (47%).....	87
A.7 - O mesmo que A.1, exceto para julho (50%).....	88
A.8 - O mesmo que A.1, exceto para agosto (44%).....	88
A.9 - O mesmo que A.1, exceto para setembro (41%).....	89
A.10 - O mesmo que A.1, exceto para outubro (40%).....	89
A.11 - O mesmo que A.1, exceto para novembro (50%).....	90
A.12 - O mesmo que A.1, exceto para dezembro (12%).....	90
B.1 - Terceiro modo canônico para dezembro-fevereiro, com o Pacífico e Atlântico como preditores. A correlação entre u_3 (linha sólida) e v_3 (tracejada) é de -0,81. As áreas sombreadas indicam regiões significativas a 5% pelo teste t-Student. Os valores são expressos em correlações (-1 a 1). A relação encontrada é a de “quente-chuvoso”.....	92
B.2 - O mesmo que B.1, exceto que quarto modo canônico para o Pacífico como preditor. Correlação entre u_4 e v_4 de -0,68. Relação de “quente-chuvoso”.....	93

	<u>Pág.</u>
B.4 - O mesmo que B.1, exceto segundo modo para março-maio com o Atlântico como preditor. Correlação entre u_2 e v_2 de 0,65. Relação encontrada de “quente -chuvoso”.....	94
B.5 - O mesmo que B.1, exceto segundo modo para junho-agosto, com o Pacífico e Atlântico juntos como preditores. Correlação entre u_2 e v_2 de -0,83.....	95
B.6 - O mesmo que B.1, exceto para o segundo modo canônico de junho-agosto, para o Atlântico como preditor. Correlação entre u_2 e v_2 de -0,72.....	96
B.7 - O mesmo que B.1, exceto que segundo modo para junho-agosto com o Pacífico como preditor. Correlação entre u_2 e v_2 de -0,83.....	97
B.8 - O mesmo que B.1, exceto para o segundo modo de setembro-novembro, para o Atlântico com preditor. Correlação entre u_2 e v_2 de 0,63.....	98
B.9 - O mesmo que B.1, exceto para o primeiro modo de setembro-novembro, com o Pacífico como preditor. Correlação entre u_1 e v_1 de -0,85.....	99

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág</u>
1.1 - Perdas nas safras de 1982/1983 causadas por chuvas excessivas no Rio Grande do Sul.....	3
1.2 - Perdas nas safras de 1982/1983 causadas por chuvas excessivas em Santa Catarina.....	4
1.3 - Perdas nas safras de 1982/1983 causadas por chuvas excessivas no Paraná..	4
2.1 - Lista das estações utilizadas.....	19

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

As variações climáticas causam impactos significativos na sociedade, na economia e no meio ambiente. O estudo, o conhecimento e a possibilidade de se prever tais variações contribuem para que as sociedades se adaptem e com isto os efeitos de tais anomalias sejam minimizados. Através do uso apropriado da informação climática e conhecimento dos seus efeitos socioeconômicos, governo, sociedade e tomadores de decisão podem planejar com antecipação às variações climáticas, formulando estratégias para evitar as perdas humanas, econômicas, a ruptura social e os impactos no meio ambiente.

A Região Sul do Brasil (Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, sul do paralelo 23°27') cobre aproximadamente 6,8% do território brasileiro e tem 17,1% da população economicamente ativa do País (Berlato, 1992). É uma das regiões mais industrializadas e economicamente mais desenvolvidas com sua economia baseada principalmente na agricultura, a qual contribui com cerca de 57% da produção nacional de grãos, sendo 78% em soja, 87% do trigo, 34% arroz, 57% milho e 34% feijão, além de 79% do fumo, 50% de batatas e 44% de cebolas, de toda a produção nacional. A atividade industrial na região, como a geração de energia, agricultura de grãos e pecuária, é extremamente dependente dos recursos hídricos disponíveis. Portanto, variações no regime de precipitação tem um notável impacto na economia da região.

Dos vários fenômenos meteorológicos que afetam a Região Sul, tais como: estiagens, enchentes, geadas, granizo e neve, as estiagens e as enchentes são fenômenos climáticos mais dramáticos, que tradicionalmente causam os maiores impactos socioeconômicos na região.

Em anos recentes, chuvas intensas no sul do Brasil têm causado enchentes, devastação na agricultura, destruição de casas, pontes, redes de comunicação e deixado milhares de desabrigados. Também, estiagens extensivas têm causado quebras na geração de energia, problemas com abastecimento de água e enormes perdas na agricultura.

Durante o período de 1982/1983 o sistema climático global exibiu possivelmente a maior variedade de extremos do que qualquer outro período similar no século. Os desastres climáticos de tal período são exemplos extremos das consequências de um fenômeno de extensão global e magnitude histórica: o El Niño/Oscilação Sul (ENSO). A maior enchente do século na Região Sul ocorreu no ENSO de 1982/1983. As chuvas intensas causaram enchentes em 270 municípios do Paraná, 199 em Santa Catarina e 191 no Rio Grande do Sul (Gasquez e Magalhães, 1987). Esse evento afetou adversamente diferentes estágios da safra agrícola, da preparação do solo à colheita. As safras mais danificadas foram milho, soja, algodão, café e batatas no Paraná; milho, soja, feijão e arroz em Santa Catarina; arroz, batata, feijão, milho e soja no Rio Grande do Sul. Nas tabelas 1.1, 1.2 e 1.3 são ilustradas as perdas na agricultura, nos três Estados da Região.

No presente trabalho é estudada a distribuição da precipitação na Região Sul. Primeiramente, são examinadas as variações anuais, ou seja, o ciclo anual, e a regionalização de sua distribuição. Segundo, a distribuição temporal e espacial das anomalias mensais de precipitação é enfocada.

A evidência científica e a própria realidade têm demonstrado que o ENSO exerce um papel relevante nas anomalias climáticas de precipitação na Região Sul. Com o propósito de validar os resultados de estudos anteriores, usa-se um conjunto de dados mais abrangente, o que leva a refinamentos na extensão e configuração das regiões afetadas pelo ENSO. Procura-se mês a mês uma possível relação com o fenômeno, quais áreas na região respondem com anomalias na precipitação e qual fração dessas anomalias de precipitação está associada a ele.

Para o estudo da precipitação faz-se uso de uma técnica estatística de análise multivariada denominada Análise por Funções Ortogonais Empíricas (EOF). A técnica tem sido amplamente usada em estudos climáticos por oferecer inúmeras e importantes vantagens. É uma ferramenta valiosa na análise exploratória de dados, permitindo que as interrelações dominantes entre os dados sejam evidenciadas. É aplicada a técnica tradicional de EOF e uma extensão dela, a qual compacta os dados fazendo uso do fato que tais campos, além de serem altamente correlacionadas no espaço, como usado na técnica tradicional, tem autocorrelação e correlação cruzada significativas no tempo. Tal extensão é denominada EOF Estendida (EEOF). Também,

objetivando a regionalização das anomalias de precipitação e uma interpretação física das anomalias menos dependente do método, é aplicada a técnica de rotação rígida das EOF (EOFR).

Embora estudos anteriores tenham encontrado uma relação entre os episódios do ENSO e as anomalias de precipitação (enchentes e estiagens) na Região Sul, uma fração significativa dessas anomalias parece ocorrer independente do fenômeno. A região em questão situa-se em uma faixa latitudinal em que há influência tanto dos regimes tropicais como dos sistemas característicos dos extratropicais. Então, surge a questão se outras regiões do Oceano Pacífico não teriam influência direta ou indireta nas anomalias de precipitação.

Em uma segunda etapa do trabalho procura-se outras forçantes climáticas nas regiões tropicais e sul dos Oceanos Pacífico e Atlântico, através da temperatura da superfície do mar (TSM) , para as variações interanuais e sazonais na precipitação no sul do Brasil. Buscar-se-á estabelecer a importância relativa do Atlântico vis a vis o Pacífico nas variações sazonais da precipitação na Região Sul. A metodologia empregada para a investigação é uma ferramenta estatística de análise por regressão múltipla, denominada Análise por Correlações Canônicas (CCA).

TABELA 1.1 - PERDAS NAS SAFRAS DE 1982/1983 CAUSADAS POR CHUVAS EXCESSIVAS NO RIO GRANDE DO SUL.

Perdas em 1982/1983		
Safra	Toneladas	Custo em milhões de US\$
Arroz	483.316	60,9
Soja	993.794	184,6
Milho	195.665	25,9
Feijão	18.000	6,2
Total	1.690.775	277,6

Fonte: Berlato(1992).

TABELA 1.2 - PERDAS NAS SAFRAS DE 1982/1983 CAUSADA POR CHUVAS EXCESSIVAS EM SANTA CATARINA.

Produção Safr	Agrícola (Toneladas)		Perdas	
	Estimado	Colhido	Toneladas	(%)
Arroz	431.000	395.000	36.100	8,4
Batata	163.230	118.494	44.736	27,4
Feijão	324.000	162.428	161.500	49,8
Maçã	74.000	57.338	16.662	22,5
Milho	2.860.000	1.687.300	1.172.700	41,0
Soja	600.000	405.400	194.600	32,4
TOTAL	4.452.230	2.825.960	1.626.298	36,5

Fonte: Gasquez e Magalhães (1987), p. 34

TABELA 1.3 - PERDAS NAS SAFRAS DE 1982/1983 CAUSADAS POR CHUVAS EXCESSIVAS NO PARANÁ.

Safr	Perdas Totais	
	Toneladas	Custo em milhões de US\$
Milho	750.000	156,1
Feijão	260.000	135,5
Soja	185.000	78,0
Algodão	154.000	128,2
Batatas	145.000	75,7
Café	23.000	66,9
Arroz	18.700	61,3
Girassol	17.000	72,5
Sorgo	10.000	1,7
Amendoim	6.000	1,7
TOTAL	1.568.700	777,6

Fonte: Gasquez e Magalhães (1987), p.34

CAPÍTULO 2

ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO

2.1 - TÉCNICA ESTATÍSTICA

Introduzida por Lorenz(1956) em Meteorologia e Oceanografia, a utilização das Funções Ortogonais Empíricas (EOF) tem se tornado um procedimento comum na análise de dados e séries de observações. Utilizada a princípio como uma técnica de redução de dados (Lorenz,1956; Kutzbach, 1967; Logue,1983), possibilitando assim a representação compacta de dados climatológicos, EOFs têm sido utilizadas como instrumento para investigação de possíveis campos preditores (Barnett e Hasselman, 1979; Walsh e Richman, 1981), como um meio de se interpretar fisicamente campos meteorológicos (Ladd e Driscoll, 1980; Barnett e Preisendorfer, 1978; Horel, 1981; Wallace e Gutzler, 1981; Kousky e Kayano, 1994) e para comparar simulações de modelos climáticos de circulação geral (Storch, 1982; Storch e Roeckner, 1983a; Graham et al., 1989).

A decomposição em EOF é uma técnica estatística multivariada usada tanto para se conhecer as dependências existentes entre um conjunto de dados como também para estruturar tal conjunto, a fim de se reduzir o número de variáveis inter-relacionadas para um conjunto menor de componentes, que são combinações lineares das variáveis originais, hipoteticamente não correlacionadas.

O uso de EOF tem se tornado popular em Meteorologia basicamente devido a três propriedades. Primeira, o método permite que a descrição de um campo seja feita por um número relativamente pequeno de funções e coeficientes temporais associados, que explicam uma fração maior da variância total do que qualquer outra transformação. Segunda, através de um número finito de realizações independentes do estado instantâneo de um campo é possível investigar processos geofísicos complexos, tais como variações oceânicas ou alterações climáticas de curto prazo. A terceira razão para o uso difundido do método é a possibilidade de se utilizar qualquer variável em pontos de grade ou não.

Em Davis(1976), North et al.(1982), Sneyers e Goossens(1988) e Graham(1993) é apresentada uma discussão detalhada da técnica de EOF. Segue então uma compilação do apresentado pelos autores mencionados.

Quando se tem um conjunto de dados, dois casos devem ser considerados: se as observações são do mesmo tipo e evidenciam a existência de um fenômeno comum a elas, como por exemplo, a variação de temperatura em uma rede de observações no momento da passagem de um distúrbio; ou se as observações são de tipos diferentes, embora variem sob o mesmo efeito na mesma estação. Em ambos os casos a existência de uma causa comum para tal variação é a fonte de uma correlação diferente de zero entre as variáveis. O que se procura obter são combinações lineares de variáveis estatisticamente independentes que expressem as oscilações comuns das variáveis originais. Em essência, uma série de funções temporais independentes são derivadas, as quais são combinações lineares dos dados originais, dando origem assim a um problema de autovalores-autofunções.

Em outras palavras, considerando um campo geofísico qualquer \mathbf{F} definido em M posições ($x = 1, 2, \dots, M$), que neste caso seriam as estações meteorológicas, e N observações ($t = 1, 2, \dots, N$), sendo cada vetor coluna \mathbf{f} da matriz $\mathbf{F}_{M,N}$ definido como:

$$\mathbf{f}_n = [\mathbf{f}_{1n} \quad \mathbf{f}_{2n} \dots \mathbf{f}_{Mn}]^T, \text{ para } n=1, 2, 3, \dots, N \quad (2.1)$$

Como o interesse são problemas de variância e covariância, ao invés de usarmos a matriz de dados usamos a matriz cujos elementos são desvios dos seus valores médios, ou seja

$$\mathcal{E}(\mathbf{F}) = 0 \quad (2.2)$$

onde $\mathcal{E}(\mathbf{F}) = 0$ representa a média temporal do campo analisado, ou seja, a média de cada linha da matriz \mathbf{F} . Também a fim de remover os distúrbios causados pela diversidade de variância de cada variável impõe-se que a variância de \mathbf{F} seja unitária, isto é:

$$\text{var}(\mathbf{F}) = 1 \quad (2.3)$$

Sendo \mathbf{F} a matriz dos dados originais, procura-se uma transformada \mathbf{E} de \mathbf{F} que retenha a variância máxima de todas as combinações lineares, ou seja

$$\text{var}(\mathbf{F}\mathbf{E}) = \text{máx} \quad (2.4)$$

de outra forma, obtém-se um outro sistema de variáveis, tal

$$\mathbf{Z} = \mathbf{F}_{M \times N} \mathbf{E}_{N \times N} \quad (2.5)$$

identificada como um sistema de componentes principais cujo interesse é a sua determinação. Sendo,

$$\text{var}(\mathbf{Z}) = (N-1)^{-1} \mathbf{Z}^T \mathbf{Z} = (N-1)^{-1} (\mathbf{F}\mathbf{E})^T (\mathbf{F}\mathbf{E}) = (N-1)^{-1} \mathbf{E}^T \mathbf{F}^T \mathbf{F} \mathbf{E} \quad (2.6)$$

onde o sobrescrito (T) indica a matriz transposta. Porém

$$(N-1)^{-1} \mathbf{F} \mathbf{F}^T$$

é a própria matriz de covariância \mathbf{R} . Portanto (2.6) fica

$$\text{var}(\mathbf{Z}) = (N-1)^{-1} \mathbf{Z}^T \mathbf{Z} = \mathbf{E}^T \mathbf{R} \mathbf{E} = \text{máx} \quad (2.7)$$

De (2.7) tem-se que a matriz de variância de \mathbf{Z} reduz-se a matriz diagonal \mathbf{L} com $\lambda_{ij} = 0$ para $i \neq j$ e $\lambda_{ii} \geq 0$. Então devemos ter:

$$\text{var}(\mathbf{Z}) = (\mathbf{Z}^T \mathbf{Z}) = \mathbf{E}^T \mathbf{R} \mathbf{E} = \mathbf{L} \quad (2.8)$$

A variância total dos elementos de \mathbf{F} é dada pelo traço de \mathbf{R} . A variância total será preservada pela transformação \mathbf{E} , uma vez que é assumido que $\mathbf{E}^T \mathbf{E} = \mathbf{1}$, ou seja, os autovetores são mutuamente ortogonais,

$$(\mathbf{e}_i \mathbf{e}_j) = \mathbf{e}_i^T \cdot \mathbf{e}_j = \{1 \text{ para } i = j \text{ e } 0 \text{ para } i \neq j\} \quad (2.9)$$

A maximização de (2.7) sujeita às condições em (2.9) constitui-se em um problema de valor característico, ou seja, multiplicando-se (2.7) por \mathbf{E} , temos

$$\mathbf{E} \mathbf{E}^T \mathbf{R} \mathbf{E} = \mathbf{R} \mathbf{E} = \mathbf{L} \mathbf{E}$$

então $\mathbf{R} \mathbf{E} = \mathbf{L} \mathbf{E}$. Ou ainda que,

$$(\mathbf{R} - \mathbf{L} \mathbf{I}) \mathbf{E} = 0 \quad (2.10)$$

sendo \mathbf{I} a matriz identidade. Em (2.10) é requerido que o determinante de $|\mathbf{R} - \mathbf{L} \mathbf{I}|$ seja nulo, isto é

$$|\mathbf{R} - \mathbf{L} \mathbf{I}| \mathbf{E} = 0 \quad (2.11)$$

que demonstra que λ_{ij} é um autovalor de \mathbf{R} e nos leva a uma equação de grau M , conhecida como equação característica de \mathbf{R} . As M soluções são reais e positivas porque \mathbf{R} é simétrica e positivamente definida. Desde que \mathbf{R} é simétrica, o seu traço é equivalente a

$$\sum_{i=1}^M r_{ii} = \sum_{i=1}^M \lambda_i$$

onde cada autovalor λ_i retém uma fração da variância total explicada

$$\lambda_i / \sum_{n=1}^M \lambda_n \quad (2.12)$$

Para cada valor de λ_i ($i=1, \dots, M$) têm-se um vetor \mathbf{e}_i que é o autovetor associado. Os autovalores da matriz \mathbf{L} são rearranjados em ordem decrescente de magnitude então $\lambda_1 > \lambda_2 > \dots > \lambda_m$ e os autovetores rearranjados de acordo. Em função da ortogonalidade imposta em (2.9) têm-se que a variância das diversas componentes é aditiva. Como a variância é maximizada ocorre que um pequeno número destas componentes explica a maior parte da variância do conjunto de dados originais. Portanto, é possível ter-se uma boa estimativa dos principais padrões de variabilidade

usando-se um pequeno número de componentes (modos) e com isto torna-se possível reexpressar as variáveis originais.

Sendo \mathbf{E} a matriz de autovetores, que nos dá os padrões espaciais (mapas), para observar-se a variação de tais padrões no tempo uma solução natural é escrever

$$\mathbf{F}_{x,t} = \mathbf{E}_{x,m} \mathbf{C}_{m,t} \quad (2.13)$$

onde $x = 1, 2, 3, \dots, M$; $t = 1, 2, 3, \dots, N$; sendo m o número de modos retidos. A matriz \mathbf{C} é composta das séries temporais e pode ser obtida de:

$$\mathbf{C} = \mathbf{E}^T \mathbf{F} \quad (2.14)$$

a matriz \mathbf{C} é composta pelas componentes principais (PC), ou seja, as séries temporais associadas aos autovetores, que são as colunas da matriz \mathbf{E} . Cada PC pode ser entendida como uma série temporal explicando uma porção da variância dada por (2.12). É importante notar que as PC são também mutuamente ortogonais, isto é,

$$\mathbf{C}_i^T \mathbf{C}_j = 0, \text{ quando } i \neq j.$$

A análise por EOF oferece três tipos de resultados: componentes principais (PC) que são as séries temporais normalizadas, onde se tem a evolução temporal da variabilidade analisada; autovalores que são as porções de variância explicada por cada componente principal e autovetores que são os padrões espaciais associados com cada PC e mostram a configuração espacial associada a cada modo de evolução temporal.

2.1.2 - FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS ESTENDIDAS (EEOF)

Os resultados obtidos pela aplicação da técnica tradicional de EOF são oscilações estacionárias, fazendo com que as configurações que se propagam não sejam adequadamente resolvidas, podendo ser somente representadas por uma combinação dos diversos modos da EOF.

A compressão e reexpressão dos campos de dados através de um conjunto de padrões dominantes de evolução através do tempo e espaço, "enchendo-se" a matriz de dados com os tempos adjacentes e incluindo-se assim a estrutura temporal dos vetores básicos de propagação, foi aparentemente introduzida por Barnett e Hasselmann (1979). Eles a utilizaram para modelar a atmosfera tropical e campos oceânicos. Weare e Nasstrom (1982) referem-se a tais funções como EOF Estendidas (EEOF).

Weare e Nasstrom (1982) oferecem uma discussão informativa do método. Recentes aplicações da técnica podem ser encontradas em Lau e Chan (1985, 1986); Graham et al. (1987); Lau e Lau (1990) e Kousky e Kayano (1994). Uma discussão ilustrativa das potencialidades do uso da técnica de EEOF é feita por Chen e Harr (1993).

Basicamente, seja \mathbf{F} o conjunto de dados originais definido em (2.1) as EEOF são calculadas aumentando-se a matriz \mathbf{F} com k séries temporais obtidas deslocando-se a série original por um número l de incrementos no tempo, ou seja

$$\mathbf{F}_{(M \times K, NT \times k-l)} = \mathbf{F}_E = \left\{ [\mathbf{F}_{x,t}], [\mathbf{F}_{x,t+k}], [\mathbf{F}_{x,t+kl}] \right\} \quad (2.15)$$

obtendo-se a matriz de correlação (covariância)

$$\mathbf{R} = \mathbf{F}_E \mathbf{F}_E^T \quad (2.16)$$

A obtenção das auto-funções segue o mesmo procedimento descrito de (2.10) a (2.14). Porém, deve-se ter o cuidado de observar que cada autovetor espacial terá tantos "mapas" (configurações) quantos forem o número k séries temporais escolhidas.

2.1.3 - ROTAÇÃO DAS FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS (EOFR)

A análise por EOF e EEOF, embora tenha uma série de vantagens, apresenta algumas limitações básicas que restringem o seu uso (Lau e Lau, 1990):

1) Cada autovetor deve sucessivamente explicar a máxima quantidade de variância e diferentes autovetores, e seus respectivos coeficientes temporais são ortogonais um ao outro. A ortogonalidade espacial imposta na solução torna difícil a interpretação física do campo analisado. Ainda que a primeira componente principal (PC) e o correspondente autovetor não sejam influenciados pela restrição, os autovetores seguintes apresentam relações geométricas com o primeiro.

2) Em muitas ocasiões as EOF tendem a ser influenciadas pelo tamanho e forma do domínio dos dados originais. Buell (1975), investigando a estrutura das EOF, conclui que o formato dos limites dos pontos de dados para os quais os coeficientes de correlação (covariância) da matriz \mathbf{R} são calculados, é um fator dominante na determinação das funções de EOF e suas soluções. Portanto, uma expressão tal como "EOF do geopotencial sobre os Estados Unidos" não significa que estas configurações são mais típicas da América do Norte do que da Europa Ocidental. Se diferenças substanciais existem, elas são predominantemente devido ao fato das áreas cobertas pelos pontos de dados nos dois casos serem diferentes. A invariância da solução quando o domínio varia é uma necessidade fundamental para a solução ser fisicamente significativa.

3) Outra dificuldade surge quando mapas de autovetores são usados para inferir a correlação entre as séries temporais em dois pontos de grade (Horel, 1981). Tal inferência é válida somente se os autovetores não contribuem apreciavelmente para a correlação entre as duas séries. É possível ter-se um autovetor indicando que as duas séries são positivamente relacionadas e outro autovetor indicando que são negativamente correlacionadas. Em tais situações, as relações entre os autovetores não indicam necessariamente duas relações físicas distintas entre as duas séries.

Walsh e Richman (1981) mostraram que quando um conjunto de dados é representado em termos de EOF, o primeiro modo obtido é posicionado no espaço de tal forma que retenha a maior fração de variância de todos os pontos de dados. Os modos

subsequentes são ortogonais a todos os outros e retém a fração máxima residual de variância explicada da matriz original. A interpretação das EOF pode ser dificultada quando o primeiro autovetor fica localizado entre dois ou mais aglomerados distintos de variáveis interrelacionadas. Em tais casos, os primeiros modos podem não ser representativos dos modos dominantes de variabilidade dos dados. Tal situação é exemplificada nas Figuras 2.1, 2.2 e 2.3. Foi escolhido um campo hipotético de pressão ao nível do mar. Inúmeras "observações", as quais diferiam uma da outra por menos de 1hPa em cada ponto de grade, foram geradas para introduzirem um grau de variabilidade entre dois mapas ($t = 1$ e $t = t + 1$). A grade usada foi de $6^\circ \times 6^\circ$. O primeiro mapa contém um centro de alta pressão situado na extrema esquerda do domínio. No segundo, o centro foi colocado à direita. Os dados dos dois mapas são colocados na forma de matriz e é calculada a matriz de covariância (correlação). Os dois primeiros autovetores (mapas) não rodados da matriz de covariância são mostrados na Figura 2.2. Infelizmente, nenhuma das duas configurações obtidas se assemelha aos padrões correspondentes aos dados. O primeiro autovetor (que explica 70,7% da variância) coloca a anomalia no centro da grade. O segundo (29,1%) mostra um gradiente leste-oeste entre os centros positivos e negativos de anomalias. Embora estes dois modos expliquem cerca de 91,7% da fração de variância explicada não representam os dados originais usados. Portanto, a porcentagem de variância extraída pode não ser útil na determinação de quão bem os mapas são representados pelos modos dominantes de variabilidade. Ainda que a maximização da variância possa ser desejável em algumas aplicações, isto pode ser atingido às custas da representatividade das configurações originais.

Richman (1986) discute de forma extensiva as limitações mencionadas na técnica tradicional de EOF, quando usadas para captar modos individuais de variação da matriz de dados em análises exploratórias. Ele sugere um método alternativo introduzido para minimizar tais restrições acima mencionadas, via uma transformação linear: a rotação rígida das componentes principais (EOFR).

Os dois métodos de transformação ortogonal mais usados são o Varimax (Kaiser, 1959) e o Quartimax. Os dois tipos de transformação oferecem resultados similares, porém o Varimax é mais comumente usado (Horel, 1981). Uma razão para o uso mais frequente do Varimax é que este é totalmente independente do domínio da análise, enquanto que o Quartimax não o é.

Seguindo ainda o exemplo acima dado por Walsh e Richman (1981), os dois primeiros modos foram rodados ortogonalmente segundo o Varimax. A Figura 2.3. ilustra as configurações obtidas. Os dois modos rodados explicam 99,99% da variância dos dois modos não rodados. A semelhança das configurações obtidas com os dados originais é evidente. Então, para uma perda negligenciável de variância (0,01%) as componentes identificaram com sucesso os modos espaciais dos dados originais.

Enquanto a maior vantagem da rotação é a representação mais precisa dos modos espaciais dominantes dos campos de dados, a redistribuição da variância contida nos primeiros modos não rodados pode ser uma desvantagem. Se a variância é altamente concentrada em um ou dois modos não rodados, a rotação de vários modos pode diluir a informação (variância) da dependência temporal das amplitudes dos primeiros modos. É possível que nenhum único modo rodado descreva variância suficiente para ser um índice útil da variabilidade dos dados originais. Os modos não rodados então podem ser mais úteis para propósitos de redução de dados, embora não sejam as representações mais realísticas dos modos de variabilidade (Walsh e Richman, 1981).

A solução por componentes principais rodadas nos fornece quatro tipos de resultados: PC rodadas, que são as séries temporais; frações de variância explicada pela PCs rodadas; os padrões espaciais, ou "loading vectors", associados com as correspondentes PC e a correlação entre as PC não rodadas e as rodadas.

A solução por rotação apresenta algumas vantagens: as PC são temporariamente ortogonais; portanto as frações de variância normalizada que elas explicam são aditivas; os "loadings" não têm a restrição de ortogonalidade espacial; as PC rodadas são menos dependentes do domínio da análise (Kaiser, 1959) e os padrões espaciais da rotação assemelham-se mais as anomalias observadas.

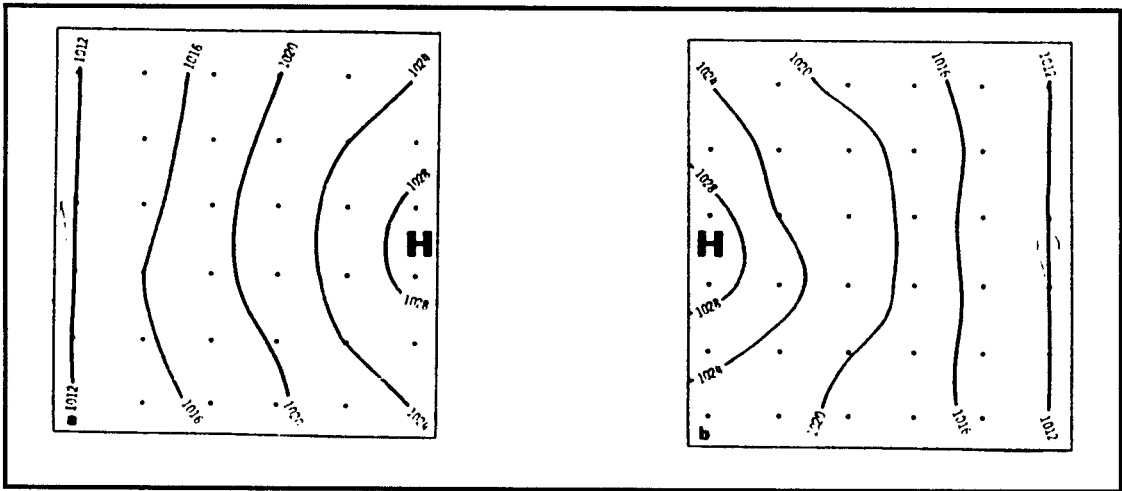


Fig 2.1 - Campos hipotéticos de pressão ao nível do mar.
 FONTE: Walsh e Richman (1981), p.781

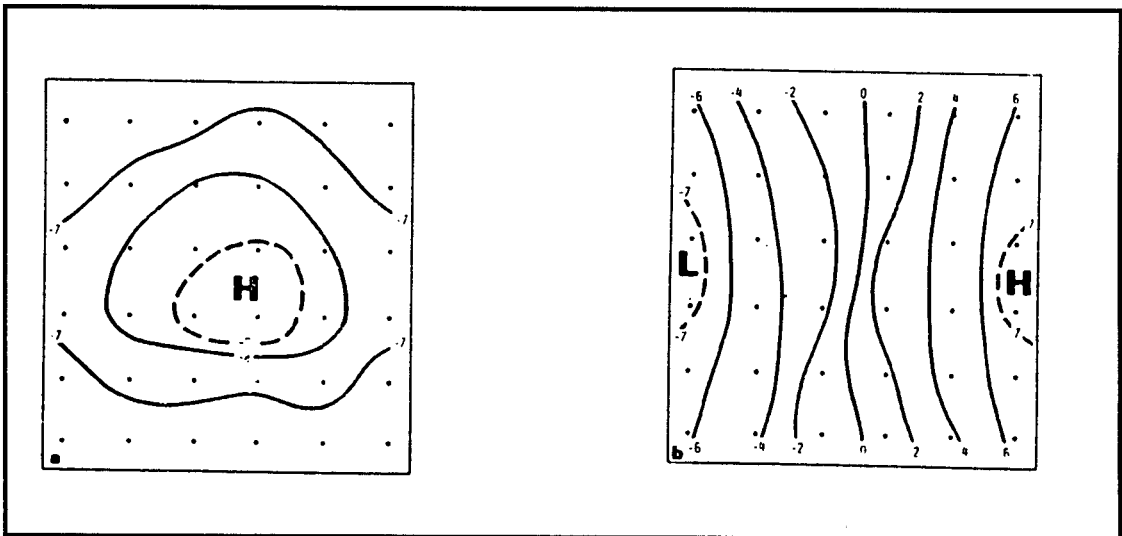


Fig. 2.2 - Dois primeiros autovetores não rodados da matriz de covariância correspondente a Fig. 2.1.
 FONTE: Walsh e Richman (1981), p. 781

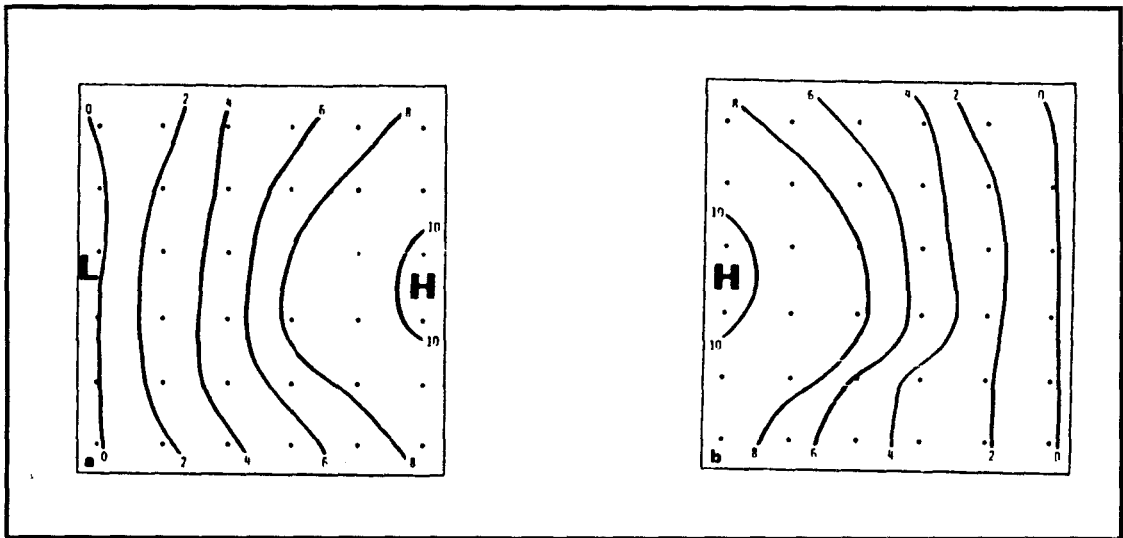


Fig. 2.3 - Dois primeiros autovetores rodados ortogonalmente segundo o Varimax.

FONTE: Walsh e Richman (1981), p.781

2.1.4 - SELEÇÃO DOS MODOS RETIDOS

Qualquer estimativa de EOF a partir de um número finito de realizações está sujeita a erros de amostragem. Portanto, quando usa-se EOF é necessário estabelecer critérios para determinar o número adequado de componentes principais que são importantes para análise ou sofrerão transformação por rotação. A idéia é separar os modos que representam um sinal dinâmico dos que representam perturbações aleatórias. Provavelmente, o melhor modo de fazê-lo é ter-se uma hipótese “a priori” sobre como as expressões temporais e espaciais dos modos deveriam parecer (Graham, 1993). Como muitas vezes não têm-se tal hipótese, ou esta não é aparentemente óbvia, necessitamos de outras regras para nos orientar.

Dentre vários procedimentos existentes para a seleção das EOF (Preisendorfer, 1988) adotou-se aqui dois deles que atuam no domínio da variância, isto é, com os autovalores.

North et al.(1982) enfoca o problema da interpretação física das EOF para campos reais quando dois autovalores são aproximadamente iguais. Eles sugerem

uma “Rule of Thumb” para estimar os erros de amostragem. Para cada autovalor é calculado o erro de amostragem que é dado por

$$E_{rri} = \lambda_i - \sqrt{2/M}$$

onde M corresponde ao número de autovalores.

Se o erro de um autovalor é comparável, ou maior, do que o espaçamento entre ele e o autovalor seguinte, então o erro de amostragem para a EOF associada com o autovalor será comparável a dimensão da própria EOF seguinte, constituindo-se assim um autovalor degenerado. A Figura 2.4a ilustra a aplicação da regra. Foi escolhido como exemplo a seleção dos modos retidos de EOF para o mês de agosto, do período 1960-1989. As barras maiores representam a variância de cada autovalor e as barras menores (sombreadas) representam o erro associado a cada autovalor, calculado como sugerido por North et al. (1982). Pela regra têm que a diferença entre o quinto e o sexto autovalor é menor do que a metade do erro calculado para o quinto autovalor. Portanto, tal modo é considerado degenerado, sendo que somente os quatro primeiro modos de EOF são retidos.

Livezey e Chen (1983) discutem o uso e a potencialidade de várias técnicas para determinação da significância estatística de campos geofísicos. Eles sugerem o uso do procedimento de Monte Carlo desenvolvido por Barnett e Preisendorfer (1978) para acessar-se a significância dos autovalores de maior ordem das EOF.

O critério desenvolvido por Barnett e Preisendorfer (1978), denominado “Rule N”, baseia-se no procedimento de Monte Carlo. Um experimento é modelado sobre o conjunto de dados que está para ser testado, porém no qual a hipótese nula é verdadeira, isto é, os resultados são por acidente. Tal experimento é repetido muitas vezes (N= 100 ou N= 500) com diferentes entradas aleatórias, e conseqüentemente diferentes saídas. São construídos intervalos de confiança (geralmente 95% e 5%) com os resultados das N realizações. Os autovalores da matriz original são comparados com tais faixas de confiança. No ponto onde os autovalores passam através da faixa construída pelos intervalos de confiança esses passam a ser não mais significantes do que os autovalores de ruído, e assim são truncadas as EOF. A Figura 2.4.b exemplifica o

procedimento de seleção dos modos de EOF pela “Rule N”. Continuando com o exemplo da seleção dos modos de EOF para o mês de agosto (1960-89), pode-se observar pela Fig. 2.4b que os quatro primeiros modos, representados por asteriscos, estão acima da faixa de confiança (5% e 95%). O restante dos modos estão abaixo de tais limites, sendo assim considerados não significantes. Os quatro primeiro modos de EOF de agosto são os modos retidos pela aplicação da “Rule N”.

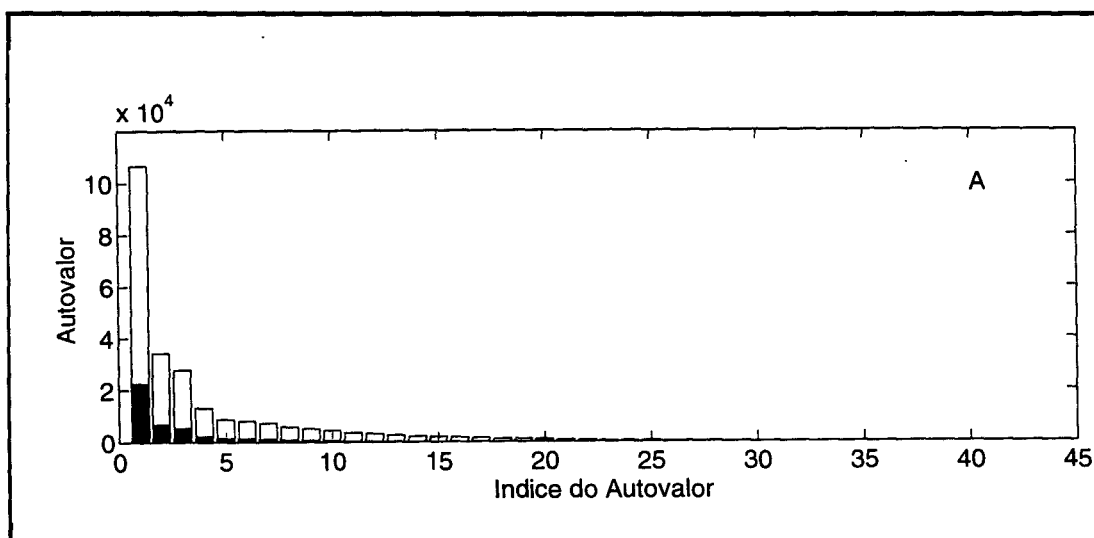


Fig. 2.4a - Gráfico demonstrativo da “Rule of Thumb” para a seleção dos modos de EOF para o mês de agosto (1960-1989). As barras maiores representam a variância de cada autovalor e as barras sombreadas o erro calculado pela regra.

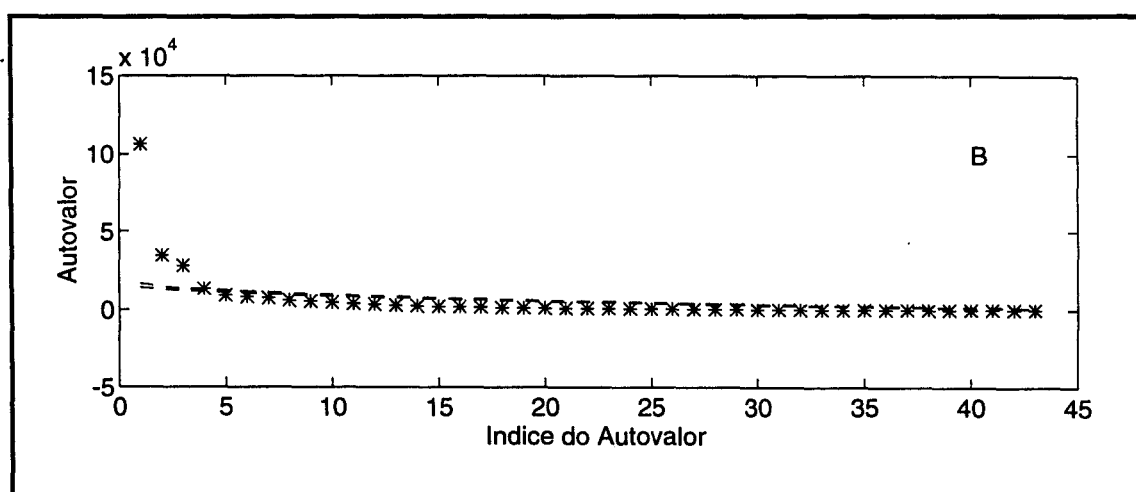


Fig.2.4b - Autovalores obtidos por EOF para o mês de agosto (1960-1989). variância de cada autovalor é representada por asteriscos. As duas linhas tracejadas representam os intervalos de confiança a 5% e 95%, respectivamente. Autovalores não significativos são os que incidiram abaixo da primeira curva tracejada

2.2.1 - FONTE

O presente estudo utiliza totais mensais de precipitação das estações listadas na Tabela 2.1, para o período de 1945-1989, inclusive. Para formar a base de dados, recebemos a colaboração do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica (DNAEE), Instituto de Pesquisas Agrônomicas do Rio Grande do Sul (IPAGRO), Companhia Paranaense de Eletricidade (COPEL), Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR) e ITAIPU Binacional. A Figura 2.5 ilustra a distribuição espacial das estações selecionadas para o presente estudo.

2.2.2 - REPRESENTAÇÃO ESTATÍSTICA DOS DADOS

O período total foi dividido em dois: 1945-1974 e 1960-1989. Essa divisão foi feita para checar a significância das configurações encontradas e porque algumas estações possuíam séries temporais curtas. Com a divisão em dois foi possível utilizar o maior número possível de dados em cada um dos períodos escolhidos, tendo-se assim uma melhor cobertura espacial da precipitação.

Procurou-se criar um conjunto de dados único com a maior abrangência espacial e temporal possível. Como os dados provinham de inúmeras fontes, e alguns conjuntos apresentavam erros grosseiros de digitação, adotou-se as estações climatológicas do INMET e IPAGRO como padrão de referência. Informações mensais que superavam 3,5 desvios padrões foram consideradas “suspeitas”. Então eram comparadas com as observações vizinhas e com a estação “padrão” mais próxima. Caso a informação fosse rejeitada, em seu lugar era colocado o valor da média mensal climatológica. Estações com falhas ou rejeições de dados não superior a 15% do total, foram utilizadas e as ausências substituídas pela média mensal.

Como muitas estações pertenciam ao Rio Grande do Sul, para evitar uma concentração espacial dos dados escolhidos, as estações foram selecionadas assegurando o critério de proporção por área.

TABELA 2.4 - LISTA DAS ESTAÇÕES UTILIZADAS

Numero da Estação - Nome	Estado
01 - Palmeiras das Missões, RS	27 - Indaial, SC
02 - Iraí, RS	28 - Campos Novos, SC
03 - Marcelino Ramos, RS	29 - Florianópolis, SC
04 - São Borja, RS	30 - Lages, SC
05 - São Luis Gonzaga, RS	31 - Urussanga, SC
06 - Cruz Alta, RS	32 - Xanxere, SC
07 - Passo Fundo, RS	33 - Tomazina, PR
08 - Lagoa Vermelha, RS	34 - Jataizinho, PR
09 - Vacaria, RS	35 - Adrianópolis, PR
10 - Santa Maria, RS	36 - Tibaji, PR
11 - Uruguaiana, RS	37 - Marechal Rondon, PR
12 - Alegrete, RS	38 - Guaíra, PR
13 - Santiago, RS	39 - Curitiba, PR
14 - Caxias do Sul, RS	40 - São Mateus do Sul, PR
15 - Torres, RS	41 - Ivaí, PR
16 - Livramento, RS	42 - Guarapuava, PR
17 - São Gabriel, RS	43 - Quedas do Iguaçu, PR
18 - Caçapava do Sul, RS	44 - Foz do Iguaçu, PR
19 - Encruzilhada, RS	45 - Paranaguá, PR
20 - Porto Alegre, RS	46 - Castro, PR
21 - Bagé, RS	47 - Jacarezinho, PR
22 - Piratini, RS	48 - Rio Negro, PR
23 - Rio Grande, RS	49 - União da Vitória, PR
24 - Tapes, RS	50 - Porto Paraíso, PR
25 - Santa Vitória, RS	51 - Ivaiporã, PR
26 - Alfredo Wagner, SC	

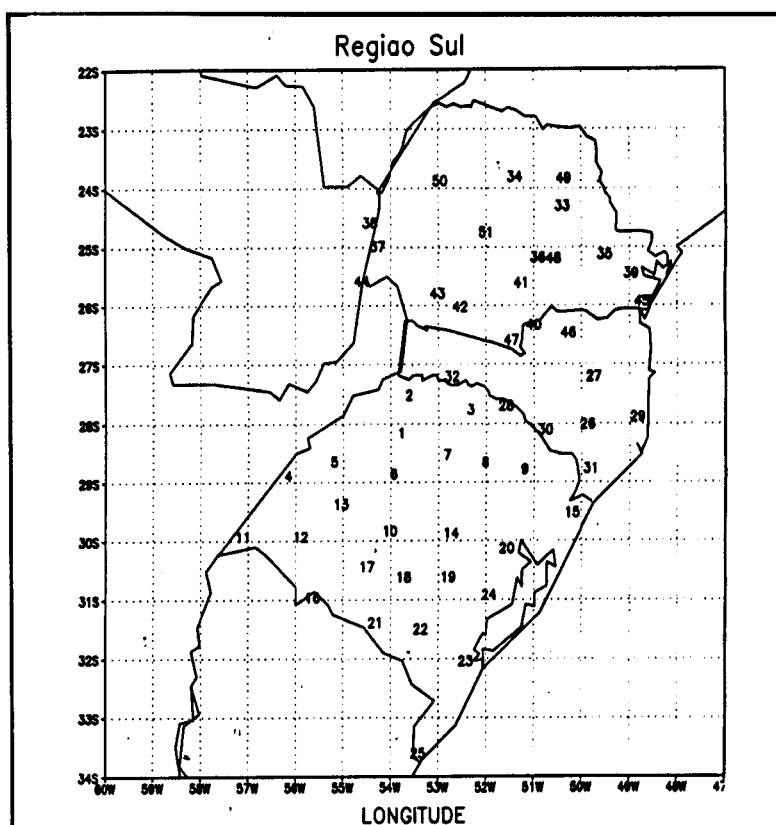


Figura 2.5 - Localização das 51 estações da Região Sul utilizadas para o estudo precipitação. Os nomes das estações estão contidos na Tabela 2.1.

2.2.3 - CICLO ANUAL

O objeto de interesse neste caso é a distribuição relativa média de precipitação ao longo dos meses do ano e não os totais absolutos de precipitação. Para a construção da matriz de desvios usa-se o mesmo procedimento adotado por Logue (1983). Calcula-se o total anual da precipitação para cada estação e divide-se o total de cada mês pelo total anual, obtendo-se assim uma fração percentual da contribuição no total anual. Calcula-se a seguir a média dos percentuais de cada mês. Assim cada estação possui doze valores (meses do ano) percentuais da distribuição anual da precipitação. A matriz é montada de forma que as estações (43 em ambos os períodos) fiquem nas colunas e os doze meses nas linhas. É calculada então a matriz dos desvios extraindo-se a média da matriz transposta. Este arranjo da matriz, tempo como mapas e estações como observações, quando aplicada análise por EOF procura elucidar os

padrões de distribuição da precipitação média anual ao longo dos doze meses do ano. Em Richman (1986), este tipo de decomposição é classificado como modo **S** de decomposição dos dados. Desta maneira procura-se isolar subgrupos de estações que covariam similarmente, o que é útil para a regionalização do ciclo anual.

2.2.4 - EOF ESTENDIDAS (EEOF)

Os totais mensais de cada estação, dos doze meses do ano para o período de 30 anos (correspondentes aos períodos de 1945-74 e 1960-89), são colocados em um vetor linha. O objetivo com a EEOF é examinar a evolução espaço-tempo das anomalias mensais ao longo do período. Para isto, é escolhido um incremento de tempo igual a um mês ($l=1$) e um bloco de tempo de 12 meses ($k=12$), construindo-se assim 12 mapas. Ou seja, para cada estação o primeiro mapa constitui-se de uma série iniciando em dezembro do ano zero e terminando em dezembro do ano 29. O segundo mapa inicia em janeiro do ano 1 e termina em janeiro do ano 30. Assim, são montados os mapas seguintes até que o último mapa começa com novembro do ano 1 e termina com dezembro do ano 30. Cada vetor linha é constituído de 349 valores. A matriz **F** constitui-se então de 349 colunas (tempo) e 516 linhas (43 estações vezes 12 mapas). Uma vez montadas as matrizes (1945-74 e 1960-89) é removida a média (temporal) e procede-se como mostrado em 2.1.

Neste caso o modo de decomposição dos dados é classificado como modo **T** (Richman, 1986), onde tal configuração visa isolar subgrupos de observações com padrão espacial similar e com isto procura-se simplificar as séries temporais.

Ressalta-se que em EEOF os modos propagantes usualmente aparecem em pares de autovetores, com correspondentes autovalores, e com estrutura espacial comportando uma relação de quadradura entre eles (Lau e Lau, 1990)

2.2.5 - EOF E EOFR MENSAL

Para a aplicação da EOF mensal são construídas doze matrizes, uma para cada mês. A matriz **F** compõe-se de 30 colunas (correspondendo aos anos do período estudado) e 43 linhas (estações). Cada vetor linha corresponde a uma estação com os

trinta totais de cada ano para o determinado mês. Desta forma, tempo nas colunas e estações como linhas é extraída a média de cada estação e a matriz de covariância é calculada.

2.3 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

2.3.1 - CICLO ANUAL

Os mecanismos responsáveis pela ocorrência de precipitação na Região Sul estão relacionados com os sistemas dinâmicos transientes e a configurações orográficas. Os sistemas frontais são primariamente responsáveis pela precipitação na região. Estudos climatológicos mostram que em média 5 a 7 frente frias passam pela região a cada mês (Oliveira, 1986).

Outros sistemas que contribuem para o aumento da precipitação são os vórtices ciclônicos e cavados em altos níveis, que cruzam os Andes, oriundos do Pacífico e se intensificam sobre o Sul e Sudeste do Brasil (Cavalcanti, 1985). Em uma escala menor, a convecção por mesoescala é responsável por precipitação intensa no sul do Brasil (Guedes, 1985). Comuns na primavera, estes sistemas convectivos desenvolvem-se nas primeiras horas do dia, geralmente sobre o Paraguai e alcançam o sul do Brasil com precipitação intensa, em um curto espaço de tempo.

A precipitação na Região Sul do Brasil é, em geral, bem distribuída ao longo do ano, não possuindo a região uma estação chuvosa ou seca bem definida. No entanto, como ilustrado na Figura 2.6 alguns meses são mais chuvosos do que outros. A primavera e o verão são os períodos mais chuvosos e o outono e o inverno os mais secos. Contudo, existem variações regionais neste padrão.

Rao e Hada (1990), estudando a precipitação sobre o Brasil, encontraram quatro áreas distintas para o ciclo anual da Região Sul: o litoral do Rio Grande do Sul (RS) teria os meses de inverno como período chuvoso e o outono como mais seco; no oeste do RS e norte de Santa Catarina (SC) a primavera e o verão são mais chuvosos e o inverno é a estação mais seca; o litoral de SC e do Paraná (PR) teriam o inverno como estação chuvosa e o outono como a mais seca. O restante da região teria a primavera e o verão como períodos mais chuvosos e o outono e inverno como mais secos.

Na análise do ciclo anual através de EOF, para ambos os períodos estudados, foram selecionados dois modos principais de variabilidade. Juntos estes modos respondem por cerca de 80% da variância explicada.

Na Figura 2.7 são mostrados os autovetores para as duas componentes principais selecionadas (PC1 e PC2). O primeiro autovetor tem os máximos em dezembro-janeiro-fevereiro e os mínimos em julho-agosto-setembro. Uma estação meteorológica para o qual PC1 é grande e positivo tem a maior proporção da precipitação média nos meses de verão e a menor no inverno. O inverso ocorre para uma estação com valores negativos significativos. O segundo autovetor (associado a PC2) mostra um ciclo semianual de precipitação com picos positivos em maio-junho e outubro-novembro-dezembro e picos negativos em março e julho-agosto-setembro. Estações com valores positivos de PC2 estão associadas com os mínimos de precipitação ocorrendo em março, e precipitação acima da média ocorrendo em outubro e maio-junho.

Os mapas correspondentes a PC1 e PC2 são ilustrados na Figura 2.8. Como sugerido por Hotelling(1933), os autovetores foram divididos pela raiz quadrada do autovalor correspondente($\sqrt{\lambda}$), representando assim as correlações (ou covariâncias) entre cada variável e sua componente principal. Para o mapa de PC1 os maiores valores positivos de correlação são encontrados no PR e norte de SC, e numa menor extensão no extremo oeste do RS. Valores negativos ocupam o centro e leste do RS. Essa configuração sugere que as regiões mais ao norte e mais altas teriam seus máximos de precipitação no verão, quando o aquecimento diurno favorece a convecção. As áreas negativas que estão mais ao sul e próximas do litoral teriam seus máximos no inverno. Nesse período a precipitação causada pela passagem dos sistemas frontais é intensificada pela componente de leste do vento no inverno, que transporta o ar úmido marítimo continente adentro. A configuração do mapa de PC1 indica diferenças significativas no regime de precipitação entre as duas áreas distintas. Por exemplo:Porto Alegre (RS) e Jataizinho (PR) têm aproximadamente a mesma média anual (1252 mm e 1320 mm, respectivamente). Porém, Jataizinho com um alto valor positivo de PC1, recebe uma média de 158 mm no verão e 59 mm no inverno, enquanto que Porto Alegre com PC1 negativo, recebe 108 mm no verão e 116 mm no inverno.

O mapa de distribuição de PC2 mostra uma distribuição menos acentuada, com valores baixos positivos ao norte e oeste da região e valores máximos negativos no leste. Tal configuração parece indicar o contraste entre áreas continentais e regiões litorâneas. PC2 mostra que entre o período chuvoso e o seco, a distribuição é mais acentuada no oeste do que próximo ao litoral.

A região oeste do RS, com valores de PC1 positivos e PC2 negativos, tem dois máximos de precipitação; um máximo absoluto no outono e um máximo relativo na primavera (outubro), com um mínimo de precipitação no inverno. Tal distribuição de precipitação concorda com o encontrado por Pisciotano et al. (1994) para o oeste do RS e noroeste do Uruguai.

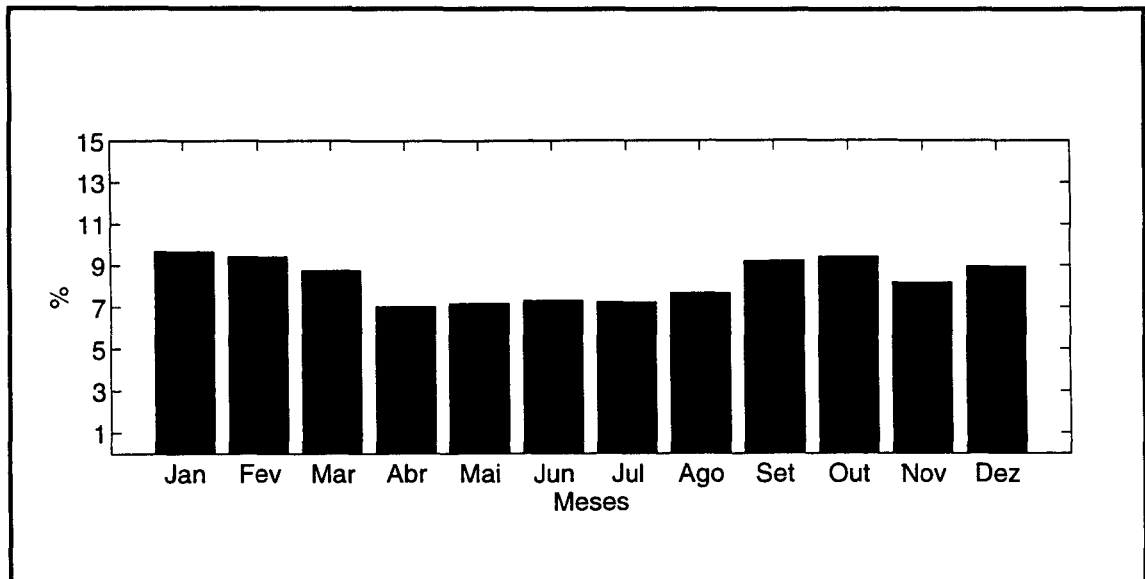


Figura 2.6 - Distribuição média do ciclo anual para a Região Sul dada em percentuais da média anual. Foram utilizadas 43 estações. Período de dados: 1945-1974 e 1960-1989.

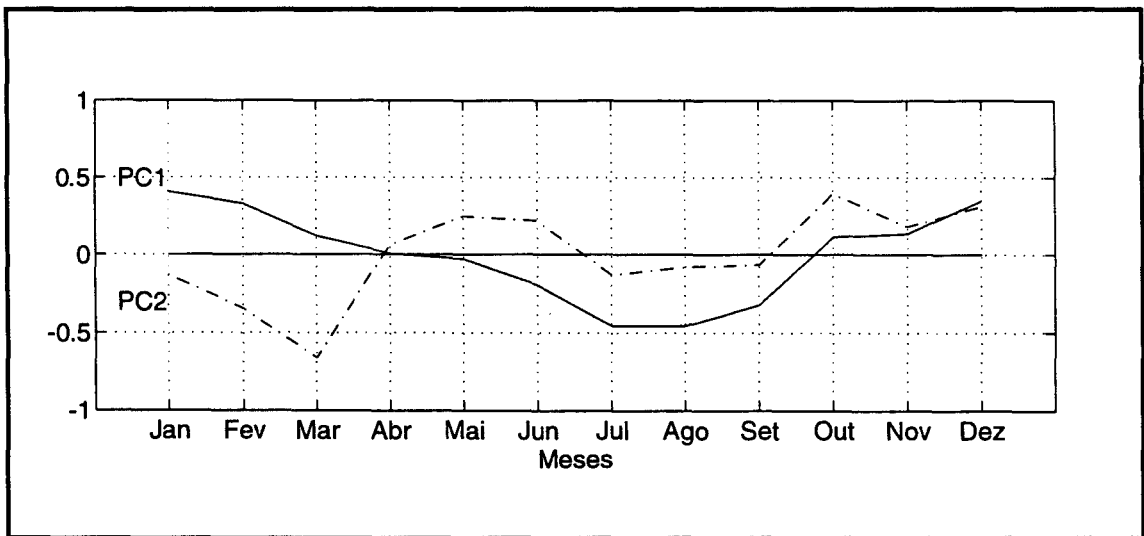


Figura 2.7 - Autovetores correspondentes aos dois primeiros modos retidos para o ciclo anual (PC1 e PC2). O primeiro modo (linha sólida) responde por 65% da fração explicada de variância; o segundo (linha tracejada) retém 14% da variância.

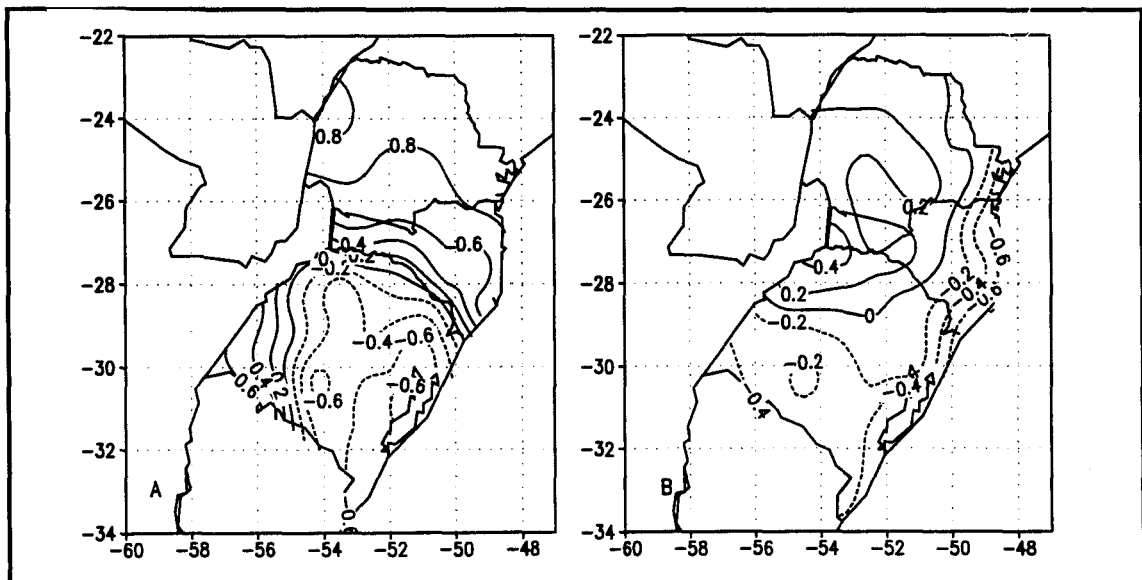


Fig. 2.8 - Mapas correspondentes a primeira componente principal (PC1) e a segunda PC2, respectivamente. Regiões positivas de PC1 quando comparadas ao autovetor correspondente na Fig. 2.7 indicam máximo de precipitação no verão e mínimo no inverno. Valores negativos indicam máximos de precipitação no inverno e mínimos no verão. Os valores estão expressos em correlações variando de -1 a 1.

2.3.2 - ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO

As enchentes e as estiagens que assolam a Região Sul têm causado inúmeras perdas. Nos últimos anos grande parte desses eventos ocorreu em anos de manifestação do fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENSO). Estudos anteriores encontraram relação das anomalias de precipitação, em áreas que compreendem a Região Sul do Brasil.

Kousky et al. (1984) estudaram as mudanças na circulação oceânica e atmosférica associadas à Oscilação Sul (OS) e sua relação com anomalias de precipitação. Eles encontraram que durante a fase negativa da OS a precipitação no sul do Brasil tende a ser acima da média climatológica durante o outono e inverno.

Ropelewski e Halpert (1987, 1989) mostraram que durante os episódios quentes (El Niño) as anomalias de precipitação sobre a Região Sul tendem a ser positivas de novembro a fevereiro do ano seguinte. Nos episódios frios (La Niña) as anomalias tendem a ser negativas de junho até dezembro.

Lau e Sheu (1988) investigaram as conexões globais das anomalias regionais de precipitação e as possíveis escalas de interação com a OS. Encontraram que os anos de fase negativa da OS estavam associados a anomalias positivas de precipitação no sudeste da América do Sul (cobrindo a Região Sul).

Aceituno (1988), estudando a relação entre OS e anomalias climáticas na América do Sul, encontrou que durante novembro-dezembro a precipitação é negativamente correlacionada com o Índice de Oscilação Sul (IOS) no sudeste da América do Sul.

Rao e Hada (1990) correlacionaram a precipitação sobre o Brasil com o IOS e obtiveram uma correlação negativa significativa durante a primavera no RS e parte de SC e o outono no sudoeste do RS.

Estudando anomalias climáticas relacionadas com o ENSO, Chu (1991) encontrou que durante os episódios quentes a precipitação na Região Sul tende a ser

acima da normal de abril a dezembro e de março a julho do ano seguinte, com os maiores picos em maio e junho.

A maioria dos estudos acima mencionados utilizou séries temporais curtas ou poucos pontos de observação na Região. Os períodos encontrados de relação do ENSO com as anomalias de precipitação na região diferem.

Foi aplicada EEOF com a finalidade de examinar-se a evolução temporal e espacial das anomalias mensais de precipitação. Neste caso, ao invés de ter-se uma série temporal (PC) e um único mapa espacial (autovetor) temos, para cada modo, uma PC e um número de mapas igual ao bloco de tempo escolhido (no caso $k=12$).

Na técnica tradicional de EOF obtém-se um instantâneo dos padrões de anomalias de precipitação. Com as EEOF obtém-se a evolução temporal das configurações dominantes. A fração de variância explicada por cada modo na EEOF é muito inferior a obtida com a EOF tradicional. Isto se deve ao fato da matriz de dados ter sido expandida, isto é, na EEOF têm-se um número muito maior de estações. Assim a variância explicada agora por cada modo leva em consideração um número muito maior de pontos (neste caso 43 na tradicional e 516 na EEOF).

Neste trabalho aplica-se EEOF com a finalidade de identificar se algum dos modos de variabilidade das anomalias de precipitação tem relação com o ENSO. Nos dois períodos escolhidos para análise (1945-74 e 1960-89) foi encontrada tal relação. No caso de 1960-1989 o primeiro modo de EOF, com variância de 5,9%, tem variabilidade similar ao ENSO. O par encontrado correspondente a este modo foi considerado não significativo (décimo quinto modo). Porém, como a fração de variância é aditiva, o total da fração de variância explicada pelos dois modos é de 7,3%. Para o período de 1945-1974 o terceiro modo apresentou relação com o ENSO. Também, o par correspondente a ele foi considerado não significativo. A variância explicada pelo par neste período é de aproximadamente 5,6%.

A Figura 2.9 mostra a componente principal do primeiro modo (PC1) para o período de 1960-1989. É evidente a relação das anomalias positivas de precipitação com os episódios quentes do ENSO. Todos os períodos em que ocorreram picos de anomalias positivas na Região Sul coincidiram com anos de El Niño

(Rasmusson e Carpenter, 1982). Porém, o El Niño de 1969, como pode-se observar no gráfico, não está relacionado com anomalias positivas de precipitação. Vale ressaltar que, segundo a classificação de Quinn et al. (1978), esse episódio foi considerado de intensidade fraca. No geral, durante os El Niños as anomalias iniciam no final do ano em que o episódio se configura e se propagam no decorrer do ano seguinte (ano +1).

Durante os anos de manifestação do episódio frio a onda de anomalias diminui em amplitude. Também o período de anomalias é reduzido. Nos episódios frios que ocorreram logo após dois El Niño intensos (1972 e 1982/83), que é o caso das La Niña de 1973 e 1984, não ocorreram anomalias negativas de precipitação.

Os mapas espaciais de EEOF relativos ao primeiro modo estão mostrados no conjunto de Figuras 2.10. As isoietas representam coeficientes de correlação entre a série temporal de cada ponto (estação) e PC1. As áreas sombreadas correspondem a regiões onde a correlação é significativa a 5% pelo teste t-Student. Nos primeiros mapas as anomalias de precipitação se concentram no Rio Grande do Sul, ficando as maiores correlações no oeste do Estado. A seguir, as anomalias se expandem pelo oeste para SC e o PR, abrangendo praticamente toda a Região Sul. A única área que não parece ser relacionada com o ENSO é a região central do PR. Nos últimos mapas as áreas de anomalias se retraem ficando confinadas ao leste do RS.

A fim de conhecer a variabilidade da precipitação mês a mês e também buscar um maior detalhamento do encontrado pela EEOF, foram calculadas EOF das anomalias mês a mês. A seguir os modos retidos sofreram rotação rígida (EOFR). Os resultados mostrados neste capítulo se referem as EOF rodadas. O primeiro modo de cada mês da EOF tradicional e correspondente PC, são mostrados no Apêndice A.

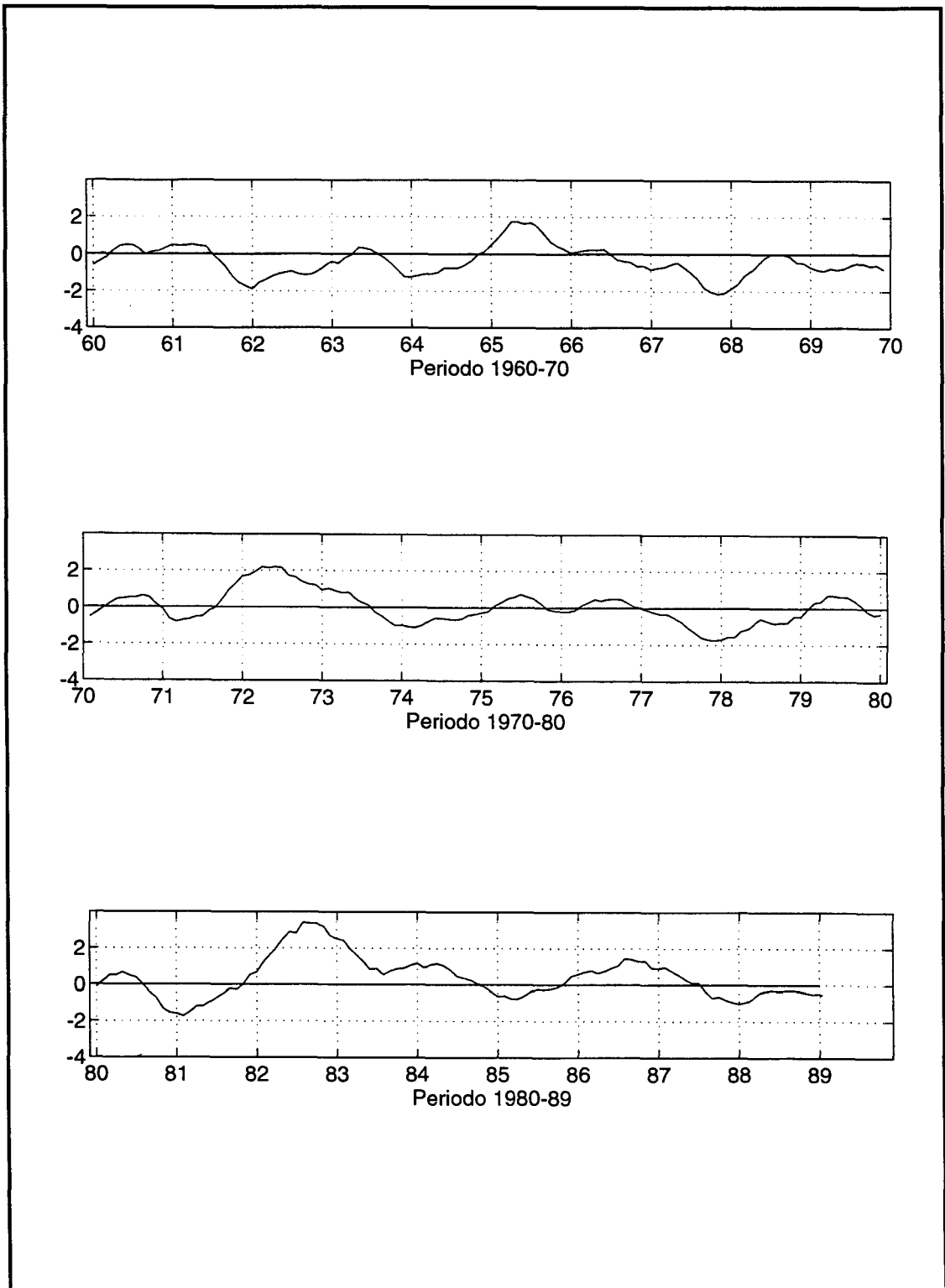


Fig. 2.9 - Primeira componente principal (PC1) da EEOF correspondente ao período de 1960-1989. a variância explicada por este modo é de 7,3%.

Para verificar se as anomalias de precipitação estavam relacionadas com o ENSO foi assinalado com asterisco em cada PC os anos de Niño (Rasmusson e Carpenter, 1982) e os anos que coincidiam de Niña (Ropelewski e Jones, 1987), com um círculo. Para o caso dos meses de janeiro a agosto foram plotados também, em mapas à parte, para cada PC os anos seguintes a ambos os episódios (Niño +1 e Niña +1). Assim, as anomalias nesses meses foram relacionadas tanto com os anos em que o ENSO se configurava, como também com o ano seguinte a este. Se a maioria dos picos de anomalias coincidissem com um dos dois episódios (Niño ou Niña) a série temporal era considerada correlacionada com o ENSO. Os dois períodos de dados usados foram comparados em termos de configurações similares de anomalias e comportamento com relação ao ENSO.

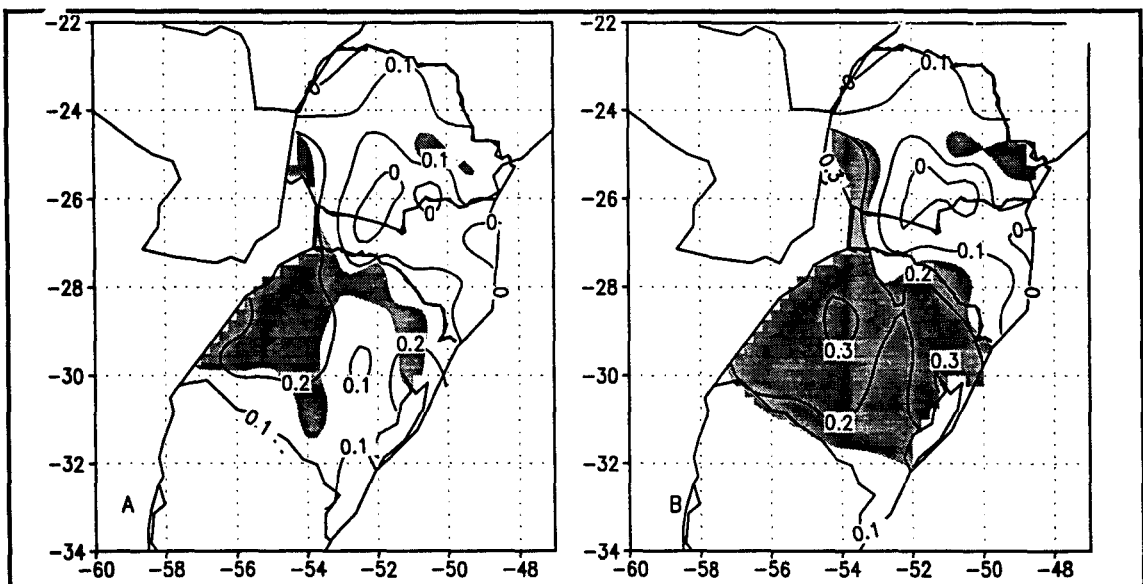


Fig. 2.10 - Doze mapas (autovetores) do primeiro modo EEOF de 1960-1989 ilustrando a evolução espaço-tempo das. Os valores (-1 a 1) representam a correlação entre a série temporal original de cada variável e a componente principal correspondente (PC1). Áreas sombreadas são regiões consideradas significativas a 5% pelo teste t-Student.

(Continua)

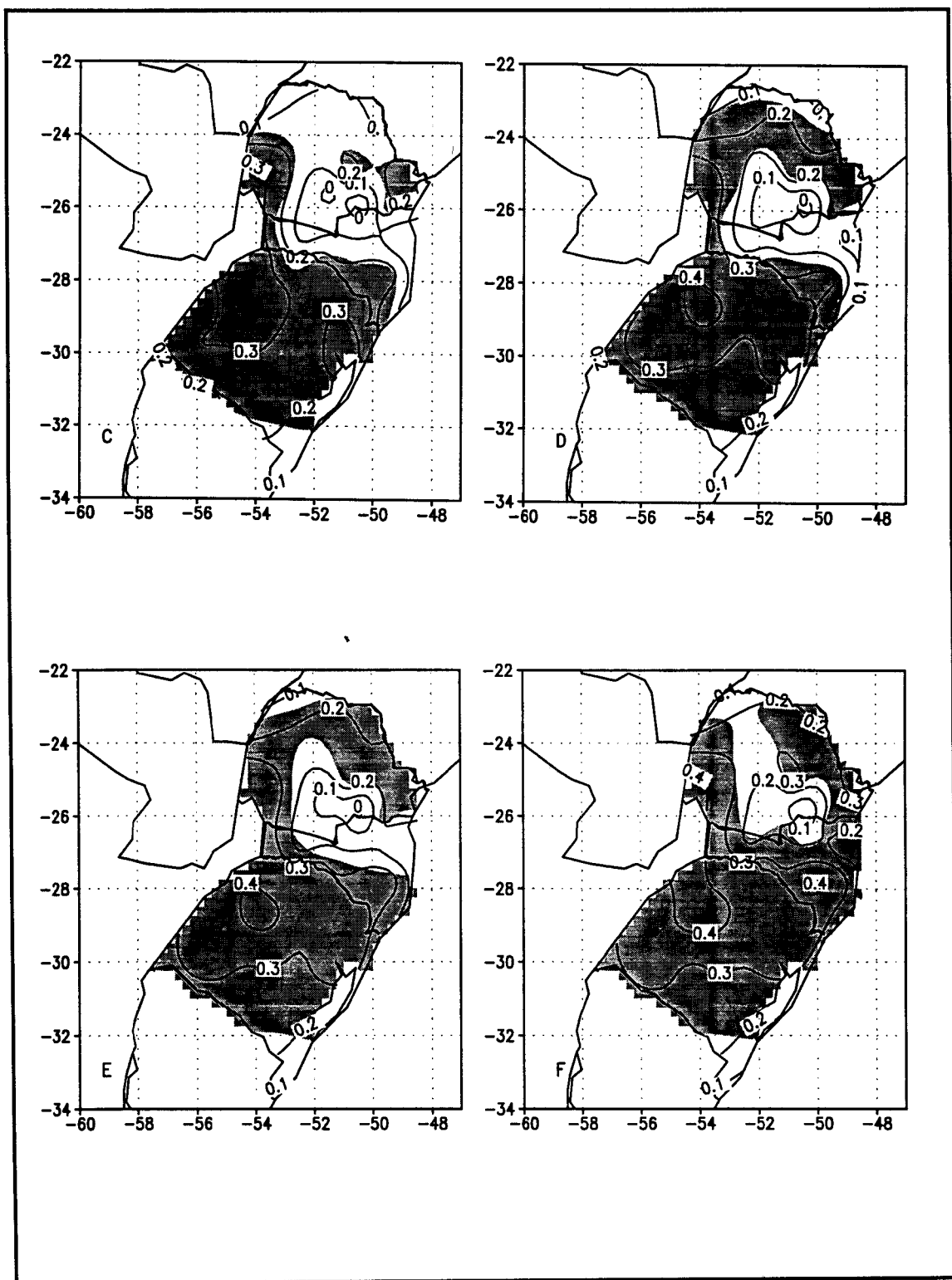


Fig. 2.10 - (Continuação)

(Continua)

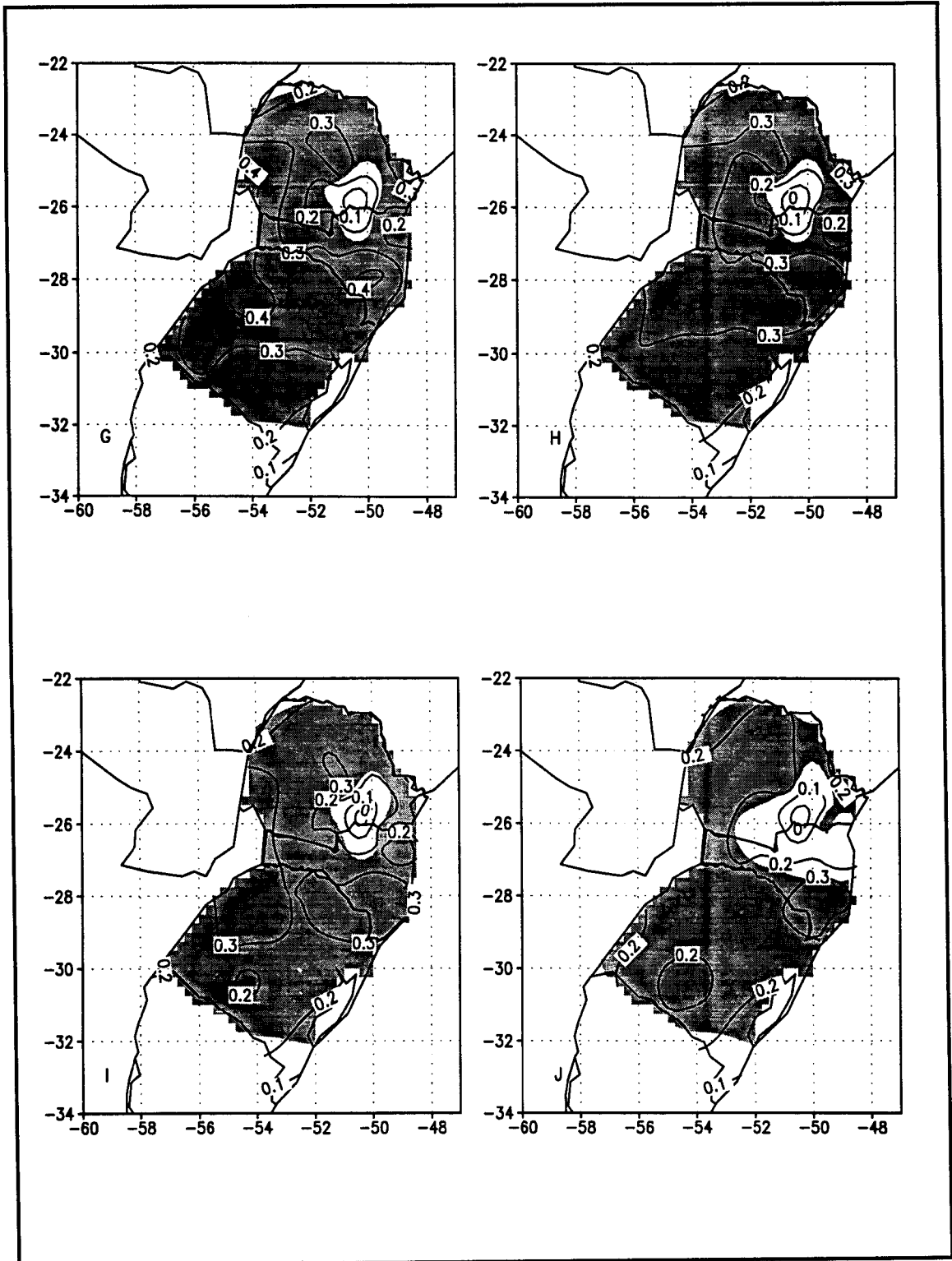


Fig. 2.10 - Continuação

(Continua)

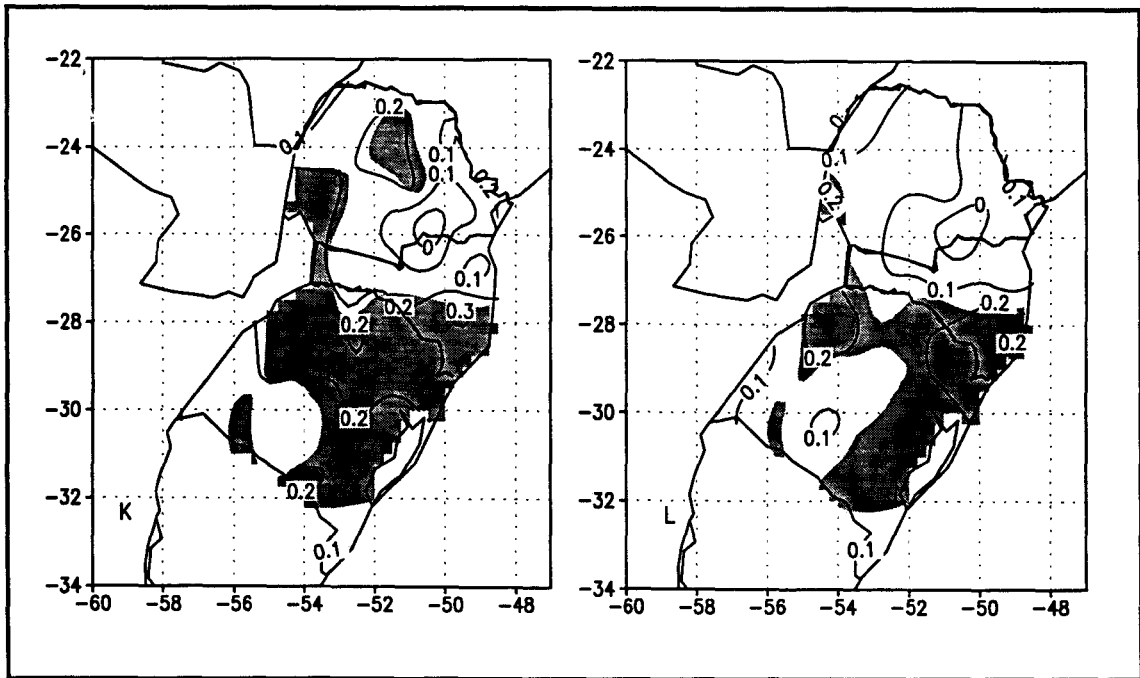


Fig. 2.10 - Conclusão.

A Figura 2.11 ilustra as quatro primeiras PC, e os mapas correspondentes, para o mês de outubro. Neste mês, foi encontrada uma relação com o Niño somente na região sul do RS (C e D). As demais áreas não parecem ter relação com o episódio quente. Por outro lado, o efeito da Niña na região é bem mais abrangente em termos de área atingida. O sul do RS (PC2), o oeste do RS (PC3) e o Paraná (PC4) com exceção do extremo norte do estado, estão associados com precipitações abaixo da média durante os episódios frios. A única área que não parece estar associada com o ENSO é a região sombreada em PC1 (mapa A). As maiores anomalias de precipitação nesta região, durante o mês de outubro, não ocorreram durante anos de ENSO.

Durante o mês de novembro a região relacionada com o ENSO é maior. Como ilustrado na Figura 2.12 o RS, oeste e centro de SC e do PR, registram anomalias positivas de precipitação durante os episódios quentes e anomalias negativas durante os episódios frios. Somente a área representada pelo mapa E em 2.12 parece não estar associada ao evento, tendo anomalias positivas de precipitação tanto em Niños como durante as Niñas.

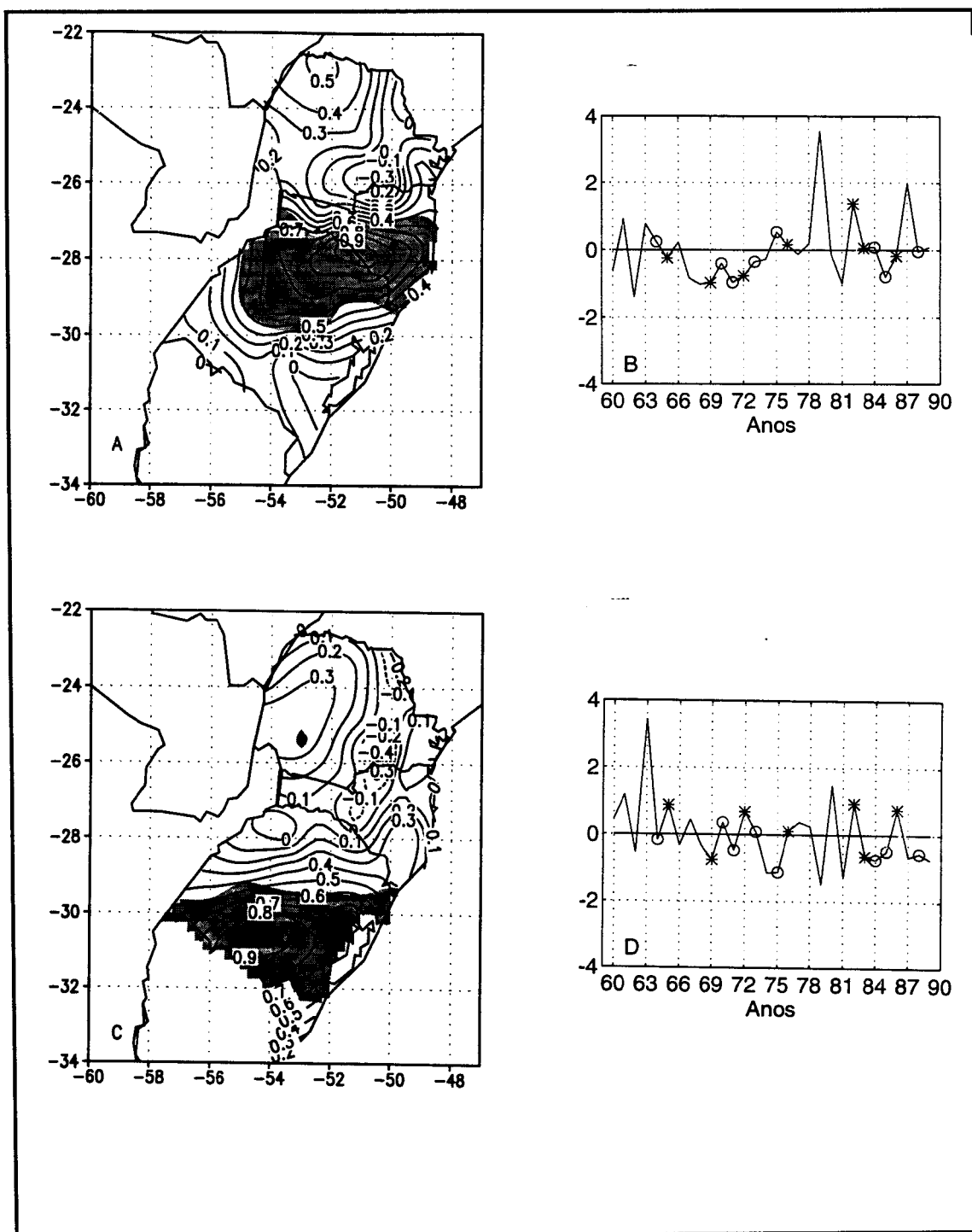


Fig. 2.11 - Mapa (autovetores) e componentes principais associadas(gráfico) para o mês de outubro. O primeiro modo (A e B) de EOF explica 21% da variância e o segundo (C e D) 19%; asteriscos correspondem a anos de Niño e os círculos Niña.

(Continua)

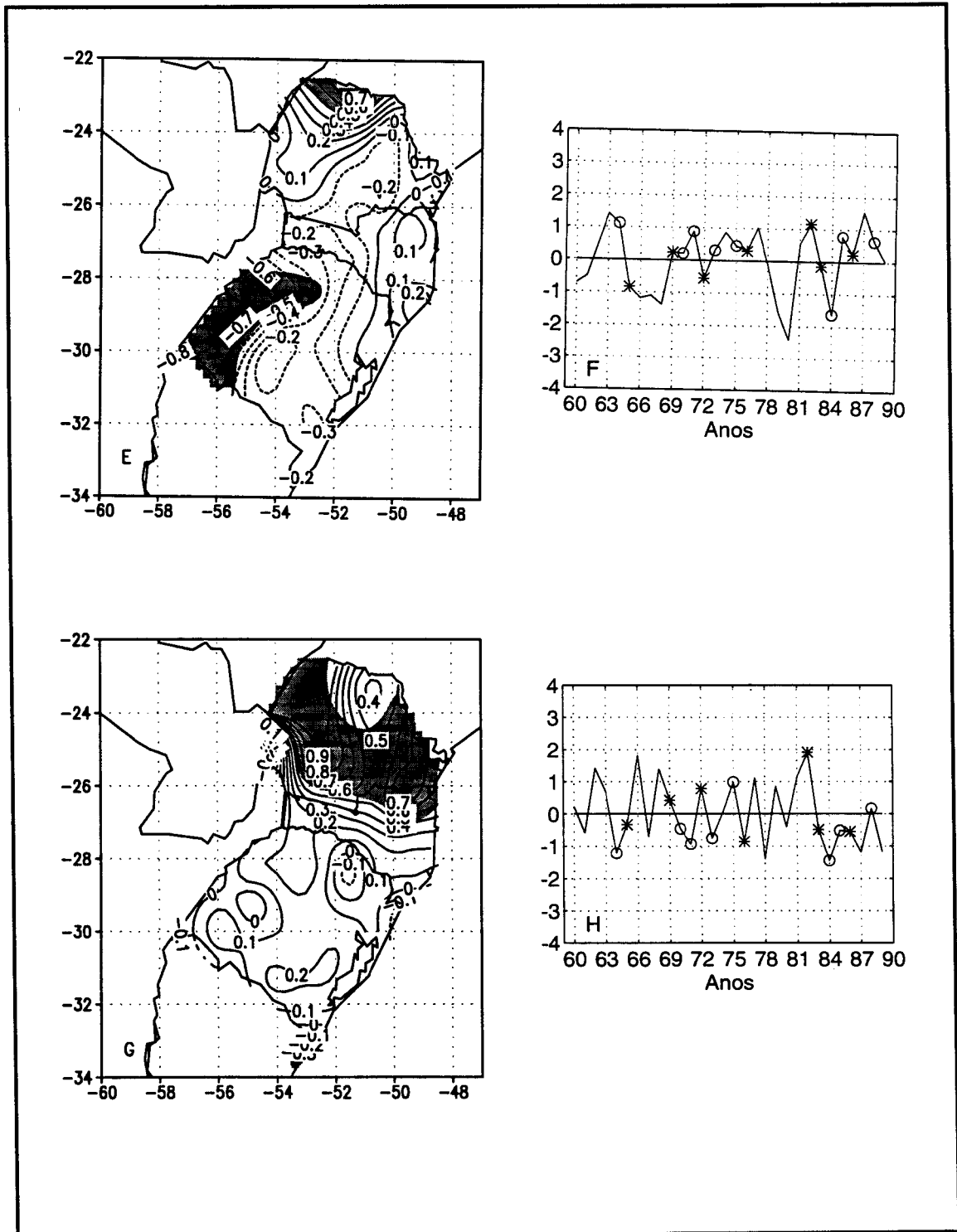


Fig. 2.11 - Conclusão. Terceiro (E e F) e quarto (G e H) modos de EOFR , que explicam 15% e 12% da variância, respectivamente.

Em dezembro o sinal do ENSO nas anomalias de precipitação enfraquece e chega até mesmo reverter. A Figura 2.13 ilustram o primeiro modo de EOFR para este mês. O gráfico de PC1 indica que, embora a relação com o episódio quente não seja determinante, as maiores anomalias negativas de precipitação, durante o mês, ocorreram em anos de El Niño. O sinal permanece fraco em janeiro, como ilustra o conjunto de Figuras em 2.14. Ainda que em anos de El Niño não tenham ocorrido anomalias negativas de precipitação, os maiores picos positivos de anomalias aconteceram tanto em anos de episódios quentes como em episódios frios do ENSO. A única região em janeiro que sugere relação com o fenômeno é o sudoeste e leste do PR. No caso, durante os El Niños (La Niñas), em anos seguintes aos episódios, as anomalias de precipitação são negativas (positivas).

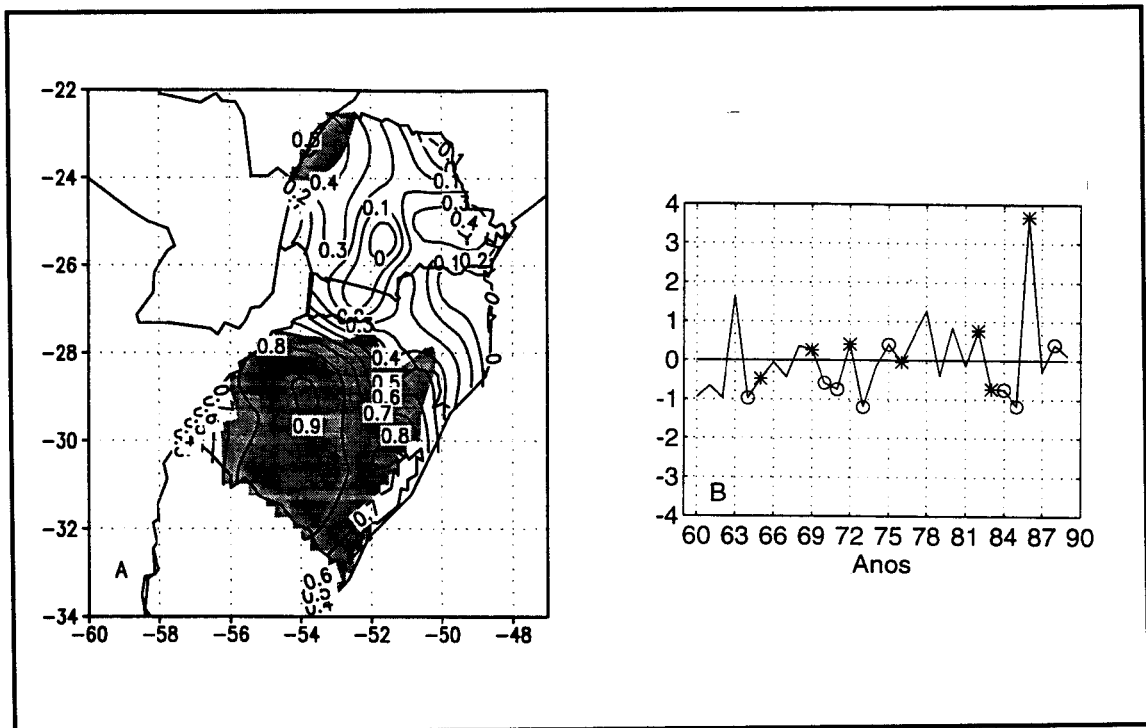


Fig. 2.12 - O mesmo que 2.11, exceto para novembro. O primeiro modo (A e B) explica 30% da fração de variância.

(Continua)

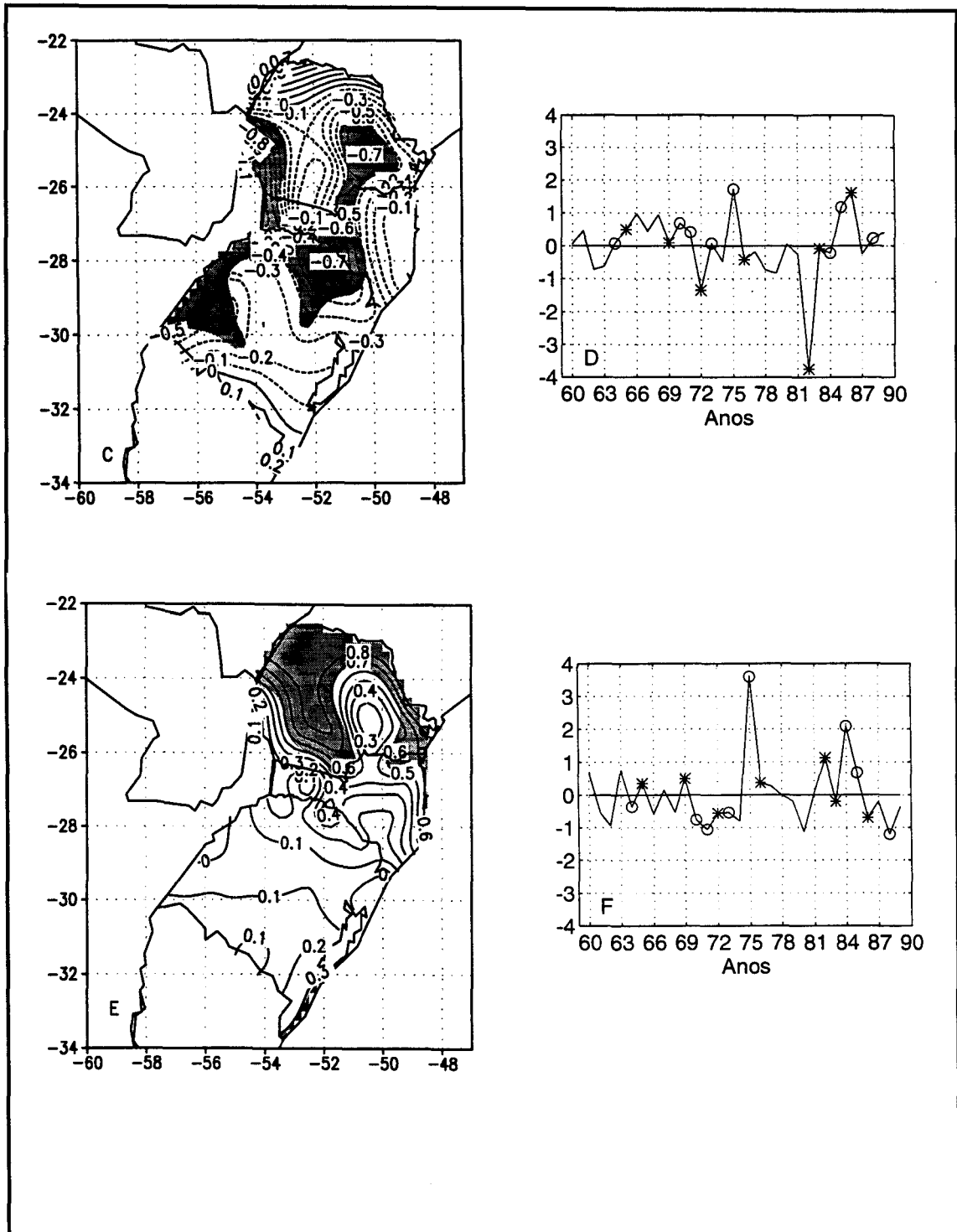


Fig. 2.12 - Continuação. Segundo (C e D) e terceiro modo (E e F) com 18% e 16%, respectivamente.

(Continua)

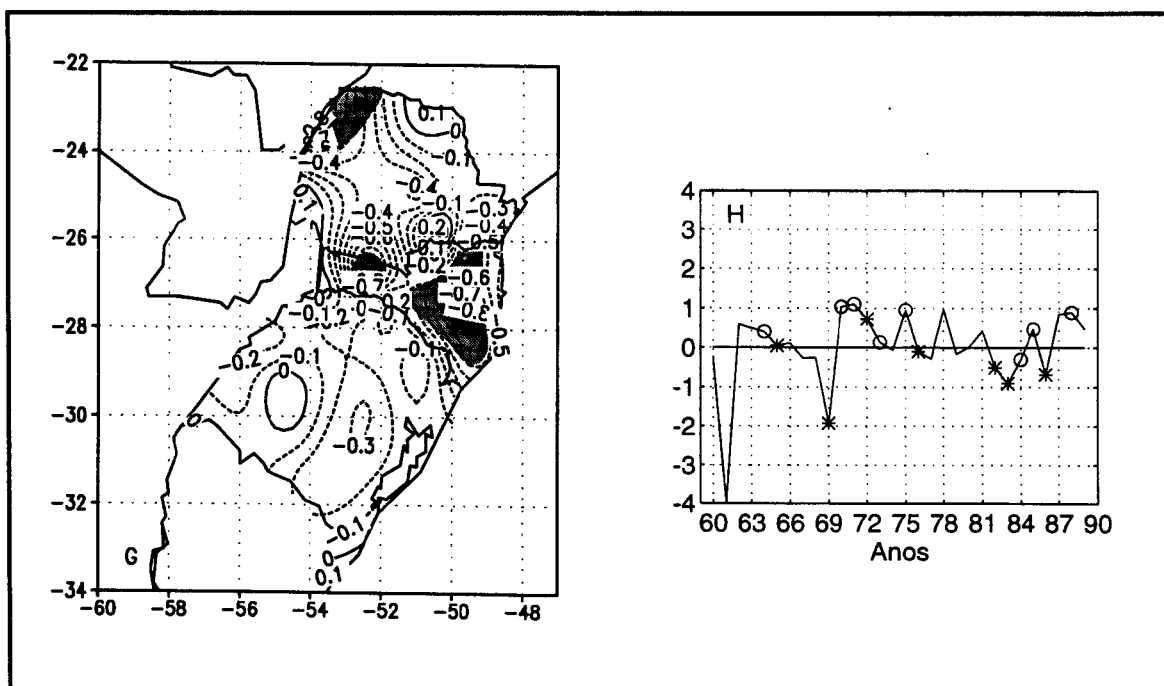


Fig. 2.12 - Conclusão. Quarto modo (G e H) com 11% da variância.

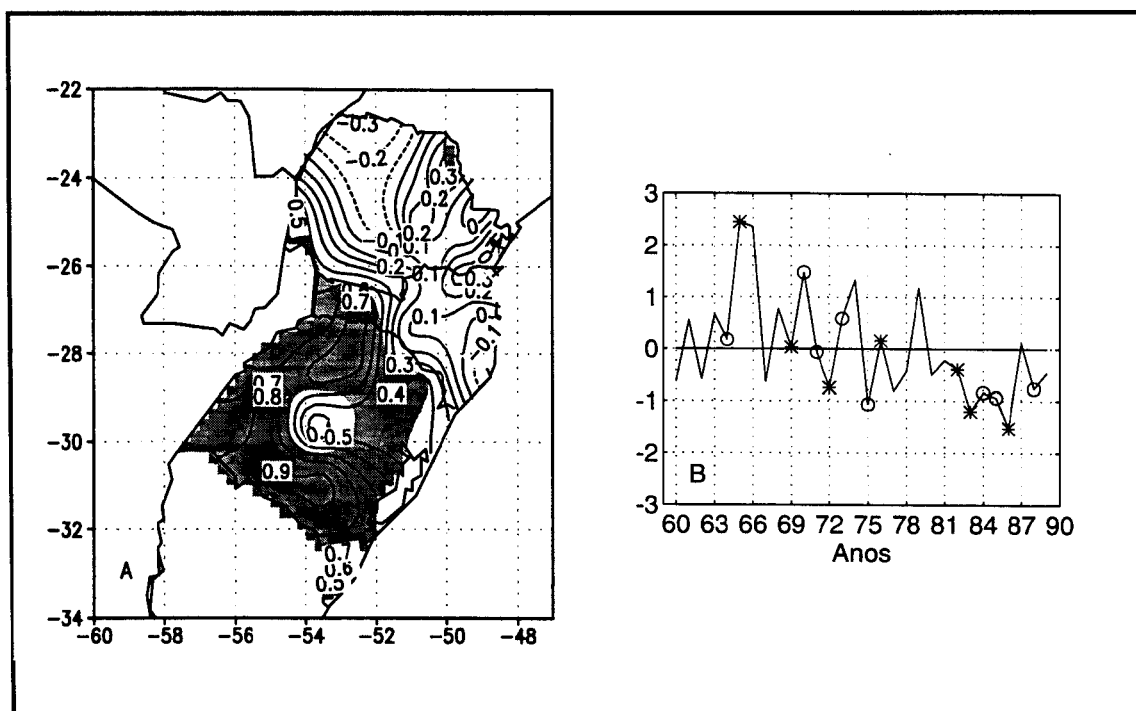


Fig. 2.13 - Primeiro modo de EOFR para o mês de dezembro (15%).

Em fevereiro as anomalias de precipitação relacionadas com o ENSO se concentram no sul e sudoeste do RS, como mostra a Figura 2.15. Os maiores picos de precipitação na região ocorreram durante os anos de 1973 e 1983 (anos seguintes ao Niño). A relação com o evento frio (ano +1) também aparece em PC1, como mostrado em 2.15b, com anomalias negativas durante o evento.

Durante o mês de março o sinal do ENSO enfraquece novamente. A Figura 2.16 ilustra o primeiro modo de EOFR para o mês com a região no sudoeste do RS como área significativa. Pode ser visto que as maiores anomalias no sudoeste do RS ocorreram durante anos de episódio quente. Porém, na maioria dos casos (para os dois períodos estudados) ocorreram anomalias tanto positivas como negativas de precipitação durante o El Niño.

As anomalias de precipitação em abril no sudoeste do RS, têm uma relação positiva com os episódios quentes. Como ilustrado na Figura 2.17 (C e D) as maiores anomalias positivas de precipitação na região (1973, 1977, 1983, 1984 e 1987) ocorreram durante anos de El Niño (ano +1). Por outro lado, a relação com a La Niña não foi encontrada. Vale notar que a maior estiagem na região no período 1960-89 ocorreu em 1971 e coincide com um ano de La Niña.

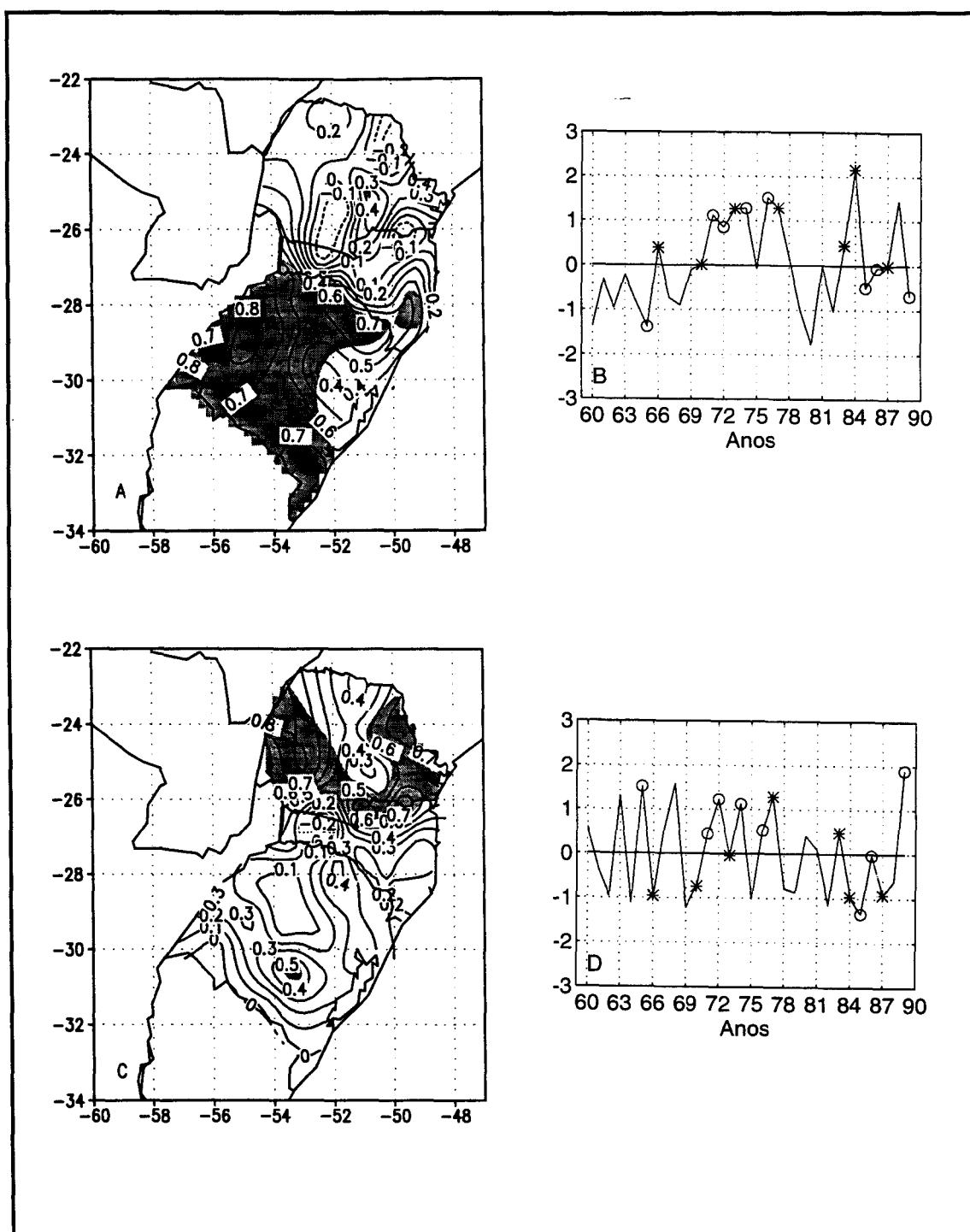


Fig. 2.14 - Mapas (autovetores) e componentes principais associadas para o mês de janeiro. O primeiro modo (A e B) explica 24% e o segundo (C e D) 17%. Nas PC foram plotados com asterisco os anos de Niño (+1) e com círculo os anos de Niña (+1).

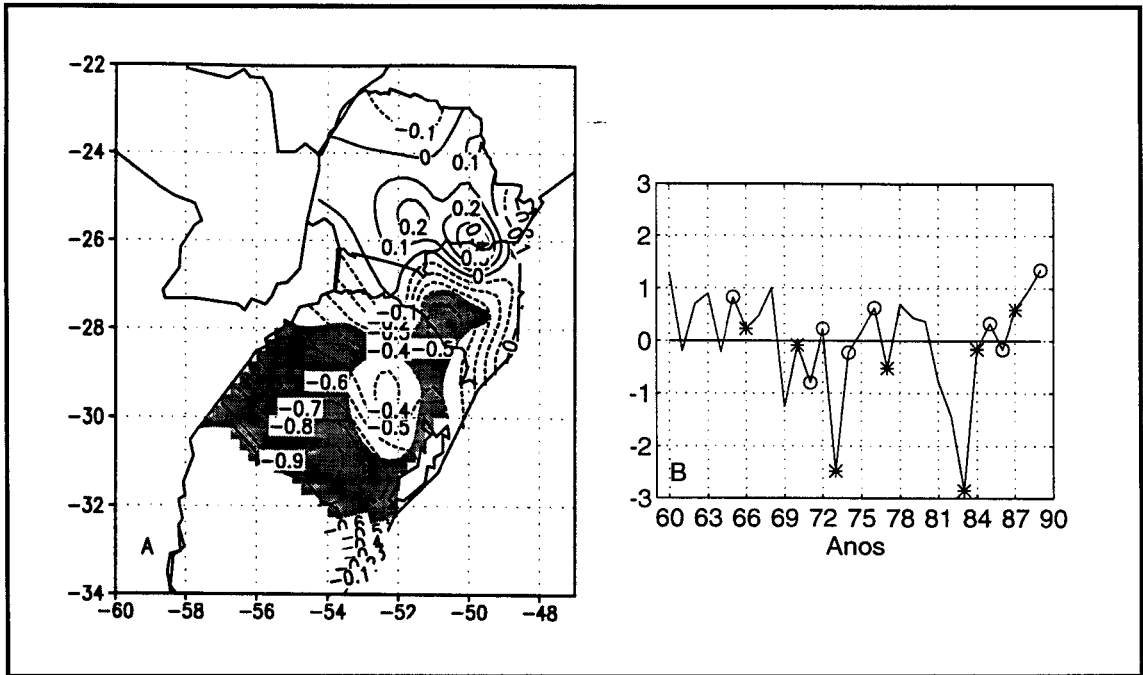


Fig. 2.15 - O mesmo que 2.14, exceto para o mês de fevereiro. O primeiro modo explica 26% da variância.

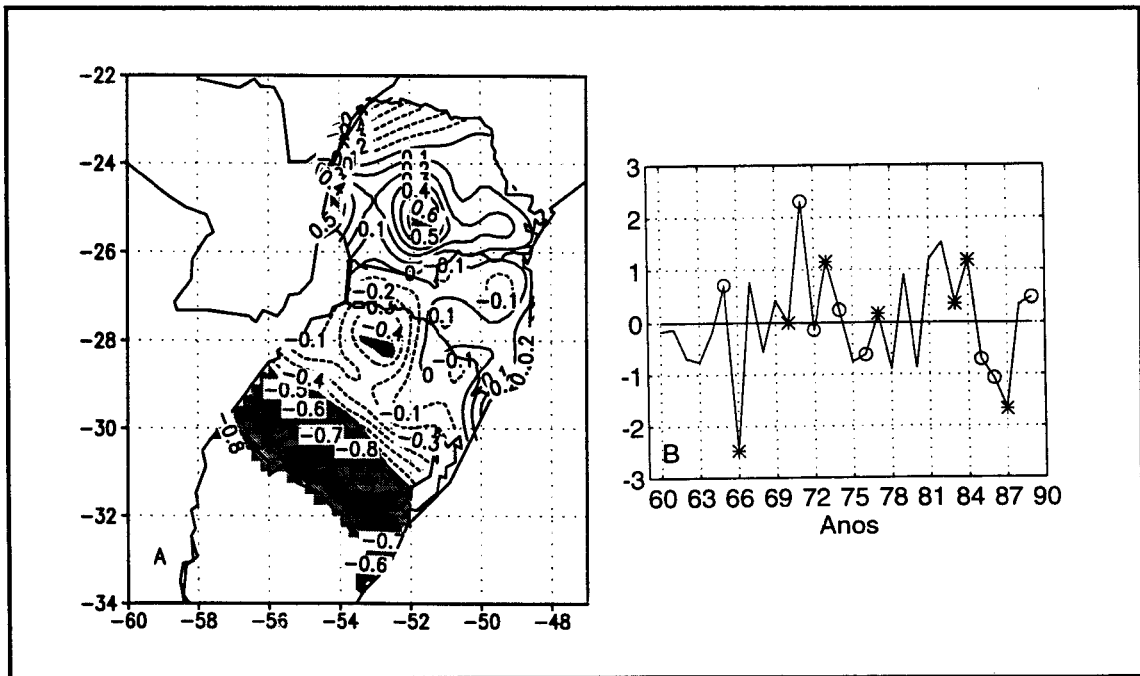


Fig. 2.16 - O mesmo que 2.15, exceto para o mês de março. o primeiro modo explica cerca de 20% da variância.

A Figura 2.18 ilustra a distribuição das anomalias de precipitação para o mês de maio. O primeiro modo de EOFR não mostra evidências de relação com o ENSO (mapa A e B). O sudoeste do RS, que aparece no segundo modo (C e D) também não apresenta relação evidente, apesar da maior anomalia de precipitação no período ter ocorrido durante o El Niño de 1982/83.

Em junho a região de anomalias de precipitação relacionadas com o ENSO desloca-se para norte. Como mostrado na Figura (mapa C) o Paraná tem uma relação positiva com o fenômeno. Durante os anos seguintes (ano +1) aos episódios quentes (frios), essa região responde com anomalias positivas (negativas) de precipitação.

No mês de julho o sinal do ENSO é detectado em toda a região, conforme mostra a Figura 2.20, para os quatro primeiros modos de EOFR. No primeiro modo (A e B) o episódio quente de 1982/83 é o mais evidente para o período de 1960-89. Contudo, o modo correspondente a este no período 1945-1974 mostra que a maioria dos Niños coincidiram com picos de anomalias na região. O segundo modo (C e D) indica que o sul do RS é positivamente relacionado com o Niño. O terceiro modo (E e F) mostra o oeste do RS como a área relacionada com o Niño, sendo o episódio de 1986 o mais evidente em termos de picos de anomalias. Por outro lado, o quarto modo de EOFR mostra que o PR apresenta uma relação inversa com o Niño (Niña), isto é, os episódios quentes (frios) estão associados com anomalia negativa (positiva) de precipitação no estado (G e H).

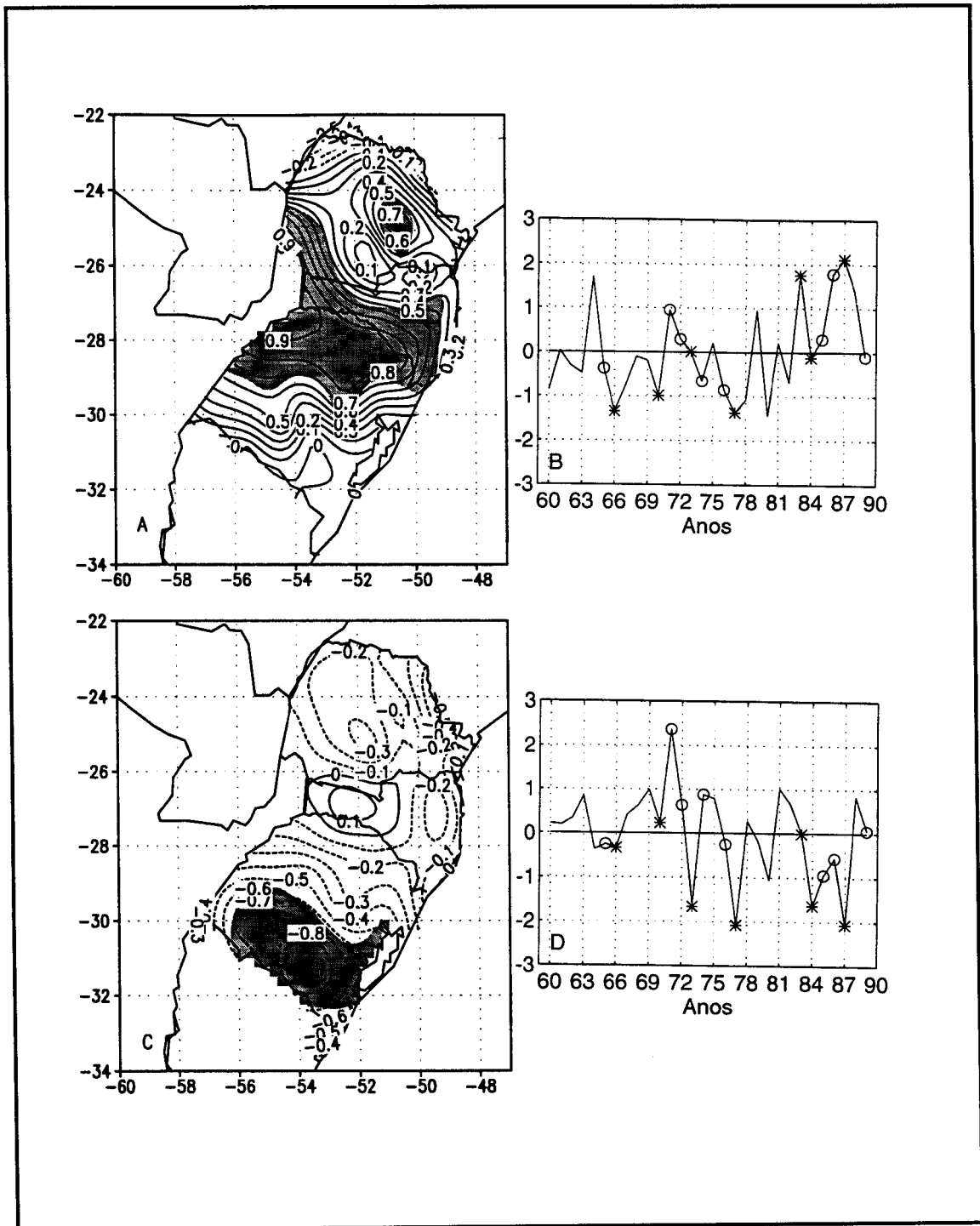


Fig. 2.17 - O mesmo que 2.16, exceto para o mês de abril. O primeiro modo (A e B) explica 33% e o segundo (C e D) 17% da fração de variância.

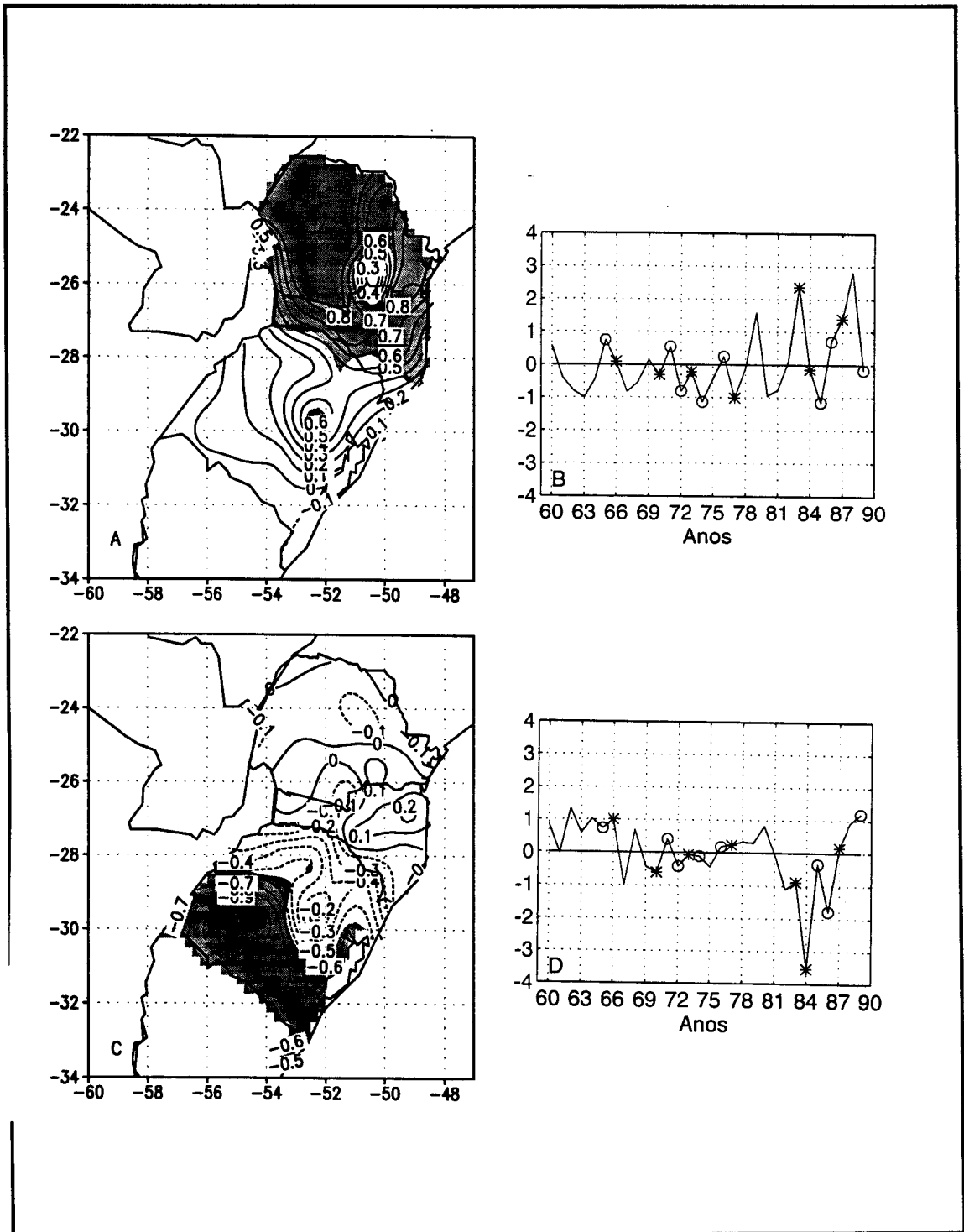


Fig. 2.18 - O mesmo que 2.16, exceto que para maio. O primeiro modo (A e B) explica 31% da variância e o segundo (C e D) 22%.

Para o mês de agosto o primeiro modo apresentou uma relação positiva com o ENSO, como ilustrado na Figura 2.21. A área significativa no caso corresponde ao centro e oeste do RS e extremo oeste de SC e do PR. A maioria dos episódios quentes coincidiram com picos positivos de precipitação, com exceção de 1986 (ano +1). No caso das Niñas, excetuando-se o episódio de 1976, o restante coincidiu com anomalias negativas de precipitação na região.

Em setembro o sinal do ENSO nas anomalias de precipitação não é evidente. A Figura 2.22 ilustra o primeiro modo de EOFR para o mês. Como pode-se notar ocorrem anomalias positivas tanto em anos de El Niño como La Niña, sendo que as maiores anomalias de precipitação não coincidiram com os anos de ENSO.

Pelo encontrado acima, conclui-se que as variações interanuais das anomalias de precipitação na região são relacionadas com o ENSO. O fenômeno atua em praticamente todos os meses do ano. Os episódios quentes atuam de outubro do ano em que o fenômeno se estabelece até fevereiro do ano seguinte. Em março o sinal enfraquece, voltando a atuar em abril. Novamente em maio não é evidente a relação das anomalias com o Niño. Em junho, julho e agosto o sinal do Niño é evidente nas anomalias de precipitação. Em setembro não foi encontrada a relação do Niño com a precipitação. Os episódios frios apresentaram relação com as anomalias de precipitação principalmente durante os meses de outubro e novembro e de junho a agosto do ano seguinte ao estabelecimento do fenômeno.

Embora seja evidente a relação do ENSO com a precipitação na Região Sul, uma parcela significativa dos picos de anomalias não está aparentemente relacionada com o fenômeno.

Segundo Moura (1994), as variações sazonais e interanuais no clima são uma resposta direta às variações nas condições de contorno das TSM em todos os oceanos (não somente o Pacífico), gelo, cobertura de neve e umidade. Então, em uma

escala regional, os continentes em torno do Atlântico e Índico estão sob influência de outras forçantes climáticas, a despeito ou em adição de um ENSO.

Diaz e Studzinski (1994) encontraram uma relação entre as anomalias de precipitação no Rio Grande do Sul e Uruguai e o comportamento das TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico.

A seguir, utilizando-se de uma ferramenta estatística de regressão múltipla, procura-se nos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropical e Sul por outras forçantes climáticas que teriam relação com a variabilidade da precipitação na Região Sul.

A análise estatística proporciona conhecimento empírico que pode levar a previsões mais precisas na ausência de conhecimento físico explícito. Adicionalmente, orienta na identificação dos processos físicos envolvidos contribuindo para ou limitando a sua previsibilidade.

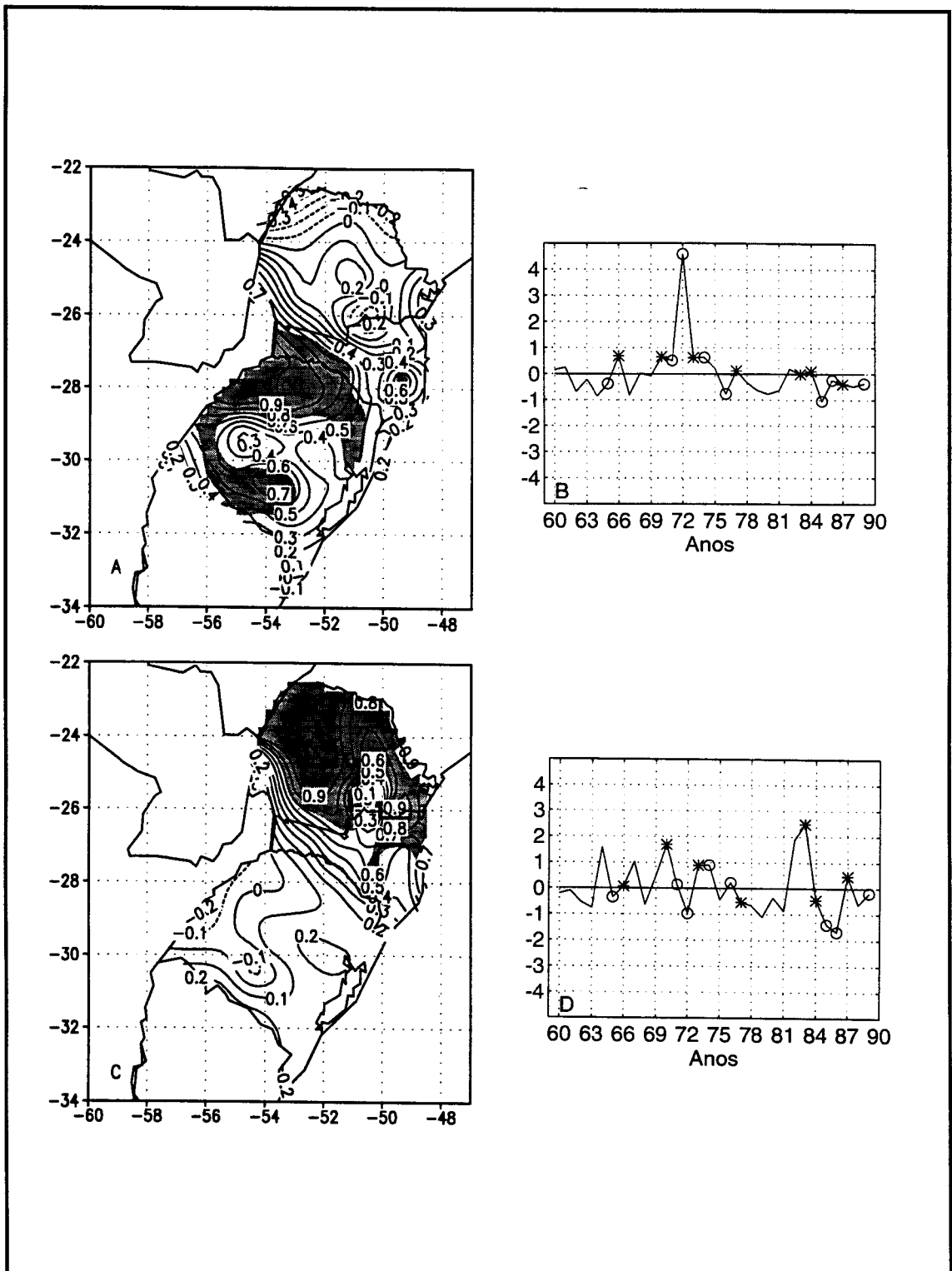


Fig. 2.19 - O mesmo que 2.18, exceto para o mês de junho. O primeiro modo (A e B) explica 32% da variância e o segundo (C e D) 15%.

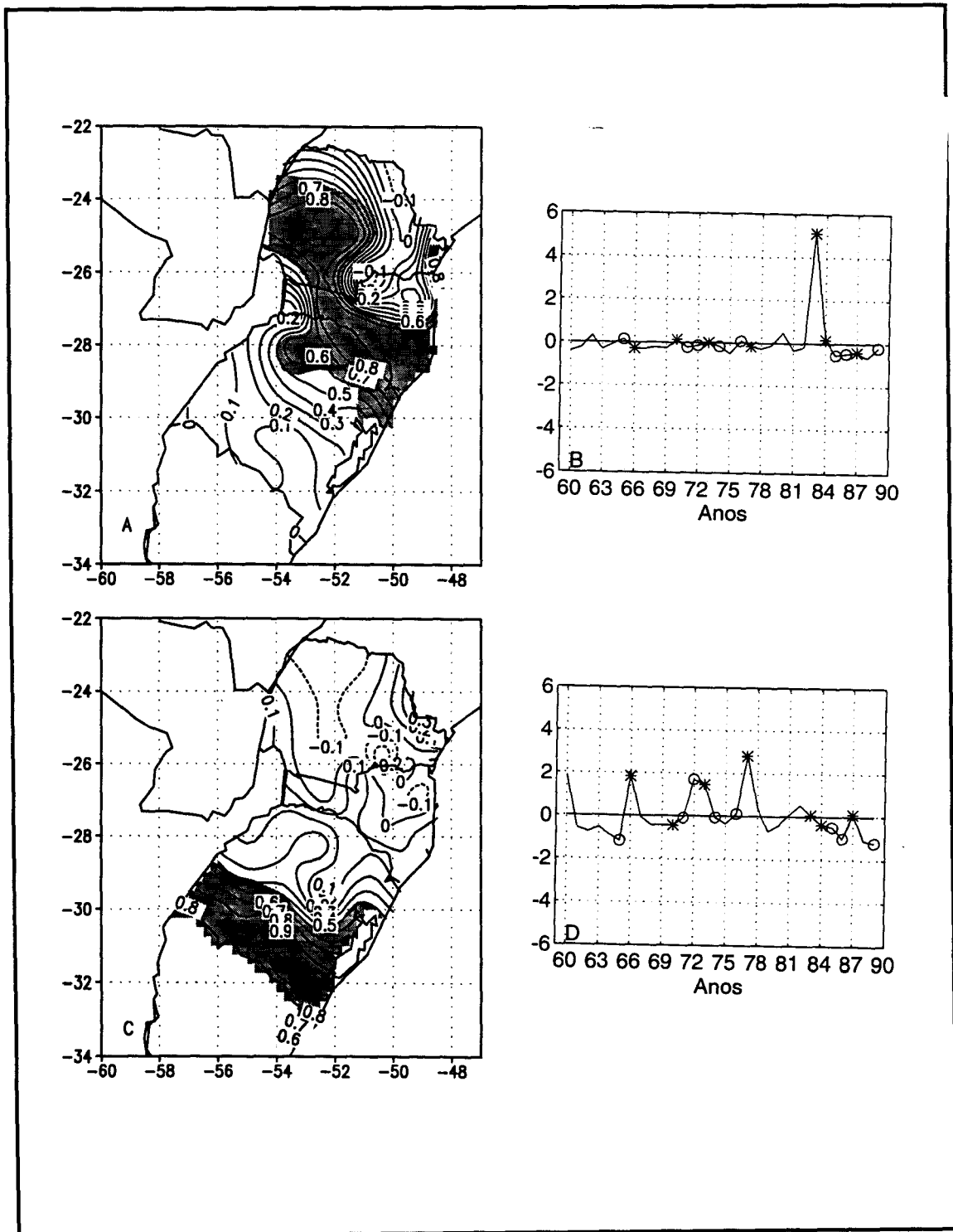


Fig. 2.20 - O mesmo que 2.19 exceto para o mês de julho. Os mapas A e B, primeiro modo de EOFR, representam 42% da variância (mapas C e D) segundo modo, 16%.

(Continua)

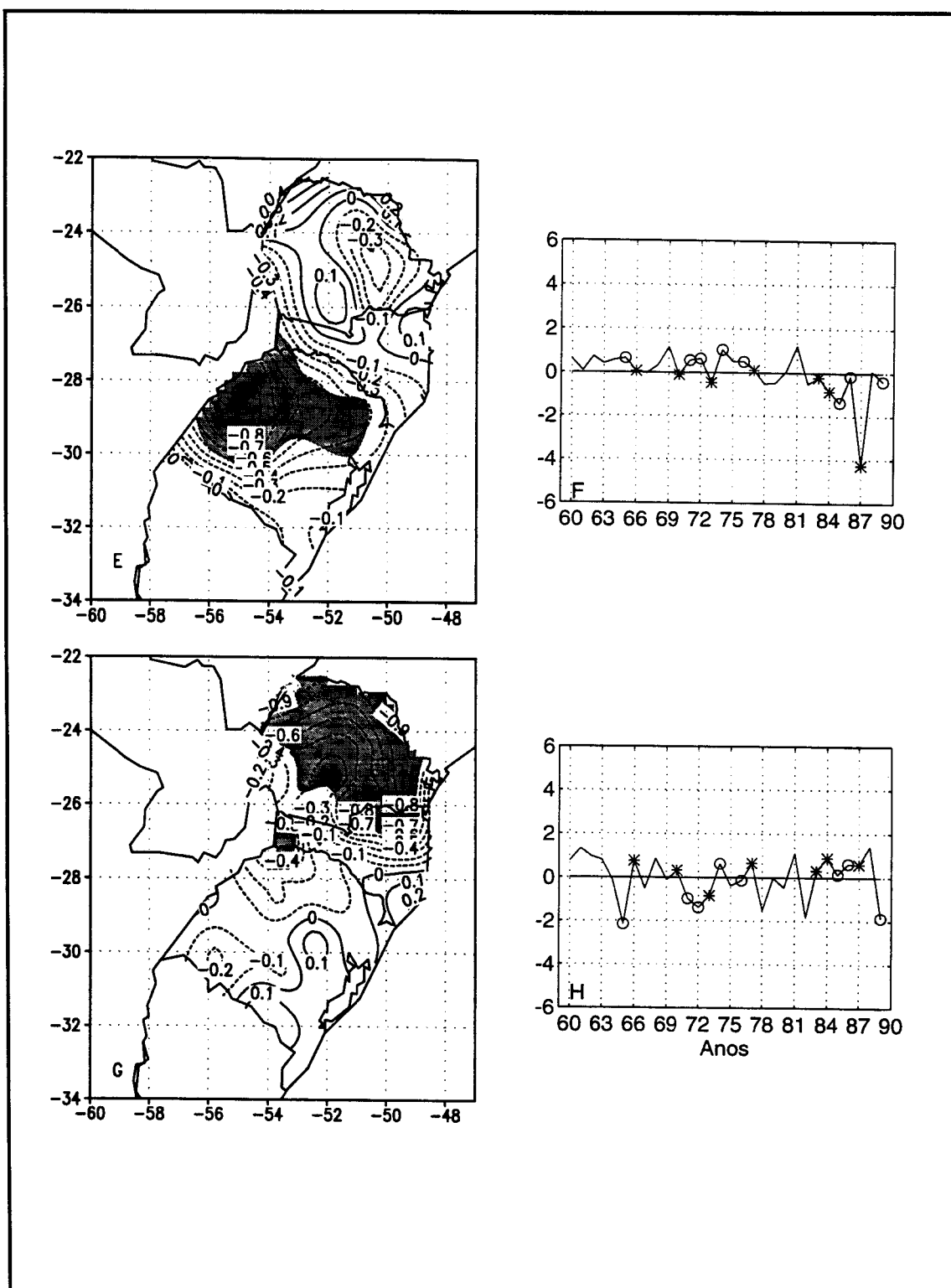


Fig. 2.20 - Conclusão. Terceiro (E e F) modo de EOFR para o mês de julho (14%) e quarto (G e H) com 9%.

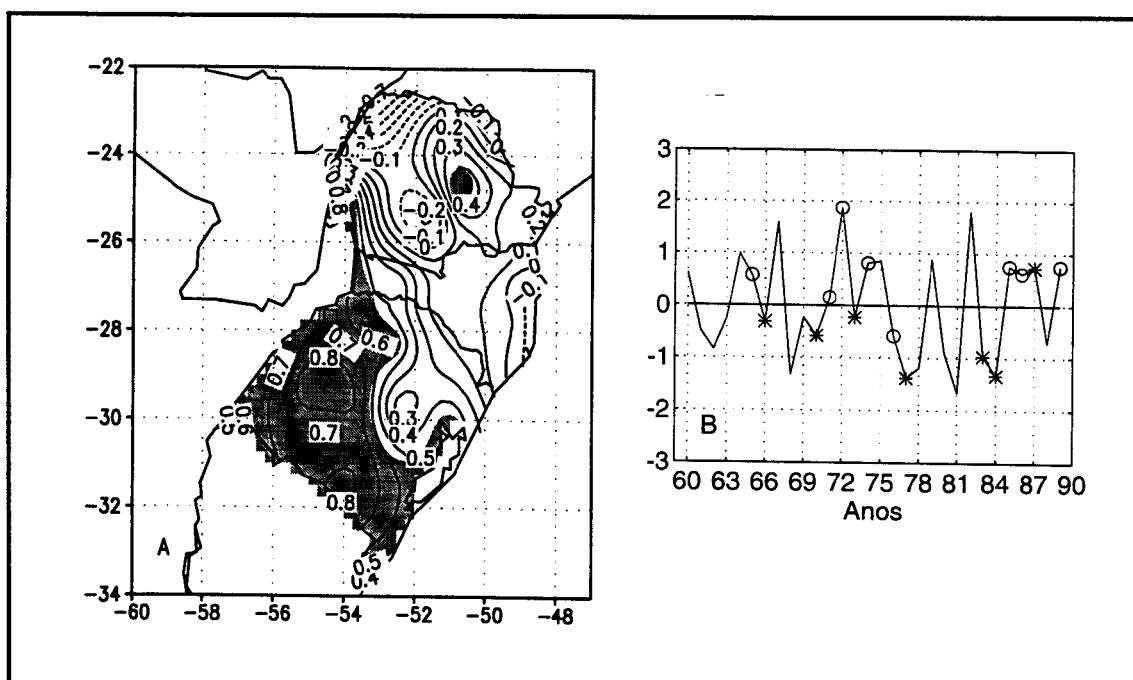


Fig. 2.21 - Primeiro modo de EOFR para o mês de agosto (22%). Na PC (gráfico) foram plotados com asterisco os anos seguintes aos Niños (ano +1) e com um círculo os anos seguintes as Niñas (ano +1).

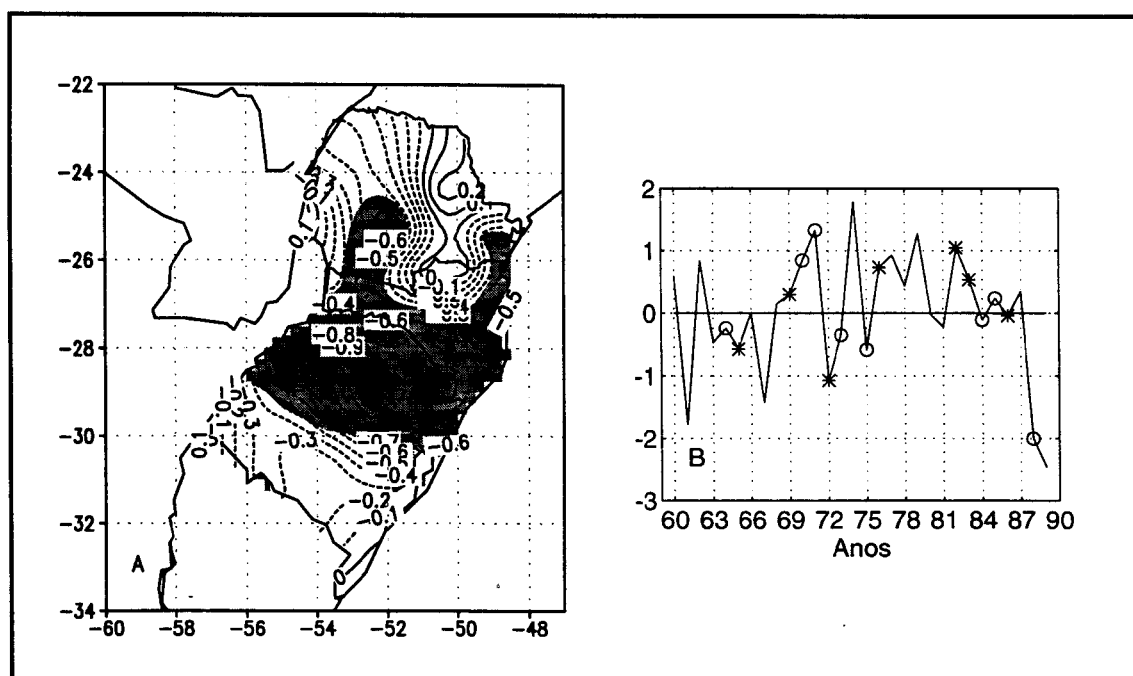


Fig. 2.22 - Primeiro modo para setembro(33%). Na PC (gráfico) os asteriscos são Niños (ano zero) os círculos os anos de Niña (ano zero).

CAPÍTULO 3

RELAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO COM OS OCEANOS PACÍFICO E ATLÂNTICO TROPICAL E SUL

3.1 - ANÁLISE POR CORRELAÇÃO CANÔNICA (CCA)

Análise por Correlação Canônica (CCA) é o topo da hierarquia dos modelos de regressão múltipla. Por exemplo, o mais simples modelo estatístico construído é quando faz-se a regressão de uma única variável sobre uma outra. Um passo adiante na hierarquia de modelos é a análise por regressão múltipla que relaciona um vetor de dados usados como preditores sobre uma única variável preditanda. A seguir, a regressão multivariada trata de selecionar, de um grande conjunto de diferentes variáveis, os mais importantes preditores de uma única variável (preditando). CCA é a generalização de todas essas aproximações. É encontrada uma combinação linear ótima do vetor de dados do preditor que explicará a maior variância no vetor de dados do preditando. Ambos os campos, preditor e preditando, são agora campos completos de informação (Barnett e Preisendorfer, 1987).

A potencialidade CCA reside na sua habilidade para operar com campos completos de informação e objetivamente definir quais são os modos lineares dominantes de covariabilidade entre os conjuntos de dados. É uma ferramenta potente para descrição de dados, verificação de modelos numéricos e construção de modelos estatísticos de previsão, propiciando o conhecimento de quais configurações tendem a ocorrer simultaneamente entre dois ou mais campos distintos e qual o grau de conexão entre eles.

Embora CCA tenha sido introduzida por Hotelling em 1936, o método foi usado muito esporadicamente no passado. Glahn (1968) foi quem primeiramente mostrou a aplicação de CCA em campos meteorológicos. Recentemente a aplicação de CCA em investigação climática tem recebido uma maior atenção. Nicholls (1987) mostrou que a técnica de correlação canônica pode desempenhar um papel importante no estudo de teleconexões. Graham et al. (1987) usaram uma combinação de EEOF e

CCA para indicar que existe um alto grau de acoplamento entre a pressão ao nível do mar (PNM) e o campo do vento no Pacífico e no Índico. Barnett e Preisendorfer (1987) usaram CCA para um modelo de previsão de temperatura sobre os Estados Unidos através de PNM e temperatura da superfície do mar (TSM) como campos preditores. Metz (1989) usou CCA para investigar a relação entre funções de corrente filtradas (passa-baixa) e os efeitos dos turbilhões de escala ciclônica. Deque e Servain (1991) usando CCA encontraram um padrão de teleconexão entre a TSM do Atlântico Tropical e o geopotencial em 500 hPa sobre latitudes médias. Usado hoje operacionalmente pelo Centro de Análises Climáticas (CAC) do NMC (National Meteorological Center - USA), Barnston e Ropelewski (1988) construíram um modelo estatístico com CCA para prever as anomalias de TSM no Pacífico Equatorial.

A descrição detalhada de CCA pode ser encontrada em Barnett e Preisendorfer (1987) e Graham (1987, 1990 e 1993). O que segue é uma compilação do exposto por esses autores, na tentativa de se mostrar os elementos mais conceituais obtidos em cada passo sucessivo.

Suponha que existem dois conjuntos de dados $Y_{y,t}$ e $Z_{z,t}$ onde os subscritos y e z indicam espaço e t indica tempo, ou seja

$$y = 1, NY$$

$$z = 1, NZ$$

$$t = 1, NT$$

Note que NY e NZ não necessitam serem iguais porém NT tem que ter as mesmas dimensões em ambos conjuntos de dados. Por simplicidade os subscritos associados com várias variáveis não são mostrados explicitamente aqui.

O objetivo de CCA é encontrar pares de séries temporais U para Y e V para Z , que são combinações lineares de Y e Z , respectivamente, e que a correlação entre eles seja um máximo em valor absoluto, isto é

$$|\text{corr}(U,V)| = \text{máx} \quad (3.1)$$

Procura-se assim transformações lineares de cada vetor, isto é

$$\begin{aligned} \mathbf{U} &= \mathbf{Y} \mathbf{R} \\ \mathbf{V} &= \mathbf{Z} \mathbf{Q} \end{aligned} \quad (3.2)$$

Supondo que \mathbf{Y} e \mathbf{Z} tenham média temporal \mathbf{Y}_m e \mathbf{Z}_m , as matrizes de covariância ficam:

$$\begin{aligned} \mathbf{S}_{zz} &= \left\{ (\mathbf{Z} - \mathbf{Z}_m)(\mathbf{Z} - \mathbf{Z}_m)^T \right\} /_{NT} \\ \mathbf{S}_{yy} &= \left\{ (\mathbf{Y} - \mathbf{Y}_m)(\mathbf{Y} - \mathbf{Y}_m)^T \right\} /_{NT} \\ \mathbf{S}_{yz} = \mathbf{S}_{zy}^T &= \left\{ (\mathbf{Z} - \mathbf{Z}_m)(\mathbf{Y} - \mathbf{Y}_m)^T \right\} /_{NT} \end{aligned} \quad (3.3)$$

A correlação entre \mathbf{R} e \mathbf{Q} fica

$$r_{RQ} = (\mathbf{U}^T \mathbf{S}_{zy} \mathbf{V}) / \left[(\mathbf{U}^T \mathbf{S}_{zz} \mathbf{U}) (\mathbf{V}^T \mathbf{S}_{yy} \mathbf{V}) \right]^{1/2} \quad (3.4)$$

os pesos \mathbf{U} e \mathbf{V} que maximizam (3.4) são obtidos por constantes de proporcionalidade. Isto significa que o valor máximo de r_{RQ} é obtido usando os elementos de $a\mathbf{U}$ e $b\mathbf{V}$ (a e b são arbitrários) como pesos. Pode-se por conveniência selecionar as constantes de tal forma que

$$\mathbf{U}^T \mathbf{S}_{zz} \mathbf{U} = \mathbf{V}^T \mathbf{S}_{yy} \mathbf{V} = 1 \quad (3.5)$$

então o denominador de (3.4) torna-se igual a 1. Introduzindo multiplicadores Lagrangeanos $\lambda/2$ e $\mu/2$, pode-se escrever a função a ser maximizada na forma

$$F_{(\mathbf{U}, \mathbf{V})} = \mathbf{U}^T \mathbf{S}_{zy} \mathbf{V} - \frac{\lambda}{2} (\mathbf{U}^T \mathbf{S}_{zz} \mathbf{U} - 1) - \frac{\mu}{2} (\mathbf{V}^T \mathbf{S}_{yy} \mathbf{V} - 1) \quad (3.6)$$

Tomando-se as derivadas parciais de $\mathbf{F}_{(U,V)}$ com respeito a \mathbf{U} e \mathbf{V}^T , e fazendo-as iguais ao vetor nulo, temos

$$\begin{aligned}\frac{\partial \mathbf{F}}{\partial \mathbf{U}} &= \mathbf{S}_{zy} \mathbf{V} - \lambda \mathbf{S}_{zz} \mathbf{U} = \mathbf{0} \\ \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial \mathbf{V}} &= \mathbf{U}^T \mathbf{S}_{zy} - \mu \mathbf{V}^T \mathbf{S}_{yy} = \mathbf{0}\end{aligned}\tag{3.7}$$

tomando (3.5) e (3.7) temos:

$$\begin{aligned}\mathbf{U}^T \mathbf{S}_{zy} \mathbf{V} &= \lambda (\mathbf{U}^T \mathbf{S}_{zz} \mathbf{U}) = \mu (\mathbf{V}^T \mathbf{S}_{yy} \mathbf{V}) \\ e \\ \mathbf{U}^T \mathbf{S}_{zy} \mathbf{V} &= \lambda = \mu\end{aligned}\tag{3.8}$$

(3.8) indica que tanto μ como λ são iguais ao valor obtido pelo coeficiente de correlação r_{RQ} . Combinando as equações em (3.7) e fazendo uso de (3.8), temos:

$$\begin{aligned}\mathbf{S}_{zy} \mathbf{V} &= \lambda \mathbf{S}_{zz} \mathbf{U} \\ \mathbf{S}_{yz} \mathbf{U} &= \lambda \mathbf{S}_{yy} \mathbf{V}\end{aligned}\tag{3.9}$$

Supondo \mathbf{S}_{zz} e \mathbf{S}_{yy} matrizes não-singulares, deriva-se uma importante relação de (3.9)

$$(\mathbf{S}_{zz}^{-1} \mathbf{S}_{zy} \mathbf{S}_{yy}^{-1} \mathbf{S}_{yz} - \lambda^2 \mathbf{I}) \mathbf{U} = \mathbf{0}\tag{3.10}$$

onde \mathbf{I} é a matriz unitária e o sobrescrito (⁻¹) indica inversa de uma matriz. Solucionando o problema de autovalor de (3.10) obtém-se os pesos (\mathbf{U}) para transformar \mathbf{Y} em \mathbf{R} e os autovalores λ^2 os quais representam as correlações canônicas quadradas entre \mathbf{R} e \mathbf{Q} .

Similarmente os pesos (\mathbf{V}) de transformar \mathbf{Y} em \mathbf{Q} pode ser encontrado de:

$$\mathbf{V} = \left(\frac{1}{\lambda}\right) \mathbf{S}_{yy}^{-1} \mathbf{S}_{yz} \mathbf{U}$$

O par \mathbf{u}_1 e \mathbf{v}_1 , denominado primeiros vetores de correlação canônica, tem a correlação λ_1 que é a maior possível para qualquer outro par de vetores. Também, um segundo par tem a segunda maior correlação λ_2 e assim por diante, sendo cada par composto de uma combinação linear das variáveis originais e cada um sendo não correlacionado com ambos vetores do primeiro par.

Quando o número de realizações (NT) é muito menor do que o número de pontos de observação (NZ ou NY) a estimativa das matrizes inversas, \mathbf{S}_{yy}^{-1} e \mathbf{S}_{zz}^{-1} , necessária em CCA pode não ser possível. Para evitar a degeneração das matrizes de autocovariância é aconselhável reduzir-se os graus de liberdade espacialmente, antes da aplicação de CCA. Pode-se, por exemplo, projetar os dados em suas EOF e reter somente um número limitado de modos que expliquem a maior fração de variância possível, fazendo assim uma pré-filtragem dos dados. Expressando os dados de entrada por EOF, as dimensões espaciais são transformadas em um número de modos retidos. Geralmente o número de modos é pequeno, ainda que para campos com muitos números de pontos, e sempre menor do que NT.

A versão da técnica que combina EOF com CCA foi primeiramente descrita por Barnett e Preisendorfer (1987) e Graham et al. (1987). O uso de EOF como uma etapa de pré-processamento para CCA, em princípio, não muda nenhum dos atributos de CCA (Graham, 1990). Além das vantagens já citadas, têm-se que o uso de EOF permite que a análise focalize-se nos modos dominantes de variabilidade dentro de cada conjunto de dados de entrada, isto é, a princípio o ruído de pequena escala é filtrado. Também a computação dos modos canônicos é simplificada.

As prováveis desvantagens de se usar EOF em conjunção com CCA é que a formulação é mais complicada. Etapas adicionais de computação são requeridas para reexpressar as relações dadas pelos modos canônicos, em termos de mapeamento espacial das variáveis originais e não em termos de suas EOF. Como no método tradicional, a descrição combinada com EOF começa com dois conjuntos de dados \mathbf{Y} e

Z. Embora no estudo em questão não se objetive construir um modelo de previsão e sim estudar a possível conexão existente entre a TSM e a precipitação na Região Sul, por conveniência o campo **Y** será considerado “preditor” e o campo **Z** como “preditando”.

Para expressar os dados em termos de EOF calcula-se a auto-estrutura das matrizes de covariância (correlação) para cada conjunto de dados. Usando **Y** como exemplo:

$$\Gamma_{\mathbf{Y}} = N\mathbf{T}^{-1}(\mathbf{Y}^T \mathbf{Y}) \quad (3.11)$$

A autoestrutura de Γ contém autovalores (κ) que são iguais a variância associada com os autovetores de \mathbf{E} . Existem diversas maneiras de escolher o número de modos retidos pelas EOF (Preisendorfer, 1988). No presente estudo trunca-se a EOF quando a fração de variância explicada atinge 80%. Neste caso as dimensões espaciais para o preditor é reduzida tipicamente para cerca de 10 modos, e sempre menor do que 20. No lado do predictando o número de modos retidos ficou em torno de 7 modos. A análise prossegue com as componentes principais (PC) dos modos retidos que são dadas por

$$\alpha = \mathbf{Y} \mathbf{E} \quad (3.12)$$

como formulado em (3.12) as amplitudes (α) têm cada uma variância igual ao autovalor associado, ou seja

$$\langle \alpha_i^2 \rangle = \kappa_i \quad (3.13)$$

Uma vez as EOF tenham sido calculadas, os dois campos iniciais (**Y** e **Z**) podem ser expressos como:

$$\begin{aligned} \mathbf{Y} &= \alpha \mathbf{E}^T \\ \mathbf{Z} &= \beta \mathbf{D}^T \end{aligned} \quad (3.14)$$

onde \mathbf{E} e \mathbf{D} são as matrizes dos autovetores (padrões espaciais) de \mathbf{Y} e \mathbf{Z} , respectivamente. Prossegue-se calculando a matriz de correlação cruzada das amplitudes temporais das EOF (α e β).

$$\mathbf{C} = \Gamma_{\kappa}^{-1} \alpha \beta^T \Gamma_{\lambda}^{-1} \quad (3.15)$$

onde Γ_{κ} e Γ_{λ} representam as matrizes que contêm as inversas das raízes quadradas dos autovalores das EOF de \mathbf{Y} e \mathbf{Z} , respectivamente. A matriz \mathbf{C} representa a correlação entre as PC normalizadas do lado do preditor e as PC normalizadas do lado do preditando. As dimensões de \mathbf{C} são reduzidas para o número de modos retidos do preditor (p) e o número de modos retidos do preditando (q), ou seja \mathbf{C}_{pq} . Então, para obter \mathbf{C}^*

$$\mathbf{C}^* = \mathbf{C} \mathbf{C}^T \quad (3.16)$$

Com (3.16) obtém-se uma equação análoga a (3.10). O problema de autovalor agora fica:

$$(\mathbf{C}^* - \mu \mathbf{I}) = 0 \quad (3.17)$$

Como em (3.10) os autovalores obtidos de (3.17) representam as correlações quadradas entre as amplitudes temporais dos modos canônicos, e a matriz de autovetores \mathbf{R} associada dá os pesos para as EOF, para assim se obter as amplitudes (temporais) canônicas. As amplitudes então são calculadas como:

$$\mathbf{U} = \alpha \Gamma_{\kappa}^{-1} \mathbf{R} \quad (3.18)$$

onde a matriz Γ_{κ}^{-1} normaliza as amplitudes da EOF para unidades de variância. Portanto, normaliza a matriz \mathbf{U} também. Assim como as séries temporais canônicas são combinações das amplitudes temporais das EOF, os padrões espaciais canônicos são combinações lineares das amplitudes espaciais, isto é

$$\begin{aligned}\mathbf{G} &= \mathbf{E} \Gamma_{\kappa}^{-1} \mathbf{R} \\ \mathbf{Y} \mathbf{G} &= \mathbf{U}\end{aligned}\tag{3.19}$$

Em outras palavras, \mathbf{G} representa as correlações entre as séries temporais de \mathbf{Y} em cada ponto de observação e os diversos modos canônicos de \mathbf{U} .

No lado do preditando, as expressões temporais (\mathbf{V}) e espaciais (\mathbf{H}) são obtidas calculando-se os modos \mathbf{Q} para as EOF de \mathbf{Z} .

$$\begin{aligned}\mathbf{V} &= \beta \Gamma_{\lambda}^{-1} \mathbf{Q} \\ \mathbf{H} &= \mathbf{D} \Gamma_{\lambda}^{-1} \mathbf{Q}\end{aligned}\tag{3.20}$$

Os mapas \mathbf{G} e \mathbf{H} (um par para cada modo) são chamados padrões canônicos, ou mapas canônicos, e são de suma importância porque suas correlações, se significantes, mostram os padrões mais relevantes de variabilidade que ocorrem ao mesmo tempo (isto é, com ou sem “lag”) para ambos os campos.

Os resultados oferecidos pela correlação canônica, ou seja os pares de vetores canônicos (séries temporais) \mathbf{u}_i \mathbf{v}_i , a correlação entre eles (μ_i), os mapas \mathbf{g}_i e \mathbf{h}_i , possuem individualmente sinais convencionais. Porém, se analisados como um todo os sinais tornam-se consistentes. Tomando como exemplo o primeiro modo canônico para o Atlântico como campo preditor, durante o período de dezembro a fevereiro, como mostrado no conjunto de Figuras 3.4. A região sombreada do Atlântico possui valores negativos de correlação, o que significa que estes pontos são negativamente correlacionados com o vetor canônico \mathbf{u}_1 . Por sua vez, a região significativa no sul possui valores positivos de correlação. No gráfico dos vetores canônicos (parte C da Fig. 3.4) pode-se notar que \mathbf{u}_1 e \mathbf{v}_1 são negativamente correlacionados. Tomando-se como exemplo o ano de 1970: \mathbf{u}_1 é negativo, mas como as correlações no Atlântico também são negativas o sinal passa a ser positivo. O vetor \mathbf{v}_1 é positivo e a área na Região Sul possui correlação positiva. Então, \mathbf{v}_1 continua positivo. Assim, temos que TSM mais quentes no Atlântico estão relacionadas com anomalias positivas de precipitação no Sul do Brasil. A relação “quente-chuvosa” é obtida.

3.2 - DADOS E REPRESENTAÇÃO ESTATÍSTICA

Na análise feita usando CCA, nesta etapa do estudo, utiliza-se de dados mensais de temperatura da superfície do mar (TSM) dos Oceanos Pacífico e Atlântico, juntos e separadamente como campo preditor e totais mensais de precipitação sobre a Região Sul como campo preditando. A TSM é considerada aqui como campo preditor e a precipitação como preditando, embora a análise tenha sido feita simultaneamente (sem “lags” entre preditor e preditando), com a finalidade de encontrar-se padrões de teleconexão entre os oceanos e a variabilidade interanual de precipitação sobre a região. É analisada a influência de cada oceano separadamente e em conjunto. Isto é feito para se determinar a importância relativa de ambos os oceanos, em cada época analisada. Foram selecionados quatro períodos distintos para análise: dezembro a fevereiro, março a maio, junho a agosto e setembro a novembro. O período tomado para estudo compreende janeiro de 1946 até fevereiro de 1988, devido a limitação do conjunto de dados de TSM utilizado.

O conjunto de dados de TSM foi obtido do COADS (Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set) (Pan e Oort, 1990). Este conjunto foi analisado em uma grade latitude-longitude de 1 por 1 grau e interpolado para uma grade Gaussiana, usando o modelo espectral R15 do GFDL (Geophysics Fluid Dynamic Lab), que tem uma resolução de aproximadamente 4,5 graus de latitude por 7,5 graus de longitude (Lau et al., 1990). O conjunto de dados de TSM inicia em janeiro de 1946 e finda em fevereiro de 1988. A Figura 3.1 ilustra o domínio selecionado que compreende os Oceanos Pacífico e Atlântico de 42,75° Sul até 25° Norte. Foi selecionada esta faixa de latitude, primeiramente, devido aos dados de TSM de latitudes extratropicais serem pouco confiáveis possuindo muitas ausências, e essas ausências terem sido preenchidas com a média climatológica. Em função da variação do tamanho da grade com a latitude os dados foram corrigidos multiplicando-se cada valor pela raiz quadrada do cosseno da latitude do ponto de grade correspondente (Graham, 1990).

A montagem das matrizes do preditor, tomando-se o período de dezembro a fevereiro para o Atlântico como exemplo, ocorre da seguinte forma: para cada ponto de grade é calculada uma média dos quatro meses, ano a ano, para obter-se assim um único valor para cada ano e cada ponto de grade representa um vetor com 42 valores correspondentes ao período usado. Por exemplo, o primeiro valor do vetor

contém o valor médio entre dezembro de 1946, janeiro e fevereiro de 1947 e assim por diante até que a última posição do vetor representa o valor médio de dezembro de 1987, janeiro e fevereiro de 1988. As matrizes do preditor são montadas de forma que as colunas representassem cada realização (tempo) e as linhas cada ponto de grade. Assim para o Atlântico tem-se 42 colunas (1946-1988) e 132 linhas (número de pontos de grade); para a Pacífico 42 colunas e 314 linhas e Atlântico e Pacífico juntos 42 colunas e 446 linhas. Após a montagem das matrizes é extraída a média temporal, obtendo-se assim as matrizes de anomalias.

Os dados de precipitação usados provém do mesmo conjunto utilizado no Capítulo 2. Foram selecionadas 43 estações para o período de 1946-1988. O procedimento de montagem das matrizes dá-se de forma análoga a montagem das matrizes de TSM. Para cada estação calcula-se, para cada ano do período, um valor médio entre os meses do período escolhido (dezembro a fevereiro, por exemplo). A seguir é montada a matriz com as estações como linhas e as realizações (tempo) como colunas. É então extraída a média temporal, ficando-se com a matriz de anomalias.

É importante notar que o número de observações do preditor (NY) e do preditando (NZ) não necessariamente devem ser as mesmas. Porém, o número de realizações (NT), isto é as dimensões temporais, devem ser exatamente iguais.

3.3 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O que segue é baseado na aplicação de CCA para quatro períodos do ano escolhidos: dezembro a fevereiro, março a maio, junho a agosto e setembro a novembro. As áreas sombreadas nas figuras correspondem a regiões significativas a 5%, calculadas por meio do teste t-Student. Para a discussão dos resultados foram selecionados alguns modos de cada oceano. Porém, como as regiões significativas e as relações encontradas em muitos modos são também interessantes, esses estão contidos no Apêndice B.

3.3.1 - DEZEMBRO A FEVEREIRO

O primeiro modo canônico de dezembro a fevereiro (De-Fe) tendo o Pacífico e Atlântico juntos como campo preditor apresenta uma correlação de 0,86 entre

os vetores canônicos (u_1 e v_1). As áreas significativas nos oceanos, como ilustrado na Figura 3.2, são três: uma região em torno de 130-110°W no Pacífico sul e duas outras no Atlântico tropical. Na Fig. 3.2 (mapa C) correspondente a h_1 (preeditando), observa-se pequenas áreas significativas. O oeste do RS e extremo noroeste do PR têm sinal oposto ao leste de SC. Analisando-se os três resultados proporcionados por CCA em conjunto, obtém-se a relação oceano quente (frio) estação chuvosa (seca) nas áreas sombreadas no RS e PR, e “quente - seco” ou “frio-chuvoso” para SC. No gráfico nota-se que em alguns episódios frios do ENSO, tais como 1955, 1970 e 1985 a relação “quente-chuvoso” para o RS e PR e “quente-seco” para SC foi observada.

A região sombreada no Pacífico é semelhante com a anomalia anticiclônica encontrada por Casarin e Kousky (1986) em seu estudo dos padrões atmosféricos durante os períodos de seca no sul. Uma vez as TSM nesta região encontrem-se anormalmente mais frias uma anomalia anticiclônica é criada.

A área significativa encontrada no Atlântico, próxima à costa do Nordeste, indica que TSM anormalmente quentes nessa região podem influenciar nos deslocamento da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT) para posições mais ao sul de sua posição normal e com isto, iniciar a estação chuvosa no norte do Nordeste mais cedo (Uvo et al., 1993). Tal situação teria relação com períodos secos no leste de SC e chuvosos nas áreas encontradas no RS e PR.

O segundo modo canônico para os dois oceanos juntos (correlação de 0,85), como ilustrado no conjunto de Figura 3.3, mostra como áreas significativas a região do Niño 1+2 e Niño 3 (Rasmusson e Carpenter, 1982), a região da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e uma área próxima a costa oeste (90°W) da América do Sul (AS). No Atlântico, a região próxima a costa da Região Sul apresenta-se como significativa. Este modo é semelhante ao encontrado no segundo modo canônico para o Atlântico sozinho e ao quarto modo do Pacífico sozinho como preditor (vide Fig. B.2). As áreas encontradas na Região Sul são: sul do RS e de SC, com o mesmo sinal.

A relação encontrada entre os oceanos e a precipitação na região é a de “quente-chuvoso” (frio-seco). As regiões encontradas no segundo modo no Pacífico indicam que o Pacífico Equatorial poderia influenciar na precipitação no sul do Brasil de maneira indireta através da variação interanual da posição ZCPS e de uma anomalia ciclônica próxima a costa oeste da AS. Grimm (1992) encontrou que o deslocamento para leste da ZCPS favorece a intensificação da convecção na Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Lau e Chan (1983) mostraram que a intensificação no Pacífico Equatorial, durante o verão, corresponde a uma migração para leste da ZCPS e consequente supressão da ZCIT, enquanto flanqueada nos dois lados por intensificação da convecção na ZCAS e no Atlântico Norte. A região sombreada no Atlântico (quente) indica a existência de uma anomalia ciclônica na região, associada possivelmente à ZCAS.

Quando considerado o Atlântico sozinho como preditor aparecem as mesmas áreas significativas no oceano, encontradas quando considerado os dois oceanos juntos. A diferença está na área significativa da Região Sul que expande como mostra a Figura 3.4. A relação encontrada entre a TSM e a precipitação é a de “quente-chuvoso”.

As configurações encontradas durante o período de dezembro a fevereiro, sugerem que, embora o Pacífico tenha importância na precipitação na Região Sul, sem o Atlântico, as regiões atingidas são muito pequenas. A influência do Atlântico se dá no posicionamento da anomalia de circulação ciclônica. Logo, a área significativa na Região Sul é ampliada. Os dois oceanos parecem atuar em conjunto durante dezembro a fevereiro.

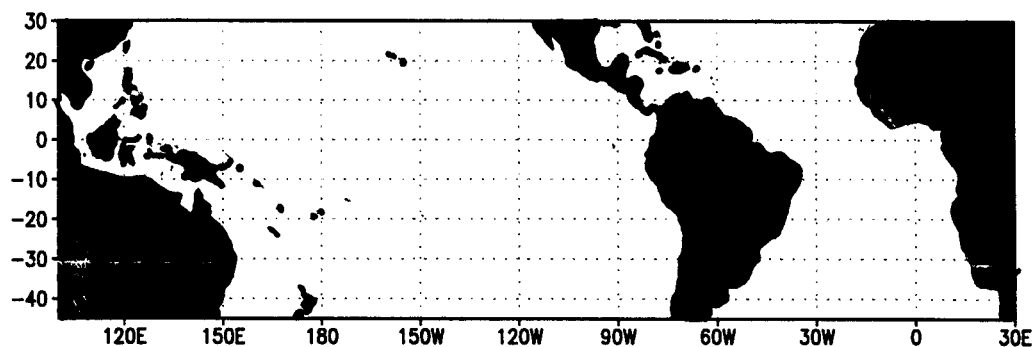


Figura 3.1 - Domínio nos Oceanos Pacífico e Atlântico utilizado para o estudo.

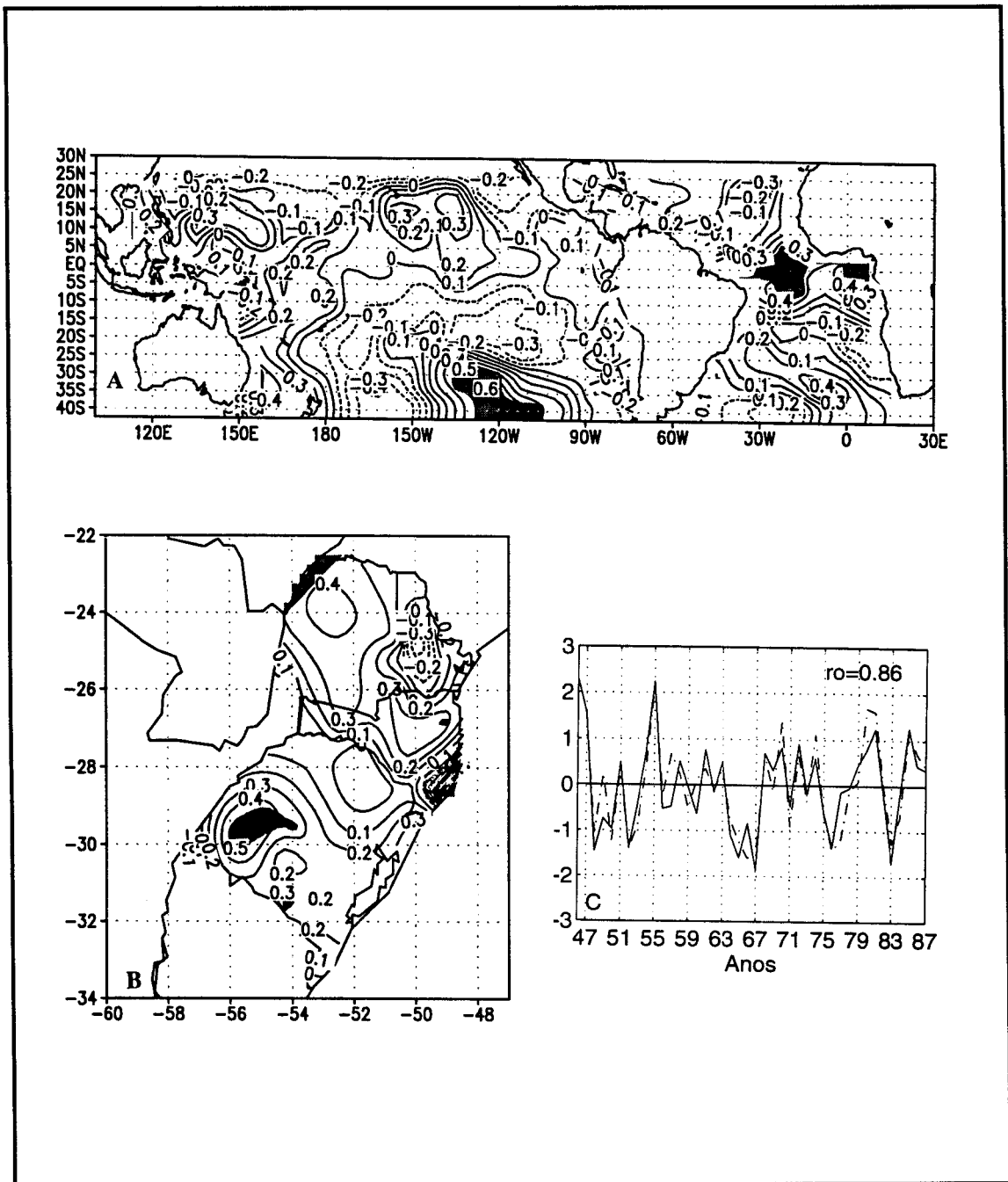


Fig. 3.2 - Primeiro modo canônico de CCA, para dezembro-fevereiro, com o Pacífico e o Atlântico como preditores e a precipitação na Região Sul como preditanda. A) mapa g_1 correspondente ao domínio do Pacífico e Atlântico; B) mapa h_1 para a Região Sul; c) vetor canônico u_1 (linha sólida) e v_1 (tracejada) com correlação de 0,86 entre eles. As áreas sombreadas indicam regiões significativas a 5% pelo teste t-Student. Os valores nos mapas estão expressos como correlações (-1 a 1).

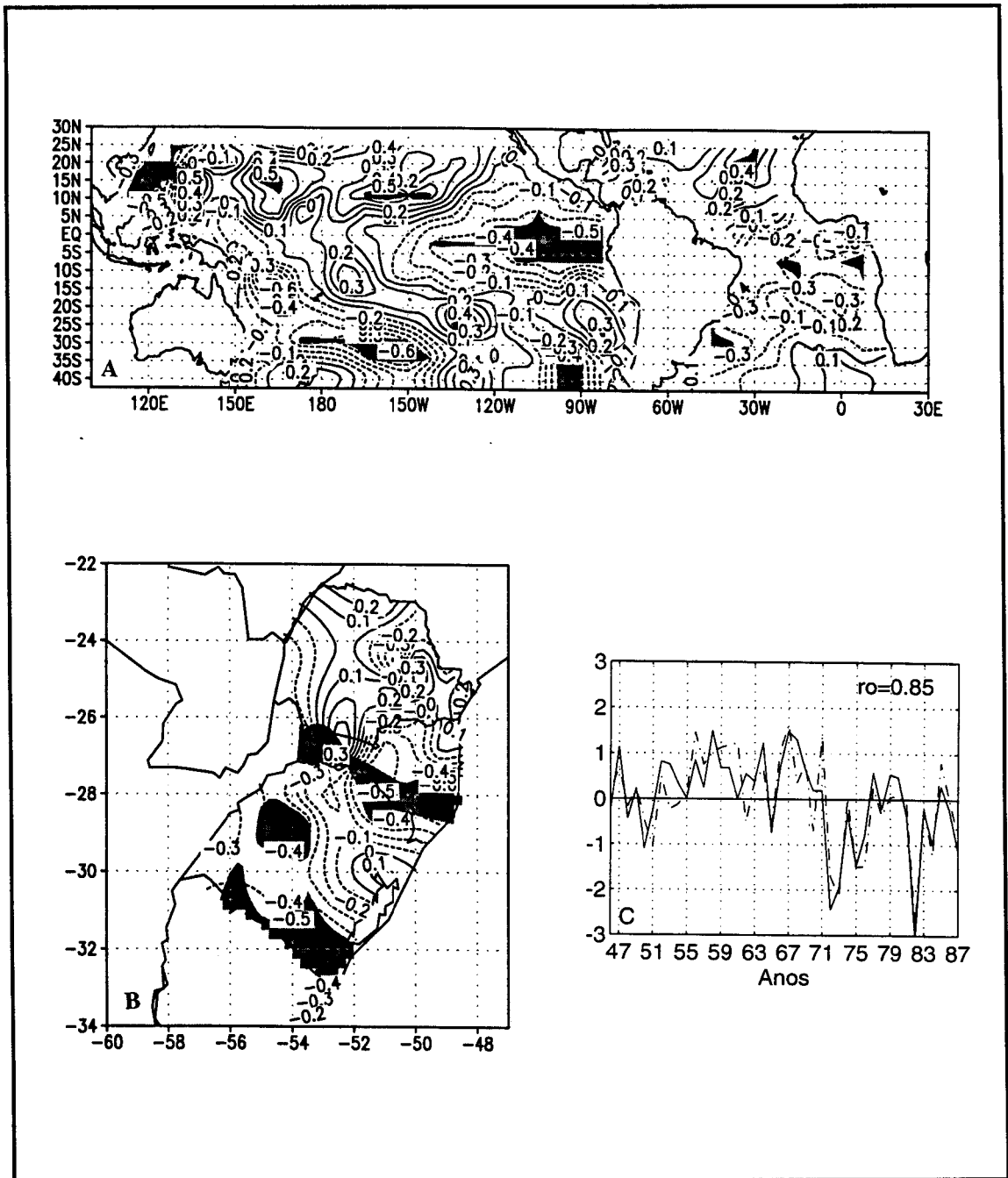


Fig. 3.3 - O mesmo que 3.2, exceto para o segundo modo canônico de CCA, para dezembro-fevereiro. A) mapa g_2 correspondente ao domínio do Pacífico e Atlântico; B) mapa h_2 para a Região Sul; c) vetor canônico u_2 (linha sólida) e v_2 (tracejada) com correlação de 0,85 entre eles.

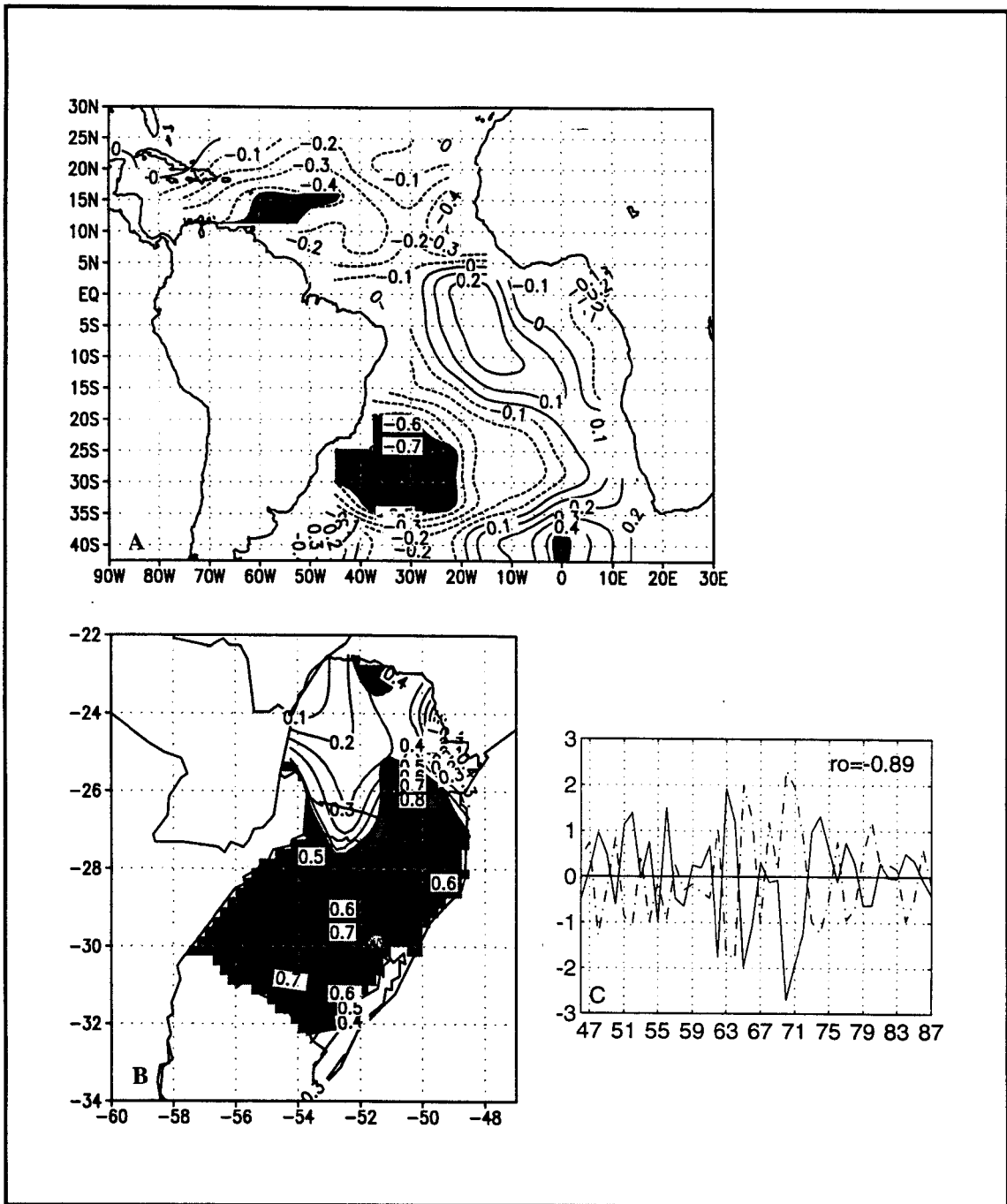


Fig. 3.4 - O mesmo que 3.2, exceto para o Atlântico como preditor. A) mapa g_1 correspondente ao domínio do Atlântico; B) mapa h_1 para a Região Sul; c) vetor canônico u_1 (linha sólida) e v_1 (tracejada) com correlação de -0.89 entre eles.

3.3.2 - MARÇO A MAIO

Durante o período de março a maio a inclusão do Atlântico juntamente com o Pacífico como preditor não alterou substancialmente as correlações entre os vetores canônicos. As áreas significativas na Região Sul encontradas quando considerado somente o Pacífico como preditor não se alteraram.

A Figura 3.5 ilustra o primeiro modo canônico para o Pacífico e Atlântico como preditores. A região do Niño (1+2 e 3), uma região próxima a linha da data e uma outra no oeste (em torno de 10°N) são consideradas significativas. No Atlântico a região próxima a costa da Região Sul é considerada significativa. O centro e norte do RS, SC e o PR, com exceção do centro do estado, são as áreas relacionadas com as regiões oceânicas neste modo. Neste caso, a relação encontrada entre a TSM, nas áreas com correlação negativa (positiva), e a precipitação é a de “quente (frio) - chuvoso”.

Considerando somente o Pacífico como campo preditor (mostrado na Figura 3.6) obteve-se áreas significativas no oceano, similares as do Pacífico e Atlântico juntos, sendo que a área significativa na Região Sul não sofreu alteração. Acrescentou-se neste caso uma região próxima a costa oeste da AS (40°S- 90°W). A relação encontrada entre as regiões no Pacífico com valores positivos (negativos) de correlação e a precipitação é de “frio (quente)-chuvoso”. As configurações encontradas neste modo sugerem que o aquecimento no Pacífico Equatorial, favorece o aparecimento de anomalias anticiclônicas (crista) próxima a linha da data e na costa da AS. Tal configuração estaria associada com anomalia positiva de precipitação nas áreas sombreadas da Região Sul. As TSM mais frias no Pacífico oeste sugerem o deslocamento da ZCPS. Por sua vez, TSM mais frias na costa oeste da AS criariam uma anomalia anticiclônica na região. Com isto, o cavado sobre a AS deslocaria-se mais para leste fazendo com que os sistemas frontais estacionassem no sul do Brasil.

No período de março a maio a inclusão do Atlântico como preditor (vide Fig. B.3) não altera significativamente as configurações encontradas para o Pacífico somente como preditor. Neste período do ano a condição da TSM do Pacífico parece ser o fator determinante para as anomalias de precipitação na Região Sul.

3.3.3 - JUNHO A AGOSTO

As configurações encontradas para os diversos modos canônicos nas três simulações (Pacífico, Atlântico, e Pacífico e Atlântico juntos) são semelhantes. A Figura 3.7 ilustra os mapas correspondentes ao primeiro modo do Pacífico como preditor. A correlação entre u_1 e v_1 é de -0,86. Duas grandes regiões no Pacífico, com sinais opostos, são consideradas significativas. Na Região Sul duas áreas, também com sinais opostos, são significativas: o sul do RS e o norte do PR. A relação encontrada neste caso, é a de áreas no oceano com correlação positiva (negativa) mais quentes (frias) o período é chuvoso no RS e seco no PR, e vice-versa. As regiões sombreadas no oceano indicam que com o aumento do gradiente térmico meridional, como consequência de águas mais quentes ao norte e mais frias ao sul, o jato se intensifica. A figura sugere uma orientação noroeste para sudeste do jato sobre o Pacífico.

Novamente a inclusão do Atlântico como preditor não provoca uma alteração significativa nas anomalias de precipitação.

3.3.4 - SETEMBRO A NOVEMBRO

Durante o período de setembro a novembro o Pacífico parece ter um papel secundário frente ao Atlântico na precipitação da Região Sul. O acréscimo do Atlântico juntamente com o Pacífico não só ampliou a região significativa no sul do Brasil, como também aumentou significativamente as correlações entre os vetores canônicos.

A Figura 3.8 ilustra o primeiro modo canônico para o Pacífico e Atlântico juntos como campo preditor. São mostradas duas regiões significativas no Pacífico Sul, com sinais opostos, similares as encontradas para o período junho-agosto, e uma grande área no Atlântico (0-30°S). As áreas significativas de precipitação correspondem ao centro e leste do RS e extremo norte do PR. A relação obtida analisando-se os três mapas em conjunto é de “quente -chuvoso” para as regiões nos oceanos com correlações positivas e a de “frio-chuvoso” para as correlações negativas.

O primeiro modo do Atlântico sozinho como preditor novamente indica as mesmas áreas significativas obtidas no primeiro modo dos dois oceanos juntos como preditores. A relação obtida, como mostrado na Figura 3.9, é a de TSM anormalmente quentes no Atlântico, período chuvoso no centro e leste do RS e norte do PR (“quente-chuvoso”). A anomalia positiva de TSM produz uma anomalia ciclônica na região da alta pressão subtropical do Atlântico, enfraquecendo-a.

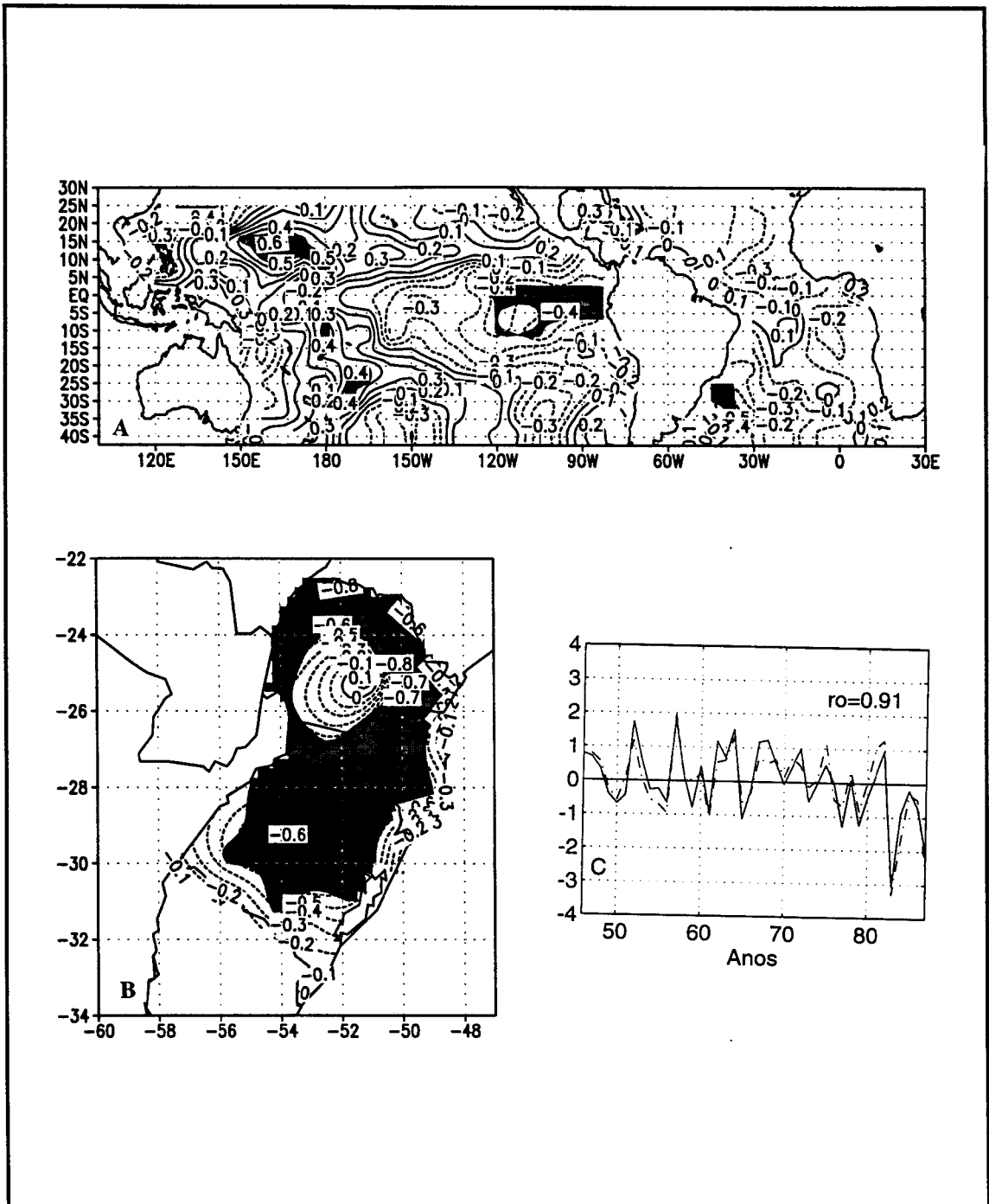


Fig. 3.5 - Primeiro modo canônico de CCA, para o período de março-maio, com o Pacífico e o Atlântico como preditores. A) mapa g_1 correspondente ao domínio dos oceanos; B) mapa h_1 para a Região Sul; c) vetor canônico u_1 (linha sólida) e v_1 (tracejada) com correlação de 0,91 entre eles. As áreas sombreadas indicam regiões significativas a 5% pelo teste t-Student.

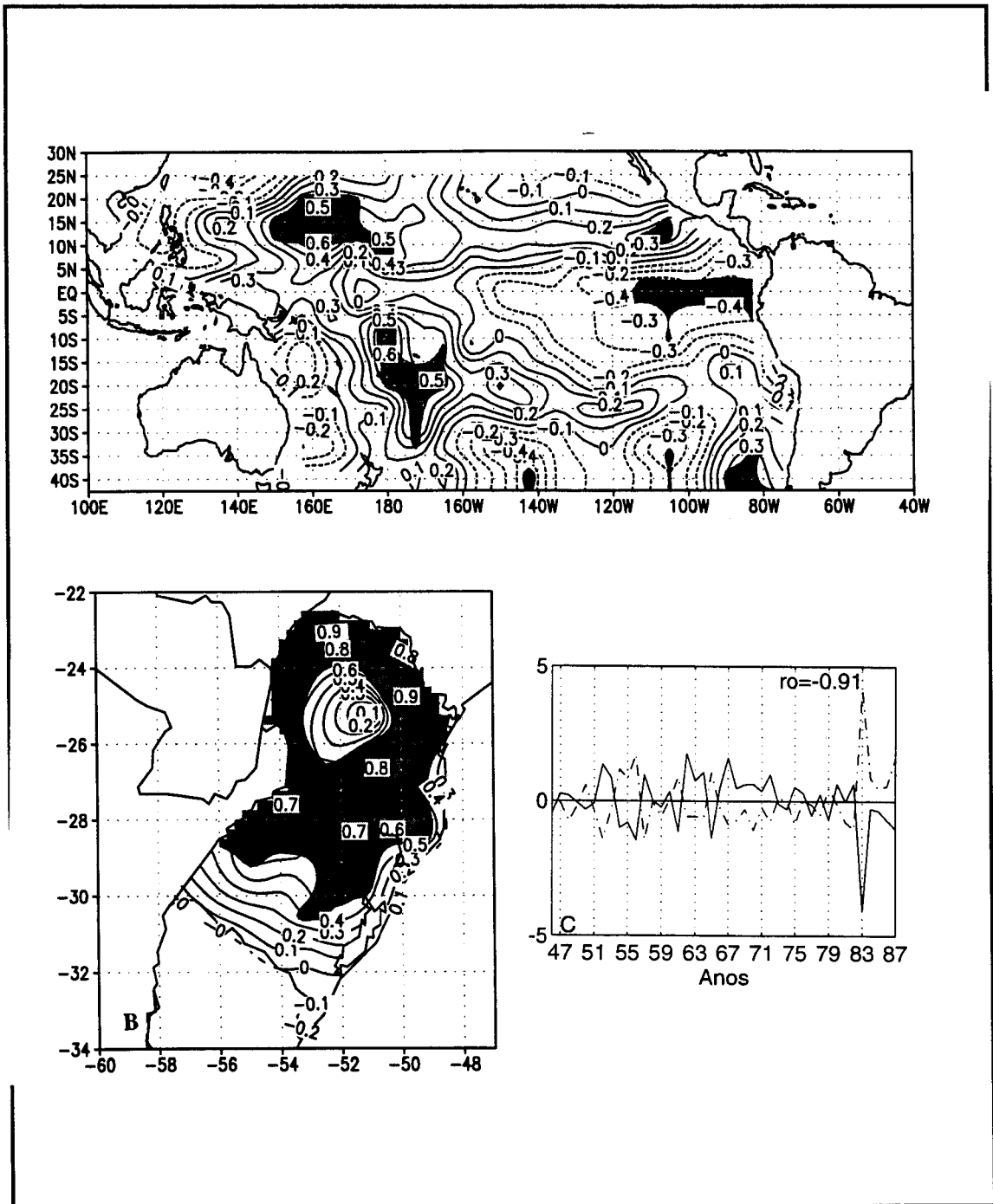


Fig. 3.6 - O mesmo que 3.5, exceto para o Pacífico como preditor. A) mapa g_1 correspondente ao domínio do Pacífico; B) mapa h_1 para a Região Sul; C) vetor canônico u_1 (linha sólida) e v_1 (tracejada) com correlação de -0,91 entre eles.

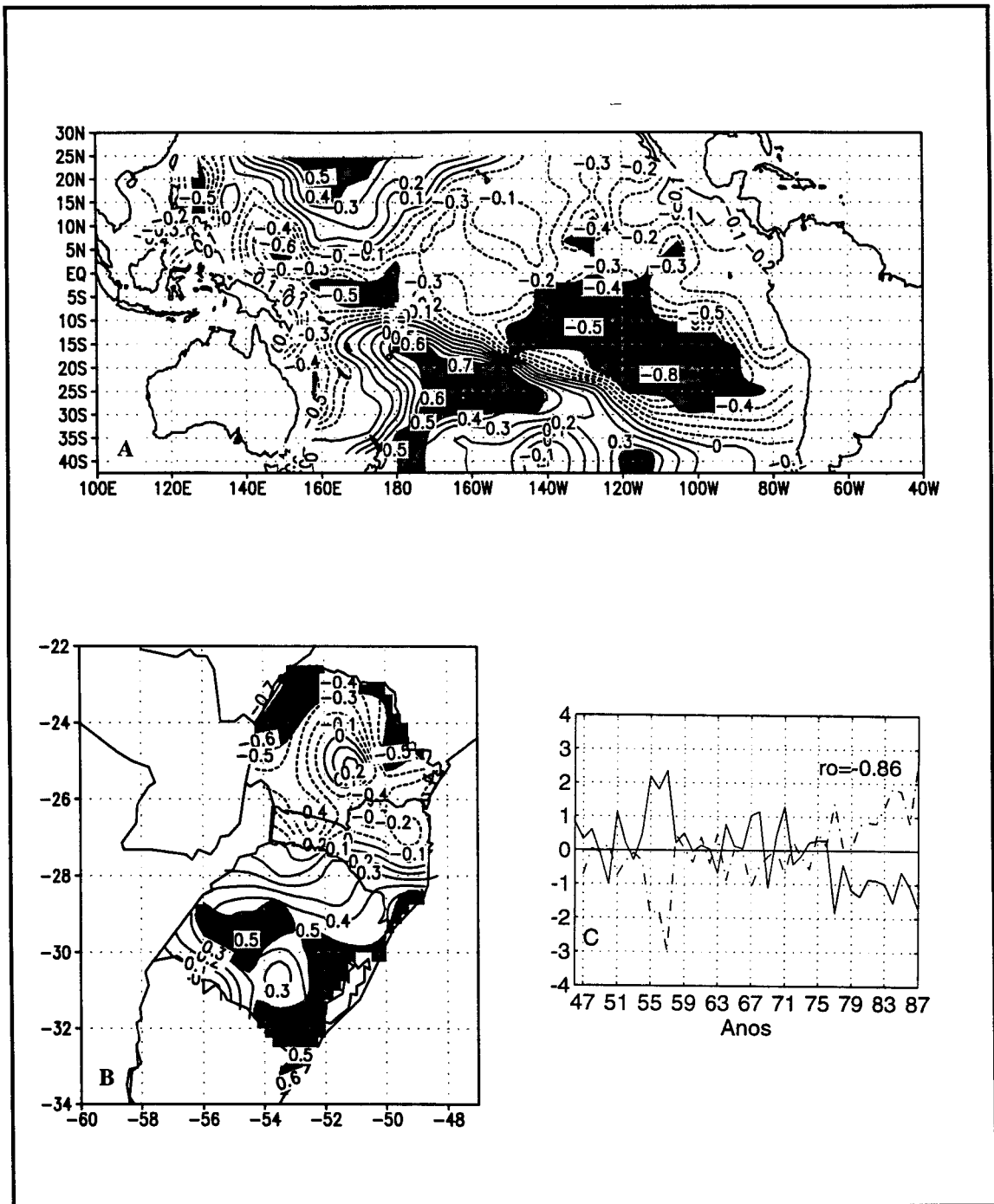


Fig. 3.7 - Primeiro modo canônico de CCA, para o período de junho-agosto, com o Pacífico como preditor. A) mapa g_1 correspondente ao domínio do Pacífico; B) mapa h_1 para a Região Sul; c) vetor canônico u_1 (linha sólida) e v_1 (tracejada) com correlação de $-0,86$ entre eles. As áreas sombreadas indicam regiões significativas a 5% pelo teste t-Student. Os valores nos mapas estão expressos como correlações (-1 a 1).

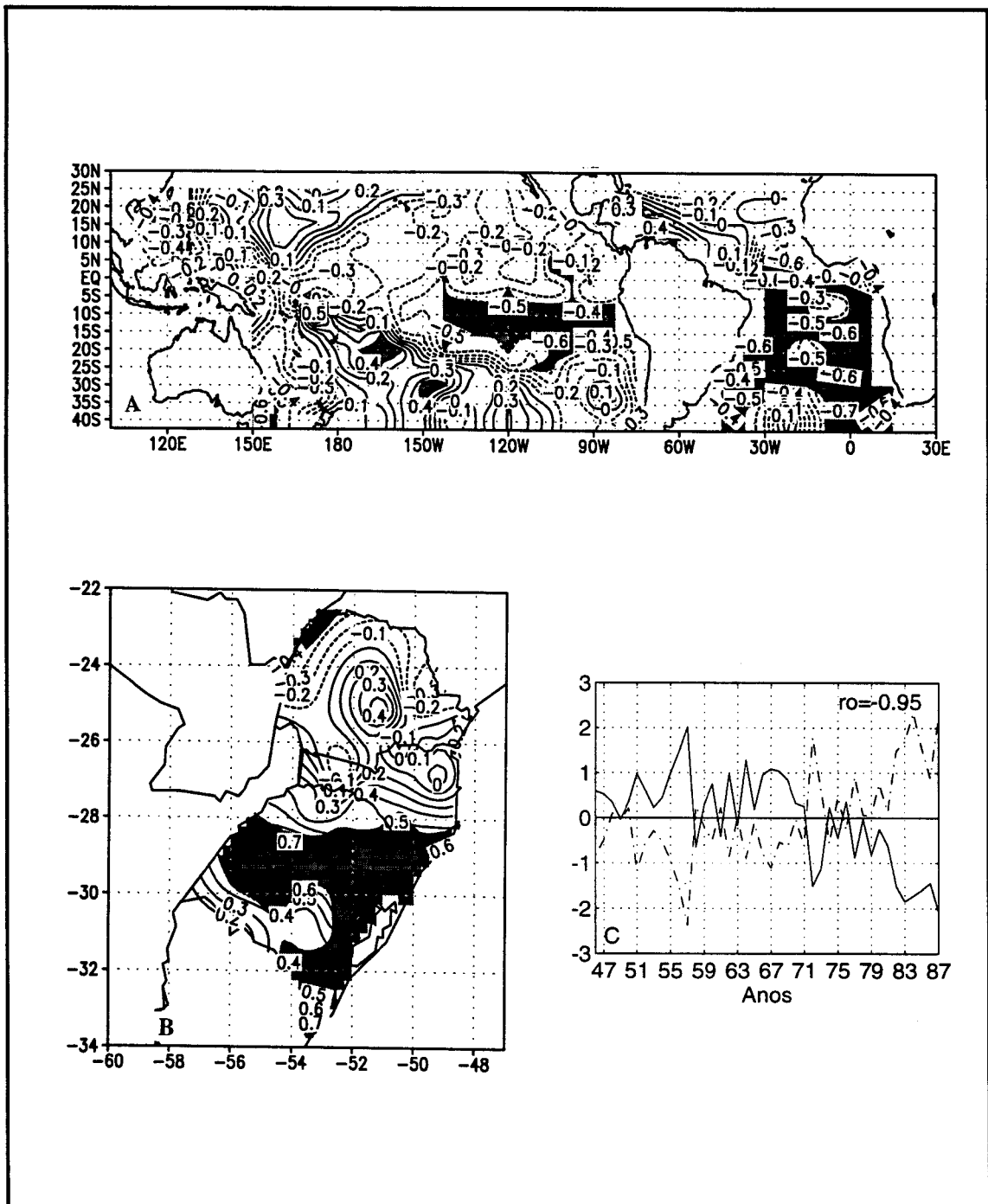


Fig. 3.8 - Primeiro modo canônico de CCA, para setembro-novembro, com o Pacífico e o Atlântico como preditores; A) mapa g_1 correspondente ao domínio do Pacífico e Atlântico; B) mapa h_1 para a Região Sul; c) vetor canônico u_1 (linhasólida) e v_1 (tracejada) com correlação de -0,95 entre eles. As áreas sombreadas indicam regiões significativas a 5% pelo teste t-Student.

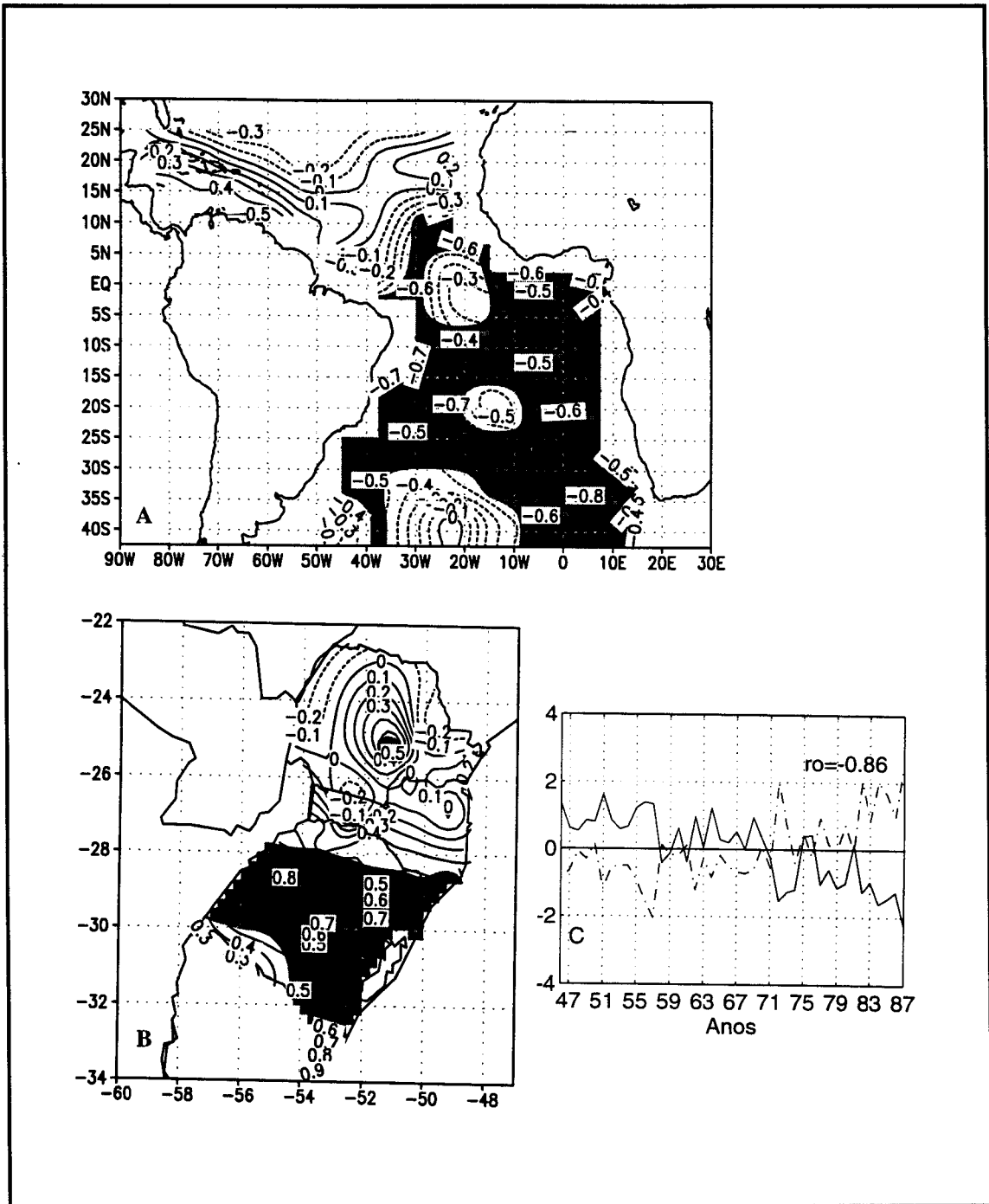


Fig. 3.9 - O mesmo que 3.8, exceto para o Atlântico como preditor. A) mapa g_1 correspondente ao domínio do Atlântico; B) mapa h_1 para a Região Sul; c) vetor canônico u_1 (linha sólida) e v_1 (tracejada) com correlação de -0,86 entre eles.

CAPÍTULO 4

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Os resultados deste trabalho indicam que a Região Sul do Brasil embora tenha uma boa distribuição da precipitação ao longo do ano, possui diferenças com respeito aos períodos relativamente mais secos e chuvosos, como também com respeito a amplitude do ciclo anual. O sul da Região tem o período mais chuvoso durante o inverno enquanto que o norte no verão. As regiões litorâneas possuem um contraste entre os períodos secos e chuvosos menos acentuado do que as regiões continentais.

Ficou evidente no estudo que as variações interanuais das anomalias de precipitação na região estão relacionadas com o ENSO. O fenômeno atua em praticamente todos os meses do ano. Os episódios quentes atuam de outubro a fevereiro do ano seguinte (ano +1). Em março o sinal enfraquece, voltando a atuar em abril. Novamente em maio não é evidente a relação das anomalias com os episódios quentes do ENSO. Em junho, julho e agosto o sinal do El Niño é evidente nas anomalias de precipitação. Em setembro não foi encontrada uma relação com o episódio quente. Os episódios frios do ENSO apresentaram uma relação com as anomalias de precipitação principalmente durante os meses de outubro e novembro e de junho a agosto do ano seguinte ao estabelecimento do fenômeno (ano +1). Embora seja evidente a relação do ENSO com a precipitação na Região Sul, uma parcela significativa dos picos de anomalias não está aparentemente relacionada com o fenômeno.

Na análise da relação dos oceanos Pacífico e Atlântico com a variabilidade da precipitação na Região Sul, foram encontradas, além do Pacífico Equatorial, outras regiões no Pacífico Sul em latitudes subtropicais que têm influência na precipitação. O Atlântico também possui regiões relacionadas com a precipitação no sul do Brasil. Algumas áreas encontradas nesse caso são adjacentes à costa da Região Sul e outras regiões remotas como o caso do Atlântico tropical (região da ZCIT) e a região do Caribe.

No período de dezembro a fevereiro, os resultados sugerem que, embora o Pacífico tenha importância na variabilidade de precipitação, quando não considerado o Atlântico as regiões atingidas no sul são muito pequenas. A influência do Atlântico se dá no posicionamento da anomalia de circulação ciclônica. Também a inclusão do Atlântico amplia a área significativa na Região Sul. Portanto, os dois oceanos em conjunto devem ser considerados para o período de dezembro a fevereiro.

Durante o período de março a maio e de junho a agosto a inclusão do Atlântico como preditor não alterou significativamente as configurações encontradas para o Pacífico somente como campo preditor. Por outro lado, no período de setembro a novembro a influência do Atlântico parece ser determinante na localização das anomalias, fazendo com que este tenha um papel mais destacado do que o Pacífico neste período.

Embora não tenha sido explorado neste trabalho, há várias outras combinações com “lags” entre a TSM e a precipitação que poderiam ser testadas e com isto levar a construção de modelos estatísticos de previsão climática das anomalias de precipitação.

Como um próximo passo há a necessidade de se realizar algumas simulações com um modelo climático de circulação geral (GCM) para explicar fisicamente muitas das relações encontradas, entre a TSM e a precipitação, e que aparentemente ainda não têm uma explicação evidente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aceituno, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the south american sector. Part I: Surface Climate. *Monthly weather Review*, 116:505-524, 1988.

Barnett, A. G. ; Preisendorfer, R. Multifield analog prediction of short-term climate fluctuation using a climate state vector. *Journal of Atmospheric Science*, 35,1771-1789, 1978.

_____ ; Hasselmann H. Techniques of linear prediction with application to oceanic and atmospheric fields in the Tropical Pacific. *Rev. Geophys...*, 17:949-968, 1979.

Barnett, A. G. ; Preisendorfer, R. Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface air temperatures determined by Canonical Correlation Analysis. *Monthly Weather review*, 115(9):1825-19850,1987.

Barnston, G. A.; Ropelewski, C. F. Prediction of ENSO episodes using canonical correlation analysis. *Journal of Climate*, 5(11):1316-1345, 1992.

Berlato, M. The climate forecasting applications in the decision-making process for the Southern Region of Brazil. *Workshop Report on ENSO and Seasonal to Inter-Annual Climate Variability, Socio-Economic Impacts, Forecasting and Applications to the Decision-Making Process*. Florianópolis-Santa Catarina, Brazil, 14-16 setembro, 1992.

Buell, C. E. The topography of the empirical orthogonal functions. *4th Conference on Probability and Statistics in Atmospheric Sciences*, Nov 18-21, American Meteor. Sc., Boston, Mass, pp 188-193, 1975

- Casarin, D. P.; Kousky, V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. *Rev Brasileira de Meteorologia*, 1(2):83-90, 1986
- Cavalcanti, I.F.A.. Casos de intensa precipitação nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil no período de inverno de 1979 a 1983. *INPE -3743-RPEV498*, dezembro 1985.
- Chen, J-M; Harr, P. A: Interpretation of extended empirical orthogonal function (EEOF) analysis. *Monthly Wea. Rev.* 121(09): 2631-2636, 1993
- Chu, Pao-Chin. Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies. Em: Glantz, M. H.; Hatz, R. W.; Nicholls N. *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*, CambridgeUniversity press, 535 pp, 1991.
- Davis, R. E. Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. *Journal Phys. Oceano.*, 6:249-266, 1976.
- Deque, M.; Servain, J. Teleconnections between tropical atlantic sea surface and midlatitude 50 Kpa heights during 1964-1986. *Journal of Climate*, 2:929-944, 1989.
- Diaz, A.; Studzinski, C. Main features of rainfall variability in Uruguay-Southern Brazil Region and prediction experiments through statistical models. International Research Institute for Climate Prediction (IRICP-Pilot Project). *First International Course on Practical and Theoretical Aspects of Climate prediction-Final Report*, LDEO, Columbia Univ., NY, 1994. (no prelo)
- Gasquez, J.M.; Magalhães, A. R. Climate anomalies and their impacts in Brazil during the 1982-1983 ENSO event. *LUGANO Report: Climate Crisis, UNEP e NCAR*, cap. 5, pp 30-36, 1987.

- Glahn, H. R. Canonical correlation analysis and its relationship to discriminant analysis and multiple regression. *Journal of Atmospheric Science*, 25: 23-31, 1968
- Graham, N.E.; Michaelsen, J.; Barnett T.P.. An investigation of the ENSO cycle with statistical models. 1. Predictor field characteristics, *Journal of Geophysics Research*, 92:14271, 1987.
- Graham, N.E. Canonical correlation Analysis. **WMO Technical Note on Climate Diagnostics**, 1990 (no prelo).
- Graham, N. E. International Research Institute for Climate Prediction (IRICP-Pilot Project). *First International Course on Practical and Theoretical Aspects of Climate prediction*, LDEO, Columbia Univ., NY, 1993. (notas de aula)
- Grimm, A. M. Influência remota de fontes tropicais anômalas de calor. **Editora USP**, Tese de Doutorado, 1992.
- Guedes, R.L. Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul. **Editora USP**, Tese de Mestrado, 1985.
- Hotelling, H. Analysis of a complex of statistical variables into principal componentes. *Journal Educ. Psych.*, 24:417:498, 1933. Em: Em: Richman M. Rotation of principal components. *Journal of Climatology*, 6:293-335, 1986.
- Horel, J. A rotated principal component analysis of the interannual variability of the Northern Hemisphere 500 mb height field. *Monthly Weather Review*, 109:2080-2092, outubro, 1981.

- Kaiser, H. F. Computer program for Varimax rotation in factor analysis. *Educ. Rych. Meas.*, 19:413, 1959. Em: Richman M. Rotation of principal components. *Journal of Climatology*, 6:293-335, 1986.
- Kousky, V. E., Kayano, M. T. ; Cavalcanti, I. F. A. A review of the Southern Oscillation: oceanic atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus*, 36A(5): 490-504, 1984.
- Kousky, V. E.; Kayano, M. T. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250 mb circulation for the South American sector. *Journal of Climate*, 7(7): 1131-1143, julho 1994.
- Kutzbach, J.E. Empirical eigenvectors of sea-level pressure, surface temperature, and precipitation complexes over North America. *Journal of Applied Meteorology*, 6, 791:802, 1967.
- Ladd, J. W.; Driscoll, D. M. A comparison of objective and subjective means of weather typing: an example from west Texas. *Journal of Applied Meteorology*, 19:691-703, junho 1980.
- Lau, K-M; Chan, P. H. Aspects of the 40-50 oscillation during the northern winter inferred from outgoing longwave radiation. *Monthly Weather Review*, 113(11): 1889-1909, 1985
- Lau, K-M; Chan, P.H. Aspects of the 40-50 oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation. *Monthly Weather Review*, 114(7):1354-1367, 1986

- Lau, K-H; Lau N-C. Observed structure and propagation characteristics of tropical summertime synoptic scale disturbances. *Monthly Weather Rev.* 118(09): 1888-1913, 1990.
- Lau, N.; Sheu, P.J. Annual cycle, quase biennial oscillation, and southern oscillation in global precipitaion. *Journal of Geophysical Research*, 93(9):10975-10988, 1988.
- Lau, N-C; Nath, M.J. A general circulation model study of the atmospheric response to extratropical SST anomalies observed in 1950-79. *Journal of Climate*, 3:965-974, 1990.
- Livezey, R. E.; Chen, W. Y. Statistical field significance and its determination by monte carlo techniques. *Monthly Weather Review*, 111(01):46-59, janeiro 1983.
- Logue, J.J. Regional variations in the annual cycle of rainfall in ireland as revealed by principal component analysis. *Journal of Climatology*, 4:597-607, 1983.
- Lorenz, E. N. Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. *Science Report 1, Statistical forecasting Project, Depto of Meteor., Mass, Institute of Technology*, 1956. Em: Richman M. Rotation of principal components. *Journal of Climatology*, 6:293-335, 1986.
- Metz, W. Low frequency anomalies of atmospheric flow and the effects of cyclone-scale eddies: a canonical correlation analysis. *Journal of Atm. Sci.*, 46:1026-1041, 1989.
- Moura, A.D. *Prospects for seasonal to interannual climate prediction and applications for sustainable development*. **WMO Bulletin**, 43(3):207-215, julho 1994.
- Nicholls, N. The use of canonical correlation to study teleconnections. *Monthly Weather Review*, 115:393-399, 1987.

- North, G.R.; Bell, T.L.; Cahalan, R.F.; Moeng F.J. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly Weather Review*, 110:699-706, julho, 1982.
- Pan, Y. H.; Oort, A. H. Correlationa analyses between sea surface temperature anomalies in the eastern equatorial Pacific and the world ocean. *Climate Dynamics*, 4:191-205, 1990.
- Pisciottano G.; Diaz A; Cazes G. ; Mechoso C.R. Rainfall anomalies in Uruguay associated with the extreme phases of the El Niño/Southern Oscillation phenomenon. *Journal of Climate*, 7(8):1286-1302, agosto 1994.
- Preisendorfer, R. W. **Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography**. In Developments in Atmospheric Sciences, Curtis Mobley, 17, Elsevier, New York, 245 pp, 1988
- Quinn, W. H.; Zopp, D. O.; Short, K.S.; Kuo Yang R.T.W. Historical trends and statistics of the Southern Oscillation, El Niño, and Indonesian droughts. *Fishery Bulletin*, 76(3):663-678, 1978.
- Rao, V. B.; Hada K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the Southern Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*, 42:81-91, 1990.
- Rasmusson, E. M.; Carpenter, T.H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, 110:354-384, 1982.

Richman M. Rotation of principal components. *Journal of Climatology*, 6:293-335, 1986.

Ropelewski, C. F.; Halpert M.S. Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115:1606-1626, 1987.

_____; Jones A. An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review*, 115:2161-2165, 1987.

Ropelewski, C. F.; Halpert, M.S. Precipitation patterns associated with high index phase of the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 2:268-284, 1989.

Sneyers, R.; Goossens, Chr. The principal component analysis. Application to climatology and Meteorology. WMO, 9th Session of CCI. *Report of the Rapporteur on Statistical Methods. Annex*, 56 p. Edité par l'Institut Royal Météorologique del Belgique, Bruxelles, 1988.

Storch, H. v.; Roeckner E. Verification of general circulation models applied to the Hamburg University GCM. Part I: test of individual climate states. *Mon. Wea. Rev.* 111:1965-1976, 1983.

Storch, H. v. Comparison of a sequence of model generated 500 mb topographics with climate. *Tellus* 34:89-91, 1982.

Uvo, C. B.; Repelli, C. A.; Zebiak, S.; Kushnir, Y. A study of the influence of the Pacific and Atlantic SST on the Northeast Brazil monthly precipitation using singular value decomposition. (Submitted to *Journal of Climate*, 1994).

Walsh J. E.; Richman, M.B. Seasonality in the associations between surface temperatures over the United States and the North Pacific Ocean. *Monthly Weather Review*, 109(4):767-783, abril 1981.

Wallace, J. M.; Gutzler D. G. Teleconnections in the geopotential height field during the northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 109:784-812, 1981.

Weare, B. C.; Nasstrom J. S. Examples of Extended Orthogonal Function Analysis. *Monthly Weather Review*, 110(5):481-485, 1982.

APÊNDICE A

PRIMEIRO MODO DE CADA MÊS DE EOF NÃO RODADAS PARA O PERÍODO
DE 1960-1989

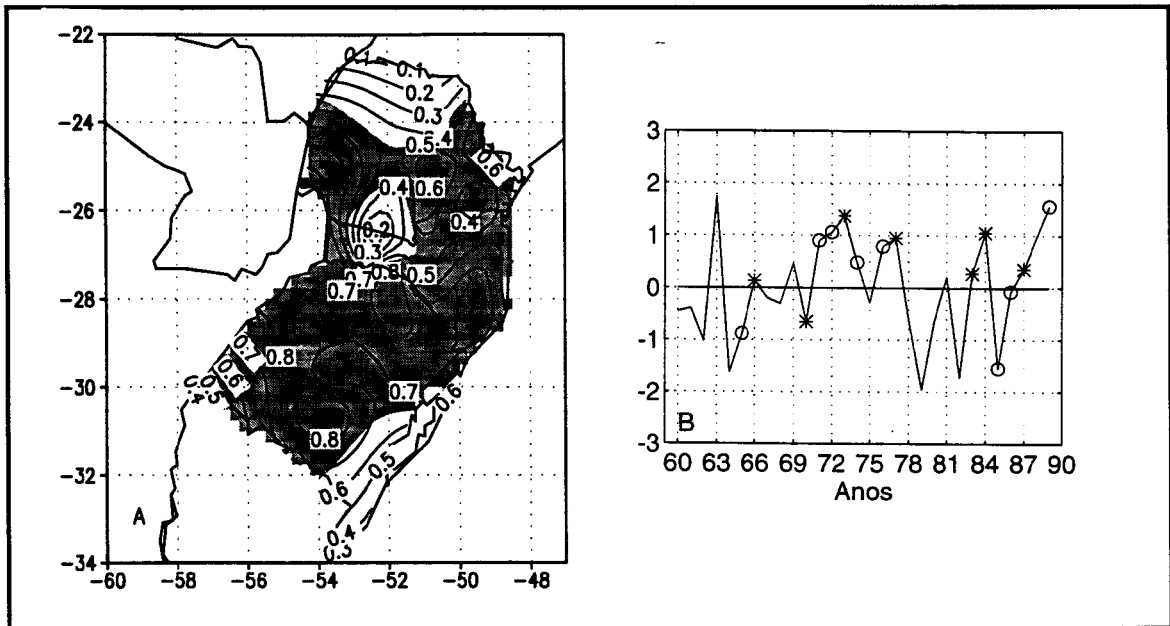


Fig. A.1 - Primeiro modo de EOF para janeiro (41%). As áreas sombreadas indicam regiões significativas a 5% pelo teste t-Student. Os valores no mapa estão expressos em correlações (-1 a 1).

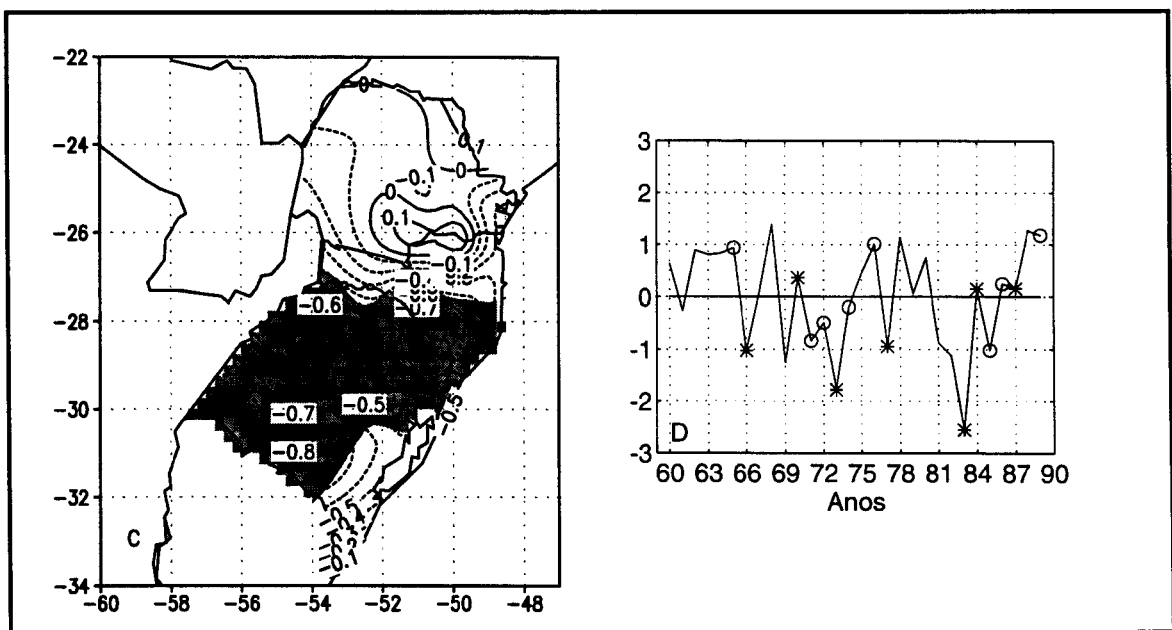


Fig. A.2 - O mesmo que A.1, exceto para fevereiro (26%).

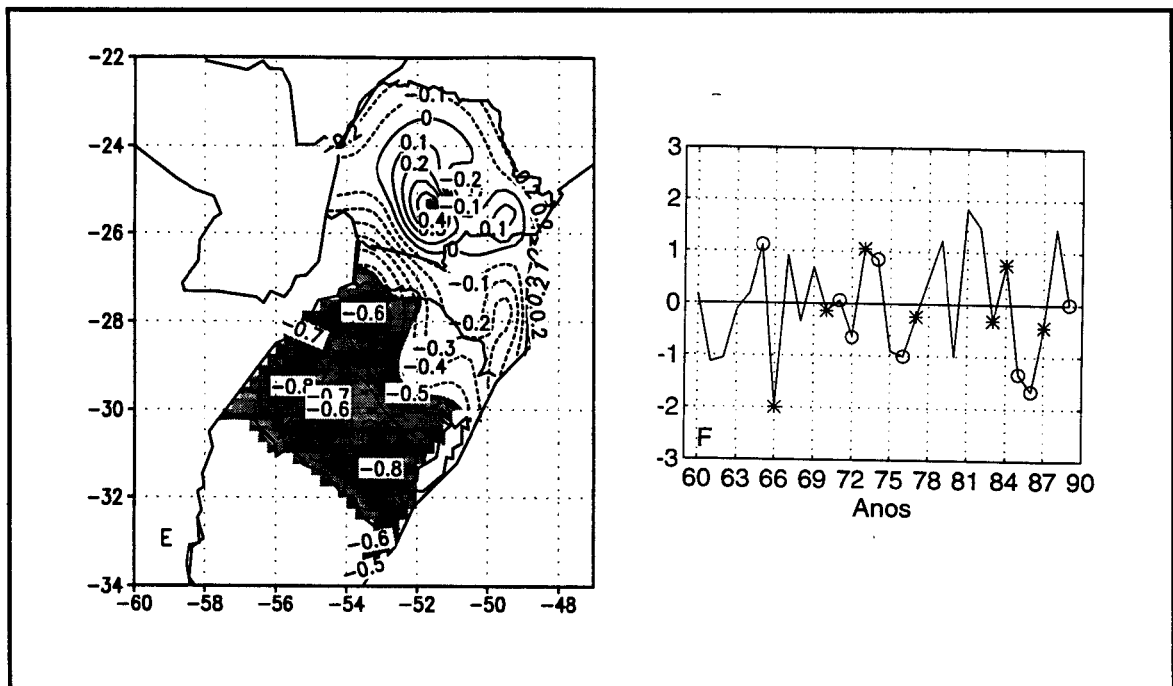


Fig. A.3 - O mesmo que A.1, exceto para março (28%).

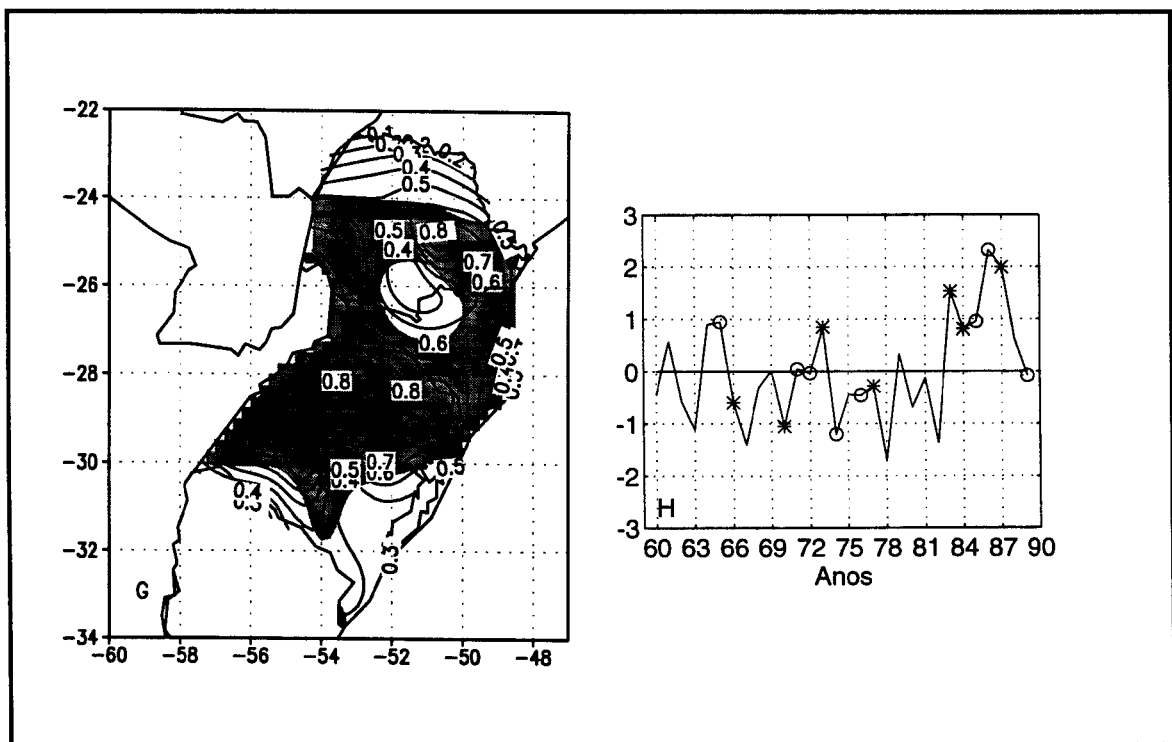


Fig. A.4 - O mesmo que A.1, exceto para abril (49%).

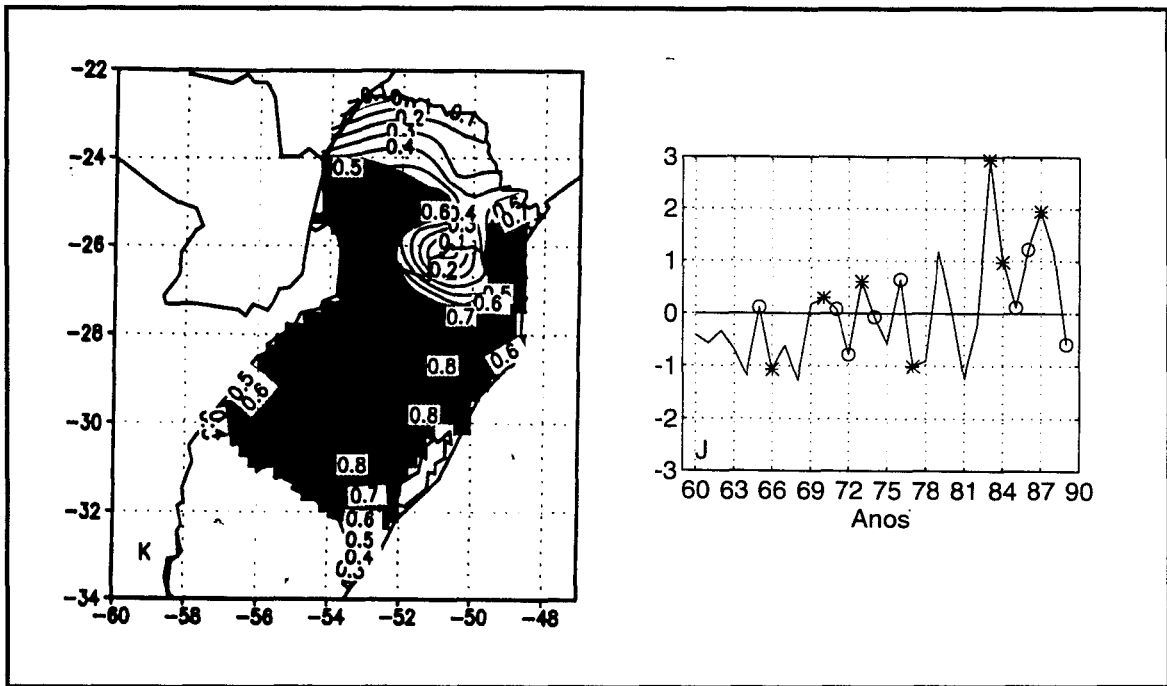


Fig. A.5 - O mesmo que A.1, exceto para maio (46%).

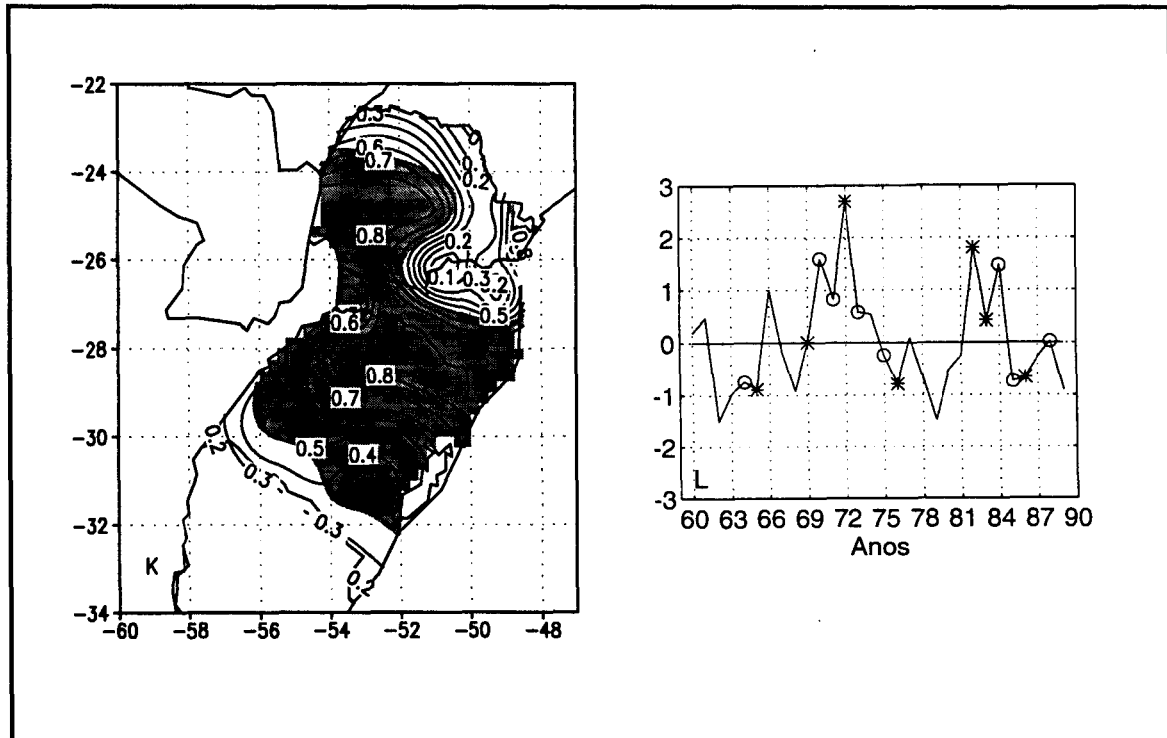


Fig. A.6 - O mesmo que A.1, exceto para junho (47%).

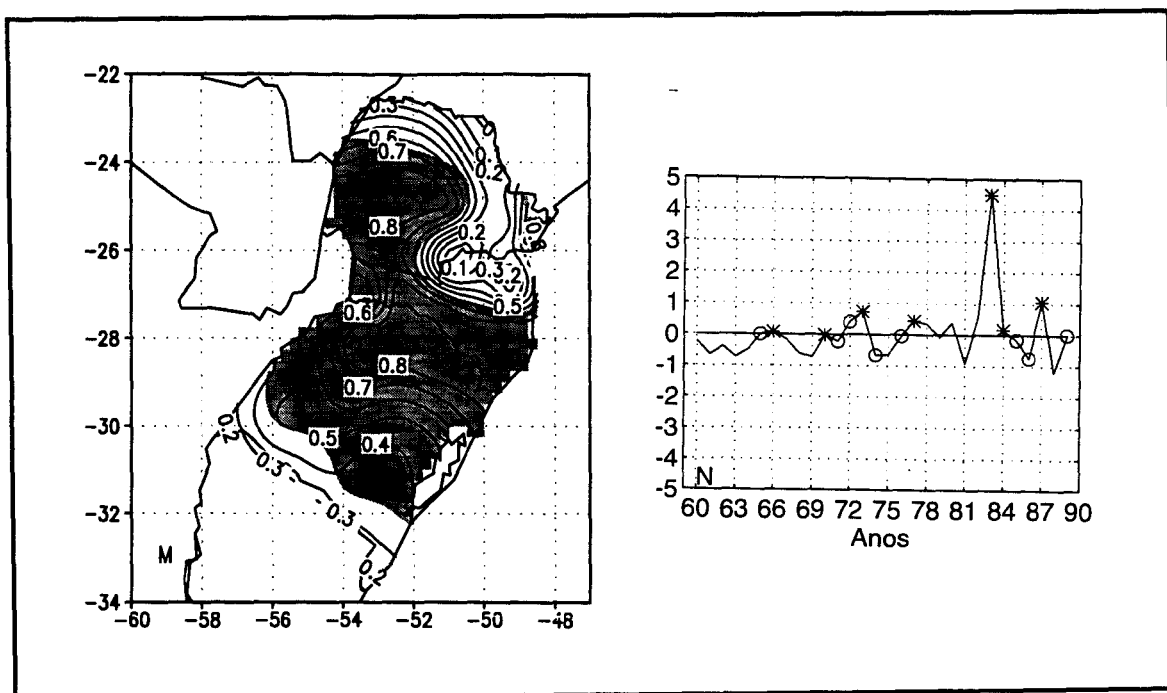


Fig. A.7 - O mesmo que A.1, exceto para julho (50%).

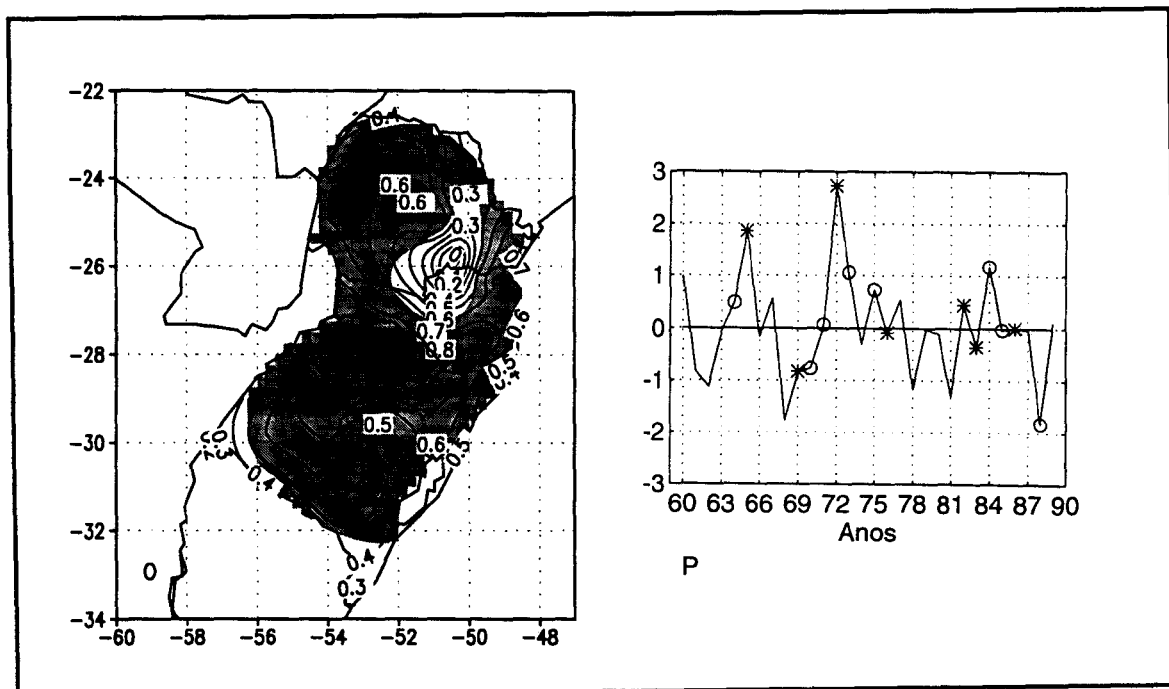


Fig. A.8 - O mesmo que A.1, exceto para agosto (44%).

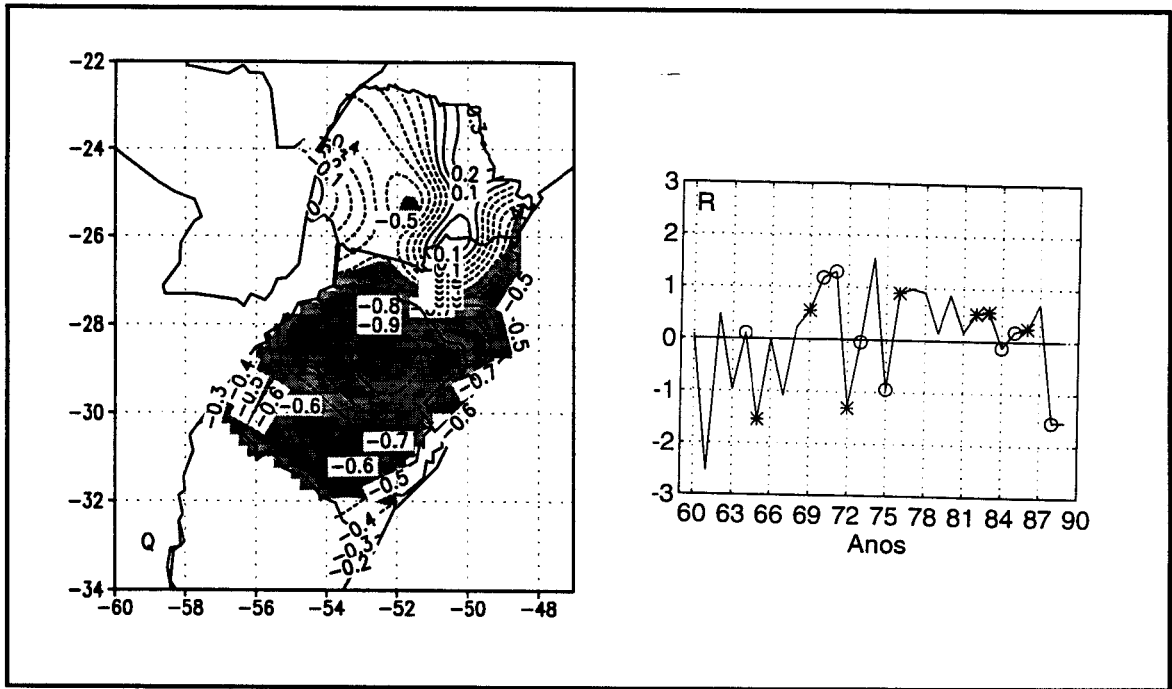


Fig. A.9 - O mesmo que A.1, exceto para setembro (41%).

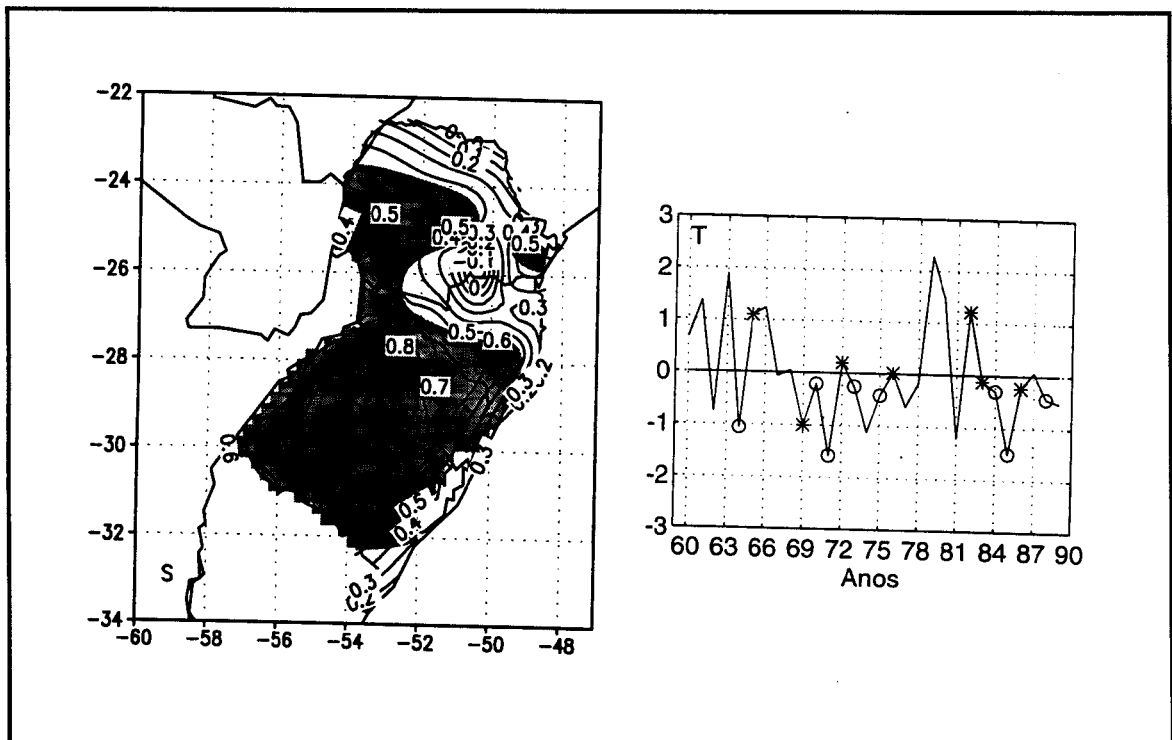


Fig. A.10 - O mesmo que A.1, exceto para outubro (40%).

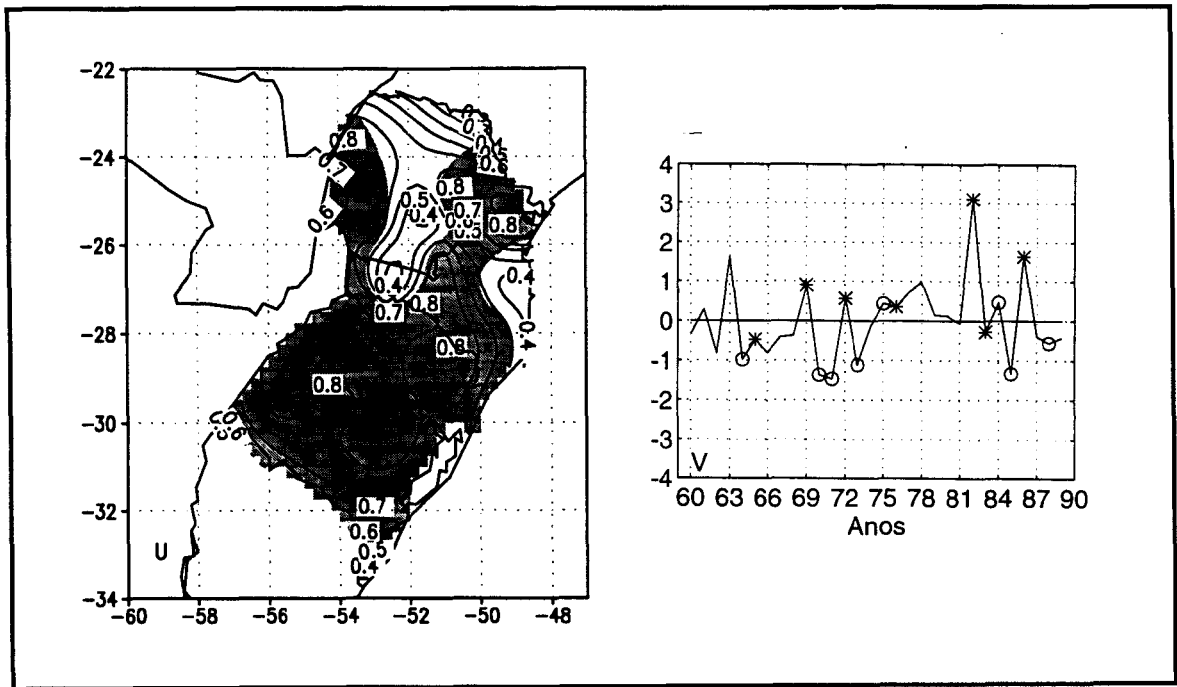


Fig. A.11 - O mesmo que A.1, exceto para novembro (50%).

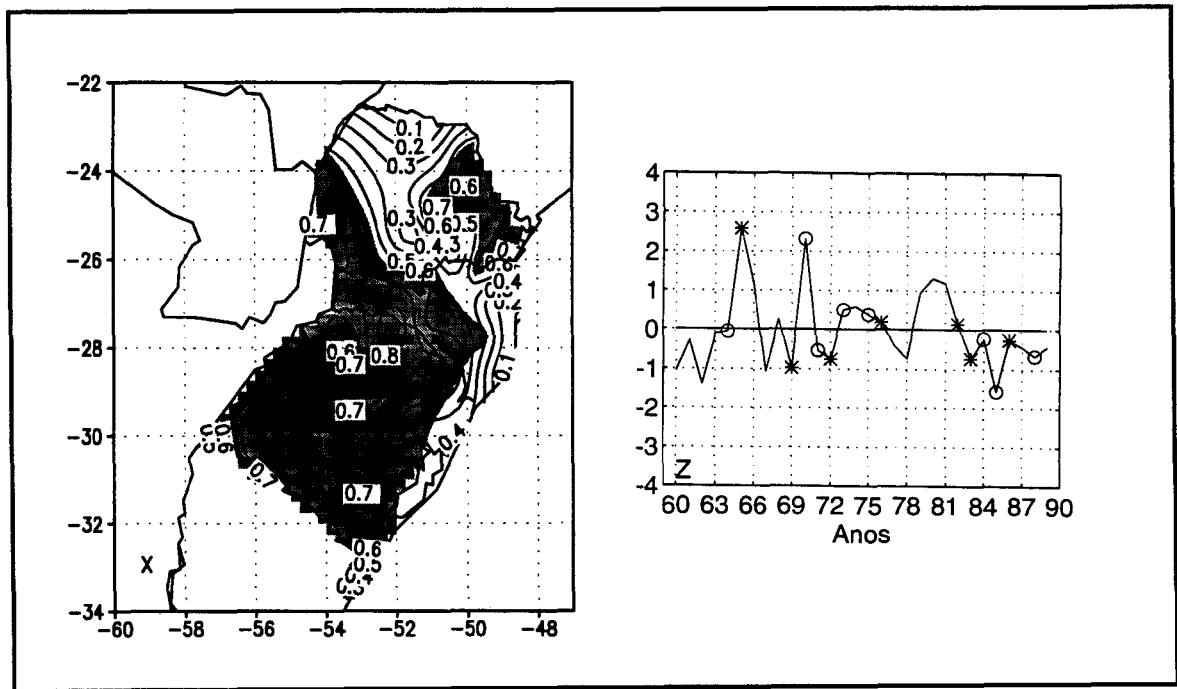


Fig. A.12 - O mesmo que A.1, exceto para dezembro (12%).

APÊNDICE B

MODOS CANÔNICOS DE CCA

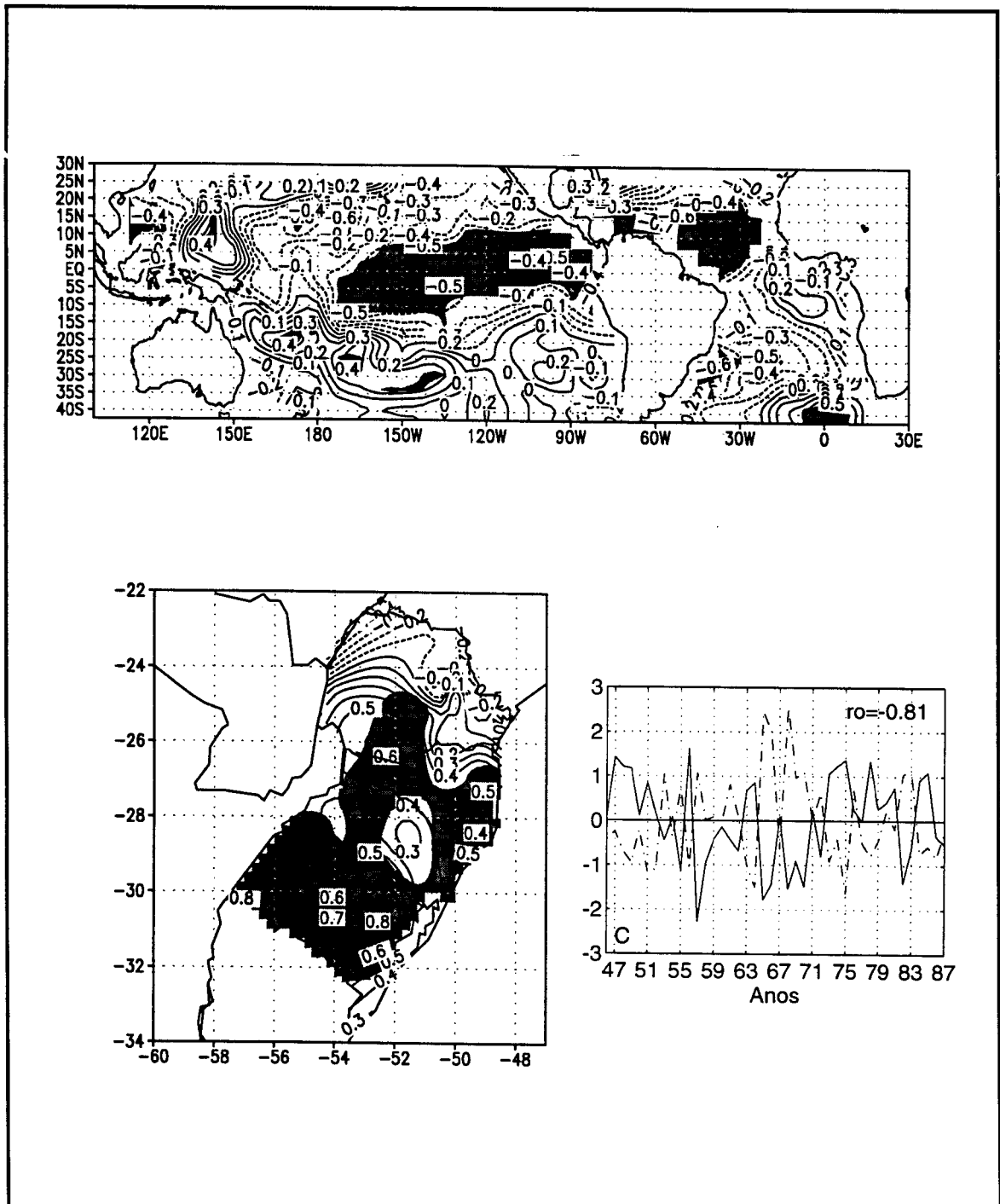


Fig. B.1 - Terceiro modo canônico para dezembro-fevereiro, com o Pacífico e Atlântico como preditores. A correlação entre u_3 (linha sólida) e v_3 (tracejada) é de $-0,81$. As áreas sombreadas indicam regiões significativas a 5% pelo teste t-Student. Os valores são expressos em correlações (-1 a 1). A relação encontrada é a de “quente-chuvoso”.

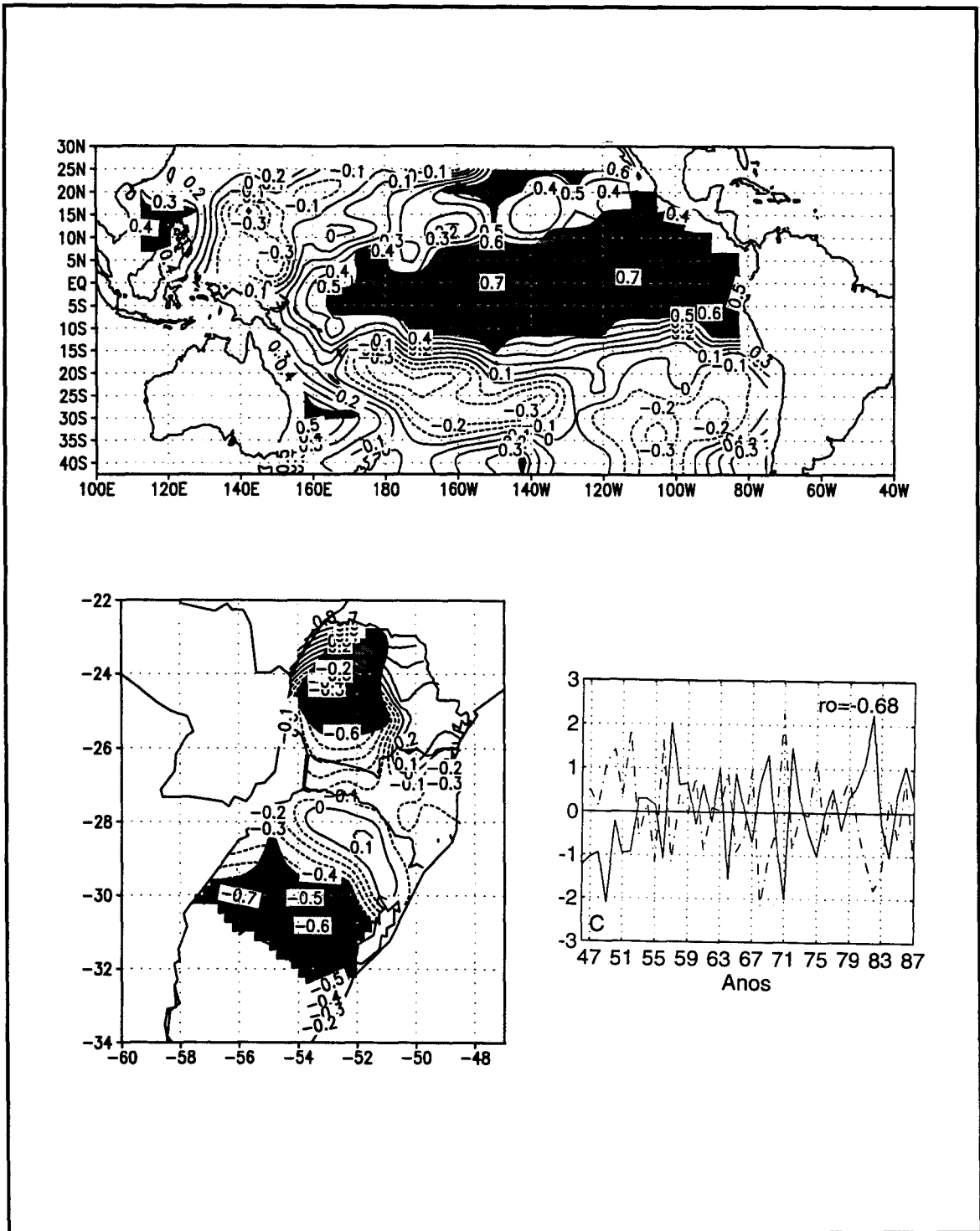


Fig. B.2 - O mesmo que B.1, exceto que quarto modo canônico para o Pacífico como preditor. Correlação entre u_4 e v_4 de -0,68. Relação de “quente-chuvoso”.

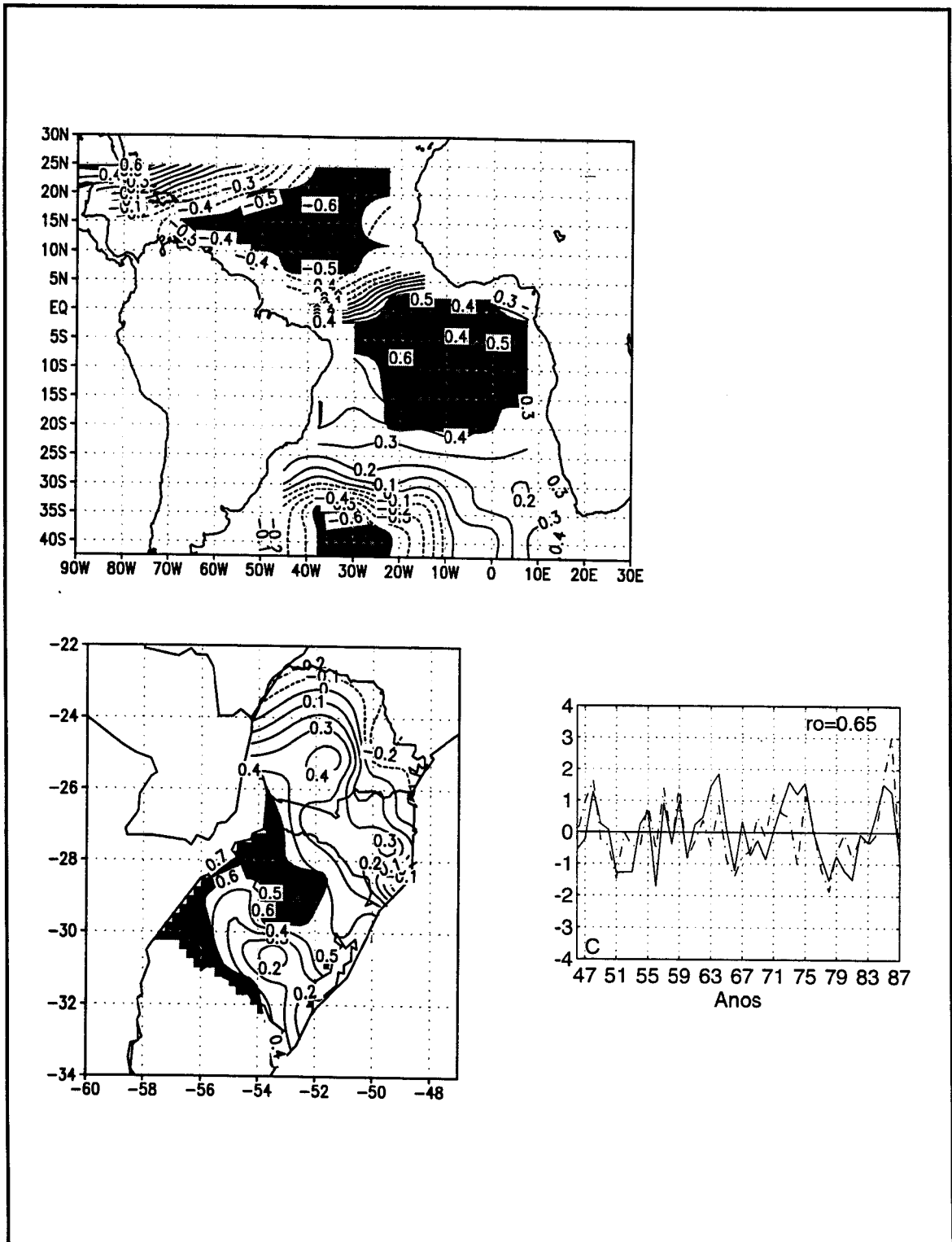


Fig. B.4 - O mesmo que B.1, exceto segundo modo para março-maio com o Atlântico como preditor. Correlação entre u_2 e v_2 de 0,65. Relação encontrada de “quente - chuvoso”.

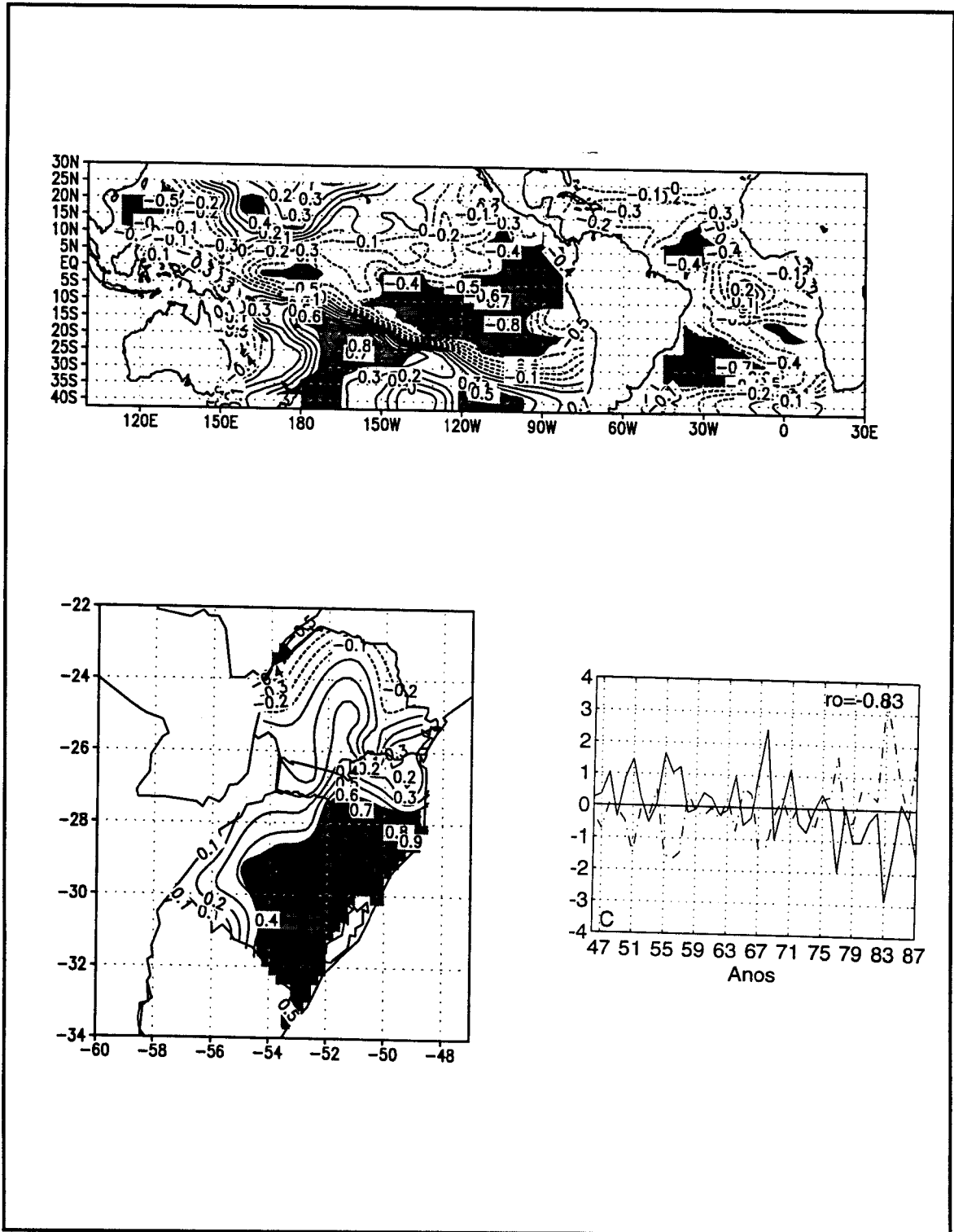


Fig. B.5 - O mesmo que B.1, exceto segundo modo para junho-agosto, com o Pacífico e Atlântico juntos como preditores. Correlação entre u_2 e v_2 de -0,83.

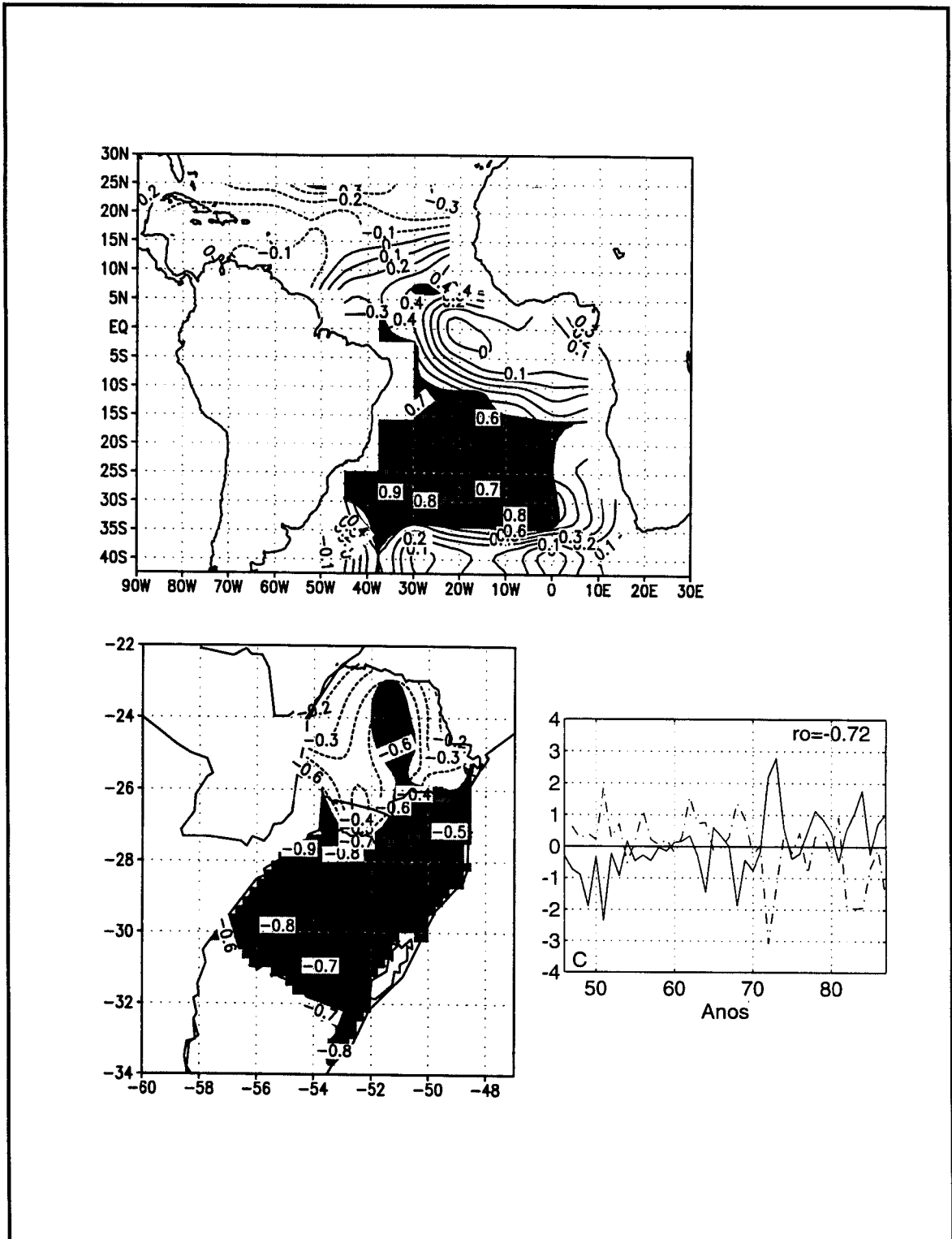


Fig. B.6 - O mesmo que B.1, exceto para o segundo modo canônico de junho-agosto, para o Atlântico como preditor. Correlação entre u_2 e v_2 de $-0,72$.

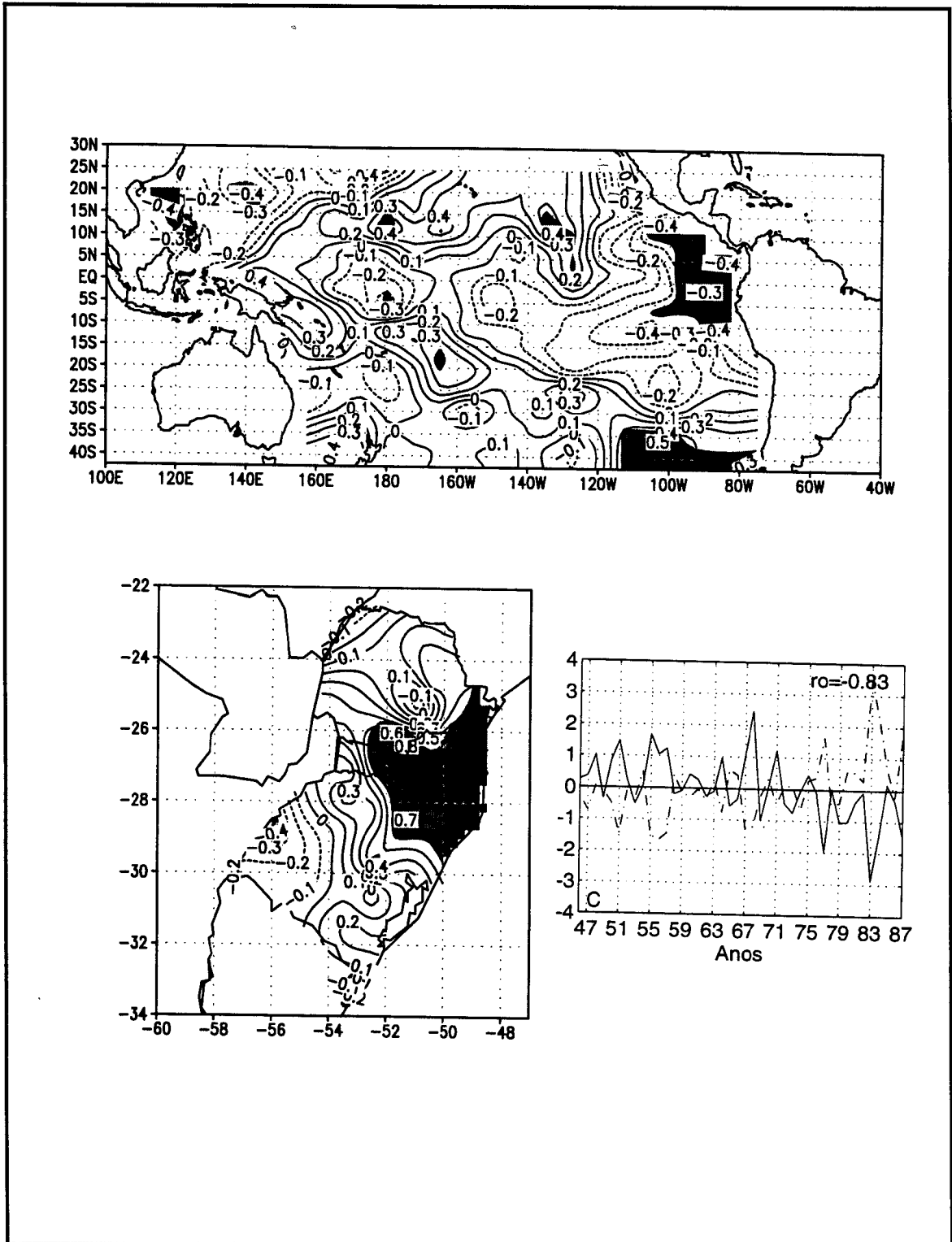


Fig. B.7 - O mesmo que B.1, exceto que segundo modo para junho-agosto com o Pacífico como preditor. Correlação entre u_2 e v_2 de $-0,83$.

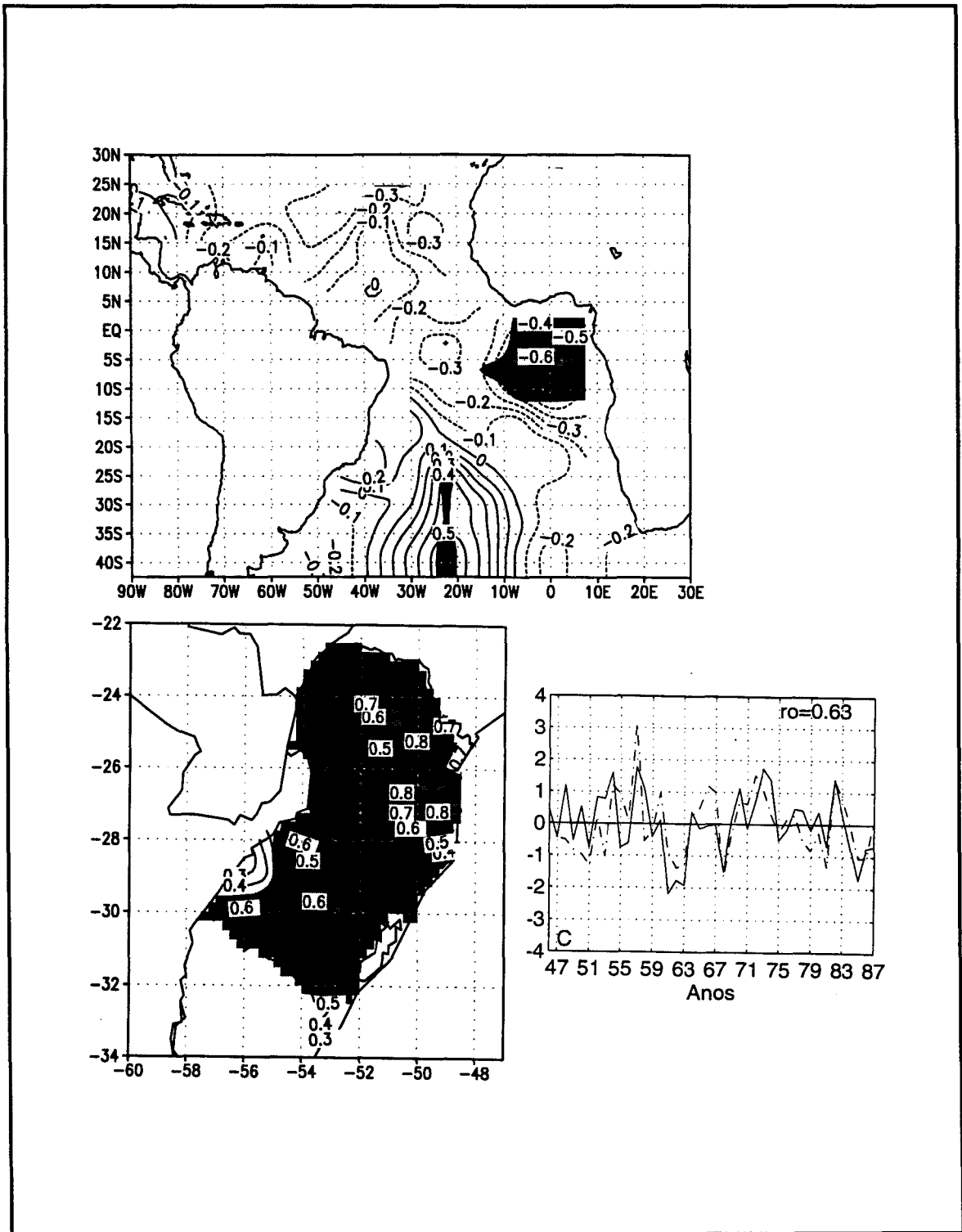


Fig. B.8 - O mesmo que B.1, exceto para o segundo modo de setembro-novembro, para o Atlântico com preditor. Correlação entre u_2 e v_2 de 0,63.

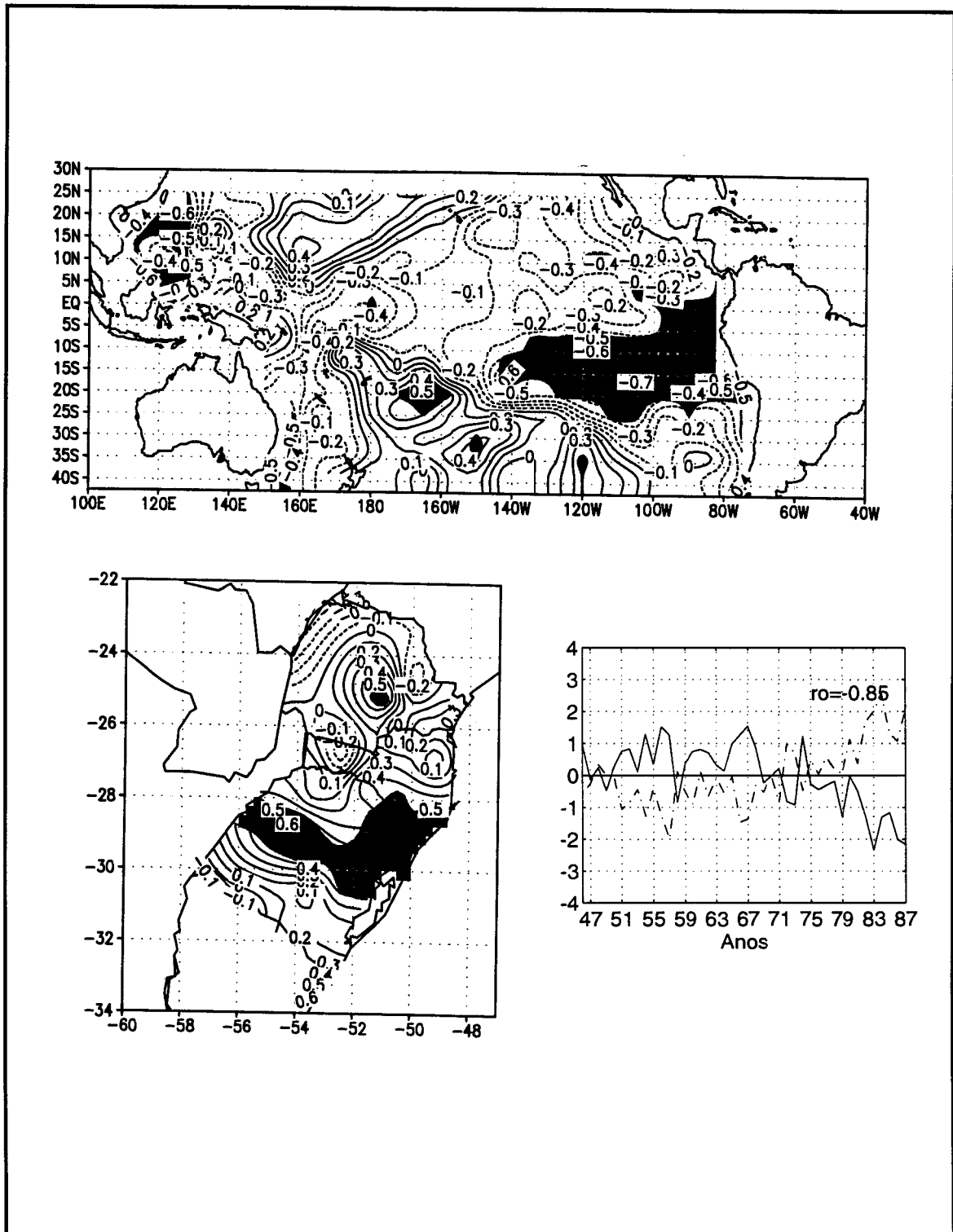


Fig. B.9 - O mesmo que B.1, exceto para o primeiro modo de setembro-novembro, com o Pacífico como preditor. Correlação entre u_1 e v_1 de -0,85.