

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

ÉVERTON FRIGO

Variações geomagnéticas, heliomagnéticas e do fluxo  
de raios cósmicos galácticos: possíveis consequências climáticas na  
região da América do Sul

SÃO PAULO  
2013



ÉVERTON FRIGO

Variações geomagnéticas, heliomagnéticas e do fluxo  
de raios cósmicos galácticos: possíveis consequências climáticas na  
região da América do Sul

Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

Tese apresentada ao Instituto de Astronomia,  
Geofísica e Ciências Atmosféricas da  
Universidade de São Paulo para obtenção do  
título de Doutor em Ciências

Área de Concentração: Geofísica

Orientador: Prof. Dr. Igor Ivory Gil Pacca

Co-Orientador: Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho

SÃO PAULO

2013



## AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer ao meu orientador, Prof. Dr. Igor I. G. Pacca pela dedicação durante o desenvolvimento do trabalho, pelas discussões científicas, pelas orientações profissionais e pessoais e pela amizade.

Ao Prof. Dr. Augusto J. Pereira Filho, por todo o apoio, pelos ensinamentos em Meteorologia, pelas longas conversas sobre ciência e vida e pela amizade.

Ao Prof. Dr. Manoel S. D'agrella Filho por ter acompanhado e contribuído para este trabalho, na função de Relator. Ao Prof. Dr. Ricardo I. F. Trindade pelas inúmeras discussões científicas. A Profa. Dra. Marcia Ernesto pelos ensinamentos de Geomagnetismo e Paleomagnetismo e pelas sugestões no Exame de Qualificação.

Ao Meteorologista Solismar Prestes e a equipe do 8º Distrito de Meteorologia do INMET pela disponibilização dos relatórios anuais das estações meteorológicas da região sul do Brasil. A Coordenação de Agrometeorologia do INMET pela disponibilização dos dados meteorológicos digitalizados para o período posterior a 1961.

Ao Prof. Dr. Francisco W. da Cruz Junior por disponibilizar os dados isotópicos e pelas discussões acerca do paleoclima. Ao Me. Valdir F. Novello pelas discussões dos dados de  $\delta^{18}\text{O}$  e das análises estatísticas.

Ao Dr. Nivaor R. Rigozo pelas discussões relacionadas aos efeitos da variabilidade solar sobre o clima e as análises estatísticas. Também agradeço pela disponibilização da rotina computacional utilizada para fazer a análise ARIST.

Ao Prof. Dr. Marlos R. da Silva e ao Prof. Dr. Alan Prestes pelo auxílio na revisão da Tese e por sua amizade.

Ao amigo Leandro Thesing por todo o apoio durante a estadia e os trabalhos no INMET em Porto Alegre.

Aos grandes amigos e colegas André Luís da Silva, Jairo Savian, Gelvam Hartmann, Wagner Rigo, Alexandre Lopes, Sergio Fachin, Grasiene Mathias, Elder Yokoyama, Daniele Brandt, Everton Bomfim, Andrea Ustra, Franklin Bispo, Danillo Oliveira, Joelson Cott,

Rolando Mamani, Ricardo Higarashi, Ernesto Wrasse e Daniel Franco, sempre dispostos a conversar sobre qualquer tema e a qualquer momento.

A todos os demais colegas e amigos da Pós-Graduação do IAG que também contribuíram cientificamente e com sua amizade.

A todos os professores da USP, especialmente do IAG, pelos ensinamentos durante a Pós-Graduação.

A todos os funcionários do IAG pela contribuição técnica, logística, administrativa e também pelas novas amizades conquistadas nestes anos de Pós-Graduação.

Aos novos colegas docentes e funcionários da UNIPAMPA por contribuir e apoiar minhas sucessivas viagens para São Paulo no período de finalização da Tese.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela disponibilização da Bolsa de Estudos.

A todas as demais instituições e pessoas que contribuíram para este trabalho.

A meus pais José e Neli, minhas irmãs Daiane e Denise, e minha companheira Alessandra pelo carinho, compreensão, amizade, dedicação e apoio incondicional em todas as etapas desta jornada.

## RESUMO

FRIGO, E. **Variações geomagnéticas, heliomagnéticas e do fluxo de raios cósmicos galácticos: possíveis consequências climáticas na região da América do Sul.** 2013. 130 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

Neste trabalho é investigada a presença de sinais associados à variabilidade do fluxo de raios cósmicos galácticos (*galactic cosmic rays* - GCR) em dados climáticos e paleoclimáticos provenientes da região da América do Sul. Esta região vem sendo afetada pela presença da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (South Atlantic Magnetic Anomaly - SAMA) nos últimos séculos, que funciona como uma janela facilitadora para a entrada de GCR até a atmosfera terrestre. Os dados climáticos consistem de séries temporais de temperatura média anual e do total anual de precipitação registradas em 20 estações meteorológicas entre 1933 e 2009. Os dados paleoclimáticos consistem de séries temporais de alta resolução do indicador  $\delta^{18}\text{O}$  que foram obtidas a partir de duas amostras de espeleotemas, uma do nordeste e outra do sudeste do Brasil cobrindo o intervalo entre 1000 BC e 2004 AD. A análise espectral clássica indica sinais característicos da atividade solar, e por consequência dos GCR, tanto nos dados climáticos quanto nos dados paleoclimáticos. Porém, as análises de coerência espectral e fase mostram que estes sinais são intermitentes na maior parte dos registros. Foram identificados picos de máxima temperatura coincidentes ou quase coincidentes com os últimos quatro mínimos do ciclo magnético solar de 22 anos, sendo esta relação mais forte na região onde a intensidade do campo geomagnético foi menor. A comparação entre a variabilidade de  $\delta^{18}\text{O}$  e da intensidade do campo geomagnético em escala secular indicou que os GCR podem ter modulado a precipitação do Nordeste do Brasil nos intervalos 620 BC-300 BC e 1100 AD-1470 AD e, do Sudeste do Brasil entre 300 AD e 900 AD. Os espeleotemas registraram dois eventos climáticos bastante interessantes. O período de alta precipitação registrado em aproximadamente 700 BC no Nordeste do Brasil é atribuído principalmente à baixa irradiância solar no período. Sugere-se que as fortes oscilações climáticas ocorridas no Sudeste do Brasil entre 1600 e 1800 AD podem ser atribuídas a um somatório do efeito da baixa irradiância solar e do alto fluxo de GCR. Um forte sinal de aproximadamente 700 anos, característico da variabilidade solar, foi registrado nos espeleotemas do Nordeste e do Sudeste do Brasil, porém as reconstruções das séries temporais dos indicadores paleoclimáticos e da atividade solar para esta faixa de periodicidades mostrou que as mesmas não estão em fase durante todo o período estudado.

**Palavras chave:** variações geomagnéticas, atividade solar, raios cósmicos galácticos, ciclos solares, Anomalia Magnética do Atlântico Sul, variações climáticas





## ABSTRACT

FRIGO, E. **Geomagnetic, heliomagnetic and galactic cosmic ray flux variations: possible climatic consequences in the region of South America.** 2013. 130 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

In this work the presence of signals related to the variability of galactic cosmic ray (GCR) flux on climatic and paleoclimatic data from the South American region is investigated. This region has been affected by the presence of the South Atlantic Magnetic Anomaly (SAMA) in the past centuries and it works like a window that facilitates the entrance of GCR into the Earth's atmosphere. Climatic data are time series of the annual mean temperatures and the annual rainfall level recorded in twenty weather stations between 1933 and 2009. Paleoclimatic data are high resolution time series of the precipitation proxy  $\delta^{18}\text{O}$  that were obtained from two speleothems samples, one from Northeast and another from Southeast Brazil covering the period between 1000 BC and 2004 AD. Classical spectral analysis revealed solar activity characteristic signals, and consequently GCR signals, in both the climatic and paleoclimatic data. However, spectral coherence and phase analysis show that solar signals were intermittent in most records. Four maxima temperature peaks were found and these are coincident or almost coincident with the last four minima of 22-year solar magnetic cycle, and this relationship is stronger where the geomagnetic field was weaker. The comparison between  $\delta^{18}\text{O}$  variability and geomagnetic field intensity in secular timescale indicated that GCR may have modulated precipitation in Northeast Brazil in the intervals 620 BC-300 BC and 1100 AD-1470 AD and, in Southeast Brazil between 300 AD and 900 AD. Speleothems recorded two remarkable climatic events. High precipitation period recorded around 700 BC in Northeast Brazil is mainly attributed to low solar irradiance in the period. It is suggested that intense climatic oscillations occurred in Southeast Brazil between 1600 e 1800 AD and they may be attributed to a sum of low solar irradiance and high GCR flux effects. A strong signal of around 700 years periodicity which is characteristic of solar variability was detected in speleothems from Northeast and Southeast Brazil, but time series reconstructions of paleoclimatic and solar activity proxies for this periodicity shown that they are not in phase during the whole studied period.

**Key words:** geomagnetic variations, solar activity, galactic cosmic rays, solar cycles, South Atlantic Magnetic Anomaly, climatic variations



## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>Introdução</b> .....	1
<b>2</b>	<b>Revisão Bibliográfica</b> .....	3
2.1	O campo geomagnético no Brasil nos últimos três mil anos .....	3
2.1.1	Representação matemática do campo geomagnético .....	3
2.1.2	A Anomalia Magnética do Atlântico Sul e o campo geomagnético no território brasileiro .....	6
2.2	A variabilidade dos raios cósmicos galácticos nos últimos três mil anos .....	10
2.2.1	Os raios cósmicos galácticos .....	10
2.2.2	Modulação geomagnética dos raios cósmicos galácticos.....	11
2.2.3	Modulação solar dos raios cósmicos galácticos .....	13
2.2.4	Indicadores da variabilidade dos raios cósmicos galácticos no passado .....	16
2.3	Possível relação entre raios cósmicos galácticos e clima .....	18
2.3.1	Sugestão de um mecanismo ligando os raios cósmicos galácticos ao clima.....	18
2.3.2	Estado da arte da relação GCR - clima.....	20
<b>3</b>	<b>Séries temporais de temperatura e precipitação</b> .....	25
3.1	Descrição geral dos dados meteorológicos utilizados .....	25
3.2	Séries temporais de temperatura média anual.....	28
3.2.1	Comparação entre as séries de Tmed e Rz22 .....	31
3.3	Séries temporais do total anual de precipitação .....	33
<b>4</b>	<b>Análise espectral clássica dos dados meteorológicos</b> .....	35
4.1	Análise por Regressão Iterativa de Séries Temporais.....	35
4.2	Resultados .....	37
4.2.1	Análise ARIST das séries de temperatura média anual.....	37
4.2.2	Análise ARIST das séries do total anual de precipitação .....	40
<b>5</b>	<b>Coerência espectral entre os dados de manchas solares e meteorológicos</b> .....	45
5.1	Análise de coerência espectral baseada na transformada de ondaletas.....	45
5.2	Resultados .....	48
5.2.1	Coerência entre as séries de manchas solares e temperatura.....	48
5.2.2	Coerência entre as séries de manchas solares e precipitação .....	50
<b>6</b>	<b>Variabilidade paleoclimática e dos raios cósmicos galácticos</b> .....	53

6.1	Descrição geral dos dados paleoclimáticos utilizados .....	53
6.2	Séries temporais de $\delta^{18}\text{O}$ do Nordeste e do Sudeste do Brasil .....	53
6.3	Método da análise dos dados paleoclimáticos .....	57
6.4	Coerência entre as séries de Rz e $\delta^{18}\text{O}$ .....	58
6.5	Análise ARIST das séries temporais do NMSR e de $\delta^{18}\text{O}$ .....	60
6.6	Comparação das reconstruções das periodicidades de ~750 e ~200 anos a partir das séries do NMSR e de $\delta^{18}\text{O}$ através da ARIST .....	63
6.7	Comparação entre a intensidade do CMT e os dados de $\delta^{18}\text{O}$ .....	66
6.8	O evento climático de aproximadamente 750 BC registrado no nordeste do Brasil .	69
6.9	Variabilidade climática entre 1500 AD e 1620 AD registrada no sudeste do Brasil.	70
<b>7</b>	<b>Conclusões</b> .....	<b>73</b>
	<b>Referências</b> .....	<b>81</b>
	<b>APÊNDICE A</b> .....	<b>85</b>
	<b>APÊNDICE B</b> .....	<b>107</b>

## **Capítulo 1**

### **Introdução**

Nos últimos anos, a comunidade científica tem discutido veementemente o tema das mudanças climáticas globais e, principalmente, quais são as causas mais prováveis de tais mudanças. Neste contexto, pode-se identificar dois grupos extremos: um que defende fatores antrópicos como causa das mudanças climáticas e o outro que defende que a variabilidade climática observada nas últimas décadas é resultado de fenômenos naturais com origem interna ou externa à Terra. Não parece sensato negar o efeito de ações antrópicas, como a queima de combustíveis fósseis mas, por outro lado, são conhecidos registros geológicos de fenômenos naturais que tem afetado o meio ambiente do planeta ao longo de sua história. Entre os fenômenos naturais de origem interna à Terra, e que podem causar variações climáticas significativas no Planeta destacam-se o vulcanismo e a tectônica de placas. Entre os fenômenos naturais de origem externa destacam-se as variações na atividade solar, que pode ter efeito climático em diferentes escalas de tempo desde decadal, ou mesmo menor, até milenar, e, variações na quantidade de energia fornecida pelo Sol resultantes da variabilidade natural dos parâmetros da órbita e do eixo de rotação terrestre no sistema solar. Além destes, outro fenômeno natural de origem externa que pode ter efeito sobre o clima terrestre é o impacto de meteoritos.

A atividade solar vem sendo associada a variações climáticas há muito tempo. Séries temporais de diferentes variáveis meteorológicas, como temperatura e precipitação, apresentam periodicidades em torno de 11 anos, que correspondem à principal assinatura da variabilidade da atividade solar (ex. Wilcox, 1975; Lassen & Friis-Christensen, 1995). No entanto, diversos autores argumentam que a variação na quantidade de energia fornecida pelo Sol durante o ciclo de 11 anos é muito pequena e insuficiente para explicar as variações climáticas observadas nesta escala de tempo (ex: Dickinson, 1975). Porém, um mecanismo que relaciona indiretamente a variabilidade da atividade solar com as variações climáticas, através do fluxo dos GCR, foi sugerido por Svensmark & Friis-Christensen (1997) e

Svensmark (2007). Neste mecanismo, os GCR são modulados pelos campos magnéticos do Sol e da Terra e servem como gatilho de um processo que altera a cobertura de nuvens baixas, que por sua vez têm um papel importantíssimo no sistema climático terrestre. Períodos com maior fluxo de GCR seriam associados a períodos com maior cobertura de nuvens baixas, e, conseqüentemente, com períodos de menor temperatura na superfície terrestre. Por outro lado, os períodos com menor fluxo de GCR seriam associados a períodos de temperatura mais alta. No entanto, uma série de fatores controlam as variações espaciais e temporais do fluxo de GCR, o que poderia proporcionar diferentes efeitos climáticos em diferentes localidades na superfície terrestre assim como em diferentes épocas.

Em escala temporal decadal a centenal, a variabilidade dos GCR é controlada basicamente pela atividade solar, com uma componente principal de variação com período característico próximo de 11 anos e, uma componente secundária, relacionada à polaridade magnética do Sol com período característico de aproximadamente 22 anos. Nesta mesma escala de tempo, as variações espaciais do fluxo de GCR se devem basicamente a intensidade e direção do Campo Magnético Terrestre (CMT), sendo que o fluxo de GCR é maior nas regiões polares onde o CMT é predominantemente vertical e menor na região equatorial, onde o CMT é predominantemente horizontal. Entretanto, regiões de campo geomagnético relativamente baixo, como a região da SAMA também podem influenciar o fluxo de GCR.

Neste trabalho são investigados os possíveis efeitos climáticos associados ao fluxo de GCR na região fortemente influenciada pela SAMA no último século. As variações climáticas em escala decadal a multidecadal serão estudadas a partir de dados de temperatura média anual e total anual de precipitação registrados em estações meteorológicas localizadas na América do Sul, entre 1933 e 2009. Posteriormente, são estudadas variações climáticas de escala decadal a centenal a partir de dados do indicador paleoclimático  $\delta^{18}\text{O}$  registrados em amostras de espeleotemas que cobrem o período entre 1000 BC e 2004 AD.

## Capítulo 2

### Revisão Bibliográfica

#### 2.1 O campo geomagnético no Brasil nos últimos três mil anos

##### 2.1.1 Representação matemática do campo geomagnético

O campo geomagnético total em qualquer ponto da superfície terrestre é resultante da soma de dois componentes, um de origem interna e outro de origem externa. A parcela do campo devida á componente externa é muito pequena (~5% do campo total) e sua origem é atribuída às correntes elétricas induzidas na ionosfera e magnetosfera em decorrência da interação do vento solar com o CMT. A componente de origem interna, também chamada de campo principal, compreende mais de 90% do campo total, é gerada pelo processo de geodínamo no núcleo externo da Terra (Merrill et. al., 1998).

O CMT,  $\mathbf{B}$ , pode ser representado matematicamente por meio de harmônicos esféricos conforme descrito por Gauss em 1839. De acordo com essa representação, o campo pode ser descrito por duas equações de Maxwell, a Lei de Ampère (Eq. 2.1) e a Lei de Gauss para o campo magnético (Eq. 2.2), dadas por

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \left( \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \right) \quad (2.1),$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.2),$$

onde  $\mu_0$  é a permeabilidade magnética no vácuo,  $\mathbf{J}$  é a densidade de corrente elétrica e  $\partial \mathbf{D} / \partial t$  é a corrente de deslocamento. Considerando-se que o campo é gerado por uma fonte localizada no centro da Terra, que não existam correntes elétricas fluindo entre a superfície da Terra e a ionosfera e nem variações do campo externo, podemos dizer que  $\nabla \times \mathbf{B} = 0$ , e o

campo  $\mathbf{B}$  deriva de um potencial escalar. Representando esse potencial escalar por  $V$ , tem-se então que  $\mathbf{B} = -\nabla V$ . Como  $\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$  (Eq. 2.2), o potencial escalar ( $V$ ) associado ao campo geomagnético ( $\mathbf{B}$ ) satisfaz a equação de Laplace:

$$\nabla^2 V = 0 \quad (2.3).$$

O sistema de coordenadas adequado para a representação do campo geomagnético é o esférico. Representando a Equação 2.3 neste sistema tem-se:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left( \sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0 \quad (2.4),$$

onde  $r$  é a distância em relação ao centro da Terra,  $\theta$  é a colatitude e  $\phi$  é a longitude da posição em questão. A solução da Equação 2.4, de acordo com Langel (1987) é a soma dos potenciais escalares associados as componentes do campo de origem interna ( $V_{int}$ ) e externa ( $V_{ext}$ ) como

$$V = V_{int} + V_{ext} \quad (2.5),$$

ou

$$V = a \sum_{n=1}^{N_{int}} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) \left( \frac{a}{r} \right)^{n+1} P_n^m \cos \theta + a \sum_{n=1}^{N_{ext}} \sum_{m=0}^n (c_n^m \cos m\phi + s_n^m \sin m\phi) \left( \frac{a}{r} \right)^n P_n^m \cos \theta \quad (2.6),$$

onde  $a = 6371,2 \text{ km}$  é o raio médio da Terra,  $g_n^m$  e  $h_n^m$  são os coeficientes de Gauss de grau  $n$  e ordem  $m$  associados a  $V_{int}$  e,  $c_n^m$  e  $s_n^m$  são os coeficientes de Gauss associados a  $V_{ext}$ . Os números inteiros correspondentes aos graus máximos associados a  $V_{int}$  e  $V_{ext}$  são  $N_{int}$  e  $N_{ext}$ , respectivamente. Os termos  $P_n^m \cos \theta$  são os polinômios associados de Legendre e  $a$  é



introduzido multiplicando os termos  $V_{int}$  e  $V_{ext}$  para que os coeficientes de Gauss tenham dimensão de campo magnético.

As componentes norte ( $X$ ), leste ( $Y$ ) e vertical ( $Z$ ) podem ser obtidas por meio de

$$\begin{aligned} X &= \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} \\ Y &= \frac{1}{r(\sin \theta)} \frac{\partial V}{\partial \phi} \\ Z &= \frac{\partial V}{\partial r} \end{aligned} \quad (2.7).$$

A partir dos valores de  $X$ ,  $Y$  e  $Z$  pode-se calcular os valores das intensidades horizontal ( $H$ ) e total ( $F$ ) e dos ângulos de inclinação ( $I$ ) e declinação ( $D$ ) geomagnética como

$$\begin{aligned} H &= (X^2 + Y^2)^{\frac{1}{2}} \\ F &= (X^2 + Y^2 + Z^2)^{1/2} \\ I &= \text{atan} \frac{Z}{H} \\ D &= \text{atan} \frac{Y}{X} \end{aligned} \quad (2.8),$$

Na prática, para a construção de um modelo a partir da expansão por harmônicos esféricos são necessários dados geomagnéticos adquiridos com adequada resolução espacial e temporal. O modelo de campo que melhor atende estas exigências é o *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) que cobre o período 1900-2010 sendo atualizado a cada cinco anos. Este modelo é construído a partir de dados direcionais e de intensidade registrados em observatórios geomagnéticos, estações geomagnéticas fixas e móveis, e satélites, os quais permitem a determinação dos coeficientes de Gauss. O campo dipolar, ou campo principal é representado pelos três primeiros termos da Equação 2.6, que correspondem aos coeficientes de Gauss de grau 1,  $g_1^0$ ,  $h_1^0$  e  $h_1^1$ . Os termos de grau 2 são associados ao componente

quadrupolar do campo, os termos de grau 3 são associados ao campo octupolar e assim por diante. O entendimento dos mecanismos responsáveis pelas variações geomagnéticas observadas na superfície terrestre requer a determinação precisa dos coeficientes de Gauss no passado. A partir destes coeficientes é possível entender as variações dos componentes dipolares e não dipolares do CMT.

Para o período anterior a 1900, o modelo mais preciso existente é o *gufm1* de Jackson et al. (2000). Neste, os dados antigos são baseados nos dados direcionais obtidos em cartas náuticas utilizadas na época das Grandes Navegações. Estes dados, em conjunto com dados mais recentes, permitiram a construção de um modelo de campo geomagnético para o período 1590-1990. Outro modelo, apresentado por Korte et al. (2009), baseado em dados arqueomagnéticos e de sedimentos de lagos, descreve o comportamento do CMT nos últimos 3 mil anos. Este último, mesmo apresentando problemas de resolução espacial ocasionados pela grande quantidade de dados provenientes do Hemisfério Norte em relação ao Hemisfério Sul, ainda fornece uma boa estimativa do comportamento do CMT nos últimos milênios.

### **2.1.2 A Anomalia Magnética do Atlântico Sul e o campo geomagnético no território brasileiro**

A mais interessante feição do CMT em latitudes baixas e médias é a SAMA, caracterizada pelos menores valores de intensidade do CMT na superfície terrestre, cuja área de abrangência cobre, atualmente, praticamente todo o território brasileiro. A deriva para oeste e aumento da área de abrangência da SAMA entre 1590 e 2005 está apresentada na Figura 2.1, com base nas isolinhas de intensidade de 28000 e 32000 nT, calculadas a partir do modelo *gufm1* para o intervalo 1590-1890 e IGRF para o intervalo 1900-2005. O valor do campo no centro da SAMA, definido como o ponto de menor intensidade, caiu de pouco mais de 31000 nT em 1590 para pouco menos de 23000 nT em 2005. As posições do centro da SAMA calculadas a partir do modelo IGRF a cada cinco anos, entre 1900 e 2005 estão apresentadas na Figura 2.2. Verifica-se que a SAMA apresenta um deslocamento predominantemente para oeste, com uma velocidade de aproximadamente  $0,18^\circ$  por ano (Hartmann, 2005). Entre 1945 e 1950, a tendência da trajetória da SAMA mudou bruscamente, e depois passou pelo Brasil longitudinalmente em direção ao oeste, na latitude de aproximadamente  $26^\circ\text{S}$ .

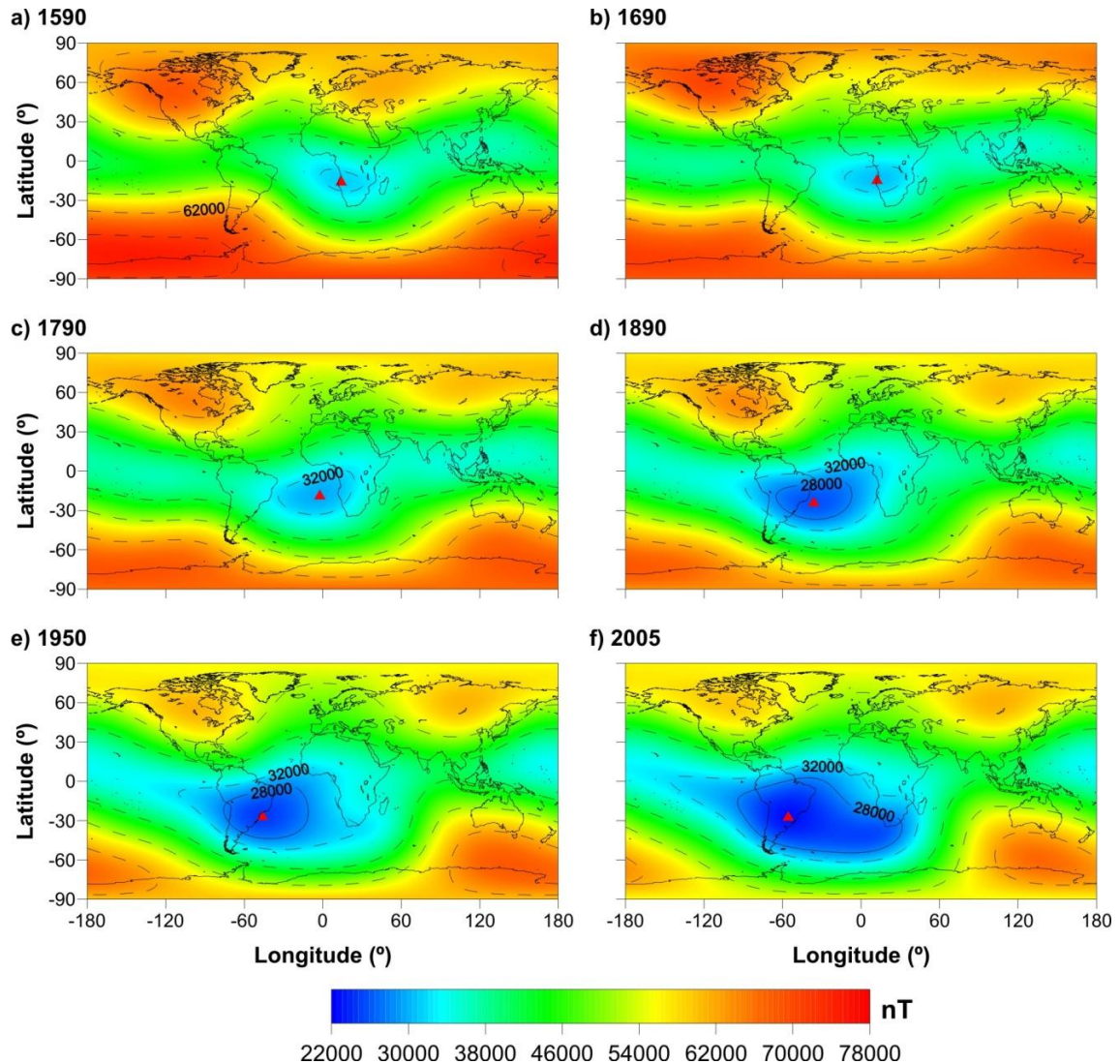


Figura.2.1: Evolução temporal da SAMA entre 1590 e 2005. O triângulo vermelho representa a posição do centro da SAMA. As isolinhas de 28000 e 32000 nT também estão apresentadas. Fonte: Hartmann & Pacca (2009).

Hartmann & Pacca (2009) investigaram também a contribuição do campo não dipolar com relação ao campo geomagnético total na região da SAMA (Figura 2.3). Os resultados indicaram que esta anomalia é caracterizada pela presença de componentes não dipolares do CMT e provavelmente é gerada por instabilidades na interface manto-núcleo como apontado por Hartmann (2005). O percentual de componentes não dipolares na região da SAMA atingia no máximo 20% em 1590 e em 2005 atingiu valores próximos de 90%. Nota-se na Figura 2.3 que o ponto de máxima participação de componentes não dipolares para o campo total não coincide com o centro da SAMA assim como este ponto não apresenta a deriva para oeste característica das feições do CMT.

Para os últimos milhares de anos, mais especificamente para o período 1000 BC – 1990 AD, o melhor modelo de campo geomagnético existente é o CALS3k (*Continuous Archeomagnetic and Lake Sediment Geomagnetic Model*) de Korte et al. (2009), baseado em expansão por harmônicos esféricos até grau 10. Na realidade o CALS3k consiste de cinco modelos distintos entre si, cujas diferenças se devem às distintas bases de dados utilizadas na sua construção. Para a região da América do Sul, o modelo mais adequado é o CALS3k.3, que foi construído a partir da combinação de dados arqueomagnéticos e sedimentares, e representa com mais precisão as variações globais do CMT (Korte et al., 2009).

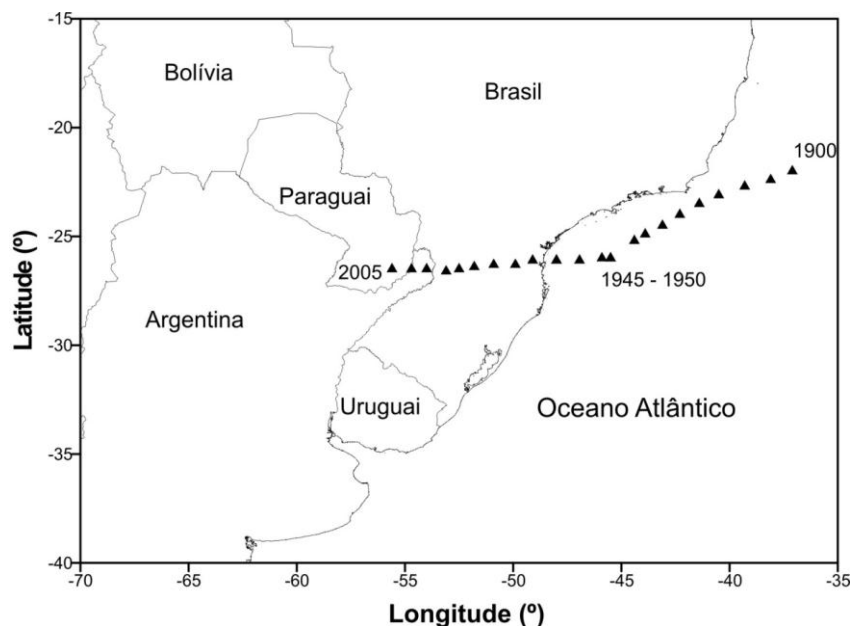


Figura 2.2: Deslocamento do centro da SAMA entre 1900 e 2005. Os triângulos pretos apresentam as posições sucessivas do centro da SAMA a cada cinco anos.

No entanto, os modelos de campo são fortemente dependentes da disponibilidade de dados com razoável cobertura espacial e temporal. Neste aspecto, a região da América do Sul e o Hemisfério Sul em geral, são as mais problemáticas, pois a quantidade de dados arqueomagnéticos e sedimentares disponíveis é muito baixa. Apesar disso, novos dados arqueomagnéticos apresentados por Hartmann et al. (2011) para os últimos 500 anos, mostraram que o comportamento geral do CMT para as regiões Nordeste e Sudeste do Brasil é descrito satisfatoriamente pelo modelo CALS3k.3, apesar de algumas discordâncias em relação as amplitudes destas variações. As intensidades obtidas para a região Nordeste foram normalmente maiores que aquelas previstas pelo CALS3k.3, enquanto as intensidades obtidas para a região Sudeste foram normalmente menores. Os autores associaram essas diferenças a

forte influência de componentes não dipolares na região sudeste do Brasil, provavelmente associadas à evolução temporal e espacial da SAMA.

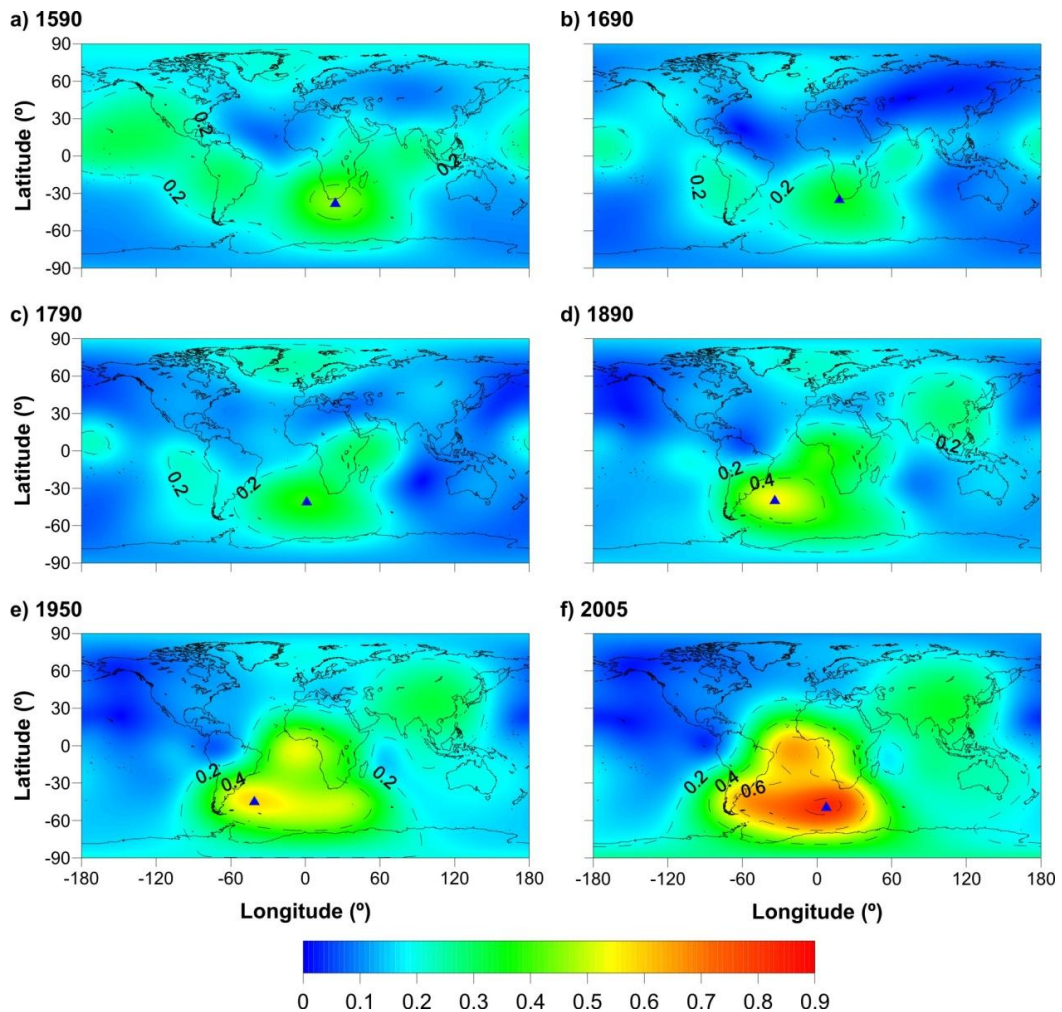


Figura 2.3: Evolução temporal da razão campo não dipolar para campo total entre 1590 e 2005. Os triângulos azuis indicam os pontos nos quais são observadas as maiores razões de campo não dipolar para o campo total para as épocas em questão. Fonte: Hartmann & Pacca (2009).

A Figura 2.4 apresenta a evolução temporal dos valores de intensidade do campo geomagnético nos últimos 3 mil anos para três locais, de forma a ilustrar as diferentes intensidades de campo observadas no Brasil. Os três locais estão no sul ( $30^{\circ}\text{S}$ ,  $55^{\circ}\text{W}$ ), centro ( $15^{\circ}\text{S}$ ,  $55^{\circ}\text{W}$ ) e norte ( $0^{\circ}$ ,  $55^{\circ}\text{W}$ ) do país. Para o período 1000 BC - 1950 AD foi utilizado o modelo CALS3k.3 e para o período 1900 AD - 2005 AD foi utilizado o modelo IGRF. Até por volta de 1700, os valores de intensidade indicam que o CMT foi predominantemente dipolar, com valores de intensidade menores para o ponto mais próximo ao equador geomagnético e, maiores para o ponto mais distante do equador geomagnético. Entretanto, essa configuração começa a mudar entre 1700 e 1800. Provavelmente, como resultado da

chegada da SAMA no território brasileiro. Após 1800, os dois pontos mais ao sul do Brasil apresentam valores de intensidade menores que aqueles observados na região Equatorial.

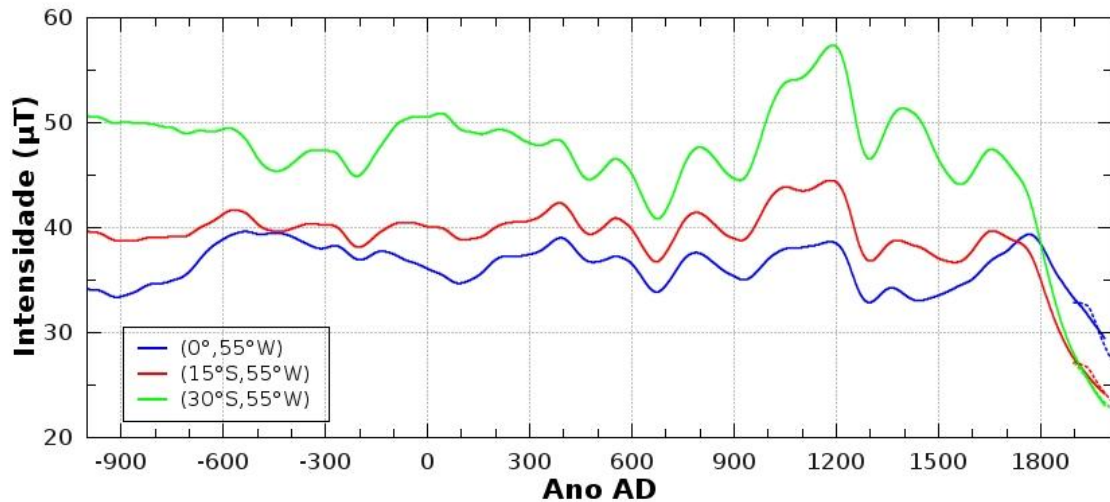


Figura 2.4: Evolução temporal da intensidade do CMT calculada para o intervalo -1000 AD – 1950 AD a partir do modelo CALS3k.3 (linha contínua) e 1900 AD – 2005 AD (linha pontilhada). As cores representam os três locais do Brasil investigados: verde (sul), vermelho (centro) e azul (norte).

## 2.2 A variabilidade dos raios cósmicos galácticos nos últimos três mil anos

### 2.2.1 Os raios cósmicos galácticos

Os raios cósmicos são partículas energéticas originadas no espaço, que se deslocam com velocidades próximas à velocidade da luz. Quase 90% dos raios cósmicos são prótons, em torno de 9% são núcleos de hélio (partículas alfa) e cerca de 1% são outras partículas. A variedade de tipos de raios cósmicos indica que suas fontes também são diversificadas, podendo ser galácticas ou extragalácticas. O fluxo de raios cósmicos é influenciado pelos campos magnéticos da galáxia, interplanetário (com intensidade de cerca de 5 nT na órbita da Terra) e geomagnético (com intensidade de aproximadamente 20 a 60 µT), que modulam temporal e espacialmente o fluxo de raios cósmicos (Grieder, 2001).

Quando os raios cósmicos primários penetram na atmosfera terrestre, eles interagem com núcleos de átomos e moléculas constituintes do ar. Durante a penetração, as partículas sofrem perdas de energia através de processos hadrônicos (interações fortes de hádrons

incidentes com nucleons de núcleos de nitrogênio e oxigênio, por exemplo) e eletromagnéticos. Se as partículas incidentes apresentarem energia acima de poucos GeV, as colisões resultam na criação de mésons e outras partículas secundárias. Este processo se repete, e cada partícula secundária segue interagindo e produzindo mais partículas, ocorrendo então os chamados chuveiros de partículas. Em média, cada próton energético interage 12 vezes até o nível do mar. As perdas de energia das partículas incidentes, por processos eletromagnéticos, se dão por excitação e ionização (a perda de energia varia logarithmicamente com a energia da partícula), e, bremsstrahlung, produção de pares e interações nucleares (para os quais a perda de energia varia linearmente com a energia da partícula).

As energias dos raios cósmicos primários estão entre aproximadamente 1 GeV até  $10^{20}$  eV, sendo que os raios cósmicos de origem galáctica (GCR) tem energias de até 15 GeV (Kudela, 2009). Nesta faixa de energia, de 0,1 a 15 GeV, está contida a maioria dos raios cósmicos. O fluxo de GCR primários, que são a única fonte de ionização na baixa atmosfera, pode ser estimado a partir da contagem de nêutrons, uma vez que estes são produzidos nas primeiras interações dos GCR primários com os constituintes atmosféricos. A contagem dos nêutrons é realizada em diversos detectores instalados em vários pontos da Terra, que permitem estudar a variabilidade dos GCR em função do tempo e da posição geográfica. Além destes, podem ser utilizados dados dos detectores de muons.

### 2.2.2 Modulação geomagnética dos raios cósmicos galácticos

A região ao redor da Terra onde o CMT controla processos físicos é denominada magnetosfera, que funciona como uma barreira que dificulta a penetração de partículas eletricamente carregadas até a atmosfera terrestre. Para que uma partícula ultrapasse a barreira imposta pela Magnetosfera, devem ser levados em conta alguns fatores, que são a intensidade e direção do campo geomagnético, a rigidez magnética da partícula (momento por unidade de carga) e sua direção de propagação. A rigidez magnética de corte ( $P_S$ ) é o valor mínimo de rigidez magnética que uma partícula deve possuir para penetrar a barreira imposta pelo campo geomagnético, definida por Störmer (1930) como:

$$P_S = 300 \frac{M}{r^2} \frac{\cos^4 \lambda_G}{[1 + (1 - \cos^3 \lambda_G \cos \epsilon \sin \zeta)^{1/2}]^2} \quad (2.9),$$

onde  $P_S$  é dado em GV,  $r$  é a distância em relação ao centro da Terra,  $M$  é o momento de dipolo geomagnético,  $\epsilon$  é o ângulo de zênite,  $\zeta$  é o ângulo de azimute relativos à partícula incidente e,  $\lambda_G$  é a latitude geomagnética do local de incidência. Geralmente,  $P_S$  é representado em termos da rigidez magnética de corte vertical ( $P_C$ ), para a qual considera-se  $\epsilon = 0$  na Equação 2.9. Assim,

$$P_C = 300 \frac{M}{r^2} \frac{\cos^4 \lambda_G}{4} \quad (2.10).$$

A Figura 2.5 mostra os valores de  $P_C$  para as diferentes posições geográficas calculados por Smart & Shea (2009) para o ano de 1955. Em decorrência do campo geomagnético ser predominantemente vertical nas regiões polares, os valores de  $P_C$  são muito baixos, não ultrapassando 1 GV. Por outro, na região equatorial, onde o campo geomagnético é predominantemente horizontal, são observados os maiores valores de  $P_C$ , superiores a 17 GV.

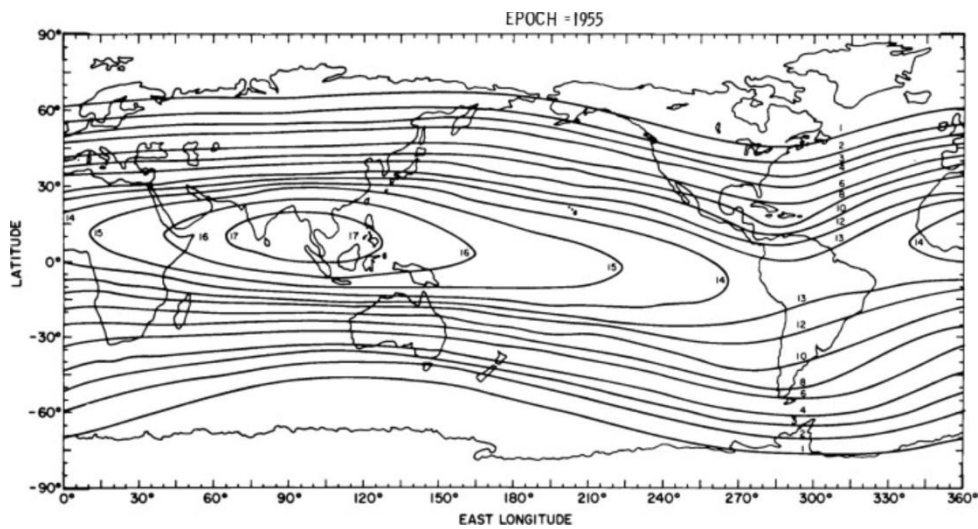


Figura 2.5: Mapa global mostrando as isolinhas de rigidez magnética de corte vertical (em GV) calculadas para 1955.

Além dessa modulação espacial, dependente da posição geográfica, o campo geomagnético também modula o fluxo de GCR temporalmente, devido às lentas variações temporais do CMT de origem interna. A Figura 2.6 mostra as mudanças nos valores de  $P_C$  entre 1950 e 2000 calculadas por Smart & Shea (2009). Para algumas regiões, especialmente no Atlântico Norte e América Central verifica-se que os valores de  $P_C$



aumentaram até mais que 1,5 GV nos 50 anos. No entanto, na região do Atlântico Sul e da América do Sul, que é fortemente influenciada pela presença da SAMA, os valores de  $P_C$  diminuíram até mais que 1,5 GV no período. Nas demais regiões do planeta, praticamente não houve variação nos valores de  $P_C$ . Este decréscimo nos valores de  $P_C$  na região da SAMA, que possivelmente se iniciou ao redor de 1800 (Figura 2.4), deverá prosseguir enquanto a intensidade do CMT continuar diminuindo nesta região.

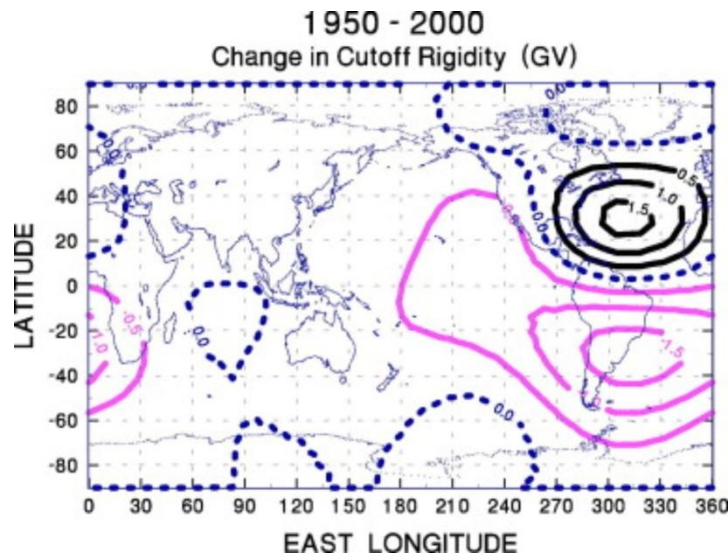


Figura 2.6: Mapa global mostrando as isolinhas de variação da rigidez magnética de corte vertical entre 1950 e 2000. As linhas na cor preta indicam as regiões onde a rigidez aumentou e as linhas na cor rosa indicam regiões onde a rigidez diminuiu.

### 2.2.3 Modulação solar dos raios cósmicos galácticos

Além da modulação geomagnética, que se manifesta espacialmente e em escala de tempo longa (secular ou maior), o fluxo de GCR também é modulado pelo campo magnético solar. A Terra, assim como os outros planetas do sistema solar, está localizada dentro da região onde o campo magnético do Sol domina os processos físicos, denominada Heliosfera, como ilustra a Figura 2.7. Assim, variações do campo magnético solar, que seguem as variações na atividade solar, tem efeito sobre os GCR que chegam até a Terra (Kudela, 2009).

Um índice bastante confiável da variabilidade magnética solar é obtido a partir das observações diretas do número de manchas solares. Essas manchas que aparecem na fotosfera solar são causadas pela intensa atividade magnética, que causa redução na convecção e produz regiões mais frias, e com coloração mais escura, que as regiões vizinhas. Quanto maior o número de manchas solares, maior a atividade magnética do Sol e vice-versa. Essas

manchas vêm sendo observadas telescopicamente desde 1610, e contadas diariamente de forma ininterrupta desde 1750. A análise da série temporal do número de manchas solares revelou que a cada aproximadamente 11 anos o número de manchas completa um ciclo, saindo de um valor mínimo bem próximo de zero (praticamente nenhuma mancha solar é observada próximo aos mínimos de atividade solar), passando por um máximo (número de manchas relativamente grande, com número máximo variável de um ciclo para outro) e voltando ao valor mínimo. A esta variação periódica é dado o nome de ciclo solar de Schwabe, em homenagem a descoberta de Samuel Heinrich Schwabe ocorrida em 1843.

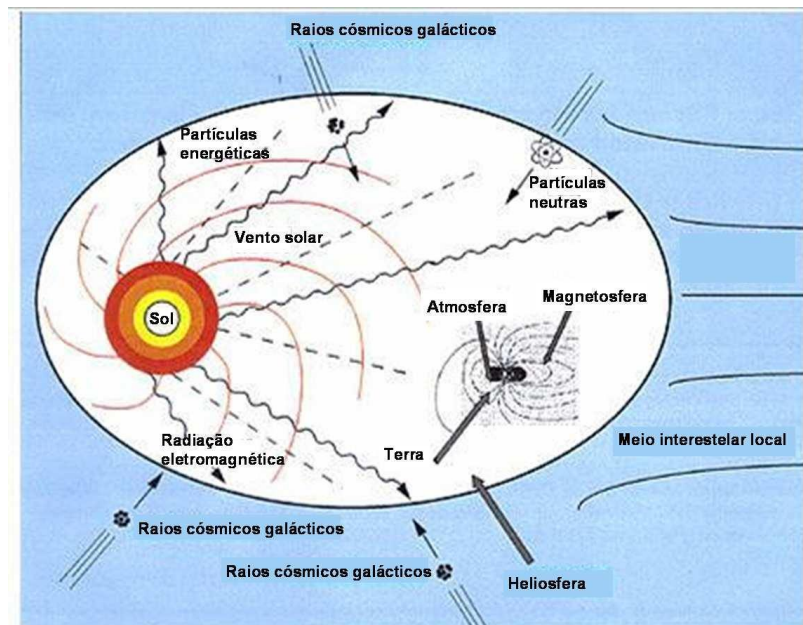


Figura 2.7: Ilustração mostrando como se dá a modulação dos GCR pelos campos magnéticos da Terra e do Sol.

Além disso, conforme descrito por George Ellery Hale em 1919, o Sol permanece 11 anos numa determinada polaridade magnética e, nos 11 anos seguintes na polaridade magnética oposta. Conseqüentemente, o intervalo de tempo necessário para que um mesmo estado de polaridade se repita é de aproximadamente 22 anos. Esta manifestação do campo magnético solar é conhecida como o ciclo magnético solar de Hale.

A Figura 2.8 mostra os efeitos conjuntos das modulações solar e geomagnética sobre os GCR para as últimas décadas. A variabilidade dos GCR (Figuras 2.8a e 2.8b) está apresentada em função do valor médio anual do número de nêutrons (produzidos na interação dos raios cósmicos primários com os constituintes atmosféricos) detectados a cada hora pelos observatórios de Huancayo (Peru) e Climax (Estados Unidos). O número médio anual de

manchas solares é representado em termos do índice Rz (Hoyt & Schatten, 1997), e mostra claramente o ciclo de 11 anos (Figura 2.8c). A fim de representar o ciclo de Hale, utiliza-se o índice Rz22, obtido multiplicando-se o número de manchas solares dos ciclos solares ímpares por -1 (Figura 2.8d). Verifica-se claramente que existe uma anti-correlação entre a variabilidade dos nêutrons (Figuras 2.8a e 2.8b) e Rz (Figura 2.8c), sendo que os máximos da atividade solar estão associados aos mínimos do fluxo de GCR e vice-versa. Além disso, durante as transições dos ciclos solares ímpares para os pares, a forma da curva da contagem de nêutrons é aproximadamente triangular, enquanto que durante as transições dos ciclos solares pares para os ímpares a forma da curva é aproximadamente quadrada. Esta feição está indicada pela curva vermelha na Figura 2.8b. Isso ocorre porque os GCR são predominantemente partículas com carga elétrica positiva, e por isso, sua modulação é dependente do estado de polaridade magnética do campo do Sol (Jokipii et al., 1977; Okazaki et al., 2008). Este comportamento distinto em ciclos solares pares e ímpares difere a variabilidade dos GCR da variabilidade da irradiância solar, pois esta última segue basicamente o ciclo de manchas solares independente da polaridade magnética do Sol (Fröhlich, 2012).

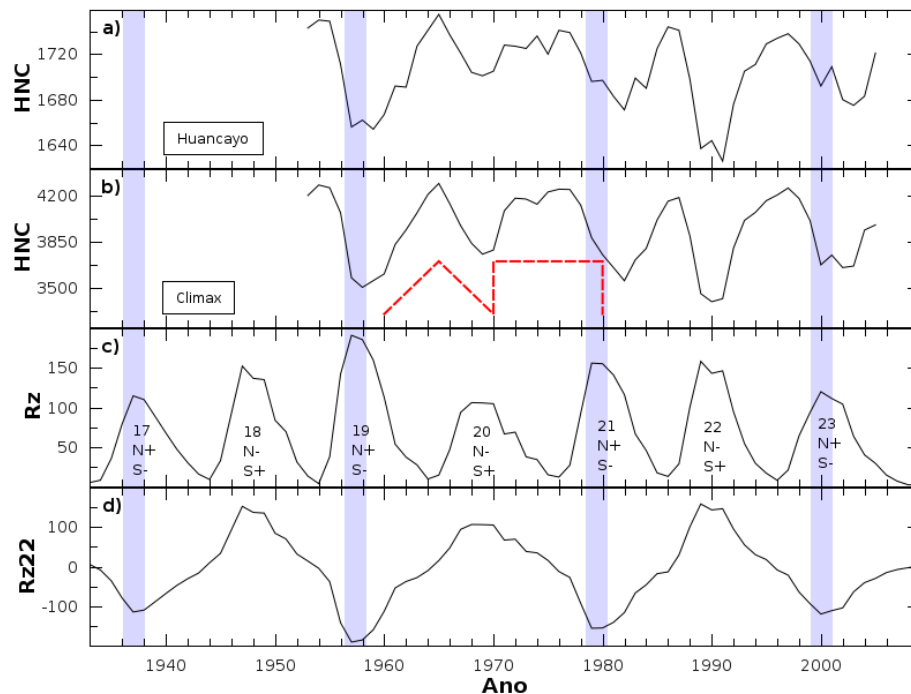


Figura 2.8: Séries temporais das médias anuais das contagens horárias de nêutrons (HNC) registradas nos observatórios de Huancayo e Climax, do número de manchas solares (Rz) e do ciclo solar duplo (Rz22).

O efeito de modulação geomagnética espacial também pode ser visto na Figura 2.8. Percebe-se que a contagem de nêutrons no observatório de Huancayo (próximo ao equador geomagnético) é bem menor do que a contagem de nêutrons no observatório Climax (próximo ao polo geomagnético). Além disso, durante o ciclo solar de 11 anos, a variação da intensidade dos raios cósmicos é de aproximadamente 5% próximo ao equador geomagnético e 50% na região dos polos (Carslaw et al., 2002).

#### 2.2.4 Indicadores da variabilidade dos raios cósmicos galácticos no passado

Os dados mais confiáveis da variabilidade dos GCR estão disponíveis desde os primeiros experimentos com câmaras de ionização (em 1937) e posteriormente com a instalação dos primeiros observatórios de nêutrons (1953). Os dados provenientes destas fontes permitiram o entendimento, especialmente, dos efeitos de modulação dos ciclos de atividade solar de 11 e 22 anos sobre os GCR. Com base nisso, é possível utilizar os dados observacionais do número de manchas solares correspondentes ao período anterior a 1937 como um indicador da variabilidade dos GCR no passado. A série temporal de  $R_z$ , que cobre o intervalo desde 1700 até o presente (Figura 2.9), mostra que nos últimos três séculos a amplitude dos ciclos solares foi bastante variável, destacando-se o máximo de atividade solar ao redor de 1957 e o mínimo de atividade entre 1798 e 1822 (chamado de Mínimo de Dalton).

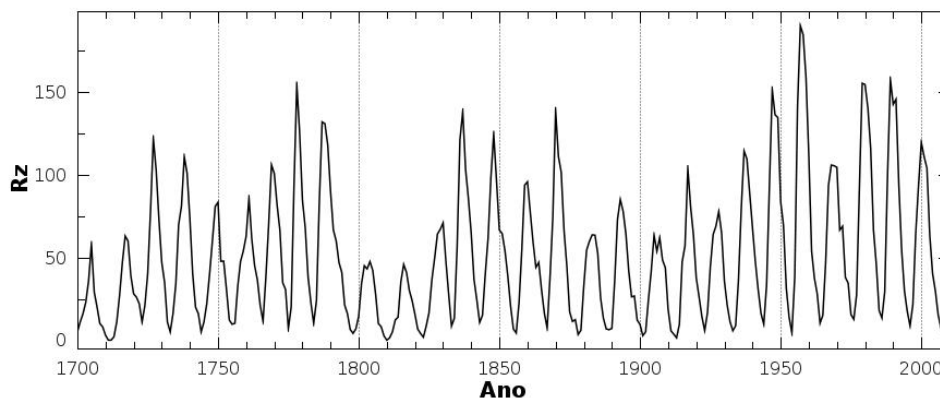


Figura 2.9: Número de manchas solares ( $R_z$ ) entre 1700 AD e 2000 AD.

Outra fonte de informação a respeito dos GCR no passado são os radionuclídeos cosmogênicos, que são produzidos pela interação dos raios cósmicos com os átomos e moléculas que constituem a atmosfera terrestre. Os radionuclídeos mais utilizados nas reconstruções da variabilidade dos GCR são o  $^{14}\text{C}$ , que é medido principalmente em anéis de crescimento de árvores e, o  $^{10}\text{Be}$  e o  $^{36}\text{Cl}$  que são medidos principalmente em testemunhos de

gelo. O sinal obtido a partir dos radionuclídeos fornece informações a respeito das variações do campo magnético solar (variações mais rápidas) e do campo geomagnético (variações mais lentas). A análise espectral das séries temporais de dados de radionuclídeos cosmogênicos permitiu o melhor entendimento de outras variações periódicas na atividade solar, além dos já bem conhecidos ciclos de Schwabe e Hale. Foram melhor estabelecidos, principalmente, os ciclos de Gleissberg (70-100 anos) e o ciclo de Suess (ou de Vries) com periodicidade de aproximadamente 210 anos. Além disso, variações com períodos característicos mais longos, 600-700 anos, 1000-1200 anos e 2000-2400 anos, também tem sido associadas a atividade solar, porém estas podem ser resultantes da variabilidade climática ou geomagnética (Usoskin, 2008). Solanki et al. (2004) utilizaram dados de  $\Delta^{14}\text{C}$  para reconstruir o número de manchas solares nos últimos 11 mil anos, sendo que os dados para o período 1000 BC a 1900 AD estão apresentados na Figura 1.10.

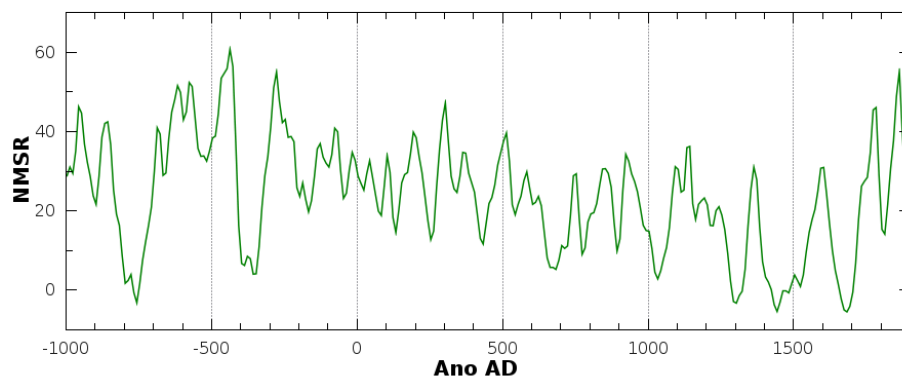


Figura 2.10: Número de manchas solares reconstruído (NMSR) para o intervalo entre -1000 AD e 1900 AD.

Como os dados utilizados para construir a curva do número de manchas solares reconstruído (NMSR) são provenientes de dados de anéis de crescimento de árvores existe um tempo entre a produção do  $^{14}\text{C}$  e a deposição nos anéis das árvores. Por isso, o RSN é apresentado em termos de médias tomadas a cada dez anos. É interessante notar o aumento significativo da atividade solar nos últimos séculos. Além disso, vários eventos de atividade solar extremamente baixa são observados nos últimos 3 mil anos, destacando-se os mínimos solares ocorridos entre 800 e 700 BC, 400 e 300 BC, próximo a 700 AD, 1030 AD (Mínimo de Oort), 1300 AD (Mínimo de Wolf), 1460-1550 AD (Mínimo de Spörer), 1645-1745 AD (Mínimo de Maunder) e 1790-1820 (Mínimo de Dalton). O período entre aproximadamente 1350 AD e 1850 AD, no qual o número médio de manchas solares foi muito baixo é conhecido como a Pequena Era do Gelo (do inglês, *Little Ice Age* – LIA). O período entre

aproximadamente 950 AD e 1250 AD é conhecido como o Período de Máximo Medieval (do inglês, *Medieval Maximum Period* – MMP). Os valores negativos de número de manchas solares que aparecem em alguns períodos de baixa atividade solar são um artefato criado pelo método de ajuste dos dados, e são compatíveis com o valor zero dentro do limite de incerteza da reconstrução (Solanki et al., 2004).

Como o campo geomagnético é um fator importante na modulação dos GCR em escala temporal secular ou maior, as reconstruções da intensidade do campo geomagnético também podem ser utilizadas como indicadores da variabilidade dos GCR no passado. Para os últimos milhares de anos, as reconstruções mais confiáveis disponíveis até o presente momento foram apresentadas por Korte et al. (2009) e já foram discutidas na seção 1.1.2. Os períodos nos quais a intensidade do CMT foi muito baixa são associados a períodos de maior fluxo de GCR e vice-versa.

## **2.3 Possível relação entre raios cósmicos galácticos e clima**

### **2.3.1 Sugestão de um mecanismo ligando os raios cósmicos galácticos ao clima**

Dickinson (1975) estudou os processos físicos que poderiam explicar a alta correlação estatística entre variações na atividade solar e variações climáticas, observada em vários fenômenos meteorológicos, discutidos por Wilcox (1975). De acordo com sua análise, Dickinson (1975) concluiu que apenas dois mecanismos poderiam explicar as correlações entre o clima e a variabilidade solar: (1) significativas variações na absorção da radiação solar ou na emissão de radiação infravermelha pela baixa atmosfera ou pela superfície terrestre, causadas diretamente por variações na irradiância solar e, (2) variações na distribuição de nuvens, causadas indiretamente por variações na atividade solar, através da ionização produzida pelos GCR na atmosfera terrestre. Como as variações na irradiância solar são muito pequenas, em escala temporal até secular, o primeiro mecanismo pode ser quase completamente descartado.

De acordo com o segundo mecanismo, a ionização produzida pelos GCR na atmosfera, onde estão presentes os aerossóis atmosféricos, pode facilitar a nucleação de gotículas de nuvens. O principal aerossol atmosférico é a mistura de ácido sulfúrico e água, mas também, possivelmente, ácido nítrico (Kiang & Hamill, 1974). Nas regiões polares a maior

concentração de aerossóis é encontrada em altitudes de 12 km ou maiores, enquanto na região equatorial os aerossóis concentram-se acima de 18 km de altitude (Lazrus & Gandrud, 1974). Considerando que os aerossóis, predominantemente de ácido sulfúrico, formados pouco acima ou pouco abaixo da tropopausa (é a camada intermediária entre a troposfera e a estratosfera, que em latitudes equatoriais localiza-se a aproximadamente 17 km de altitude), têm propriedades que variam com a concentração de íons e, que são os principais agentes na nucleação de nuvens nessas altitudes, é fisicamente aceitável que a ionização produzida pelos GCR estaria ligada a variações climáticas. No entanto, Dickinson (1975) mencionou na conclusão de seu trabalho que esse mecanismo engloba dois aspectos muito pouco conhecidos pelos meteorologistas. O primeiro diz respeito à importância da ionização produzida pelos GCR na formação dos núcleos de condensação de nuvens a partir dos aerossóis de ácido sulfúrico e, o segundo, diz respeito à importância dos aerossóis de ácido sulfúrico na formação de nuvens. Estes dois aspectos permanecem até hoje pouco entendidos (Kirkby, 2011).

Duas décadas após a sugestão do mecanismo envolvendo GCR e nuvens, Svensmark & Friis-Christensen (1997) utilizaram dados do *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) para testar a ideia de Dickinson (1975). Os resultados obtidos mostraram que para o período entre 1983 e 1990, que cobre parte de um ciclo solar de 11 anos, as variações dos GCR estão estatisticamente correlacionadas com as variações da cobertura global de nuvens (Figura 2.11).

No entanto, alguns trabalhos posteriores questionaram a validade dos resultados de Svensmark & Friis-Christensen (1997) especialmente quanto ao método estatístico para calcular a variação média da cobertura de nuvens, calibrar dados de diferentes satélites e, mesmo a validade da correlação entre GCR e cobertura de nuvens após 1990 (Sun & Bradley, 2002; Laut, 2003). Posteriormente, Svensmark (2007) reavaliaram a relação entre GCR e nuvens, e concluíram que esta relação é válida apenas para as nuvens baixas (altitudes menores que 3,2 km), relação esta que é válida para um período maior, entre 1983 e 2006, que é o limite da cobertura de dados até então disponível. Do ponto de vista climático, enquanto as nuvens altas agem no balanço energético terrestre de forma a aumentar a temperatura da região abaixo delas, o efeito das nuvens baixas é o contrário, ou seja, estas agem de forma a diminuir a temperatura da região abaixo.

Em síntese, de acordo com este mecanismo, e considerando os ciclos solares de 11 anos mais recentes, podemos dizer que: (1) durante os mínimos de atividade solar que são relacionados aos máximos do fluxo de GCR, ocorreriam os máximos na cobertura de nuvens baixas, que por sua vez teriam efeito de diminuir a temperatura na superfície terrestre e, (2) durante os máximos de atividade solar que são relacionados aos mínimos do fluxo de GCR, ocorreriam os mínimos na cobertura de nuvens baixas, que por sua vez teriam efeito de aumentar a temperatura na superfície terrestre. É importante ressaltar que no passado, séculos a milênios atrás, as variações abruptas da atividade solar (como os mínimos solares) e as variações em escala secular a milenar do campo geomagnético também precisam ser consideradas.

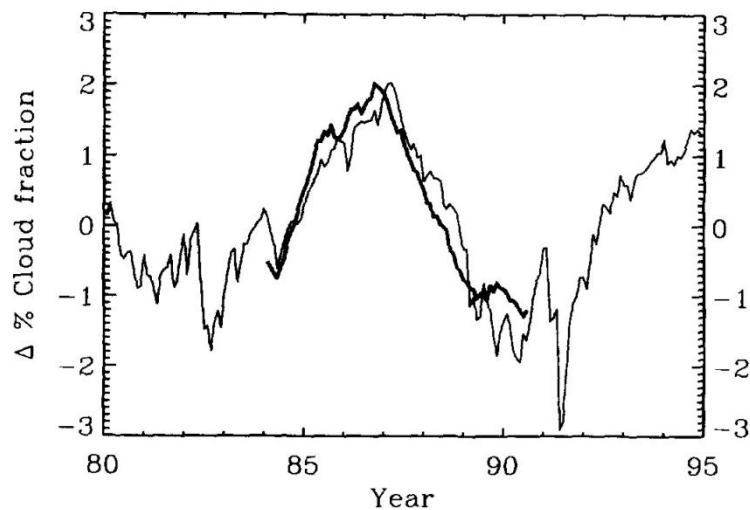


Figura 2.11: Correlação entre a variação da cobertura de nuvens baixas (linha mais espessa, escala da esquerda) e da contagem de nêutrons (linha menos espessa, escala da direita).

### 2.3.2 Estado da arte da relação GCR - clima

O debate científico acerca deste tema, possível influência dos raios cósmicos galácticos sobre o clima terrestre, está bastante aquecido nos últimos anos. As principais questões sendo debatidas atualmente podem ser listadas, não necessariamente em ordem de importância, como:

- a) A ionização produzida pelos GCR na atmosfera pode contribuir para a formação de nuvens de forma a gerar efeitos climáticos detectáveis observacionalmente?
- b) Se existir, o efeito climático dos GCR é persistente ao longo do tempo?
- c) Se existir, o efeito climático dos GCR é efetivo globalmente ou apenas regionalmente?



A questão “a” somente poderá ser respondida com experimentos de laboratório realísticos de tal forma a representar adequadamente tanto as condições da atmosfera terrestre quanto as energias dos GCR incidentes. Neste contexto, dois experimentos se destacam. O primeiro, realizado no *Danish National Space Institute* (Dinamarca), utiliza diferentes fontes de radiação (radiação gama e um feixe de elétrons) para bombardear uma câmara de reação que simula as condições atmosféricas de forma bastante realística. Sensores apropriados medem os efeitos da ionização induzida pela radiação incidente sobre o ar contido na câmara, determinando a variação na taxa de nucleação de aerossóis. Os resultados obtidos indicaram que a ionização induzida contribui para o aumento na taxa de nucleação de aerossóis (Svensmark, 2007; Enghoff et al., 2011). O segundo experimento, o *Cosmics Leaving Outdoor Droplets* (CLOUD), é um experimento que utiliza o síncrotron de prótons da *European Organization for Nuclear Research* (CERN) para bombardear uma câmara de ionização que simula as condições atmosféricas terrestres, visando estudar o possível efeito dos GCR sobre a formação de nuvens. As vantagens deste experimento sobre o primeiro são que ele utiliza partículas com energias compatíveis com aquelas dos GCR, permite a variação de muitos parâmetros envolvidos no experimento e tem uma quantidade de sensores que permitem monitorar simultaneamente muitas variáveis dentro da câmara de ionização. Os resultados iniciais deste experimento mostraram indícios de que a ionização produzida pelos GCR pode aumentar a nucleação de aerossóis, entretanto este efeito seria somente significativo na média troposfera e não na região da camada limite planetária (Duplissy et al., 2010; Kirkby et al., 2011). Porém, estes autores indicam que ainda são necessários muitos testes experimentais para que se tenha uma conclusão definitiva a respeito da relação entre os GCR e formação de nuvens.

As respostas para as questões “b” e “c” podem vir principalmente da análise da presença das variações periódicas (de 11, 22 anos, etc.) associadas aos GCR em longas séries temporais de variáveis (ou indicadores) meteorológicas provenientes das diversas regiões da Terra.

Para as últimas décadas, estão disponíveis dados diretos de cobertura de nuvens provenientes de observações em estações meteorológicas e de satélites. No entanto, estes dois tipos de registros apresentam problemas. Nas observações em estações meteorológicas a definição da altura das nuvens (se são baixas, médias ou altas) é baseada na experiência do observador. Se o céu estiver coberto por nuvens baixas, o observador terá dificuldade de

observar as nuvens médias e altas. No caso dos satélites, ocorre um problema similar. Quando o céu está coberto por nuvens altas, é muito difícil fazer a distinção entre o sinal associado a estas e o sinal que seria associado a eventual presença de nuvens médias e baixas abaixo destas. Usoskin et al. (2006) investigaram os possíveis efeitos locais da ionização produzida pelos raios cósmicos sobre a cobertura de nuvens, utilizando dados do ISCCP para o período 1984-2004. Os resultados mostraram que existe correlação entre a ionização produzida pelos GCR e as nuvens baixas apenas em algumas regiões, como a região do Atlântico Sul. Esta possível influência regional dos GCR sobre as nuvens também foi indicada nos resultados obtidos por Erlykin & Wolfendale (2011).

Porém, como as nuvens são extremamente importantes no balanço radiativo terrestre, é natural esperar-se que uma modulação periódica dos GCR, especialmente sobre as nuvens baixas, possa refletir em variações periódicas de outras variáveis meteorológicas como a temperatura e a precipitação. Variações climáticas com períodos característicos coincidentes com aqueles associados à atividade solar vêm sendo reportados há muito tempo (Rind, 2002; Gray et al., 2010). Ciclos de aproximadamente 11 e 22 anos foram encontrados em séries temporais históricas de temperatura e pressão atmosférica provenientes da Europa (e.g. Dobrica et al., 2009), Estados Unidos (e.g. Courtillot et al., 2010), China (e.g. Tan et al., 2008) e do Brasil (e.g. Gusev et al., 2004). Além disso, Souza Echer et al. (2012) utilizaram dados de média global, hemisféricas e latitudinais de temperatura de superfície cobrindo o intervalo entre 1880-2005, para estudar possíveis influências da atividade solar sobre o clima em diferentes escalas espaciais. Os resultados indicaram que o sinal de aproximadamente 11 anos é estatisticamente significativo somente até por volta de 1950. Por outro lado, a influência do ciclo de aproximadamente 22 anos é presente durante praticamente todo o período investigado.

Sinais que podem ser associados à variabilidade solar ou aos GCR também foram encontrados em séries temporais de indicadores paleoclimáticos para os últimos milênios, principalmente  $\delta^{18}\text{O}$ , registrados em cavernas da Europa (e.g. Mangini et al., 2005), dos Estados Unidos (e.g. Asmerom et al., 2007), da China (e.g. Zhang et al., 2008) e do Brasil (e.g. Stríkis et al., 2011). Um dos mais fortes indícios para a relação entre a atividade solar de forma direta ou indireta sobre o clima é o fato de que durante a LIA (período de temperaturas baixas no hemisfério norte), a atividade solar foi muito baixa (associada a um alto fluxo de GCR). A possível relação entre os ciclos de 11 e 22 anos e as variações climáticas durante o

Mínimo de Maunder (século XVII) e do Máximo Medieval (séculos IX-X), foram investigados por Miyahara et al. (2008). Os resultados mostraram que os ciclos de 22 anos, provavelmente associados ao GCR, parecem ser mais significativos para as variações de temperatura do que aqueles associados aos ciclos de 11 anos.

Entretanto, para o Brasil e a parte da América do Sul, com suas dimensões continentais, diferentes características de relevo e com diferentes características geomagnéticas, os possíveis efeitos dos GCR sobre o clima ainda não foram estudados em caráter regional. Nesta tese, serão utilizados dados históricos de temperatura e precipitação registrados no último século e, do indicador paleoclimático  $\delta^{18}\text{O}$  registrado nos últimos três mil anos, no território sul americano, a fim de investigar os possíveis efeitos dos GCR sobre o clima em escala espacial e temporal. Pretende-se também investigar se existe algum sinal climático que pode ser associado à presença ou ao deslocamento da SAMA, que é bastante influente sobre o território brasileiro e de alguns países vizinhos.



## **Capítulo 3**

### **Séries temporais de temperatura e precipitação**

#### **3.1 Descrição geral dos dados meteorológicos utilizados**

Os dados meteorológicos das variáveis temperatura média anual (Tmed) e total anual de precipitação (Prec) foram adquiridos em 20 estações meteorológicas localizadas no Brasil, Argentina, Paraguai e Chile. Destas 20 estações, 12 forneceram dados de Tmed e Prec enquanto as 8 restantes forneceram dados apenas de Tmed. Estes dados cobrem o período entre 1933 e 2009.

A Tabela 3.1 apresenta os detalhes das séries temporais analisadas e a Figura 3.1 mostra a distribuição geográfica das estações meteorológicas e a posição das amostras de espeleotemas (a serem discutidos no Capítulo 6) que forneceram os dados utilizados neste trabalho.

Na Figura 3.1 verifica-se que existe uma maior concentração de estações na região mais próxima à trajetória aproximada do centro da SAMA, na qual a anomalia foi mais efetiva no último século. Também são analisadas séries temporais obtidas em locais mais afastados do centro da SAMA, como as regiões norte e nordeste do Brasil e mais ao sul da América do Sul (Argentina e Chile). A comparação dos resultados obtidos nas estações mais próximas e mais afastadas do centro da SAMA permitirá uma avaliação mais detalhada de possíveis efeitos climáticos associados à presença desta anomalia geomagnética.

As séries temporais de Tmed e Prec foram obtidas de quatro fontes distintas. Os dados de Tmed e Prec da estação SPO foram fornecidos pela Estação Meteorológica do IAG-USP. Estes dados foram disponibilizados em formas de tabelas digitalizadas que continham os valores médios mensais de temperatura e os totais mensais de precipitação. A partir destes, foram calculados os valores de Tmed e Prec.

Os dados relativos às estações LON, CUR, IRA, FLO, SMA, URU e POA foram obtidos no arquivo geral do 8º Distrito de Meteorologia do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), em Porto Alegre. Durante uma semana foram feitas fotografias das páginas dos livros correspondentes aos relatórios anuais de cada estação. Para cada estação, foram digitalizados os valores das médias mensais de temperatura e dos totais mensais de precipitação. A partir destes, foram então obtidos os valores de Tmed e Prec.

*Tabela.3.1: Detalhes das séries temporais utilizadas.*

Identificador	Cidade	Localização	Altitude	Variável	Período
MAC	Macapá - AP	0,1°S; 51,1°W	14 m	Tmed, Prec	1968-2009
BLM	Belém - PA	1,4°S; 48,4°W	10 m	Tmed, Prec	1967-2009
QUI	Quixeramobim - CE	5,2°S; 39,3°W	212 m	Tmed	1933-2009
REC	Recife - PE	8,1°S; 35°W	10 m	Tmed, Prec	1968-2009
BRA	Brasília - DF	15,8°S; 47,9°W	1160 m	Tmed, Prec	1963-2009
LON	Londrina - PR	23,3°S; 51,1°W	566 m	Tmed, Prec	1958-2009
ASS	Assunção - PAR	25,3°S; 57,6°W	89 m	Tmed	1934-2000
COR	Corrientes - ARG	27,4°S; 58,8°W	62 m	Tmed	1933-2005
SPO	São Paulo - SP	23,7°S; 46,3°W	800 m	Tmed, Prec	1933-2009
CUR	Curitiba - PR	25,4°S; 49,3°W	924 m	Tmed, Prec	1933-2009
IRA	Iraí - RS	27,2°S; 53,2°W	247 m	Tmed, Prec	1936-2009
FLO	Florianópolis - SC	27,6°S; 48,6°W	2 m	Tmed, Prec	1933-2009
POS	Posadas - ARG	27,4°S; 56°W	131 m	Tmed	1933-2009
URU	Uruguaiana - RS	29,8°S; 57,1°W	62 m	Tmed, Prec	1933-2009
SMA	Santa Maria - RS	29,7°S; 53,7°W	95 m	Tmed, Prec	1933-2009
POA	Porto Alegre - RS	30,1°S; 51,2°W	247 m	Tmed, Prec	1933-2009
STG	Santiago - CHI	33,4°S; 70,8°W	474 m	Tmed	1933-2009
SLS	San Luis - ARG	33,3°S; 66,3°W	710 m	Tmed	1933-2009
JUN	Junin - ARG	34,5°S; 60,9°W	80 m	Tmed	1934-2009
BAS	Buenos Aires - ARG	34,6°S; 58,5°W	5 m	Tmed	1933-2005
DV2	Iraquara - BA	12,3°S; 43,6°W	-	$\delta^{18}\text{O}$	815 BC - 2004 AD
CR1	Iporanga - SP	24,5°S; 48,7°W	-	$\delta^{18}\text{O}$	1000 BC - 2003 AD

Os dados referentes às estações MAC, BLM, REC e BRA foram obtidos junto à Central de Armazenamento de Dados Meteorológicos do INMET em Brasília. Estes dados foram fornecidos no formato digital e apresentam os valores médios mensais de temperatura e os totais mensais de precipitação. Os valores de Tmed e Prec foram calculados a partir destes.

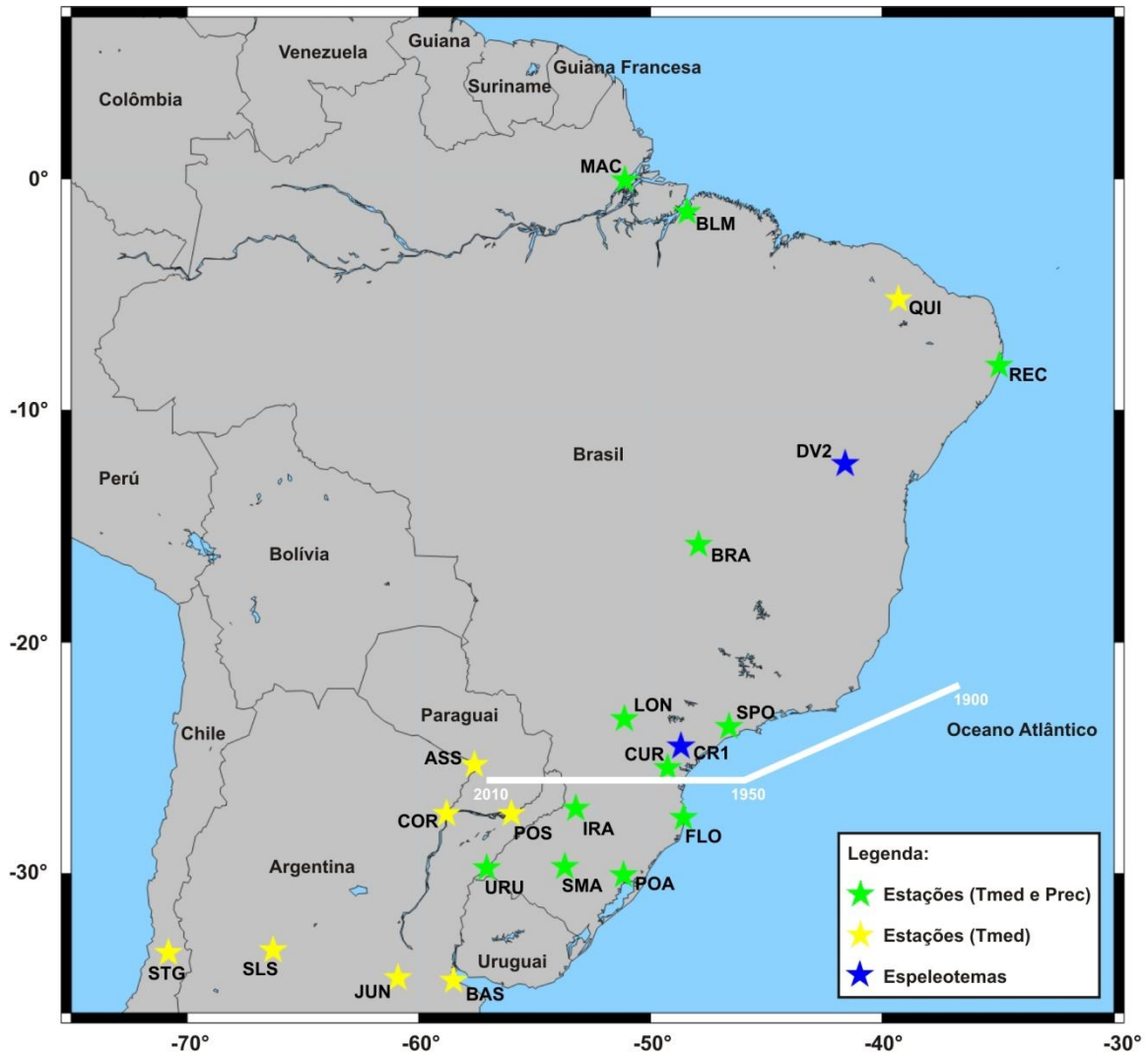


Figura 3.1: Localização geográfica das estações meteorológicas e dos espeleotemas. O traço branco mostra a trajetória aproximada do centro da SAMA entre 1900 e 2010.

Para melhorar a distribuição geográfica de estações, foram utilizados os dados de Tmed disponibilizados pelo *Surface Temperature Analysis* do *Goddard Institute for Space Studies* (GISS) da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) dos Estados Unidos, obtidos na página [http://data.giss.nasa.gov/gistemp/station\\_data/](http://data.giss.nasa.gov/gistemp/station_data/). Esta fonte forneceu os dados das estações QUI, ASS, COR, POS, BAS, JUN, SLS e STG.

Evidentemente que os bancos de dados do INMET e do GISS fornecem dados, para a região da América do Sul, de uma quantidade de estações muito maior do que as 20 escolhidas para este trabalho. Estas 20 estações meteorológicas foram selecionadas em função da razoável continuidade do seu registro, ou seja, por apresentarem poucos meses faltando dados. Os meses para o quais não houve registro tiveram seus dados preenchidos utilizando-se a média dos meses anterior e posterior.

### 3.2 Séries temporais de temperatura média anual

As séries temporais de Tmed das 20 estações meteorológicas são apresentadas em grupos de 4, definidos em função da proximidade entre as estações, nas Figuras 3.2, 3.3, 3.4, 3.5 e 3.6.

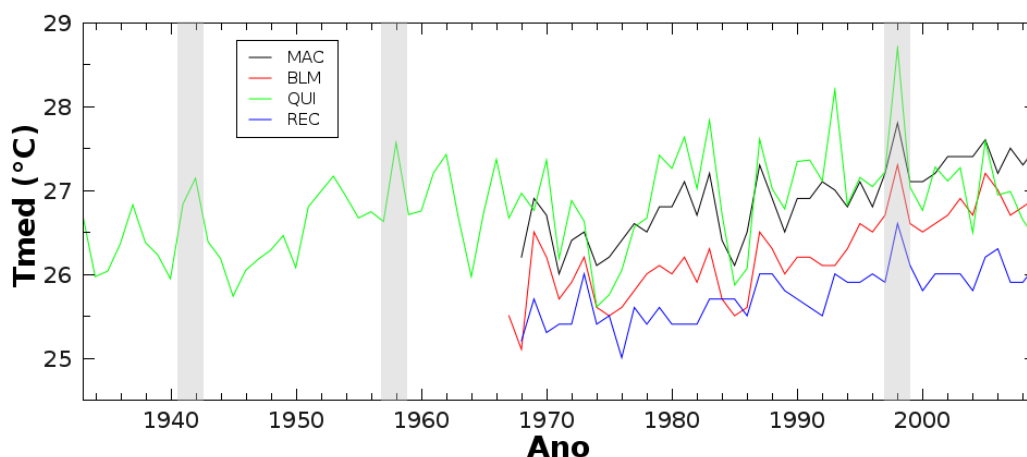


Figura 3.2: Séries de Tmed das estações MAC, BLM, QUI e REC. As regiões sombreadas destacam alguns picos de Tmed.

A maior parte das séries temporais de Tmed possuem mais de 60 anos de registros e praticamente todas apresentam uma tendência de longo período de aumento dos valores de Tmed. Além da variabilidade interanual característica de todas as séries, podem ser observados eventos de máximos valores de Tmed, que algumas vezes ocorrem simultaneamente em diferentes estações, especialmente naquelas mais próximas.

É interessante notar que, para algumas estações, estes picos de máxima temperatura parecem ocorrer simultaneamente (ou quase simultaneamente) para mais de uma estação, especialmente para as estações mais próximas entre si. Alguns destes picos, que apresentam altas amplitudes estão indicados pelas regiões sombreadas nas Figuras 3.2-3.6.



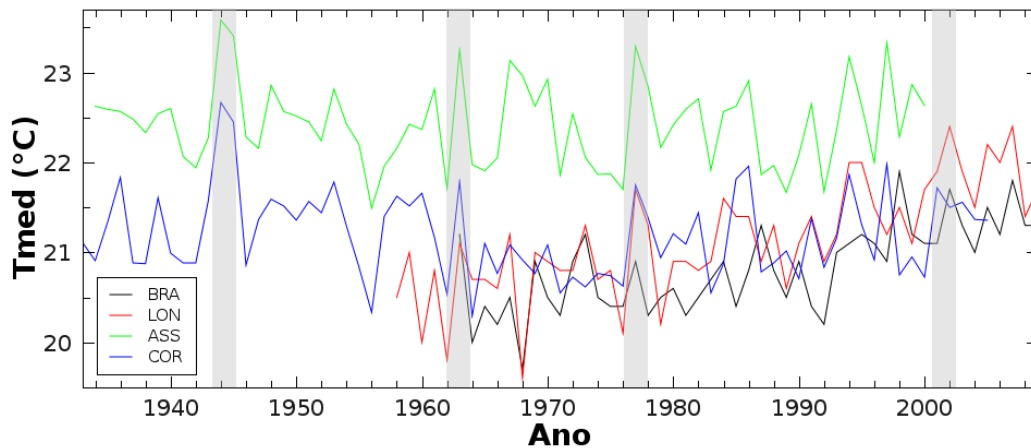


Figura 3.3: Séries de  $T_{med}$  das estações BRA, LON, ASS e COR. As regiões sombreadas destacam alguns picos de  $T_{med}$ .

Por exemplo, observando a evolução temporal dos valores de  $T_{med}$  das estações SPO, CUR, IRA e FLO (Figura 3.4) verifica-se que valores máximos de  $T_{med}$  parecem ocorrer quase que simultaneamente nas quatro estações nos anos de 1940, 1959, 1977 e 2001. O intervalo médio entre estes quatro máximos de  $T_{med}$  é de 20 anos. Esta periodicidade é próxima da periodicidade característica do ciclo magnético solar, de aproximadamente 22 anos.

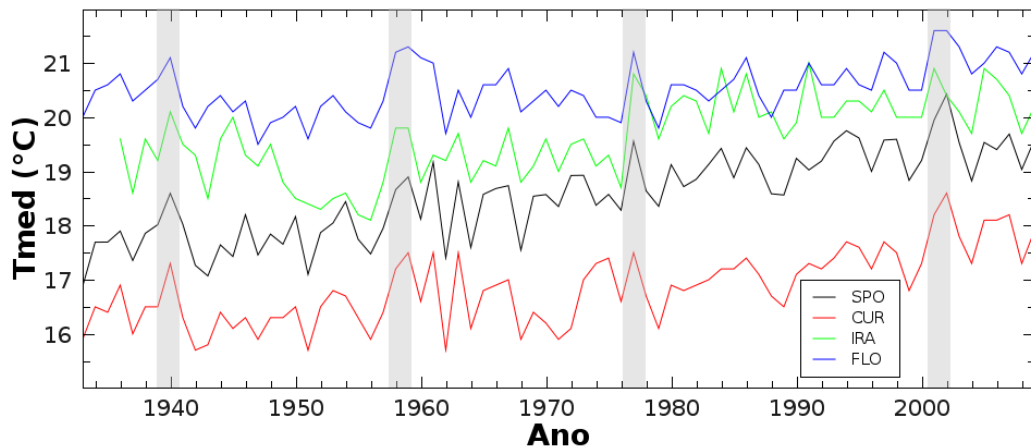


Figura 3.4: Séries de  $T_{med}$  das estações SPO, CUR, IRA e FLO. As regiões sombreadas destacam alguns picos de  $T_{med}$ .

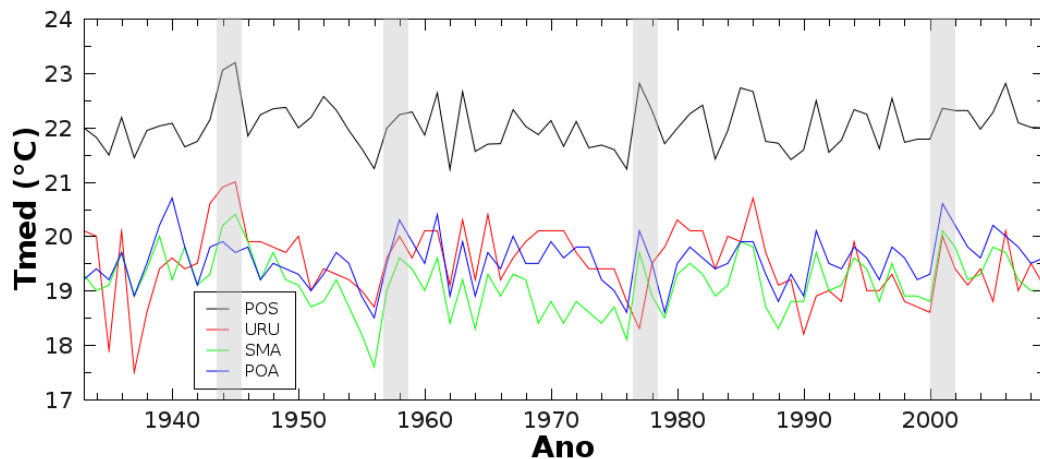


Figura 3.5: Séries de Tmed das estações POS, URU, SMA e POA. As regiões sombreadas destacam alguns picos de Tmed.

A comparação preliminar dos anos de ocorrência de alguns destes máximos de Tmed com os anos de ocorrência dos máximos e mínimos das séries temporais de Rz e Rz22 mostra que os picos de Tmed ocorrem em anos próximos aos anos de ocorrência dos mínimos de Rz22. Esta coincidência temporal entre máximos de Tmed e mínimos de Rz22 é indício de que pode existir uma relação entre as duas séries temporais.

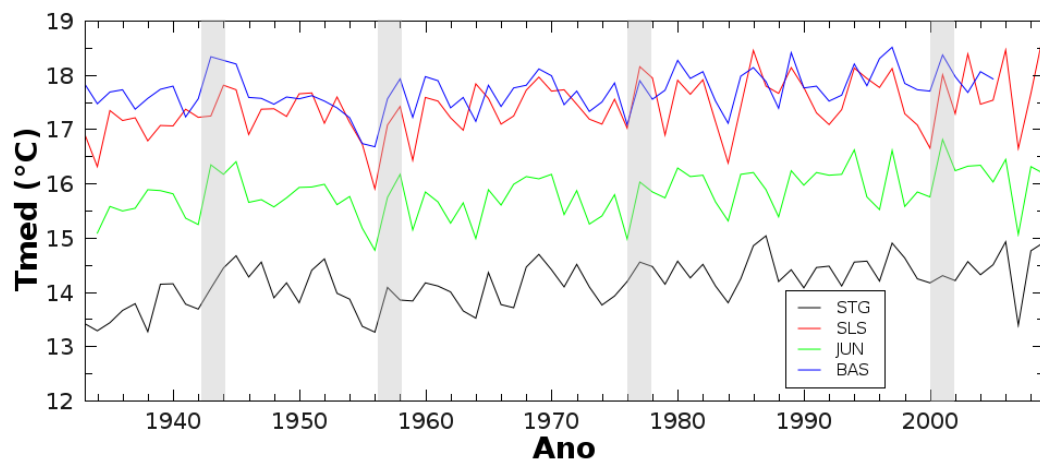


Figura 3.6: Séries de Tmed das estações STG, SLS, JUN e BAS. As regiões sombreadas destacam alguns picos de Tmed.

### 3.2.1 Comparação entre as séries de Tmed e Rz22

A partir da indicação preliminar de que os máximos de Tmed parecem ocorrer próximos de mínimos de Rz22, procedeu-se de forma a quantificar, para cada estação, a diferença temporal entre as ocorrências dos mínimos de Rz22 e dos máximos de Tmed.

Como exemplo da metodologia de análise das séries temporais é utilizada a série de Tmed da estação SPO, que está apresentada na Figura 3.7, juntamente com as séries de Rz, do indicador da variabilidade dos GCR, e Rz22.

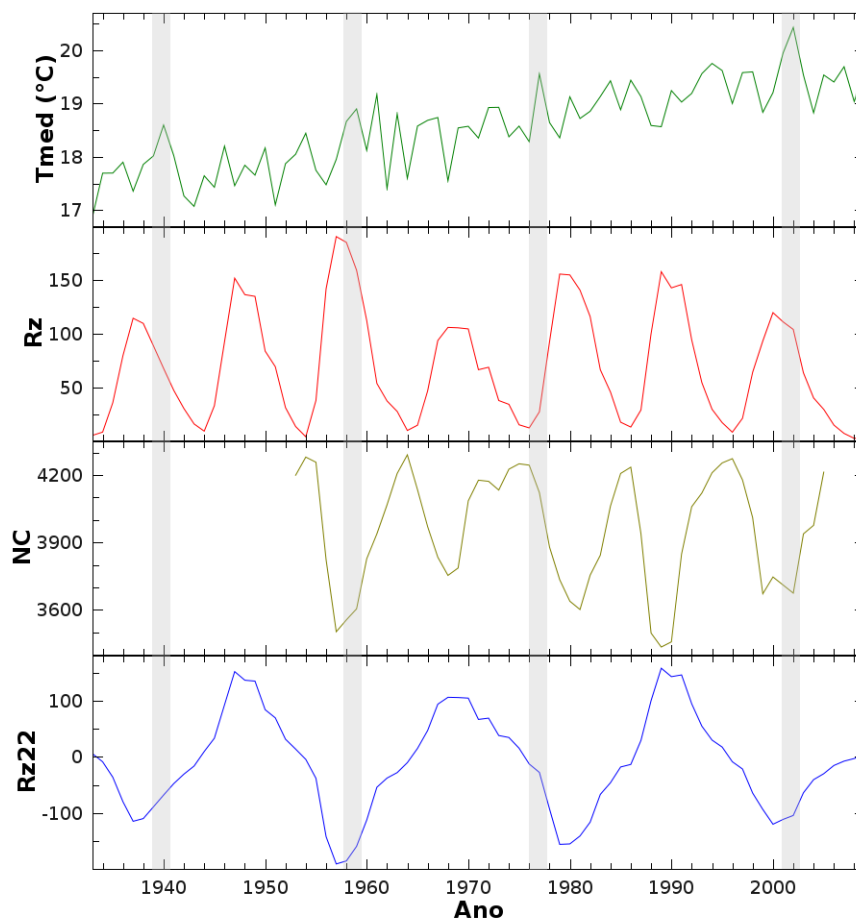


Figura 3.7: Comparação entre a série de Tmed da estação SPO com as séries de Rz, NC e Rz22.

A Figura 3.7 permite verificar que picos de Tmed observados em SPO ocorreram próximos aos mínimos de Rz22, que corresponde aos máximos solares ímpares e correspondentes a mínimos de GCR. O primeiro máximo relevante de Tmed ocorreu em 1940 enquanto o mínimo de Rz22 ocorreu em 1937, ou seja, o máximo de Tmed ocorreu 3 anos

após o mínimo de Rz22. O mesmo cálculo pode ser feito para os mínimos de Rz22 ocorridos em 1957, 1977 e 2000. Os resultados para todas as estações estão apresentados na Tabela 3.1.

*Tabela.3.1: Diferença entre máximos de Tmed e os mínimos de Rz22.*

Estação	dif	dif	dif	dif	dif
	1937	1957	1979	2000	média
MAC	-	-	-	-2	-
BLM	-	-	-	-2	-
QUI	+5	+1	-	-2	-
REC	-	-	-	-2	-
BRA	-	-	-2	+2	-
LON	-	+6	-2	+2	-
ASS	+7	+6	-2	-	-
COR	+7	+6	-2	+1	+3
SPO	+3	+2	-2	+2	+1,25
CUR	+3	+2	-2	+2	+1,25
IRA	+3	+2	-2	+1	+1
FLO	+3	+2	-2	+2	+1
POS	+8	+2	-2	+1	+2,25
URU	+8	+1	-	+1	-
SMA	+8	+1	-2	+1	+2
POA	+3	+1	-2	+1	+0,75
STG	+8	0	-2	+1	+1,75
SLS	+7	+1	-2	+1	+1,75
JUN	+6	+1	-2	+1	+1,5
BAS	+6	+1	-2	+1	+1,5

Para as estações cujas séries temporais são mais curtas, evidentemente que não foi possível definir o ano de ocorrência dos eventos de máxima temperatura. Em outros casos, foi difícil definir a posição correta dos máximos, ou mesmo se estes ocorreram. No entanto, na maioria dos casos foi possível definir o ano de ocorrência destes picos, indicados de forma aproximada nas Figuras 3.2 a 3.6, e as diferenças temporais destes para cada um dos mínimos de Rz22 ocorridos em 1937, 1957, 1979 e 2000. Além disso, para as estações em que os

quatro máximos de Tmed puderam ser identificados, foi calculada a diferença temporal média. Estes valores estão apresentados na última coluna da Tabela 3.1.

Os resultados mostram que as maiores diferenças temporais foram obtidas em relação ao mínimo de Rz22 ocorrido em 1937, com valores entre +3 e +8, indicando que os máximos de Tmed ocorreram entre 3 e 8 anos após os mínimos de Rz22. Outra informação interessante, é que em todas as estações os máximos de Tmed foram observados dois anos antes do mínimo de Rz22 de 1979. As diferenças temporais em relação ao mínimo de Rz22 de 1957 variaram entre 0 e +6. Para o mínimo de Rz22 de 2000 foram observadas diferenças negativas, de 2 anos, para as estações do Norte e Nordeste do Brasil, e diferenças positivas de 1 e 2 anos nas demais estações.

Em termos das diferenças temporais médias, os menores valores foram obtidos, em ordem crescente, para as estações POA, FLO, IRA, SPO e CUR, sendo que para as duas ultimas a diferença foi +1,25 anos. As diferenças temporais médias tendem a aumentar em direção ao sul e ao oeste em relação às estações mencionadas, sugerindo que as mesmas são menores próximo à região por onde passou o centro da SAMA e maiores nas regiões mais afastadas.

### 3.3 Séries temporais do total anual de precipitação

As séries temporais de Prec das 12 estações meteorológicas são apresentadas em grupos de 4, definidos em função da proximidade entre as estações, nas Figuras 3.8, 3.9 e 3.10.

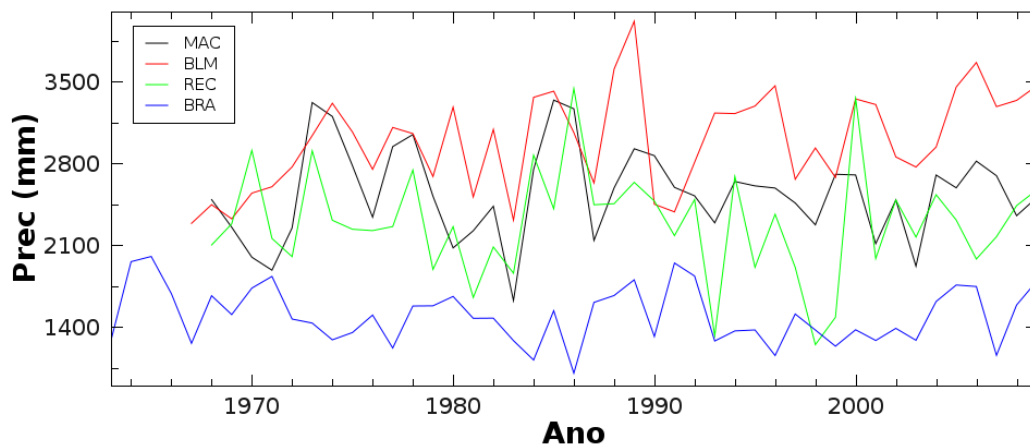


Figura 3.8: Séries de Prec das estações MAC, BLM, REC e BRA.

O total anual de precipitação apresenta variações com altas amplitudes em escala interanual relativamente a média anual de temperatura. Desta forma, é bem mais complicado observar ocorrências de eventos simultâneos de Prec em diferentes locais.

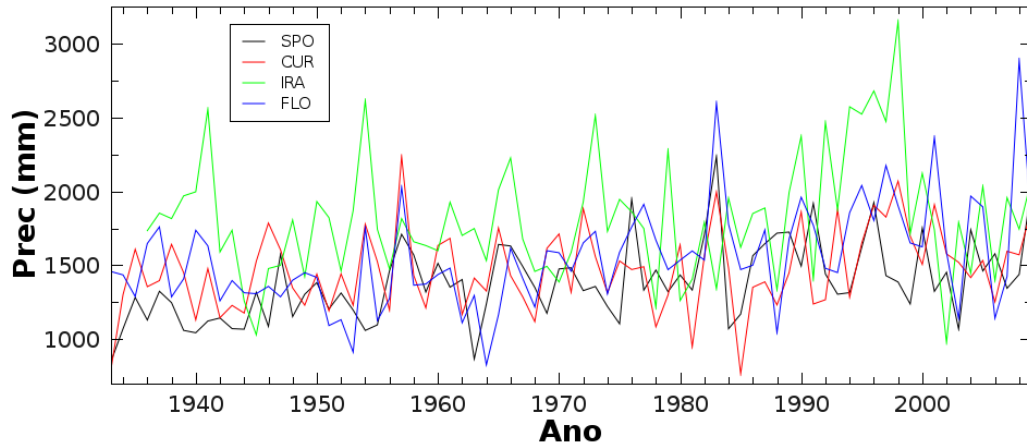


Figura 3.9: Séries de Prec das estações SPO, CUR, IRA e FLO.

A análise dos possíveis efeitos de forçantes externos sobre a variabilidade da precipitação no último século será realizada a partir de análise espectral clássica e da análise de coerência espectral baseada na transformada de ondaletas.

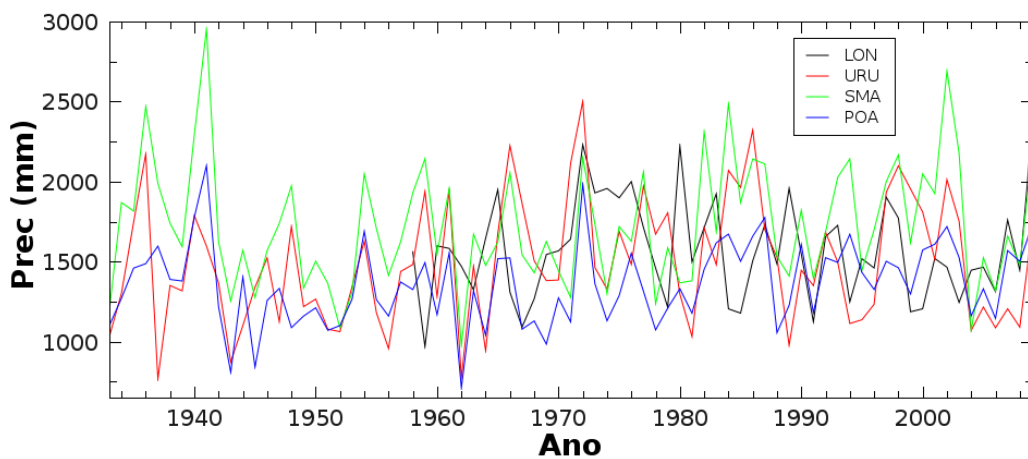


Figura 3.10: Séries de Prec das estações LON, URU, SMA e POA.

## Capítulo 4

### Análise espectral clássica dos dados meteorológicos

#### 4.1 Análise por Regressão Iterativa de Séries Temporais

O método de análise espectral clássica utilizado neste trabalho é a Análise por Regressão Iterativa de Séries Temporais (ARIST). Este método foi apresentado por Wolberg (1967) e posteriormente aperfeiçoado e implementado em linguagem computacional C por Rigozo & Nordemann (1998). A ARIST é um ajuste de mínimos quadrados iterativo que propicia a determinação de periodicidades em séries temporais, sem a necessidade de linearização prévia e com alto nível de confiança do ponto de vista estatístico.

A procura por periodicidades se dá a partir do ajuste de uma função senoidal com três parâmetros desconhecidos,  $a_0$  (amplitude),  $a_1$  (frequência angular) e  $a_2$  (fase), aos dados medidos  $Y$ . O método é baseado na chamada função condicional,  $F_k$ , definida como

$$F_k = Y_k - a_0 \text{sen}(a_1 t_k + a_2) \quad (4.1),$$

onde  $F_k$  representa para cada ponto experimental, a diferença entre o valor do sinal ( $Y_k$ ) no tempo  $k$  e o valor da curva de ajuste para a abscissa correspondente. Para dar-se início ao processo iterativo de busca por periodicidades em determinada série temporal, devem ser definidos os valores iniciais, para a primeira iteração, de amplitude, frequência angular e fase. Para reduzir o tempo de cálculo esses valores iniciais são escolhidos a partir das características conhecidas da série temporal. O objetivo deste processo iterativo é minimizar o quadrado da função condicional, ou seja, tornar menor, a cada iteração a diferença entre o valor do sinal e a curva de ajuste, para cada valor de frequência (ou periodicidade), a fim de obter as melhores estimativas dos três parâmetros desconhecidos. Este processo iterativo varre todo o intervalo de frequências (periodicidades), obedecendo ao critério da frequência de

Nyquist. Além disso, este método permite calcular o desvio padrão de cada um dos três parâmetros desconhecidos, possibilitando a determinação das periodicidades mais importantes, através do cálculo da razão entre o parâmetro amplitude e o seu desvio padrão, com um nível de confiança de 95%.

A Figura 4.1 mostra as periodicidades obtidas através do método ARIST considerando o nível de confiança de 95%, com as respectivas amplitudes, para a série de Tmed da estação SPO. A ARIST fornece os resultados com precisão de  $10^{-2}$ , porém os valores das periodicidades foram arredondados para facilitar a apresentação dos resultados.

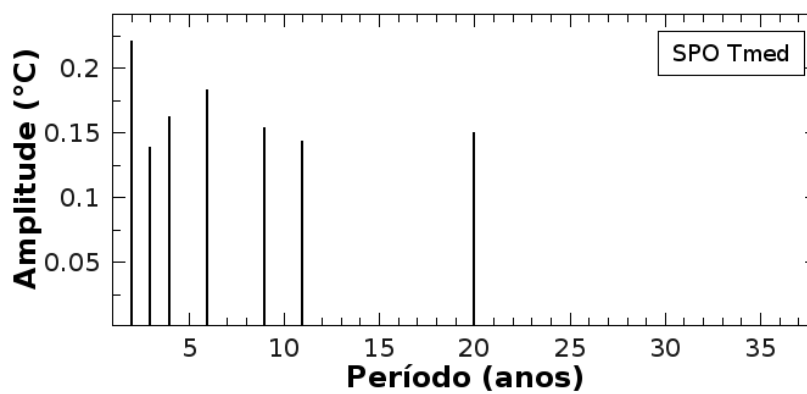


Figura 4.1: Resultado da análise espectral através do método ARIST dos dados de Tmed da estação SPO.

As periodicidades de 2 a 8 anos em dados de temperatura normalmente são associadas ao fenômeno ENSO (do inglês, *El Niño – Southern Oscillation*) (Alexander & Barnett, 1998). Embora estas variações não sejam o foco deste trabalho, é interessante notar que as mesmas estão presentes nos dados de Tmed de SPO. Além disso, a periodicidade de 2 anos está associada à maior amplitude, ou seja, esta é a variação periódica mais importante presente nos dados de Tmed de SPO.

Os resultados da análise ARIST dos dados de Tmed de SPO também mostram a presença de periodicidades próximas daquelas características da variabilidade solar e dos GCR, que são o interesse principal deste trabalho. São detectadas variações periódicas de 9 e 11 anos, que podem ser relacionadas com a componente principal da variabilidade solar e dos GCR, de aproximadamente 11 anos. Além destas, também é observada a periodicidade de 20 anos, que pode ser associada à variabilidade magnética do Sol e a componente secundária de variabilidade dos GCR.



## 4.2 Resultados

### 4.2.1 Análise ARIST das séries de temperatura média anual

A análise espectral ARIST foi realizada em todas as séries de Tmed. Os resultados obtidos para cada série individual estão apresentados nas Figuras 4.2 e 4.3 e mostram as periodicidades, com valores arredondados, obtidas com nível de confiança de 95%.

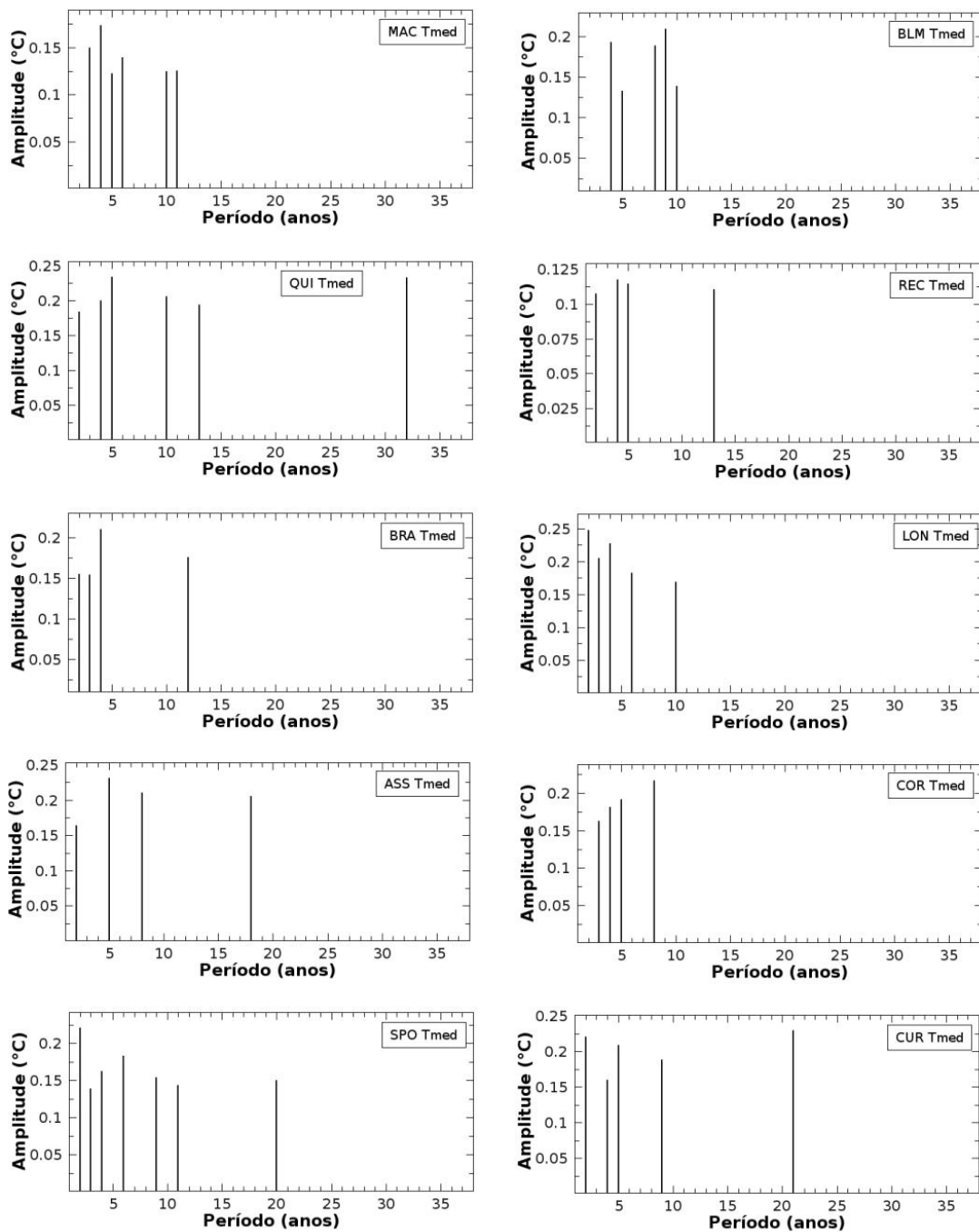


Figura 4.2: Espectro de amplitude calculado através do método ARIST para as séries de Tmed das estações MAC, BLM, QUI, REC, BRA, LON, ASS, COR, SPO e CUR.

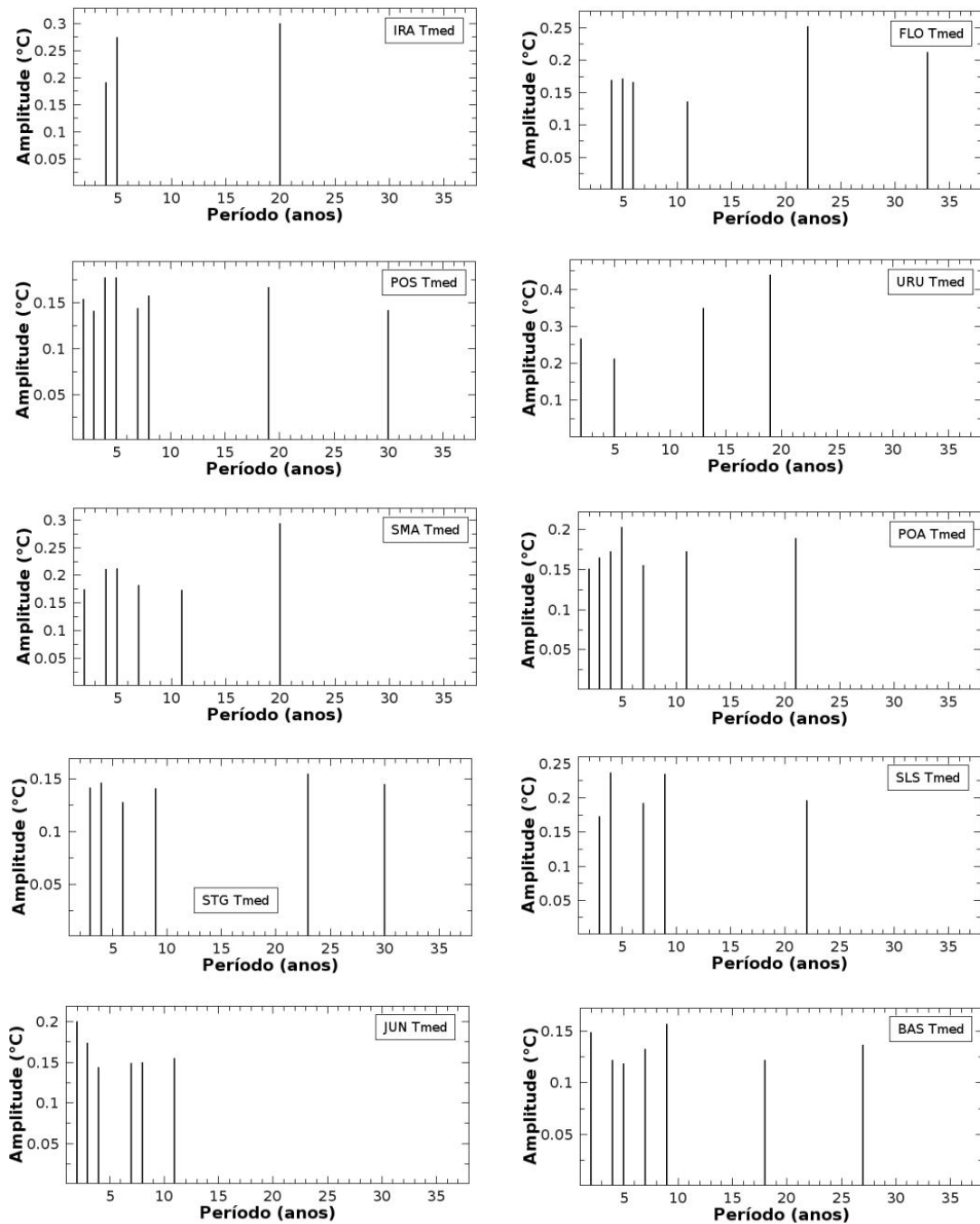


Figura 4.3: Espectro de amplitude calculado através do método ARIST para as séries de Tmed das estações IRA, FLO, POS, URU, SMA, POA, STG, SLS, JUN e BAS.

Os resultados da análise espectral ARIST mostram que variações periódicas de 2 a 8 anos foram observadas em todas as séries de Tmed. Estas variações são associadas às maiores amplitudes nas estações MAC, QUI, REC, BRA, LON, ASS, COR, SPO, POS, POA, SLS e JUN, representando 12 das 20 séries temporais investigadas.

A Figura 4.4 apresenta um mapa mostrando as localidades nas quais foram detectadas periodicidades próximas de 11 e 22 anos nos dados de Tmed.

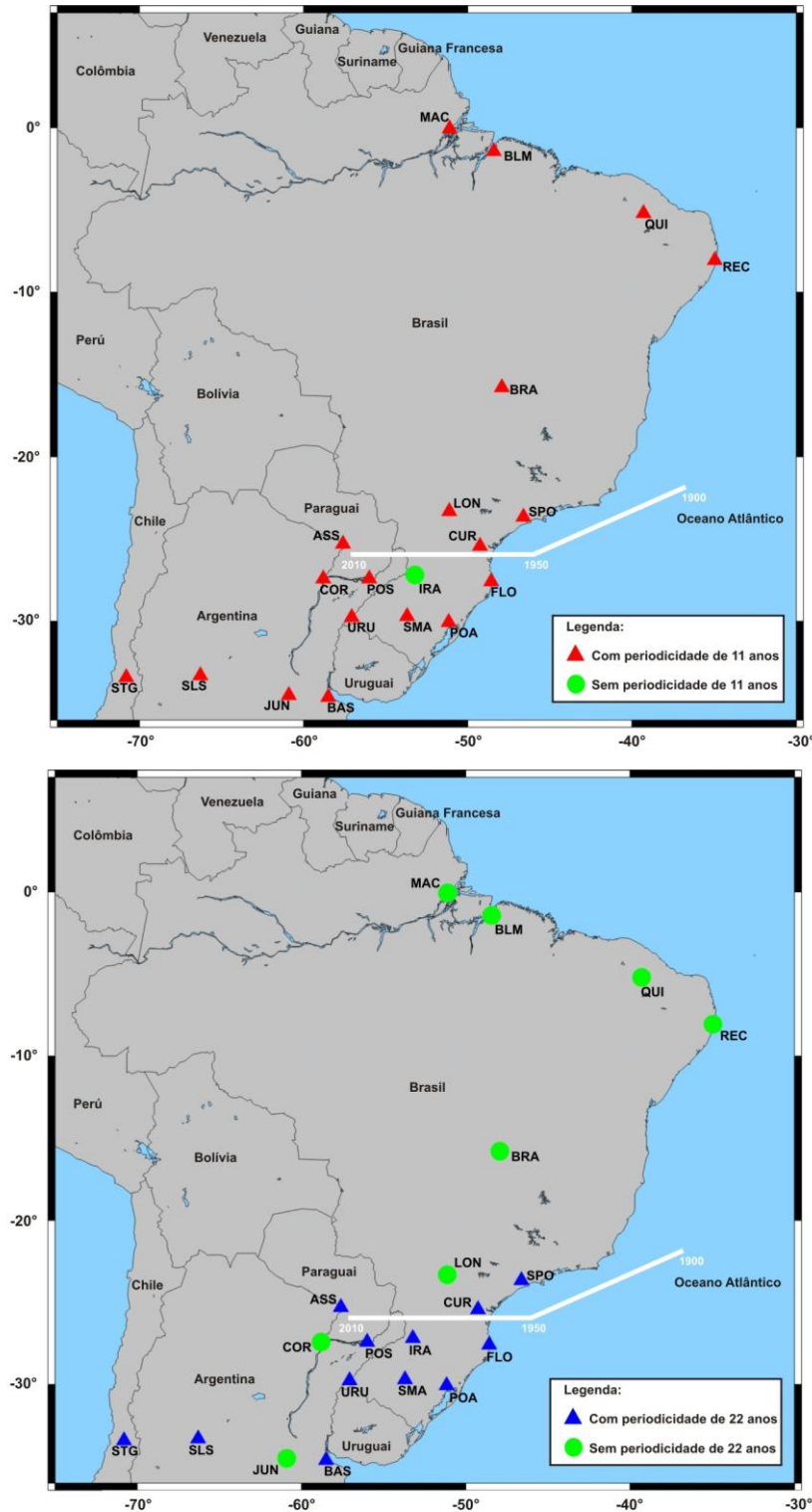


Figura 4.4: Presença de periodicidades de 11(superior) e 22(inferior) anos nos dados de  $T_{med}$ . O traço branco indica a trajetória aproximada do centro da SAMA entre 1900 e 2010.

As periodicidades próximas de 11 anos, entre 8 e 14 anos, foram detectadas em todas as estações, sendo IRA a única exceção. Nas estações BLM, COR e BAS as periodicidades ao redor de 11 anos são associadas às maiores amplitudes espectrais. Esta faixa de periodicidades foi também detectada na análise espectral da série temporal de temperatura média anual da

estação SMA, no sul do Brasil, realizada por Rampelotto et al. (2012). A periodicidade próxima de 11 anos está presente em todas as regiões da América do Sul investigadas, não apresentando uma dependência com a latitude, proximidade ao oceano, ou mesmo com a trajetória do centro da SAMA.

Variações periódicas de aproximadamente 22 anos foram detectadas ASS, SPO, CUR, IRA, FLO, POS, URU, SMA, POA, STG, SLS e BAS, sendo que as mesmas são associadas às maiores amplitudes espectrais nas estações CUR, IRA, FLO, URU, SMA e STG. Rampelotto et al. (2012) haviam observado periodicidades próximas de 22 anos nos dados de Tmed da estação SMA. A periodicidade próxima de 22 anos está presente principalmente nas estações localizadas mais ao sul, excluindo-se LON, COR e JUN. Nas estações mais ao norte, esta periodicidade não foi detectada através da ARIST em nenhuma das estações.

#### 4.2.2 Análise ARIST das séries do total anual de precipitação

Os resultados da análise espectral ARIST realizada nas séries de Prec estão apresentados nas Figuras 4.5 e 4.6.

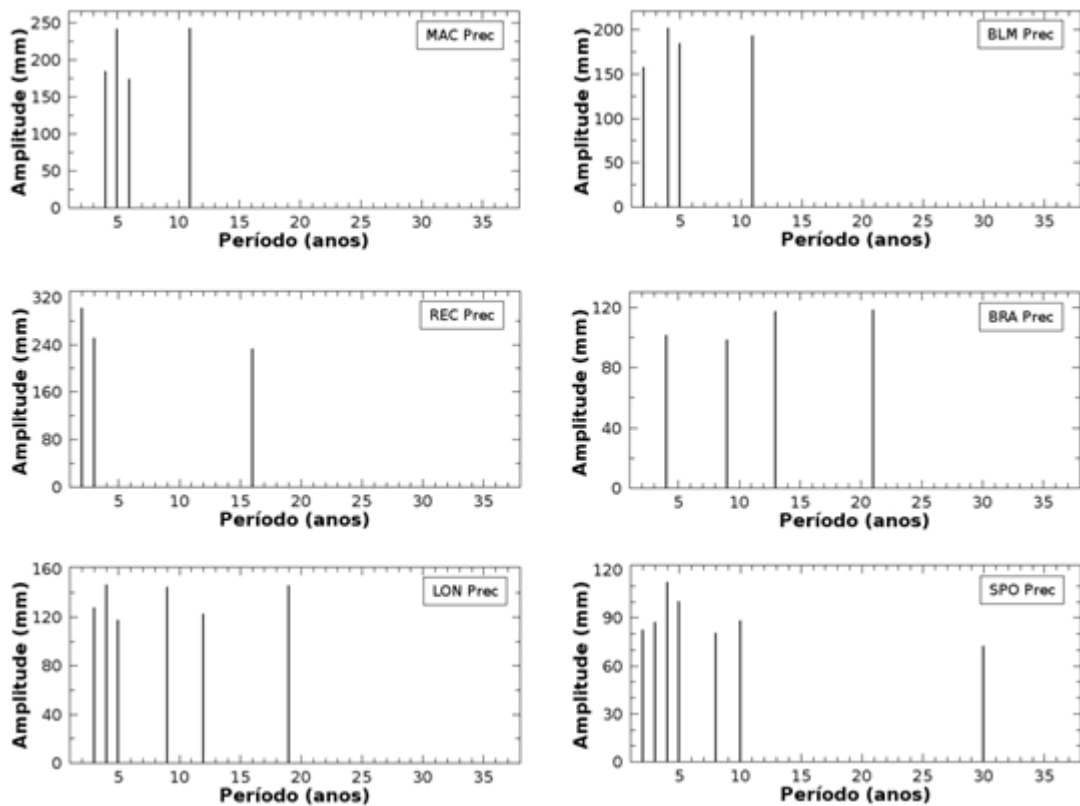


Figura 4.5: Espectro de amplitude calculado através do método ARIST para as séries de Prec das estações MAC, BLM, REC, BRA, LON, SPO.

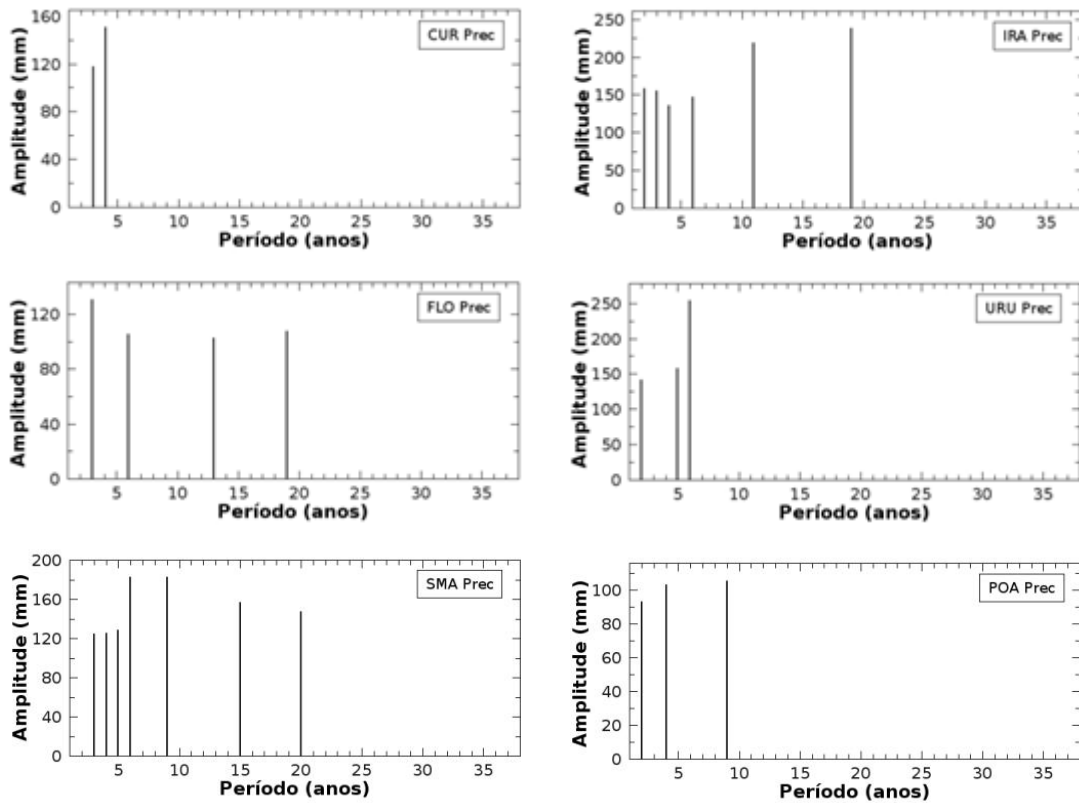


Figura 4.6: Espectro de amplitude calculado através do método ARIST para as séries de Prec das estações CUR, IRA, FLO, URU, SMA e POA.

Periodicidades que podem ser associadas ao fenômeno ENSO foram detectadas em todas as doze séries temporais investigadas. Esta faixa de periodicidades está associada às maiores amplitudes espectrais nas séries de Prec das estações MAC, BLM, REC, LON, SPO, CUR, FLO, URU e SMA.

A Figura 4.7 apresenta um mapa mostrando as localidades nas quais foram detectadas periodicidades próximas de 11 e 22 anos nos dados de Prec.

Variações periódicas entre 8 e 14 anos foram observadas nas estações MAC, BLM, BRA, LON, SPO, IRA, FLO, SMA e POA. As periodicidades características ao ciclo solar de Schwabe são associadas a altas amplitudes espectrais nas séries de Prec de MAC, BLM, BRA, LON e IRA. Num estudo anterior, Kayano & Andreoli (2004) encontraram periodicidades entre 9 e 14 anos nos dados de precipitação da região nordeste do Brasil. Resultados similares também foram observados para dados de precipitação da região sul do Brasil (Souza Echer et al., 2008; Rampelotto et al., 2012). Com base na Figura 4.8, não é possível sugerir nenhum tipo de dependência da presença de periodicidades típicas do ciclo de Schwabe com a latitude, proximidade com o oceano ou mesmo com a trajetória da SAMA.

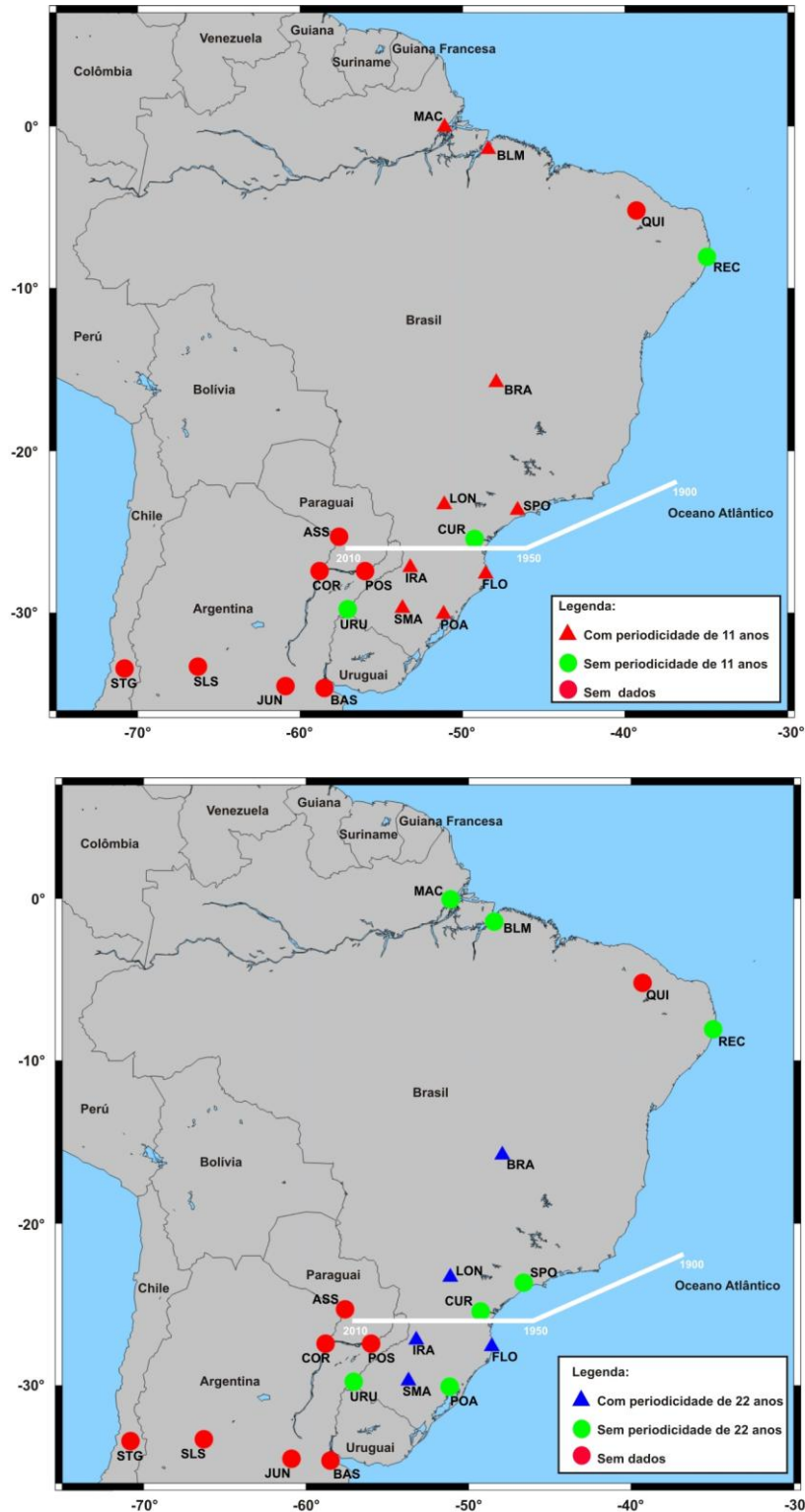


Figura 4.7: Presença de periodicidades de 11 (superior) e 22 (inferior) anos nos dados de Prec. O traço branco indica a trajetória aproximada do centro da SAM entre 1900 e 2010.

Periodicidades características do ciclo de Hale foram detectadas nas estações BRA, LON, IRA, FLO e SMA. Nas estações BRA, LON e IRA, esta faixa de periodicidades é associada a altas amplitudes espectrais. Ciclos de aproximadamente 22 anos nos dados de

Prec foram detectados anteriormente no sul do Brasil por Gusev et al. (2004), Souza Echer et al. (2008), e Rampelotto et al. (2012) e, para o nordeste do Brasil, por Gusev et al. (2004). Com base na Figura 4.8, verifica-se que periodicidades em torno de 22 anos ocorrem nas estações localizadas mais ao sul do Brasil, além da estação BRA. No entanto, em quatro estações localizadas na porção mais ao sul do Brasil, SPO, CUR, URU e POA, esta periodicidade não está presente.





## Capítulo 5

### Coerência espectral entre os dados de manchas solares e meteorológicos

#### 5.1 Análise de coerência espectral baseada na transformada de ondaletas

A coerência espectral é uma medida da correlação cruzada entre duas séries temporais como função da frequência, e é calculada a partir das transformadas de ondaletas na forma contínua (*Continuous Wavelet Transform* - CWT) das duas séries temporais (Torrence & Compo, 1998).

A CWT permite a identificação de oscilações intermitentes localizadas numa série temporal, sendo obtida a partir da convolução da série temporal com a função ondaleta, que para estudos de sinais geofísicos, normalmente é a ondaleta de Morlet, que consiste numa onda senoidal modulada por um envelope gaussiano, definida como

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i w_0 \eta} e^{-\frac{1}{2}\eta^2} \quad (5.1),$$

onde  $\eta$  é um parâmetro temporal adimensional e  $w_0$  é uma frequência adimensional que deve ser definida previamente, sendo o valor ótimo  $w_0 = 6$  indicado por Grinsted et al. (2004), uma vez que este possibilita um razoável equilíbrio na localização tempo e frequência.

A partir das CWTs de duas séries temporais, é possível calcular a transformada de ondaletas cruzada (*Cross Wavelet Transform* - XWT), que permite identificar as áreas comuns do espectro nas quais as duas séries temporais apresentam alta amplitude espectral. A partir das CWTs e das XWTs de duas séries temporais, é possível calcular a coerência

espectral (*Wavelet Coherence* - WTC) entre as duas séries temporais,  $R_n^2(s)$ , de acordo com Grinsted et al. (2004), como

$$R_n^2(s) = \frac{|S(s^{-1}W_n^{XY}(s))|^2}{S(s^{-1}|W_n^X(s)|^2) \cdot S(s^{-1}|W_n^Y(s)|^2)} \quad (5.2),$$

onde  $W_n^X(s)$  e  $W_n^Y(s)$  são as WTCs das duas séries temporais  $x_n$  e  $y_n$ ,  $W_n^{XY}(s)$  é o espectro cruzado e  $S$  é um operador de suavização, dado por

$$S(W) = S_{escala} \left( S_{tempo}(W_n(s)) \right) \quad (5.3).$$

Para a ondaleta de Morlet, Torrence & Webster (1998) definiram uma forma apropriada para  $S_{escala}$  e  $S_{tempo}$  como

$$S_{tempo}(W)|_s = \left( W_n(s) * c_1 \frac{-t^2}{2s^2} \right) \Big|_s \quad (5.4),$$

$$S_{escala}(W)|_s = (W_n(s) * c_2 \Pi(0,6s))|_n$$

onde  $c_1$  e  $c_2$  são constantes de normalização,  $\Pi$  é a função retângulo e o fator 0,6 foi determinado empiricamente. Os valores de  $R_n^2(s)$  são normalizados em relação aos espectros individuais,  $|W_n^X(s)|^2$  e  $|W_n^Y(s)|^2$ , e variam entre 0 e 1.

Grinsted et al. (2004) sugerem que em conjunto com a análise de  $R_n^2(s)$ , devem ser analisados os ângulos de fase entre  $x_n$  e  $y_n$ , o que permite avaliar se as regiões que apresentam altos valores de coerência espectral também apresentam valores similares de ângulos de fase, o que reforça a possibilidade de que exista relação de causalidade entre as duas séries temporais investigadas.

Neste trabalho, os cálculos da WTC foram realizados utilizando as rotinas de Matlab desenvolvidas por A. Grinsted, J. C. Moore e S. Jevrejeva que estão disponíveis na página do *Proudman Oceanographic Laboratory* (POL) do *National Oceanography Centre* (NOC) da

Inglaterra e podem ser obtidas no site: <http://www.pol.ac.uk/home/research/waveletcoherence/>.

Um exemplo de cálculo da WTC entre as séries temporais de Rz e Tmed da estação SPO é apresentada na Figura 5.1 a seguir. A curva branca em formato de U indica o cone de influência, abaixo da qual os efeitos de borda podem distorcer os resultados. As curvas pretas delimitam a região na qual a coerência está estatisticamente dentro do limite de 95% de confiança. Estas regiões são determinadas a partir do teste dos resultados contra um ruído vermelho de fundo. As setas pretas indicam os ângulos de fase entre as duas séries temporais para as diferentes frequências. Se estas apontam para a direita indica que as séries estão em fase, se apontam para a esquerda indicam que as séries estão em antifase. Em ambas as situações, os resultados são indicativos de uma relação linear entre as séries temporais investigadas. Qualquer outra configuração dos ângulos de fase é indicação de uma relação não linear entre as séries em questão.

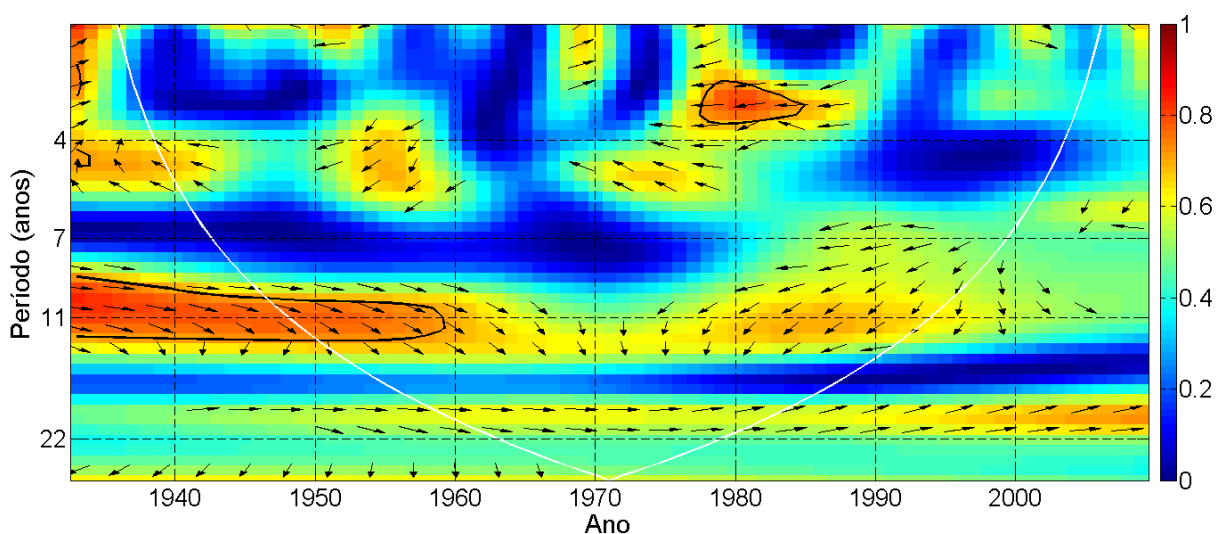


Figura 5.1: Análise de coerência espectral entre as séries temporais de Rz e Tmed da estação SPO. Os valores de coerência, entre 0 e 1, estão indicados pelas cores. A linha branca indica o cone de influência, abaixo do qual os efeitos de borda podem ser importantes. As linhas pretas são o limite de 95% de confiança para o ruído vermelho. As setas pretas representam os ângulos de fase entre as duas séries temporais investigadas.

A Figura 5.1 mostra que a coerência entre Rz e Tmed é estatisticamente significativa principalmente para períodos ao redor de 11 anos, no início da série temporal (até próximo de 1960). Parte da área na qual a coerência ao redor de 11 anos é alta, antes de aproximadamente 1947, está localizada fora do cone de influência, o que significa que este resultado pode não

ser totalmente confiável. Além disso, os ângulos de fase são de aproximadamente  $45^\circ$ , indicando para uma relação não linear entre as séries de Tmed e Rz. Porém, é interessante notar que não existe mudança significativa na orientação dos ângulos de fase, durante o intervalo de tempo no qual a coerência é estatisticamente significativa, indicando que a relação não linear entre as séries permaneceu sem alterações. Ao redor de 1980 também é possível verificar que existe coerência estatisticamente significativa, para períodos pouco menores do que quatro anos. No entanto, como neste trabalho o objetivo é investigar apenas a influencia dos ciclos associados às componentes principais da variabilidade dos GCR em escala decadal ( $\sim 11$  anos) e bidecadal ( $\sim 22$  anos), a coerência em outros períodos não será discutida.

## 5.2 Resultados

### 5.2.1 Coerência entre as séries de manchas solares e temperatura

Como os dados de medidas diretas e contínuas do fluxo de GCR, em detectores de nêutrons, estão disponíveis apenas para o período posterior a 1953, e que a relação entre a variabilidade dos GCR e Rz (e Rz22) é conhecida, as séries temporais de Rz e Rz22 podem ser utilizadas como indicador da variabilidade dos GCR para o período 1933-2009.

A coerência entre as séries temporais de Rz (e Rz22) e Tmed são investigadas a partir do método de WTC, cujos resultados estão apresentados na integra no APÊNDICE A. Para facilitar a apresentação dos resultados, estes foram organizados de forma resumida na Figura 5.2.

Apenas para duas séries de Tmed, das estações LON e SLS, a coerência é alta e contínua, para as periodicidades próximas de 11 anos. Para estas localidades, Rz e Tmed estão em antifase, indicando que existe relação linear entre as séries temporais sendo os máximos de Tmed, para periodicidades próximas de 11 anos, associados aos mínimos de Rz e vice-versa.

A coerência espectral entre Rz e Tmed é intermitente na maioria das séries investigadas. Nas séries das estações MAC, IRA e FLO a coerência é intermitente e, para os intervalos em que é estatisticamente significativa, os dados de Tmed estão em fase com Rz.

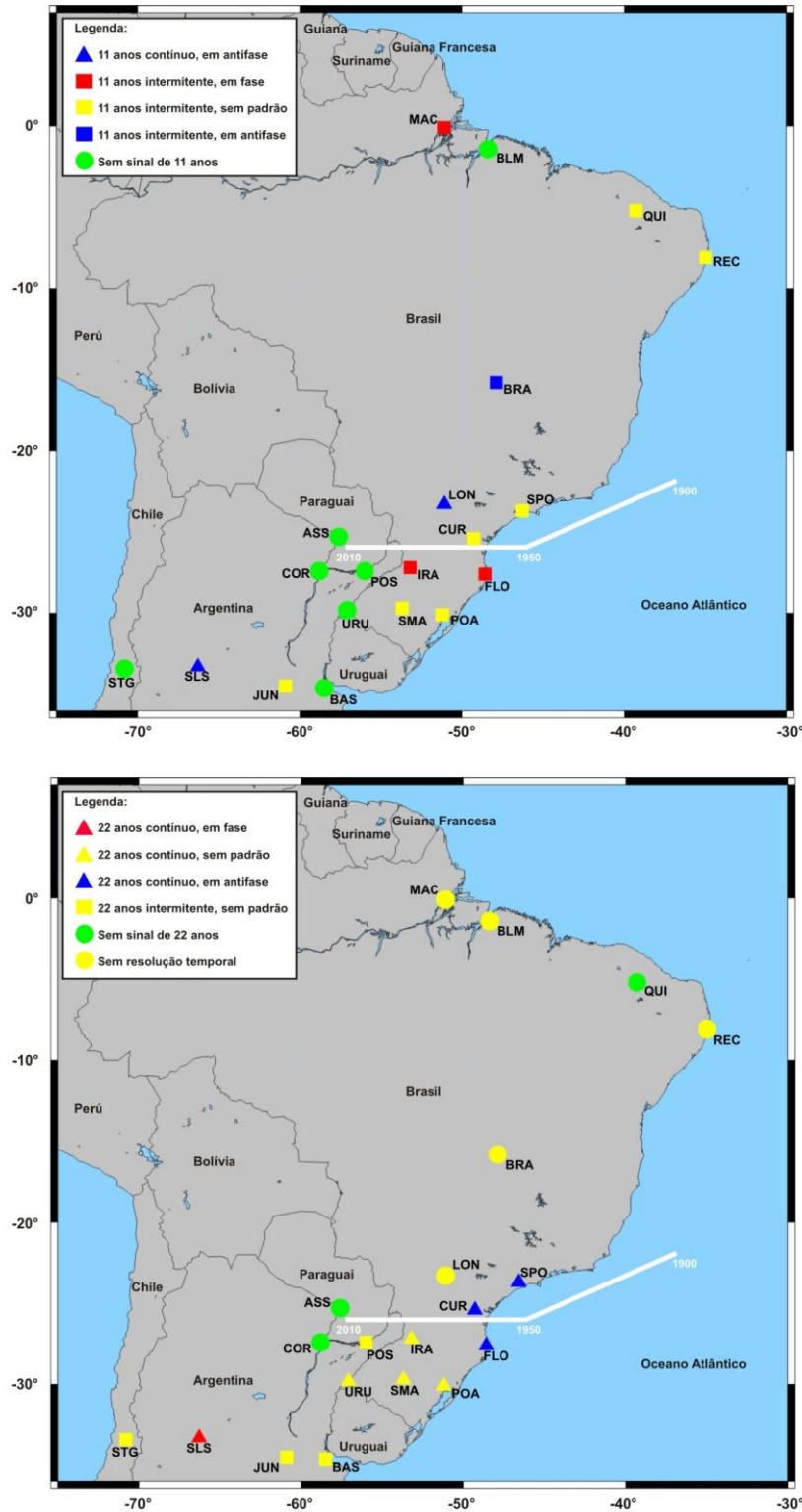


Figura 5.2: Coerência entre as séries temporais de  $R_z$  e  $T_{med}$  (superior) e  $R_{z22}$  e  $T_{med}$  (inferior). O traço branco indica a trajetória aproximada do centro da SAM entre 1900 e 2010. Os significados de cada símbolo estão indicados na legenda.

Para as séries das estações QUI, REC, SPO, CUR, POA, SMA e JUN a coerência é intermitente e a configuração dos ângulos de fase não segue um mesmo padrão em todas as estações. Para a estação BRA, a coerência entre  $T_{med}$  e  $R_z$  é intermitente e em fase.

Para as estações BLM, ASS, COR, POS, URU, BAS e STG, não foi detectada coerência estatisticamente significativa entre os dados de Rz e Tmed para o período investigado. Para algumas estações, em função das séries temporais serem muito curtas, não foi possível investigar a coerência para periodicidades em torno de 22 anos.

A coerência entre os dados de Rz22 e Tmed da estação SLS é estatisticamente significativa durante todo o período investigado, com ângulos de fase sempre apontando para direita, indicando que as séries de Rz22 e Tmed estão em fase.

Para os dados das estações IRA, URU, SMA e POA, também é observada coerência estatisticamente significativa e contínua, porém com ângulos de fase geralmente apontando para cima, indicando para uma relação não linear entre Rz22 e Tmed.

Para os dados de SPO, CUR e FLO a coerência entre Rz22 e Tmed é estatisticamente significativa e contínua com ângulos de fase apontando para a esquerda, indicando que as séries temporais estão em antifase. Uma análise detalhada da influência dos GCR, atividade solar e ENSO sobre a variabilidade de Tmed registrada nas estações SPO, CUR, FLO e POA é apresentada no artigo científico submetido à revista *Annales Geophysicae*. Este artigo é mostrado no APÊNDICE B da Tese.

Nas estações BAS, JUN e STG a coerência em periodicidades próximas de 22 anos é intermitente e os ângulos de fase não seguem um padrão.

A coerência em periodicidades próximas de 22 anos não foi observada nos dados de Tmed das estações QUI, ASS e COR.

### **5.2.2 Coerência entre as séries de manchas solares e precipitação**

Da mesma forma que para os dados de Tmed, os resultados da análise de coerência das séries de Rz (e Rz22) com Prec estão apresentados na íntegra no APÊNDICE A. A Figura 5.3 apresenta estes resultados de forma simplificada.

A coerência espectral entre Rz e Prec é estatisticamente significativa durante todo o intervalo investigado apenas nas estações MAC e BLM, com ângulos de fase apontando sempre para a esquerda para periodicidades próximas a 11 anos.

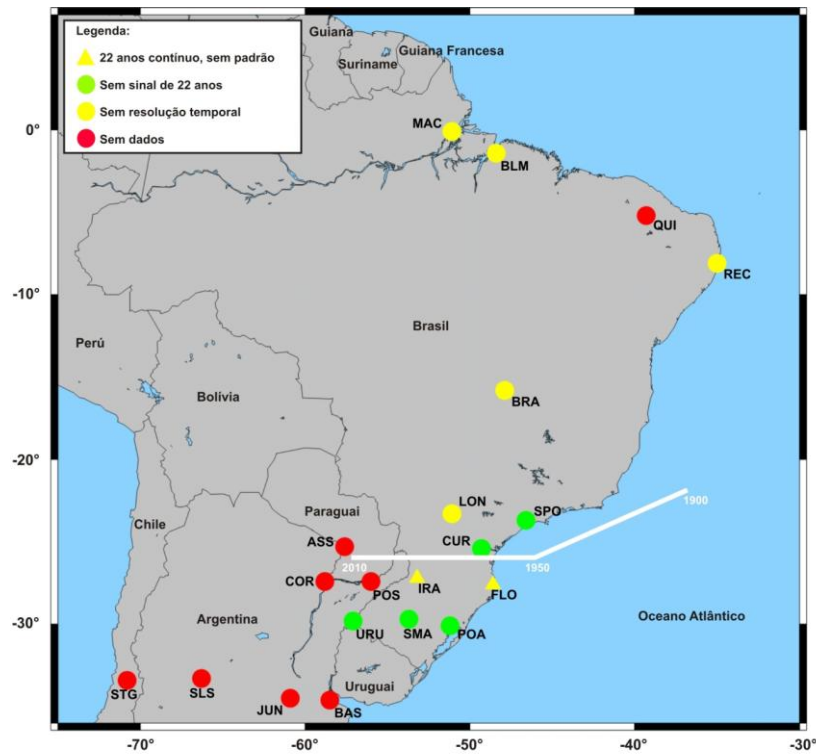
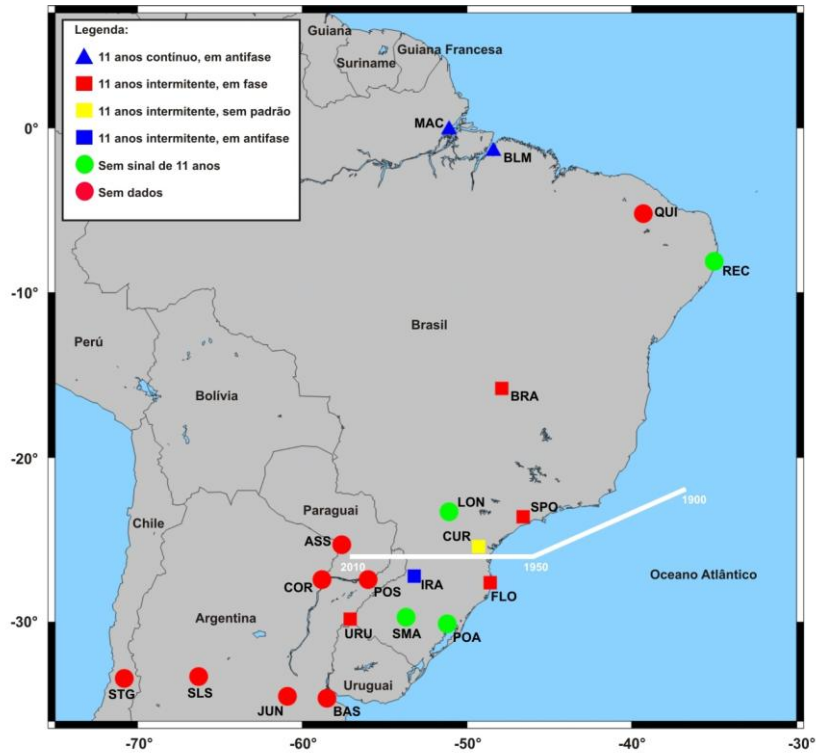


Figura 5.3: Coerência entre as séries temporais de  $R_z$  e  $Prec$  (superior) e  $R_{z22}$  e  $Prec$  (inferior). O traço branco indica a trajetória aproximada do centro da SAM entre 1900 e 2010. Os significados de cada símbolo estão indicados na legenda.

Para as estações BRA, SPO, FLO e URU a coerência é intermitente, e para os períodos em que é estatisticamente significativa os ângulos de fase tendem a apontar para a direita nas séries das quatro estações.

A coerência entre Rz e os dados de Prec de CUR é intermitente, com os ângulos de fase apresentando diferentes configurações ao longo do tempo.

Para a estação IRA, verifica-se que a coerência é intermitente e para o período em que é significativa, os ângulos de fase indicam uma relação linear de antifase entre os dados de Rz e Prec.

Nas estações REC, LON, POA e SMA, não é observada coerência estatisticamente significativa em periodicidades próximas de 11 anos.

Em virtude das limitações impostas pela quantidade de dados disponíveis e do tamanho das séries temporais, a coerência entre Rz22 e Prec pode ser realizada apenas em sete séries temporais. Destas, 5 (SPO, CUR, POA, SMA e URU) não apresentaram coerência estatisticamente significativa em periodicidades próximas a 22 anos. Para os dados de FLO e IRA é observada coerência estatisticamente significativa intermitente, sendo que os ângulos de fase indicam uma relação não linear entre as séries temporais.



## Capítulo 6

### Variabilidade paleoclimática e dos raios cósmicos galácticos

#### 6.1 Descrição geral dos dados paleoclimáticos utilizados

Os dados paleoclimáticos utilizados são duas séries temporais de valores do indicador geoquímico  $\delta^{18}\text{O}$  medidas em amostras de duas estalagmites, uma proveniente da Bahia (denominada DV2, com coordenadas geográficas 12,3°S e 41,6°W) e outra do estado de São Paulo (denominada CR1 com coordenadas geográficas 24,5°S e 48,7°W). Os dados da DV2 estão apresentados no trabalho de Novello et al. (2012), e, os da CR1 estão apresentados no trabalho de Vuille et al. (2012).

O  $\delta^{18}\text{O}$  é um indicador da variabilidade da precipitação, sendo que quanto mais negativos os valores deste indicador, maior foi a precipitação no período correspondente, e vice-versa (Lachniet et al., 2009).

As amostras de estalagmites são datadas através do método U-Th, que permite estimar idades com erros da ordem de cinco anos para estalagmites que registraram os últimos 3 mil anos. Inicialmente é realizada uma análise preliminar na amostra que visa a determinação dos pontos em que ocorreram mudanças no regime de sedimentação. Estes pontos são então escolhidos para a realização de datações absolutas. Entre dois pontos de datação absoluta os valores de idades são interpolados linearmente possibilitando a construção de um modelo de idades para a estalagmite.

#### 6.2 Séries temporais de $\delta^{18}\text{O}$ do Nordeste e do Sudeste do Brasil

Os dados da DV2 foram utilizados na Dissertação de Mestrado de Valdir F. Novello apresentada ao Instituto de Geociências da USP em Abril de 2012. Este trabalho consiste da primeira reconstrução paleoclimática de alta resolução (com média de aproximadamente 1

valor de  $\delta^{18}\text{O}$  a cada 4 anos) para a região nordeste do Brasil cobrindo os últimos aproximadamente 3 mil anos (Novello, 2012; Novello et al., 2012). A Figura 6.1 a seguir mostra os dados de  $\delta^{18}\text{O}$  obtidos na estalagmite DV2.

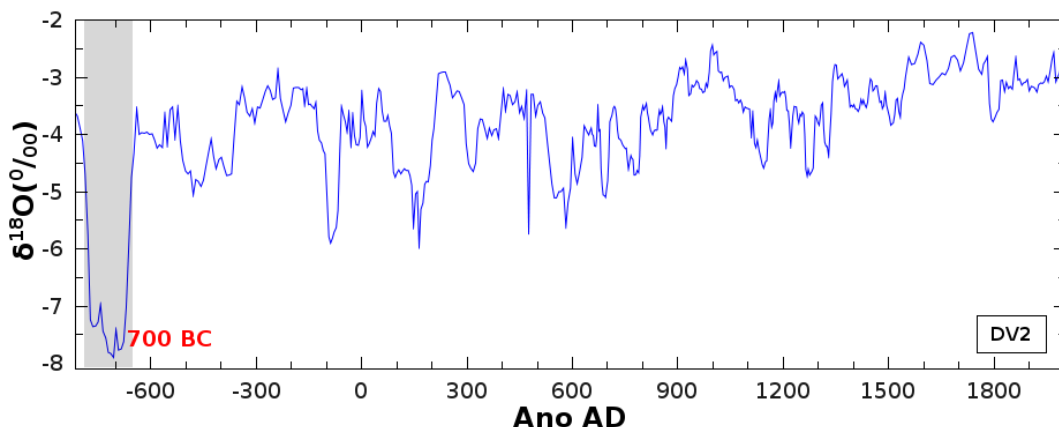


Figura 6.1: Variabilidade do  $\delta^{18}\text{O}$  medido na estalagmite DV2 para os últimos aproximadamente 3000 anos.

O evento climático mais marcante registrado neste espeleotema foi o período altamente chuvoso ocorrido ao redor 700 BC, que foi atribuído por alguns autores como uma resposta à variabilidade solar, mais especificamente a uma manifestação do ciclo solar de Hallstat, com periodicidade de aproximadamente 2300 anos (ex. van Geel et al., 2000).

Para balizar as análises espectrais a serem realizadas posteriormente, é necessário calcular a resolução temporal da série ao longo do tempo. Os resultados estão apresentados na Figura 6.2, onde se pode verificar que 97% dos dados tem resolução temporal menor que 8 anos.

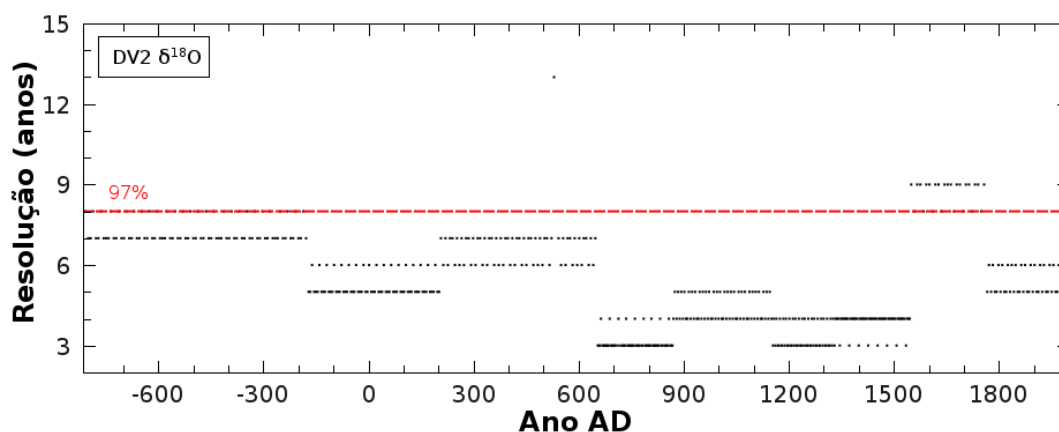


Figura 6.2: Resolução temporal dos dados do espeleotema DV2. O tracejado vermelho é o limite abaixo do qual todos os dados tem resolução temporal igual ou maior que 8 anos.

Considerando que os dados de  $\delta^{18}\text{O}$  são desigualmente espaçados no tempo, é necessário interpolar estes dados, a fim de se obter uma série temporal igualmente espaçada

que possibilite a utilização de ferramentas de análise espectral. Para tal, foi realizada a interpolação anual através do método de splines cúbicos, cujos resultados estão mostrados na Figura 6.3. Verifica-se que as duas curvas são bastante similares, o que indica que a curva interpolada representa razoavelmente a série temporal original.

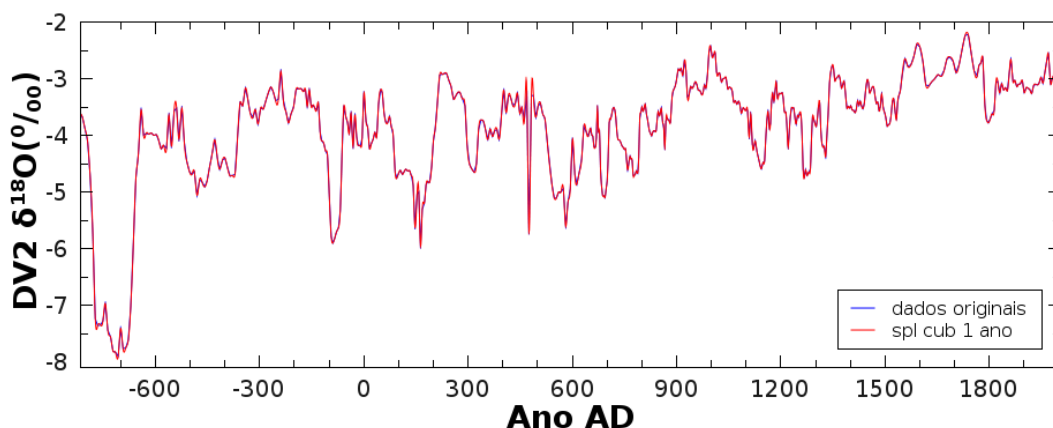


Figura 6.3: Comparação entre os dados originais (curva azul) e a interpolação anual dos dados do speleotema DV2 através do método de splines cúbicos (curva vermelha).

Os dados da CR1 foram utilizados na Dissertação de Mestrado de Brandon L. Taylor, apresentada à *Graduate School of the University of Massachusetts Amherst* em Fevereiro de 2010. O trabalho consiste da primeira reconstrução paleoclimática de alta resolução (aproximadamente um dado de  $\delta^{18}\text{O}$  para cada 3 anos) do sudeste do Brasil cobrindo os últimos 4100 anos (Taylor, 2010; Vuille et al., 2012). A série temporal de  $\delta^{18}\text{O}$  da CR1, para o período 1000 BC até 2003 AD, está apresentada na Figura 6.4.

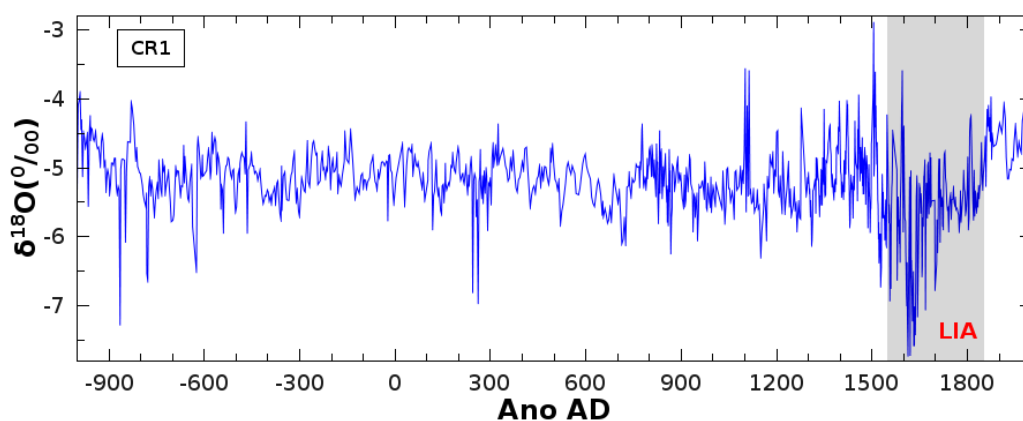


Figura 6.4: Variabilidade do  $\delta^{18}\text{O}$  medido na estalagmite CR1 para os últimos aproximadamente 3000 anos.

O evento climático mais marcante indicado pelo  $\delta^{18}\text{O}$  é o período bastante úmido na época correspondente à LIA, que ocorreu há aproximadamente quatro séculos, e foi

caracterizada por temperaturas muito baixas na Europa e pela alta precipitação no sudeste do Brasil.

A resolução temporal da CR1 em função do tempo está apresentada na Figura 6.5. Verifica-se que 96% dos dados apresentam resolução temporal inferior a 5 anos.

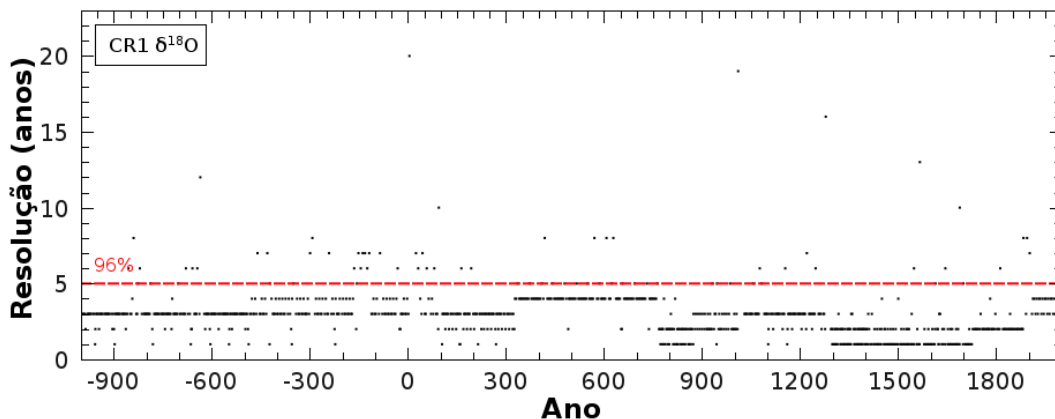


Figura 6.5: Resolução temporal dos dados do espeleotema CR1. O tracejado vermelho é o limite abaixo do qual todos os dados tem resolução temporal igual ou maior que 5 anos.

Similarmente ao realizado para a amostra DV2, foi utilizado o método da interpolação por splines cúbicos com intervalo de um ano. A Figura 6.6 mostra uma comparação entre os dados originais e os dados interpolados. Verifica-se que de maneira geral, a série interpolada representa as variações do  $\delta^{18}\text{O}$ . São observadas algumas discrepâncias em termos de amplitude das variações em alguns pontos específicos, mas que não devem afetar as análises espectrais em escala decadal ou maior.

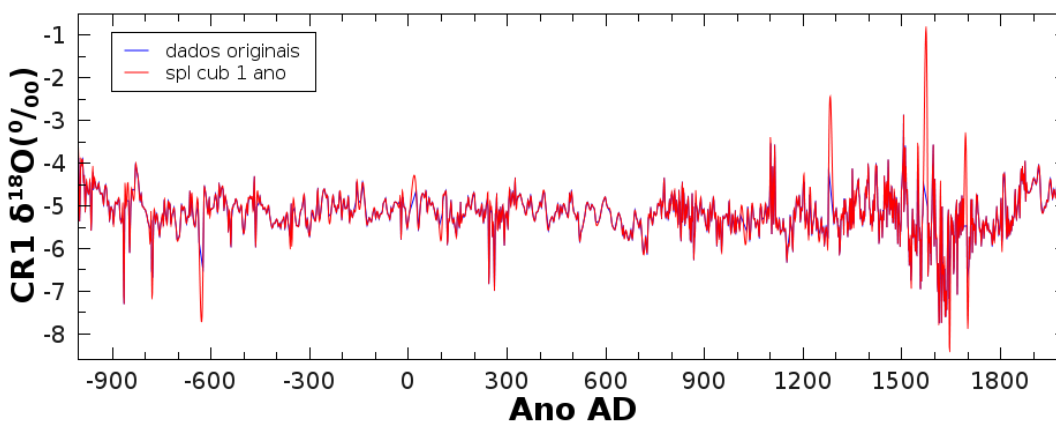


Figura 6.6: Comparação entre os dados originais (curva azul) e a interpolação anual dos dados do espeleotema CR1 através do método de splines cúbicos (curva vermelha).

### 6.3 Método da análise dos dados paleoclimáticos

O primeiro passo da análise dos dados paleoclimáticos consiste em investigar a coerência entre as séries temporais de  $\delta^{18}\text{O}$  da DV2 e da CR1 com a série temporal de Rz para o período entre 1700 e 2005 AD. O principal objetivo desta parte da análise é verificar se existe coerência entre a variabilidade dos dados paleoclimáticos e do indicador da atividade solar (e dos GCR) principalmente para periodicidades próximas de 11 e 22 anos. Os resultados desta parte da análise estão apresentados na Seção 6.4.

O segundo passo da análise consiste em procurar a ocorrência de variações periódicas nos dados paleoclimáticos utilizando o método de análise espectral clássica ARIST. As periodicidades eventualmente presentes nas séries temporais de dados paleoclimáticos são então comparadas com as periodicidades presentes na série temporal do NMSR, que é um indicador da variabilidade solar para o período anterior a 1700 AD. Esta análise, feita para o período entre 1000 BC e 1900 AD está apresentada na Seção 6.5.

Os resultados da análise espectral clássica (Seção 6.5) permitem a reconstrução das séries temporais do NMSR e dos dados paleoclimáticos para periodicidades específicas. A comparação entre as reconstruções para determinadas periodicidades permitirá a análise de fase relativa entre as séries temporais. Este procedimento será realizado para as periodicidades associadas às maiores amplitudes da série do NMSR e as correspondentes periodicidades detectadas nas séries de dados paleoclimáticos. Os resultados desta etapa da análise estão apresentados na Seção 6.6.

O quarto passo da análise consiste em comparar as variações de  $\delta^{18}\text{O}$ , com períodos maiores que 150 anos, com as variações do campo geomagnético, que, em escala secular ou maior pode ser utilizado com um indicador da variabilidade dos GCR no passado. Os resultados desta fase da análise estão apresentados na Seção 6.7.

A etapa final da análise consiste em analisar com mais detalhe o comportamento das variações da atividade solar, dos GCR e do campo geomagnético durante os eventos climáticos mais marcantes registrados nos dois espeleotemas que forneceram os dados utilizados neste trabalho. Os resultados da análise do evento de aproximadamente 700 BC registrado no Nordeste do Brasil estão apresentados na Seção 6.8. Os resultados da análise do

evento ocorrido no período da LIA, registrado no Sudeste do Brasil, estão apresentados na Seção 6.9.

#### 6.4 Coerência entre as séries de Rz e $\delta^{18}\text{O}$

A análise de coerência espectral (WTC) é utilizada para o período entre 1700 e 2004 AD, para o qual são disponíveis dados do número de manchas solares (Rz) e de  $\delta^{18}\text{O}$ . O objetivo desta análise é investigar a possível relação entre os GCR e o clima em escala decadal a multidecadal. Os resultados desta análise estão apresentados na Figura 6.7.

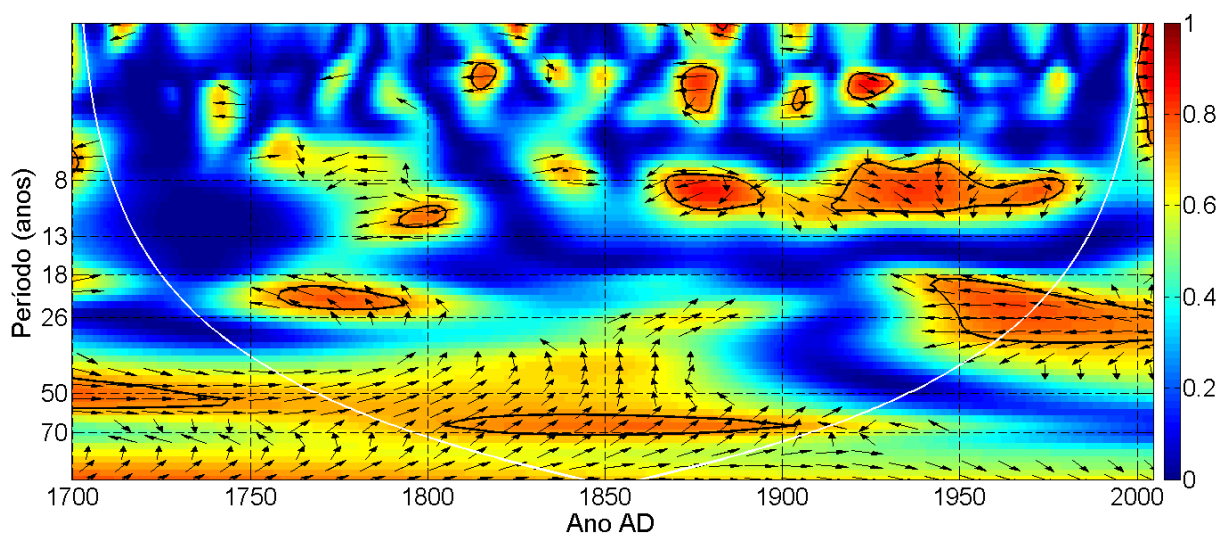


Figura 6.7: Resultados da análise de coerência entre os dados de  $d^{18}\text{O}$  da DV2 e Rz para o período 1700AD-2004AD. A legenda é idêntica àquela da Figura 5.1.

Os resultados da DV2 mostram que a coerência estatisticamente significativa para periodicidades próximas a 11 anos foi mais persistente no tempo do que a coerência para periodicidades próximas a 22 anos. A coerência associada às periodicidades próximas de 11 anos foi alta ao redor de 1800, entre 1870 e 1895 e, entre 1915 e 1980. Esta faixa de periodicidades também foi observada em dados instrumentais de precipitação do Nordeste do Brasil por Kayano & Andreoli (2004). Estas autoras associaram estas variações periódicas em escala decadal a modos de variabilidade dos oceanos Atlântico e Pacífico, que por sua vez podem estar associadas direta ou indiretamente à variabilidade solar (ex. Berger, 2008). Além disso, é possível observar que a coerência, para períodos entre 8 e 13 anos, aumentou ao longo do tempo, porém os ângulos de fase indicam que a relação entre as séries temporais é não linear nesta faixa de periodicidades.

As periodicidades próximas de 22 anos foram associadas à alta coerência entre 1755 e 1795 e, após 1945. Neste último período, os ângulos de fase apontam predominantemente para a esquerda, indicando uma relação de antifase entre as séries temporais para periodicidades próximas de 22 anos. Alta coerência associada a periodicidades entre 60 e 70 anos, com ângulos de fase indicando uma relação não linear, foi observada entre 1805 e 1900. Esta faixa de periodicidades, que pode estar relacionada ao ciclo solar de Gleissberg, foi associada à Oscilação Multidecadal do Atlântico por Novello et al. (2012).

Os resultados da coerência entre  $R_z$  e  $\delta^{18}O$  da CR1 estão apresentados na Figura 6.8. As periodicidades menores que 5 anos não serão consideradas em razão da resolução temporal da CR1. Praticamente não é observada coerência estatisticamente significativa para períodos próximos de 11 anos. A coerência associada a periodicidades próximas de 22 anos, embora intermitente, é presente por mais tempo na série temporal. Ela é estatisticamente significativa entre 1780 e 1840, com ângulos de fase indicando uma relação linear de fase, e após 1950, com ângulos de fase indicando uma relação não linear. Similar ao observado na Figura 6.9, também se verifica alta coerência em periodicidades próximas de 70 anos a partir de 1820, que poderia ser associado a modulação pelo ciclo solar de Gleissberg.

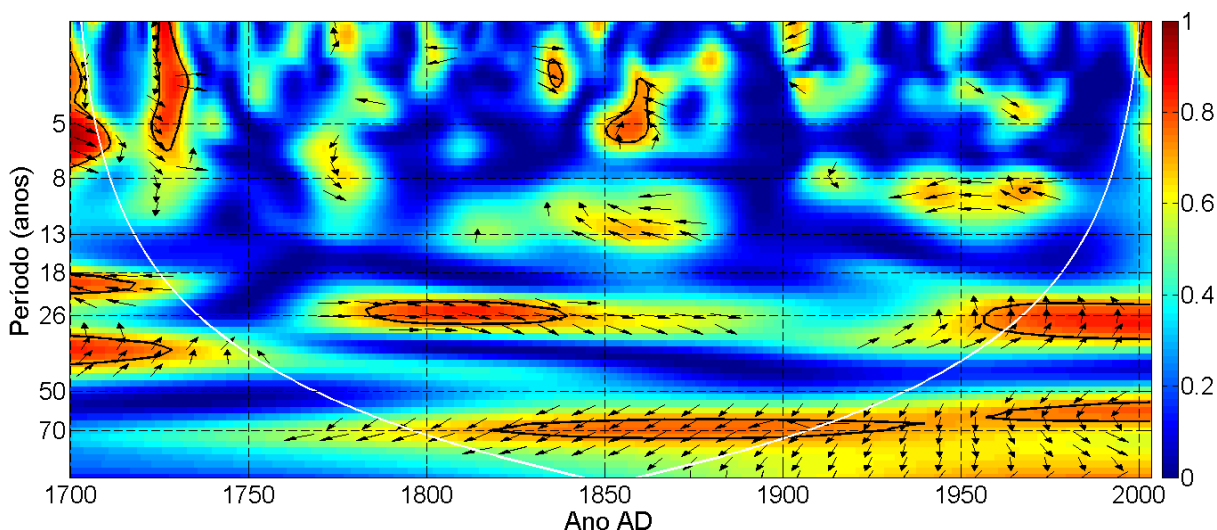


Figura 6.8: Resultados da análise de coerência entre os dados de  $\delta^{18}O$  da CR1 e o número de manchas solares para o período 1700AD-2003AD. A legenda é idêntica aquela da Figura 5.1.

## 6.5 Análise ARIST das séries temporais do NMSR e de $\delta^{18}\text{O}$

A fim de investigar a presença de variações periódicas nos dados paleoclimáticos e, se estas podem ser associadas à variabilidade solar, e consequentemente à variabilidade dos GCR, é utilizada a análise ARIST. Considerando que as séries temporais de  $\delta^{18}\text{O}$  disponíveis cobrem os últimos 3 mil anos, é conveniente utilizar como indicador da variabilidade solar os dados do NMSR. Os resultados da análise espectral clássica da série temporal de NMSR estão apresentados na Figura 6.9.

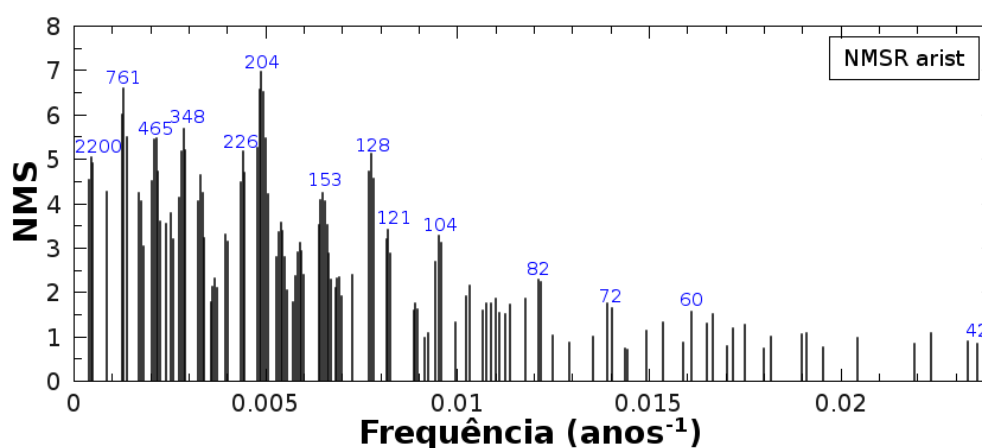


Figura 6.9: Resultados da Análise ARIST da séries de NMSR. Os valores dos períodos, em anos, associados às maiores amplitudes estão indicados em azul.

Em primeiro lugar, nota-se na Figura 6.9 que periodicidades menores que 42 anos não são encontradas considerando-se o limite de confiança de 95%. Isto ocorre em virtude de que os dados utilizados para construir a curva do NMSR são suavizados, conforme discutido no Capítulo 2. Além destas periodicidades maiores que 42 anos, não se podem esquecer as muito bem documentadas periodicidades de 22 e 11 anos, verificadas nas observações diretas da atividade solar.

A análise ARIST dos dados da DV2, mostrando as periodicidades determinadas dentro do limite de confiança de 95% estão apresentados nas figuras 6.10 (frequências entre 0 e 0,01 anos<sup>-1</sup>) e 6.11 (frequências entre 0,01 e 0,07 anos<sup>-1</sup>), de forma a facilitar a visualização dos períodos estatisticamente significativos. Não foram detectadas frequências maiores do que 0,07 anos<sup>-1</sup> considerando o limite de confiança de 95%.



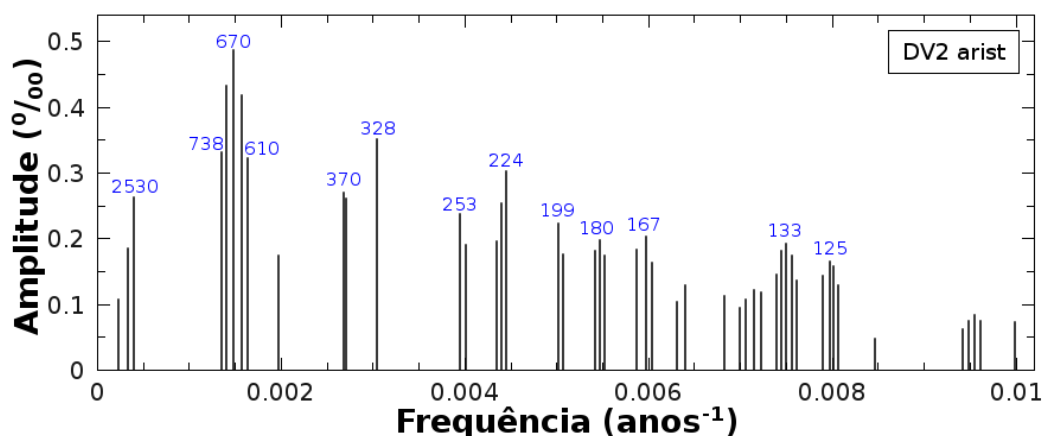


Figura 6.10: Resultados da Análise ARIST dos dados de  $\delta^{18}\text{O}$  da amostra DV2 para frequências entre 0 e  $0.01 \text{ anos}^{-1}$ . Os valores dos períodos, em anos, associados às maiores amplitudes estão indicados em azul.

Em termos de amplitude, a periodicidade mais importante presente na série temporal é centrada em 670 anos, sendo também observadas outras periodicidades importantes entre 610 e 738 anos. Uma variação periódica similar a esta, centrada em torno de 761 anos, foi detectada pela análise ARIST na série do NMSR. Além disso, Strikis et al. (2011), identificaram uma periodicidade próxima de 800 anos em dados de espeleotemas do estado de Minas Gerais.

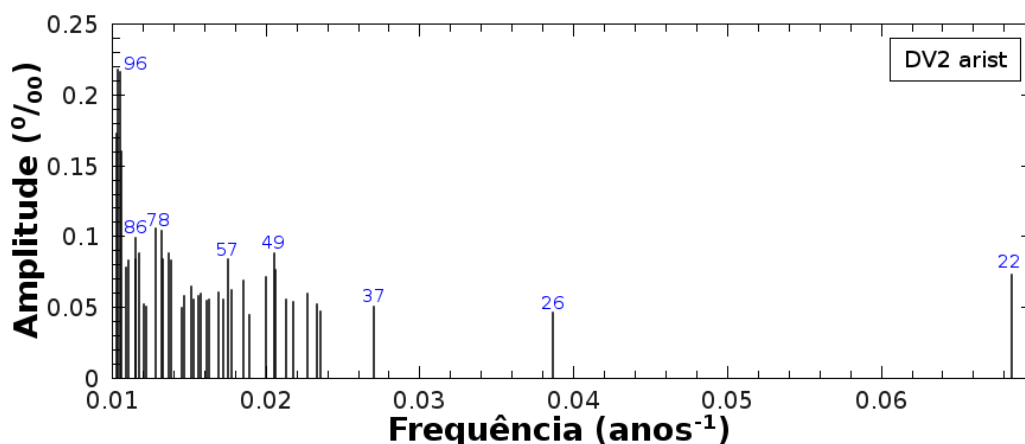


Figura 6.11: Resultados da Análise ARIST dos dados de  $\delta^{18}\text{O}$  da amostra DV2 para frequências entre  $0.01$  e  $0.07 \text{ anos}^{-1}$ . Os valores dos períodos, em anos, associados às maiores amplitudes estão indicados em azul.

Outras periodicidades, detectadas na DV2, também são similares a periodicidades características da variabilidade solar. Entre estas, e por ordem de amplitude destacam-se periodicidades próximas de 200 anos, entre 80 e 100 anos e de 22 anos, que podem ser associadas aos ciclos solares de Suess, Gleissberg e Hale, respectivamente. Além destas, foi

detectada uma periodicidade de 2530 ( $\pm 92$ ) anos nos dados de  $\delta^{18}\text{O}$  da DV2, que poderia estar relacionada com o ciclo solar de Hallstatt.

Os resultados de análise ARIST do registro de  $\delta^{18}\text{O}$  da CR1 estão apresentados em duas figuras complementares, sendo que na primeira estão as frequências entre 0 e 0,01  $\text{anos}^{-1}$  (Figura 6.12) e na segunda estão as frequências entre 0,01 e 0,155  $\text{anos}^{-1}$  (Figura 6.13). Não foram detectadas frequências estatisticamente significativas maiores do que 0,155  $\text{anos}^{-1}$ .

A principal periodicidade presente na série de  $\delta^{18}\text{O}$  da CR1 foi de 18875 anos, com amplitude de 4,85 ‰, que geralmente é associada ao ciclo de precessão da órbita terrestre. Também foi detectada uma periodicidade de 9437 anos, com amplitude de 0,46 ‰, que pode ser associada ao segundo harmônico da periodicidade de 18875 mil anos. Embora a análise espectral ARIST possibilite a identificação de periodicidades maiores que o tamanho da série temporal, pois neste caso ela considera a série como uma parte da função senoidal, as periodicidades de 18875 e 9437 anos foram determinadas com erro muito alto, de  $\pm 8503$  anos e  $\pm 2199$  anos respectivamente. Estas periodicidades não estão representadas na Figura 6.10 porque suas altas amplitudes dificultariam a visualização das outras periodicidades.

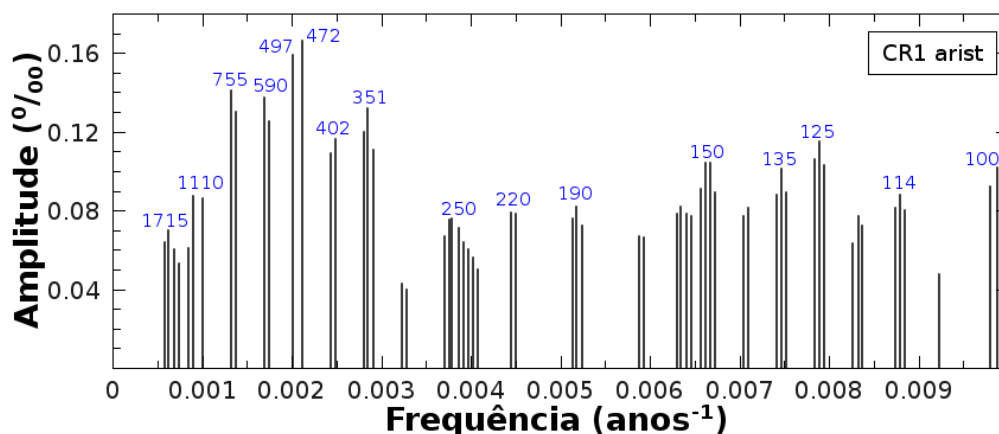


Figura 6.12: Resultados da Análise ARIST dos dados de  $\delta^{18}\text{O}$  da amostra CR1 para frequências entre 0 e 0,01  $\text{anos}^{-1}$ . Os valores dos períodos, em anos, associados às maiores amplitudes estão indicados em azul.

A análise ARIST da CR1 indicou a ocorrência de uma periodicidade de 755 anos, que é próxima da periodicidade de 761 detectada na série do NMSR. Também foi detectada na CR1 uma periodicidade de 1715 ( $\pm 114$ ) anos que poderia ser associada a uma resposta do ciclo de Hallstatt. A segunda periodicidade mais importante, em termos de amplitude, é de aproximadamente 485 anos (472 e 497 anos), 590 anos e 351 anos, que

também aparecem na análise espectral do NMSR, e podem ser associadas com harmônicos de periodicidades maiores.

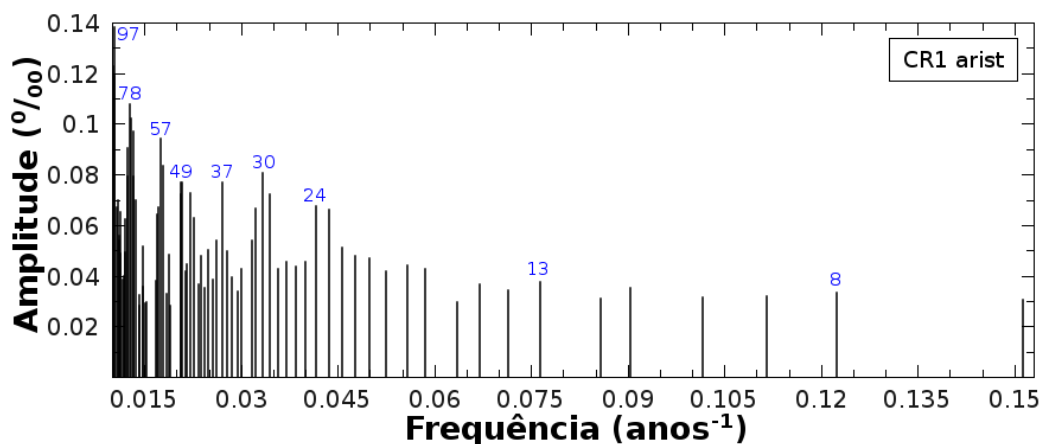


Figura 6.13: Resultados da Análise ARIST dos dados de  $\delta^{18}\text{O}$  da amostra CR1 para frequências entre 0.01 e 0.155 anos<sup>-1</sup>. Os valores dos períodos, em anos, associados às maiores amplitudes estão indicados em azul.

Além destas, foram identificadas outras periodicidades que geralmente são associadas à variabilidade solar, próximas de 200 anos, entre 80 e 100 anos, de 22 anos. Em virtude da alta resolução temporal da CR1, também foi possível a identificação de periodicidades típicas do ciclo solar de Schwabe, entre 8 e 13 anos.

## 6.6 Comparação das reconstruções das periodicidades de ~750 e ~200 anos a partir das séries do NMSR e de $\delta^{18}\text{O}$ através da ARIST

Conforme apresentado no Capítulo 4, o método ARIST estima simultaneamente os valores de frequência angular, amplitude e fase associado a cada periodicidade presente em determinada série temporal. Substituindo os valores destes parâmetros no segundo termo do lado direito da Equação 4.1 é possível reconstruir a série temporal para cada periodicidade estimada pela ARIST. Esta metodologia é adotada com o objetivo de analisar a fase relativa entre importantes periodicidades comuns nas séries do NMSR e dos dados paleoclimáticos. Esta análise é feita para o período 815 BC a 1900 AD para a série de  $\delta^{18}\text{O}$  da DV2 e para o período 1000 BC a 1900 AD para série de  $\delta^{18}\text{O}$  da CR1.

A variação periódica associada à maior amplitude espectral na serie temporal do NMSR (Figura 6.9) é de 204 anos, que está associada a uma amplitude de 6,947 manchas solares e uma fase de 3,20495. Uma periodicidade similar a esta, de 199 anos associada a uma

amplitude de  $0,223 \text{ ‰}$  e fase de  $1,30045$ , é detectada na série de  $\delta^{18}\text{O}$  da DV2 (Figura 6.10). A comparação entre as séries do NMSR e de  $\delta^{18}\text{O}$  da DV2 reconstruídas a partir destas periodicidades está apresentada na Figura 6.14.

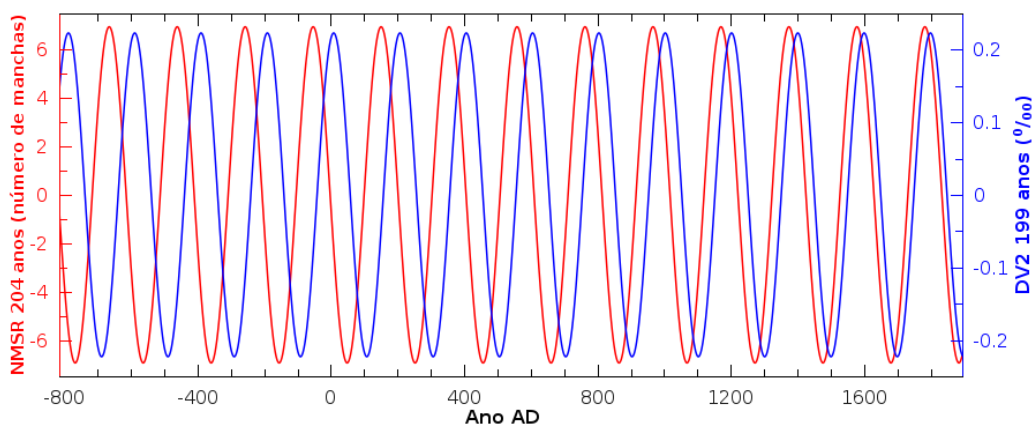


Figura 6.14: Reconstrução das séries do NMSR (esquerda, vermelho) e de  $\delta^{18}\text{O}$  da DV2 (direita, azul) a partir das periodicidades de 204 e 199 anos, respectivamente.

Verifica-se que à medida que o tempo passa, as componentes de aproximadamente 200 anos das séries do NMSR e de  $\delta^{18}\text{O}$  da DV2 tendem a entrar em fase, sendo que após 1220 AD as séries estão praticamente em fase. Diversos autores (p. ex. Raspopov et al., 2008) identificaram periodicidades próximas de 200 anos em indicadores paleoclimáticos do último milênio e associaram estas a modulação através do ciclo solar de Suess.

Nos dados da CR1 também é observada uma periodicidade próxima de 204 anos. Esta periodicidade, de 193 anos, é associada a uma amplitude de  $0,082 \text{ ‰}$  e fase de  $1,67487$ . A comparação entre as séries do NMSR e de  $\delta^{18}\text{O}$  da CR1 reconstruídas a partir destas periodicidades está apresentada na Figura 6.15.

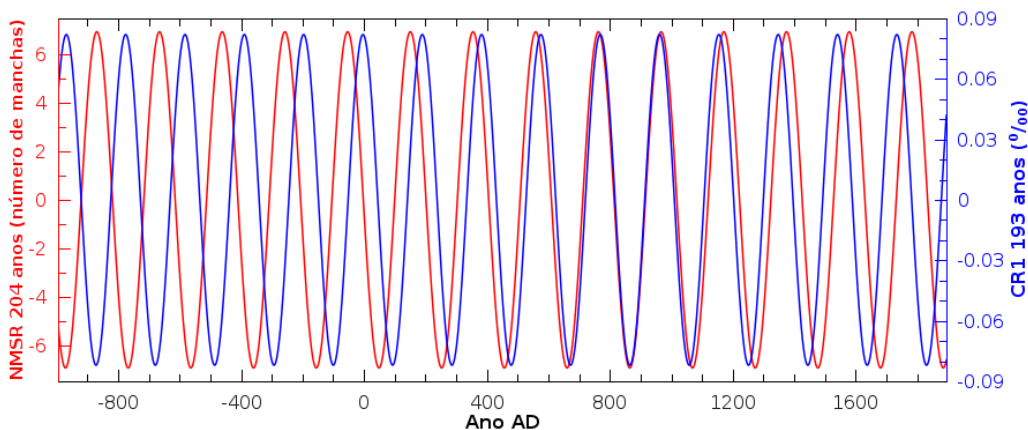


Figura 6.15: Reconstrução das séries do NMSR (esquerda, vermelho) e de  $\delta^{18}\text{O}$  da CR1 (direita, azul) a partir das periodicidades de 204 e 193 anos, respectivamente.

A análise da fase relativa das séries do NMSR e de  $\delta^{18}\text{O}$  da DV2 reconstruídas para periodicidades próximas de 200 anos indicam que as séries estão fora de fase até 500 AD. Entre 500 AD e aproximadamente 1300 AD as reconstruções estão em fase, indicando que neste período a relação entre a variabilidade solar (e/ou dos GCR) e o  $\delta^{18}\text{O}$  foi linear. Depois de 1300 AD as séries reconstruídas voltam a ficar fora de fase.

A variação periódica associada à segunda maior amplitude espectral na serie temporal do NMSR (Figura 6.7) é de 761 anos, que está associada a uma amplitude de 6,575 manchas solares e uma fase de 5,21294. Na DV2 é detectada uma periodicidade de 670 anos, associada a maior amplitude espectral, de  $0,223 \text{ ‰}$ , e fase de 1,30045. A comparação entre as séries do NMSR e de  $\delta^{18}\text{O}$  da DV2 reconstruídas a partir destas periodicidades está apresentada na Figura 6.16.

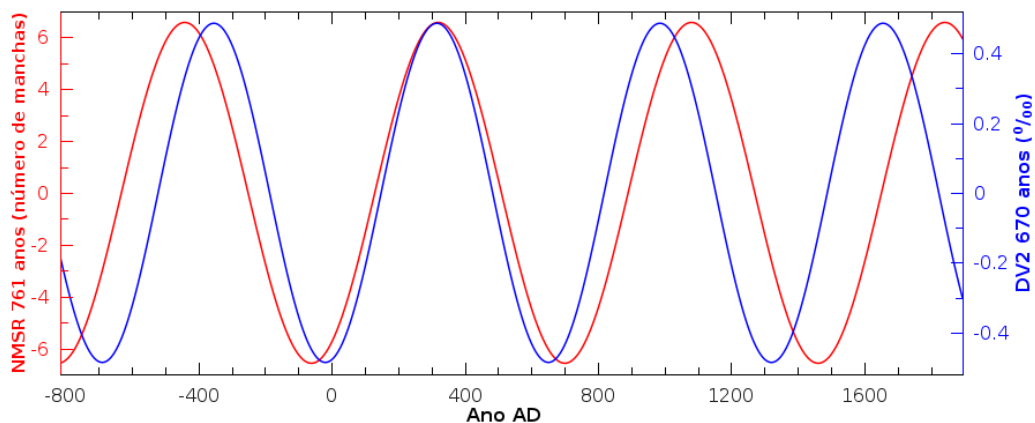


Figura 6.16: Reconstrução das séries do NMSR (esquerda, vermelho) e de  $\delta^{18}\text{O}$  da DV2 (direita, azul) a partir das periodicidades de 761 e 670 anos, respectivamente.

A Figura 6.16 mostra que as séries do NMSR e de  $\delta^{18}\text{O}$  da DV2 reconstruídas para periodicidades próximas de 700 anos estão fora de fase até aproximadamente 0 AD. Entre 0 AD e aproximadamente 700 AD as duas séries estão em fase, passando a ficar fora de fase após 700 AD.

De forma similar ao apresentado na figura anterior, a série do NMSR reconstruída a partir da periodicidade de 761 anos é comparada com uma periodicidade próxima desta, detectada na CR1, com período de 755 anos. Esta periodicidade é associada a uma amplitude espectral de  $0,141 \text{ ‰}$  e uma fase de 3,34644. A comparação entre as séries do NMSR e de  $\delta^{18}\text{O}$  da CR1 reconstruídas a partir destas periodicidades está apresentada na Figura 6.17.

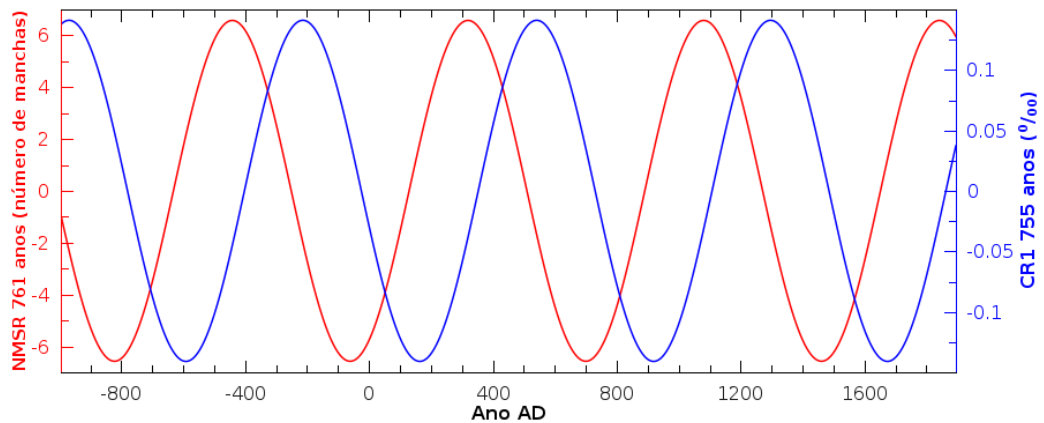


Figura 6.17: Reconstrução das séries do NMSR (esquerda, vermelho) e de  $\delta^{18}\text{O}$  da CRI (direita, azul) a partir das periodicidades de 761 e 755 anos, respectivamente.

Observa-se que as séries do NMSR e de  $\delta^{18}\text{O}$  da DV2 reconstruídas para periodicidades próximas de 750 anos estão fora de fase durante todo o período investigado, indicando que se existe relação entre as séries temporais, esta é não linear. Além disso, verifica-se que a diferença de fase entre as séries temporais parece ser constante. Apesar de parecer intuitivo sugerir que as variações do  $\delta^{18}\text{O}$  ocorrem cerca de 200 anos após as variações no indicador da atividade solar, devemos recordar de que a diferença de fase relativa não permite dizer qual série temporal estaria guiando e qual estaria sendo guiada durante o período estudado.

## 6.7 Comparação entre a intensidade do CMT e os dados de $\delta^{18}\text{O}$

Knudsen & Riisager (2009) investigaram a relação entre as variações de  $\delta^{18}\text{O}$  medidas em espeleotemas provenientes de regiões de baixas latitudes e variações do momento de dipolo geomagnético. A curva do momento de dipolo utilizada é construída a partir de uma média móvel dos dados reunidos na base GEOMAGIA.50 (Knudsen et al., 2008), que consiste numa compilação de todos os dados de paleointensidade absoluta publicados em conceituadas revistas científicas. Este modelo permite calcular a intensidade do momento de dipolo geomagnético para os últimos 12 mil anos. Como resultado, estes autores verificaram que existe uma notável similaridade entre as variações geomagnéticas e as variações de  $\delta^{18}\text{O}$ , indicando que existe uma modulação dos GCR sobre as variações de precipitação em escala temporal milenar. A Figura 6.18 a seguir apresenta um exemplo dos resultados obtidos por Knudsen & Riisager (2009).

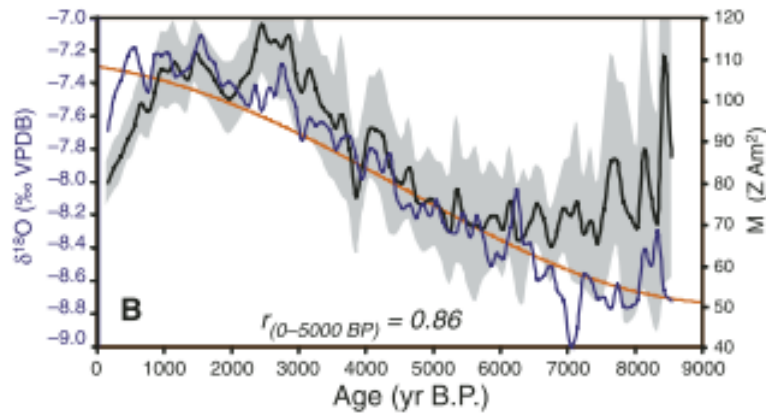


Figura 6.18: Comparação entre variabilidade de  $\delta^{18}\text{O}$  (curva azul) medido em um espeleotema da caverna Dongge, do sul da China com o momento de dipolo geomagnético (curva preta) e a insolação (curva vermelha). A área sombreada indica o erro associado a determinação da intensidade do momento de dipolo a partir dos dados de paleointensidade absoluta. Fonte: Knudsen & Riisager, 2009.

Analisando a Figura 6.18 verifica-se que a similaridade entre a curva de  $\delta^{18}\text{O}$  é maior com relação à curva de intensidade do momento de dipolo do que em relação à curva de insolação. Como, em escala milenar, a insolação é reconhecida como forçante climático e seu sinal é registrado em espeleotemas (p. ex. Cruz et al., 2005), Knudsen & Riisager (2009) perceberam que eliminando-se a tendência de longo período nos dados de  $\delta^{18}\text{O}$ , a correlação entre o momento de dipolo geomagnético e a variabilidade de  $\delta^{18}\text{O}$  fica ainda maior.

Com o intuito de testar esta relação entre campo geomagnético e variabilidade de  $\delta^{18}\text{O}$  na América do Sul nos últimos 3 mil anos, foram utilizados os dados de  $\delta^{18}\text{O}$  de alta resolução dos espeleotemas DV2 e CR1, e o modelo mais atual de campo geomagnético disponível no momento.

Visando comparar as variações da intensidade do campo geomagnético, estimadas através do modelo CALS3k.3, em escala secular, com as variações mais lentas dos dados de  $\delta^{18}\text{O}$ , foi utilizada a filtragem passa baixa de Fourier. Para tal, ambos os sinais foram filtrados utilizando-se um filtro passa baixa (LPF) de 150 anos e foi eliminada a tendência de longo período associada ao ciclo orbital de precessão. Os resultados estão apresentados na Figura 6.19.

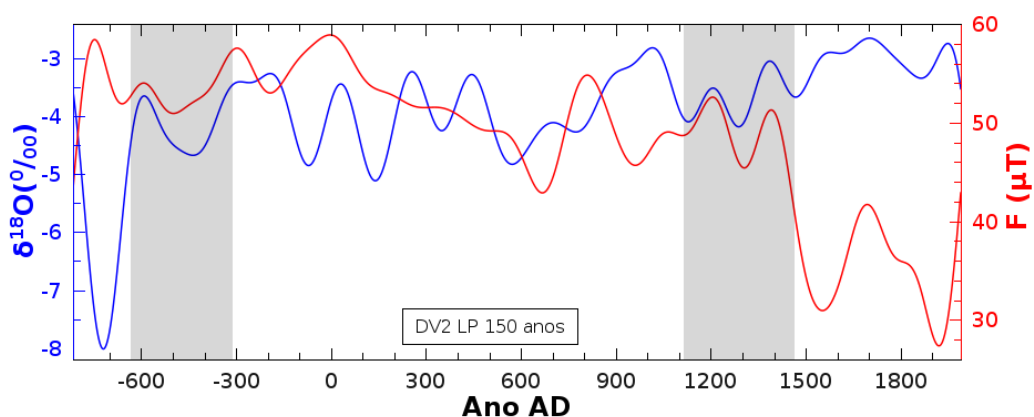


Figura 6.19: Dados de  $\delta^{18}\text{O}$  da DV2 e intensidade do campo geomagnético calculada para a mesma posição geográfica da DV2 a partir do modelo CALS3k.3 filtrados através de um LPF de 150 anos.

No início da série temporal, enquanto o campo geomagnético foi mais intenso, são observados baixos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  relacionados ao evento de  $\sim 700$  BC. Na parte final da série temporal, onde o campo geomagnético é menos intenso, são observadas variações de  $\delta^{18}\text{O}$  com amplitudes baixas, e associadas a valores menos negativos de  $\delta^{18}\text{O}$ . Entre 620 BC e 300 BC e entre 1100 AD e 1470 AD verifica-se alta similaridade entre as séries temporais, indicando que existe correlação entre elas. Em escala milenar, parece não existir similaridade entre as séries temporais, discordando dos resultados de Knudssen & Riisager (2009).

Na Figura 6.20 estão apresentadas as séries de  $\delta^{18}\text{O}$  da CR1 e de intensidade do CMT filtrados com um filtro passa baixa de 150 anos.

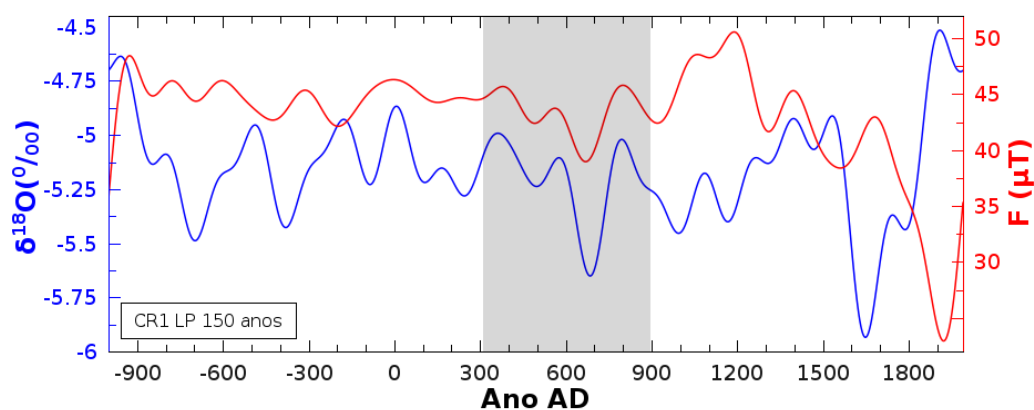


Figura 6.20: Dados de  $\delta^{18}\text{O}$  da CR1 e intensidade do campo geomagnético calculada para a mesma posição geográfica da CR1 a partir do modelo CALS3k.3 filtrados através de um LPF de 150 anos.

A primeira característica interessante a se notar na Figura 6.20, é que para o período mais recente, após aproximadamente 1500 AD, quando se observam os valores mais baixos



de intensidade do campo geomagnético, também se observam valores bastante negativos de  $\delta^{18}\text{O}$ . Outro dado interessante é que entre aproximadamente 300 AD e 900 AD, as duas curvas estão em fase. Dentro deste período, ao redor de 700 AD são observados mínimos locais nas duas curvas. Em escala milenar, não é verificada alta similaridade entre as séries temporais.

## 6.8 O evento climático de aproximadamente 750 BC registrado no nordeste do Brasil

De acordo com a Figura 6.1, o evento climático mais marcante registrado pelo  $\delta^{18}\text{O}$  da DV2 foi a grande excursão ocorrida há aproximadamente 2750 anos atrás, associado a um período muito úmido. Conforme sugerido por vários autores, este evento poderia estar relacionado com o grande mínimo de atividade solar ocorrido na mesma época. Considerando que os períodos de baixa atividade solar são coincidentes com períodos de alta incidência de GCR, esta alta incidência de GCR neste período poderia ser um mecanismo para explicar a alta umidade indicada pela curva de  $\delta^{18}\text{O}$ .

Por outro lado, ocorreram vários outros grandes mínimos de atividade solar entre 1000 BC e 1900 AD, sem produzir efeitos climáticos tão evidentes quanto este observado próximo de 750 BC. Porém, a variabilidade dos GCR é também modulada pela variação da intensidade do CMT, que está apresentada na Figura 6.21, em vermelho.

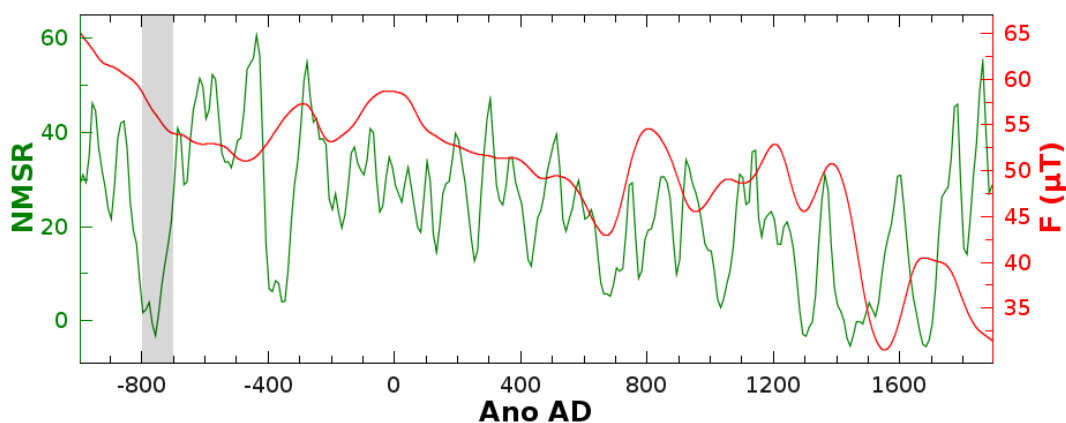


Figura 6.21: Comparação entre a intensidade do campo geomagnético e o NMSR para o período -1000AD e 1900 AD.

A intensidade do CMT foi de cerca de  $55 \mu\text{T}$  em 750 BP, caindo depois, chegando a ser menor que  $30 \mu\text{T}$  próximo de 1550 AD. Assim, o período ao redor de 750 BP foi caracterizado pela baixa atividade solar, que favorece a incidência de GCR, e por alta intensidade do CMT, que dificulta a incidência dos GCR. Diante desta situação, é complicado

atribuir este evento climático somente (ou principalmente) aos GCR, sendo mais sensato associá-lo principalmente a variação na irradiância solar, que foi muito baixa no período, e que não possui relação com a intensidade do CMT. Esta sugestão é reforçada pelo fato de que nas regiões mais próximas ao equador geomagnético, possíveis efeitos associados aos GCR seriam minimizados pela configuração direcional do CMT.

## **6.9 Variabilidade climática entre 1500 AD e 1620 AD registrada no sudeste do Brasil**

O evento climático mais marcante registrado pela CR1 foi o período altamente úmido ocorrido durante a LIA (Figura 6.4), que foi um evento caracterizado por baixas temperaturas no hemisfério norte. A LIA tem sido atribuída por muitos autores ao período de baixa atividade solar ocorrido na mesma época. Duas explicações para a relação entre a atividade solar e a LIA tem sido dadas: a primeira explicação é que a LIA é resultante da baixa irradiância solar no período (Bard & Frank, 2006) e a segunda explicação é que a LIA é resultante da alta cobertura de nuvens associada ao fluxo de GCR ocorrida no período, em decorrência da baixa intensidade do campo magnético solar (Kirkby, 2007).

Estas duas explicações são razoáveis, ao menos se pensando em termos de hemisfério norte, região na qual as temperaturas foram muito baixas. Porém, no hemisfério sul, ao menos na América do Sul não se tem registro de temperaturas anormalmente baixas, conforme indicado pelos resultados da reconstrução da variabilidade da temperatura para a América do sul de Neukom et al. (2010). O que se observa, ao menos nos registros da CR1, é um grande aumento na umidade. Este aumento na umidade poderia ser uma resposta climática à diminuição na irradiância solar ou ao acréscimo no fluxo de GCR.

Analisando-se em detalhe o período da LIA no registro da CR1 (Figura 6.22), verifica-se que entre aproximadamente 1500 e 1620 ocorreram excursões de  $\delta^{18}\text{O}$  maiores que aquelas observadas entre 1300 e 1500 e posteriores a 1620. Com o intuito de se analisar estas variações intensas sob a ótica de possíveis forçantes climáticas de origem externa, os dados de  $\delta^{18}\text{O}$  foram comparados com as variações da intensidade do CMT (6.22) e da atividade solar (6.23).

A Figura 6.22 mostra que a intensidade do campo geomagnético apresentou um mínimo local entre 1500 e 1620, que coincide com o período no qual foram observadas as

grandes excursões do  $\delta^{18}\text{O}$ . Em outras palavras, os dados de  $\delta^{18}\text{O}$  do período entre 1500 e 1620 indicam que este foi caracterizado por períodos alternantes secos e úmidos, situação esta que não foi observada nos séculos imediatamente anteriores e nem imediatamente posteriores. Simultaneamente a este período, a diminuição de intensidade do CMT indica um aumento no fluxo de GCR neste período, podendo este ser um possível forçante para explicar as fortes oscilações de  $\delta^{18}\text{O}$  observadas.

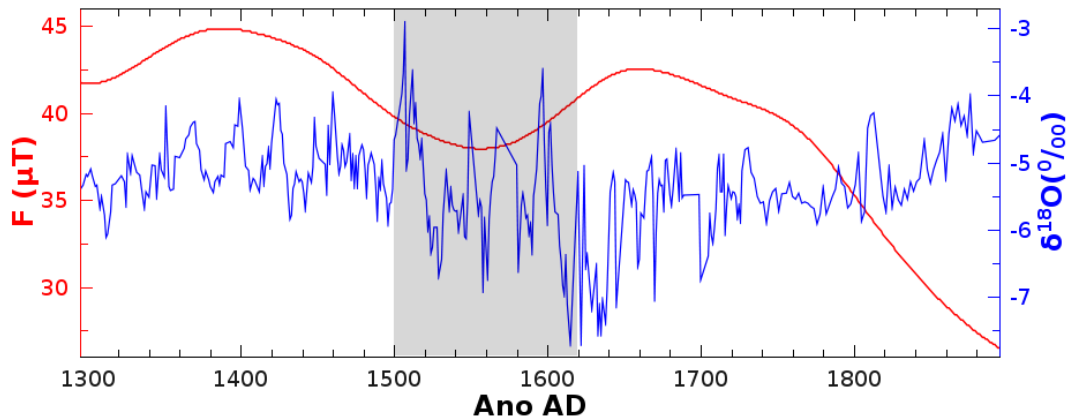


Figura 6.22: Comparação entre a intensidade do campo geomagnético e a série temporal de  $\delta^{18}\text{O}$  da CRI para o período 1300AD-1900AD.

Por outro lado, é possível verificar que entre 1300 e 1900 AD ocorrem quatro grandes mínimos de atividade solar, sendo que o período entre 1500 e 1620 está compreendido entre os mínimos de Spörer e Maunder, e entre estes ocorre um máximo de manchas solares (Figura 6.23).

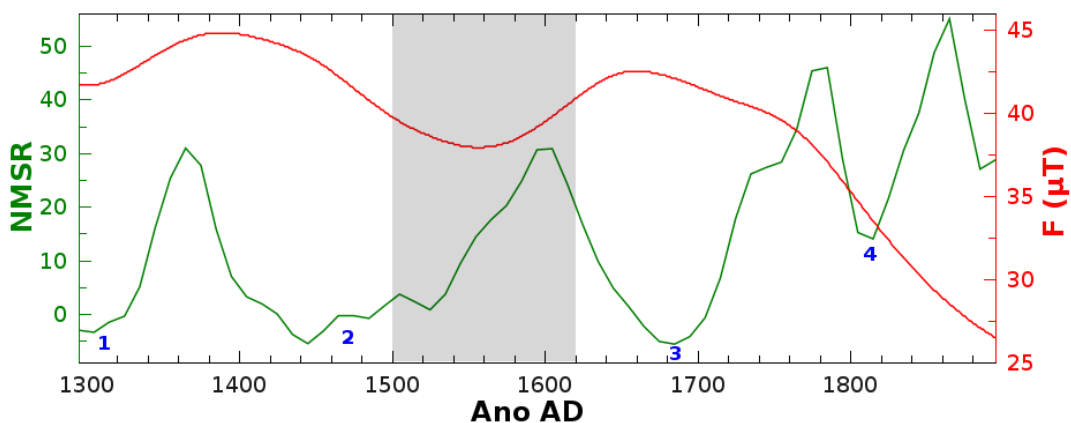


Figura 6.23: Comparação entre a intensidade do campo geomagnético e a série temporal do NMSR e  $\delta^{18}\text{O}$  da CRI para o período 1300AD-1900AD. Os números 1 a 4 indicam a ocorrência de quatro grandes mínimos de atividade solar: Mínimo de Wolf (1), Mínimo de Spörer (2), Mínimo de Maunder (3) e Mínimo de Dalton (4).

Este máximo de manchas solares está associado a um máximo de irradiância solar, e a uma alta intensidade do campo magnético solar, que dificultaria a penetração dos GCR. Porém, este efeito poderia ser minimizado, uma vez que simultaneamente ocorreu uma baixa na intensidade do CMT. Desta forma, neste período pode ter ocorrido uma soma de dois efeitos, uma alta irradiância solar e um possível alto fluxo de GCR, que pode ter tornado o forçante climático de origem externa forte o suficiente para gerar as intensas oscilações climáticas observadas neste período.

## Capítulo 7

### Conclusões

A possível relação entre GCR e clima foi investigada na região da América do Sul, que vem sendo fortemente afetada pela presença da SAMA nas últimas décadas. O trabalho foi dividido em duas partes. Na primeira parte, investigou-se o período 1933-2009 com dados de temperatura média anual (Tmed) e do total anual de precipitação (Prec). Na segunda parte, utilizou-se dados do indicador paleoclimático  $\delta^{18}\text{O}$  medido em dois espeleotemas, um do Nordeste (DV2) e um do Sudeste (CR1) do Brasil, para o período entre 1000 BC e 2004 AD. Os dados climáticos e paleoclimáticos foram analisados em conjunto com a variabilidade da atividade solar e do campo geomagnético, que por sua vez estão relacionados com a variabilidade dos GCR.

As séries de Tmed apresentam alguns picos de máxima temperatura anual que parecem ocorrer a cada duas décadas. Estes picos, que não podem ser identificados claramente em todas as séries temporais, não ocorrem simultaneamente em todas as 20 estações estudadas, mas tendem a ocorrer quase simultaneamente entre estações meteorológicas mais próximas. Comparando-se os anos de ocorrência destes máximos de Tmed com as séries temporais de Rz e Rz22, verifica-se que estes tendem a ocorrer próximo dos mínimos da serie de Rz22. Estes mínimos de Rz22 estão associados aos máximos dos ciclos ímpares.

A análise espectral clássica por meio do método ARIST revelou que periodicidades próximas de 11 anos são observadas na Tmed de praticamente todas as séries temporais investigadas, exceto para a estação IRA. Periodicidades próximas de 22 anos foram verificadas nas estações mais ao sul. Porém, as estações mais ao norte forneceram séries temporais mais curtas, o que pode influir nos resultados obtidos.

A análise pelo método WTC mostrou que a coerência espectral entre as séries temporais de Rz e Tmed foi alta e contínua para os dados das estações SLS e LON. Para estas séries, os ângulos de fase apontaram continuamente para a esquerda, indicando uma relação linear de antifase entre as séries temporais de Rz e Tmed. A coerência entre Rz e Tmed foi alta e intermitente, sendo que nos intervalos em que a coerência foi estatisticamente significativa os ângulos de fase indicaram uma relação linear, de fase, nos dados das estações MAC, IRA e FLO. Para as estações QUI, REC, SPO, CUR, POA, SMA e JUN a coerência entre Rz e Tmed foi intermitente com ângulos de fase apontando para diferentes direções, sem padrão comum. A coerência entre Rz e Tmed não foi estatisticamente significativa em nenhum período para os dados das estações BLM, ASS, COR, POS, URU, BAS e STG.

A coerência espectral entre Rz22 e Tmed foi alta e contínua em oito das vinte séries temporais investigadas. Nas séries temporais de IRA, URU, SMA e POA, os ângulos de fase apontam predominantemente para cima, com defasagem de aproximadamente  $90^\circ$  entre as séries temporais o que corresponde a uma relação não linear entre Rz22 e Tmed. Na série de SLS, os ângulos de fase tendem a apontar continuamente para a direita, indicando para uma relação linear de fase entre Rz22 e Tmed. Nas séries de SPO, CUR e FLO, os ângulos de fase apontaram continuamente para a esquerda, indicando uma relação linear de antifase entre as séries temporais. A coerência foi alta e intermitente, com ângulos de fase apontando para diferentes direções, nos dados das estações POS, STG, JUN e BAS. Não foi verificada coerência espectral estatisticamente significativa entre Rz22 e Tmed nos dados das estações QUI, ASS e COR. Em razão do tamanho das séries, os dados de cinco das vinte estações não permitiram a análise de coerência entre Rz22 e Tmed.

Nas séries temporais de Prec, a análise espectral pelo método ARIST mostrou a presença de periodicidades próximas de 11 anos em nove das doze estações que forneceram dados de Prec. Variações periódicas de aproximadamente 22 anos foram observadas em cinco das doze estações investigadas.

A análise pelo método WTC mostrou que a coerência espectral entre Rz e Prec foi alta e contínua, com ângulos de fase indicando uma relação linear, de antifase, nos dados das estações MAC e BLM. Para os dados das estações BRA, SPO, FLO e URU, a alta coerência foi intermitente. Nos intervalos com coerência estatisticamente significativa, os ângulos de fase indicaram uma relação linear, de fase, entre Rz e Prec. A coerência foi alta e intermitente, com ângulos de fase indicando uma relação linear, de antifase, entre Rz e Prec na série da

estação IRA. A coerência foi intermitente, com ângulos de fase apontando para diferentes direções, indicando uma relação não linear entre Rz e Prec nos dados da estação CUR. Não houve coerência estatisticamente significativa nos dados das estações POA, SMA, LON e REC.

A coerência entre Rz22 e Prec foi estatisticamente significativa e contínua somente para os dados das estações FLO e IRA. Não foi detectada coerência significativa entre Rz22 e os dados de Tmed das estações SPO, CUR, POA, SMA e URU. Em razão do tamanho das séries, os dados de cinco das doze estações que forneceram dados de Prec não permitiram a análise de coerência entre Rz22 e Prec.

As análises dos dados meteorológicos do período recente indicaram a possível modulação dos GCR sobre os dados de temperatura, aparentemente clara nos dados das estações SPO, CUR e FLO. Nestas séries temporais foram detectadas periodicidades de 11 e 22 anos. A coerência entre os dados de Rz22 e Tmed foi alta e contínua, apontando para uma relação linear de antifase entre as séries temporais. De acordo com o mecanismo que relaciona os GCR com a formação de nuvens, períodos de máximo fluxo de GCR estariam associados a temperaturas mais baixas e períodos de mínimo fluxo de GCR estariam associados a períodos de temperatura mais alta. Nestas estações são observados máximos de Tmed quase simultâneos aos mínimos de Rz22. Portanto, favoráveis ao mecanismo que relaciona os GCR ao clima. É interessante notar que os máximos de temperatura ocorrem nos máximos dos ciclos solares ímpares, que por sua vez ocorrem após um período mais longo de alto fluxo de GCR (Figura 2.8), característico das transições de ciclos solares pares para os ímpares. Entre as estações meteorológicas que forneceram dados para este estudo, as estações SPO, CUR e FLO são aquelas nas quais a SAMA é efetiva há mais tempo. Estes resultados indicam que a presença da SAMA pode ter afetado indiretamente a variabilidade da Tmed nestas localidades. Para as demais localidades investigadas, não houve indicio tão forte de relação entre a SAMA e os dados de Tmed e Prec.

No estudo do período antigo (1000 BC - 2004 AD) utilizou-se dados paleoclimáticos da variabilidade do  $\delta^{18}\text{O}$ , que é um indicador da precipitação, medido em amostras de dois espeleotemas sendo uma da região nordeste e outra da região sudeste do Brasil. Utilizou-se as séries temporais de Rz como indicadores das variações dos GCR entre 1700 e 2004. A série temporal do NMSR foi utilizada como indicador dos GCR para o período entre 1000 BC e 1900 AD. As séries temporais de intensidade do campo geomagnético, para as mesmas

posições geográficas dos espeleotemas, foram utilizadas como indicadores dos GCR para o período entre 1000 BC e 1990 AD.

A análise de coerência entre dados de Rz e de  $\delta^{18}\text{O}$  da DV2 para o período 1700 AD - 2004 AD mostrou que a coerência foi intermitente para periodicidades entre 8 e 13 anos, sendo significativa apenas ao redor de 1800, entre 1870 e 1895 e, entre 1915 e 1980. Os ângulos de fase entre as duas séries temporais indicam uma possível relação não linear entre Rz e  $\delta^{18}\text{O}$  para esta faixa de periodicidades. A análise dos dados de precipitação do nordeste do Brasil, para o último século também mostraram periodicidades entre 8 e 13 anos (Kayano & Andreoli, 2004). A análise dos dados de  $\delta^{18}\text{O}$  permite ampliar o período investigado até 1700 AD. Verificou-se coerência estatisticamente significativa para periodicidades características associadas ao ciclo solar de Hale, entre 1755 e 1795, com ângulos de fase indicando uma relação não linear, e após 1945, com ângulos de fase indicando uma relação linear de antifase entre as duas séries temporais. Também foi identificada alta coerência associada a periodicidades próximas a 70 anos, entre 1805 e 1900, que eventualmente poderia ser associada ao ciclo solar de Gleissberg.

A análise de coerência entre dados de Rz e de  $\delta^{18}\text{O}$  da CR1 para o período 1700 AD - 2003 AD mostrou que a coerência foi significativa, porém intermitente, para periodicidades na faixa de 22 anos, entre 1780 e 1840 e após 1950. Para o período entre 1780 e 1840 os ângulos de fase indicaram uma relação de fase entre as séries temporais e, após 1950, os ângulos de fase apontam para uma relação não linear. Estas periodicidades, possivelmente associadas ao ciclo solar de Hale, também foram observadas nas últimas décadas em dados de precipitação de algumas estações meteorológicas do sul do Brasil, como FLO e URU. Não foi detectada coerência estatisticamente significativa associada a periodicidades próximas de 11 anos. Assim como ocorreu na DV2, foi observada alta coerência entre Rz e  $\delta^{18}\text{O}$  da CR1 para periodicidades próximas de 70 anos. Este sinal é forte a partir de 1820, com os ângulos de fase indicando uma relação não linear entre as séries temporais.

A análise espectral pelo método ARIST revelou a presença de periodicidades características da variabilidade solar nos dados de  $\delta^{18}\text{O}$  da DV2 e da CR1. A variação periódica mais importante, que controla a variabilidade de  $\delta^{18}\text{O}$  da CR1 em escala milenar é associada a ciclo de precessão da órbita terrestre, que está diretamente relacionada à quantidade de energia que o Sol fornece para o sistema climático terrestre nessa escala de tempo. Além desta, destacam-se periodicidades entre 650 e 800 anos, que apareceram na DV2



e na CR1, associadas a altas amplitudes, que também foram detectadas em espeleotemas do estado de Minas Gerais por Stríkis et al. (2011), associadas por estes autores a atividade solar. Outras periodicidades características dos ciclos solares de Hallstatt, Suess, Gleissberg, Hale e Schwabe também foram identificadas.

Considerando que as periodicidades detectadas na série do NMSR são de 761 e 204 anos, os parâmetros amplitude, frequência angular e fase, estimados pela ARIST foram utilizados para reconstruir as séries temporais do NMSR e de  $\delta^{18}\text{O}$  da CR1 e da DV2, que também apresentaram periodicidades próximas de 761 e 204 anos. A comparação entre as séries reconstruídas do indicador da atividade solar com as séries dos indicadores paleoclimáticos permitiu o estudo da diferença de fase relativa entre as séries temporais. Os resultados indicaram que as séries do NMSR e da DV2 estão em fase para periodicidades próximas de 200 anos após 1220 AD, e estão em fase para periodicidades próximas de 700 anos entre 0 e 700 AD. As séries do NMSR e da CR1 estão em fase para periodicidades próximas de 200 anos entre 500 AD e 1300 AD e, não estão em fase para periodicidades próximas de 700 anos em nenhum intervalo de tempo.

A comparação direta entre a variação da intensidade do CMT com os dados da DV2 indicou forte similaridade entre as duas séries temporais nos períodos entre 620 BC e 300 BC e, posteriormente, entre 1100 AD e 1450 AD. Este resultado indica de que os GCR podem ter modulado a precipitação na região nordeste do Brasil em escala secular nestes períodos.

A comparação direta entre a variação da intensidade do CMT com os dados de  $\delta^{18}\text{O}$  da CR1 mostra que existe forte similaridade entre as duas séries temporais no período entre 300 e 900 AD, indicando que os GCR podem ter modulado a variabilidade da precipitação em escala secular na região sudeste do Brasil neste período.

O evento climático mais marcante registrado na DV2 ocorreu próximo de 700 BC, no qual foram observados valores bastante negativos de  $\delta^{18}\text{O}$ , associados a alta precipitação. Este evento coincide com um período de baixa atividade solar, ou seja, baixa irradiância solar e alto fluxo de GCR. O campo geomagnético neste período foi relativamente alto, o que dificulta a penetração de GCR. Como o CMT é o principal responsável pela variabilidade dos GCR em escala de tempo secular ou maior, é mais provável que o evento climático de aproximadamente 700 BC seja associado à baixa irradiância solar do período do que ao fluxo de GCR.

O evento climático mais marcante registrado na CR1 foi o período altamente úmido ocorrido durante a LIA, no qual foram observadas várias excursões de  $\delta^{18}\text{O}$  no sudeste do Brasil. Este período foi caracterizado por alta atividade solar, precedido e sucedido por dois grandes mínimos de atividade solar. Coincidentemente com essa baixa atividade solar, ocorreu um mínimo local de intensidade do CMT. A combinação da alta atividade solar com a alta incidência de GCR em função da baixa intensidade do CMT pode explicar as intensas oscilações de precipitação indicadas pelos dados de  $\delta^{18}\text{O}$  da CR1.

Os resultados obtidos neste trabalho são uma avaliação indireta da possível influência dos GCR sobre o clima na América do Sul. A possível influência dos GCR sobre o clima foi investigada sob a ótica do mecanismo sugerido inicialmente por Friis-Christensen & Svensmark (1997). Este mecanismo gerou grande impacto na comunidade científica, levando ao desenvolvimento em paralelo de dois experimentos, um na Dinamarca e outro no CERN, que visam investigar a sua validade. Outros mecanismos que visam explicar a relação entre a atividade solar e o clima através de variações da irradiância solar ou de ozônio não podem ser desconsiderados.

Entretanto, para que qualquer dos mecanismos possa ao menos ser sugerido como o elo que liga os forçantes externos e o clima na Terra, é necessário que exista relação estatística entre as séries temporais de indicadores das variações destes forçantes e das variáveis climáticas medidas na Terra, com a ressalva de que a relação estatística entre duas séries temporais não garante que as mesmas estejam fenomenologicamente relacionadas. Neste trabalho, deve-se considerar que variações periódicas similares àquelas características da atividade solar, presentes nos dados climáticos ou paleoclimáticos, podem ter sido induzidas pelo próprio sistema climático terrestre e não por variações da atividade solar. Neste aspecto, os resultados desta pesquisa servem como ponto de partida que sugeriu locais e/ou intervalos de tempo onde é mais provável que tenham ocorrido variações climáticas associadas a variações de forçantes de origem externa, especialmente os GCR.

Este trabalho deve ser continuado, principalmente com a análise de mais séries temporais de temperatura e precipitação e de outras variáveis meteorológicas, provenientes de regiões ainda sem dados meteorológicos confiáveis. A disponibilização do banco de dados meteorológicos do Brasil, em processo de digitalização, contribuirá para o avanço das pesquisas de possíveis efeitos externos sobre clima na América do Sul. Além disso, a continua

aquisição de dados de indicadores paleoclimáticos de alta resolução, cobrindo um intervalo de tempo cada vez maior, certamente será de grande valia para a continuidade deste estudo.

Uma conclusão mais definitiva a respeito da possível influencia dos GCR sobre o clima somente poderá ser atingida quando resultados experimentais que representem realisticamente as condições da atmosfera terrestre forem obtidos e, quando estiverem disponíveis dados climáticos e paleoclimáticos com adequada resolução temporal e espacial que permitam testar estes resultados experimentais em diferentes escalas de tempo e espaço.



## Referências

- Alexander, G., Barnett, T.P., 1998. ENSO influence on intraseasonal extreme rainfall and temperature frequencies in the contiguous United States: observations and model results. *Journal of Climate*, 11, 1575-1586.
- Asmerom, Y., Polyak, V., Burns, S., Rasmussen, J., 2007. Solar forcing of Holocene climate: New insights from a speleothem record, southwestern United States. *Geology*, 35, 1-4.
- Bard, E., Frank, M., 2006. Climatic change and solar variability: What's new under the sun? *Earth Planet. Sci Lett.*, 248, 1-14.
- Carslaw, K.S., Harrison, R.G., Kirkby, J., 2002. Cosmic rays, clouds, and climate. *Science*, 298, 1732-1736.
- Courtillot, V., LeMouél, J.L., Blanter, e., Shnirman, M., 2010. Evolution of seasonal temperature disturbances and solar forcing in the US North Pacific. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 72, 83-89.
- Cruz, F.W., Burns, S.J., Karman, I., Sharp, W.D., Vuille, M., Cardoso, A.O., Ferrari, J.A., Silva Dias, P.L., Viana Jr., O., 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, 434, 63-66.
- Dickinson, R.E., 1975. Solar variability and the lower atmosphere. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 56, 1240-1248.
- Dobrica, V., Demetrescu, C., Boroneant, C., Maris, G., 2009. Solar and geomagnetic activity effects on climate at regional and global scales: Case study – Romania. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 71, 1727-1735.
- Duplissy J., Enghoff, M.B., Aplin, K.L. et al, 2010. Results from the CERN pilot CLOUD experiment. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 1635-1647.
- Enghoff, M.B., Pedersen, J.O.P., Uggerhøj, U.I., Paling, S.M., Svensmark, H., 2011. Aerosol nucleation induced by a high energy particle beam. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L09805.
- Erlykin, A.D., Wolfendale, A.W., 2011. Cosmic ray effects on cloud cover and their relevance to climate change. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 73, 1681-1686.
- Fröhlich, C., 2012. Total Solar Irradiance Observations. *Surv. Geophys.*, 33, 453-473.
- Gray, L.J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J. et al, 2010. Solar influences on climate. *Rev. Geophys.*, 48, RG4001.
- Grieder, P.K.F. *Cosmic rays at Earth*. Elsevier: Amsterdam, 2001. 1093 p.
- Grinsted, A., Moore, J.C., Jevrejeva, S., 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Process in Geophysics* 11, 561–566.

- Gusev, A.A., Martin, I.M., Mello, M.G.S., Pankov, V., Pugacheva, G., Schuch, N.G., Spjeldvik, W.N., 2004. Bidecadal cycles in liquid precipitations in Brazil. *Adv. Space Res.*, 34, 370-375.
- Hartmann, G.A., 2005. A Anomalia Magnética do Atlântico Sul: causas e efeitos. Dissertação de Mestrado. Dep. De Geofísica do IAG/USP. 153 p.
- Hartmann, G.A., Gallet, Y., Trindade, R. I. F., Le Goff, M., Etchevarne, C., Afonso, M.C., 2011. New historical archeointensity data from Brazil: Evidence for a large regional non-dipole field contribution over the past few centuries. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 306, 66-76.
- Hartmann, G.A., Pacca, I.G., 2009. Time evolution of the South Atlantic Magnetic Anomaly. *An. Acad. Bras. Ciencias*, 81, 243-255.
- Hoyt, D.V., Schatten, K.H., 1997. *The Role of the Sun in Climate Change*. Oxford University Press, New York.
- Jackson, A., Jonkers, A.R.T., Walker, M., 2000. Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Phil. Trans. R. Soc. London, A* 358, 957-990.
- Jokipii, J.R., Levy, E.H., Hubbard, W.B., 1977. Effects of particle drift on cosmic-ray transport. I. General properties, application to solar modulation. *Astrophys. J.*, 213, 861-868.
- Kayano, M.T., Andreoli, R.V., 2004. Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall and its relation to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies. *J. Geophys. Res.*, 109, C11011.
- Kiang, C.S., Hamill, P., 1974.  $\text{H}_2\text{SO}_4\text{-HNO}_3\text{-H}_2\text{O}$  ternary system in the stratosphere. *Nature*, 250, 401-404.
- Kirkby, J., 2007. Cosmic Rays and Climate. *Surv. Geophys.*, 28, 333-375.
- Kirkby, J., Curtius, J., Almeida, J. et al., 2011. Role of sulphuric acid, ammonia and galactic cosmic rays in atmospheric aerosol nucleation. *Nature* 476, 429-435.
- Knudsen, M.F., Riisager, P., 2009. Is there a link between Earth's magnetic field and low-latitude precipitation? *Geology*, 37, 71-74.
- Knudsen, M.F., Riisager, P., Donadini, F., Snowball, I., Muscheler, R., Korhonen, K., Pesonen, L.J., 2008. Variations in the geomagnetic dipole moment during the Holocene and the past 50 kyr. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 272, 319-329.
- Korte, M., Donadini, F., Constable, C.G., 2009. Geomagnetic field for 0 – 3ka: 2. A new series of time-varying global models. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, 6, Q06008.
- Kudela, K., 2009. On energetic particles in space. *Acta Phys. Slovaca*, 59, 537-652.
- Lachniet, M., 2009. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quaternary Science Reviews*, 28, 412-432.
- Langel, R. A., 1987. The main field. In *Geomagnetism*, (Jacobs, J.A., ed.), Academic Press, New York. Vol. 1, cap. 4, p. 249-512.
- Laut, P., 2003. Solar activity and terrestrial climate: an analysis of some purported correlations. *J. Atm. Solar-Terr. Phys.* 65, 801.
- Lazrus, A.L., Gandrud, B.W., 1974. Stratospheric sulfate aerosol. *J. Geophys. Res.*, 79, 3424-3431.

- Lassen, K., Friis-Christensen, E., 1995. Variability of solar cycle length during the past five centuries and the apparent association with terrestrial climate. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 57, 835-845.
- Mangini, A., Spötl, C., Verdes, P., 2005. Reconstruction of temperature in the Central Alps during the past 2000 yr from a  $\delta^{18}\text{O}$  stalagmite record. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 235, 741-751.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W., McFadden, P.L., 1998. The magnetic field of the Earth: Paleomagnetism, the core, and the deep mantle, Vol. 63 (International Geophysics Series.), Elsevier, Academic Press, Amsterdam.
- Miyahara, H., Yokoyama, Y., Masuda, K. 2008. Possible link between multi-decadal climate cycles and periodic reversals of solar magnetic field polarity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 272, 290-295.
- Neukom, R., Luterbacher, J., Villalba, R. et al., 2010. Multiproxy summer and winter surface air temperature field reconstructions for southern South America covering the past centuries. *Clim. Dyn.*, 37, 35-51.
- Novello, V.F., 2012. Reconstituição paleoclimática do Holoceno recente com base em stalagmites da região central do estado da Bahia. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 163 f.
- Novello, V. F., Cruz, F. W., Karmann, I., Burns, S. J., Stríkis, N. M., Vuille, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Santos, R. B., Frigo, E., Barreto, E. A. S., 2012. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L23706.
- Okazaki, Y., Fushishita, A., Narumi, T. et al., 2008. Drift effects and the cosmic ray density gradient in a solar rotation period: First observation with the Global Muon Detector Network (GMDN). *Astrophys. J.*, 681,693-707.
- Rampelotto, P.H., Rigozo, N.R., da Rosa, M.B., Prestes, A., Frigo, E., Souza Echer, M.P., Nordemann, D.J.R., 2012. Variability of rainfall and temperature (1912-2008) parameters measured from Santa Maria (29°41'S, 53°48'W) and their connections with ENSO and solar activity. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 77, 152-160.
- Raspopov, O.M., Dergachev, V.A., Esper, J., Kozyreva, O.V., Frank, D., Ogurtsov, M., Kolström, T., Shao, X., 2008. The influence of De Vries (~200-year) solar cycle on climate variations: Results from the Central Asian Mountains and their global link. *Paleoeco. Paleoclim. Paleoeco.*, 259,6-16.
- Rigozo, N.R., Nordemann, D.J.R., 1998. Análise por regressão iterativa de periodicidades em series temporais de registros geofísicos. *Rev. Bras. Geofis.*, 16,149-157.
- Rind, D., 2002. The Sun's role in climate variations. *Science*, 296, 673-678.
- Smart, D.F., Shea, M.A., 2009. Fifty years of progress in geomagnetic cutoff rigidity determinations. *Adv. Space Res.*, 44, 1107-1123.
- Solanki, S. K., Usoskin, I.G., Kromer, B., Schüssler, M., Beer, J., 2004. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature*, 431, 1084-1087.
- Souza Echer, M.P., Echer, E., Nordemann, D.J.R., Rigozo, N.R., Prestes, A., 2008. Wavelet analysis of a centennial (1895-1994) southern Brazil rainfall series (Pelotas, 31°46'19"S 52°20'33"W). *Climatic Change*, 87, 489-497.

- Souza Echer, M.P., Echer, E., Rigozo, N.R., Brum, C.G.M., Nordemann, D.J.R., Gonzalez, W.D., 2012. On the relationship between global, hemispheric and latitudinal averaged air surface temperature (GISS time series) and solar activity. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 74, 87-93.
- Störmer, C., 1930. Periodische Elektronenbahnen im Felde Lines Elementarmagneton und ihre Anwendung auf Bruches Modellverauche und auf Eschenhagnes Elementarwellen des Erdmagnetismus. *Zeits. Astrophys.*, 1, 231-274.
- Strikis, N. M., Cruz, F. W., Cheng, H., Karmann, I., Edwards, R. L., Vuille, M., Wang, X., Paula, M. S., Novello, V.F., Auler, A.S., 2011. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil, *Geology*, 39, 1075-1078.
- Sun, B., Bradley, R.S., 2002. Solar influences on cosmic rays and cloud formation: A reassessment, *J. Geophys. Res.*, 107, 4211.
- Svensmark, H., 2007. Cosmoclimatology: a new theory emerges. *News Rev. Astron. Geophys.*, 48, 1.18-1.24.
- Svensmark, H., and Friis-Christensen, E., 1997. Variation of Cosmic Ray Flux and Global Cloud Coverage - a Missing Link in Solar-Climate relationships. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 59, 1225-1232.
- Taylor, B. L., 2010. A speleothems-based high resolution reconstruction of climate in southeastern Brazil over the past 4,100 years. M.S. thesis. University of Massachusetts. 107 p.
- Tan, L., Cai, Y., Yi, L., An, Z., Ai, L., 2008. Precipitation variations of Longxi, northeast margin of Tibetan Plateau since AD 960 and their relationship with solar activity. *Clim. Past*, 4, 19-28.
- Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 61-78.
- Usoskin, I.G., 2008. A History of Solar Activity over Millennia. *Liv. Rev. Sol. Phys.*, 5, 3.
- Usoskin, I., Solanki, S. K., Kovaltsov, G. A., Beer, J., Kromer, B., 2006. Solar proton events in cosmogenic isotope data. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L08107.
- van Geel, B., Heusser, C. J., Renssen, H., Schuurmans, C. J. E., 2000. Climatic change in Chile at around 2700 BP and global evidence for solar forcing: a hypothesis. *The Holocen*, 10, 659-664.
- Vuille, M., Burns, S. J., Taylor, B. S., et al., 2012. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Cli. Past*, 8, 1309-1321.
- Zhang, P., Cheng, H., Edwards, R.L., Chen, F., Wang, Y., Yang, X., Liu, J., Tan, M., Wang, X., Liu, J., An, C., Dai, Z., Zhou, J., Zhang, D., Jia, J., Jin, L., Johnson, K.R., 2008. A Test of Climate, Sun, and Culture Relationships from an 1810-Year Chinese Cave Record. *Science*, 322, 940-942.
- Wilcox, J. M., 1975. Solar activity and the weather. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 37, 237-256.
- Wolberg, J.R., 1967. *Prediction Analysis*. D. Van Nostrand.



## **APÊNDICE A**

**Resultados da análise de coerência entre Rz e Rz22**

**com Tmed e Prec**

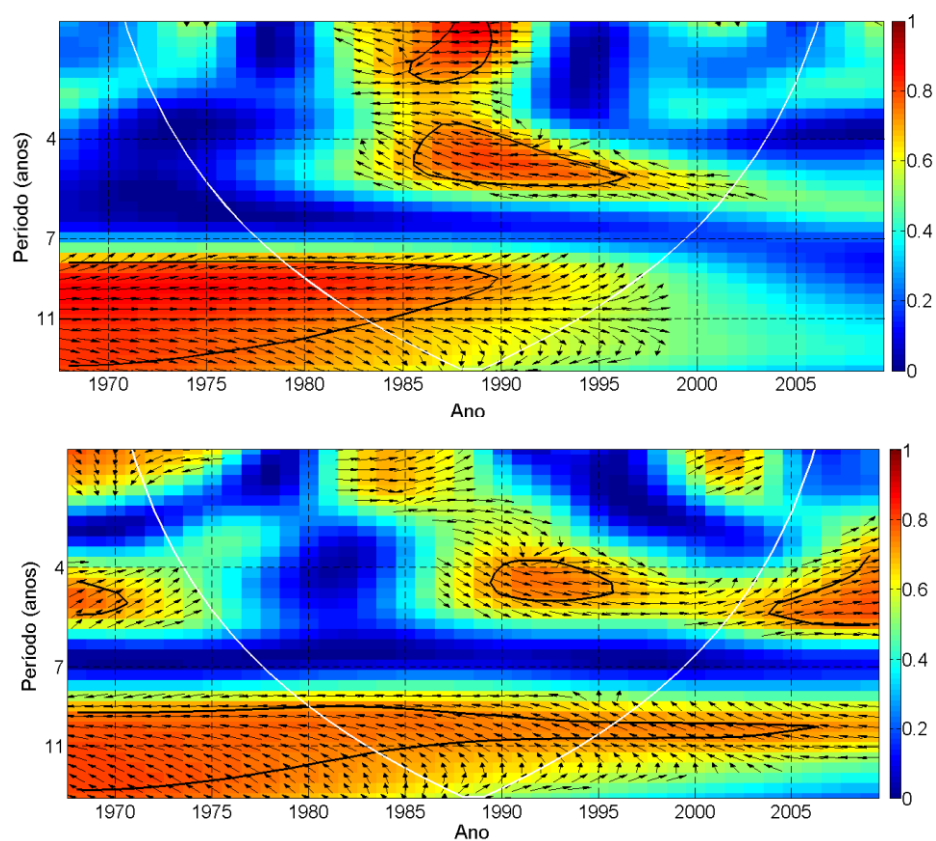


Figura A.1: Análise de WTC dos dados da estação MAC. (a)  $Rz \times Tmed$  e (b)  $Rz \times Prec$ . Os valores de coerência, entre 0 e 1, estão indicados pelas cores. A linha branca indica o cone de influência, abaixo do qual os efeitos de borda podem ser importantes. As linhas pretas são o limite de 95% de confiança para o ruído vermelho. As setas pretas representam os ângulos de fase entre as duas séries temporais investigadas.

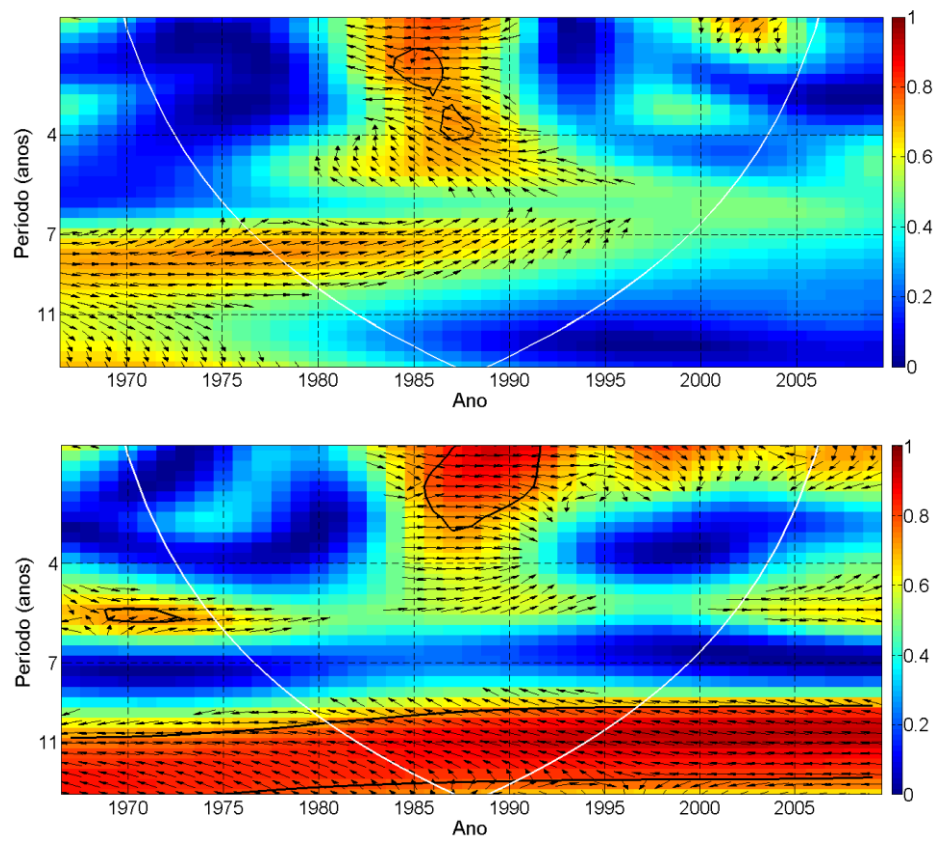


Figura A.2: Análise de WTC dos dados da estação BLM. (a)  $Rz \times Tmed$  e (b)  $Rz \times Prec$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.

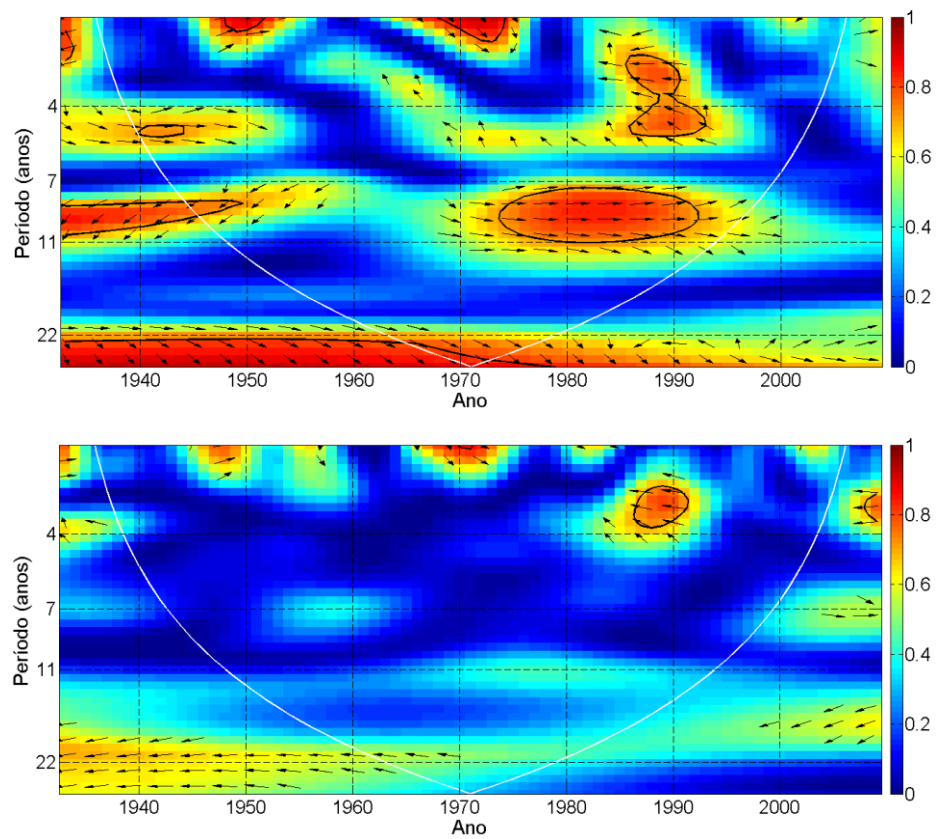


Figura A.3: Análise de WTC dos dados da estação QUI. (a)  $R_z \times T_{med}$  e (b)  $R_{z22} \times T_{med}$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.

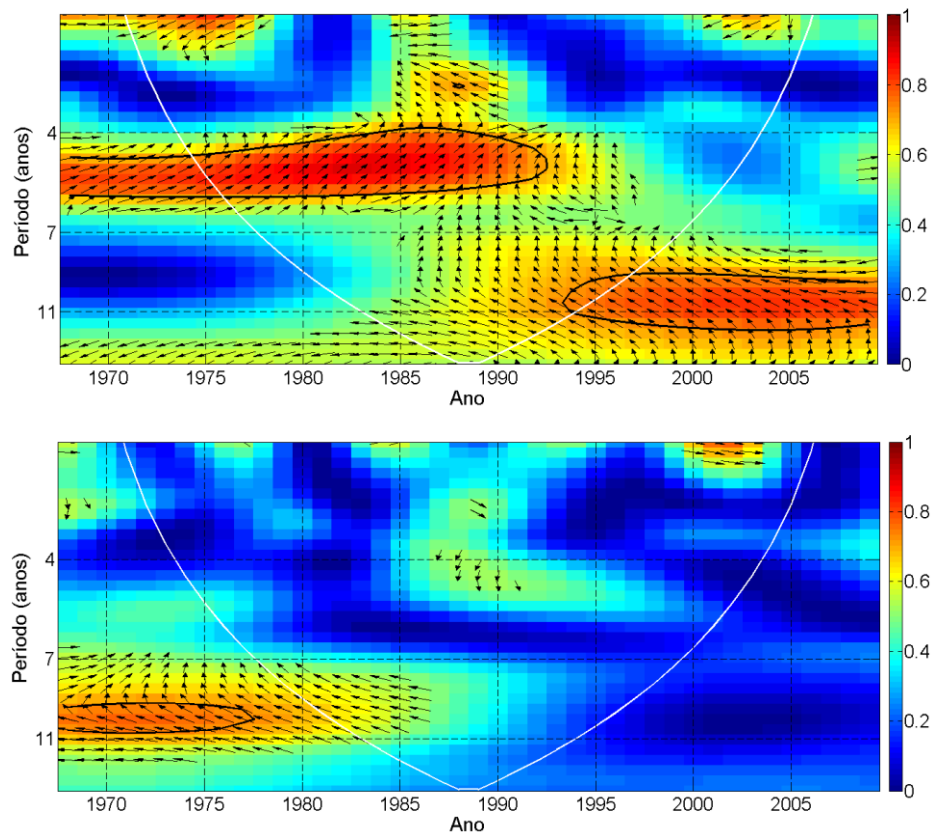


Figura A.4: Análise de WTC dos dados da estação REC. (a)  $R_z \times T_{med}$  e (b)  $R_z \times Prec$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.

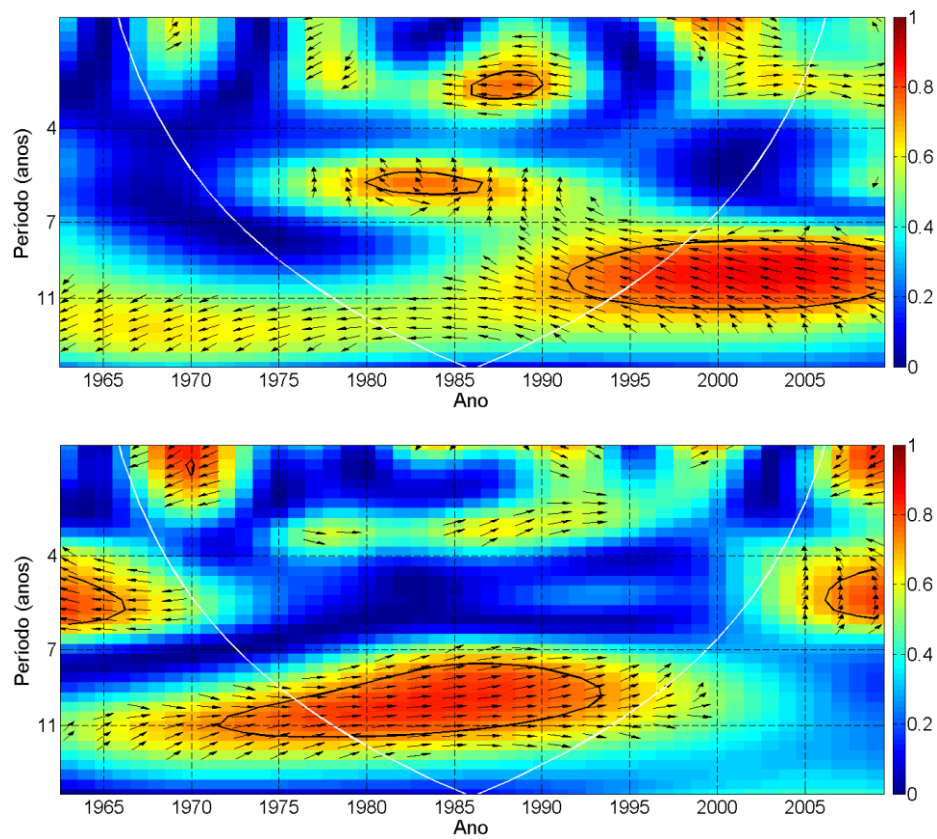


Figura A.5: Análise de WTC dos dados da estação BRA. (a)  $Rz \times Tmed$  e (b)  $Rz \times Prec$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.

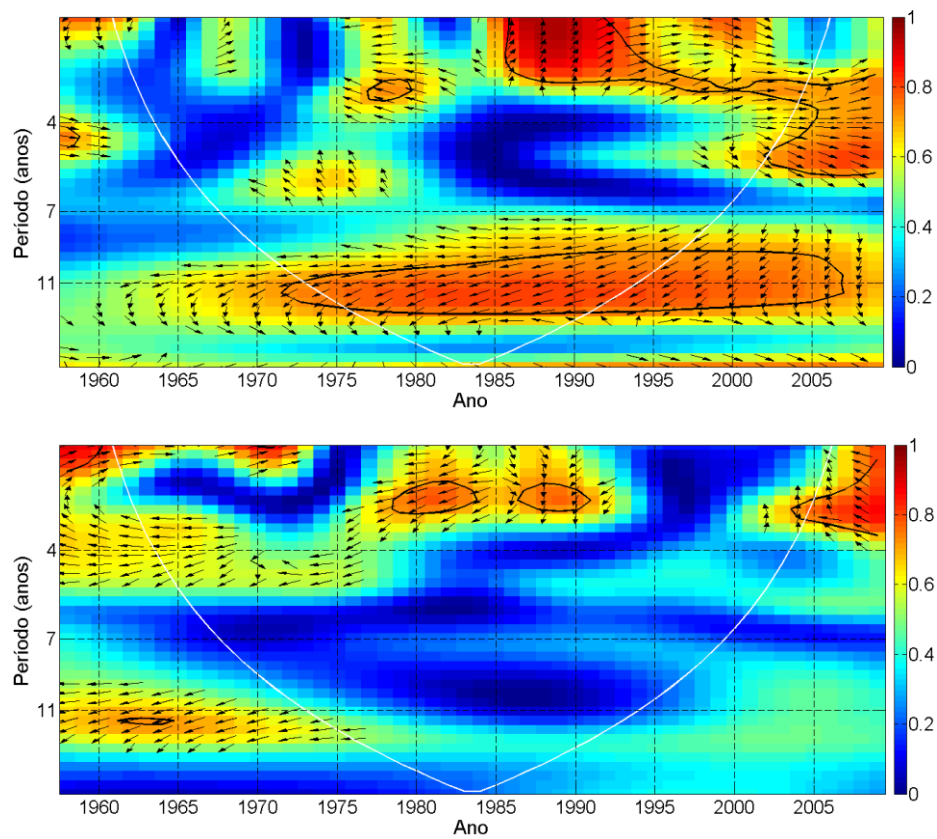


Figura A.6: Análise de WTC dos dados da estação LON. (a)  $Rz \times T_{med}$  e (b)  $Rz \times Prec$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.

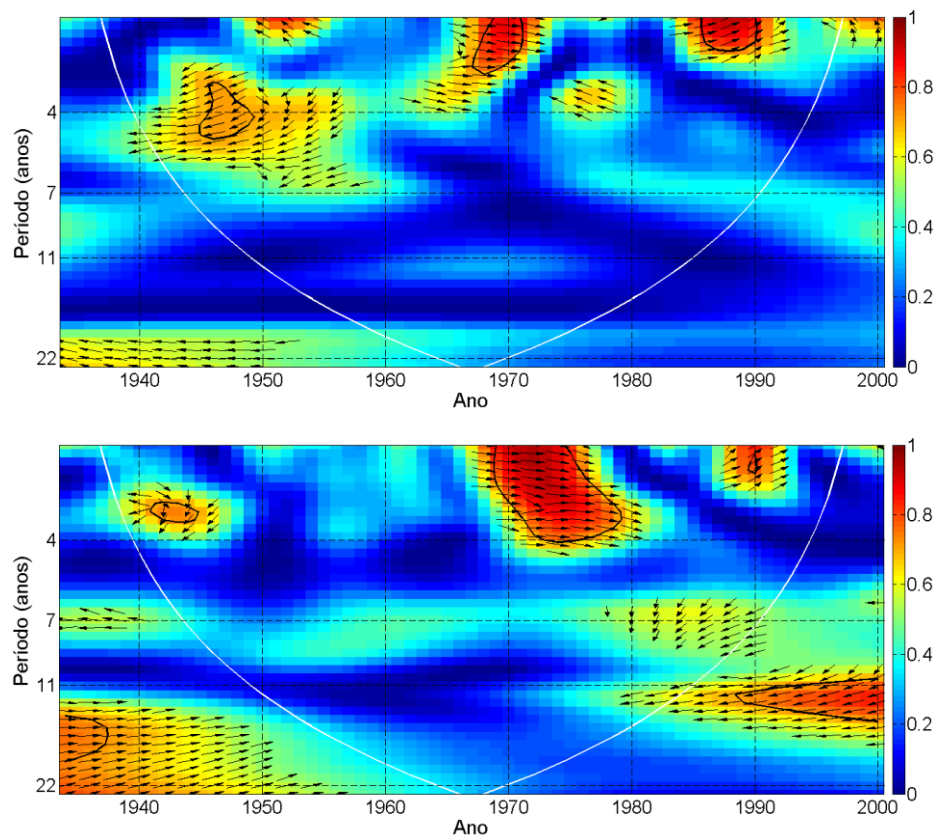


Figura A.7: Análise de WTC dos dados da estação ASS. (a)  $R_z \times T_{med}$  e (b)  $R_{z22} \times T_{med}$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.



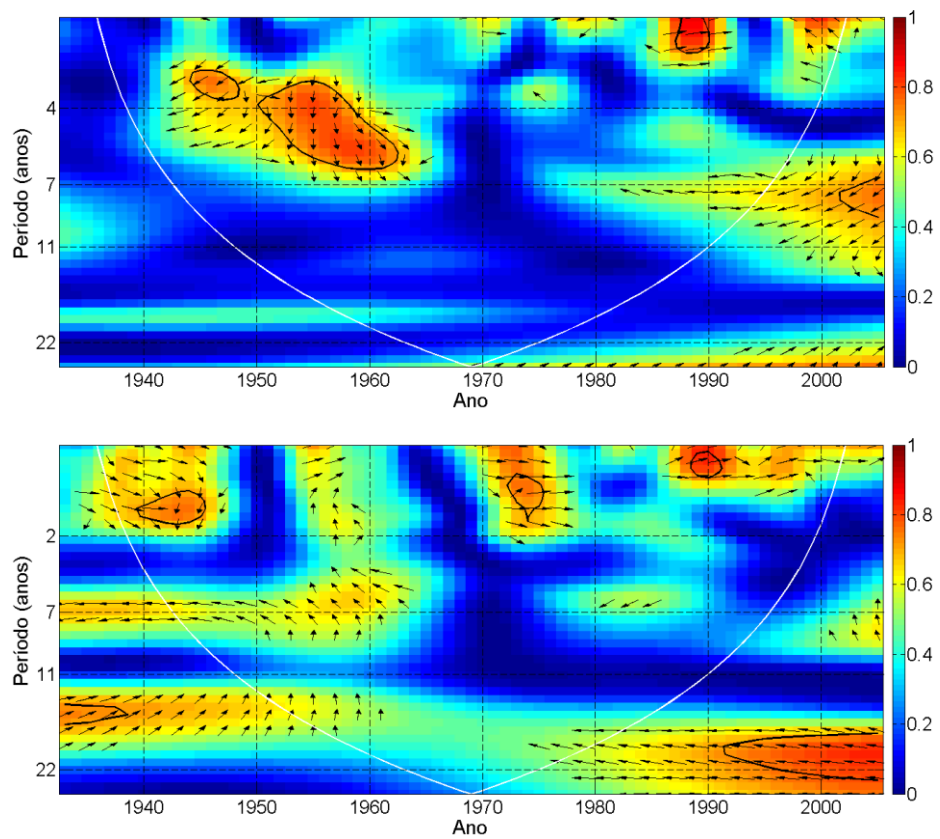


Figura A.8: Análise de WTC dos dados da estação COR. (a)  $R_z \times T_{med}$  e (b)  $R_{z22} \times T_{med}$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.

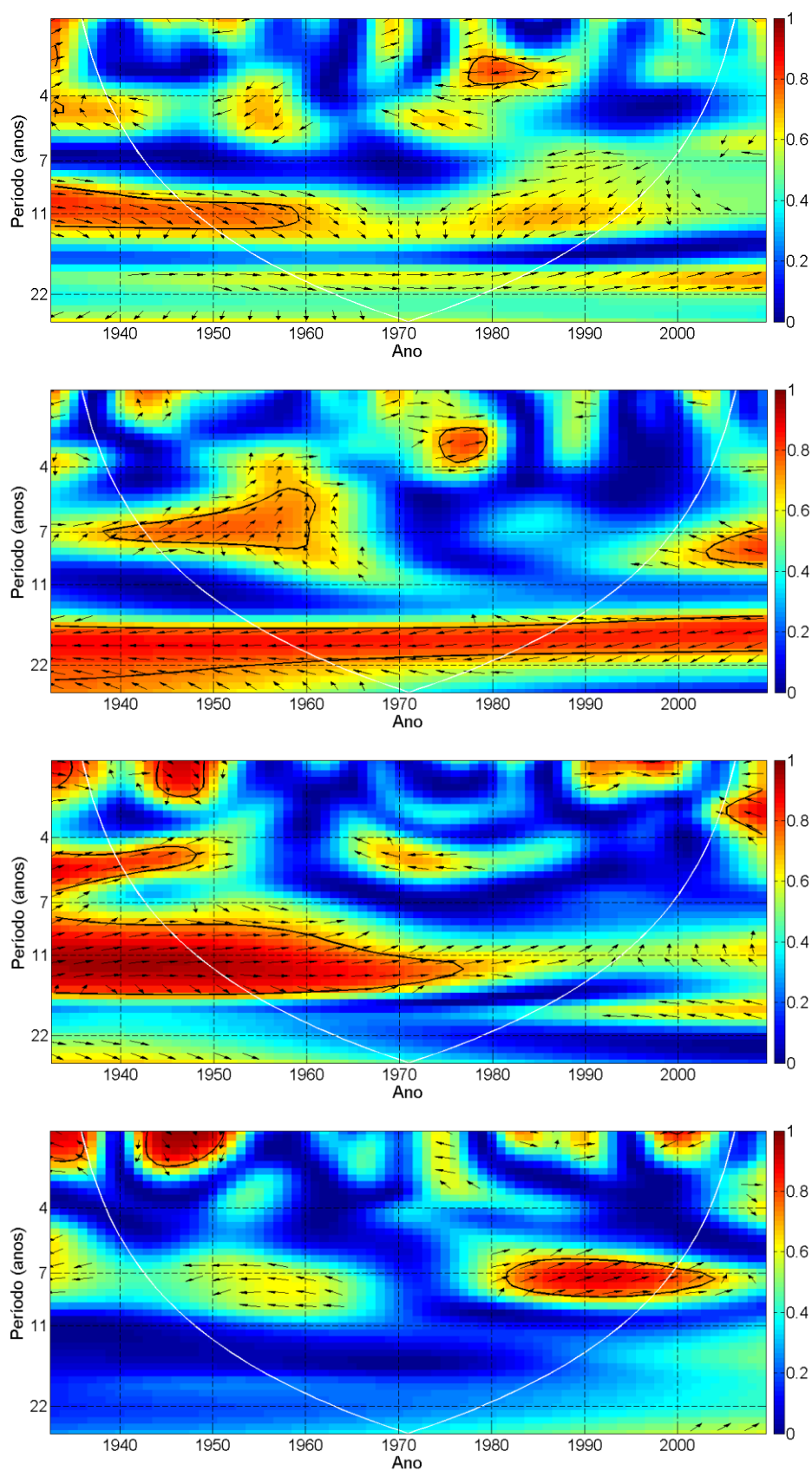


Figura A.9: Análise de WTC dos dados da estação SPO. (a)  $Rz \times Tmed$ , (b)  $Rz22 \times Tmed$ , (c)  $Rz \times Prec$  e (d)  $Rz22 \times Prec$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.

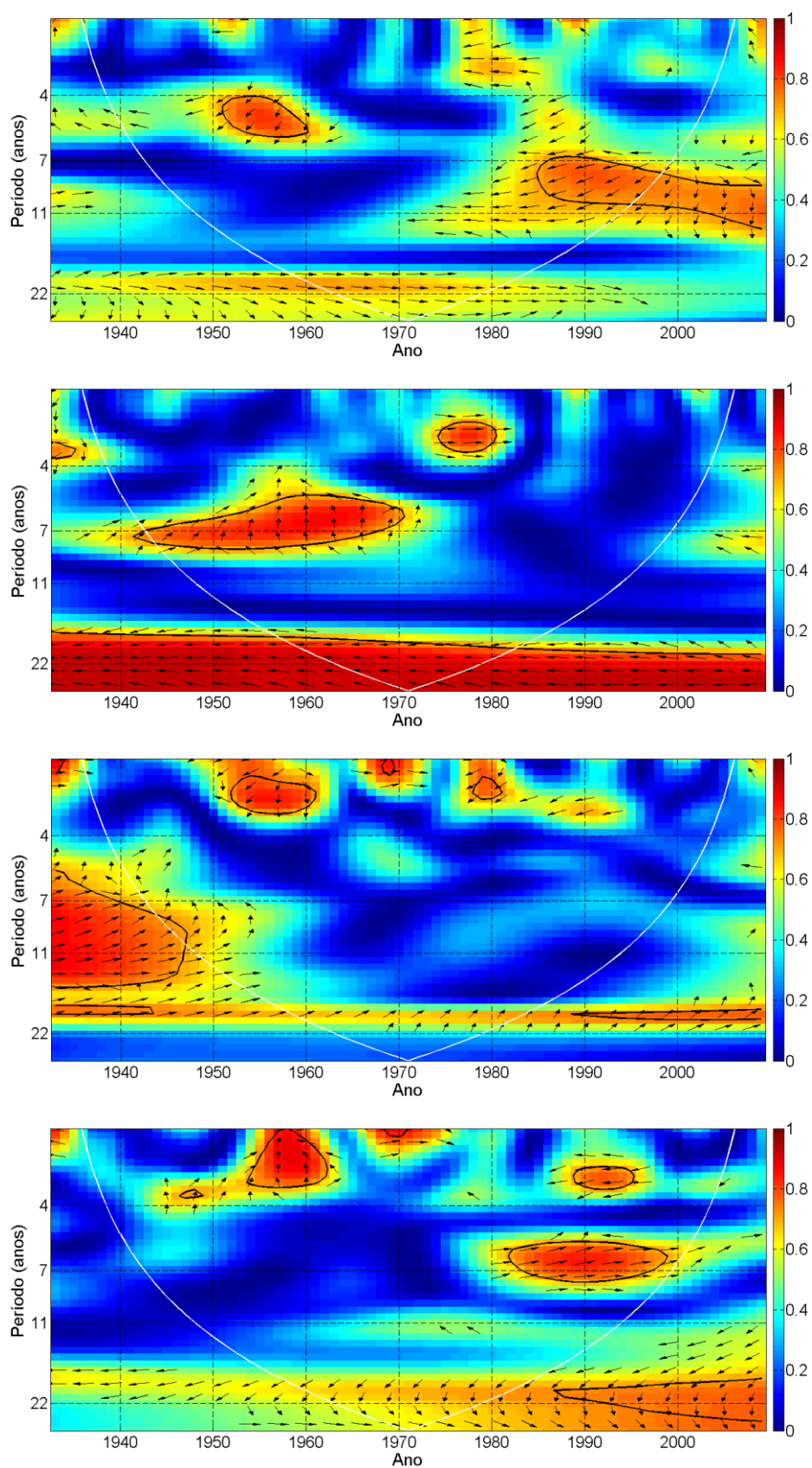


Figura A.10: Análise de WTC dos dados da estação CUR. (a)  $Rz \times Tmed$ , (b)  $Rz_{22} \times Tmed$ , (c)  $Rz \times Prec$  e (d)  $Rz_{22} \times Prec$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.

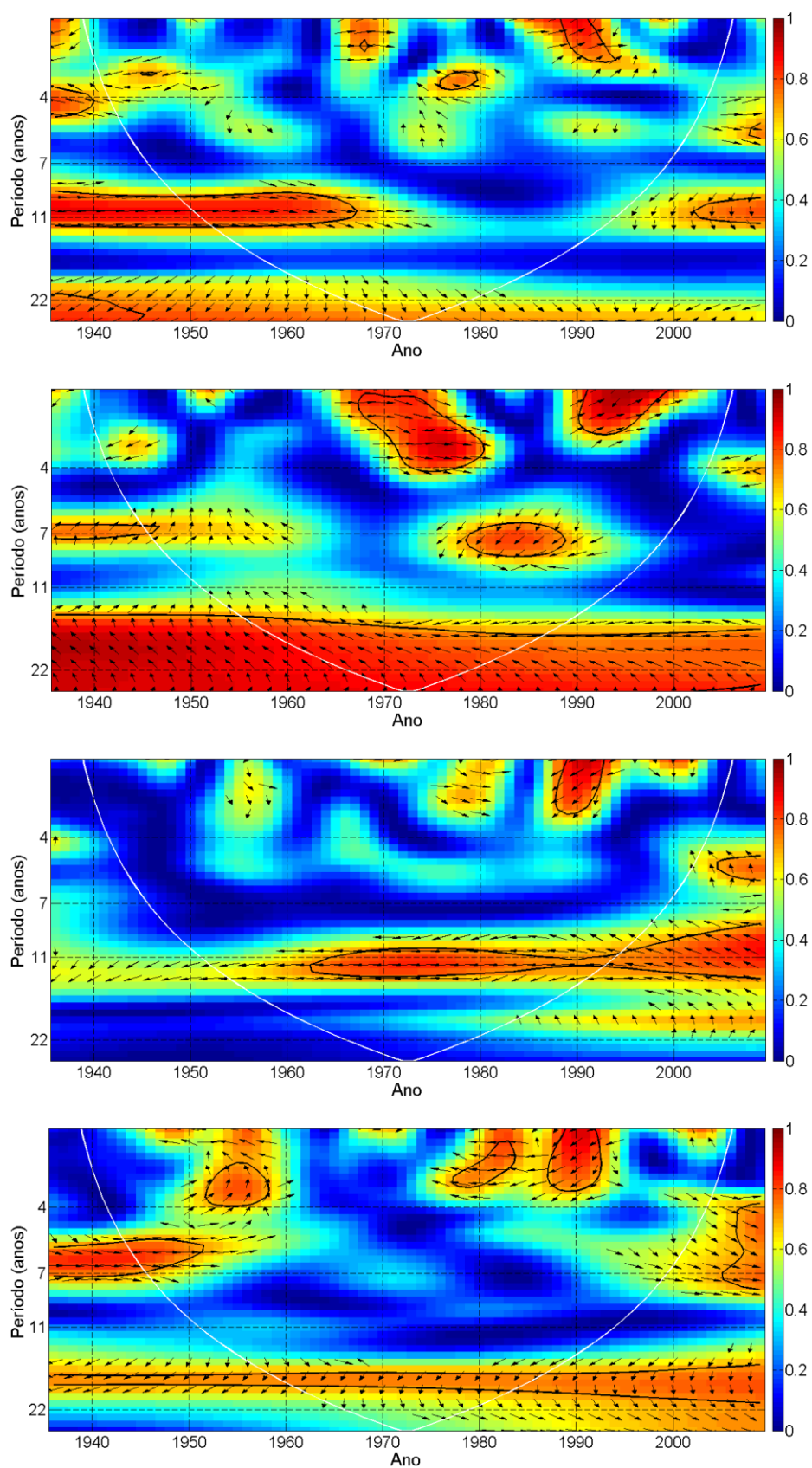


Figura A.11: Análise de WTC dos dados da estação IRA. (a)  $R_z \times T_{med}$ , (b)  $R_{z22} \times T_{med}$ , (c)  $R_z \times Prec$  e (d)  $R_{z22} \times Prec$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.

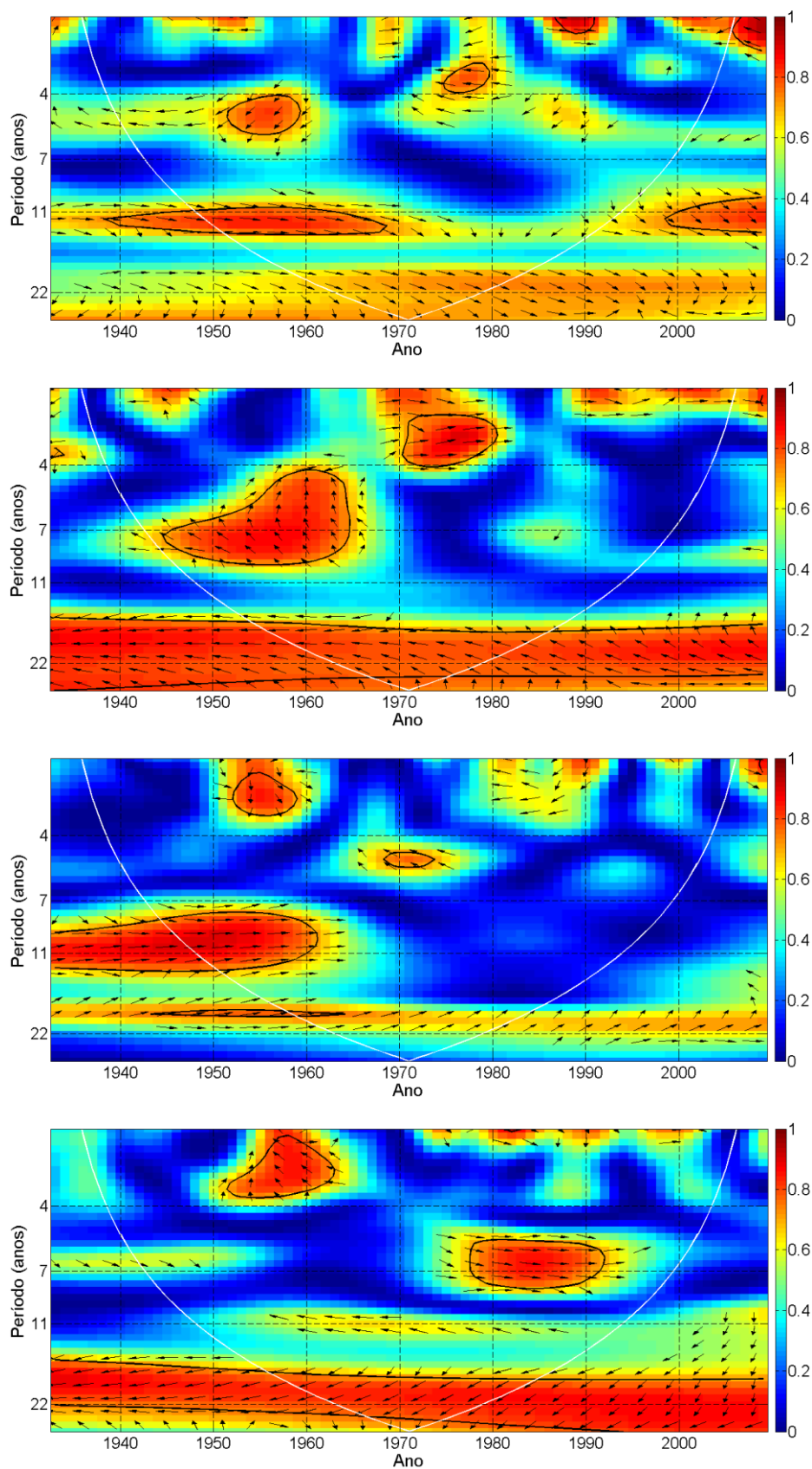


Figura A.12: Análise de WTC dos dados da estação FLO. (a)  $R_z \times T_{med}$ , (b)  $R_{z22} \times T_{med}$ , (c)  $R_z \times Prec$  e (d)  $R_{z22} \times Prec$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.

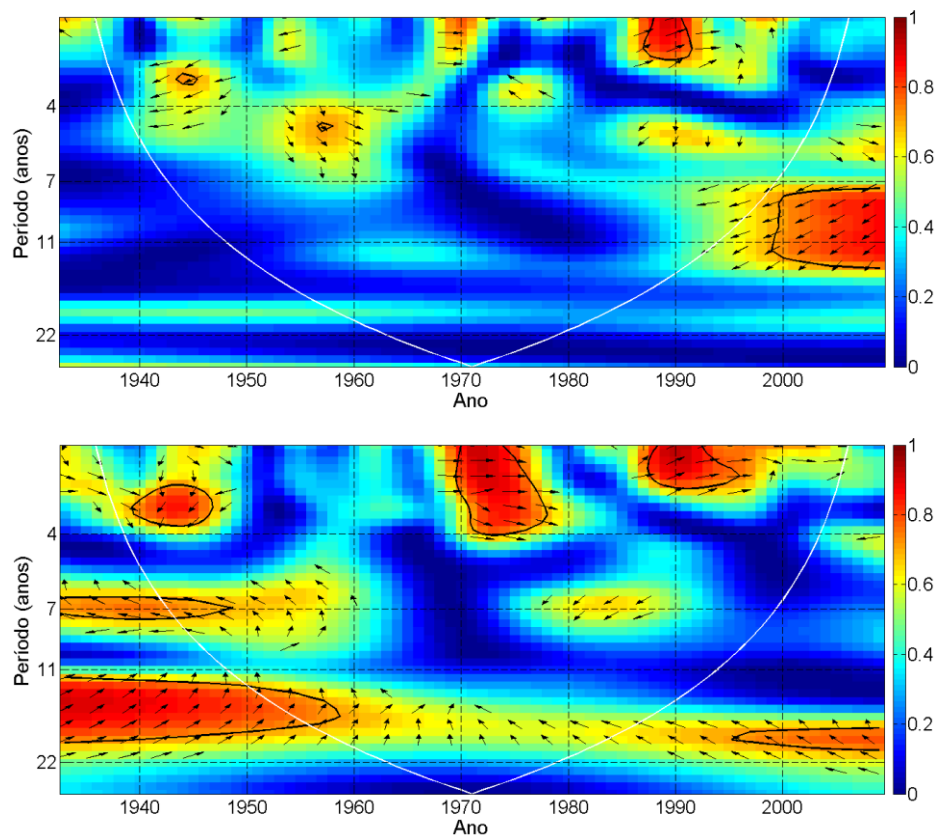


Figura A.13: Análise de WTC dos dados da estação POS. (a)  $R_z \times T_{med}$  e (b)  $R_{z22} \times T_{med}$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.

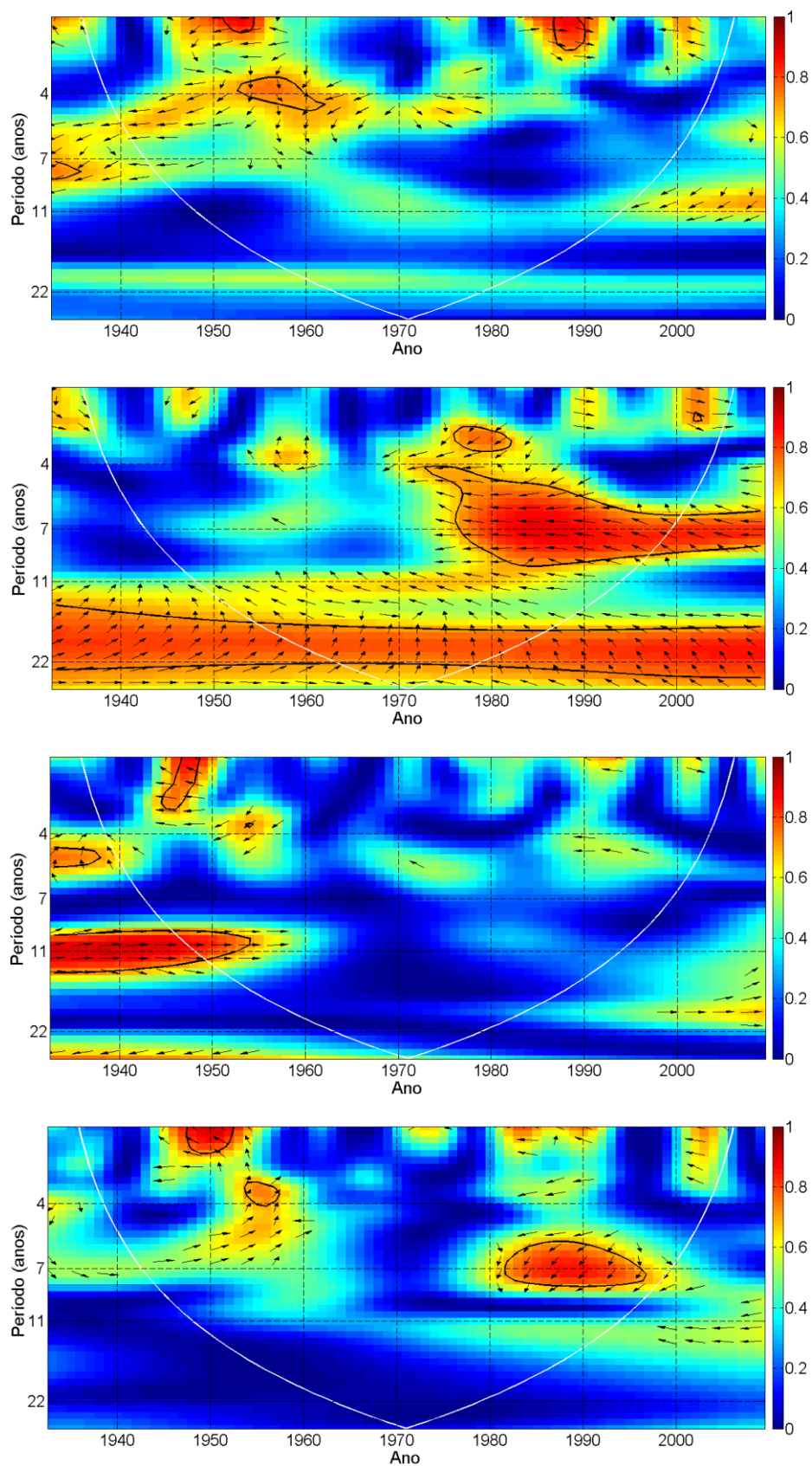


Figura A.14: Análise de WTC dos dados da estação URU. (a)  $R_z \times T_{med}$ , (b)  $R_{z22} \times T_{med}$ , (c)  $R_z \times Prec$  e (d)  $R_{z22} \times Prec$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.

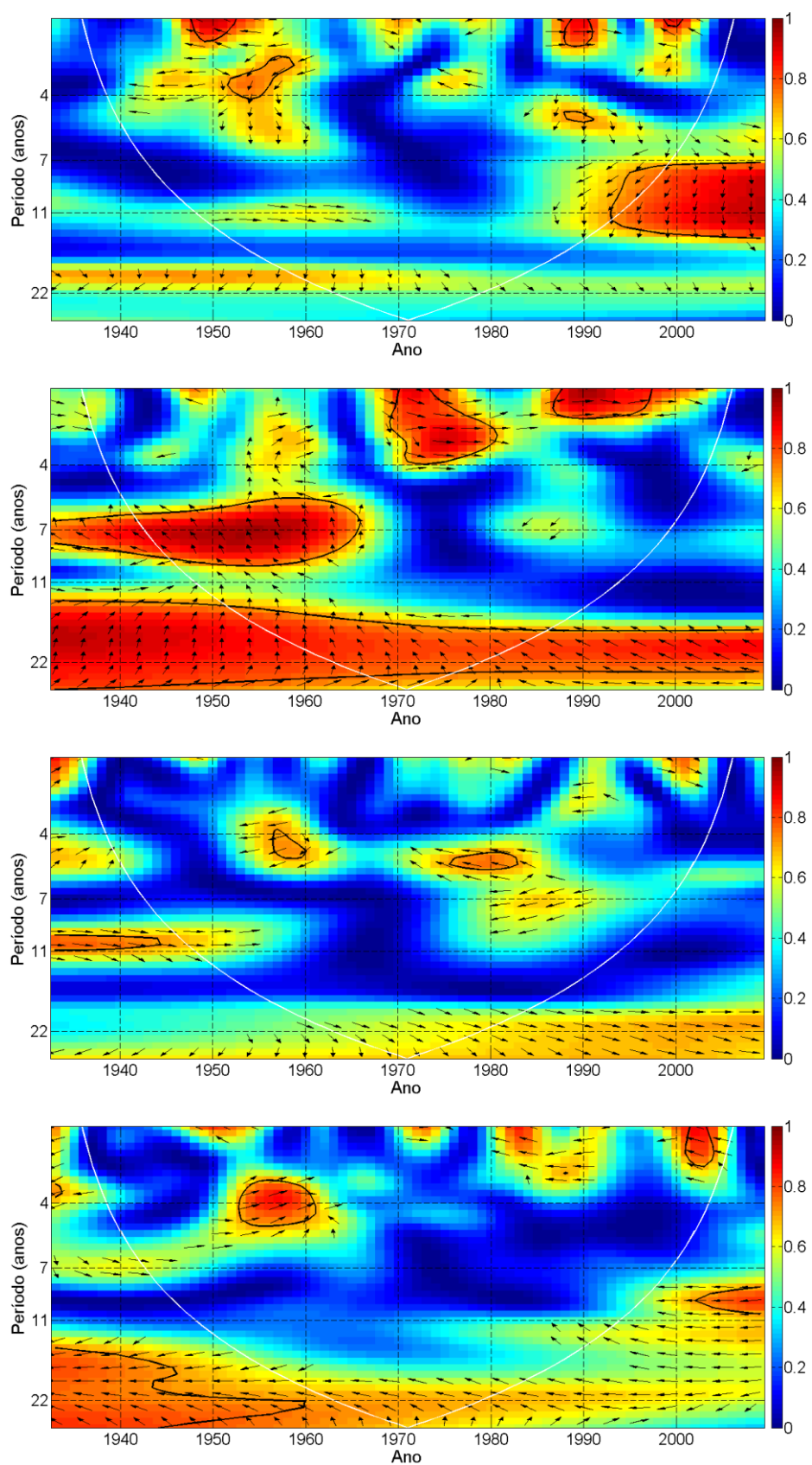


Figura A.15: Análise de WTC dos dados da estação SMA. (a)  $Rz \times Tmed$ , (b)  $Rz22 \times Tmed$ , (c)  $Rz \times Prec$  e (d)  $Rz22 \times Prec$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.



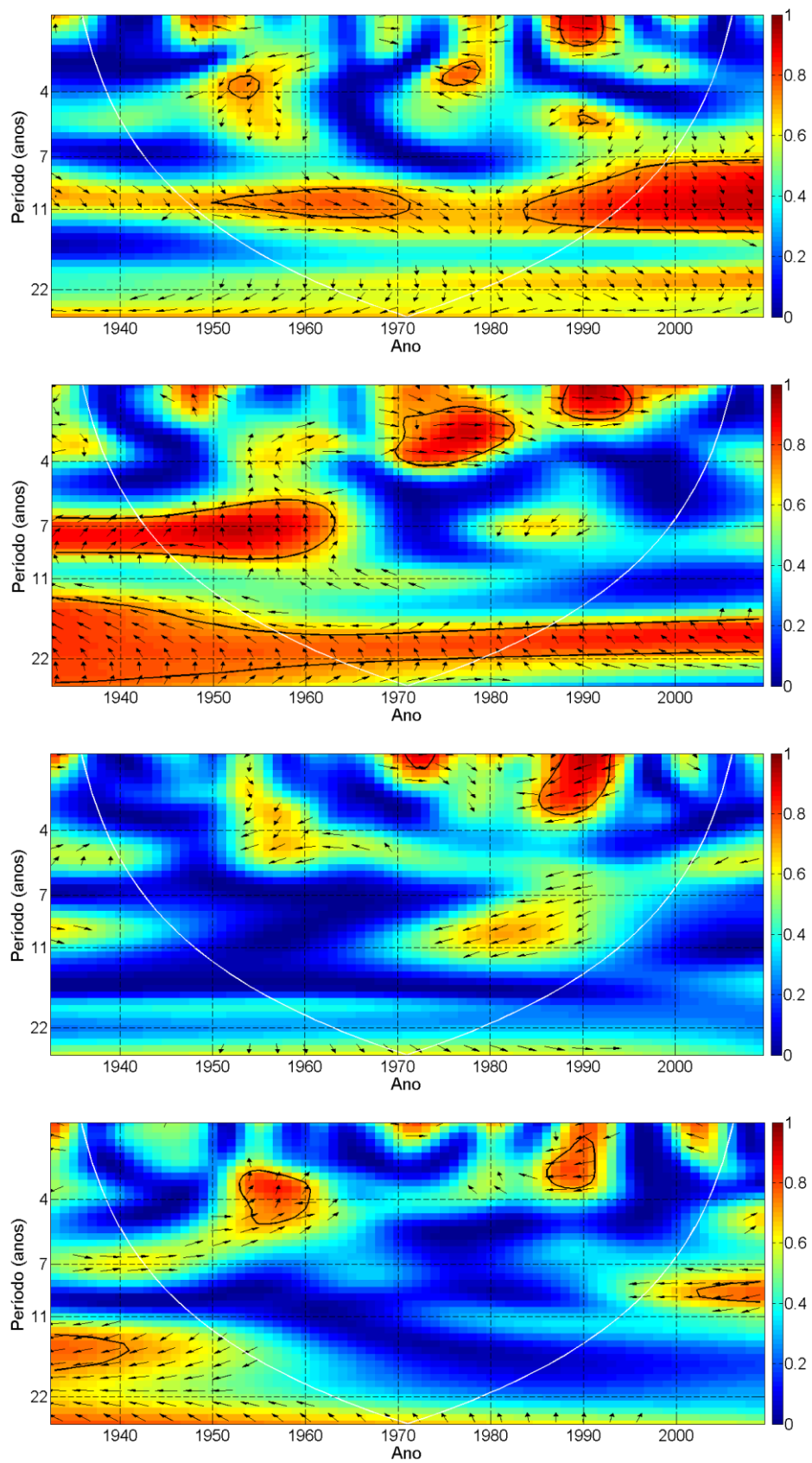


Figura A.16: Análise de WTC dos dados da estação POA. (a)  $Rz \times Tmed$ , (b)  $Rz22 \times Tmed$ , (c)  $Rz \times Prec$  e (d)  $Rz22 \times Prec$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.

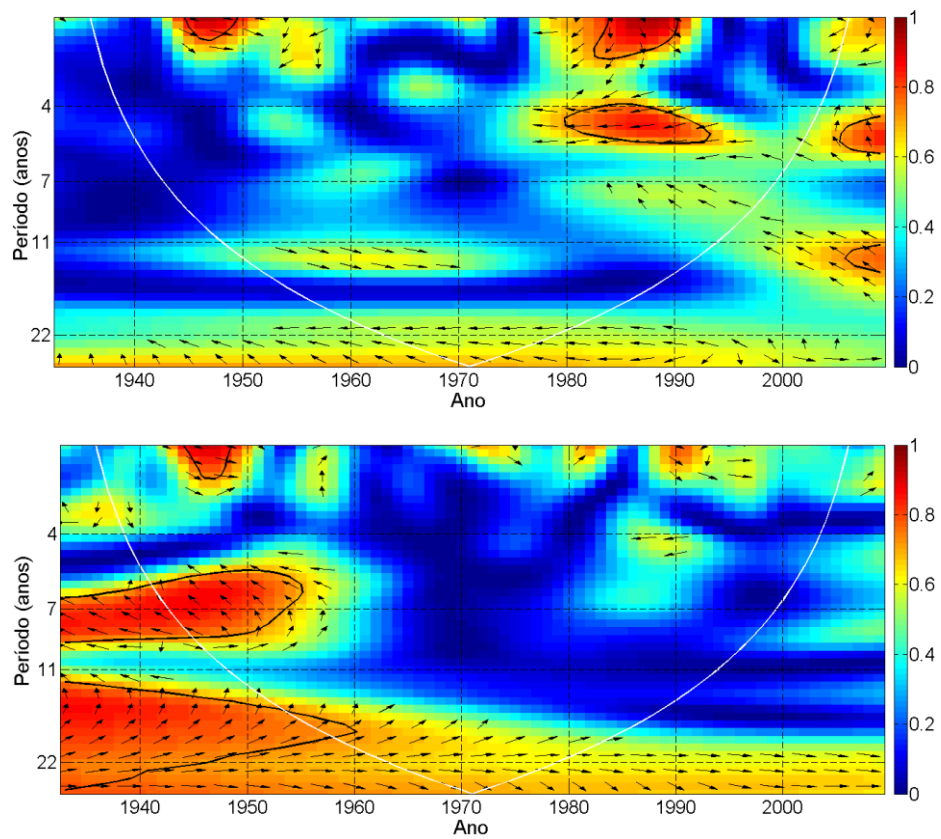


Figura A.17: Análise de WTC dos dados da estação STG. (a)  $R_z \times T_{med}$  e (b)  $R_{z22} \times T_{med}$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.

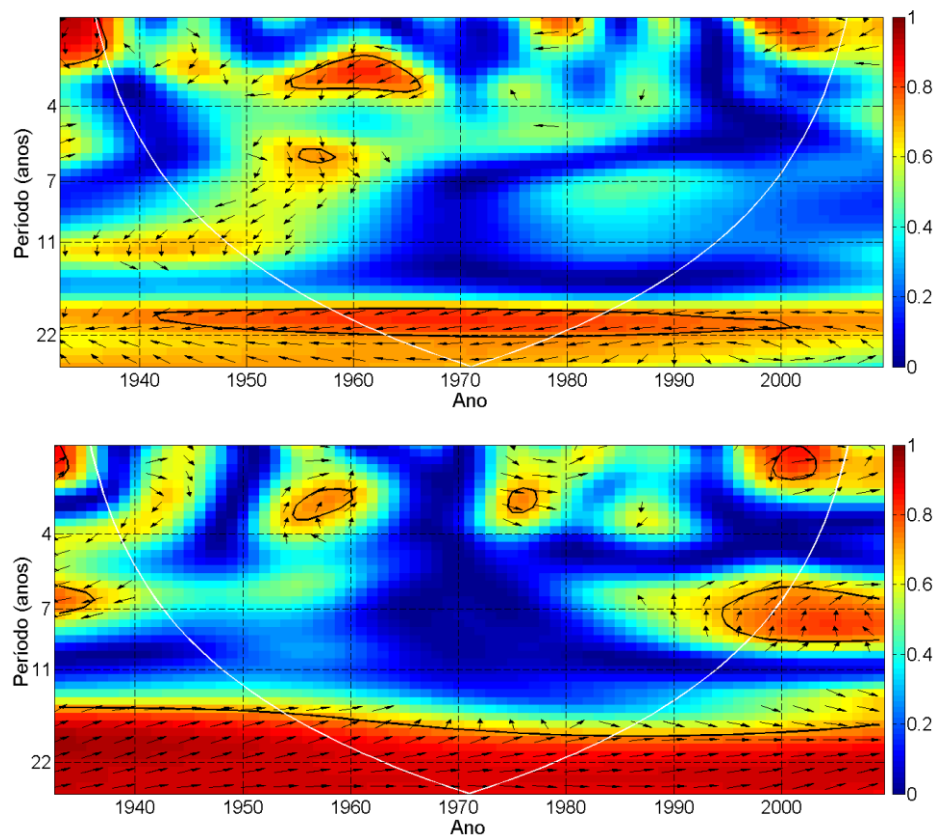


Figura A.18: Análise de WTC dos dados da estação SLS. (a)  $R_z \times T_{med}$  e (b)  $R_{z22} \times T_{med}$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.

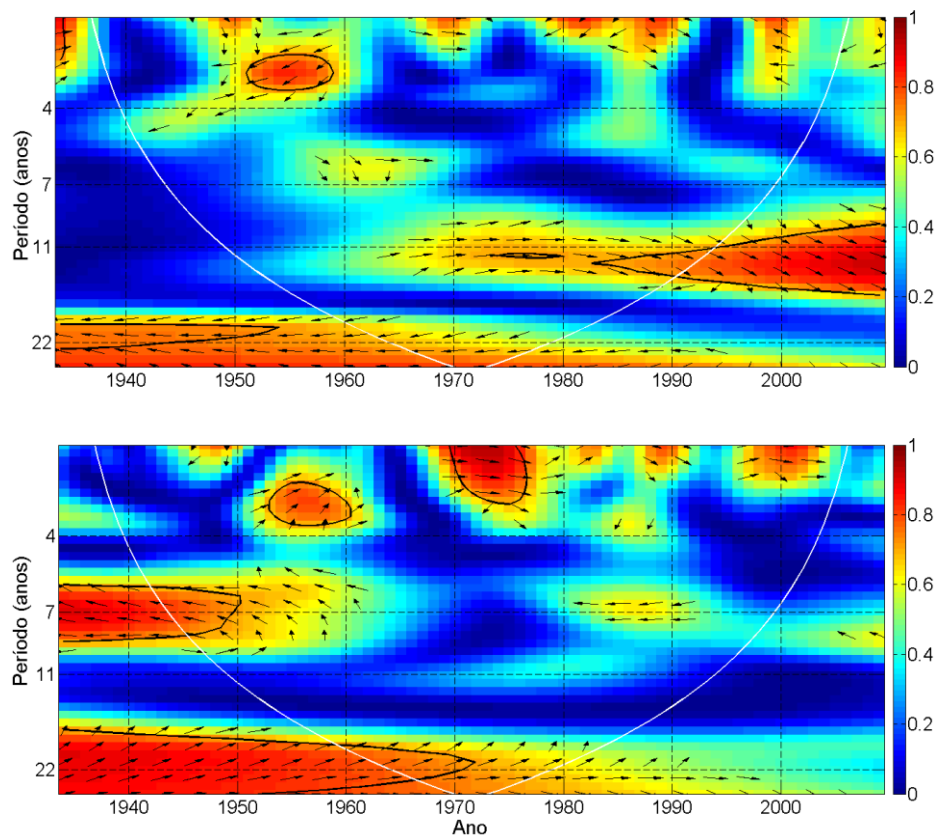


Figura A.19: Análise de WTC dos dados da estação JUN. (a)  $R_z \times T_{med}$  e (b)  $R_{z22} \times T_{med}$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.

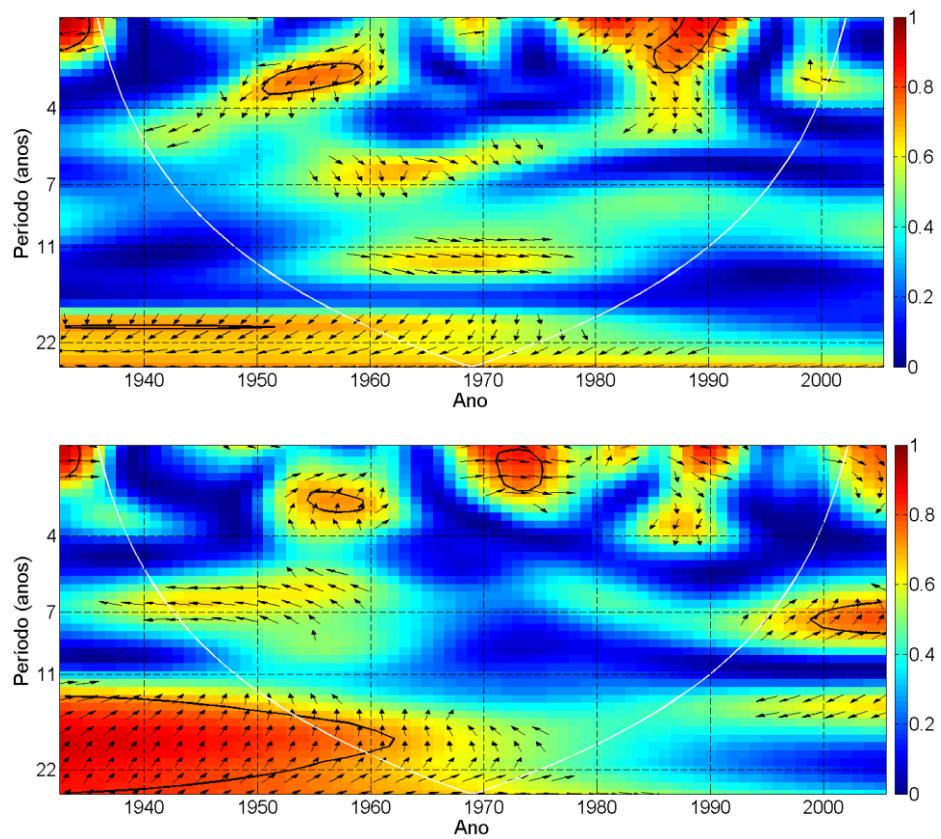


Figura A.20: Análise de WTC dos dados da estação BAS. (a)  $R_z \times T_{med}$  e (b)  $R_{z22} \times T_{med}$ . A legenda é a mesma da Figura A.1.



## **APÊNDICE B**

**Artigo submetido à revista Annales Geophysicae**

# **Evidence for cosmic rays, solar variability and El Niño – Southern Oscillation modulation in temperature records from the South Atlantic Magnetic Anomaly region**

**E. Frigo<sup>1</sup>, I. G. Pacca<sup>1</sup>, A. J. Pereira-Filho<sup>2</sup>, P. H. Rampelloto<sup>3</sup> and N. R. Rigozo<sup>4</sup>**

[1]{Department of Geophysics, Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of Sao Paulo, Brazil}

[2]{Department of Atmospheric Sciences, Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of Sao Paulo, Brazil}

[3]{Federal University of Pampa, Brazil}

[4]{Southern Regional Space Research Center, National Institute for Space Research, Brazil}

Correspondence to: I. G. Pacca (igpacca@usp.br)

## **Abstract**

Possible direct or indirect climatic effects related to solar variability and El Niño – Southern Oscillation (ENSO) were investigated in the Southern Brazilian region by means of the annual mean temperatures from four weather stations 2 degrees of latitude apart over the South Atlantic Magnetic Anomaly (SAMA) region. Four maximum temperature peaks are evident at all stations in 1940, 1958, 1977 and 2002. A spectral analysis indicates the occurrence of periodicities between 2 and 7 years, most likely associated with ENSO, and periodicities of approximately 11 and 22 years, normally associated with solar variability. Cross-wavelet analysis indicated that the signal associated with the 22-year solar magnetic cycle was more persistent in the last decades, while the 11-year sunspot cycle and ENSO periodicities were intermittent. Phase-angle analysis revealed that temperature variations and the 22-year solar cycle were in anti-phase near the SAMA center. Results show an indirect indication of possible relationships between the variability of galactic cosmic rays and climate change in a regional scale.



## Introduction

Global warming and other climatic effects caused by anthropic action have been a subject of concern among investigators in the area of the Environmental Sciences. However, geoscientists who study the evolution of the Earth know that in its giga-year history, the planet has gone through several catastrophic episodes that brought drastic changes to the environment and affected all types of existing life. Therefore, it is certainly important that natural processes that may affect the climate are also investigated so that their effects can be evaluated.

This investigation studies the effects of solar activity as one of the possible natural climatic forcings. A possible correlation between sunspots and climatic variables has been proposed by several authors for over a century (see review article by Gray et al., 2011). However, this relation between solar activity and climate has been difficult to determine because the solar energy flux variation during a solar cycle is very small and insufficient to give rise to significant climate variations (Dickinson, 1975). Nevertheless, there were observational results that would favor the solar activity-climate correlation (e.g., Wilcox, 1975; Lassen and Friis-Christensen, 1995). An alternative and consistent explanation was proposed by Svensmark and Friis-Christensen (1997) and Svensmark (2007) by introducing the intermediate action of galactic cosmic rays (GCR).

Solar activity variation has been historically associated with sunspot numbers, but other solar properties, such as the heliomagnetic field, also vary during solar cycles. The high solar magnetic field during solar maxima reduces the incidence of GCR on the Earth to a minimum, whereas the maximum incidence would correspond to solar minima. Through multiple interactions, GCR high-energy particles create a large number of ions that, when associated with aerosols, can favor condensation and the formation of low altitude clouds. Therefore, cloud formation and their consequence on climatic variables can depend on the Sun's magnetic field, but the Earth's magnetic field is also variable and can reduce the GCR incidence. The simultaneous action of the heliomagnetic and the geomagnetic fields has been one of the difficulties in determining clear evidence of the effect of solar activity on climate variation (Dorman, 2012; Lockwood, 2012). Furthermore, there are many studies based on climatic and proxy data analysis that are in agreement with the GCR-climate relationship (e.g., Miyahara et al., 2008; Souza Echer et al., 2012; Svensmark, 2012) and other studies that disagree with this relationship (e.g., Wagner et al., 2001; Overholt et al., 2009; Erlykin and

Wolfendale, 2011). Experimental results indicate that GCR may play an important role on climate modulation (Enghoff et al., 2011; Kirkby et al., 2011; Pedersen et al., 2012).

In this research, we investigated the effect of solar activity on climate variation in the South Atlantic Anomaly (SAMA) region where the geomagnetic field is exceptionally low and therefore, where the influence of Earth's magnetic field on the GCR flux is much smaller and continuously decreasing (Smart and Shea, 2009). The SAMA time evolution has been investigated by Hartman and Pacca (2009) over the past few centuries, and they show that the anomaly center approached Rio de Janeiro near 1900 and then drifted southwest until reaching the coast of Parana State near 1945, when the trajectory changed again to a westward drift. During the past century, the SAMA center passed close to several Brazilian weather stations. Analyses of temperature time series from four Brazilian weather stations when the SAMA center was close to them will be shown.

## **Study area, data sets and methodology of analysis**

Some authors relate cosmic rays to climate at specific regions of the planet (e.g., Pudovkin et al., 1997; Vieira and da Silva, 2006; Harrison and Ambaum, 2009; Voiculescu and Usoskin, 2012). Spatially, GCR flux varies according to the geomagnetic field direction and intensity, with higher fluxes in the Polar Regions and lower fluxes at the equator. Moreover, regions with weak geomagnetic intensities, such as the South Atlantic Magnetic Anomaly (SAMA), enable higher fluxes of particles (König et al., 1978; Smart and Shea, 2009). Currently, the SAMA covers part of the South Atlantic Ocean and the South American continent. The region has been strongly influenced by the SAMA since the early twentieth century. This geomagnetic anomaly ( $< 25,000$  nT) now covers half of South America and part of the South Atlantic (Fig. 1A). Its center moved from the Atlantic Ocean to Paraguay between 1905 and 2005, as shown in Fig. 1B, that also shows the locations of the four weather stations. Three stations (CUR, FLO and POA) are maintained by the Brazilian National Institute of Meteorology and one (SPO) by the University of São Paulo. The details for these stations are presented in Table 1.

The time evolution of geomagnetic field intensities, calculated from the International Geomagnetic Reference Field (IGRF), at each weather station location is shown in Fig. 2. The

figure indicates that the geomagnetic intensity has been continuously decreasing. The intensities were very similar for all positions for the period between 1960 and 1990. Fig. 2 also shows the distance between the weather stations and the SAMA center as a function of time. The minimum distance occurred in 1940 for SPO (~ 230 km), in 1960 for FLO (~ 165 km), in 1965 for CUR (~ 70 km), and in 1985 for POA (~ 340 km). The CUR weather station was the closest to the SAMA, followed by FLO and SPO.

Southern Brazil has a subtropical climate, with temperature and rainfall strongly affected by ENSO (Grimm et al., 2000; Barros et al., 2002). At longer time scales, solar activity variability can also affect temperature and rainfall patterns. A possible climatic modulation by solar activity at these time scales was suggested by Gusev et al. (2004) and Souza Echer et al. (2008). Spectral analysis of tree growth rings over the last centuries indicated climatic variations associated with ENSO on the interannual time scale and with solar activity on the decadal to multidecadal time scales (Rigozo et al., 2003; Rigozo et al., 2004, Prestes et al., 2011). However, this external forcing has not been studied on the regional scale.

The time series of the annual average temperature relative to the 1961-1990 mean are shown in Fig. 3. Mean values for the 1961-1990 interval were 18.7°C for SPO, 16.8°C for CUR, 20.4°C for FLO and 19.5°C for POA. The time series of suggested climate forcings are shown in Fig. 4. The Southern Oscillation Index (SOI) (Fig. 4A) was obtained from the University of East Anglia website (<http://www.cru.uea.ac.uk/>). The SOI estimates the ENSO amplitude. Negative (positive) values are related to El Niño (La Niña) events. The sunspot number time series (Fig. 4B), represented in terms of Rz (Hoyt and Schatten, 1997), was obtained from the Solar Influences Data Analysis Center website (<http://sidc.oma.be/>). Neutron counts (Fig. 4C), an indicator of the GCR flux, were measured at the Climax Neutron Monitor. These data are available in the website of the Neutron Monitor Datasets of the University of New Hampshire ([http://ulysses.sr.unh.edu/NeutronMonitor/neutron\\_mon.html](http://ulysses.sr.unh.edu/NeutronMonitor/neutron_mon.html)) between 1953 and 2006. The Hale cycle (or “double sunspot cycle”) (Fig. 4D) is the sunspot number multiplied by -1 in odd cycles and is represented in terms of Rz22. GCR flux exhibits a clear effect from the 11-year solar magnetic field modulation. Moreover, there is a 22-year secondary modulation that depends on the Sun’s magnetic field polarity (see Kudela, 2009). Neutron count curves in transitions from solar cycles 19 to 20 and 21 to 22 have a thin triangular shape. During transitions from cycles 20-21 and 22-23, the count curves become thick and squared.

Classical spectral analysis with iterative regression (ARIST “Análise por Regressão Iterativa de Séries Temporais”) was used to identify cyclic variations in the temperature data. The ARIST is based on the adjustment of observational data by means of a sine function with three unknown parameters (frequency, amplitude and phase). These parameters are computed in an iterative process after which it is possible to determine periodicities that may be present in the time series and to select those with statistical significance (Rigozo and Nordemann, 1998; Rigozo et al., 2005).

To identify the common high covariance periodicities between temperature and climatic forcings time series, wavelet coherence (WTC) spectra based on the complex Morlet wavelet base function were computed (Torrence and Compo, 1998). The WTC is quantified by a number between 0 and 1 which indicates the cross-correlation between analyzed time series in different spectral bands. For WTC spectra, the cone of influence (COI), the 95% significance level and the relative phase angles were calculated according to the method of Grinsted et al. (2004). The COI is the limit of the spectral region where edge effects may be statistically important. The 95% significance level region is a spectral area where the WTC values are not affected by a red noise process. This spectral region is calculated from a first order autoregressive (AR1) process. The phase angles give indications about the linearity of possible relationship between the two time series. Phase angles around  $0^\circ$  or around  $180^\circ$  indicate a linear relationship with the former indicating an in phase relationship and the latter an anti-phase relationship. Other phase angle configurations indicate a non linear relationship.

## Results

The temperature time series shown in Fig. 3 indicate a positive temperature trend for three of the four weather stations: 0.030 degrees/year for SPO, 0.021 degrees/year for CUR, and 0.011 degrees/year for FLO. No significant trend has been observed for POA. However, strong interannual variability and four temperature maxima at SPO, CUR, FLO and POA in 1940, 1958-1959, 1977 and 2002 are indicated by the shaded bands in Fig. 3. The average time interval between these peaks is approximately 21 years, which is very close to the Hale cycle. Furthermore, the mean annual temperature peaks occurred close to the maxima of odd solar cycles of positive (negative) polarity in the north (south) pole in 1937, 1957, 1979 and 2000 (Fig. 4). The figure also shows that mean annual temperature maxima were nearly

simultaneous to the cosmic ray minima that correspond to solar odd cycles maxima activity for 1958, 1982 and 2000-2003.

After removing the temperature trends, an iterative regression analysis was used to search for periodicities, and after 200 iterations, periodicities at interannual and decadal time scales were found over the 95% confidence level (Tab. 2). Periodicities between 19 and 25 years, 9 and 13 years, and 2 and 7 years are indications of the Hale, Schwabe and ENSO cycles influence, observed at all stations. The nearly 33-year periodicity at FLO might be related to the Brückner solar cycle (Brückner, 1890; Prestes et al., 2011). The wavelet coherence power spectrum and the relative phase angles were calculated to investigate the time evolution of statistically significant periodic variations and the phase relationship between temperature and natural climatic forcing.

The WTC between the temperature time series and Rz22 is shown in Fig. 5. High and persistent coherence (higher than 0.8) was observed for approximately 22-year periodicities at all four locations. Part of the signal is outside of the COI. Other intermittent and statistically low coherent periodicities, between 4 and 8 years, are also apparent. They occurred at SPO between 1942 and 1960, at CUR between 1942 and 1970, at FLO between 1943 and 1965, and at POA between 1942 and 1962. Other intermittent features with periods less than 4 years are apparent between 1970 and 1980 (at all stations) and near 1990 (for FLO and POA). Black arrows in Fig. 5 indicate the phase angles between the time series. For periodicities of approximately 22 years, the arrows tend to point to the left for SPO, CUR and FLO, indicating a possible linear (anti-phase) relationship between the Hale cycle and the temperature variations. However, for POA, the arrows point up, indicating a non-linear relationship. For the intermittent periodicities (4-8 years), the arrows point up, suggesting a non-linear relationship. For significant periodicities of less than 4 years, the arrows tend to point to the right, indicating a linear relationship. Similar out-of-phase phase-angle relations, at different stations and at the same time, can be an indication of a similar non-linear relationship. Notably, the wavelet coherence spectral features are very similar for all weather stations.

Fig. 6 shows the wavelet coherence spectrum between temperature and Rz. The 11-year cycle signal was statistically significant until 1960 for SPO, after 1985 for CUR, until 1971 for FLO, and after 1950 for POA. The phase-angle analysis indicates a linear relationship between the Schwabe cycle and temperature in SPO (until 1960), FLO (until 1971) and POA

(until approximately 1971). After 1985, the phase angles tend to point down for CUR and POA. Between 1950 and 1960, a 4-6 year periodicity occurred in CUR, FLO and POA, with the arrows pointing down. Near 1980, a periodicity of less than 4 years was detected in all stations, with the arrows pointing to the left. Thus, the coherence features between temperature and the 11-year solar cycle are not similar for all stations.

The relationship between temperature variations and the SOI index computed by the WTC spectrum is shown in Fig. 7. Very similar features common to all locations are observed before 1945 and between 1955 and 1980, with cycles between 4 and 8 years and characterized by arrows pointing to the left. After 1990, features with periods less than 4 years and with arrows pointing to the left are observed in SPO and CUR. After 1980, similar spectral features are detected in FLO and POA. Between 1982 and 1997, periodicities of 4-7 years with arrows pointing down are observed. For periodicities less than 4 years after 1995 and between 7 and 11 years after 1985, the arrows point to the left. At CUR, periodicities longer than 11 years with arrows pointing down are also observed. An analysis of SOI versus temperature wavelet coherence indicates that ENSO is an important climatic forcing in the South Brazilian region. Small spectral feature differences were noted between the southernmost and the northernmost stations.

## **Discussion**

ENSO periodicities in the temperature data were intermittent over time, but some similar features were observed in more than one location using wavelet coherence and phase angle analysis. The most interesting feature was observed in all stations with similar spectral characteristics before 1945 (4-7 year periods), in the 1955-1980 interval (4-7 year periods) and after 1995 (< 4 year periods). Around 1940, 1958, 1977 and 2002, the SOI index exhibited negative excursions (Fig. 4) associated with a strong El Niño episode that might have caused the four simultaneous maxima in the mean annual temperature. However, other strong El Niño episodes have not produced simultaneous statistically significant periodic variations or maxima temperature peaks simultaneously at the four locations. This observation indicates that the ENSO modulation varies locally in the Brazilian subtropical region. The most statistically significant coherence spectrum signal, with cycles between 4 and 7, occurred between 1955 and 1965. Similar spectral features were also observed in Fig. 6.

McCracken et al. (2002) and Usoskin et al. (2006) have associated an intermittent periodicity of 5.5 years either directly or indirectly to solar activity. This cycle is present in the geomagnetic field variations and in Earth's rotation variations (Djurovic and Pâquet, 1996).

The 11-year cycle is less persistent than the ENSO signal. Furthermore, there is no noticeable common standard relationship for all locations in terms of the time series phase angles. This intermittence of the 11-year signal was also observed by Souza Echer et al. (2008) and by Rampelotto et al. (2011) and might be related to a non-linear local climatic response to solar variations. However, the most striking factor affecting the temperature records for the investigated locations appears to be the 22-year solar cycle, as indicated by the temperature maxima, the ARIST spectral analysis and the high amplitudes in the wavelet coherence spectrum, which agrees with previous work by Souza Echer et al. (2008) and Rampeloto et al. (2012). In general, the 22-year cycle present in the climatic data is associated with solar activity variation and more specifically to a cosmic ray related climate modulation mechanism (Kirkby et al., 2007).

The 22-year cycle is a remarkable characteristic of the galactic cosmic ray flux, modulated by the Hale solar magnetic cycle (Usoskin et al., 2001). As shown in Fig. 4, odd cosmic ray cycles are longer than even cosmic ray cycles, and during transitions from odd to even cycles, the maximum of cosmic ray flux appears as a clear peak, while for transitions from even to odd cycles the maximum of cosmic ray flux persists for a longer time period. This observation suggests that during transitions from even to odd solar cycle, the flux of cosmic ray on Earth's atmosphere is higher than in transitions from even to odd cycles. Furthermore, Usoskin et al. (2001) showed the existence of a time lag between solar activity variations and the consequent cosmic ray variations. During odd cycles, the time lag is long, while during even cycles, the time lag is short or negative.

Temperature peaks occurring in 1940, 1958-1959, 1977 and 2001-2002 were in phase with the maximum of the odd sunspot cycles (1937, 1957, 1979 and 2000, respectively). In addition, the last three temperature maxima occurred near the minima of neutron counts (1958, 1982 and 2000-2003). The observed 1940, 1958-1959 and 2001-2002 temperature maxima occurred after the 1937, 1957 and 2002 odd cycle's maxima respectively, and after or at the same time as the 1958 and 2000-2002 neutron counts maxima. However, the 1977 temperature maximum occurred before the 1979 odd solar cycle maximum and the 1982 neutron counts maximum. Curiously, it was for the solar cycle 20-21 transition (~ 1974) that

Usoskin et al. (2001) found the longest negative time lag between solar activity and neutron count variations, indicating that the cosmic ray maximum occurred before the solar activity minimum.

This relationship between temperature maximum and cosmic ray minimum activity is in agreement with the cosmic-ray - cloud - climate modulation mechanism because periods of lower cosmic ray would be associated with lower cloud coverage and consequently with maximum temperature events. Another interesting feature in agreement with the cosmic-ray - climate relationship is that the phase-angle relations between temperature and the 22-year solar cycle is similar for SPO, CUR and FLO, although it is different for POA. Fig. 2 shows that the SAMA was closer to SPO, CUR and FLO positions compared to POA. The 22-year solar magnetic cycle is also present in POA's temperature data, but with a phase difference between the time series. A possible explanation for this phase difference is that a geomagnetic field being closer to the SAMA center results in a weaker field and higher precipitation of electrically charged particles. Therefore, the Hale cycle modulation is strongly evidenced in the region that surrounds the locations of the lowest Earth's magnetic field intensity.

## **Conclusions**

The regional impact of natural climatic forcings (solar variability, galactic cosmic rays and ENSO) on temperature variations has been discussed for the Brazilian subtropical region with a SAMA-heavy influence since the beginning of the twentieth century. Spectral analysis results indicate that the influence of ENSO and the Schwabe solar cycle are intermittent in time and exhibit different characteristics for different locations in Southern Brazil. Modulation of the ENSO and the Schwabe solar cycle signals can appear with different characteristics in distinct locations and on distinct meteorological variables (Grimm et al., 2000; Barros et al., 2002; Haigh, 2007; Gray et al., 2011).

The Hale solar magnetic cycle signal was persistent during the entire period for all analyzed locations, in agreement with Souza Echer et al. (2008) and Rampelotto et al. (2012), who used data from a single location. The four temperature maxima in the time interval between 1933 and 2008 occurred simultaneously at all weather stations, which are separated by 2 degrees of



latitude. The time of occurrence of these maxima nearly coincides with the maxima of solar odd cycles and consequently with the minima of the galactic cosmic ray odd cycles.

Results of the present work are an indirect indication for a possible cosmic-ray - climate mechanism at a regional scale. This conclusion is supported by the influence of SAMA, as possibly indicated by the phase angle analysis, which allows for easier entry of electrically charged particles (König et al., 1977; Vieira and da Silva, 2006). Future work will continue this line of study with additional data from other climatic variables and from other weather stations installed in this region. Furthermore, displacement of few years between some cosmic ray minima in odd cycles and temperature maxima should be investigated in more detail in future work.

### **Acknowledgements**

The authors thank the Brazilian National Institute of Meteorology for providing the temperature data for the Curitiba, Florianópolis and Porto Alegre weather stations as well as the following Brazilian financial support agencies: E. Frigo - CAPES; N. R. Rigozo - CNPq (APQ 470252/2009-0, 470455/2010-1 and research productivity, 301033/2009-9) and FAPERGS (APQ 1013273). Authors also thank the National Science Foundation (Grant ATM-0339527) for the neutron counts data. Special thanks to Dr. Karel Kudela and to an anonymous reviewer for their important contribution to the improvement of the paper.

## References

- Barros, V. R., Grimm, A. M., and Doyle, M. E.: Relationship between temperature and circulation in Southeastern South America and its influence from El Niño and La Niña events, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 80-1, 33-44, 2002.
- Brückner, E.: Klimaschwankungen seit 1700, *Geograph. Abhand.*, 14, 325, 1890.
- Dickinson, R. E.: Solar variability and the lower atmosphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 56(12), 1240-1248, 1975.
- Djurovic, D., and Pâquet, P.: The common oscillations of solar activity, the geomagnetic field, and the Earth's rotation. *Sol. Phys.*, 167, 427-439, 1996.
- Dorman, L. I.: Cosmic rays and space weather: effects on global climate change. *Ann. Geophys.*, 30, 9-19, 2012.
- Enghoff, M. B., Pedersen, J. O. P., Uggerhøj, U. I., Paling, S. M., and Svensmark, H.: Aerosol nucleation induced by a high energy particle beam. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L09805, doi:10.1029/2011GL047036, 2011.
- Erlykin, A. D., and Wolfendale, A. W.: Cosmic ray effects on cloud cover and their relevance to climate change. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 73, 1681-1686, 2011.
- Gray, L. J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J.D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G.A., Shindell, D., Van Geel, B., and White, W.: Solar influence on climate. *Rev. Geophys.*, 48, RG4001, 2011.
- Grimm, A., Barros, V., and Doyle, M.: Climate variability in southern South America associated with El Niño La Niña events. *J. Climate*, 13, 35-58, 2000.
- Grinsted, A., Moore, J.C., and Jevrejeva, S.: Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Proc. Geoph.*, 11, 561-566, 2004.
- Gusev, A. A., Martin, I. M., Mello, M. G. S., Pankov, V., Pugacheva, G., Schuch, N. J., and Spjeldvik, W. N.: Bidecadal cycles in liquid precipitations in Brazil. *Adv. Space Res.*, 34, 370-375, 2004.
- Haigh, J. D.: The Sun and The Earth's Climate. *Living Reviews in Solar Physics* 4, 2007.
- Harrison, R. G., and Ambaum, M. H. P.: Observed atmospheric electricity effect on Clouds. *Env. Res. Lett.*, 4, doi:10.1088/1748-9326/4/1/014003, 2009..
- Hartmann, G. A., and Pacca, I. G.: Time evolution of the South Atlantic Magnetic Anomaly. *Ann. Brazilian Acad. Sciences*, 81(2), 243-255, 2009.
- Hoyt, D. V., and Schatten, K. H.: The role of the sun in climate change. Oxford University Press, New York, 1997.

- Kirkby, J.: Cosmic Rays and Climate. *Surv. Geophys.*, 28, 333-375, 2007.
- Kirkby, J. et al.: Role of sulphuric acid, ammonia and galactic cosmic rays in atmospheric aerosol nucleation. *Nature*, 476, 429-433, 2011.
- König, P. J., Walt, A. J. V. D., Stoker, P. H., Raubenheimer, B. C., Shea, M. A., and Smart, D. F.: Vertical cutoff rigidity and the intensity distribution of cosmic rays near Cape Town. In: *International Cosmic Ray Conference, 15th, Plovdiv, Bulgaria, August 13-26, 1977, Conference Papers, Volume 4, A79-37301 15-93, Sofia, Bulgarian Academy of Sciences, 1978, 173-177, , 1978.*
- Kudela, K.: On energetic particles in space. *Acta Phys. Slovaca*, 59, 537-652, 2009.
- Lassen, K., and Friis-Christensen, E.: Variability of solar cycle length during the past five centuries and the apparent association with terrestrial climate. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 57, 835-845, 1995.
- Lockwood, M.: Solar influence on global and regional climates. *Surv. Geophys.*, 33, 503-534, 2012.
- McCracken, K. G., J. Beer, and McDonald, F. B.: A five-year variability in the modulation of the galactic cosmic radiation over epochs of low solar activity, *Geophys. Res. Lett.*, 29(24), 2161, doi:10.1029/2002GL015786, 2002.
- Miyahara, H., Yokoyama, Y., and Masuda, K.: Possible link between multi-decadal climate cycles and periodic reversals of solar magnetic field polarity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 272, 290-295, 2008.
- Overholt, A. C., Melott, A. L., and Pohl, M.: Testing the link between terrestrial climate change and galactic spiral arm transit. *Astrophys. J.*, 705, L101-L103, 2009.
- Pedersen, J. O. P., Enghoff, M. B., Paling, S. M., and Svensmark, H.: Aerosol nucleation in an ultra-low ion density environment. *J. Aerosol Sci.*, 50, 75-85, 2012.
- Prestes, A., Rigozo, N. R., Nordemann, D. J. R., Wrasse, C. M., Souza Echer, M. P., Echer, E., da Rosa, and M. B., Rampelotto, P. H.: Sun–earth relationship inferred by tree growth rings in conifers from Severiano De Almeida, Southern Brazil. *J. of Atmos. Solar-Terr. Phys.*, doi:10.1016/j.jastp.2010.12.014, 2011.
- Pudovkin, M. I., Veretenenko, S. V., Pellinen, R., and Kyrö, E.: Meteorological characteristic changes in the high-latitude atmosphere associated with Forbush decreases of the galactic cosmic rays. *Adv. Space Res.*, 20(6), 1169-1172, 1997.
- Rampelotto, P. H., Rigozo, N. R., da Rosa, M. B., Prestes, A., Frigo, E., Souza Echer, M. P., and Nordemann, D. J. R.: Variability of Rainfall and Temperature (1912-2008) from Santa Maria (29°41'S, 53°48'W) and its Connection with Natural Influences. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 77, 152-160, 2012.

- Rigozo, N. R., and Nordemann, D. J. R.: Iterative Regression Analysis of Periodicities in Geophysical Record Time Series. *Rev. Bras. Geofis.* 16 (2/3), 149-158, 1998.
- Rigozo, N. R., Nordemann, D. J. R., Echer, E., and Vieira, L. E. A., 2004. Search for solar periodicities in tree-ring widths from Concórdia (S.C., Brazil). *Pure Appl. Geophys.*, 161, 221–233, 2004.
- Rigozo, N. R., Nordemann, D. J. R., Echer, E., Vieira, L. E. A., and Faria, H. H.: Comparative study between four classical spectral analysis methods. *Appl. Math. Comp.*, 168, 411-430, 2005.
- Rigozo, N. R., Vieira, L. E. A., Echer, E., and Nordemann, D. J. R.: Wavelet Analysis of Solar-ENSO Imprints in Tree Ring Data from Southern Brazil in the Last Century. *Clim. Change*, 60, 329-340, 2003.
- Smart, D. F., and Shea M. A.: Fifty years of progress in geomagnetic cutoff rigidity determinations. *Adv. Space Res.*, 44, 1107-1123, 2009.
- Souza Echer, M. P., Echer, E., Nordemann, D. J. R., Rigozo, N. R., and Prestes, A.: Wavelet analysis of a centennial (1895-1994) southern Brazil rainfall series (Pelotas, 31°46'19"S 52°20'33"W). *Clim. Change*, 87, 489-497, 2008.
- Souza Echer, M. P., Echer, E., Rigozo, N. R., Brum, C. G. M., Nordemann, D. J. R., and Gonzalez, W. D.: On the relationship between global, hemispheric and latitudinal averaged air surface temperature (GISS time series) and solar activity. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 74, 87-93, 2012.
- Svensmark, H., and Friis-Christensen, E.: Variation of Cosmic Ray Flux and Global Cloud Coverage – a Missing Link in Solar-Climate relationships. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 59(11), 1225-1232, 1997.
- Svensmark, H.: Cosmoclimate: a new theory emerges. *News Rev. Astron. Geophys.*, 48, 1.18-1.24, 2007.
- Svensmark, H.: Evidence of nearby supernovae affecting life on Earth. *Mon. Not. R. Astron. Soc.*, 423, 1234-1253, 2012.
- Torrence, C., and Compo, G.P.: A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 61-78, 1998.
- Usoskin, I., Mursula, K., Kananen, H., and Kovaltsov, G. A.: Dependence of cosmic rays on solar activity for odd and even solar cycles. *Adv. Space Res.*, 27(3), 571-576, 2001.
- Usoskin, I., Solanki, S. K., Kovaltsov, G. A., Beer, J., and Kromer, B.: Solar proton events in cosmogenic isotope data. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L08107, doi:10.1029/2006GL026059, 2006.

Vieira, L. E. A., and da Silva, L. A.: Geomagnetic modulation of clouds effects in the Southern Hemisphere Magnetic Anomaly through lower atmosphere cosmic ray effects. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L14802, doi:10.1029/2006GL026389, 2006.

Voiculescu, M., and Usoskin, I.: Persistent solar signatures in cloud cover: spatial and temporal analysis. *Environ. Res. Lett.*, 7, 044004, doi: 10.1088/1748-9326/7/4/044004, 2012.

Wagner, G., Livingstone, D. M., Masarik, J., Muscheler, R., and Beer, J.: Some results relevant to the discussion of a possible link between cosmic rays and the Earth's climate. *J. Geophys. Res.*, 106, D4, 3381-3387, 2001.

Wilcox, J. M.: Solar activity and the weather. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 37, 237-256, 1975.

Table 1. Information on the weather stations in this study.

<b>Station</b>	<b>Code</b>	<b>Coordinates</b>	<b>Altitude</b>
SPO	83781	23.5°S, 46.6°W	792 m
CUR	83842	25.4°S, 49.3°W	924 m
FLO	83897	27.6°S, 48.5°W	2 m
POA	83967	30°S, 51.2°W	47 m

Table 2. Statistically significant periods in the temperature data for each station.

Station	Periods (amplitude in °C)			
	2-7 yr	9-13 yr	19-25 yr	32-34 yr
SPO	2.3 (0.14), 2.9 (0.14), 4 (0.16), 4.4 (0.17), 6.1 (0.19)	9 (0.15), 10.9 (0.14)	19.8 (0.15)	
CUR	2.1 (0.22), 4.1 (0.17), 4.7 (0.22), 5.2 (0.15)	9.1 (0.21)	21.2 (0.18)	
FLO	4.1 (0.16), 4.5 (0.14), 5.2 (0.18), 6.3 (0.18)	11 (0.14)	21.7 (0.22)	33.4 (0.2)
POA	2 (0.16), 3.4 (0.14), 4.1 (0.19), 4.7 (0.22), 6.5 (0.18)	10.7 (0.19)	21.2 (0.16)	

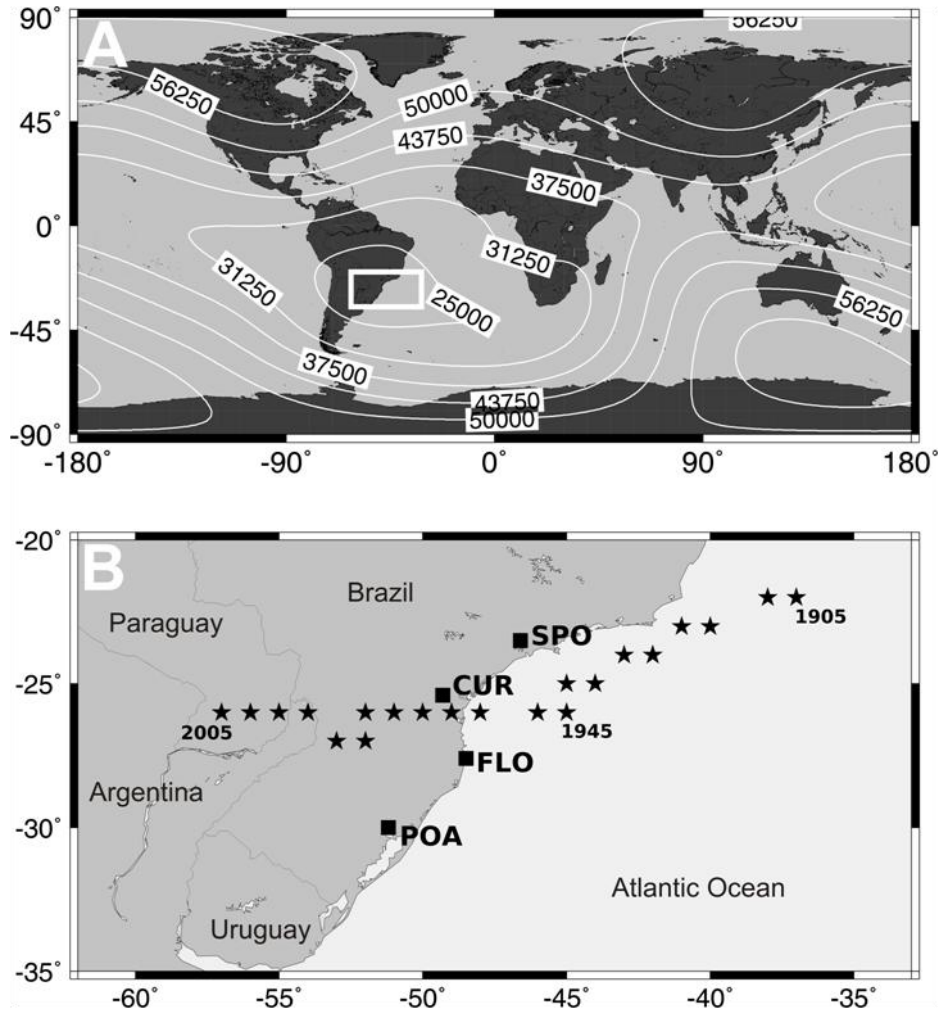


Figure 1. (A) Global geomagnetic field intensity map computed from IGRF data for 2005. The study area is bounded by the white rectangle. (B) Enlarged map of the study area showing the locations of the weather stations (SPO, CUR, FLO and POA) and the SAMA center drift from 1905 to 2005 (black stars), computed every 5 years.



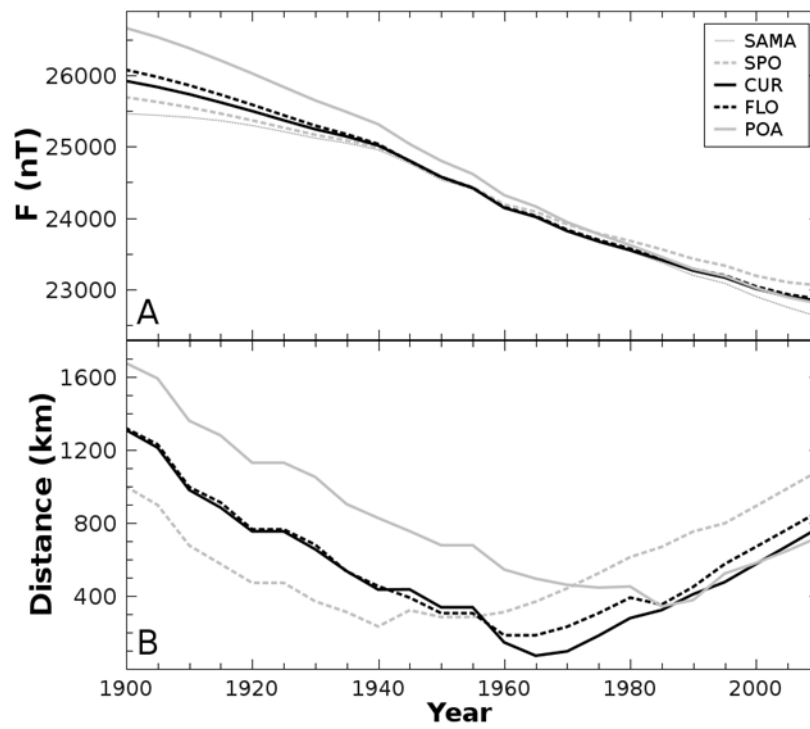


Figure 2. (A) Time evolution of the geomagnetic field intensity at 5-year resolution for the meteorological station positions and the SAMA center from 1900 to 2010. (B) Distance between each station and the SAMA center between 1900 and 2010.

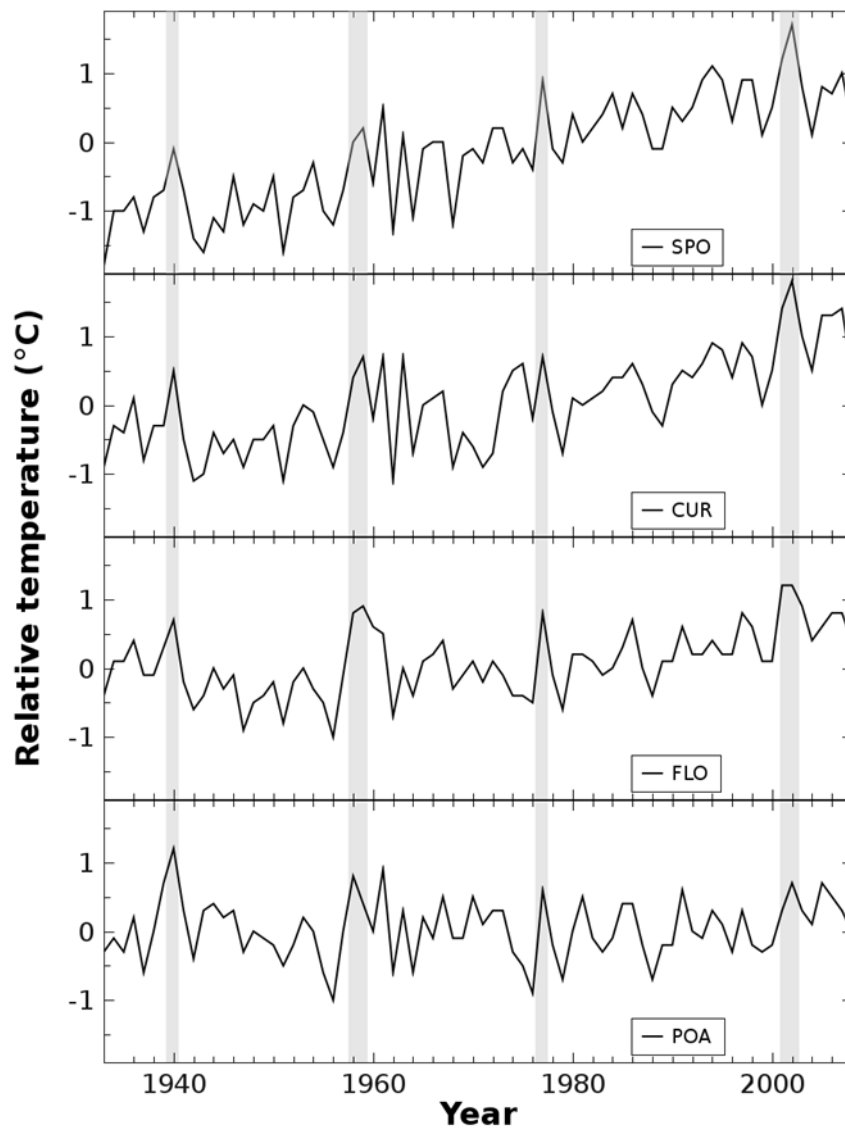


Figure 3. Time series of the relative temperature between 1933 and 2008 for four Brazilian meteorological stations: SPO (A), CUR (B), FLO (C) and POA (D). The shaded bands indicate simultaneous maxima temperature events.

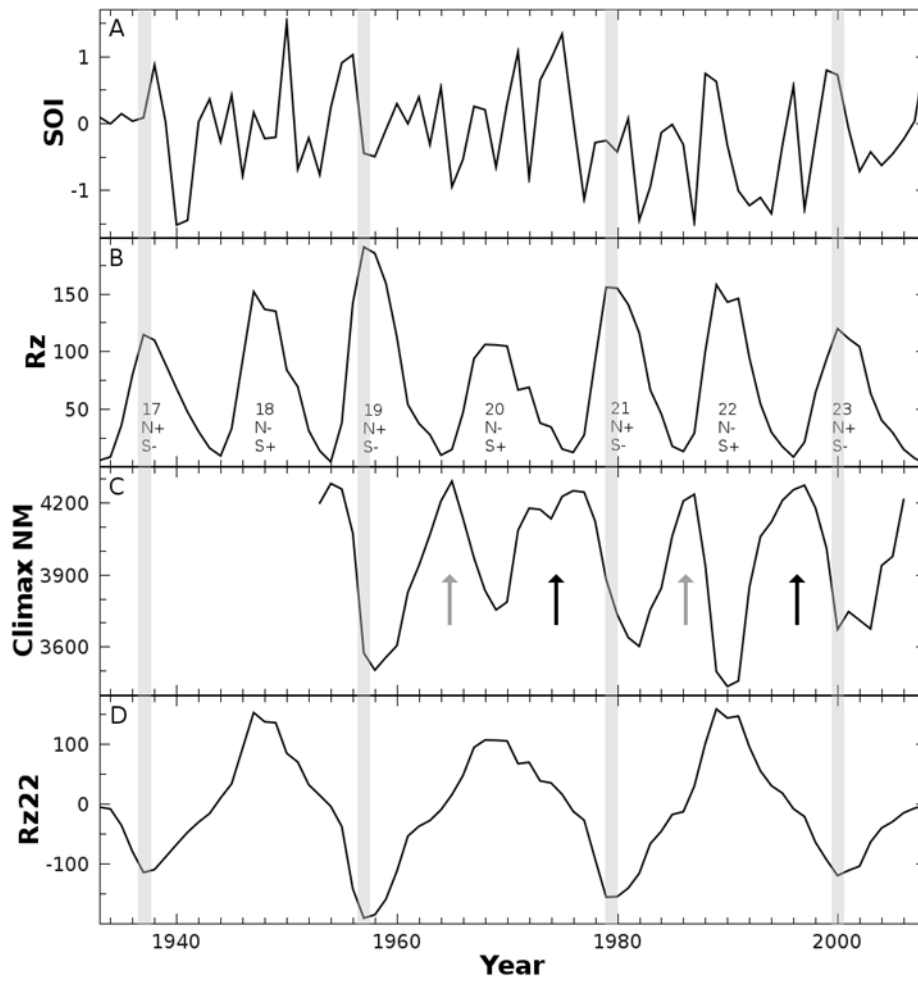


Figure 4. Time evolution of the annual mean SOI index (A), Rz time series (B), neutron counts registered at the Climax Observatory (C), and Rz22 time series (D). The sunspot cycle number and the global solar magnetic field polarity are shown in 4-B. The gray arrows (black arrows) in Fig. 4 C indicate transitions from odd to even (even to odd) cycles. The shaded bands indicate the maxima of odd sunspot cycles.

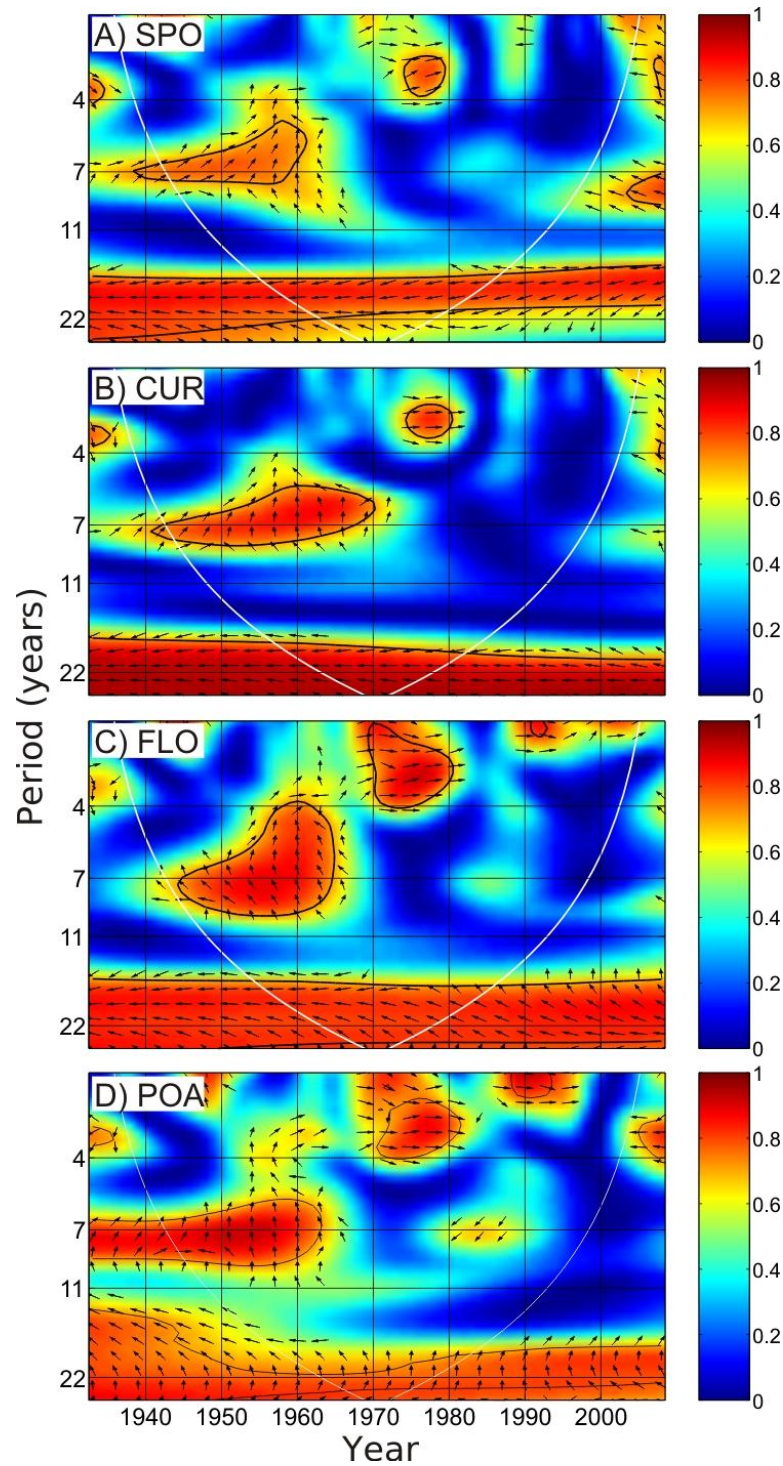


Figure 5. Wavelet coherence spectrum between temperature data and the Rz22 time series computed for SPO (A), CUR (B), FLO (C), and POA (D). Coherence values are indicated by colors. The white line indicates the COI, below which edge effects may be important. The black lines are the limit of the 95% confidence level for red noise. Black arrows represent the phase angle between two investigated time series.

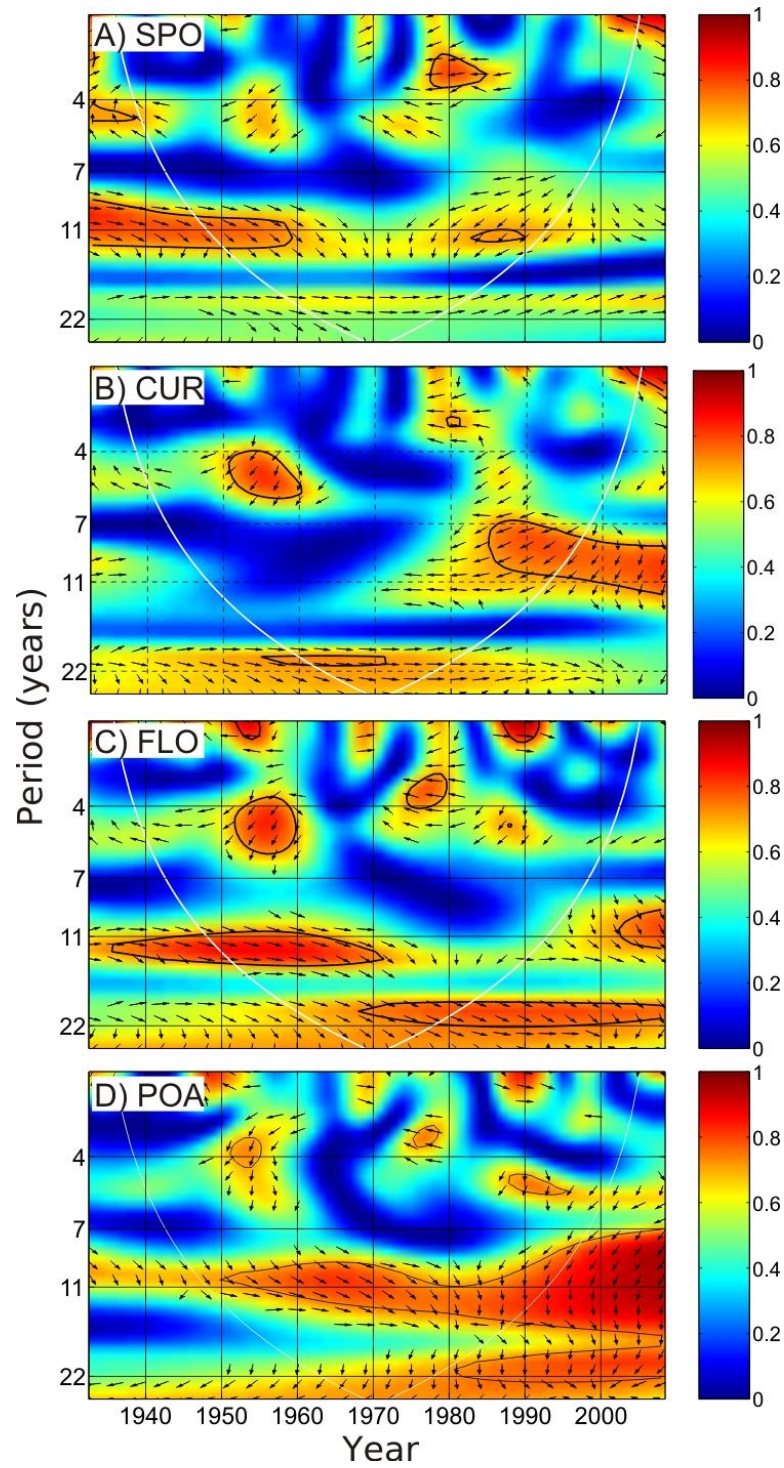


Figure 6. Similar to Fig. 5, but considered for the wavelet coherence spectrum between the temperature data and the  $R_z$  time series computed for SPO (A), CUR (B), FLO (C), and POA (D).

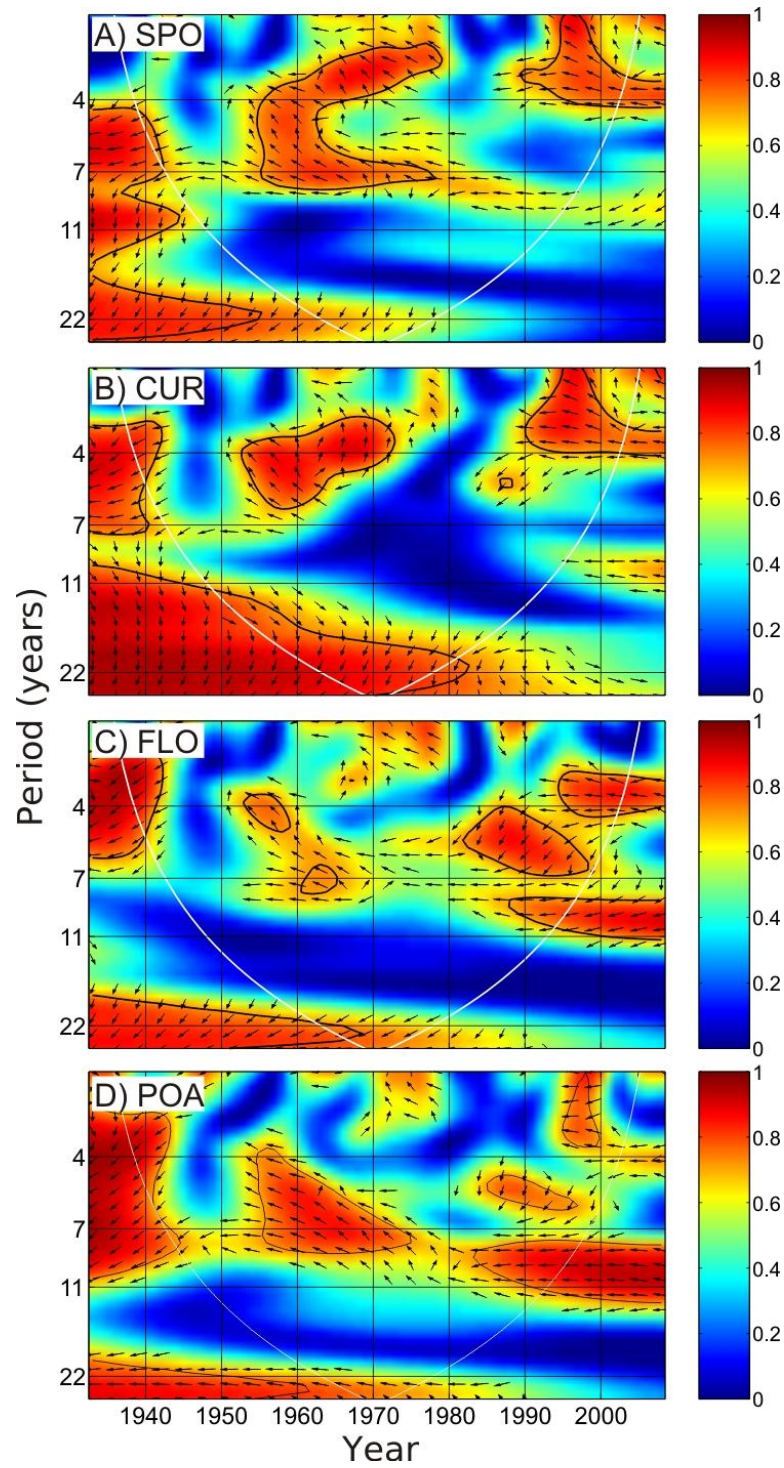


Figure 7. Similar to Fig. 5, but considered for the wavelet coherence spectrum between the temperature data and the SOI index time series computed for SPO (A), CUR (B), FLO (C), and POA (D).